

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Dipartimento di Fisica e Astronomia
Corso di Laurea in Fisica

**Studio dell'innalzamento del livello
marino nella regione del Sud-Est Asiatico
tramite dati da satellite**

Relatore:
Prof. Nadia Pinardi

Presentata da:
Alessandra Stoppelli

Correlatore:
Dott. Rita Lecci

Anno Accademico 2019/2020

Sommario

L'innalzamento del livello marino globale è un indicatore dell'attuale cambiamento climatico, causato da fattori naturali e antropogenici, e rappresenta una minaccia per le fragili comunità costiere, le città e le isole. Scopo di questa tesi è analizzare il trend di crescita del livello marino tramite l'uso di dati osservativi satellitari disponibili per il periodo 1993-2018, ponendo un particolare focus sull'area del Sud-Est Asiatico. I risultati ottenuti dall'analisi sono stati infine confrontati con i trend relativi di crescita del livello del mare calcolati a partire da osservazioni in-situ di stazioni mareografiche sulla costa.

Indice

Introduzione	3
1 Metodi e dataset	6
1.1 Dataset di studio	6
1.2 Anomalia del livello del mare da altimetria satellitare . . .	9
2 Innalzamento del livello del mare: studio dell'area del Sud-Est Asiatico	11
2.1 Area di studio	11
2.2 Trend di crescita del livello marino	14
2.2.1 Elaborazione dei trend	14
2.2.2 Serie storiche e trend locali	16
2.3 Discussione dei risultati	20
Conclusioni	22
A Calcolo del trend	25
Bibliografia	27

Introduzione

L'idrosfera, che rappresenta la totalità di acqua sul globo, è per il 96.5% contenuta negli oceani e nei mari, la restante è per lo più acqua dolce. Di quest'ultima il 68.7% è conservata in ghiacciai e nelle calotte glaciali, il 30% si trova nelle falde sotterranee ed una minima parte nei laghi e nella atmosfera ([1]: Gleick, P.H., 1996). Per questo motivo gli oceani ed i mari sono i protagonisti nella regolazione del clima del Sistema Terra, riescono infatti ad assorbire e trasportare grandi quantità di calore.

Consideriamo, ad esempio, la corrente del Golfo nell'Atlantico del Nord: alle medie latitudini ($\text{Lat} \simeq 20^\circ\text{N}$), essa trasporta verso Nord 1.3 PW di calore medio annuo ([2]: Alison M. Macdonald et al., 2013).

Inoltre le sempre più importanti emissioni di gas serra, tra cui il metano (CH_4), l'anidride carbonica (CO_2) ed il diossido di azoto (N_2O) che rispetto a valori preindustriali hanno aumentato la loro concentrazione atmosferica rispettivamente del 150%, 40% e 20% ([3]: Hartmann D.L. et al., 2013), sono ritenute in parte responsabili dell'aumento della temperatura terrestre. Gli oceani pertanto hanno assimilato la maggior parte del calore in eccesso incrementando la propria temperatura e quindi il loro volume (effetto sterico) ([4]: K.von Schuckmann et al, 2016).

L'aumento del livello medio globale del mare negli ultimi decenni è stata

una delle conseguenze più importanti e note del riscaldamento climatico, che ha messo una gran parte della popolazione mondiale e delle infrastrutture economiche a maggior rischio di inondazioni. Pertanto, è essenziale misurare i cambiamenti del livello del mare negli oceani del mondo nel modo più accurato possibile. L'innalzamento medio globale del livello marino (GMSL) è stato correlato in parte alla perdita di masse di ghiaccio ed in parte all'espansione termica dei mari ([5]: Bindoff N.L. et al.). Negli ultimi decenni, infatti, il riscaldamento globale ha portato ad una diffusa riduzione della criosfera, costituita dalle componenti congelate del sistema Terra, dovuto ad una perdita di ghiaccio delle calotte glaciali, ovvero il ghiaccio continentale che per lo più ricopre parte della terra emersa dell'Antartide e della Groenlandia ([6]: IPCC Technical Summary, 2019). Anche le lastre di ghiaccio, piattaforme galleggianti che si formano quando la calotta glaciale scivola verso la costa e arriva a ridosso dell'oceano, perdono massa a causa dello scioglimento dello strato a contatto con l'oceano ([7]: Dinniman et al., 2016). A causa del grande contenuto di acqua nelle loro calotte glaciali, la Groenlandia e l'Antartide rappresentano la più grande minaccia all'innalzamento del livello del mare. La calotta glaciale della Groenlandia rispetto a quella dell'Antartide sta attualmente perdendo massa il doppio più velocemente, tuttavia quest'ultima ha una quantità di ghiaccio galleggiante otto volte superiore alla prima. Anche il ritiro del resto dei ghiacciai in tutto il mondo contribuisce in maniera decisiva all'innalzamento del livello marino ([8]: Gregory, J.M. et al., 2013). Da dati osservativi in-situ rilevati nel periodo 1993-2015, si è stimato che la calotta glaciale e i ghiacciai hanno contribuito all'innalzamento del livello marino con un tasso di crescita annuale di + 1.31 mm/anno, mentre è di + 1.36 mm/anno il contributo apportato dall'effetto sterico ([9]: Michael Oppenheimer et al., 2019), ovvero l'espansione a seguito di una variazione di densità e quindi di volume dell'acqua. Il tasso totale di GMSL, stimato essere di $+ 3.1 \pm 0.3$ mm/anno dal 1993 ad oggi ([10]: WCRP Global Sea Level Budget Group, 2018), è superiore alla somma dei contributi della criosfera e sterici a causa delle incertezze nella stima della variazione del livello dell'acqua terrestre.

A livello regionale lo studio del cambiamento del livello del mare deve

tener conto della tettonica, della dinamica del mantello e dell'aggiustamento isostatico glaciale, fenomeno nel quale la crosta terrestre si solleva in seguito alla riduzione del peso dei ghiacciai. Questi processi causano il movimento verticale della terra e le variazioni dell'altezza della superficie marina sulle linee di costa. Tale variabilità spaziale deriva anche da una differenza nelle distribuzioni delle masse d'acqua che provocano deformazioni elastiche della Terra solida e variazioni quasi istantanee nel campo di gravità e nella rotazione della Terra ([9]: Michael Oppenheimer et al., 2019).

Di notevole interesse è il potenziale impatto che l'innalzamento del livello marino potrebbe avere su popolazioni che vivono nelle regioni costiere e nelle isole. In tali aree alcuni processi antropogenici, fra i quali l'aumento demografico e i sempre più importanti lavori di insediamento, hanno aumentato l'esposizione e la vulnerabilità di tali comunità ad eventi estremi di innalzamento del livello marino. Infatti altezze locali del livello del mare che si raggiungevano con cadenza centenaria sono sempre più frequenti, e in molti luoghi sono destinate a presentarsi annualmente entro la fine del XXI secolo ([11]: Nerilie Abram et al., 2019). Questi fattori hanno portato a modifiche delle linee costiere e dell'ecosistema ivi presente, il quale perde progressivamente la propria capacità di fungere da barriera protettiva; aggravando gli effetti dell'innalzamento del livello del mare ([9]: Michael Oppenheimer et al., 2019).

