

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

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

Il livello del mare visto dai mareografi

Relatore:
Prof. Giorgio Spada

Presentata da:
Gabriele Bentivoglio

Anno Accademico 2021/2022

Sommario

I mareografi sono strumenti che misurano il livello del mare in un punto della costa. Tuttavia, essendovi ancorati, essi sono soggetti al suo movimento. Inoltre, il livello del mare è fortemente influenzato da effetti locali. In una prima parte, si è quindi selezionato un insieme di questi in base alla completezza dei dati e a restrizioni geografiche, in modo che nel loro complesso fossero il più possibile rappresentativi della situazione media globale. Di ognuno di essi si sono studiati la monotonicità e l'andamento in due ventenni consecutivi, il primo dal 1980. In questo modo è stato possibile evidenziare, ove presenti, modifiche nel tasso di variazione annuale del livello del mare in ogni località nei due periodi. Studiati i singoli mareografi si è poi proceduto ad effettuarne uno *stacking* per ottenere una stima meno influenzata da effetti locali. Il test di monotonia identifica in entrambi i casi un chiaro trend crescente. Il risultato della regressione lineare sui due periodi ha fornito tassi pari rispettivamente a (2.1 ± 0.5) mm/yr e (4.7 ± 0.5) mm/yr. Per migliorare la significatività del test di monotonia, si sono poi rimossi i modi semi-periodici mediante il metodo di decomposizione EMD (*Empirical Mode Decomposition*). Ripetendo la regressione lineare si ottengono risultati simili ma con minore incertezza: (2.3 ± 0.2) mm/yr e (4.9 ± 0.2) mm/yr. Come approccio alternativo, per cercare di superare l'arbitrarietà della scelta dei due archi temporali, si è effettuato un fit quadratico sulle serie dati dal 1980 al 2020. In questo modo, è stato possibile identificare e raggruppare situazioni contraddistinte da andamenti generali simili. In seguito, si è mostrato come, in entrambi i periodi, ci sia una forte correlazione lineare fra i mareografi sulla costa occidentale degli Stati Uniti e fra i mareografi posti nel Mediterraneo. Infine, viene studiato il caso dei mareografi della Laguna Veneta e la loro correlazione con altri posizionati nell'Adriatico settentrionale.

Indice

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Introduzione | 3 |
| 2 | Scelta dei mareografi | 6 |
| 2.1 | Criteri di scelta | 6 |
| 2.1.1 | Mareografi negli Stati Uniti | 7 |
| 2.1.2 | Mareografi in Europa | 7 |
| 2.1.3 | Mareografi in America centro-meridionale | 9 |
| 2.1.4 | Mareografi in Asia | 10 |
| 2.1.5 | Mareografi in Oceania | 11 |
| 2.1.6 | Il caso di Africa e subcontinente indiano | 11 |
| 3 | Analisi dati | 12 |
| 3.1 | Analisi degli andamenti | 12 |
| 3.1.1 | Test di Mann Kendall | 15 |
| 3.1.2 | Regressione lineare | 16 |
| 3.1.3 | Empirical Mode Decomposition | 20 |
| 3.1.4 | Analisi sullo stacking | 21 |
| 3.1.5 | Andamenti polinomiali | 30 |
| 3.1.6 | Test statistici di correlazione | 35 |
| 4 | Mareografi di Venezia | 37 |
| 5 | Conclusioni | 40 |
| A | Appendice | 42 |
| A.1 | Sollevamento isostatico | 42 |

Capitolo 1

Introduzione

Lo studio dell'andamento del livello del mare nel tempo è fondamentale dato l'impatto che questo può avere sulle comunità costiere e l'ecosistema, con sempre più regioni che verranno a trovarsi al di sotto del livello del mare ed eventi estremi un tempo considerati rari sempre più frequenti. Da inizio Novecento è presente sulle coste una sempre più fitta rete di strumenti detti mareografi che misurano i cambiamenti verticali del livello del mare. Il PSMSL (*Permanent Service for Mean Sea Level*, <https://www.psmsl.org/>), fondato nel 1933, è responsabile di pubblicazione e analisi dei dati provenienti da tutto il globo.

Risulta importante prendere in considerazione i dati del livello del mare ottenuti mediante mareografi, pur essendoci anche altri metodi per monitorarlo, grazie all'introduzione di tecnologie satellitari, che hanno permesso negli ultimi decenni di effettuare osservazioni ad altissima precisione. Prova di ciò è la grande attenzione che si pone ai dati forniti da queste rilevazioni mareografiche, alla loro validazione e a grandi lavori di recupero di registri di dati dei secoli precedenti [Inayatillah et al., 2022] con serie di dati lunghe anche centinaia di anni, come quella di Amsterdam, per cui le prime registrazioni risalgono al XVIII secolo. Le serie storiche sono fondamentali per determinare un'eventuale cambiamento del tasso di variazione del livello del mare, un problema che resta ad oggi aperto data la sua complessità.

In particolare, si osserva che esso è soggetto a una rimarchevole variabilità decennale. Si osserva infatti un andamento significativamente superiore alla medie dei decenni precedenti fra il 1993 e il 2003, determinato con dati mareografici [Church and White, 2006] e confermato in seguito da dati altimetrici [Solomon et al., 2007]. Secondo alcuni studi però il tasso significativamente superiore dell'ultimo secolo rispetto ai millenni precedenti è molto probabilmente

di origine antropica [Wong and Woo, 2010] e potrebbe esserlo anche l'ulteriore incremento osservato nel decennio menzionato precedentemente. Tuttavia non è ancora chiaro se questa accelerazione sia dovuta a normali oscillazioni decadali oppure ad un effettivo cambio di andamento sul lungo termine.

Esistono infatti numerose oscillazioni climatiche che possono influenzare il livello del mare e non è chiaro se l'apparente accelerazione della variazione del livello del mare sia attribuibile ad esse [Douglas, 1992]. Una di queste è l'Oscillazione Pacifica Decadale, intensa ma non regolare, per la quale si sono osservate inversioni di andamenti ogni qualche decina di anni nel corso del Novecento. Sull'Oceano Atlantico si osserva invece l'Oscillazione Atlantica Multi-decadale, un fenomeno con una periodicità stimata fra i 60 e gli 80 anni, ma la cui influenza sul livello del mare è ancora oggetto di studio [Ozgenç, 2017].

Il livello medio del mare è il risultato della combinazione di questi ed altri effetti ed è considerato un importante indicatore del cambiamento climatico (<https://climate.copernicus.eu/climate-indicators/sea-level>). Infatti è causato non solo dall'espansione termica, il cui effetto è sempre più significativo [Solomon et al., 2007], dovuta ad un incremento della temperatura mediaqua degli oceani negli ultimi decenni, ma anche da un contributo apportato dallo scioglimento delle masse glaciali, sia i ghiacciai che le calotte di Antartide e Groenlandia. Il carattere anche locale del termine dato dallo scioglimento delle masse glaciali, ha permesso di stimarne il contributo che una particolare di esse può aver dato all'aumento del livello del mare [Douglas, 2008], studiandone il livello in prossimità dei punti in cui le acque provenienti dallo scioglimento si immettono nell'oceano. Considerando questo fatto e la geometria variabile delle coste non è difficile comprendere come il livello e il tasso di variazione siano differenti in diversi punti della costa, già evidente con il solo uso dei mareografi ma confermato anche con l'uso di altimetri satellitari, che hanno permesso di valutare questa variabilità anche allontanandosi dalle coste. Risulta di particolare interesse studiare quindi la correlazione fra diverse serie mareografiche per distinguere effetti puramente locali da quelli invece causati da processi su scala globale.

Resta importante ricordare come sia necessario escludere contributi esterni che alterano le misurazioni effettuate con i mareografi; essi infatti, essendo ancorati alla costa, si muovono con essa. Pertanto è necessario tenerne conto, attraverso ad esempio l'applicazione di opportuni modelli, in quei luoghi soggetti a rilassamento post-glaciale, a subsidenza causata da processi naturali o antropiche, come estrazione di acqua o idrocarburi dal sottosuolo, o anche in prossimità di margini convergenti fra placche.

Tali criteri verranno meglio esplicitati nel capitolo successivo, in cui si affronta il problema della scelta del campione di mareografi. Nella parte seguente, sarà invece effettuata un'analisi degli andamenti secondo diversi approcci alternativi. Infine, nell'ultimo capitolo, si discuterà il caso particolare della Laguna Veneta inserita nel contesto del Mar Adriatico settentrionale.

Capitolo 2

Scelta dei mareografi

2.1 Criteri di scelta

Esiste un grande numero di mareografi distribuiti sulle coste di tutti i continenti. Negli anni si è cercato di fornire criteri di selezione adeguati per determinare quali di questi fossero effettivamente attendibili nel dare informazioni sul livello del mare e sul suo andamento. Sono infatti numerosi gli aspetti da tenere in considerazione che potrebbero influire sulle misurazioni.

Un aspetto fra i più rilevanti è il rilassamento post-glaciale, che comporta un sollevamento isostatico della crosta in quei punti della Terra che, al culmine dell'ultima glaciazione risultavano ricoperti da grandi masse ghiacciate: aree come la penisola scandinava e la parte settentrionale del Nord America si sollevano tutt'oggi di alcuni centimetri all'anno. Altresì importante è considerare la subsidenza delle zone immediatamente adiacenti e legata allo stesso fenomeno, come evidenziato in numerosi studi recenti [Farrell and Clark, 2007; Sella et al., 2007]. Essa infatti causa ampie variazioni del livello marino relativo. Esistono diversi modelli che cercano di spiegare nel modo più accurato possibile in che modo questi sollevamenti influenzano le misurazioni dei mareografi.

Al fine di evitare possibili effetti legati alla scelta di un particolare modello, si è deciso di adottare l'approccio già scelto da Douglas in studi precedenti [Douglas, 1997], evitando quindi i mareografi che si trovano in zone precedentemente coperte da ghiacci durante l'ultima glaciazione e quindi direttamente soggette al suddetto fenomeno. Douglas suggerisce però anche altri criteri, sempre basati su aspetti legati alla dinamica interna della Terra. Si ritiene infatti necessario evitare quei mareografi che si trovino troppo vicini a un margine convergente

fra placche, in quanto gli sforzi fra esse potrebbero comportare deformazioni e alterare la misura, come già evidenziato dal confronto con dati altimetrici. Essi hanno mostrato come le peggiori corrispondenze si abbiano proprio in corrispondenza delle coste occidentali del Sud America e nelle regioni costiere di Giappone e Alaska [Vinogradov and Ponte, 2011].

Altresì importante è utilizzare mareografi che abbiano una serie di dati sufficientemente completa, anche considerando che la regressione lineare verrà effettuata su intervalli di tempo di soli 20 anni. Si è quindi deciso di considerare solo mareografi che abbiano almeno il 75% degli anni considerati con un dato valido.

Il punto di partenza nella scelta del campione dei mareografi è quindi proprio stata la selezione fatta da Douglas nel 1997, mostrata in Figura 2.1. Molti dei mareografi in tale lista sono però oggi inattivi, per altri i dati non sono ancora stati sottoposti a validazione, pertanto si è resa necessaria una sostituzione di tali elementi con altri che continuassero a rispettare i requisiti prefissati. Di seguito verranno esplicitamente descritti, caso per caso, le motivazioni che hanno portato alla scelta dei nuovi mareografi. Il set finale e la posizione geografica di tutti i mareografi scelti sono mostrati nel capitolo successivo.

2.1.1 Mareografi negli Stati Uniti

Per quanto riguarda i mareografi negli Stati Uniti, la totalità di quelli selezionati precedentemente da Douglas hanno continuato a registrare dati anche negli ultimi 25 anni, e con grande completezza. Questo li rende adeguati a essere mantenuti nel campione, anche alla luce della grande serie storica di cui sono dotati, punto di riferimento per decine di articoli sull'andamento del livello del mare sia a livello locale che globale. Si sceglie di non integrare altri dati in una zona non precedentemente considerata da Douglas, la costa del Texas, a causa di una documentata subsidenza di origine naturale nell'area in cui i mareografi sono installati [Zhou and Wang, 2021].

2.1.2 Mareografi in Europa

Come già ben documentato, molti dei mareografi con serie storiche lunghe devono essere necessariamente esclusi con l'applicazione dei criteri sopra menzionati [Spada and Galassi, 2012]. In particolare tutti quelli della zona della penisola scandinava, ma anche regioni adiacenti, come le coste del Mar Baltico e del Mare del Nord in quanto anch'esse fortemente

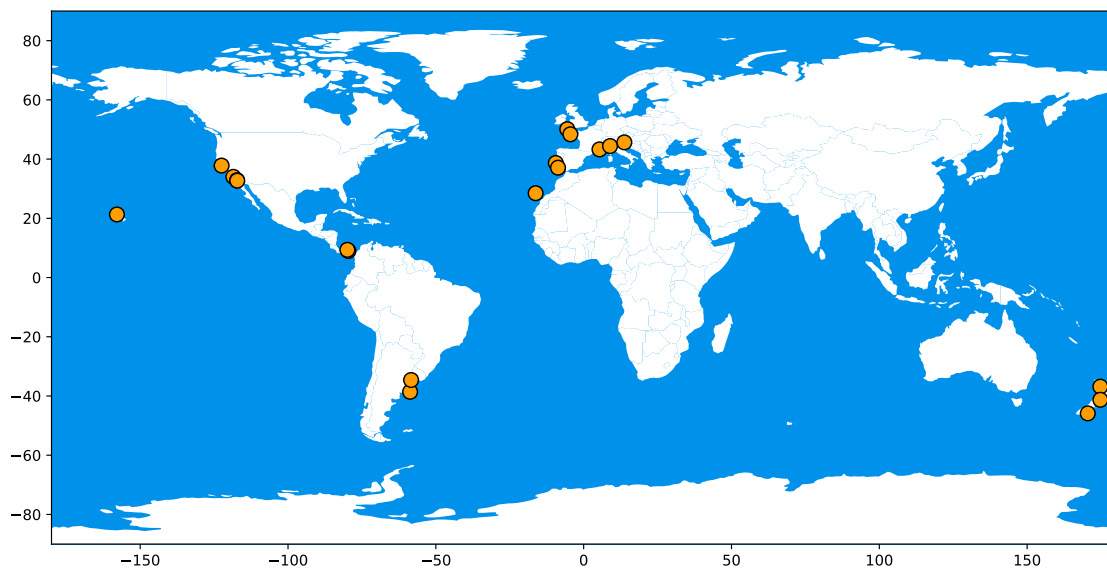


Figura 2.1: Mappa raffigurante le posizioni dei mareografi scelti da Douglas per il suo articolo sullo studio del livello del mare del 1997 [Douglas, 1997]. Sulla costa occidentale degli Stati Uniti, fanno parte del campione quelli di San Francisco, Santa Monica, San Diego e La Jolla. Procedendo verso sud, seguono Cristobal e Balboa. In Sud America, i mareografi di Quequen e Buenos Aires. Sulla costa orientale degli Stati Uniti, invece, sono stati selezionati quelli di Pensacola, Fernandina e Key West. In Europa, troviamo sulla costa atlantica gli strumenti collocati a Newlyn, Brest, Cascais e Lagos, mentre nel Mediterraneo quelli di Trieste, Marsiglia e Genova. Anche il mareografo di Tenerife è incluso nello studio. Passando all'area pacifica, Douglas sceglie per il campione gli strumenti posti a Honolulu, Lyttleton, Wellington, Dunedin e Auckland.

influenzate da processi legati al rilassamento post glaciale. Prendendo a titolo di esempio il mareografo di Stoccolma, si può osservare una diminuzione del livello del mare con un tasso di 3.8mm/yr proprio a causa del sollevamento della crosta continentale a cui lo strumento è fissato [Cipollini et al., 2017].

