

ALMA MATER STUDIORUM

UNIVERSITA' DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di laurea in scienze ambientali

**Analisi dei trend del contenuto di calore oceanico nel  
periodo dal 1980 ad oggi**

Tesi di laurea in Struttura e Dinamica dell'Atmosfera e dell'Oceano

Relatore:

Prof. Nadia Pinardi

Correlatore:

Dott. Simona Masina, Dott. Andrea Cipollone

Presentata da:

Camilla Ruscelli

Sessione Unica Anno Accademico 2019/2020



# Indice

<b>Abstract</b> .....	5
<b>Capitolo 1</b> .....	6
Introduzione.....	6
1.1 Squilibrio energetico della Terra.....	7
1.2 Contenuto di calore dell’oceano.....	10
1.3 Sistemi di osservazione per l’OHC.....	11
Obiettivi.....	14
<b>Capitolo 2</b> .....	15
Dati e Metodi.....	15
2.1 C-GLORSv5.....	15
2.2 Metodologia.....	22
<b>Capitolo 3</b> .....	29
Risultati.....	29
3.1 Oceano globale.....	29
3.2 Bacini oceanici.....	35

3.3 Correlazione tra OHC ed ENSO.....	42
<b>Capitolo 4.....</b>	<b>48</b>
Conclusioni.....	48
<b>Bibliografia.....</b>	<b>50</b>
<b>Sitografia.....</b>	<b>54</b>
<b>Ringraziamenti.....</b>	<b>56</b>

# Abstract

In questa tesi vengono analizzati i trend della variazione inter-annuale del contenuto di calore dell'oceano approfondendo lo studio in diverse regioni di interesse e prendendo in considerazione differenti strati di profondità. Le regioni sono: Corrente Circumpolare Antartica, globale, Nord Pacifico, Nord Atlantico, Sud Pacifico, Sud Atlantico, Pacifico tropicale, Atlantico Tropicale e Oceano Indiano. Le profondità studiate sono: superficie, 0-300 m, 0-700 m, 0-bottom e 0-mixed layer depth. I dati considerati provengono dal dataset della rianalisi C-GLORSv5 prodotta dal CMCC e la versione 5 è disponibile sul portale delle Rianalisi globali oceaniche del CMCC (<http://c-glors.cmcc.it/index/index.html>).

Lo scopo è stato quello di analizzare i trend dell'anomalia e della variabilità inter-annuale del contenuto di calore oceanico. Sono stati prodotti plots e mappe dell'evoluzione inter-annuale dell'accumulo di calore nell'oceano per le regioni e le profondità prestabilite. Per elaborare i dati è stato utilizzato il software Spyder con al suo interno Matplotlib.

In definitiva si è scoperto che i cambiamenti dell'OHC sono relativamente piccoli prima del 1980 circa; dopo tale data, l'OHC è aumentato in modo abbastanza costante e, dal 1990, ha coinvolto strati sempre più profondi dell'oceano. Tutti i bacini oceanici hanno subito un significativo riscaldamento dal 1998, con il maggiore riscaldamento negli oceani meridionali, l'Oceano Pacifico tropicale e subtropicale e l'Oceano Atlantico tropicale e subtropicale. Circa due terzi del riscaldamento dal 1980 si è verificato nell'oceano superiore.

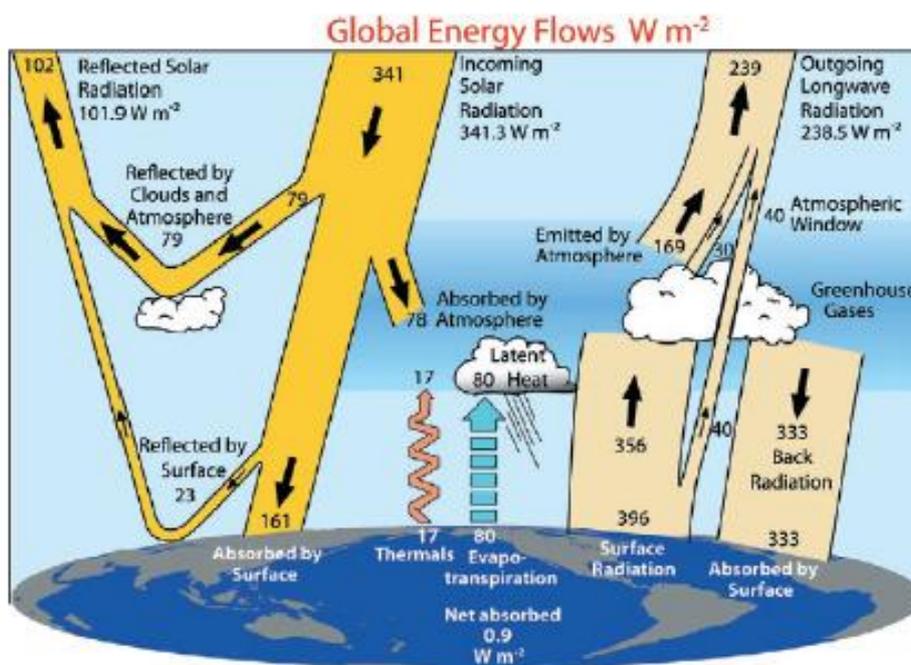
# Capitolo 1

## Introduzione

Lo scopo di questa tesi è analizzare la variabilità del contenuto di calore dell'oceano sia a scala globale che regionale e su differenti strati di profondità. Oltre al globale le regioni di interesse sono: Corrente Circumpolare Antartica, Nord Pacifico, Nord Atlantico, Sud Pacifico, Sud Atlantico, Pacifico tropicale, Atlantico Tropicale e Oceano Indiano. Le profondità considerate sono: superficie, 0-300 m, 0-700 m, 0-bottom e 0-mixed layer depth. Una conoscenza accurata della distribuzione geografica e dell'entità della variabilità e del cambiamento del contenuto di calore oceanico (OHC) è essenziale per comprendere i processi che governano le variazioni decennali della temperatura, quantificare i cambiamenti nel bilancio energetico planetario e studiare lo scioglimento del ghiaccio marino e continentale dovuto all'aumento di calore alle alte latitudini.

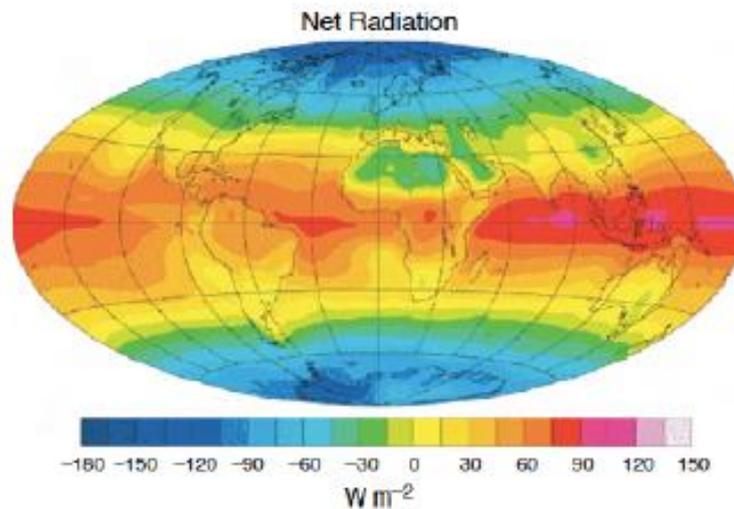
## 1.1 Squilibrio energetico della Terra

L'energia irradiata dalla Terra verso lo spazio non compensa l'energia della radiazione solare in entrata che porta ad un piccolo squilibrio energetico positivo nella parte alta dell'atmosfera ( $0,4-1 \text{ W m}^2$ ) (Meyssignac B. et al., 2019). Questo squilibrio è conosciuto come lo squilibrio energetico della Terra, ovvero Earth Energy Imbalance (EEI). È causato principalmente dalle emissioni di gas serra di origine antropica ed è la causa principale del riscaldamento del pianeta. Il monitoraggio preciso dell'EEI è fondamentale per valutare lo stato corrente del cambiamento climatico e la futura evoluzione del clima.



Schema del bilancio termico della Terra e dei flussi globali di energia.

Oltre il 93% dell'energia in eccesso che viene acquisita dalla Terra in risposta alla EEI positiva si accumula nell'oceano sotto forma di calore. Il sistema climatico scambia energia con lo spazio esterno nella parte alta dell'atmosfera, ovvero al Top of Atmosphere (TOA), attraverso la radiazione e con la Terra solida alla superficie della crosta terrestre essenzialmente attraverso il flusso geotermico. Se il sistema climatico fosse libero da perturbazioni esterne e da variabilità interna durante i millenni, allora il bilancio energetico climatico sarebbe in uno stato stabile in cui il budget netto di radiazione al TOA compenserebbe il flusso geotermico di  $+0.08 \text{ Wm}^2$  (Davies e Davies, 2010). Ma il sistema climatico non è esente da perturbazioni esterne e da variabilità interne. Anche se il flusso geotermico non genera alcuna perturbazione su scale temporali da inter-annuali a millenarie (perché varia solo su scala temporale geologica), altre forzature esterne di origine naturale (come la radiazione solare, l'attività vulcanica) o di origine antropica (come i gas serra) possono perturbare il sistema. Queste perturbazioni generano anomalie nel bilancio netto delle radiazioni al TOA. Il tempo di regolazione del sistema climatico dipende dal tipo di perturbazione e dai feedback interni del clima che la perturbazione scatena. Può durare da pochi giorni (feedback veloci come quelli atmosferici: temperatura, nuvole e umidità) a diverse decine di migliaia di anni (feedback lenti come nei ghiacci continentali e feedback della vegetazione).



Distribuzione globale dello squilibrio netto

tra la media annuale della radiazione solare netta in entrata e la radiazione a onde lunghe in uscita.

I valori positivi indicano un flusso verso il basso, cioè energia immessa nel sistema.

L'EEI caratterizza lo stato energetico del sistema climatico. Cause primarie della variabilità su tempi decadali e scale temporali più lunghe sono variazioni dell'irraggiamento solare, grandi eruzioni vulcaniche e le variazioni naturali delle concentrazioni di gas serra (Hansen et al., 2011; von Schuckmann et al., 2016). Dall'inizio dell'era industriale, le attività umane hanno causato emissioni di gas serra e aerosol così come i cambiamenti di destinazione d'uso del territorio che hanno perturbato l'EEI su scala decennale a scale temporali millenarie (Hartmann et al., 2013). Dato che le attività antropogeniche sono state la causa dominante di un EEI positivo (0,4-1  $W m^2$ ) negli ultimi decenni (Hansen et al., 2011; Trenberth et al., 2014), EEI rappresenta una misura dell'eccesso di energia che è immagazzinata nel sistema climatico come risposta alla forzatura antropogenica (Trenberth et al., 2014; von Schuckmann et al., 2016). L'oceano concentra la grande maggioranza dell'assorbimento di energia (93%) associata all'EEI (Trenberth e Fasullo, 2016).