Attualmente il livello del mare può essere misurato in due diversi modi: tramite stazioni mareografiche fisse installate sulla costa e tramite altimetria satellitare. Scopo di questa tesi è di studiare l'evoluzione dell'innalzamento marino globale tramite l'analisi di osservazioni satellitari con un focus particolare sull'area del Sud-Est Asiatico (Lat: 15°S-30°N, Lon: 85°E-145°E).

La tesi è organizzata come segue: nel capitolo 1 sono descritti i dati utilizzati per l'analisi dell'anomalia del livello del mare; i metodi usati per l'elaborazione dei trend del livello marino sono invece descritti nel capitolo 2, dove inoltre si riporta un confronto qualitativo con i dati da stazione mareografiche ed i risultati ottenuti. Nell'ultimo capitolo vengono infine tratte le conclusioni del lavoro.

Metodi e dataset

1.1 Dataset di studio

Il Copernicus Climate Change Service¹ (C3S) fornisce informazioni autorevoli sul clima passato, presente e futuro in Europa e nel resto del mondo con lo scopo di sostenerne le politiche di adattamento e mitigazione.

Il C3S offre anche un accesso libero e aperto ai dati climatici allo stato dell'arte.

Il prodotto scelto (Fig 1.1) ed utilizzato per questa analisi è denominato SEALEVEL_GLO_PHY_CLIMATE_L4_REP_OBSERVATIONS_008_057.

Questo dataset fornisce osservazioni globali giornaliere dell'anomalia del livello del mare su griglia regolare basate sulle misurazioni altimetriche satellitari. L'anomalia del livello del mare è definita come l'altezza dell'acqua rispetto alla superficie media del mare in un dato tempo e in una data regione².

In questo dataset le anomalie del livello del mare sono calcolate rispet-

¹see the Copernicus Climate Change Service <https://climate.copernicus.eu/>

²Sea level daily gridded data from satellite altimetry for the global ocean from 1993 to present <https://cds.climate.copernicus.eu>

to a un periodo di riferimento medio ventennale (1993-2012) utilizzando standard altimetrici aggiornati ([12]: F. Mertz e J.F. Legeais. PUGS, 2020).

Questo set di dati viene aggiornato tre volte all'anno con un ritardo di circa 6 mesi rispetto al momento corrente. Il ritardo è dovuto principalmente a fasi di elaborazione e di convalida, essenziali per migliorare la stabilità e la precisione dei prodotti ([13]: Jean-Francois Legeais, 2020).

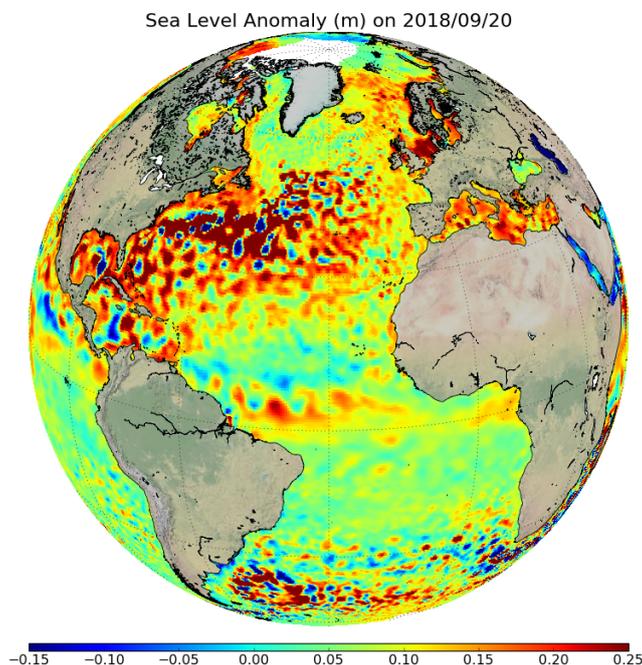


Figura 1.1: Mappa dell'anomalia del livello del mare riferita al 20 settembre 2018

La qualità dei prodotti marini DT (delayed time) forniti dal C3S e prodotti dal sistema di elaborazione DUACS (versione DT-2018) in collaborazione con altri progetti (ESA SL_cci, CNES SALP e CMEMS) è stata valutata confrontando due diverse misure indipendenti tra loro (da stazioni mareografiche e da satellite). In tal modo l'errore per quanto riguarda il livello del mare è stato stimato essere dell'ordine di 0.4 mm/anno su scala globale e di 2-3 mm/anno su quella regionale ([13]: Jean-Francois Legeais, 2018).

Per riuscire a monitorare l'evoluzione a lungo termine del livello del mare è richiesto un dataset omogeneo e stabile ed usare un numero costante di satelliti contribuisce ad assicurare ciò. Per questo tale processo è basato su una costellazione a due satelliti, uno funge da riferimento e garantisce la stabilità a lungo termine del record di dati; l'altro (che varia a seconda del record) viene utilizzato per migliorare l'accuratezza, campionare i processi a mesoscala e fornire una copertura alle alte latitudini. Le missioni di riferimento utilizzate fino ad ora sono TOPEX/Poseidon, Jason-1, Jason-2 e Jason-3 mentre le missioni complementari sono ERS-1, ERS-2, Envisat, SARAL/Altika ([14]: Jean-Francois Legeais, 2020). Il punto forte di questa scelta è dato dal fatto che riducendo il numero di satelliti impiegati, viene notevolmente ridotto il disturbo dato da altri in orbita, che potrebbe danneggiare il valore registrato del livello medio del mare sia regionale che globale. Bisogna tener presente che tra il 1993 e il 1998, lo studio del livello medio globale del mare è stato influenzato da una errore strumentale nelle misure del TOPEX-A ([15]: Benoît Meyssignac J.F. Legeais, 2020).

Il dataset utilizzato per il presente studio si basa su osservazioni satellitari con livello di processamento 4 (L4); sono dataset su cui viene applicata una procedura di interpolazione spaziale per colmare le lacune dovute alla mancanza di osservazioni. Vengono così combinate misure altimetriche calibrate trasversalmente delle diverse missioni utilizzando un'interpolazione ottimale ed il risultato è costituito da mappe globali complete, prive di buchi. La copertura geografica è perciò globale, con una risoluzione spaziale superficiale di $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ($\simeq 25$ Km), e temporale di un giorno; attualmente la copertura temporale è a partire dal 1993. I prodotti vengono memorizzati utilizzando il formato NetCDF (network Common Data Form).

1.2 Anomalia del livello del mare da altimetria satellitare

L'anomalia del livello del mare (SLA), Eq. (1.3), rappresenta la differenza tra l'altezza della superficie del mare (SSH), Eq. (1.1), misurata dagli altimetri al di sopra dell'ellissoide di riferimento e la media della superficie del mare (MSS_N) al di sopra dell'ellissoide di riferimento, calcolata a partire dalla SSH. L'MSS è la media temporale della SSH su un periodo N (Eq. (1.2)), cioè una superficie media al di sopra dell'ellissoide di riferimento. La MSS è approssimata dal geoide, una superficie equipotenziale gravitazionale che corrisponderebbe alla superficie dell'oceano se questo fosse a riposo. Quando l'oceano è influenzato dal vento, dal riscaldamento, dalle precipitazioni e da altre fonti di energia, la superficie dell'oceano si discosta dal geoide. Così, la distanza dal geoide fornisce informazioni sulla dinamica dell'oceano.