Per quanto riguarda il Mar Mediterraneo, il mareografo di Genova utilizzato da Douglas non dispone di dati recenti e non è quindi possibile sfruttarlo per il tipo di analisi che si vuole compiere. Data la vicinanza, si è scelto di rimpiazzarlo con il mareografo di Nizza, che invece risulta avere dati piuttosto completi nell'arco di tempo desiderato. L'andamento risulta inoltre compatibile con quello registrato a Monaco, sulla costa francese, pertanto si ritengono i dati validi e si ipotizza che non fosse stato già scelto da Douglas nel 1997 per i diversi obiettivi dell'articolo. Si cercava infatti di comprendere l'andamento su scale temporali maggiori, studiando l'andamento del livello medio del mare su un arco di diversi decenni. Il mareografo di Nizza risultava attivo solo da alcuni anni al momento della pubblicazione di tale articolo. Altri invece, già scelti da Douglas 1997, hanno serie di dati che proseguono con grande completezza nei decenni successivi fino ad oggi. Alla luce di ciò entrano di diritto a far parte del campione che verrà usato i mareografi di Brest e Marsiglia.

Una situazione particolare si ha per Vigo e Trieste, dove un mareografo con una serie storica decennale è stato affiancato negli ultimi anni da un nuovo mareografo collocato in prossimità. In entrambi i casi, non solo gli andamenti non risultano in accordo, ma sembrano suggerire andamenti del livello medio del mare contrastanti. Si è quindi scelto di dare credito ai dati forniti dai mareografi presenti storicamente nelle due località, in quanto già usati, anche in periodi recenti, in stime dell'andamento locale del livello del mare [García et al., 2012].

Spostandosi verso est, si è scelto di aggiungere al campione il mareografo di Tuapse all'interno del Mar Nero, già impiegati per un'indagine locale sul livello medio del mare [Beşel and Tanır Kayıkçı, 2020]. In seguito verrà analizzata anche la correlazione fra la sua serie dati e quelle dei mareografi del Mediterraneo scelti.

2.1.3 Mareografi in America centro-meridionale

Anche in questo caso, mareografi con serie storiche particolarmente complete non risultavano avere dati per l'ultimo ventennio. Ove possibile, si è cercato di sostituirli con mareografi adiacenti. Al posto dello strumento collocato a Buenos Aires ad esempio è stato possibile adottare

il mareografo di Palermo, posto in un altro quartiere della stessa città, avendo anche modo di confrontare l'andamento nell'intervallo di tempo comune e avendone appurato la compatibilità. Per impossibilità di confronto, data l'incompletezza dei dati nel periodo comune, non si è invece preso in considerazione il mareografo di Montevideo.

Spostandosi più a sud, il mareografo di Quequen ha terminato la registrazione di dati dal 1990 e si è pensato di utilizzare al suo posto il vicino mareografo del porto di Mar del Plata, verificando che l'andamento corrispondesse, nel periodo comune, con il secondo mareografo della città. In entrambi i casi non si ritiene che le sostituzioni influenzino il rispetto dei criteri sopra menzionati da parte del campione scelto, in quanto si trovano in punti accomunati dalle stesse caratteristiche topografiche e parimenti distanti da aree coinvolte in glaciazioni e da margini fra placche.

2.1.4 Mareografi in Asia

Per avere adeguata copertura globale e rendere più accurata possibile la stima dell'andamento del livello medio del mare, è necessario includere mareografi da più aree geografiche possibili. Guardando all'oriente, i dati provenienti dal Giappone sono da escludere, in assenza di modelli adeguati, data l'intensa attività tettonica che caratterizza l'arcipelago.

Considerando invece la terraferma, non ci sono mareografi nel campione scelto da Douglas sulla costa di Cina, Corea e sud-est asiatico. Ritenendo comunque importante considerare dati provenienti da questa parte del globo, si è fatto riferimento a due mareografi posti in città portuali cinesi, già messi in relazione con dati satellitari e trovati in accordo nel periodo studiato [Yang et al., 2018]. Si considera quindi accettabile includere i dati relativi a Dalian e Kanmen. Per quest'ultimo, come ulteriore mezzo di verifica, si è confrontato l'andamento con quello del vicino mareografo di Laohutan, risultato compatibile nel periodo comune.

Spostandosi invece al sud-est asiatico, la maggior parte dei mareografi hanno serie dati molto brevi o presentano l'effetto di attività antropiche, come nel caso del mareografo di Fort Phrachula nei pressi di Bangkok, che mostra un tasso di crescita del livello del mare di circa 15mm/yr [Cipollini et al., 2017], a causa di un'incrementata estrazione di acque sotterranee che ha portato ad un accentuato fenomeno di subsidenza di origine antropica.

2.1.5 Mareografi in Oceania

I mareografi sulla costa australiana risultano inutilizzabili ai fini della stima che si vuole compiere [Spada and Galassi, 2012]. Per quanto riguarda i mareografi dell'area di Adelaide, l'intera baia in cui la città si trova è soggetta a un marcato fenomeno di subsidenza, ma non è possibile determinarne l'entità con certezza nei punti in cui gli strumenti sono installati [Belperio, 1993].

Passando alla Nuova Zelanda, le serie storiche utilizzate da Douglas sono terminate e non possono quindi fornire informazioni sull'ultimo ventennio. In corrispondenza di Wellington è stato installato un nuovo mareografo, Wellington Harbour, che risulta compatibile nel periodo comune a quello incluso nel campione di Douglas ma ormai terminato. Si è pertanto deciso di includerlo nel set utilizzato.

2.1.6 Il caso di Africa e subcontinente indiano

Sfortunatamente, non è stato possibile identificare in queste aree mareografi con serie temporali sufficientemente lunghe o complete e quindi di qualità confrontabile con quelle delle altre aree geografiche. Tuttavia, come è facilmente possibile verificare, sono numerosi i nuovi strumenti installati negli ultimi anni e le potenzialità sono grandi. Nell'ambito di ricerche future, si avrà forse finalmente la possibilità di sfruttare dati provenienti anche da queste aree. Per il momento però non è così e nella seguente trattazione verranno quindi ignorate.

Capitolo 3

Analisi dati

3.1 Analisi degli andamenti

Prima di iniziare l'analisi dati è importante determinare quale tipo di dati considerare. Infatti i dati forniti dal PSMSL sono disponibili in due formati: dati metrici e RLR. I primi sono osservazioni annuali e mensili senza alcuna operazione effettuata su di essi, mentre i secondi sono il risultato di un'elaborazione dei dati metrici. Studi precedenti si sono avvalsi dei dati mensili per lo studio dell'andamento del livello del mare, ma articoli più recenti suggeriscono che siano i dati annuali RLR ad essere i più adeguati per analisi a lungo termine [Spada and Galassi, 2012].

Sarà proprio quest'ultimo il tipo di dato preso in considerazione, per due periodi di vent'anni. Nelle Figure 3.3 e 3.6 vengono mostrati questi andamenti per ogni mareografo del campione precedentemente selezionato, presi solo per i due periodi di tempo che si è scelto di studiare. Con *primo periodo* da ora in avanti si intenderà il ventennio fra il 1980 e il 2000, mentre con *secondo periodo* quello fra il 2000 e il 2020.

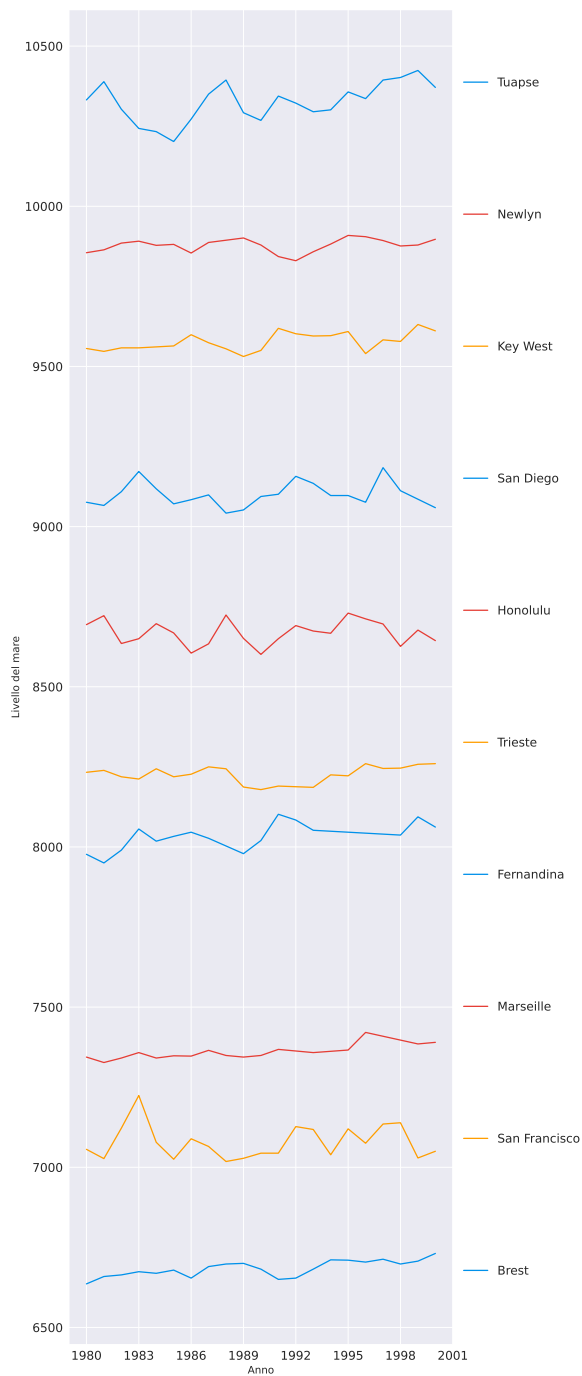


Figura 3.1: Primo periodo.

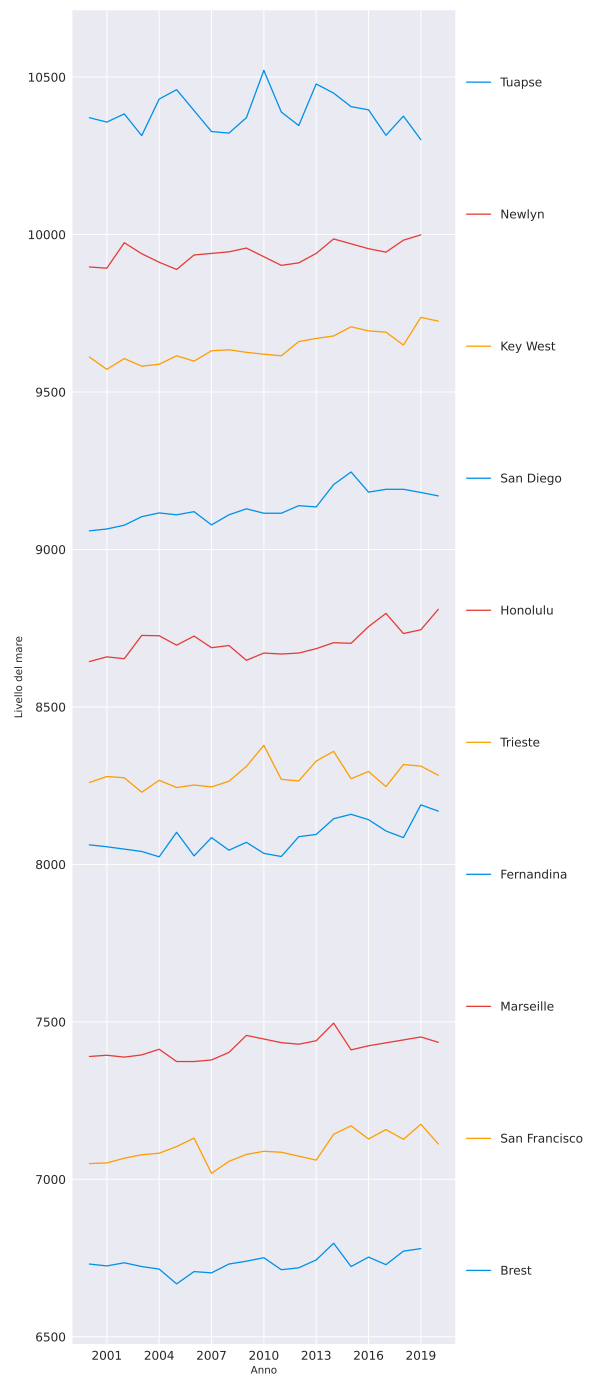


Figura 3.2: Secondo periodo.

Figura 3.3: Andamento dei primi 10 mareografi del campione scelto. Per ragioni di visualizzazione, ogni serie mareografica viene separata dalla precedente aggiungendo una quantità finita.

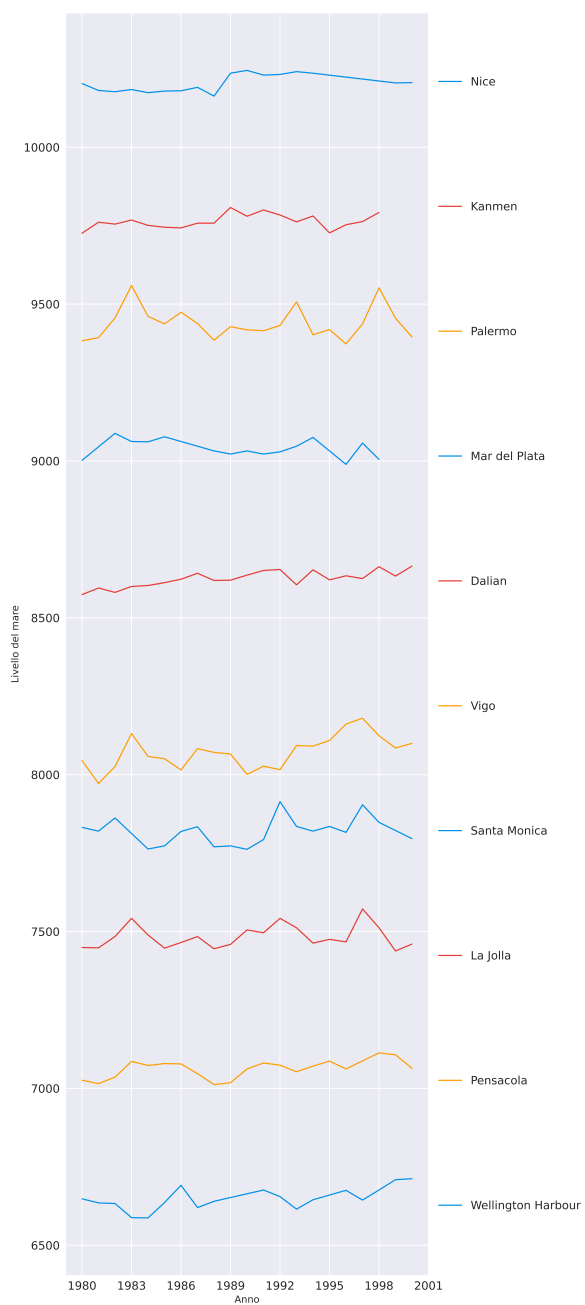


Figura 3.4: Primo periodo.