## 1.2 Contenuto di calore dell'oceano

Il contenuto di calore dello strato oceanico superficiale è aumentato in modo significativo negli ultimi decenni (<https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-ocean-heat-content>). L'oceano è il più grande collettore di energia solare sulla Terra. Non solo l'acqua copre più del 70% della superficie del nostro pianeta, ma può anche assorbire grandi quantità di calore senza un grande aumento della temperatura. Questa capacità di immagazzinare e rilasciare calore per lunghi periodi di tempo conferisce all'oceano un ruolo centrale nella stabilizzazione del sistema climatico terrestre. La principale fonte di calore dell'oceano è la radiazione solare. Inoltre, nuvole, vapore acqueo e gas a effetto serra emettono calore che hanno assorbito e parte di quell'energia termica entra nell'oceano. Onde, maree e correnti mescolano costantemente l'oceano, spostando il calore dalle latitudini più calde a quelle più fredde e ai livelli più profondi. Il calore assorbito dall'oceano viene spostato da un luogo all'altro, ma non scompare. L'energia termica alla fine rientra nel resto del sistema terrestre sciogliendo le piattaforme di ghiaccio, facendo evaporare l'acqua o riscaldando direttamente l'atmosfera. Pertanto, l'energia termica nell'oceano potrebbe riscaldare il pianeta per decenni dopo essere stata assorbita. Se l'oceano assorbe più calore di quello che rilascia, il suo contenuto di calore aumenta. Oltre il 90% del riscaldamento antropico che si è verificato sulla Terra negli ultimi 50 anni è stato assorbito dall'oceano. Il riscaldamento dell'acqua dell'oceano sta aumentando il livello del mare globale perché l'acqua si espande quando si riscalda. Combinato con l'acqua proveniente dallo scioglimento dei ghiacciai sulla terra, l'innalzamento del mare minaccia gli ecosistemi naturali e le strutture umane vicino alle coste di tutto il mondo. Il riscaldamento delle acque oceaniche è anche una delle cause nell'assottigliamento delle piattaforme di ghiaccio e del ghiaccio marino, entrambi i quali

hanno ulteriori conseguenze per il sistema climatico terrestre. Inoltre, il riscaldamento delle acque oceaniche minaccia gli ecosistemi marini e il sostentamento umano. Ad esempio, le acque calde mettono a rischio la salute dei coralli e, a loro volta, le comunità di vita marina che dipendono da loro per il riparo e il cibo. In definitiva, le persone che dipendono dalla pesca marina per cibo e lavoro potrebbero subire impatti negativi dal riscaldamento dell'oceano.

## 1.3 Sistemi di osservazione per l'OHC

I sistemi di osservazione passati e contemporanei per la valutazione dell'OHC globale possono essere suddivisi in tre periodi (Meyssignac B. et al., 2019). Il primo periodo parte dal 1950 ed è collegato alle misurazioni storiche della temperatura dell'oceano in situ a bordo di una nave con campionamento per l'emisfero settentrionale, le regioni costiere e l'estate emisferica, in particolare alle alte latitudini (Abraham et al., 2013). Le misurazioni oceaniche in situ sono disponibili dall'inizio del XIX secolo, ma il campionamento su scala più ampia dei 300 e 700 metri superiori è iniziato solo intorno al 1960 e al 1970 rispettivamente, sebbene con evidenti lacune spazio-temporali e deviazioni strumentali (Lyman e Johnson, 2008, 2014; Cowley et al., 2013; Rhein et al., 2013; Boyer et al., 2016; Cheng et al., 2016). Il secondo periodo inizia con il lancio dei primi satelliti meteorologici nel 1979 che misurano la temperatura superficiale dell'oceano e prosegue con i primi satelliti altimetrici nel 1993. Tale periodo comprende sistemi di osservazione più complementari, dalle tecniche di telerilevamento, stazioni fisse, moderne misurazioni di bordo e piattaforme autonome in situ. Questa era ha visto anche lo sviluppo di sistemi di rianalisi, che assimilano le osservazioni in situ e satellitari in modelli numerici per fornire una prospettiva quadridimensionale dell'oceano globale (Masina et al.,

2001; Masina et al., 2004). Il terzo periodo parte dagli anni 2000 ed è caratterizzato da un'impennata nelle misurazioni della temperatura con una copertura dei dati oceanici quasi globale per i 2000 m superiori, principalmente dai galleggianti di profilazione Argo (Riser et al., 2016) e dalla disponibilità di informazioni per le valutazioni dei vincoli di bilancio a livello di energia e mare della Terra (Loeb et al., 2012; Llovel et al., 2014; Trenberth e Fasullo, 2016; von Schuckmann et al., 2016; Chambers et al., 2017; Dieng et al. ., 2017). I principali strumenti moderni che compongono il sistema di osservazione OHC dagli anni '40 sono i Bathythermographs meccanici (MBT), i Expendable Bathythermographs (XBT), le bottiglie Nansen / Niskin e gli strumenti Conductivity-Temperature-Depth (CTD). Insieme, i dati MBT e XBT contribuiscono al 36% dei dati sul profilo della temperatura oceanica totale disponibili fino al 2013. Gli MBT in genere scendono a circa 125 - 250 metri e sono stati ampiamente utilizzati dal 1938 all'inizio degli anni '60. Gli XBT poco profondi raggiungono i 450 m e sono stati ampiamente utilizzati durante gli anni '70 e '80. D'altra parte, gli XBT profondi forniscono dati fino a 800 m e sono stati ampiamente utilizzati durante gli anni '90 e l'inizio degli anni 2000. Questi dispositivi sono stati tipicamente schierati da navi militari e da ricerca e, più recentemente, da navi mercantili per XBT. Il programma Argo, progettato nel 1998 (Argo Science Team, 1999), è stato rivoluzionario per la stima OHC perché ha consentito di ottenere dati di profilo di alta qualità quasi ovunque nell'oceano senza che fosse presente un monitoraggio eseguito da persone. Questo programma è arrivato alla copertura globale, cioè oceano senza ghiaccio al di fuori dei mari marginali, entro il 2005 e ha raggiunto l'obiettivo di 3000 galleggianti funzionanti nel 2007 (Roemmich et al., 2009, J.P. Abraham et al., 2013). La durata prevista di un galleggiante Argo è di 3-5 anni, quindi la flotta deve essere continuamente rinnovata per mantenere l'obiettivo di 3000 galleggianti. I galleggianti funzionano su un ciclo nominale di dieci giorni. Si spostano sotto la superficie, di solito a 1000

dbar, per la maggior parte di quel ciclo. Ad ogni ciclo, si immergono a un target nominale di 2000 dbar e in genere misurano pressione, temperatura e salinità da lì alla superficie dove le informazioni vengono trasmesse ad un satellite. I dati vengono rilasciati sul GTS (Global Telecommunication System) ma raccolti anche presso i centri di raccolta dati. Il float array del programma Argo è una componente importante dell'attuale sistema di osservazione della Terra oceanica, che estende il monitoraggio su larga scala della temperatura dell'oceano. Gli impatti rivoluzionari di Argo sulla ricerca di base, sulla valutazione del clima, sulla rianalisi e sulle previsioni degli oceani sono ampiamente riconosciuti. Tuttavia, il futuro di Argo include importanti sfide organizzative e tecniche. La durata media dei galleggianti Argo dovrebbe essere ulteriormente estesa attraverso miglioramenti del design, analisi delle modalità di guasto a lungo termine, e l'adozione di tecnologie per batterie migliori. La diversità nei sensori e nelle piattaforme è essenziale per aiutare a costruire la fiducia nel record OHC, in particolare per il monitoraggio dei piccoli ma persistenti segnali di riscaldamento globale dell'oceano. Per monitorare il cambiamento profondo dell'OHC sono necessari dati continui, globali, dall'alto verso il basso sulla temperatura dell'oceano. Sono in corso i piani per renderlo possibile attraverso l'implementazione del nuovo array Deep Argo. I galleggianti profondi di Argo profileranno l'oceano dalla superficie fino a 6000 metri al di sotto per dare una comprensione della temperatura dell'oceano profondo e dei cambiamenti di salinità (<https://oceanoday.noaa.gov/deepargo/>).

# Obiettivi

Lo scopo della tesi è quello di analizzare la variabilità inter-annuale del contenuto di calore dell'oceano in regioni e profondità distinte utilizzando i dati provenienti dal dataset C-GLORSv5 reso disponibile dal CMCC, Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici. Le aree di studio sono state l'oceano globale, il Nord Pacifico, Sud Pacifico e Pacifico Tropicale, il Nord Atlantico, Sud Atlantico e Atlantico Tropicale, l'Oceano Indiano e la Corrente Circumpolare Antartica. Gli strati di profondità considerati presi in esame sono lo strato superficiale, lo strato da 0 a 300 metri, quello da 0 a 700 metri, lo strato da 0 metri al fondale e lo strato da 0 metri alla mixed layer depth. La tesi è strutturata in quattro capitoli.

Dopo un'introduzione sull'importanza di conoscere le variazioni del contenuto di calore oceanico utili a capire i cambiamenti passati del sistema climatico e sui sistemi di osservazione per l'OHC, il secondo capitolo descriverà la fonte dei dati e le metodologie utilizzate.

Il terzo capitolo mostrerà i risultati ottenuti dallo studio, quindi i grafici, i plot e le mappe dei trend, oltre alla loro interpretazione.

Infine, l'ultimo capitolo contiene le conclusioni di questo lavoro.

# Capitolo 2

## Dati e Metodi

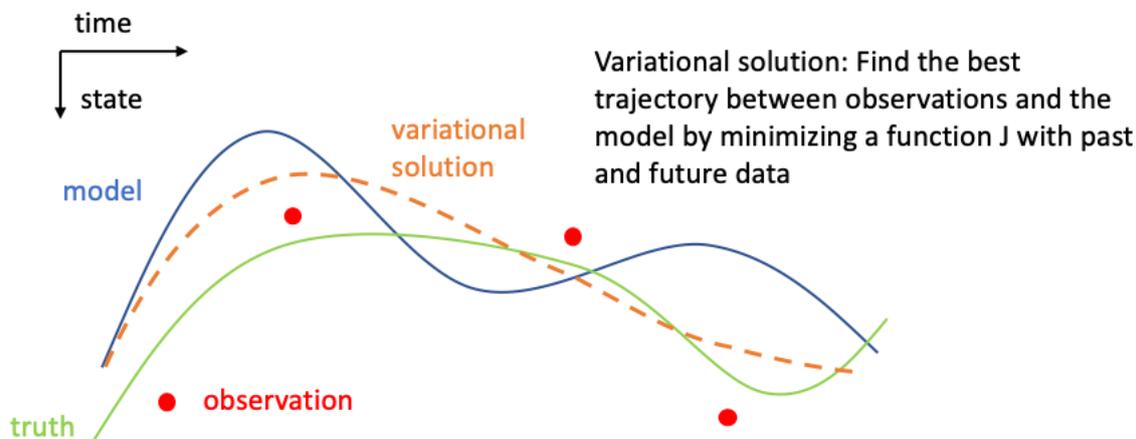
L'analisi della variabilità inter-annuale e dei trend di contenuto di calore oceanico è stata prodotta utilizzando il dataset C-GLORSv5 messo a disposizione dal Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici (CMCC). In questo capitolo viene inizialmente descritta la rianalisi utilizzata per capire le sue caratteristiche principali e successivamente viene descritta la metodologia utilizzata per studiare la variabilità del contenuto di calore oceanico considerando specifiche regioni e diverse profondità.