Quindi la SLA_N non è altro che l'anomalia del segnale intorno ad una componente media.

Facendo riferimento alla Figura 1.2 che mostra una rappresentazione grafica delle variabili citate nel presente capitolo, possiamo scrivere l'altezza della superficie del mare come:

$$SSH = Orbit - Range - \sum_{i=0}^M C_i \quad (1.1)$$

Dove *Orbit* corrisponde alla distanza tra il satellite e l'ellissoide, *Range* è la distanza misurata dall'altimetro tra il satellite e la superficie del mare ed infine $\sum_{i=0}^M C_i$ è la sommatoria di tutte le correzioni da apportare se si tiene conto degli effetti atmosferici, dei fenomeni geofisici e dello stato della superficie del mare. Possiamo quindi scrivere la superficie del mare media e l'anomalia del livello del mare rispettivamente come:

$$MSS_N = \langle SSH \rangle_N \quad (1.2)$$

$$SLA_N = SSH - MSS_N \quad (1.3)$$

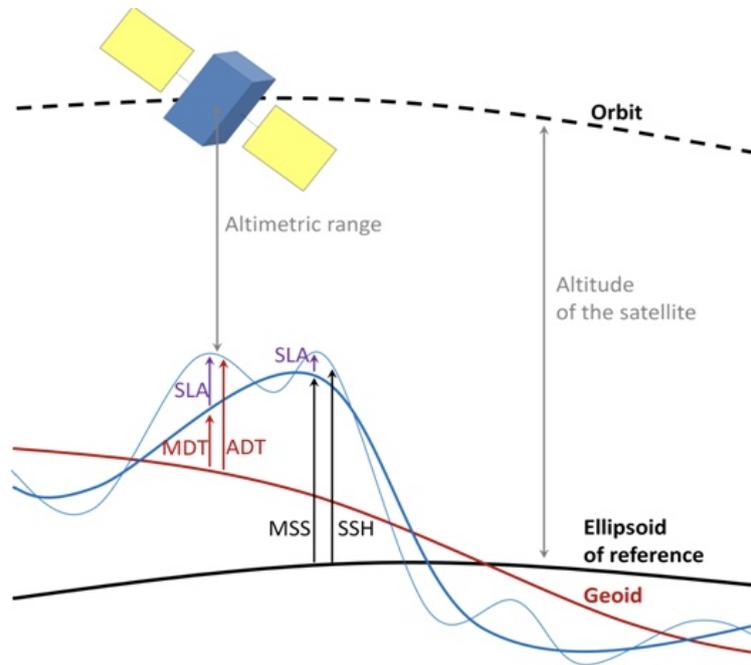


Figura 1.2: Differenti nozioni dell'altezza della superficie del mare usate in altimetria.

In questo set di dati le anomalie del livello del mare sono calcolate rispetto a un periodo di riferimento medio ventennale (1993-2012). Inoltre nei prodotti DUACS è stata adottata la convenzione arbitraria che la media del livello del mare calcolata nel corso dell'anno 1993 fosse impostata a zero. In tal modo la SLA globale media (2.5 cm) nel periodo di riferimento (1993-2012) rappresenta direttamente l'innalzamento del livello del mare globale ([12] F. Mertz and J.F. Legeais. PUGS, 2020).

Innalzamento del livello del mare: studio dell'area del Sud-Est Asiatico

2.1 Area di studio

Il trend del livello del mare può essere valutato studiandone il cambiamento relativo oppure quello assoluto. La prima modalità valuta, principalmente attraverso l'uso di stazioni mareografiche, di quanto l'altezza dell'oceano vari, aumenti o eventualmente diminuisca, rispetto alla terraferma in una particolare località.

Quindi, il cambiamento del livello del mare relativo (RSL) è definito come il cambiamento del dislivello tra la terraferma e la superficie del mare in un tempo ed in un luogo specifici ([9]: Michael Oppenheimer et al., 2019).

Lo studio dell'innalzamento assoluto del livello marino si basa sull'utilizzo di altimetria satellitare, prende come riferimento il centro di massa

della Terra e non considera le variazioni in altezza della terraferma vicina. La variazione assoluta del livello del mare ha, fra le altre cose, il pregio di poter essere stimata su tutte le superfici oceaniche.

Alcuni cambiamenti nel livello marino assoluto e relativo possono essere dovuti a cicli pluriennali, che influenzano la temperatura delle acque, la quantità di sale, le correnti, i venti e la pressione atmosferica. Occorre quindi un periodo piuttosto lungo per ottenere un trend realistico del livello del mare, e poiché i satelliti sono disponibili solo all'incirca dal 1990, i dati ottenuti da satellite devono essere confrontati con quelli provenienti da stazioni mareografiche, collezionati invece da oltre cento anni ([16]: EPA Report on the Environment, Sea Level, 2006).

In questo capitolo verrà proposta una stima del trend assoluto del livello del mare ottenuta a partire da dati satellitari descritti nel Capitolo 1, limitata a zone vicino alla costa e all'oceano aperto Sud-Est Asiatico in un'area di interesse con latitudine e longitudine comprese rispettivamente in un range tra 15°S - 30°N e 85°E - 145°E .



Figura 2.1: Area di interesse

Il Sud-Est Asiatico è un'area geografica situata tra l'Oceano Indiano e l'Oceano Pacifico. E' costituita da una parte continentale, la Penisola Indocinese, da una miriade di isole più o meno piccole e da ampi spazi marini.

La zona è altamente sismica e ricca di vulcani attivi; inoltre le fosse oceaniche a Sud e ad Est degli arcipelaghi sono la traccia di uno sprofondamento della crosta oceanica causato dallo scontro tra la placca continentale pacifica e quella asiatica.

Il Sud-Est Asiatico subisce l'impatto del cambiamento climatico, particolarmente violento se si pensa che la regione in questione è caratterizzata da lunghe zone costiere e numerose zone a bassa quota densamente popolate; che la sussistenza, soprattutto per chi vive in condizioni di povertà, è basata per lo più sull'agricoltura e sulle risorse naturali. Infatti, circa il 20% della popolazione mondiale delle regioni costiere a bassa quota si trova nel Sud-Est Asiatico ([17]: Asian Development Bank, 2009).

In tutta la regione, l'innalzamento del livello del mare causa una serie di effetti devastanti, tra cui l'infiltrazione di acqua salata negli estuari o nelle falde acquifere e l'erosione ed il degrado delle aree agricole costiere. Tali fattori amplificano l'impatto dei cicloni e delle tempeste: infatti oltre ad essere caratterizzate da piogge abbondanti queste zone sono soggette a tempeste tropicali ed a frequenti cicloni.

Tutto ciò rappresenta una crescente minaccia alla sostenibilità socioeconomica delle isole in termini di disponibilità di terra, suolo ed acqua dolce ([18]: Magnan A.K. et al., 2019). Gli effetti dell'innalzamento del livello del mare saranno più pronunciati nelle aree i cui confini sono per lo più costieri, tra cui le Filippine, la Malesia, Singapore e l'Indonesia ([19]: Capili et al. 2005).