Figura 3.5: Secondo periodo.

Figura 3.6: Andamento degli altri 10 mareografi del campione scelto. Per ragioni di visualizzazione, ogni serie mareografica viene separata dalla precedente aggiungendo una quantità finita.

3.1.1 Test di Mann Kendall

Prima di effettuare un fitting lineare delle serie dati si è scelto di attuare il test di Mann Kendall. Si tratta di un metodo non parametrico di valutazione della monotonia di una serie temporale.

Uno dei punti di forza di questa verifica è che non richiede che i dati si conformino a una particolare distribuzione. Inoltre, pur con risultati meno precisi, è possibile effettuare il test anche su serie temporali con valori mancanti. Un'assunzione necessaria per l'applicazione di questo metodo, è l'indipendenza dei punti della serie temporale. In prima approssimazione, verranno considerate in questo modo le serie temporali del livello del mare, anche se probabilmente si tratta di serie con caratteristiche autoregressive. Il test di Mann Kendall viene infatti regolarmente usato in ambito geofisico, in particolare anche applicato al caso del livello del mare [Das and Radhakrishna, 1991; Ozgenc, 2017].

In pratica, il metodo consiste nel confrontare ogni punto con tutti i suoi successivi, in modo da determinare un numero intero S , detto *score*, come indicato dall'Eq. (3.1). Viene poi calcolata la sua varianza, ottenuta dall'Eq. (3.2), e entrambi questi parametri sono utilizzati per determinare se, per il numero di elementi nel campione, si abbia un significativo trend crescente o decrescente, usando come soglia di confidenza una probabilità del 95% data una distribuzione di normale.

$$S = b_j \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (3.1)$$

$$VARS = \frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^g t_p(t_p-1)(2t_p+5)] \quad (3.2)$$

In diversi studi recenti, nell'introdurre il test di Mann Kendall, si è scelto di frazionare la serie dati in periodi pluriennali. Diventa così possibile confrontare la monotonia su più periodi ma anche determinarne un eventuale comparsa o aumento di significatività. In questo caso, il test è stato eseguito sui due periodi definiti nel paragrafo precedente. Sul primo periodo, dal 1980 al 2000, senza effettuare alcuna operazione sulle serie dati, si osserva come meno della metà dei mareografi oggetto di studio mostrino un significativo trend crescente, mentre non si ha evidenza per gli altri casi.

Viceversa, nel secondo periodo, il test identifica un evidente andamento crescente nel tempo sulla quasi totalità dei mareografi. In particolare, nella costa pacifica degli Stati Uniti, nel periodo antecedente all'anno 2000 in nessuno dei mareografi viene identificato un andamento crescente, cosa che invece accade per il ventennio successivo, come visibile in Figura 3.7. In nessun caso viene evidenziato un significativo trend decrescente. Il test di monotonia di Mann Kendall è però influenzato dalla presenza andamenti oscillanti, che riducono l'evidenza per il test stesso della presenza di un trend, anche laddove questo sia presente. Andamenti che, come già descritto nell'introduzione, risultano essere comuni e il risultato di effetti sia su scala locale che globale. Una soluzione potrebbe essere quindi la rimozione delle componenti semi-armoniche dalle serie dati, operazione che verrà effettuata e descritta in seguito.

3.1.2 Regressione lineare

In modo simile a quanto fatto per studi precedenti sulle stime dell'andamento del livello del mare, si userà una regressione lineare per stimare la tendenza all'aumento o alla diminuzione del livello locale per ogni stazione mareografica. In questo caso particolare, la regressione sarà effettuata sui due periodi temporali definiti nei paragrafi precedenti. In questo modo ci si pone nelle condizioni di evidenziare un eventuale cambiamento di passo nella variazione del livello del mare e in che modo questa si relaziona con il risultato del test di monotonia visto nel paragrafo precedente.

Sfruttando i principi della statistica [Taylor, 1997] si ottengono espressioni per i parametri della regressione lineare, dove con a si indica la pendenza e con b l'ordinata all'origine:

$$a_j = \frac{\sum_{k=1}^N x_k^2 \sum_{k=1}^N y_k^2 - \sum_{k=1}^N x_k \sum_{k=1}^N x_k y_k}{N \sum_{k=1}^N x_k^2 - (N \sum_{k=1}^N x_k)^2} \quad (3.3)$$

$$b_j = \frac{N \sum_{k=1}^N x_k y_k - \sum_{k=1}^N x_k \sum_{k=1}^N y_k}{N \sum_{k=1}^N x_k^2 - (N \sum_{k=1}^N x_k)^2} \quad (3.4)$$

dove N è il numero di mareografi del campione considerato, in questo caso 20, elencati nella prima colonna della Tabella 3.1. Con l'indice j si indicano i mareografi, con l'indice k gli anni.

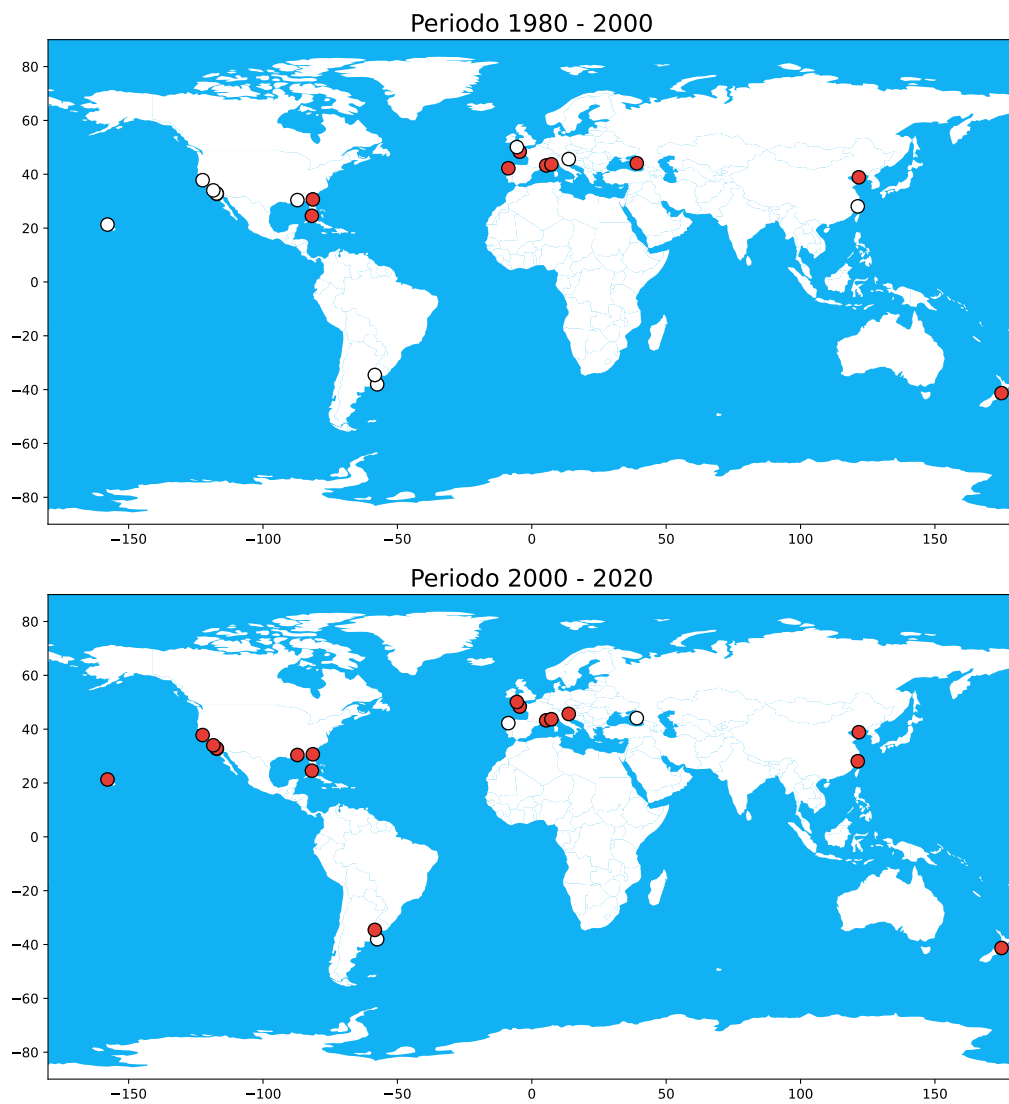


Figura 3.7: Mappe che mostrano i mareografi scelti. Il colore del punto che li indica rappresenta il risultato dell'applicazione dell'algoritmo di Mann Kendall alla corrispondente serie dati. Sono marcati in rosso i mareografi per i quali sia evidente un trend crescente del livello del mare, in giallo invece quelli con trend decrescente e infine in bianco quelli per cui non è evidente un trend monotono.

Sarà di particolare rilevanza proprio l'Eq. (3.4), in quanto rappresenta il tasso di aumento annuale del livello medio del mare in una data posizione. Per stimare le incertezze sulle misure del livello, si ricorre sempre alla statistica di base per ottenere l'Eq. (3.5).

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{1}{n-2} \sum_{k=1}^N (y_k - a - b)^2} \quad (3.5)$$

dove a e b sono i parametri ottenuti dalle formule precedenti, n è il numero di anni con una misura valida e la sottrazione di 2 tale numero è da giustificarsi con la perdita di gradi di libertà legata alla loro determinazione.

Utilizzando l'incertezza determinata in questo modo, è possibile determinare quella sulla stima del tasso di variazione b , data dall'Eq. (3.6). Il tasso di variazione del livello del mare in una certa località è pertanto dato da: $\rho_j = b_j \pm \sigma_j$. I risultati di tali calcoli, effettuati per tutti i mareografi selezionati, nei due archi temporali, sono organizzati nella Tabella 3.1.

$$\sigma_j = \sigma_y \sqrt{\frac{N}{N \sum_{k=1}^N x_k^2 - (N \sum_{k=1}^N x_k)^2}} \quad (3.6)$$

| Mareografo | Codice | Primo periodo | Secondo periodo |
|----------------------------|---------------|----------------------|------------------------|
| Brest | 1 | 3.1 ± 0.6 | 2.7 ± 0.9 |
| San Francisco | 10 | 0.6 ± 1.9 | 4.7 ± 1.2 |
| Marseille | 61 | 2.9 ± 0.6 | 3.6 ± 0.9 |
| Fernandina | 112 | 4.4 ± 1.4 | 6.0 ± 1.4 |
| Trieste | 154 | 0.9 ± 0.9 | 2.5 ± 1.3 |
| Honolulu | 155 | 0.1 ± 1.4 | 4.76 ± 1.3 |
| San Diego | 158 | 0.8 ± 1.5 | 6.9 ± 1.0 |
| Key West | 188 | 2.6 ± 0.9 | 6.9 ± 0.8 |
| Newlyn | 202 | 0.8 ± 0.7 | 3.3 ± 1.1 |
| Tuapse | 215 | 4.9 ± 1.9 | -0.2 ± 2.5 |
| Wellington Harbour | 221 | 3.4 ± 1.1 | 3.3 ± 0.7 |
| Pensacola | 246 | 2.5 ± 0.9 | 8.9 ± 1.2 |
| La Jolla | 256 | 1.0 ± 1.3 | 3.7 ± 1.0 |
| Santa Monica | 377 | 1.7 ± 1.7 | 4.5 ± 1.0 |
| Vigo | 483 | 4.9 ± 1.6 | -1.4 ± 1.0 |
| Dalian | 723 | 3.1 ± 0.6 | 3.3 ± 0.6 |
| Mar del Plata (naval base) | 819 | -1.7 ± 1.4 | 4 ± 2 |
| Palermo | 832 | 0 ± 1.9 | 7.6 ± 1.2 |
| Kanmen | 934 | 1.4 ± 0.9 | 6.3 ± 1.0 |
| Nice | 1468 | 2.5 ± 1.0 | 4.3 ± 1.3 |

Tabella 3.1: Tasso di variazione del livello del mare ottenuto nei due diversi periodi, dal 1980 al 2000 e dal 2000 al 2020, nelle località dei 20 mareografi scelti, ordinati in base al codice assegnato loro dal PSMSL.

3.1.3 Empirical Mode Decomposition

L'Empirical Mode Decomposition, da qui in poi indicata come EMD, è una tecnica relativamente recente di estrazione e analisi di segnali oscillatori non lineari e non stazionari. Essa punta ad identificare, senza necessità di fornire parametri a priori, il minor numero possibile di componenti semi-periodiche in cui è possibile decomporre un determinato segnale. Queste componenti, dette Intrinsic Mode Functions e indicate da qui in avanti come IMF, sono modi oscillatori con ampiezza e frequenza variabile. Questo metodo è inoltre applicabile a tutti quei casi in cui una trasformata di Fourier standard non rappresenta il miglior approccio, producendo questa una decomposizione lineare mentre campioni di dati reali in generale non lo sono. Data la loro versatilità, possono essere applicate a molti ambiti, dalla geofisica all'economia [Huang et al., 1998].

In questo caso, verrà applicato proprio alle serie dati dei mareografi, per cercare di evidenziare un trend e per cercare di aumentare la significatività dei risultati ottenuti con un test di Mann Kendall, rimuovendo le componenti periodiche prima di effettuarlo. Per farlo sarà sfruttato un apposito pacchetto [Quinn et al., 2021].

Esistono tuttavia dei problemi associati all'uso dell'EMD per determinate serie dati. Uno di questi è la gestione delle condizioni al contorno, che possono provocare una differenza dalla soluzione analitica completa particolarmente significativa soprattutto nel trend finale, cioè proprio l'elemento di interesse in questo caso. Esistono diversi approcci per limitarli, estendendo ad esempio la serie oltre i bordi, sui quali però la questione rimane ad ora aperta [Stallone et al., 2020]. Un altro elemento che può modificare in modo significativo le IMF sono eventuali valori molto distanti dalla media presenti nella serie dati, però non si ritiene essere il caso per il campione di dati che si intende usare, già controllato precedentemente in fase di selezione.

Questo procedimento è tanto più efficace nell'individuare andamenti semi-periodici, quanto più la serie è lunga. Ciò è evidente nel confronto fra le decomposizioni delle serie dati dei mareografi sui ventenni scelti rispetto a serie molto più complete e ricche. Si è preso come modello in questo senso la serie determinata dalla NASA del livello medio del livello del mare. Questa serie è stata prodotta nell'ambito del progetto Vital Signs of the Planet (<https://climate.nasa.gov/>) per aiutare a comprendere gli effetti del cambiamento climatico sul sistema terra attraverso alcuni parametri, fra cui appunto il livello medio del mare. La sua decomposizione ha prodotto ben sei IMF, visibili in Figura 3.8, a differenza delle sole due o

tre individuate per le serie temporali dei singoli mareografi. Tuttavia, l'algoritmo rimane in grado di fornire anche in questo caso un andamento curvilineo privo di discontinuità.