### 2.1 C-GLORSv5

L'obiettivo principale della rianalisi è fornire uno stato realistico dell'oceano in 4D che preservi il più possibile l'omogeneità spatio-temporale, al fine di valutare i segnali climatici. Il CMCC Global Ocean Physical Reanalysis System (C-GLORS) viene utilizzato per simulare lo stato

dell'oceano negli ultimi decenni. Consiste in un sistema di assimilazione variazionale dei dati osservativi (OceanVar) (Storto et al., 2011; Dobricic & Pinardi, 2008), in grado di combinare tutte le osservazioni in situ e i dati satellitari con i dati di un modello numerico oceanico, nel caso specifico il modello idrodinamico NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) (Madec, 2008) accoppiato con il modello di ghiaccio marino chiamato LIM2 (Fichefet and Morales Maqueda, 1997). Nel corso degli anni sono state realizzate varie versioni della rianalisi e C-GLORSv5 (versione 5) è l'ultima rianalisi oceanica globale prodotta al CMCC che copre quasi quattro decenni dal 1980 ad oggi (Storto et al., 2016). Questa rianalisi copre l'era dei satelliti meteorologici (1980-presente) ed è in fase di aggiornamento. Tipicamente l'aggiornamento avviene con un ritardo di circa 1 anno, dovuto alla rielaborazione di tutti i dataset osservazionali. La rianalisi abbraccia il periodo 1979-2018, anche se i dati sono rilasciati a partire dal 1980, in quanto il primo anno è interessato da un "aggiustamento dei campi" dato che le condizioni iniziali possono non essere la migliore rappresentazione dello stato oceanico reale e serve tempo prima che il sistema si dimentichi dell'influenza dello stato iniziale e diventi realistica. Il sistema di rianalisi comprende: (I) uno schema di assimilazione di dati variazionali tridimensionali chiamato OceanVar che assimila profili idrografici del set di dati EN3 Met Office Hadley Centre del Regno Unito (ENACT/ENSEMBLES, versione 3) fino al 2012 e il set di dati EN4 in seguito, e osservazioni altimetriche fornite da AVISO (Satellite Altimetry Data); (II) il modello oceanico NEMO, configurato a risoluzione di circa  $1/4^\circ$  utilizzando una griglia tripolare, con 50 livelli verticali di profondità e accoppiato al modello di ghiaccio marino LIM2; (III) uno schema di nudging che assimila le osservazioni della temperatura della superficie del mare nello spazio fornite da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) e dati di ghiaccio marino; e (IV) uno schema di correzione del bias (deviazione) (LSBC) che corregge le tendenze del modello per limitare le deviazioni

su larga scala indotte da errori sistematici delle parametrizzazioni del modello NEMO e dei forzanti atmosferici costituiti da vento superficiale, radiazione solare e precipitazioni. Il sistema di assimilazione dei dati è OceanVar (3DVAR).

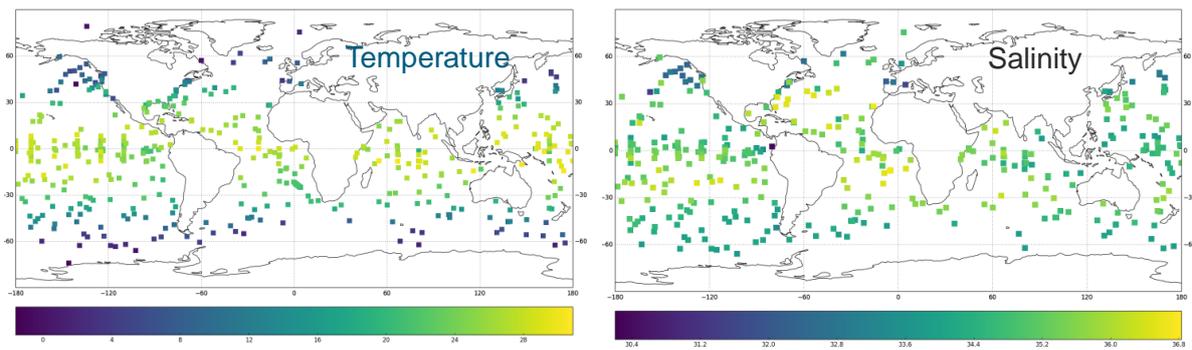


In blu lo stato del modello (per esempio la temperatura del modello), in rosso le osservazioni di temperatura da boa, in verde la temperatura vera. Quello che fa il sistema di assimilazione è produrre la soluzione arancione tratteggiata. Cioè la temperatura sarà tra quella del modello e l'osservazione e più simile alla linea verde.

La griglia utilizzata per la simulazione è tripolare globale con una risoluzione orizzontale di 25 km all'equatore che si riduce alle alte latitudini, con 50 livelli verticali. La finestra temporale di assimilazione è di 7 giorni, cioè il modello viene corretto ogni 7 giorni di simulazione e per correggerlo utilizza le osservazioni ricavate in quella settimana. Lo schema 3DVAR minimizza una funzione di costo J data con la formulazione incrementale (con  $x$  stato dell'oceano finale da trovare e  $x^b$  stato iniziale dato dal modello):

$$J(\delta x) = \frac{1}{2} \delta x^T B^{-1} \delta x + \frac{1}{2} (H \delta x - d)^T R^{-1} (H \delta x - d)$$

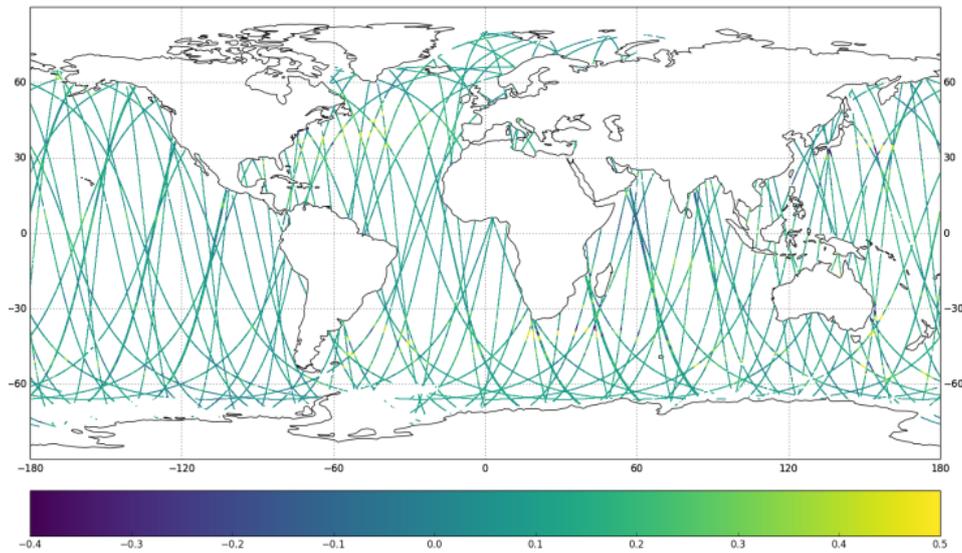
B è la matrice di covarianza degli errori del modello, una stima dell'errore del modello in ogni punto dello spazio e della correlazione tra gli errori in diversi punti spaziali, nella figura sopra potremmo rappresentarlo come la distanza tra la linea blu e verde. R è la matrice di covarianza degli errori delle osservazioni, è la stima della distanza delle osservazioni in rosso dalla linea verde. d è il vettore della distanza tra le osservazioni e lo stato del modello calcolata utilizzando l'operatore di osservazione non lineare, ed H è l'operatore di osservazione, calcola il valore del modello nel punto esatto dell'osservazione. Assimilare vuol dire correggere lo stato dell'oceano ogni volta che si ha un'osservazione. L'assimilazione tiene conto non solo delle osservazioni ma anche del valore del modello per avere minori discontinuità possibili. È un sistema che prende le osservazioni, le confronta con il modello e prende un valore che è il più vicino possibile al modello e all'osservazione, pesato con l'errore che si associa al modello e all'osservazione. Il sistema supporta l'assimilazione di tutte le misurazioni oceaniche in situ di temperatura e salinità e l'assimilazione di dati tele rilevati (altimetria, temperatura superficiale del mare e salinità), da una serie di diversi set di dati a seconda dell'applicazione specifica. Nel 1979 ci fu il lancio del primo satellite che era in grado di misurare la temperatura superficiale dell'oceano (era meteorologica). Nel 1993 ci fu il lancio del satellite per misurare il livello (l'altezza) del mare (era altimetrica). Successivamente, nel 2003 parte l'era degli Argo (<https://www.argos-system.org/applications-argos/oceanography/>), boe che sono state posizionate nell'oceano in modo sistematico per misurare la temperatura e la salinità anche sotto la superficie del mare (arrivano ad una profondità di 1500 m).



Dati di temperatura e salinità raccolti dai galleggianti Argo relativi ad un singolo giorno.

La copertura dei dati spazio/temporali non è omogenea e non ci sono dati sotto i 2000m.

Le osservazioni disponibili per quanto riguarda l’oceano sono di diversi tipi. Le osservazioni satellitari vengono fatte per la raccolta di diversi dati. Per l’altezza del mare vengono usati sensori altimetrici, satelliti che generano migliaia di impulsi radar al secondo verso la superficie terrestre e studiano diverse caratteristiche del raggio riflesso per determinarne l’altezza del mare. I satelliti compiono varie orbite in un giorno e riescono a mappare l’oceano con valori solo sulle linee delle orbite. Lo spessore delle bande di mappatura sono pochi chilometri. I primi satelliti di questo tipo ad essere stati lanciati nel 1991 sono l’ESA (European Space Agency) che ha lanciato ERS-1, un satellite europeo di telerilevamento che trasportava diversi strumenti tra cui un radar altimetrico. Successivamente sono state lanciate nuove missioni altimetriche: ERS-2 (1995), GFO (Geosat Follow-On) (1998), Jason-1 (2001) ed Envisat (2002) (<https://earth.esa.int/web/guest/missions/mission-news/-/article/satellite-radar-altimetry-past-and-future>). In futuro saranno lanciati satelliti con tecnologia SWOT (Surface Water Ocean Topography) che avranno più alta risoluzione e mapperanno bande di spessore di centinaia di chilometri.



Esempio di mappa dell'altezza del livello del mare da satellite.

I dati di temperatura superficiale dell'oceano provengono da tipi di sensori diversi dai radar altimetrici. Si chiamano sensori passivi perché non emettono impulsi ma osservano la radiazione emessa dalla terra. Le due più famose categorie sono 1) quelle che utilizzano la parte infrarossa dello spettro emesso da ogni singola regione della terra (AVHRR, Advanced Very High Resolution Radiometer) e quelle che usano la parte di microonde AMRS-2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer). Un esempio di dati provenienti da satellite con strumento AVHRR per un singolo giorno è in figura 1. Le zone grigie rappresentano le zone dove i dati non sono stati acquisiti per la presenza di nuvole che bloccano la parte infrarossa dello spettro mentre fanno passare quella ad alta frequenza. Nella Rianalisi v5 i dati di SST utilizzati provengono da una interpolazione ottimale dei dati AVHRR in figura prodotti dalla NOAA (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>).