Particolare attenzione dovrebbe essere impiegata perciò nella gestione delle barriere coralline: esse forniscono un'importante protezione dalle inondazioni e dalle frequenti tempeste, che altrimenti provocherebbero il doppio dei danni. In Indonesia infatti si sta procedendo con la creazione di barriere artificiali dal momento che quelle pre-esistenti sono state ampiamente distrutte dai numerosi tsunami passati.

2.2 Trend di crescita del livello marino

2.2.1 Elaborazione dei trend

L'analisi dei trend dell'anomalia del livello del mare è stata svolta sul periodo dal 01-01-1993 al 31-12-2018 utilizzando il dataset fornito dal C3S e descritto nel Capitolo 1.

I tools utilizzati a tal fine sono stati CDO, NCO per il processamento dei dati ed NCL per la visualizzazione dei risultati. Il software Climate Data Operator (CDO) è una raccolta di diversi operatori per l'elaborazione standard dei dati per modelli e previsioni climatiche. Tali operatori includono semplici funzioni statistiche e aritmetiche, strumenti di interpolazione spaziale e selezione dei dati nel formato NetCDF ([20]: CDO User Guid Uwe Schulzweida, 2019). NCO invece è una raccolta di risorse per manipolare e analizzare i file netCDF ([21]: NCO User Guide Charlie Zender, 2020) I software utilizzati sono di libero accesso e ampiamente diffusi nella comunità oceanografica per il trattamento dei dati.

Per poter procedere con il calcolo dei trend di SLA per il periodo scelto e l'area di interesse precedentemente descritta, i dati osservativi giornalieri forniti dal dataset sono stati concatenati e successivamente mediati per ottenere dati mensili. Le medie mensili ottenute sono state anch'esse concatenate in modo da ottenere una serie temporale completa sugli anni 1993-2018 a cui è stato rimosso il segnale stagionale, cioè le oscillazioni originate da fattori climatici (come l'alternanza delle stagioni).

A partire dalla serie temporale destagionalizzata dei dati mensili di SLA, che si presume siano distribuiti come $N(a+bt, \sigma^2)$ con a , b e σ^2 sconosciuti, si è proceduto con il calcolo dei trend in mm/anno. Per ogni punto x dell'area di interesse, è stata fatta una stima del parametro a (Eq. (2.1)), che rappresenta l'intercetta e del parametro b (Eq. (2.2)), che rappresenta il coefficiente angolare.

$$a = \frac{\sum_i y_i}{n} - b \frac{\sum_i x_i}{n} \quad (2.1)$$

$$b = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} \quad (2.2)$$

Con $i=1,\dots,n$; dove n è il numero di osservazioni di livello del mare considerate, y_i è il valore di tale osservazione al tempo x_i .

Infine attraverso NCL¹ (NCAR Command Language), un linguaggio interpretato progettato specificamente per l'analisi e la visualizzazione di dati scientifici, è stato prodotto il risultato di tale analisi, riportato in Fig. 2.2.

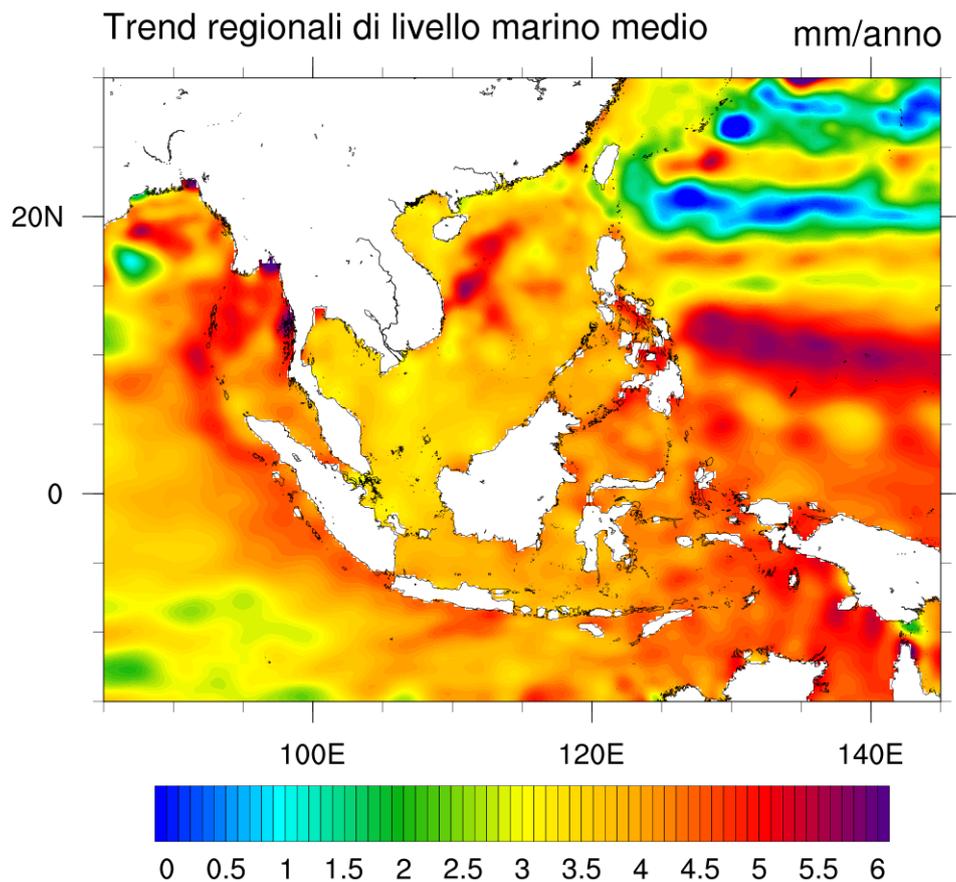


Figura 2.2: SLA Trend regionali, in mm/anno, da Gennaio 1993 a Dicembre 2018

¹<https://www.ncl.ucar.edu/>

2.2.2 Serie storiche e trend locali

Le piccole isole e le zone costiere del Sud-Est Asiatico sono fortemente vulnerabili e a rischio di frequenti inondazioni come conseguenza dell'innalzamento del livello marino, sia a causa di eventi estremi sia a causa dei cambiamenti climatici in corso. Al fine di analizzare il tasso di crescita del livello marino lungo costa, sono state selezionate alcune aree di interesse dove fosse disponibile il dato altimetrico in vicinanza delle stazioni mareografiche gestite da PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level)². Utilizzando il metodo generalizzato dei minimi quadrati, è stata effettuato un'analisi congiunta dell'altimetria satellitare e dei dati mareografici per stimare l'andamento del livello del mare lungo le coste del Sud-Est Asiatico.

Istituito nel 1993, il PSMSL si occupa di collezionare, pubblicare, analizzare ed interpretare dati per i cambiamenti a lungo termine del livello del mare ottenute da stazioni mareografiche. La banca dati del PSMSL contiene valori medi mensili e annuali del livello del mare a partire da quasi 2000 stazioni mareografiche in tutto il mondo. Tali dati mensili ed annuali sono ricevuti dalle autorità responsabili del monitoraggio del livello del mare di ogni regione e sono disponibili come dati non elaborati. Il PSMSL si occupa di riferire le medie mensili ed annuali per ciascun anno ad un dato comune ([22]: Holgate S.J. et al., 2013).