Si è quindi ripetuto quindi il test di Mann Kendall, questa volta al netto di ogni componente periodica identificata. I risultati sono organizzati nella Tabella 3.2. In molti dei casi in cui precedentemente non era evidente un trend particolare, la rimozione dei segnali semiperiodici ha permesso al test di identificare andamenti crescenti e in alcuni casi anche decrescenti. Sia nel caso del mareografo di San Francisco, visibile nelle Figure 3.9 e 3.10, che nel caso di Vigo, si osserva un'inversione di tendenza, che nell'ultimo ventennio appare significativamente decrescente.

Si riscontra una situazione opposta per i mareografi di Palermo e Mar del Plata, entrambi collocati sulla costa atlantica del Sud America, dove invece si osserva negli ultimi anni un trend crescente del livello del mare. Lo stesso vale per il mareografo di Kanmen sulla costa cinese mentre nel periodo precedente non mostrava un trend significativo, nemmeno rimuovendo le componenti semi-periodiche, come visibile in Figura 3.11. I dati della regressione lineare sul trend privo di segnali periodici, invece, sono visibili per i due periodi nella Tabella 3.3.

3.1.4 Analisi sullo stacking

Per cercare di rimuovere l'effetto di particolari andamenti locali e ottenere una stima più globale dell'andamento, si è deciso di effettuare uno stacking degli andamenti. Considerando anno per anno, si è preso il valore medio fra quelli disponibili fra tutti i mareografi del campione, costruendo quindi una nuova serie dati per i due periodi.

Il test di Mann Kendall condotto su queste nuove serie temporali artificiali mostra in entrambi i periodi un significativo trend crescente. Da un fit lineare, mostrato in Figura 3.12 sembra esserci evidenza di un incremento del tasso di crescita nel secondo periodo rispetto al precedente, come mostrato in Tabella 3.4. Ripetendo il test dopo aver rimosso i modi oscillatori con il metodo EMD, la cui applicazione determina la decomposizione visibile in Figura 3.13, la direzione del trend individuato dal test di monotonìa non cambia, ma aumenta sensibilmente la sua significatività. Per quanto riguarda i tassi di aumento del livello del mare ottenuti dopo l'applicazione dell'EMD, l'incertezza si riduce notevolmente.

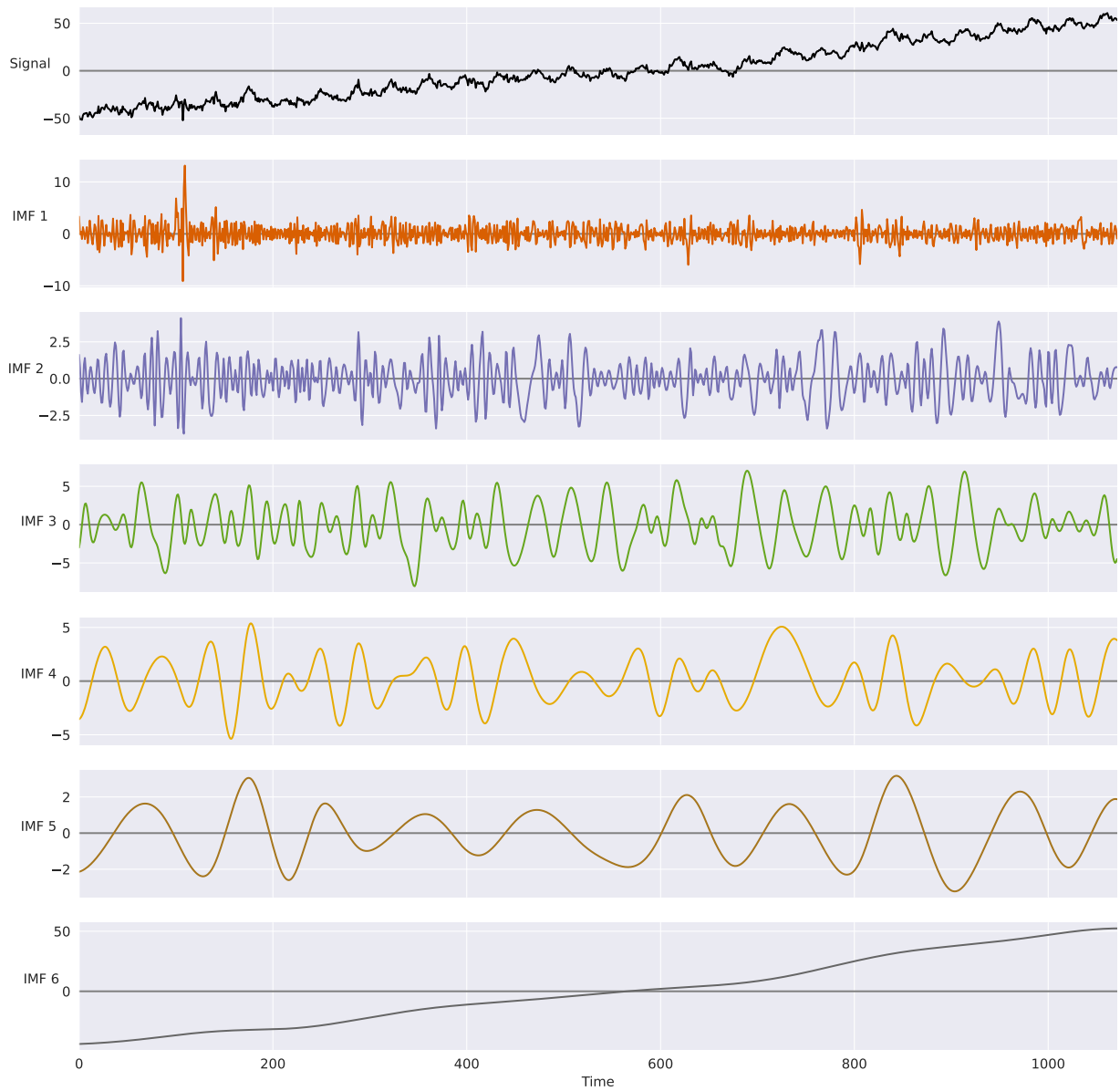


Figura 3.8: Decomposizione della serie dati del livello del mare della NASA.

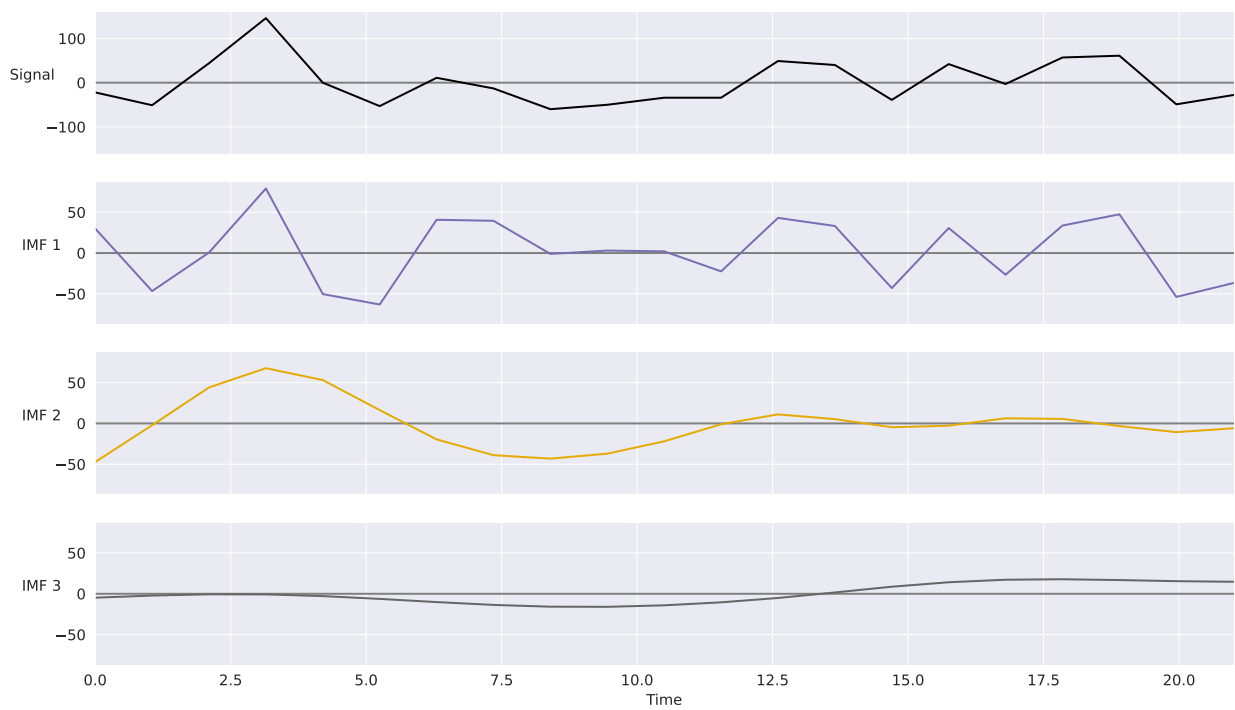


Figura 3.9: Decomposizione della serie dati del livello del mare a San Francisco per il primo periodo.

| Posizione | Codice | Trend Primo Periodo | Trend Secondo Periodo |
|----------------------------|---------------|----------------------------|------------------------------|
| Brest | 1 | Crescente | Crescente |
| San Francisco | 10 | Crescente | Decrescente |
| Marseille | 61 | Crescente | Crescente |
| Fernandina | 112 | Crescente | Crescente |
| Trieste | 154 | Decrescente | Crescente |
| Honolulu | 155 | Crescente | Crescente |
| San Diego | 158 | Crescente | Crescente |
| Key West | 188 | Crescente | Crescente |
| Newlyn | 202 | Crescente | Crescente |
| Tuapse | 215 | Crescente | Nessuno |
| Wellington Harbour | 221 | Crescente | Crescente |
| Pensacola | 246 | Crescente | Crescente |
| La Jolla | 256 | Crescente | Crescente |
| Santa Monica | 377 | Crescente | Crescente |
| Vigo | 483 | Nessuno | Decrescente |
| Dalian | 723 | Crescente | Crescente |
| Mar Del Plata (naval Base) | 819 | Decrescente | Crescente |
| Palermo | 832 | Decrescente | Crescente |
| Kanmen | 934 | Nessuno | Crescente |
| Nice | 1468 | Crescente | Crescente |

Tabella 3.2: Trend determinati con un test di Mann kendall per ogni periodo e per ogni mareografo, effettuati sui dati dopo la rimozione delle componenti oscillatorie individuate con EMD. In alcuni casi per i quali prima non era possibile identificare un trend chiaro, ora lo evidenziano.

| Posizione | Codice | Primo Periodo | Secondo Periodo |
|----------------------------|---------------|----------------------|------------------------|
| Brest | 1 | 3.0 ± 0.2 | 3.30 ± 0.11 |
| San Francisco | 10 | 1.3 ± 0.3 | -2.7 ± 0.9 |
| Marseille | 61 | 2.66 ± 0.12 | 3.0 ± 0.8 |
| Fernandina | 112 | 4.4 ± 0.8 | 6.6 ± 0.7 |
| Trieste | 154 | -0.92 ± 0.10 | 2.2 ± 0.8 |
| Honolulu | 155 | 0.8 ± 0.2 | 4.9 ± 1.1 |
| San Diego | 158 | 0.6 ± 0.3 | 10.5 ± 0.9 |
| Key West | 188 | 2.3 ± 0.3 | 6.5 ± 0.4 |
| Newlyn | 202 | 0.9 ± 0.3 | 2.9 ± 0.6 |
| Tuapse | 215 | 5.39 ± 0.13 | 1.7 ± 1.0 |
| Wellington Harbour | 221 | 3.2 ± 0.4 | 4.5 ± 0.5 |
| Pensacola | 246 | 2.1 ± 0.6 | 9.2 ± 0.9 |
| La Jolla | 256 | 1.42 ± 0.10 | 3.4 ± 0.9 |
| Santa Monica | 377 | 4.1 ± 1.0 | 4.1 ± 0.2 |
| Vigo | 483 | -0.7 ± 1.1 | -1.09 ± 0.06 |
| Dalian | 723 | 2.7 ± 0.3 | 3.9 ± 0.3 |
| Mar Del Plata (naval Base) | 819 | -1.89 ± 0.13 | 4.5 ± 0.5 |
| Palermo | 832 | -0.79 ± 0.09 | 6.6 ± 0.3 |
| Kanmen | 934 | 0.3 ± 0.8 | 6.5 ± 0.4 |
| Nice | 1468 | 3.4 ± 0.9 | 5.2 ± 0.3 |

Tabella 3.3: Tasso di variazione del livello medio del mare ma considerando soltanto l'IMF trend, rimosse quindi tutte le componenti oscillatorie. Si nota come, rispetto alle regressioni lineari effettuate sulla serie dati prima di ogni operazione, le incertezze risultino molto inferiori.

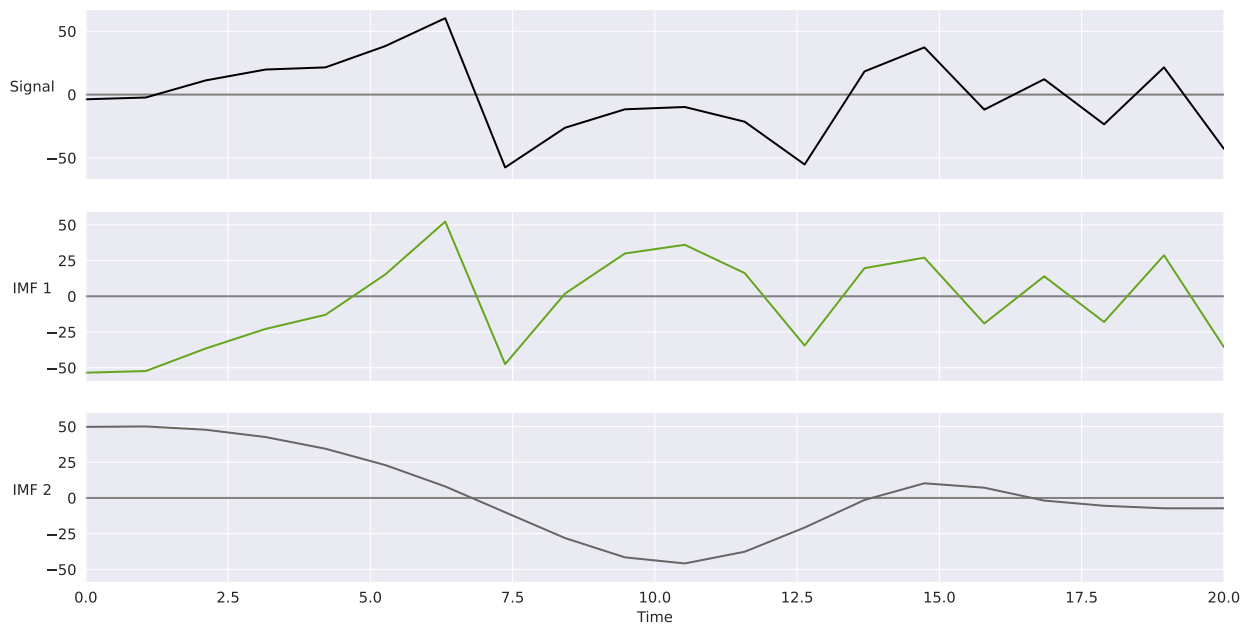


Figura 3.10: Decomposizione della serie dati del livello del mare a San Francisco per il secondo periodo.

| Stacking | Primo Periodo | Secondo Periodo |
|------------------------------|----------------------|------------------------|
| Trend (test MK) | Crescente | Crescente |
| Fit lineare (mm/yr) | 2.1 ± 0.5 | 4.7 ± 0.5 |
| Trend (test MK post EMD) | Crescente | Crescente |
| Fit lineare post EMD (mm/yr) | 2.3 ± 0.2 | 4.9 ± 0.2 |

Tabella 3.4: Riassunto dei risultati delle analisi sulle serie dati ottenute dallo stacking delle singole serie temporali dei mareografi.