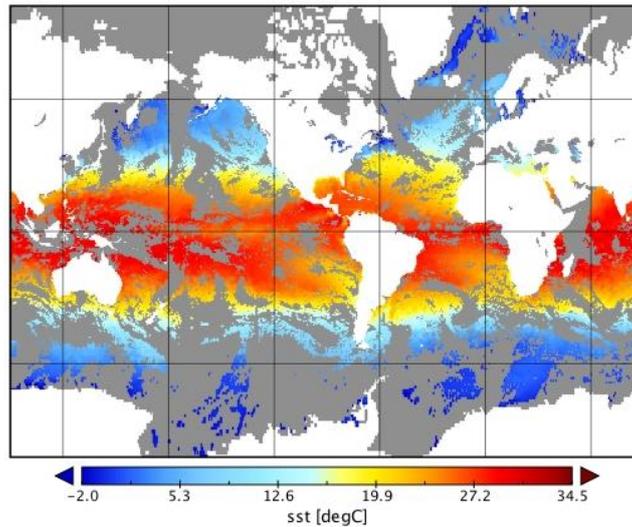


Figura 1: Esempio di mappa della temperatura superficiale del mare.

La versione del modello oceanico NEMO (Madec, 2008) utilizzata per C-GLORSv5 è la 3.2. NEMO è un modello di circolazione oceanica globale, idrostatico a differenze finite. Le equazioni che risolve sono le equazioni di Navier-Stokes. A differenze finite vuol dire che le derivate sono approssimate da differenze finite. Idrostatico vuol dire che il galleggiamento bilancia il gradiente di pressione verticale. NEMO (<https://www.nemo-ocean.eu/>) è un modello oceanico utilizzato per attività di ricerca e servizi di previsione nelle scienze oceaniche e climatiche. NEMO è disponibile in varie configurazioni. Le configurazioni globali utilizzano le griglie tripolari ORCA, che permettono di coprire l'intero dominio oceanico senza punti di singolarità ([https://it.wikipedia.org/wiki/Nucleus\\_for\\_European\\_Modelling\\_of\\_the\\_Ocean](https://it.wikipedia.org/wiki/Nucleus_for_European_Modelling_of_the_Ocean)). Infatti, la griglia formata dai meridiani e dai paralleli possiede due singolarità: il Polo Nord e il Polo Sud. In prossimità di questi due punti la dimensione delle maglie tende a zero, rendendo problematico l'utilizzo delle equazioni di modellizzazione. Per superare il problema, i poli

delle griglie ORCA sono riposizionati sulla sfera terrestre in modo da situarsi su continenti. Dato che il Polo Sud è localizzato sul continente Antartico, non è richiesta una modifica della griglia standard, mentre il Polo Nord, che invece si trova sull'Oceano Artico, viene rimpiazzato da due punti situati uno in America del Nord e l'altro in Siberia. La griglia ORCA utilizzata per la Rianalisi è quella ad  $1/4^\circ$ . Per i vari dettagli degli schemi e la configurazione utilizzata nel modello si fa riferimento al paper (Storto & Masina, 2016).

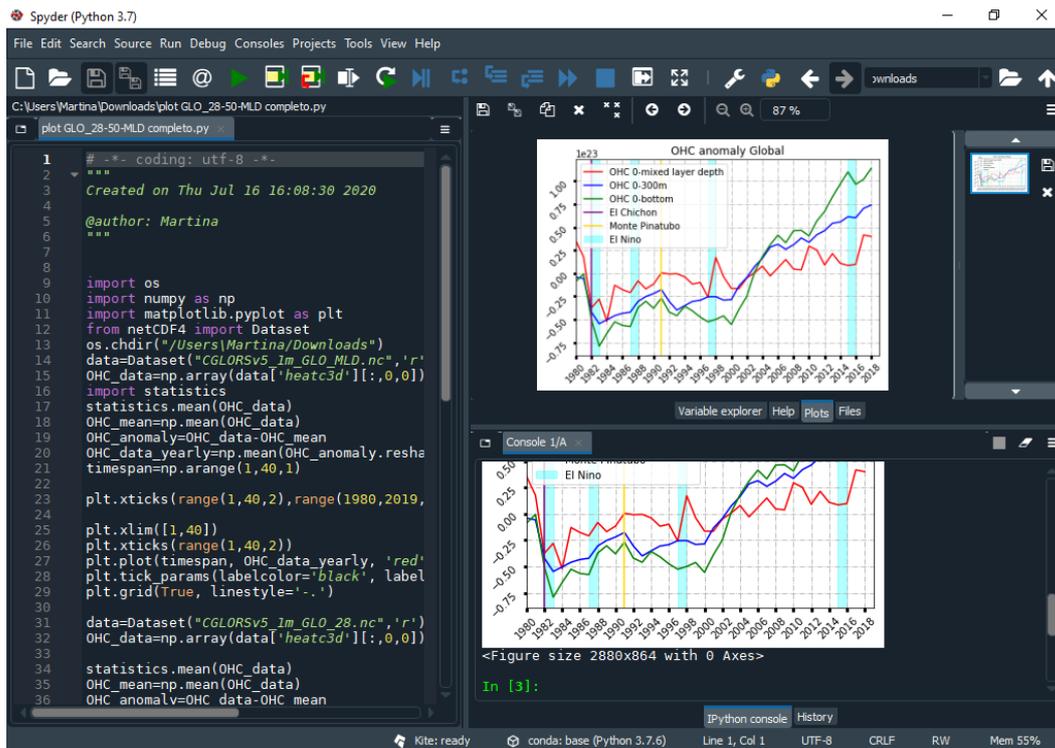
## 2.2 Metodologia

Lo studio è iniziato con la rielaborazione dei dati forniti dal CMCC attraverso il software Spyder, una multiplatforma open source per la programmazione scientifica, con l'uso di Matplotlib, una libreria per la creazione di grafici con il linguaggio di programmazione Python. I dati sono relativi al contenuto di calore dell'oceano, indicato con l'abbreviazione OHC. OHC descrive la quantità di calore immagazzinata nell'oceano nei livelli superiori, dalla superficie a 2.000 metri di profondità. Il contenuto di calore dell'oceano tra due livelli di profondità è definito utilizzando un integrale definito:

$$H = \rho c_p \int_{h_2}^{h_1} T(z) dz$$

È l'integrale della temperatura  $T$  dalla superficie ( $h_1$ ) fino ad una certa profondità ( $h_2$ ), dove  $\rho$  è la densità dell'acqua di mare e  $c_p$  è il calore specifico dell'acqua di mare. OHC è un termine per l'energia assorbita dall'oceano, che viene immagazzinata come energia interna o

entalpia. Le anomalie di OHC vengono utilizzate per quantificare il tasso di riscaldamento globale, infatti alte anomalie di OHC possono disturbare gli ecosistemi marini, sbiancare i coralli, contribuire a eventi meteorologici estremi come gli uragani e influenzare l'innalzamento del livello del mare. L'oceano assorbe il calore in eccesso dal sistema terrestre, agendo per bilanciare il calore in eccesso dovuto all'aumento delle temperature globali. Gli scienziati hanno stabilito che l'oceano assorbe più del 90% del calore in eccesso, che è attribuito alle emissioni di gas serra. L'obiettivo principale è stato quello di studiare la variabilità inter-annuale dell'OHC che mostrasse il cambiamento del contenuto di calore dell'oceano lungo tutto il periodo considerato. Inoltre, sono state create mappe dei trend per rappresentare l'evoluzione positiva o negativa per ogni punto dell'oceano. Tutte le mappe spaziali sono state create utilizzando il software Panoply, un'applicazione multiplatforma che traccia array geo-grigliati da dataset netCDF. Per la realizzazione dell'andamento inter-annuale è stata calcolata la media dei dati del OHC, dopodiché quest'ultima è stata sottratta agli stessi dati precedenti per ottenere l'anomalia dell'OHC. Infine, è stata calcolata la media sull'anno per rimuovere la stagionalità e la media su una certa area. La rimozione della stagionalità è necessaria dato che il segnale stagionale è più ampio del segnale inter-annuale.



Esempio di script per la creazione di un plot.

OHC\_data\_yearly dà un valore per ogni anno.

Per le mappe dei trend invece ogni punto rappresenta una misura di quanto l'oceano si sta raffreddando o riscaldando. Praticamente per ogni punto spaziale viene presa la timeseries con il valore dell'OHC e si calcola una regressione lineare. Quello che viene mostrato è il coefficiente della regressione lineare (slope, pendenza). Se quest'ultima è positiva l'OHC aumenta, se è negativa OHC diminuisce. Il valore del coefficiente dice di quanto aumenta o diminuisce. Le unità di misura sono  $J/(m^2 \times \text{years})$ . Per ogni punto dello spazio, che ha un valore per ogni anno, va fatta una regressione lineare per calcolare il trend. L'analisi della regressione è una tecnica usata per analizzare una serie di dati che consistono in una variabile dipendente e una o più variabili indipendenti. Lo scopo è stimare un'eventuale relazione funzionale esistente tra la variabile dipendente e le variabili indipendenti. Il passaggio successivo alla regressione è il fit dei dati, un metodo matematico che ha come

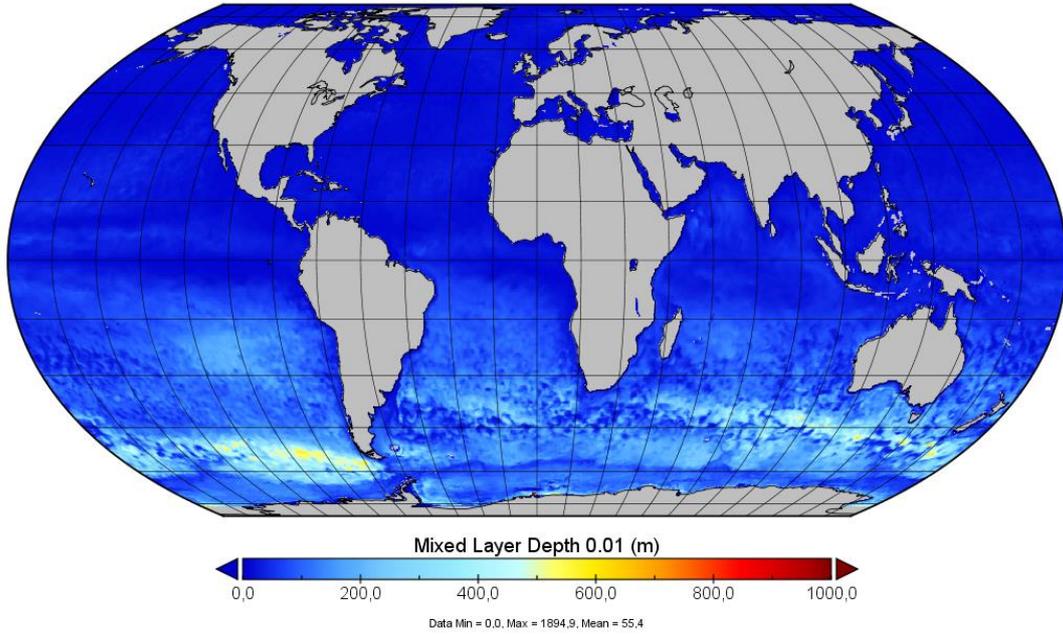
obiettivo quello di minimizzare la distanza fra i punti sperimentali e la curva individuata. È un processo di ottimizzazione di un certo numero di parametri per ben riprodurre un certo insieme di dati o il loro andamento; in quest'ultimo caso, il risultato consiste in una curva opportuna anch'essa detta fit. Dato che il procedimento può portare a determinare varie di queste curve, si parla di best fit per indicare la migliore di esse, cioè quella che interpola meglio i dati. In definitiva sono state selezionate le aree di interesse. Le regioni prese in esame sono: Corrente Circumpolare Antartica, globale, Nord Pacifico, Nord Atlantico, Sud Pacifico, Sud Atlantico, Pacifico tropicale, Atlantico Tropicale e Oceano Indiano. Le profondità considerate sono: superficie (da 0 a 0,5 metri in verticale, primo livello del modello), 0-300 m, 0-700 m, 0-bottom e 0-mixed layer depth. La profondità dello strato rimescolato oceanico o mixed layer depth (MLD) definisce la regione superficiale quasi omogenea di densità che interagisce direttamente con l'atmosfera (Kara et al, 2003). L'MLD oceanico è determinato principalmente dall'azione del miscelamento turbolento della massa d'acqua dovuta allo stress del vento e allo scambio termico all'interfaccia aria-mare. Il miscelamento turbolento è principalmente il risultato dell'agitazione dei vortici turbolenti. È un processo fisico completamente tridimensionale che porta alla formazione di una regione superficiale uniforme di densità (o temperatura) osservata che viene generalmente interpretata come strato rimescolato oceanico. La caratteristica più evidente è uno strato rimescolato superficiale in estate contro uno profondo in inverno. Gli strati rimescolati estivi poco profondi sono coerenti con il riscaldamento estivo della parte superficiale dell'oceano insieme a venti relativamente deboli, mentre gli strati rimescolati invernali profondi sono generati dal raffreddamento invernale e dai venti più forti. La caratteristica ben nota degli strati misti profondi nel Pacifico settentrionale e nell'Atlantico settentrionale in inverno è evidente, con il più profondo MLD nell'Oceano Atlantico settentrionale. La profondità dello strato superficiale che viene