Per l'analisi svolta sono stati utilizzati dati di stazioni che sono state revisionate rispetto un riferimento locale (set di dati "RLR"). Il dato RLR di ogni stazione è definito a circa 7000 mm sotto il livello medio del mare, scelta arbitraria fatta per evitare numeri negativi nei valori RLR medi mensili e annuali risultanti ([23]: PSMSL, 2020).

In Tab. 2.1 è riportato un elenco delle stazioni, selezionate in modo da essere comprese nell'area di interesse, è indicato il codice PSMSL identificativo e la loro posizione geografica. Le ultime due colonne della tabella riportano il risultato del trend, ottenuto impiegando rispettivamente i dati satellitari e quelli da stazioni mareografiche descritti in precedenza (in-situ).

Si precisa che i coefficienti per i trend locali da dati satellitari, sono stati

²<https://www.psmsl.org>

estrapolati dalle serie temporali destagionalizzate dei dati mensili di SLA, ottenute con i metodi indicati nella sezione 2.2.1. Per quanto riguarda i trend locali ottenuti con i dati del PSMSL è stata applicata la medesima procedura, descritta nel dettaglio in Appendice A.

Nome Stazione	Codice	Lat	Lon	Satellite	In-situ
Xi Sha (CHN)	610/4	16.833	112.333	5.00 ± 0.06	4.30 ± 0.06
Pulau Tioman (MYS)	550/2	2.807	104.140	3.67 ± 0.02	1.97 ± 0.03
Port Irene (PHL)	660/3	18.383	122.100	3.93 ± 0.05	8.04 ± 0.18
Ko Lak (THA)	600/21	11.800	99.817	3.74 ± 0.02	8.04 ± 0.05
Padang_b (IDN)	560/33	-0.997	100.375	3.96 ± 0.05	7.08 ± 0.17
Sandakan (MYS)	665/45	5.810	118.067	4.27 ± 0.04	2.99 ± 0.06

Tabella 2.1: Stazioni considerate, nelle colonne dalla 1 alla 4 è riportato il nome, il codice PSMSL e le coordinate di ciascuna, nelle colonne 5-6 sono riportati i valori del trend (mm/anno) con relativo errore rispettivamente elaborato con i dati satellitari e con quelli da stazioni mareografiche.

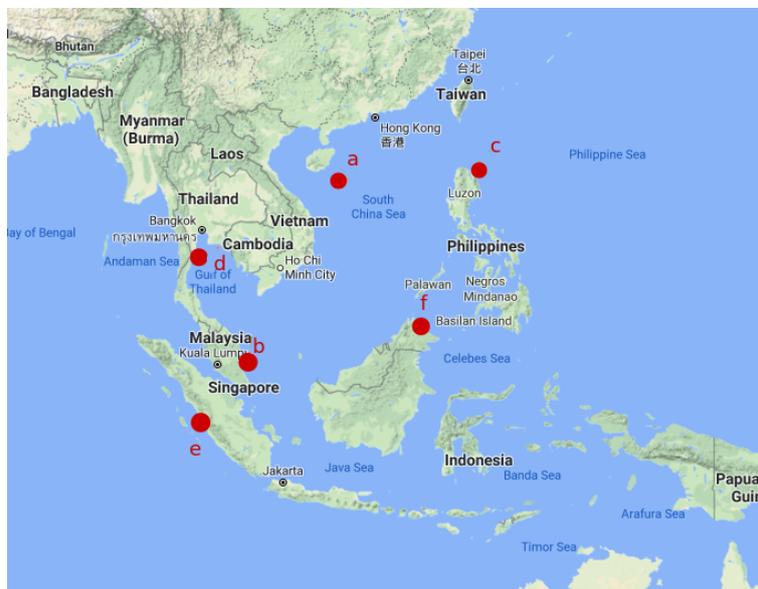
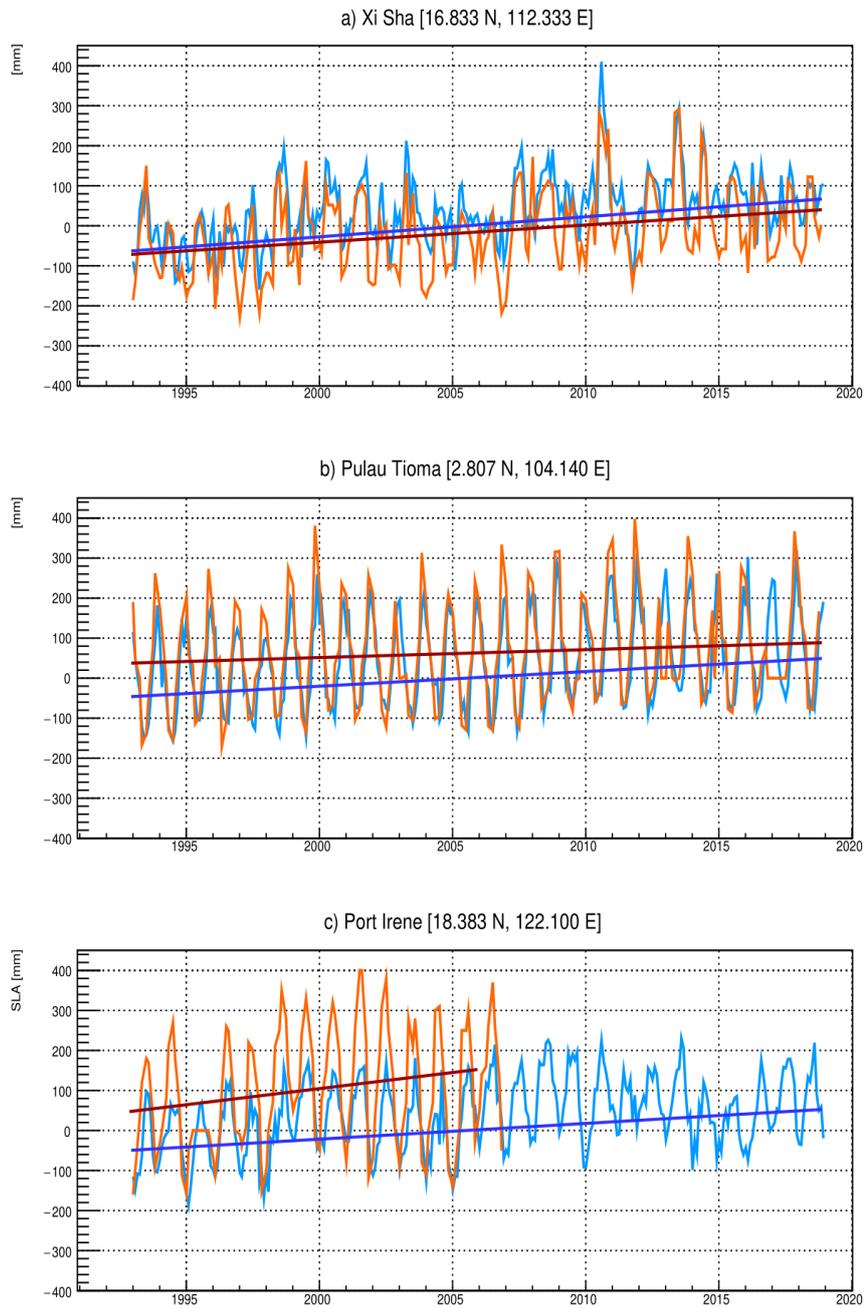


Figura 2.3: Localizzazione delle stazioni mareografiche PSMSL considerate nel presente studio (ref. Tab 2.1)

Tale confronto ha anche permesso di validare il dataset osservativo satellitare descritto nel Capitolo 1. Le Fig. 2.4 a-f, presentano i risultati ottenuti.