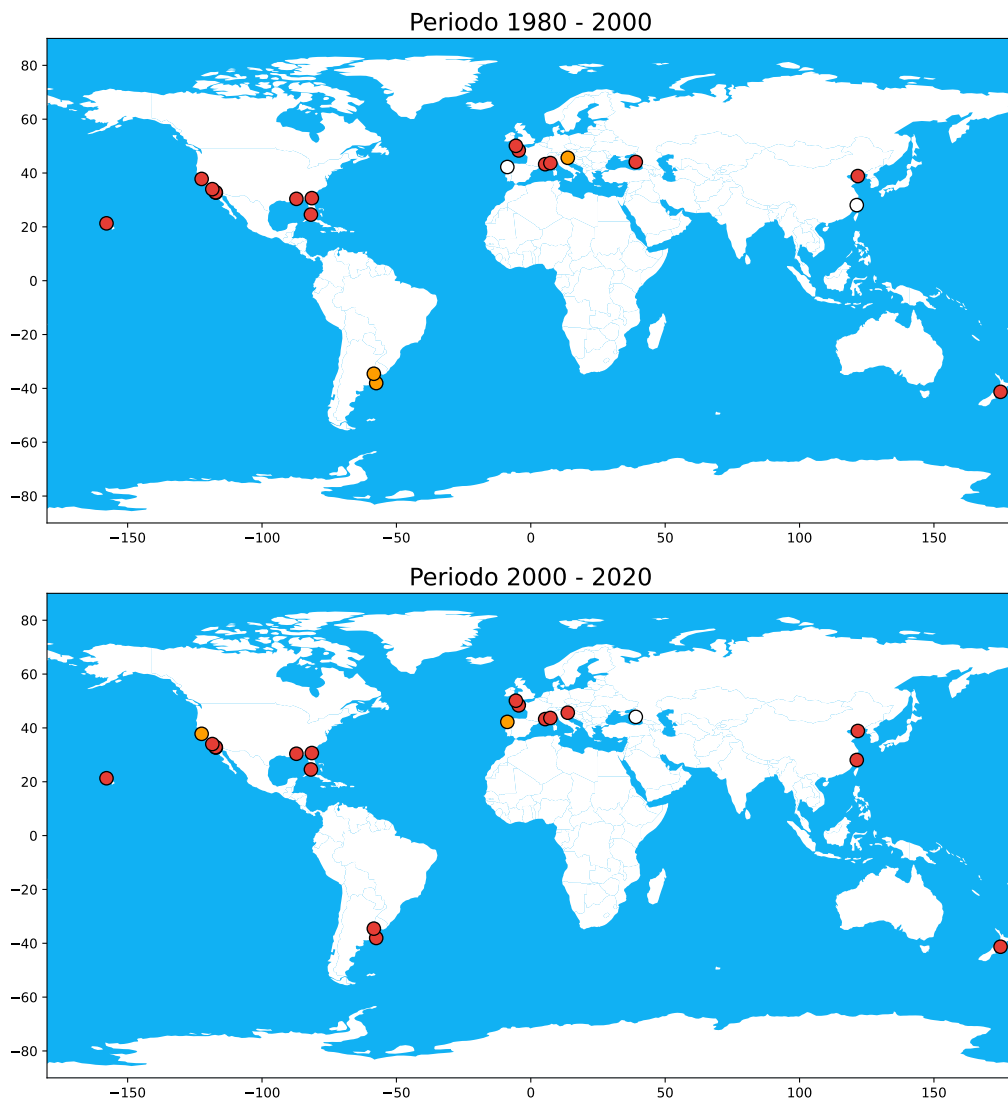


Figura 3.11: Mappe che mostrano i mareografi scelti. Il colore del punto che li indica rappresenta il risultato dell'applicazione dell'algoritmo di Mann Kendall alla corrispondente serie dati, ma dopo aver rimosso i termini semi-periodici grazie all'EMD. Come in precedenza, sono marcati in rosso i mareografi per i quali sia evidente un trend crescente del livello del mare, in giallo invece quelli con trend decrescente e infine in bianco quelli per cui non è evidente un trend monotono. Molti dei casi in cui prima non era possibile identificare un trend chiaro, ora lo evidenziano.

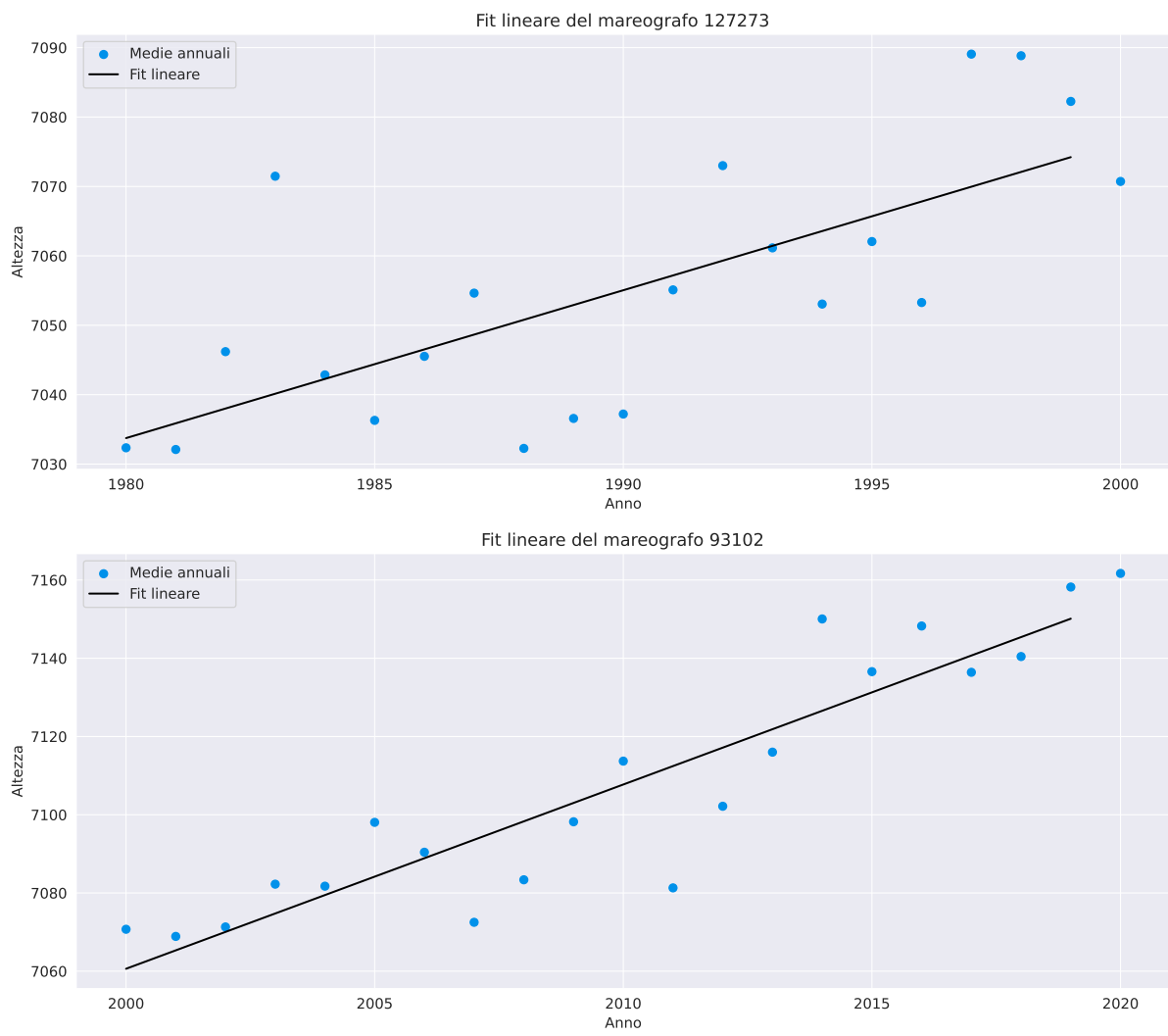


Figura 3.12: Regressioni lineari sui due periodi delle serie dati ottenute dallo stacking dei mareografi del campione scelto.

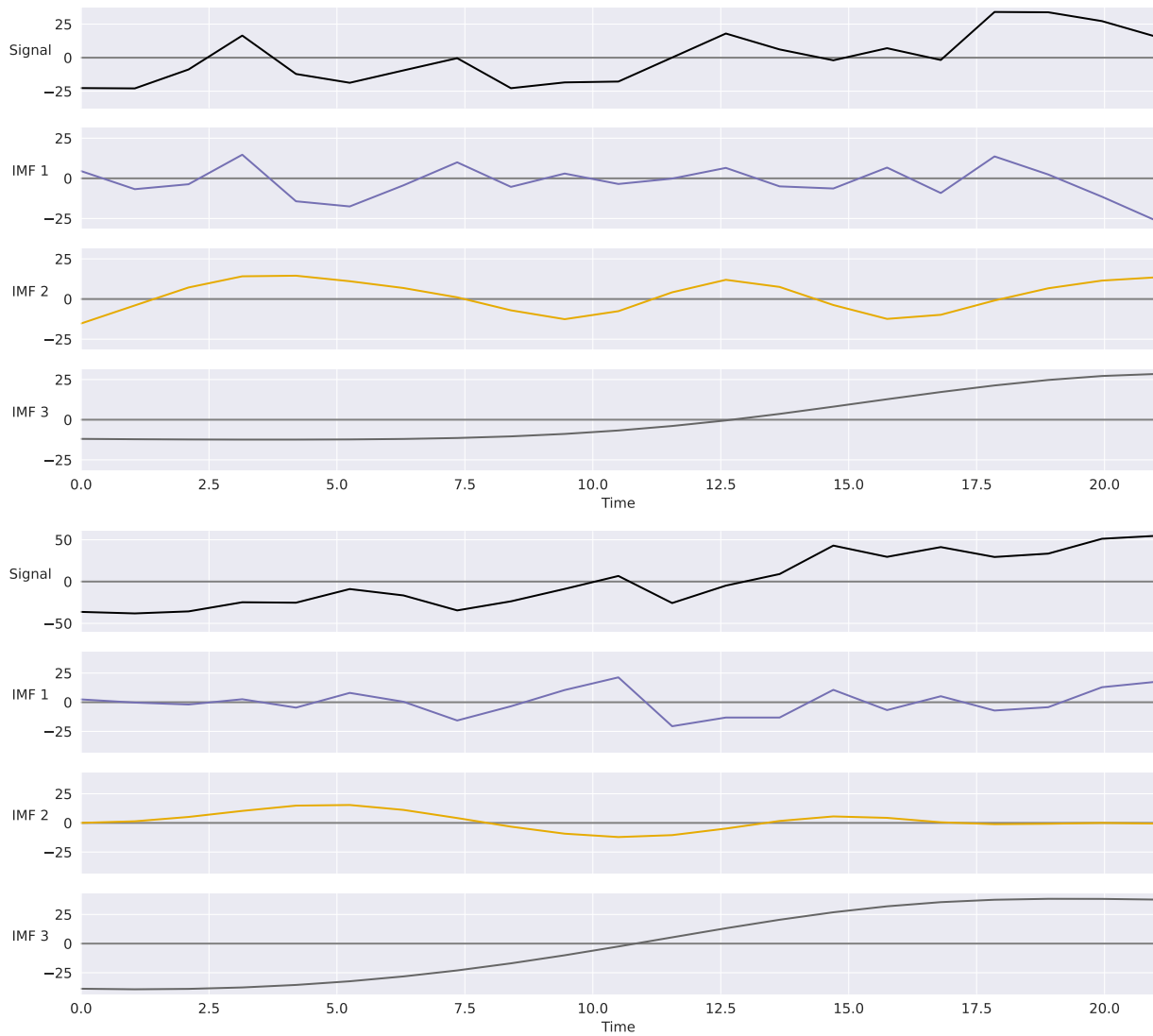


Figura 3.13: Decomposizione della serie dati nelle suo componenti semi-periodiche; il test di monotonia e la regressione lineare sono ripetute per la componente IMF3 di ogni periodo, ovvero quella priva dei modi semi-periodici individuati dall'EMD.

3.1.5 Andamenti polinomiali

In ognuno dei mareografi studiati in precedenza si è effettuato un fit lineare sui due periodi separati per cercare di evidenziare un eventuale cambiamento del tasso di crescita nei due periodi. Un approccio alternativo è un fit sul periodo totale con una curva polinomiale, per poi studiarne la variazione della velocità negli anni in modo alternativo. In particolare si effettuerà un fit quadratico sulle serie dati. In questo modo infatti si rimuove la questione dell'arbitrarietà della scelta dei periodi in cui frammentare la serie dati. Di seguito si cercherà di raggruppare i mareografi in base al loro andamento dal punto di vista qualitativo, mentre nel paragrafo successivo si testerà l'effettiva correlazione fra le serie dati di mareografi categorizzati insieme.

Alcuni dei mareografi, da qui in poi identificati come gruppo 1, mostrano un andamento costante fino ai primi anni duemila. Poi la curva inizia a presentare una pendenza positiva, che diventa sempre più significativa. In questi mareografi quindi non era evidente un significativo aumento del livello del mare nel primo periodo, mentre risulta essere avvenuta un'accelerazione nel secondo. Si tratta del caso di San Francisco, in Figura 3.14, San Diego, La Jolla, Santa Monica e Honolulu, in Figura 3.15. La collocazione geografica di questi, affacciandosi tutti sulla costa occidentale degli Stati Uniti o trovandosi comunque nell'Oceano Pacifico, lascia ipotizzare che l'andamento sia simile poiché questi sono soggetti agli stessi fenomeni su larga scala. I risultati simili del loro andamento possono anche essere interpretati come una conseguenza del fatto che queste serie dati effettivamente rappresentano la situazione dell'oceano circostante e non sono eccessivamente influenzati da effetti locali.

Un'altra serie di mareografi, denominato gruppo 2, è invece caratterizzato da un andamento quasi costante in anni novanta e primi anni duemila, mentre risulta una crescita annuale maggiore del livello del mare sia nel periodo precedente che successivo. Questo andamento particolare è osservabile a Brest, in Figura 3.16, e Fernandina, entrambi affacciati sull'Oceano Atlantico.