miscelato varia su molte scale temporali diverse, dalle scale temporali della turbolenza alla variabilità inter-annuale. Di solito il valore del MLD oscilla tra 10-100 m ma in inverno in alcune regioni può arrivare anche a 1000 m. Ad esempio nel Nord Atlantico in marzo arriva oltre a 1000 m, questo perché in quelle regioni l'acqua in superficie si raffredda e diventa densa e pesante andando a scendere fino a 1000-2000 metri e mentre scende praticamente omogenizza la colonna d'acqua. Questi ultimi sono centri di formazione di acque profonde e sono vitali per la circolazione di tutto il globo. In estate avviene il contrario. Lo strato rimescolato può essere definito in tanti modi e la definizione dello strato rimescolato utilizzata per l'analisi di questa tesi si basa sulla densità dell'acqua marina: quando la densità dell'acqua ad una ipotetica profondità  $z$  è maggiore di  $0,01 \text{ Kg} \times \text{m}^{-3}$  rispetto alla densità calcolata ad una profondità di 10 metri, allora vuol dire che quella è la profondità dello strato rimescolato. La formula utilizzata per calcolare l'MLD è:

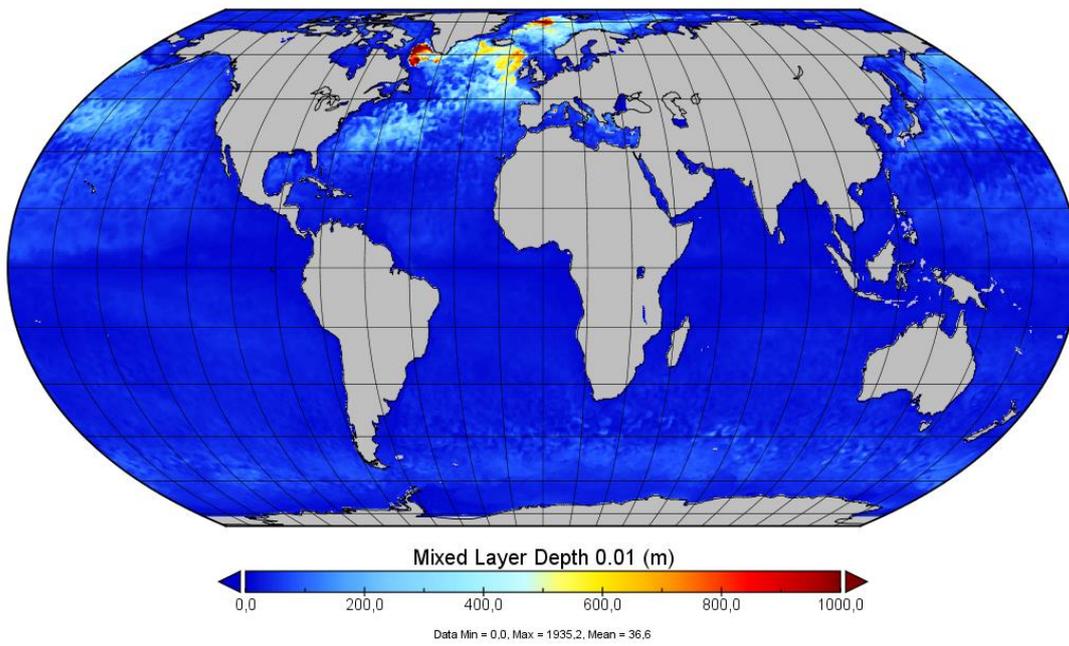
$$\Delta\sigma_{\theta} = \sigma_{\theta}(T_z, S_z, P_0) - \sigma_{\theta}(T_{10}, S_{10}, P_0) > 0,01 \text{ Kg} \times \text{m}^{-3}$$

Nella formula la densità considerata è una densità potenziale, che tiene conto delle correzioni dovute alla pressione verticale della colonna d'acqua e dell'atmosfera, mentre la pressione utilizzata per il calcolo è la pressione alla superficie dell'oceano ( $P_0$ ) (De Boyer et al., 2004).

Mixed Layer Depth  
August



Mixed Layer Depth  
March



Climatologie della profondità dello strato rimescolato (MLD)  
per il periodo estivo (August) e per il periodo invernale (March).

Inoltre, sono state aggiunte linee verticali negli anni in corrispondenza delle eruzioni vulcaniche più significative e degli eventi El Niño più importanti in quanto comportano variazioni nei valori di calore oceanico. El Niño-Oscillazione Meridionale, conosciuto anche con la sigla ENSO (El Niño-Southern Oscillation), è un fenomeno climatico periodico che provoca un forte riscaldamento delle acque dell'Oceano Pacifico Centro-Meridionale e Orientale nei mesi di dicembre e gennaio in media ogni cinque anni, con un periodo statisticamente variabile fra i tre e i sette anni([https://it.wikipedia.org/wiki/El\\_Ni%C3%B1o#:~:text=El%20Ni%C3%B1o%2DOscillazione%20Meridionale%2C%20conosciuto,ogni%20cinque%20anni%2C%20con%20un](https://it.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o#:~:text=El%20Ni%C3%B1o%2DOscillazione%20Meridionale%2C%20conosciuto,ogni%20cinque%20anni%2C%20con%20un)).

ENSO è una teleconnessione atmosferica accoppiata atmosfera-oceano che presenta una componente oceanica, El Niño e La Niña, il primo caratterizzato da un riscaldamento e la seconda da un raffreddamento delle acque dell'Oceano Pacifico Centro-Meridionale e Orientale, e una componente atmosferica, chiamata "Oscillazione Meridionale", caratterizzata da cambiamenti dei livelli di pressione nel Pacifico centro-occidentale. Le due componenti sono accoppiate e reciprocamente coinvolte: quando è in corso la fase di riscaldamento delle acque (El Niño), la pressione del Pacifico occidentale è alta e quando è in corso la fase di raffreddamento delle acque (La Niña), la pressione del Pacifico occidentale è bassa.

# Capitolo 3

## Risultati

I risultati ottenuti sono presentati per tutte le regioni di studio e le profondità di interesse, poi verranno esaminati i vari prodotti per valutarli in termini di variazione di contenuto di calore dell'oceano lungo i vari strati.

### 3.1 Oceano globale

In letteratura, una serie di studi basati su osservazioni mostra come gran parte del cambiamento nel contenuto di calore dell'oceano negli ultimi 50 anni si è verificato nei 700 m superiori dell'oceano mondiale (S. Levitus, J. Antonov, T. Boyer, 2005). Il contenuto di calore dell'oceano globale per lo strato 0-700 m è aumentato di  $16,7 \pm 1,6 \times 10^{22} J$ , corrispondente ad un tasso di  $0,27 Wm^{-2}$  per unità di superficie dell'oceano globale, e un riscaldamento medio del volume di  $0,18^{\circ}C$  (S. Levitus et al., 2012). Il contenuto di calore dell'oceano globale

per lo strato 0-2000 m è aumentato di  $24,0 \pm 1,9 \times 10^{22} J$  corrispondente ad un tasso di  $0,39 Wm^{-2}$  per unità di superficie dell'oceano globale e un riscaldamento medio del volume di  $0,09^{\circ}C$ . Come si evince dalla figura 1, dal 1982 al 2018 si ha un aumento del contenuto di calore di  $17,5 \times 10^{22} J$ . L'impatto sulle differenti profondità è mostrato dalle linee di colori diversi.

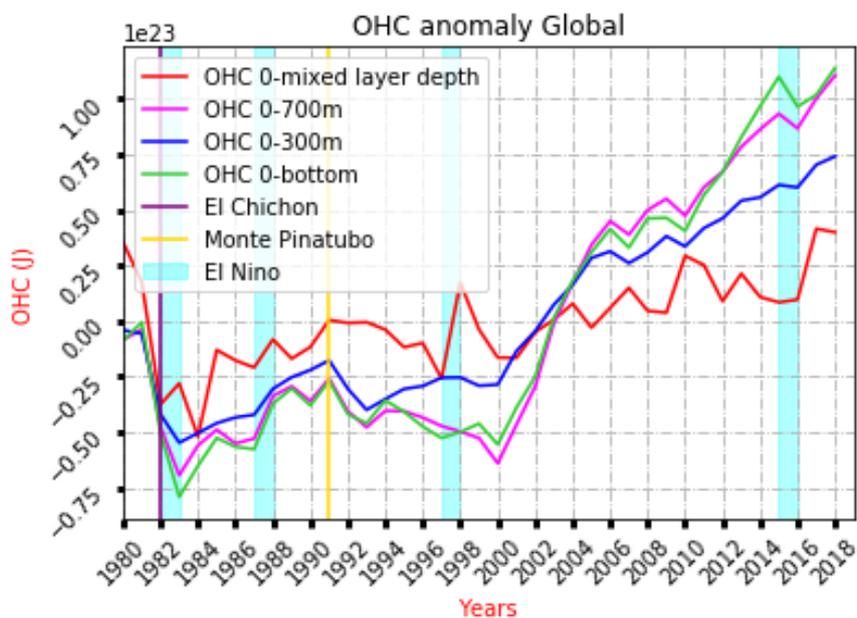


Figura 1: Anomalia di OHC per l'oceano globale. La linea rossa, rosa, blu e verde corrispondono rispettivamente all'OHC tra 0 e mixed layer depth, 0 e 700 m, 0 e 300 m e 0 e fondale. La linea verticale viola corrisponde alla data di eruzione del vulcano El Chichon mentre quella in giallo corrisponde alla data di eruzione del vulcano Monte Pinatubo. Le fasce verticali in azzurro corrispondono agli eventi di El Niño più significativi.