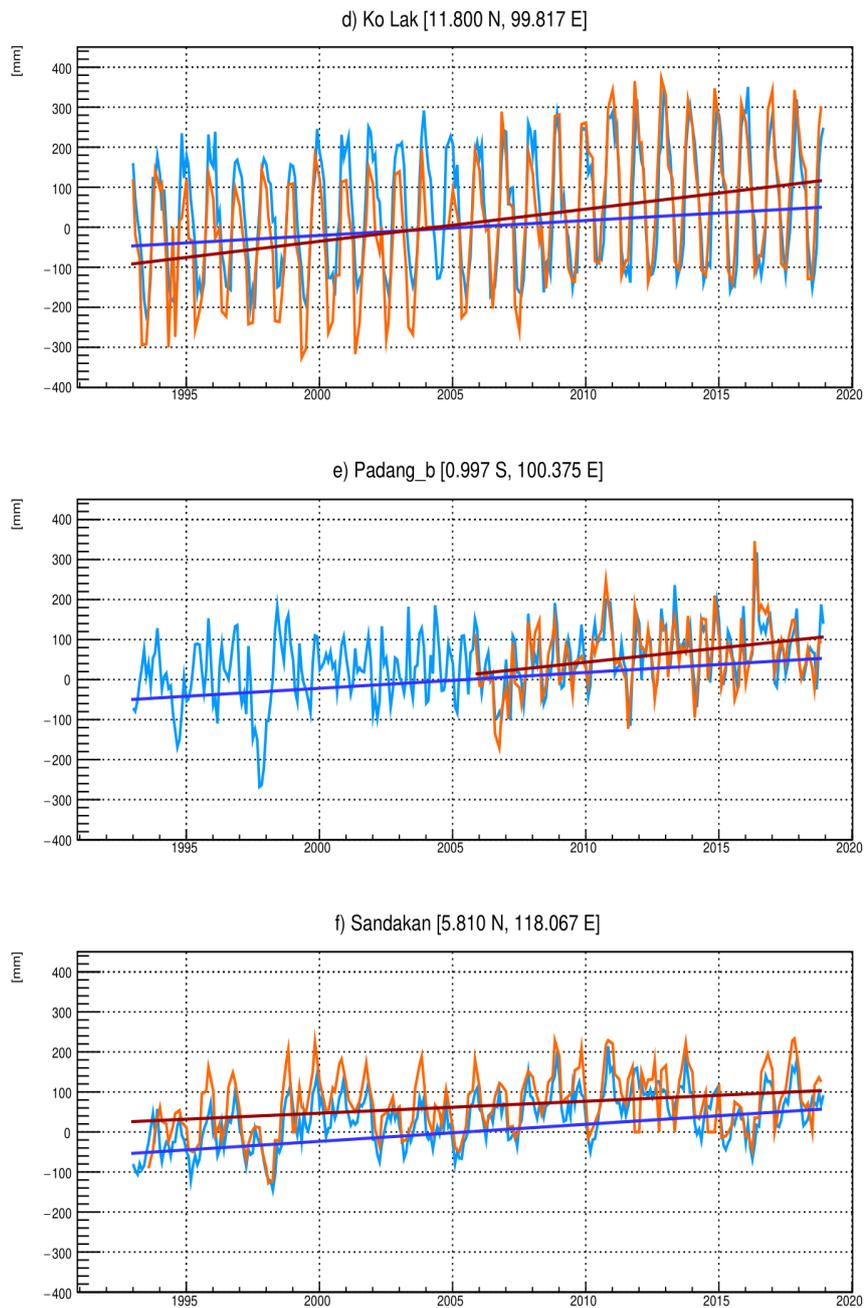


Figura 2.4: Confronto tra i dati mensili di SLA, in-situ da stazioni PSM-SL, con relativo trend in mm/anno (in rosso) e satellitari di L4 dal C3S, con relativo trend in mm/anno (in blu) nelle stazioni di (a)Xi Sha; (b)Pulau Tioman; (c)Port Irene; (d)Ko Lak; (e)Padang; (f)Sandakan. Sull'asse y i valori sono espressi in [mm]

2.3 Discussione dei risultati

Il trend globale di GMSL è stato stimato essere di $+3.1 \pm 0.3$ mm/anno dal 1993 ad oggi ([10]: WCRP Global Sea Level Budget Group, 2018) ma l'innalzamento del livello del mare non è uniforme in tutto il mondo. Dalla Fig. 2.2 si può notare che i valori di tale innalzamento nel Sud-Est Asiatico possano essere compresi in un intervallo da $+6$ mm/anno a 0 mm/anno.

I mari del Sud-Est Asiatico rappresentano un complesso percorso oceanico che collega l'oceano Pacifico e l'oceano Indiano e qui i valori dei trend regionali risultano essere tra i più alti osservati nel periodo moderno dell'altimetria satellitare.

Dalla Fig. 2.2, risultato dell'analisi riportata nel paragrafo 2.2.1, si nota come i trend ottenuti in questa regione e nel periodo considerato siano strettamente positivi.

Risultati confrontabili con quelli del trend globale si possono osservare principalmente nel Golfo del Siam (Sud della Thailandia).

Mentre ad Est dello stato insulare di Taiwan i valori ottenuti, seppur presentando zone con livelli conformi al GMSL, per lo più spaziano da 0 mm/anno a $+2$ mm/anno e quindi risultano essere inferiori alla media globale .

L'andamento del livello del Mare di Giava e Mare di Celebes, rispettivamente a Sud e a Nord-Est dell'isola del Borneo risulta essere di diffuso intorno ai $+4$ mm/anno.

La situazione è più drammatica nel resto dell'area: il Golfo del Bengala, il Mare delle Andamane, la costa meridionale dell'Indonesia (citiamo l'isola di Sumatra, di Giava, di Bali, di Sumba, delle Molucche e della nuova Guinea) dove il Mare di Banda ed il Mare degli Arafura presentano trend anche di $+5$ mm/anno.

I risultati di trend ulteriormente elevati, si riscontrano principalmente ad Est delle Filippine nel Mare delle Filippine, e ad Est del Vietnam nel Mar Cinese Meridionale; con valori che raggiungono anche i $+6$ mm/anno.

La seconda parte dell'analisi è costituita da uno studio del livello di crescita marino in alcune località costiere, caratterizzate da valori di trend particolarmente allarmanti.