Un ulteriore raggruppamento possibile, identificato da qui in poi come gruppo 3, sono quei mareografi in cui, a seguito di un periodo a crescita accelerata nei primi anni duemila rispetto al periodo precedente, si osserva una diminuzione del tasso di crescita negli anni più recenti. Con questo comportamento si hanno diversi mareografi del Mar Mediterraneo come a Marsiglia e Trieste, ma anche a Tuapse e Wellington Harbour. Nonostante la vicinanza con

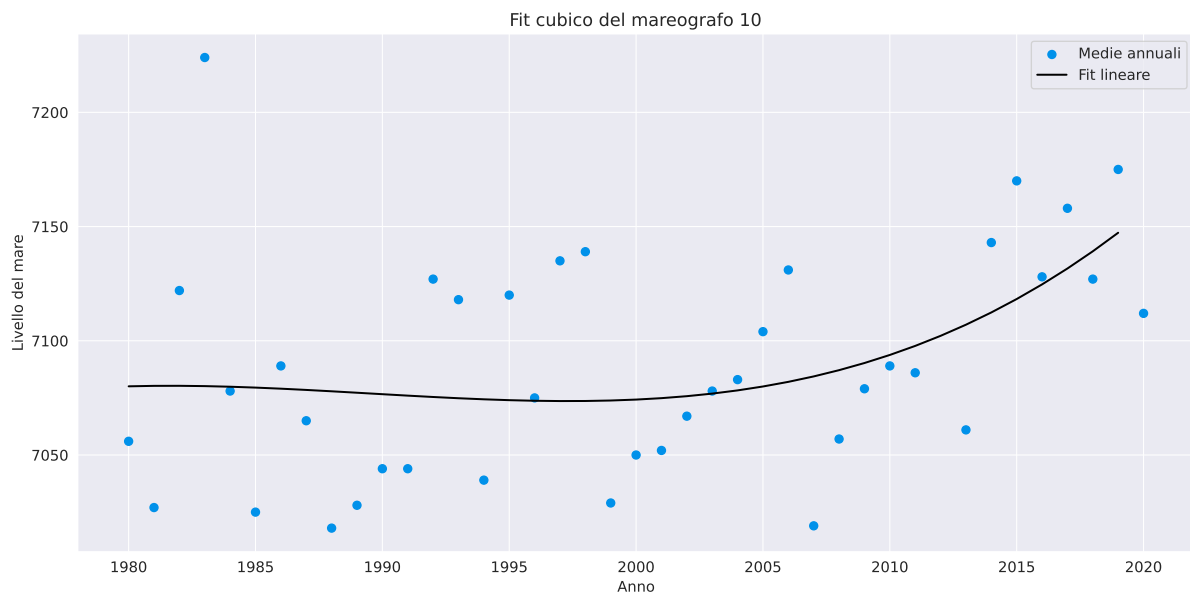


Figura 3.14: Andamento polinomiale di terzo grado del livello del mare presso la stazione mareografica di San Francisco.

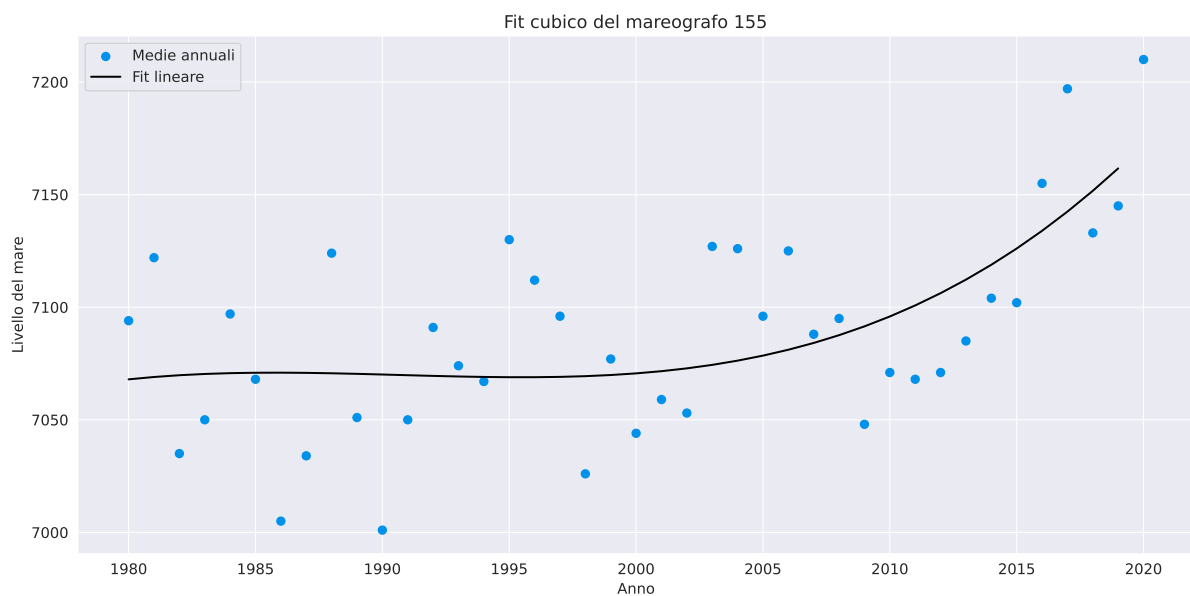


Figura 3.15: Andamento polinomiale di terzo grado del livello del mare presso la stazione mareografica di Honolulu.

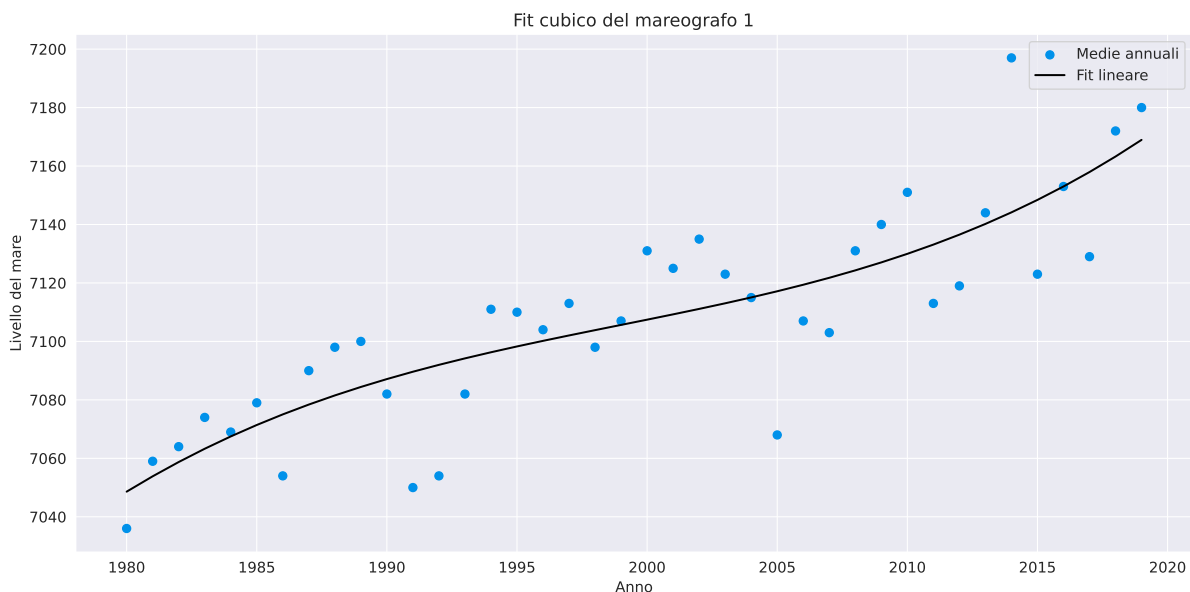


Figura 3.16: Andamento polinomiale di terzo grado del livello del mare presso la stazione mareografica di Brest.

Marsiglia, il cui andamento è mostrato in Figura 3.17, il mareografo di Nizza non mostra un comportamento simile.

Fra i casi particolari è possibile citare Vigo, dove si ha un massimo della curva nei primi hanno duemila e l'andamento è decisamente differente da quello di ogni altro mareografo del campione. Il mareografo di Mar Del Plata presenta invece un minimo della curva nei primi anni '90. Essi sono mostrati rispettivamente nelle Figure 3.18 e 3.19

In alcuni casi è possibile notare punti della serie dati che potrebbero essere considerati *outliers*. Identificati alcuni casi particolarmente evidenti si è quindi verificato se la rimozione di tali punti comportasse un cambiamento significativo dell'andamento. Nel caso di San Francisco, il punto in questione è l'anno 1983, dove il valore di altezza ottenuto è il più alto mai registrato, anche maggiore dei più recenti, oltre che decisamente più elevato della media dei punti degli anni circostanti. La rimozione di tale punto non comporta significativi cambiamenti; il nuovo fit è mostrato in Figura 3.20. Nel caso di Palermo si possono rimuovere i punti degli anni 1983 e 1993, la cui rimozione anche in questo caso non influenza in modo significativo l'andamento ottenuto.

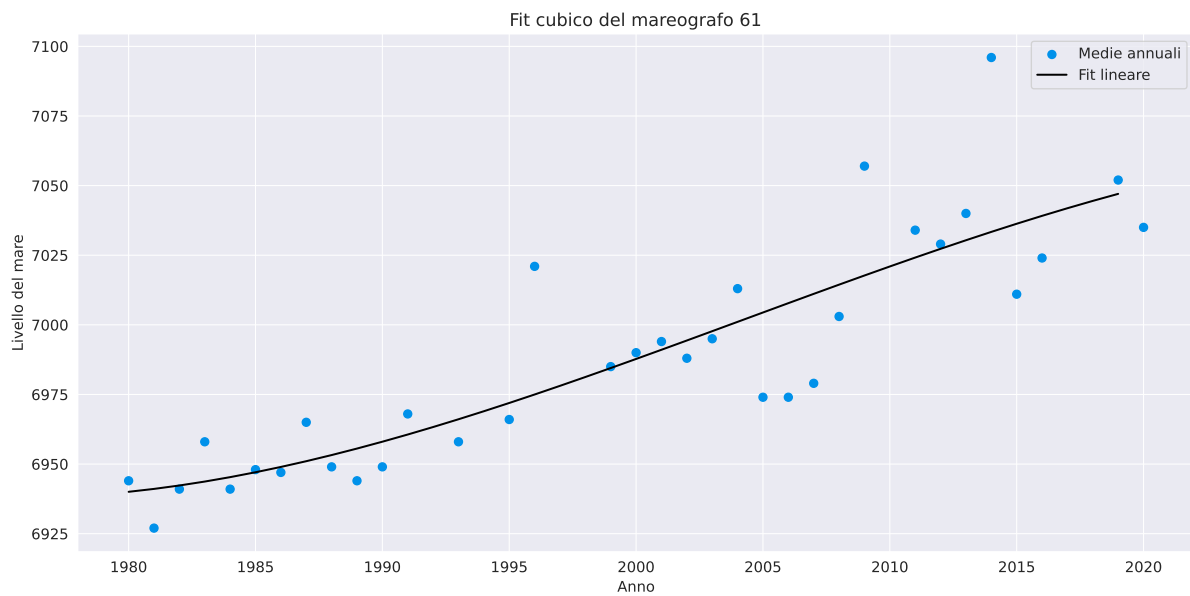


Figura 3.17: Andamento polinomiale di terzo grado del livello del mare presso la stazione mareografica di Marsiglia.

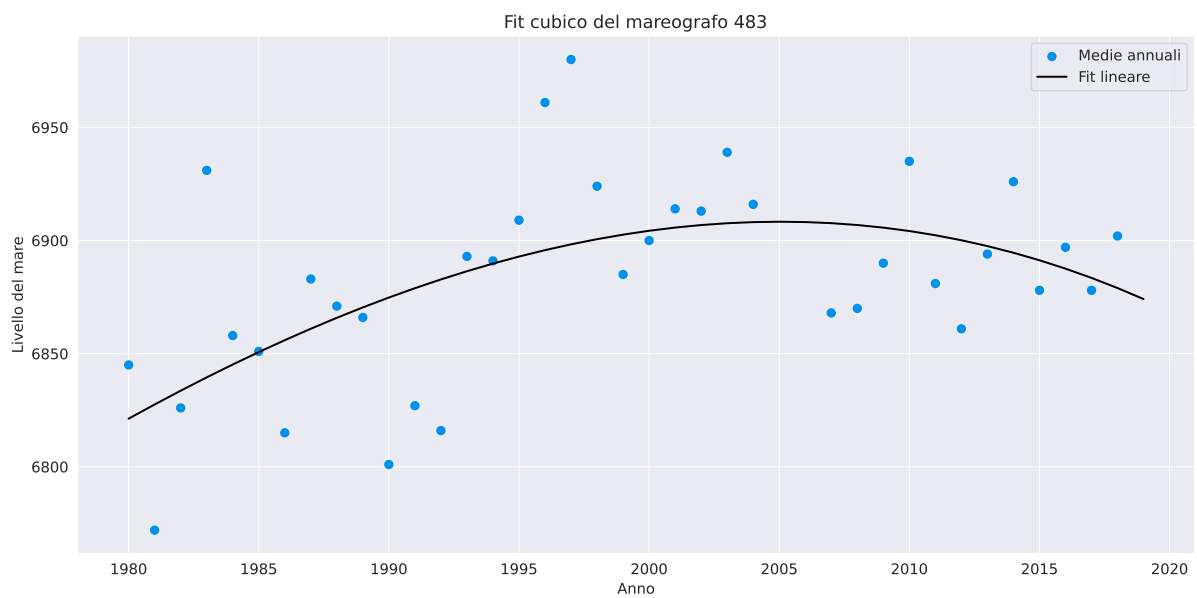


Figura 3.18: Andamento polinomiale di terzo grado del livello del mare presso la stazione mareografica di Vigo.