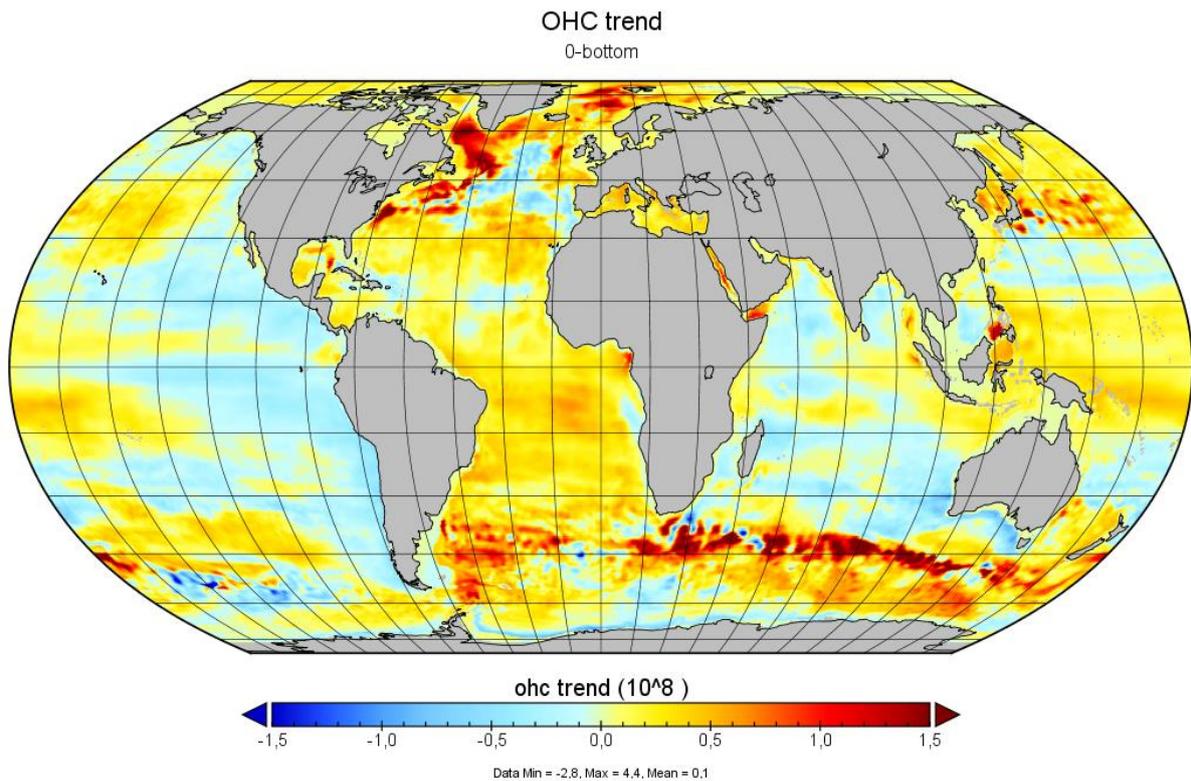


Figura 2: Trend OHC per lo strato da 0 metri al fondo.

Il corrispondente aumento totale di OHC per i 700 m è  $16,7 \pm 1,6 \times 10^{22} J$  che rappresenta un tasso di  $0,27 Wm^{-2}$  per unità di area dell'Oceano Mondiale. L'oceano al di sotto dei 300 m mostra un maggiore assorbimento di calore dall'inizio degli anni 2000 (Palmer et al., 2017). La mappa dei trend dell'OHC da 0 al fondo, cioè su tutta la colonna d'acqua, è mostrata in figura 2. Le zone di maggior interesse, cioè che mostrano aumenti/diminuzioni estremi dell'OHC, sono il Nord Atlantico e le zone alle alte latitudini. Andando a confrontare la mappa stessa con quella ottenuta prendendo solo i primi 300 metri, mostrati in figura 3, si possono fare una serie di considerazioni. Sebbene i valori assoluti siano diversi, le zone di aumento/diminuzione dell'OHC sembrano essere simili tra le due mappe. Una zona con

differenze tuttavia visibili è il Nord Atlantico. Qui sono diversi i fenomeni atmosferici/oceanici/antropogenici che giocano un ruolo fondamentale nel riscaldamento e la cui interazione tra loro è tutt'ora oggetto di studio. (Keil et al. 2020, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0819-8>). Confrontando la mappa dei trend superficiali in figura 4, con quella a 300 metri e quella fino al fondo si può notare che più si procede in profondità, più si va a delineare quella che viene chiamata in letteratura “North Atlantic warming hole”, o “cold blob”, una regione in controtendenza in cui l’oceano si raffredda. Le ragioni ed i fenomeni dietro ciò sono tuttora materia di ricerca, tuttavia si crede possibile che ciò sia legato ad un possibile indebolimento dell’AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) (Balmaseda et al., 2013). La AMOC è un’importante corrente oceanica dell’Oceano Atlantico caratterizzata da un flusso in direzione nord di acqua salina calda negli strati superficiali dell’Atlantico e da un flusso in direzione sud di acqua fredda in profondità. Questa corrente oceanica trasporta una quantità significativa di energia termica dai tropici e dall’emisfero australe verso il Nord Atlantico, mentre parte del calore viene trasferito all’atmosfera. Si tratta di una parte della circolazione termoalina, legata cioè a gradienti di salinità e temperatura; la corrente più salata e calda viaggia verso Nord-Est in superficie, cedendo calore all’atmosfera, poi si immerge al largo dell’Islanda diluendosi e raffreddandosi e ritorna indietro sul fondo dell’Oceano (<https://www.climalteranti.it/2018/04/22/prove-piu-salde-di-una-circolazione-nord-atlantica-piu-debole/#more-8418>). L’impatto della diminuzione nell’AMOC sui trend dell’OHC nella regione è descritto nella sezione dedicata all’Atlantico nel paragrafo 3.2. Lo strato 0-300 m mostra una valori estremi meno diffusi, in particolare per l’emisfero settentrionale. Rispetto all’OHC su tutta la colonna, da 0 a 300 il riscaldamento sembra ridotto sebbene più generalizzato. Le regioni blu chiaro e giallo chiaro

sono quelle vicine allo zero, dove il trend è piccolo e quindi poco rilevante (per esempio nella zona ovest del Pacifico, vicino le coste americane).

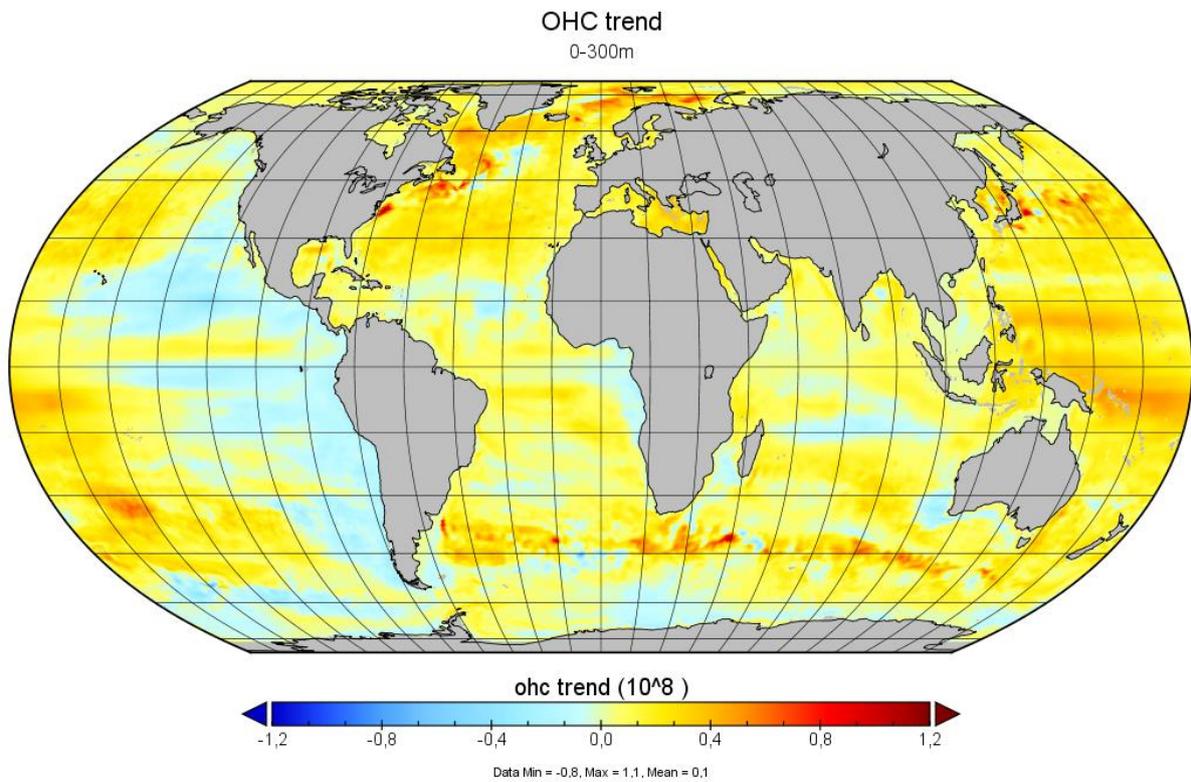


Figura 3: Trend OHC per lo strato che va da 0 a 300 metri.

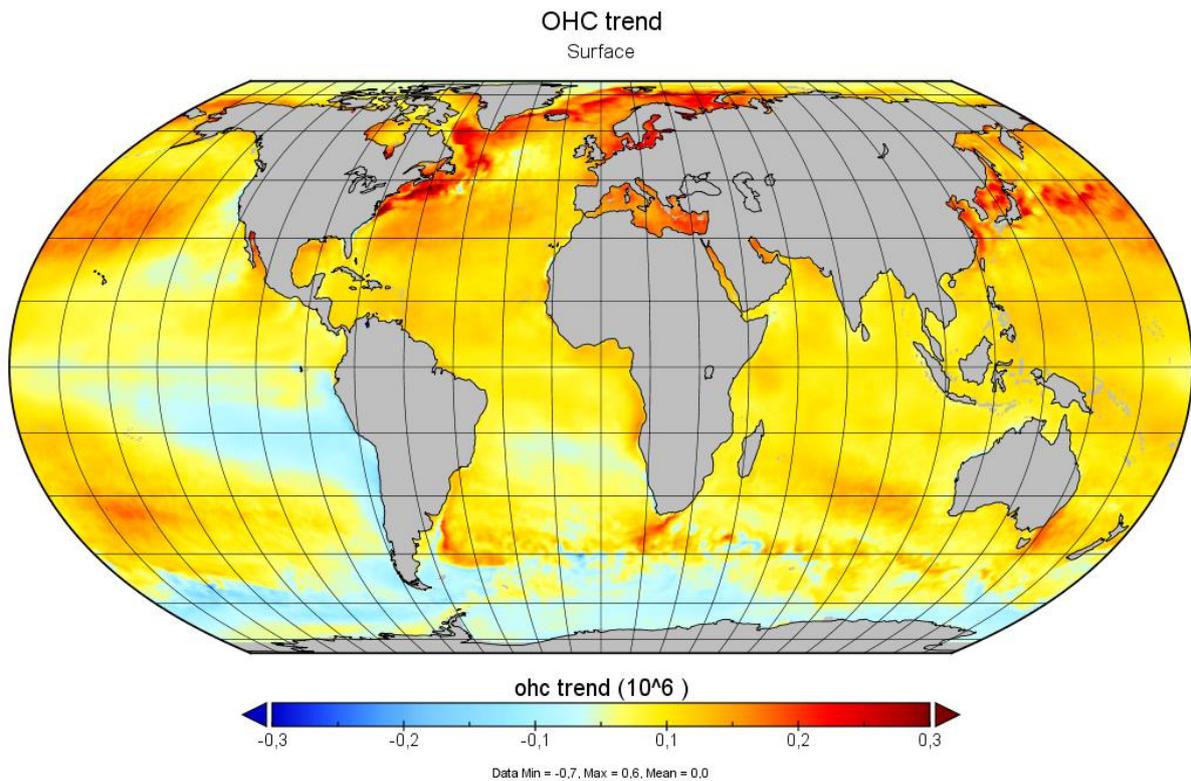


Figura 4: Trend OHC per lo strato superficiale.