Di ciascuna stazione indicata in Tab. 2.1 è stato prodotto un grafico, Fig. 2.4 a)-f) che riporta le serie storiche de dati mensili di SLA, in situ (da stazioni del PSMSL) e satellitari (L4 del C3S) con il relativo trend in mm/anno.

L'obiettivo è quello di capire se i dati satellitari in mare aperto siano rappresentativi del livello del mare locale registrato dalle stazioni mareografiche lungo le coste, in termini di tendenze lineari. È infatti fondamentale valutare l'affidabilità della stima del livello del mare derivata dall'altimetria satellitare nel Sud Est Asiatico confrontandola con la stima ottenuta dalle stazioni mareografiche.

Si noti come il confronto tra i dati in situ e quelli satellitari mostri qualche discrepanza tra le due misure; questo dipende dal fatto che l'altimetria satellitare è inadeguata in prossimità della costa a causa di una risoluzione spaziale superficiale di $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Inoltre altre differenze derivano dal fatto che le stazioni mareografiche sono impiegate nelle zone costiere per la misura delle variazioni del livello del mare rispetto alla terraferma, mentre l'altimetria satellitare consente di misurare nelle superfici oceaniche aperte la variazione assoluta del livello del mare rispetto alla superficie dell'ellissoide ([24]: Taibi et al., 2019). Inoltre come si può vedere in Fig. 2.4 c) ed e), rispettivamente nella stazione di Port Irene e Pedang, i dati in situ spesso sono disponibili per periodi di tempo limitati e le serie temporali sono così incomplete, a causa di problemi strumentali o di inattività delle boe.

Conclusioni

Nel presente studio l'innalzamento del livello marino nell'area del Sud-Est Asiatico è stato valutato mediante il calcolo dei trend per un periodo che va dal 1993 al 2018.

I risultati ottenuti non sono uniformi su tutta l'area considerata e questa grande variabilità implica che le isole e le comunità costiere qui presenti non fronteggiano gli stessi rischi associati all'innalzamento del livello del mare. I tassi osservati sono però risultati positivi nell'intera area.

Concentrando l'analisi sull'andamento locale in prossimità della costa, i risultati ottenuti mediante dati da altimetria satellitare sono stati confrontati con i dati provenienti da stazioni mareografiche. In non tutti i casi è stato riscontrato un buon accordo tra le due diverse misure, nello specifico questo comportamento si è verificato quando la serie temporale dai dati in-situ risultava incompleta.

In conclusione, facendo riferimento all'*IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [9], si riportano alcuni rischi futuri legati all'innalzamento del livello del mare. Si prevede infatti che la perdita di massa dei ghiacciai in tutto il mondo, lo scioglimento del permafrost e la riduzione della copertura nevosa continueranno con certezza nel breve termine (2031-2050) a causa dell'aumento della temperatura

atmosferica. Si prevede che i ghiacciai della Groenlandia e dell'Antartico perderanno massa con un ritmo crescente per tutto il XXI secolo ed oltre, tali cambiamenti nella criosfera non possono che peggiorare in scenari di elevate emissioni di gas serra. Una riduzione di tali cambiamenti dopo il 2050 si avrebbe solamente nel caso in cui tali emissioni venissero drasticamente ridotte.

Per quanto riguarda il livello del mare esso continuerà a crescere, così come gli eventi distruttivi ad esso associati. Il tasso di innalzamento marino viene studiato per due differenti scenari di concentrazione di gas serra: RCP2.6 che rappresenta uno scenario con basse emissioni di gas serra e con azioni future di mitigazione ed RCP8.5 che per contrasto è uno scenario con alte emissioni e con l'assenza di una politica atta a combattere i cambiamenti climatici, in Fig. 2.5 rappresentati rispettivamente in blu ed in rosa. Si prevede che entro la fine del secolo i trend di + 3-4 mm/anno

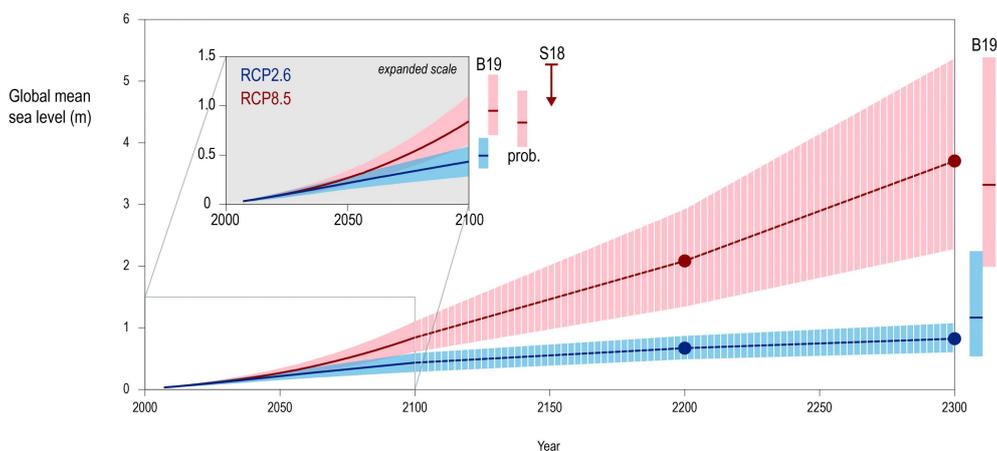


Figura 2.5: Proiezioni dell'innalzamento del livello del mare entro il 2300 tratta dal report dell'IPCC del 2019.

attualmente osservati aumenteranno a + 4-9 mm/anno sotto lo scenario RCP2.6 e a + 10-20 mm/anno sotto l'RCP8.5. Nonostante questo, fino al 2050, l'incertezza sul livello del mare futuro è relativamente piccola, il che fornisce una solida base per una pianificazione di adattamento a breve termine. Oltre tale periodo, l'incertezza nell'innalzamento del livello del mare aumenta sostanzialmente a causa delle incertezze degli scenari di emissione, dei cambiamenti climatici associati e del contributo dei ghiacci dell'Antartico.

Le previsioni per l'innalzamento del livello medio globale per il 2100 risultano essere tra i 0.29–0.59 m (secondo RCP 2.6) e tra i 0.61–1.10 m (secondo RCP 8.5).

Nonostante i ridotti studi di modellizzazione, oltre il 2100 il livello del mare continuerà a salire per secoli e rimarrà elevato per migliaia di anni. Tuttavia, tutti gli studi concordano sul fatto che la differenza dell'innalzamento del livello globale medio tra RCP2.6 e RCP8.5 aumenta sostanzialmente su scale temporali millenarie (anche 10 metri in alcune simulazioni). Nello scenario RCP8.5 gli studi disponibili indicano che il tasso dell'innalzamento sarà compreso entro un intervallo di 2,3-5,4 m nel 2300. Con forti sforzi di mitigazione (RCP2.6), esso sarà mantenuto in un probabile range di 0,6-1,1 m (Fig. 2.5). Sono perciò necessari progetti di adattamento ambiziosi per ridurre i rischi.

Calcolo del trend

I trend lineari del livello marino sono stati ottenuti eseguendo sulle serie storiche di dati di SLA una regressione lineare che segua il metodo dei minimi quadrati. Questa è una tecnica di regressione che permette di trovare una funzione che si avvicini il più possibile ad un insieme di dati. In particolare, la funzione trovata deve essere quella che minimizza la somma dei quadrati delle distanze tra i dati osservati e quelli della curva che rappresenta la funzione stessa.