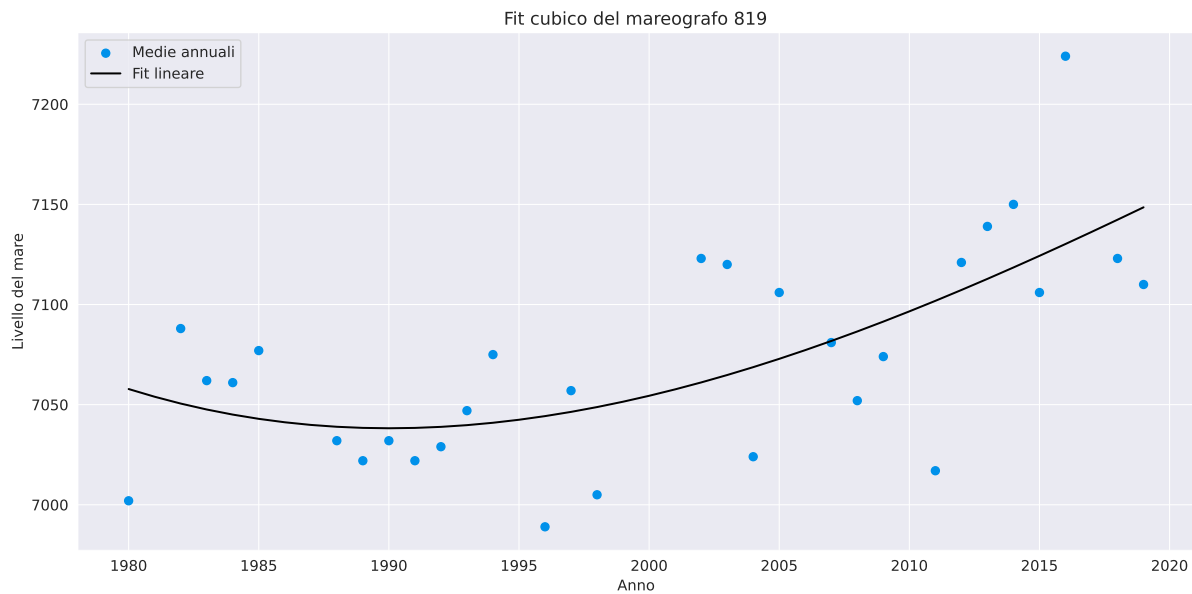


Figura 3.19: Andamento polinomiale di terzo grado del livello del mare presso la stazione mareografica di Mar Del Plata.

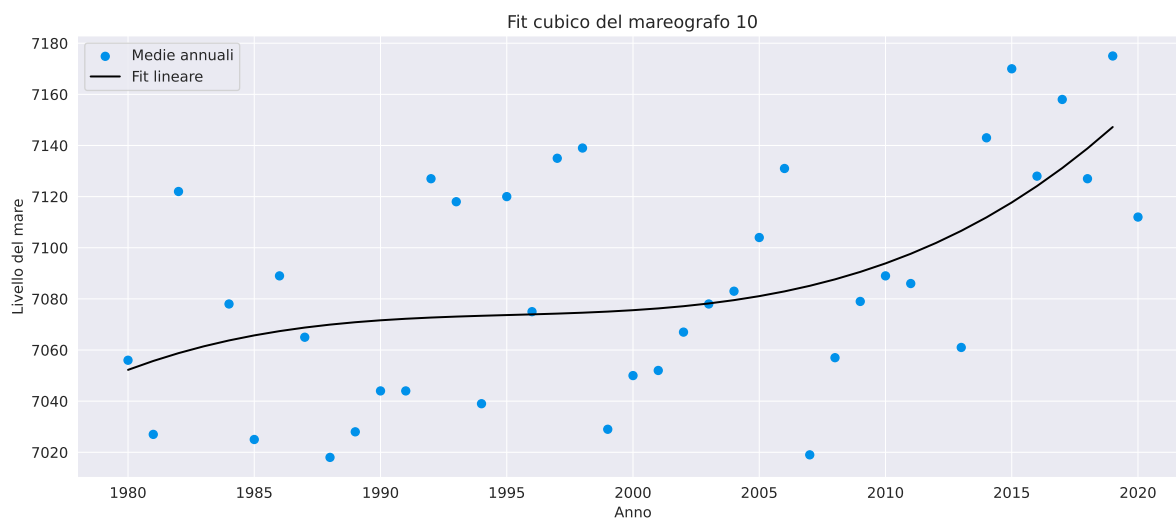


Figura 3.20: Andamento polinomiale di terzo grado a San Francisco rimosso l'outlier.

3.1.6 Test statistici di correlazione

Le categorie sopra sono state decise in modo del tutto qualitativo, sulla base dell'andamento generale della curva ottenuta senza effettuare alcuna operazione sui dati. Per verificare un'effettiva correlazione e quantificarla, è possibile usare alcuni metodi statistici. Uno di questi è l'indice di correlazione di Bravais-Pearson, di seguito indicato con ρ_p , utile per identificare una relazione di linearità fra due variabili statistiche, ovvero in questo caso le serie dati dei due mareografi. L'indice di correlazione, che può assumere valori compresi fra -1 e 1 , è dato da $\rho_p = \frac{\sigma_{XY}}{\sigma_X \sigma_Y}$, dove il segno indica se la correlazione lineare è positiva o negativa e per valori di ρ prossimi allo zero la correlazione si dice debole. Con σ_{XY} è indicata la covarianza.

Un ulteriore approccio è quello del metodo della correlazione per ranghi di Spearman, che differentemente dal precedente, esprime quando bene la relazione fra le due variabili statistiche sia esprimibile mediante una funzione monotona. Questa volta il calcolo del coefficiente di correlazione associato assume la forma seguente:

$$\rho_s = \frac{\sum_i (r_i - \bar{r})(s_i - \bar{s})}{\sqrt{\sum_i (r_i - \bar{r})^2} \sqrt{\sum_i (s_i - \bar{s})^2}} \quad (3.7)$$

A entrambi i valori di questi coefficienti è associato, in base al numero di gradi di libertà, un valore di probabilità che rappresenta la possibilità di ottenere la correlazione che si ha nel caso le due variabili statistiche siano indipendenti. Nel caso del coefficiente di Spearman, per farlo si considera il valore di ρ_s ottenuto all'interno della distribuzione discreta di Spearman corrispondente al caso trattato. Al fine di determinare una correlazione significativa, oltre ad avere valori di ρ superiori in modulo a 0.7 , è anche necessario avere questo valore di probabilità sufficientemente basso. In questo caso si è scelto di richiedere che questo fosse inferiore a 0.05 .

Si considerano quindi i mareografi del primo gruppo e preso come riferimento quello di San Francisco, si sono effettuati entrambi i test confrontando con ogni altro mareografo del raggruppamento. I risultati sono riassunti in Tabella 3.5 e evidenziano una forte correlazione fra i mareografi della costa occidentale del Nord America. Risulta invece non significativa la correlazione con i dati del mareografo di Honolulu inizialmente ipotizzata, unico caso per cui la probabilità associata è anche superiore al 5% . Risulta superiore ρ_s , per cui la correlazione non è esattamente lineare, viene descritta meglio da un funzione monotona.

| Mareografo | Codice | ρ_p | ρ_s |
|-------------------|---------------|----------|----------|
| Honolulu | 155 | 0.28 | 0.31 |
| San Diego | 158 | 0.81 | 0.83 |
| La Jolla | 256 | 0.77 | 0.82 |
| Santa Monica | 377 | 0.81 | 0.82 |

Tabella 3.5: Valori dei coefficienti di Pearson e Spearman ottenuti confrontando i mareografi del primo gruppo con la serie dati di San Francisco.

| Mareografo | Codice | ρ_p | ρ_s |
|--------------------|---------------|----------|----------|
| Trieste | 154 | 0.84 | 0.84 |
| Tuapse | 215 | 0.52 | 0.52 |
| Wellington Harbour | 221 | 0.78 | 0.85 |

Tabella 3.6: Valori dei coefficienti di Pearson e Spearman ottenuti confrontando i mareografi del terzo gruppo con la serie dati di Marsiglia.

Per quanto riguarda i mareografi di Brest e Fernandina, la correlazione fra i due è solo moderata, con valori per i coefficienti pari a $\rho_p = 0.57$ e $\rho_s = 0.49$. Per quanto riguarda il terzo gruppo di mareografi, la correlazione è molto forte fra i dati di Marsiglia, Trieste e Wellington, mentre solo moderata confrontando il mareografo di Marsiglia con quello di Tuapse, come visibile in Tabella 3.6.

Capitolo 4

Mareografi di Venezia

I mareografi di Venezia non erano stati presi in considerazione precedentemente per via del marcato fenomeno di subsidenza a cui è soggetta la città lagunare. Il che rende, secondo vari autori, tali serie dati inadeguate a far parte di un campione che cerca di essere rappresentativo dell'andamento medio globale, in quanto fortemente influenzato da un comprovato effetto locale.

Allo stesso tempo però non significa che non possa essere oggetto di studio preso singolarmente come caso particolare, applicando le stesse metodologie già adottate per i mareografi del campione scelto per l'indagine sull'andamento del livello del mare globale. In questo modo si può comprendere meglio l'andamento del livello del mare come percepito da un osservatore solidale con la città, confrontando contestualmente i dati relativi alla Laguna Veneta con quelle di altri mareografi posti nel Mar Adriatico settentrionale.

Ripercorrendo i passi compiuti precedentemente, si è quindi effettuato un test di monotonia di Mann-Kendall sulla serie dati del mareografo di Punta della Salute, nel periodo compreso fra il 1980 e il 2000. Il risultato di tale test non ha evidenziato un significativo trend monotono. Effettuando un fit lineare sulla serie dati in quello stesso periodo si ottiene un tasso pari a $(1.2 \pm 1.1)\text{mm/yr}$.

Come in precedenza si è deciso di rimuovere i segnali semi-periodici con il metodo empirico di decomposizione EMD, per poi ripetere i test di monotonia e il fit lineare. Questa volta il test di Mann-Kendall è in grado di identificare un trend monotono crescente e il fit lineare fornisce come risultato per il tasso di crescita del livello del mare $(2.2 \pm 0.5)\text{mm/yr}$. Per

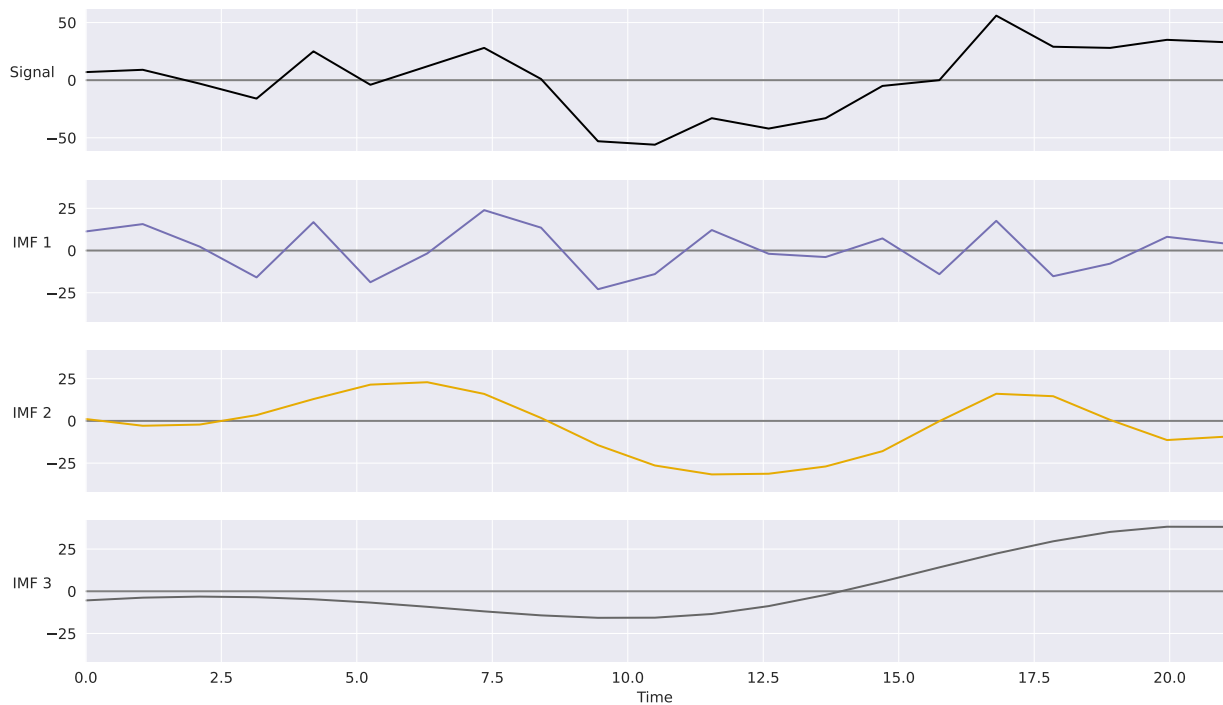


Figura 4.1: Decomposizione della serie dati del livello del mare a Venezia, mareografo di Punta della Salute, per il ventennio 1980-2000.

completezza, i segnali in cui l'andamento del mareografo è stato decomposto sono mostrati in Figura 4.1.

Sfortunatamente, per il periodo successivo non è stato possibile continuare ad usare la stessa stazione mareografica, avendo questa una serie dati che termina proprio nel 2000. Per analizzare quindi il periodo successivo si è quindi scelto di passare al vicino mareografo di Lido di Venezia, posto subito all'esterno della laguna veneta e unico dell'area in grado di fornire dati su questo particolare arco temporale. La serie dati per questo si estende dal 2002 al 2015 ed effettuando su di essa un test di monotonia emerge un significativo trend crescente e con un fitting lineare, mostrato in Figura 4.2 si ha un tasso di crescita di (14 ± 3) mm/yr.

Come per il caso precedente si valuta l'effetto della rimozione dei segnali semi periodici con EMD. Il test di monotonia continua ad essere in grado di identificare un trend monotono crescente, con una significatività superiore al caso precedente. Il fit lineare effettuato nuovamente si ottiene un tasso pari a (15 ± 2) mm/yr, un risultato compatibile col precedente ma

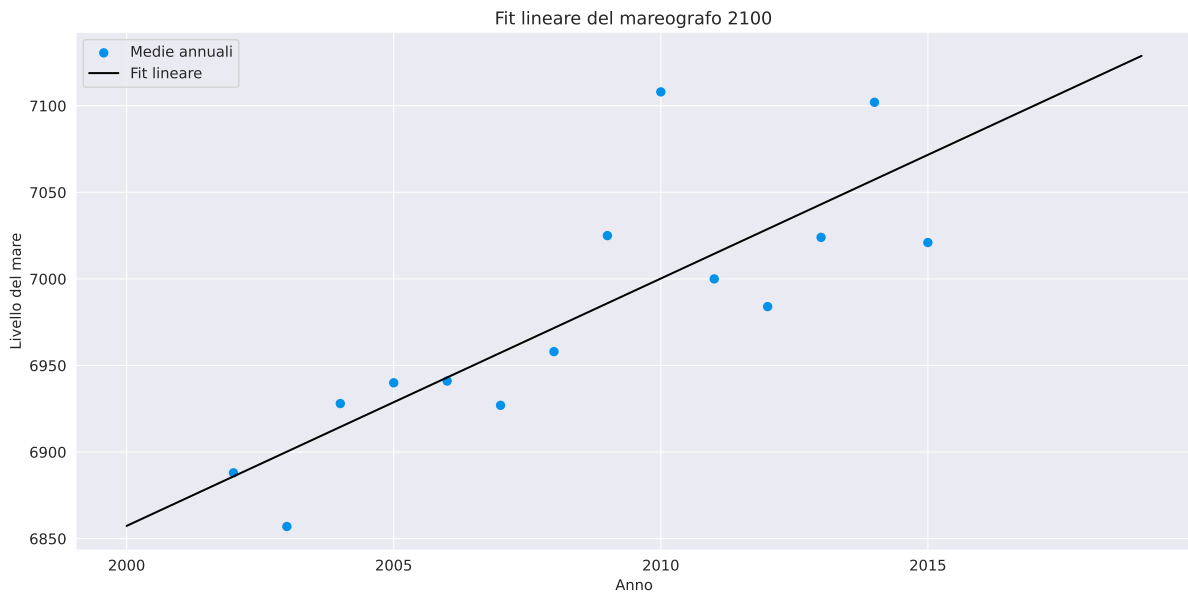


Figura 4.2: Fit lineare della serie dati del livello del mare nei pressi di Lido di Venezia fra il 2002 e il 2015.

che indica un ragguardevole aumento annuale del livello del mare registrato dal mareografo in quel punto, anche rispetto al vicino mareografo di Trieste.