L'entità della variazione media globale dell'OHC per lo strato 0-300 m raggiunge un picco a circa  $0,5 \text{ Wm}^{-2}$ . Altri risultati che non sono presentati mostrano che lo strato di 300-700 m mostra tassi simili e segni di variazione dell'OHC in entrambi gli emisferi, ma una diffusione molto più ampia nell'emisfero meridionale. Al di sotto dei 700 m il tasso globale medio di variazione dell'OHC è dominato dall'emisfero australe con il tasso di picco intorno al 1997/1998.

## 3.2 Bacini oceanici

In accordo con quanto trovato in letteratura, l'Oceano Atlantico, l'Oceano Pacifico e l'Oceano Indiano mostrano un significativo riscaldamento dell'oceano superficiale. (L.-J. Cheng et al., 2015). A seguire andremo ad analizzare i trend delle anomalie regione per regione. L'Oceano Atlantico sperimenta il riscaldamento più veloce negli ultimi 45 anni, con un trend a lungo termine di  $0,0084 \pm 0,0020^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ , pari a  $0,78 \pm 0,18 \times 10^{22} \text{ Jyr}^{-1}$ . Nel frattempo, il riscaldamento dell'Oceano Pacifico è un po' più lento, con un trend di  $0,0054 \pm 0,0017^{\circ}\text{C yr}^{-1}$  ( $0,50 \pm 0,15 \times 10^{22} \text{ Jyr}^{-1}$ ), rispetto all'Oceano Atlantico. Il tasso di riscaldamento dell'Oceano Indiano è simile a quello dell'Oceano Pacifico, con un trend di  $0,0052 \pm 0,0016^{\circ}\text{C yr}^{-1}$  ( $0,49 \pm 0,13 \times 10^{22} \text{ Jyr}^{-1}$ ). L'anomalia per l'Oceano Atlantico e l'Oceano Indiano, sia per l'intero bacino che per quello settentrionale e per i bacini dell'emisfero meridionale di ogni oceano, mostrano una correlazione positiva (Levitus et al., 2000), ovvero se l'OHC di un bacino aumenta anche l'altro aumenterà.

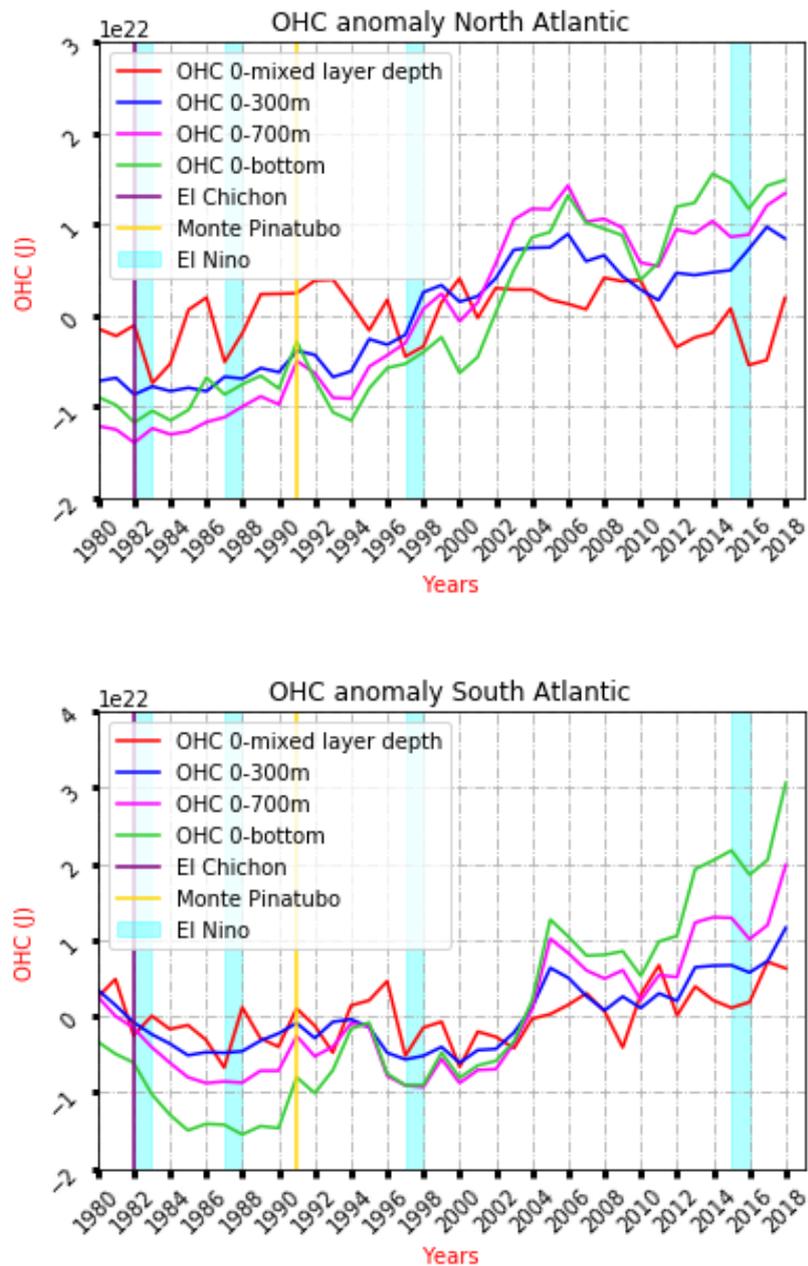


Figura 1: Anomalie OHC per il Nord e Sud Atlantico.

Come già evidenziato nella descrizione dei trend spaziali e da come si deduce dalla figura 1, nel Nord Atlantico il trend dell'OHC differisce significativamente dal riscaldamento medio complessivo: l'Atlantico subpolare, un'area pari a circa la metà degli USA, si è a malapena riscaldato e in alcune zone si è addirittura raffreddato, al contrario del trend globale. Invece

una vasta area lungo la costa orientale dell'America si è riscaldata molto più della media (<https://www.climalteranti.it/2018/04/22/prove-piu-salde-di-una-circolazione-nord-atlantica-piu-debole/#more-8418>) (Caesar L. et al., 2018). Entrambi i fenomeni sono da attribuirsi all'indebolimento dell'AMOC. Il raffreddamento potrebbe essere dovuto a un minor calore immesso dall'AMOC. Se l'AMOC s'indebolisce, la Corrente del Golfo si sposta più vicino alla costa. Moore et al. (2015) mostrano che è rallentata la convezione, cioè il mescolamento dell'acqua in profondità, strettamente correlato all'AMOC, nei mari della Groenlandia e dell'Islanda e che, se il riscaldamento globale continua, supererà un punto critico e sarà meno profonda. Sevellec et al. (2017) affermano che l'indebolimento della circolazione oceanica sia dovuto alla riduzione della banchisa artica. Oltmanns et al. (2018) hanno trovato segni del rischio che la convezione nel mare di Irminger s'interrompa del tutto. Sgubin et al. (2017) analizzano le conseguenze di un improvviso raffreddamento del Nord Atlantico utilizzando diversi modelli di simulazione climatica.

L'anno con la temperatura media annuale più alta e più alto contenuto di calore per il Nord Atlantico è il 1998. Nel 1998 il contenuto di calore raggiunge un valore di  $4 \times 10^{22} J$ , equivalente ad una anomalia media di volume di temperatura di  $0,37^{\circ}C$  (Levitus et al., 2000). Il massimo accumulo di calore per il Nord Atlantico avviene a profondità superiori a 300 m. Invece, come mostrato nella figura 3, entrambi i bacini dell'Oceano Pacifico presentano cambiamenti bi-decadali nei cambiamenti del contenuto di calore dell'oceano superficiale, con i due bacini positivamente correlati.

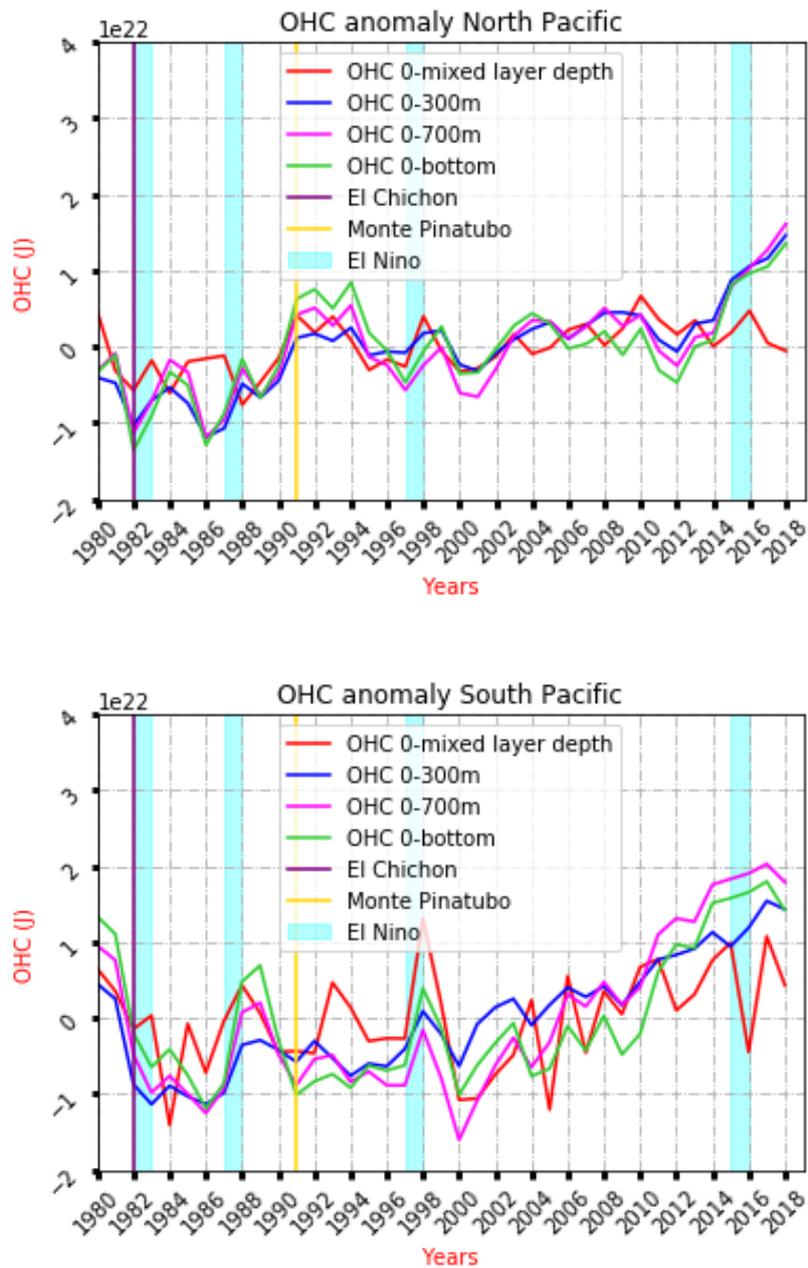
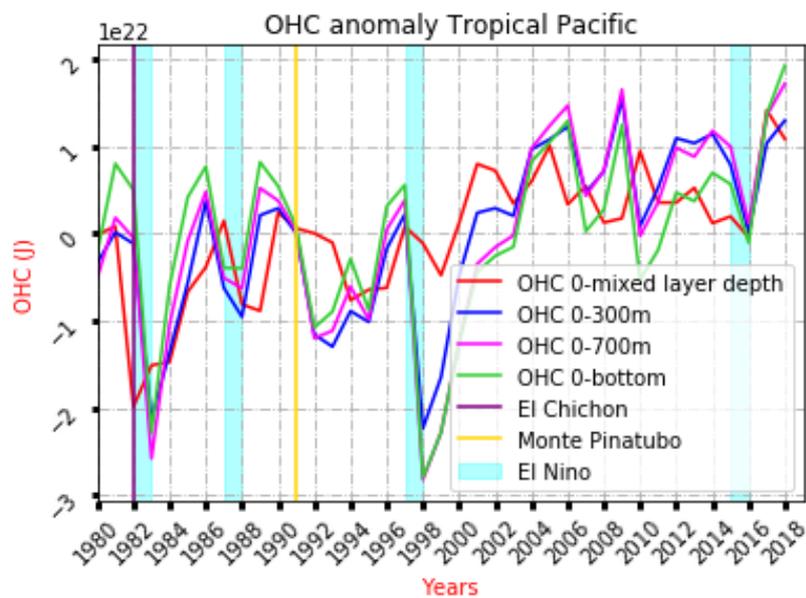