Secondo il metodo dei minimi quadrati ([25]: Taylor 1997) il coefficiente della regressione b , è da interpretare come la miglior stima del tasso di variazione del livello marino. Tale valore è dato dalla seguente equazione:

$$b = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{\sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2} \quad (\text{A.1})$$

con $i=1, \dots, n$, dove n è il numero di osservazioni di livello del mare considerate, y_i è il valore di tale osservazione al tempo x_i .

Mentre l'intercetta della retta di regressione lineare è data dall'equazione:

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n y_i \sum_{i=1}^n x_i^2 - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n x_i y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} = \bar{y} - b\bar{x} \quad (\text{A.2})$$

Da queste, per il calcolo operativo di a e b , introducendo il concetto di scarti dei valori delle medie aritmetiche ($x'_i = x_i - \bar{x}$ ed $y'_i = y_i - \bar{y}$) tale per cui si ha $\sum_{i=1}^n x'_i = \sum_{i=1}^n y'_i = 0$, troviamo le Eq.(2.1)-(A.1). Secondo Bonaduce, Pinardi, Oddo, Spada e Larnicol (2016) [26] l'incertezza sul tasso di variazione calcolato del livello del mare è determinata costruendo un intervallo di confidenza del 95% per b (Eq. (A.1)). Ciò è calcolando:

$$\sigma = \frac{SEE}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}} t_{0.975,k} \quad (\text{A.3})$$

dove \bar{x} è la media dei x_i e $t_{0.975,k}$ rappresenta il 97.5°percentile nella distribuzione t-Student con $k=n-2$ gradi di libertà.

In Eq. (A.3) SEE è l'errore standard della stima ed è definito come l'RMS (root mean square) delle devianze:

$$SEE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{k}} \quad (\text{A.4})$$

dove y_i è il valore effettivo del livello del mare e \hat{y}_i è il valore stimato.

Considerando b in Eq. (A.1) e σ in Eq. (A.3) il trend del livello del mare è infine dato da:

$$\text{trend} = b \pm \sigma$$

Bibliografia

- [1] PH Gleick e S Schneider. «Encyclopedia of climate and weather». In: *Water Resources* 2 (1996), pp. 817–823.
- [2] Alison M. Macdonald et al. «Chapter 29 - Ocean Heat Transport». In: *Ocean Circulation and Climate*. A cura di Gerold Siedler et al. Vol. 103. International Geophysics. Academic Press, 2013, pp. 759–785. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00029-5>. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780123918512000295>.
- [3] Hartmann D.L. et al. *Observations: Atmosphere and Surface*. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker T.F. et al.]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. IPCC, 2013.
- [4] Karina von Schuckmann et al. *The Copernicus Marine Environment Monitoring Service Ocean State Report, Journal of Operational Oceanography*. CMEMS, 2016.

- [5] Bindoff N.L. et al. *Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level*. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon et al.]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. IPCC, 2007.
- [6] H.-O. Pörtner et al. *Technical Summary In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner et al.]* IPCC, 2019.
- [7] Michael Dinniman et al. «Modeling Ice Shelf/Ocean Interaction in Antarctica: A Review». In: *Oceanography* 29 (dic. 2016), pp. 144–153. DOI: [10.5670/oceanog.2016.106](https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.106).
- [8] J.M. et al. Gregory. *Twentieth-century global-mean sea level rise: Is the whole greater than the sum of the parts? J. Clim.*, 26(13), 4476–4499, doi:10.1175/JCLI-D-12-00319.1. 2013.
- [9] Michael Oppenheimer et al. *Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities*. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner et al.]* IPCC, 2019.
- [10] WCRP Global Sea Level Budget Group. «Global sea-level budget 1993–present». In: *Earth System Science Data* 10.3 (2018), pp. 1551–1590. DOI: [10.5194/essd-10-1551-2018](https://doi.org/10.5194/essd-10-1551-2018).
- [11] Nerilie Abram et al. *Summary for Policymakers*. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner et al.]* 2019.
- [12] F. Mertz e J.F. Legeais. "Product User Guide and Specification Sea Level v1.2". http://datastore.copernicus-climate.eu/documents/satellite-sea-level/D3.SL.1-v1.2_PUGS_of_v1DT2018_SeaLevel_products_v2.4.pdf. 2020.
- [13] Jean-Francois Legeais. "Quality Information Document" QUID for C3S DUACS Products
SEALEVEL_*_PHY_CLIMATE_L4_REP_OBSERVATIONS_008_0*

- (*CMEMS-SL-QUID-008-056-058*). In: *CMEMS on-line documents*. <http://marine.copernicus.eu>. 2018.
- [14] Jean-Francois Legeais. "Quality Information Document" *QUID Ocean Monitoring Indicator (OMI) of the Copernicus Marine Environment Monitoring Service*. <https://resources.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-OMI-SEALEVEL-QUID.pdf>. 2020.
- [15] Benoît Meyssignac J.F. Legeais. "Product Quality Assessment Report v2.3; Sea Levelv1.1". 2020.
- [16] U.S. Environmental Protection Agency. "Report on the Environment, Explore ROE Indicators: Sea Level". <https://www.epa.gov/roe/>. 2016.
- [17] Asian Development Bank. *Asian Development Bank, The Economics of Climate Change in Southeast Asia: A Regional Review*. <http://www.adb.org/Documents/Books/Economics-Climate-Change-SEA/default.asp>. April 2009.
- [18] Magnan et al. *Cross-Chapter Box 9: Integrative Cross-Chapter Box on Low-Lying Islands and Coasts*. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner et al.]* IPCC, 2019.
- [19] EB Capili, ACS Ibay e JRT Villarin. «Climate change impacts and adaptation on Philippine coasts». In: *Proceedings of OCEANS 2005 MTS/IEEE*. IEEE. 2005, pp. 2299–2306.
- [20] Uwe Schulzweida. *CDO User Guide: Climate Data Operator Version 1.9.8*. 2019.
- [21] Charlie Zender. *NCO 4.9.5-alpha02 User Guide*. 2020.
- [22] Holgate S.J. et al. *New Data Systems and Products at the Permanent Service for Mean Sea Level*. *Journal of Coastal Research: Volume 29, Issue 3: pp. 493 – 504.*; doi:10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1. PSMSL, 2013.
- [23] PSMSL. *Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL), 2020, "Tide Gauge Data", 9 Jan 2017*. <http://www.psmsl.org/data/obtaining/>.

- [24] Hebib Taibi e Mahdi Haddad. «Estimating trends of the Mediterranean Sea level changes from tide gauge and satellite altimetry data (1993–2015)». In: *Journal of Oceanology and Limnology* 37.4 (2019), pp. 1176–1185.
- [25] John Taylor. *Introduction to error analysis, the study of uncertainties in physical measurements*. 1997.
- [26] Antonio Bonaduce et al. «Sea-level variability in the Mediterranean Sea from altimetry and tide gauges». In: *Climate Dynamics* 47.9-10 (2016), pp. 2851–2866.