Risulta quindi interessante considerare la correlazione fra questi mareografi e altri del Golfo di Venezia, ovvero quelli di Trieste e di Rovinj, ricorrendo ancora una volta ai coefficienti di Pearson e Spearman. Per il primo periodo, quindi confrontando la serie dati Trieste con quella di Punta della Salute, i coefficienti di correlazione risultano prossimi a uno, con ρ_p e ρ_s entrambi uguali a 0.97; suggeriscono quindi una correlazione diretta fra i due di tipo quasi lineare. Correlazioni anche più elevate si hanno indagando la correlazione con il mareografo di Rovinj; in questo caso si ottengono entrambi i coefficienti uguali a 0.98. Per quando riguarda invece il secondo periodo, il confronto con Trieste e Rovinj viene fatto rispetto al mareografo nei pressi di Lido di Venezia e mostra invece in entrambi i casi una correlazione trascurabile fra le serie dati. La correlazione fra i primi due invece rimane elevata, con $\rho_p = 0.88$ e $\rho_s = 0.90$.

Capitolo 5

Conclusioni

Dallo studio dei dati annuali RLR, senza effettuare alcuna operazione ulteriore, è emerso come nell'ultimo ventennio la monotonia delle serie dati sia più evidente rispetto al periodo precedente. Sono infatti in numero maggiore in quelle serie mareografiche che sottoposte al test di Mann Kendall presentano un trend significativo crescente, mentre in nessun caso questo risulta nei due periodi decrescente. Oltre a una maggiore significatività però, osservando i risultati delle regressioni lineari sui due periodi, è possibile notare un coefficiente angolare significativamente maggiore per 15 dei venti mareografi scelti per il campione. Cercando di ridurre l'influenza di effetti locali sul risultato, si è effettuato uno stacking delle serie dati. Dai fit lineari sugli andamenti così ottenuti, non è possibile affermare che vi sia differenza fra i due periodi.

Studiando gli andamenti con un fit polinomiale di terzo grado, si osserva che i mareografi sulla costa ovest degli Stati Uniti mostrano un andamento simile e fortemente correlato monotonicamente. Tali mareografi quindi sono in grado di rappresentare il livello del mare della regione di oceano adiacente e non sono influenzati da effetti locali. Altre forti correlazioni sia hanno fra mareografi non altrettanto vicini geograficamente, come quelli di Marsiglia e Trieste con quello di Wellington.

Ripetendo le analisi di monotonia e le regressioni lineari dopo l'applicazione di un algoritmo di decomposizione dei segnali, anche nei casi in cui precedentemente un trend monotono non era evidente, esso diventa significativo. Si può ipotizzare che l'andamento quindi risultasse non monotono non perché il livello del mare non avesse già iniziato ad aumentare in modo significativo, bensì perché le sue modificazioni periodiche erano prevalenti e impedivano al

test di Mann Kendall di individuare un trend. Per quanto riguarda le regressioni lineari, i risultati ottenuti sono simili ai precedenti ma con incertezze inferiori. Sono inoltre evidenti in certi casi andamenti decrescenti del livello del mare al netto dei contributi periodici. Il numero di andamenti decrescenti si dimezza nel secondo periodo.

L'applicazione del test di monotonia sulla serie dati ottenuta mediante stacking di tutte quelle dei 20 mareografi del campione ha identificato un chiaro andamento crescente per entrambi i periodi, anche prima della rimozione dei segnali semi-periodici, operazione che come nei casi precedenti ne incrementa la significatività. Con un fitting lineare si ottiene sul primo periodo un valore per il tasso annuale di crescita del livello del mare compatibile con quello proposto da altri studi sullo stesso periodo [Solomon et al., 2007]. Nel secondo ventennio si osserva un aumento significativo di questo tasso di crescita che risulta stimato con valori più che doppi rispetto al periodo precedente.

Per quanto riguarda lo studio del caso di Venezia, emerge come ci sia un'elevata corrispondenza nell'andamento del mareografo di Punta della Salute rispetto agli altri mareografi del Mar Adriatico settentrionale, da cui si può dedurre che questi per descrivono l'andamento del livello del mare nella regione. Nel periodo dopo il duemila, con il cessare di questa importante serie storica, non si continua ad avere questa corrispondenza tentando un confronto con il mareografo di Lido di Venezia, che suggerisce un andamento fortemente accelerato rispetto al periodo precedente. Un'accelerazione è visibile anche negli altri mareografi dell'Adriatico settentrionale ma non di tale portata. Mantenendo gli altri una forte corrispondenza reciproca, si può ipotizzare che il mareografo di Lido di Venezia sia influenzato fortemente da effetti locali di subsidenza. In particolare, è noto come in determinati punti, nei pressi delle bocche di porto che separano la Laguna Veneta dal Mar Adriatico, questa sia significativamente superiore alla media dell'area [Tosi et al., 2016].

Appendice A

Appendice

A.1 Sollevamento isostatico

Isostasia è un termine con cui in geofisica si descrive lo stato di equilibrio della crosta sul mantello superiore, più denso e con proprietà visco-elastiche. La crosta non va però immaginata come in equilibrio, galleggiante sul mantello superiore in modo stazionario. Si tratta solo di una situazione ideale. Esistono infatti numerosi effetti ulteriori, che perturbano questo sistema e che comportano una variazione della posizione verticale della crosta. Fra questi si hanno processi di vulcanismo e in generale la deposizione di sedimenti che, tendendo ad incrementare lo spessore della crosta, ne comportano un abbassamento dell'estremità inferiore all'interno del mantello. Viceversa, esistono processi a cui è associato un sollevamento della crosta, come l'erosione e lo scioglimento di grandi calotte glaciali.

Quest'ultimo contributo è particolarmente rilevante se si considerano i processi connessi alle grandi glaciazioni. Considerando infatti la penisola scandinava, oggetto ancora oggi di un significativo sollevamento, essa era ricoperta da uno strato di ghiaccio che ha raggiunto spessori superiori ai 3000m, mantenendo uno spessore superiore al km per oltre 40kyr [Niu et al., 2019]. Una simile massa di ghiaccio, scomparsa 16kyr fa al termine dell'ultima glaciazione, aveva comportato uno sprofondamento della porzione di crosta sottostante nel mantello superiore, che si solleva, alla ricerca di un nuovo equilibrio, nell'arco di migliaia di anni. Si parla in particolare di rimbalzo, o isostasia, post-glaciale. Per stimarlo in Fennoscandia e paesi baltici si sono sfruttati dati satellitari nell'ambito del progetto BIFROST (Baseline Inferences for Fennoscandian Rebound Observations, Sea-level, and Tectonics), che ha individuato un sollevamento annuale dell'ordine di 10mm [Johansson, 2002]. Essendo i mareografi strumenti

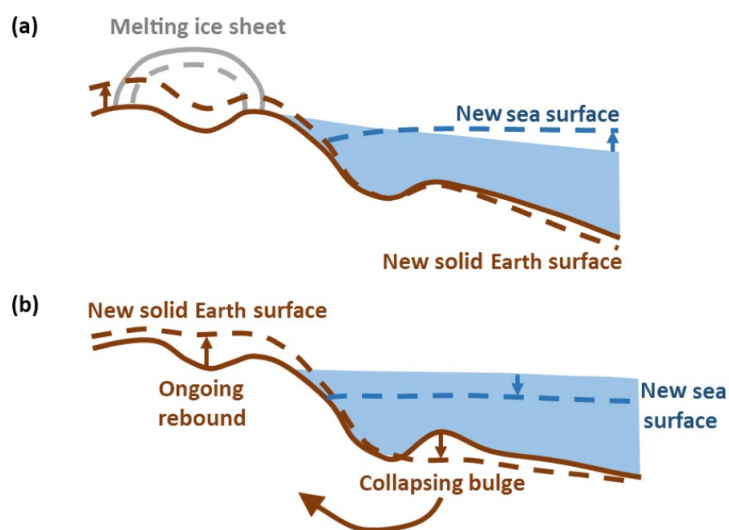


Figura A.1: Schema del meccanismo associato al sollevamento isostatico post-glaciale e collasso della regione adiacente [Whitehouse, 2018]. Nell'immagine (a) la massa di ghiaccio è presente da lungo tempo e il continente è spostato verso il basso dal suo peso aggiuntivo. In (b), il ghiaccio è completamente scomparso, ma i processi associati all'isostasia sono ancora in corso e comportano spostamenti che seguono le direzioni indicate dalle frecce verticali.

ancorati al suolo e quindi anch'essi soggetti a tali sollevamenti, è fondamentale considerare questo effetto nell'ambito di studi sul livello del mare che sfruttino i dati da essi ottenuti.

Il fenomeno è evidente anche in Nord America, dove nelle parti settentrionali del Canada si osservano valori prossimi a quelli registrati nella penisola scandinava. Il tasso di sollevamento diminuisce procedendo verso sud, in regioni che in passato corrispondevano infatti a ghiacci meno spessi. Interessante è la situazione in prossimità dei Grandi Laghi, nella cui parte meridionale è invece evidente un fenomeno di subsidenza naturale, tipico di aree immediatamente adiacenti a quelle ricoperte da ghiacci durante l'ultima glaciazione [Sella et al., 2007]. Anche in Europa centrale e nord-orientale avviene questo abbassamento, dove è stimato essere dell'ordine di qualche millimetro all'anno [Willy, 1994]. Uno schema è visibile in Figura A.1.

Bibliografia

- Belperio, A. P. (1993). Land subsidence and sea level rise in the Port Adelaide estuary: Implications for monitoring the greenhouse effect. *Australian Journal of Earth Sciences*, 40(4):359–368.
- Beşel, C. and Tanır Kayıkçı, E. (2020). Investigation of Black Sea mean sea level variability by singular spectrum analysis. *International Journal of Engineering and Geosciences*.
- Church, J. A. and White, N. J. (2006). A 20th century acceleration in global sea-level rise: an acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 33(1):L01602.
- Cipollini, P., Calafat, F. M., Jevrejeva, S., Melet, A., and Prandi, P. (2017). Monitoring Sea Level in the Coastal Zone with Satellite Altimetry and Tide Gauges. *Surveys in Geophysics*, 38(1):33–57.
- Das, P. and Radhakrishna, M. (1991). An analysis of Indian tide-gauge records. *Journal of Earth System Science*, 100(2):177–194.
- Douglas, B. C. (1992). Global sea level acceleration. *Journal of Geophysical Research*, 97(C8):12699.
- Douglas, B. C. (1997). Global sea rise: A redetermination. *Surveys in Geophysics*, 18(2/3):279–292.
- Douglas, B. C. (2008). Concerning Evidence for Fingerprints of Glacial Melting. *Journal of Coastal Research*, 2:218–227.
- Farrell, W. E. and Clark, J. A. (2007). On Postglacial Sea Level. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 46(3):647–667.

- García, M. J., Tel, E., and Molinero, J. (2012). Sea-level variations on the north and northwest coasts of Spain. *ICES Journal of Marine Science*, 69(5):720–727.
- Huang, N. E., Shen, Z., Long, S. R., Wu, M. C., Shih, H. H., Zheng, Q., Yen, N.-C., Tung, C. C., and Liu, H. H. (1998). The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: mathematical, physical and engineering sciences*, 454(1971):903–995.
- Inayatillah, A., Haigh, I. D., Brand, J. H., Francis, K., Mortley, A., Durrant, M., Fantuzzi, L., Palmer, E., Miller, C., and Hogarth, P. (2022). Digitising historical sea level records in the Thames Estuary, UK. *Scientific Data*, 9(1):167.
- Johansson, J. M. (2002). Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia 1. Geodetic results. *Journal of Geophysical Research*, 107(B8):2157.
- Niu, L., Lohmann, G., Hinck, S., Gowan, E. J., and Krebs-Kanzow, U. (2019). The sensitivity of Northern Hemisphere ice sheets to atmospheric forcing during the last glacial cycle using PMIP3 models. *Journal of Glaciology*, 65(252):645–661.
- Ozgenç, A. (2017). Investigation of sea level trends and the effect of the north atlantic oscillation (NAO) on the black sea and the eastern Mediterranean Sea. *Theoretical and Applied Climatology*, 129(1-2):129–137.
- Quinn, A. J., Lopes-dos Santos, V., Dupret, D., Nobre, A. C., and Woolrich, M. W. (2021). Emd: Empirical mode decomposition and hilbert-huang spectral analyses in python. *Journal of Open Source Software*, 6(59):2977.
- Sella, G. F., Stein, S., Dixon, T. H., Craymer, M., James, T. S., Mazzotti, S., and Dokka, R. K. (2007). Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS. *Geophysical Research Letters*, 34(2):L02306.
- Solomon, S., Intergovernmental Panel on Climate Change, and Intergovernmental Panel on Climate Change, editors (2007). *Climate change 2007: the physical science basis: contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge ; New York. OCLC: ocn132298563.

- Spada, G. and Galassi, G. (2012). New estimates of secular sea level rise from tide gauge data and GIA modelling: *Secular sea level rise. Geophysical Journal International*, 191:1067–1094.
- Stallone, A., Cicone, A., and Materassi, M. (2020). New insights and best practices for the successful use of Empirical Mode Decomposition, Iterative Filtering and derived algorithms. *Scientific Reports*, 10(1):15161.
- Taylor, J. R. (1997). *An introduction to error analysis: the study of uncertainties in physical measurements*. University Science Books, Sausalito, Calif, 2nd ed edition.
- Tosi, L., Da Lio, C., Strozzi, T., and Teatini, P. (2016). Combining 1- and X-Band SAR Interferometry to Assess Ground Displacements in Heterogeneous Coastal Environments: The Po River Delta and Venice Lagoon, Italy. *Remote Sensing*, 8(4).
- Vinogradov, S. V. and Ponte, R. M. (2011). Low-frequency variability in coastal sea level from tide gauges and altimetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C7):2011JC007034.
- Whitehouse, P. L. (2018). Glacial isostatic adjustment modelling: historical perspectives, recent advances, and future directions. *Earth Surface Dynamics*, 6(2):401–429.
- Willy, F. (1994). The amplitude and decay of the glacial forebulge in Fennoscandia. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74:2–8.
- Wong, W. and Woo, W. (2010). Sea-level Change – Observations, Causes and Impacts. In *Hong Kong Institute of Engineers Conference on Climate Change – Hong Kong Engineers’ Perspective*, Hong Kong Observatory.
- Yang, Y., Lv, W., and Sun, Q. (2018). Temporal and Spatial Variation of Sea Level in the East China Sea during 1993-2015. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 170:032015.
- Zhou, X. and Wang (2021). Rates of Natural Subsidence along the Texas Coast Derived from GPS and Tide Gauge Measurements (1904–2020). *Journal of Surveying Engineering*, 147.