Figura 3: Anomalie OHC per il Nord e Sud Pacifico.

Durante il 1997 il Pacifico ha raggiunto il suo massimo contenuto di calore. Il riscaldamento si è verificato nelle medie latitudini e nei sub tropici, come si può notare in figura 3. C'è un segnale di riscaldamento costante in ogni bacino oceanico. I segnali tra i bacini del Pacifico e gli oceani indiani dell'emisfero australe e boreale sono positivamente correlati. I cambiamenti

dell'OHC sono relativamente piccoli prima del 1980. Da allora, l'OHC è aumentato in modo abbastanza costante e, dal 1990, ha sempre più coinvolto gli strati più profondi dell'oceano. Tutti i bacini oceanici hanno subito un significativo riscaldamento dal 1998, con il maggiore riscaldamento negli oceani meridionali, l'Oceano Pacifico tropicale/subtropicale e l'Oceano Atlantico tropicale/subtropicale, come rappresentato in figura 4.



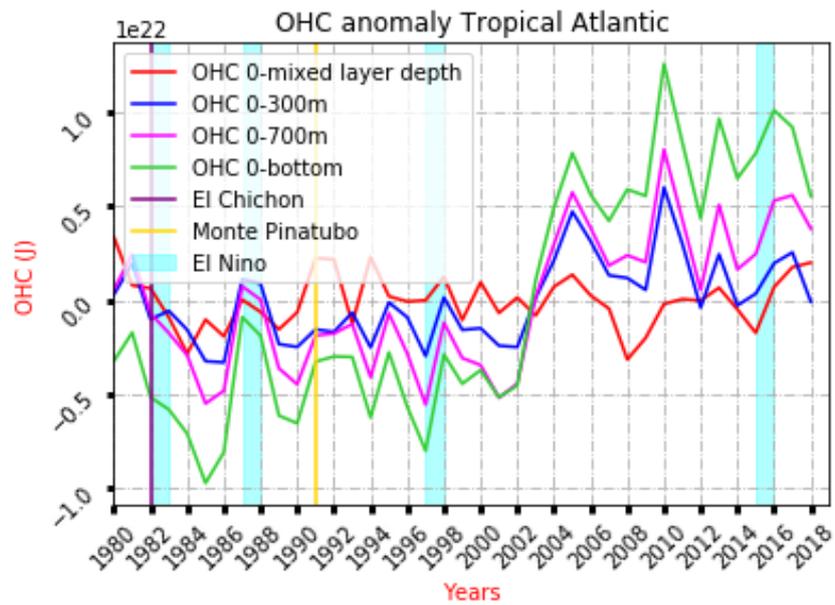


Figura 4: Anomalie OHC per il Pacifico Tropicale e l'Atlantico Tropicale.

L'oceano al di sotto dei 2000 m si è riscaldato in modo significativo dagli anni '90, rappresentando circa il 10% dell'assorbimento di calore totale dall'oceano (Palmer et al., 2017). Come si può notare dalla figura 5, l'Oceano Antartico al di sotto dei 1000 m si è riscaldato 10 volte più velocemente che altrove nell'oceano profondo.

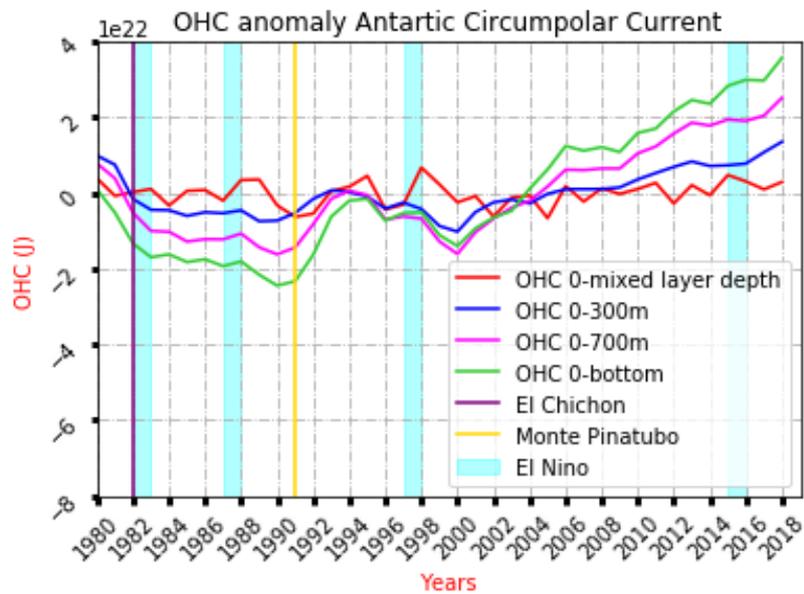


Figura 5: Anomalia OHC per l'Antartic Circumpolar Current.

La Corrente Circumpolare Antartica (ACC) è la corrente oceanica più importante dell'emisfero australe e l'unica corrente che fluisce intorno all'intero globo terrestre. L'ACC circonda il continente antartico e scorre da ovest ad est attraversando l'Oceano Atlantico, l'Oceano Indiano e il Pacifico. Nell'Oceano Meridionale avviene un notevole scambio di energia fra le acque fredde antartiche e quelle settentrionali più calde. Si tratta di un processo che tende a compensare il surplus di energia prodotto nelle acque equatoriali e fondamentale per il mantenimento del sistema climatico globale. Le zone calde hanno un'anomalia positiva di  $3^{\circ}\text{C}$  rispetto alla media della superficie e le zone fredde un'anomalia di pari valore ma negativa (White e Peterson, 1996).

### 3.3 Correlazione tra OHC ed ENSO

È evidente che la variabilità inter-annuale è fortemente influenzata dalla variabilità nei tropici, in particolare nel Pacifico e nell'Oceano Indiano (J.K. Willis, D. Roemmich, B. Cornuelle, 2004). In effetti, gran parte della variabilità inter-annuale nelle serie temporali dell'accumulo di calore è correlata all'oscillazione meridionale di El Niño (ENSO). La figura 6 mostra l'andamento dell'anomalia di OHC nei tropici e sono stati evidenziati i periodi di ENSO e le eruzioni vulcaniche. Gli eventi di El Niño lungo la serie temporale sembrano in genere associati ad una diminuzione di calore nei tropici che lascia il posto successivamente ad un rapido riscaldamento con La Niña.

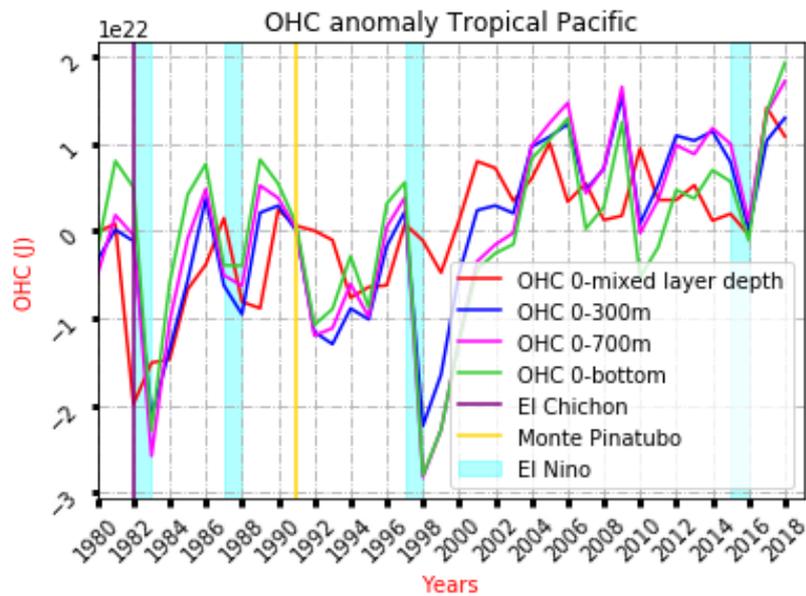


Figura 6: Anomalie OHC per l'Atlantico Tropicale e il Pacifico Tropicale.

Confrontando la linea della mixed layer depth con le altre, si nota come la diminuzione del calore avviene principalmente dalla superficie fino ai 300 metri nell'Oceano Pacifico durante gli eventi di El Niño (Cheng, L., KE Trenberth, JT Fasullo, M. Mayer, M. Balmaseda e J. Zhu, 2019: Evolution of Ocean Heat Content Related to ENSO). In generale, la variabilità correlata a ENSO può essere abbastanza grande da influenzare il bilancio termico oceanico globale su scale temporali inter-annuali. Gli eventi di El Niño sono identificati come eventi di raffreddamento acuto che determinano una tendenza a lungo termine del riscaldamento dell'oceano (Balmaseda et al., 2013). Nell'ultimo decennio, circa il 30% del riscaldamento si è verificato al di sotto dei 700 m, contribuendo in modo significativo ad un'accelerazione della tendenza del riscaldamento. L'evoluzione dell'OHC è dominata da un chiaro trend di riscaldamento (a partire dal 1975 circa, Balmaseda et al., 2013) con due distinti episodi di raffreddamento a metà degli anni '80 e alla metà degli anni '90. Questi episodi seguono le eruzioni vulcaniche di El Chichón nel marzo-aprile del 1982 e Pinatubo nel giugno del 1991, rispettivamente (Trenberth e Dai, 2007). A parte gli episodi di raffreddamento vulcanico, c'è un ulteriore episodio di raffreddamento dopo l'enorme El Niño del 1997-1998, che colpisce principalmente lo strato dalla superficie ai 700 m. L'evento ha portato ad un riscaldamento globale dell'atmosfera e ha fatto del 1998 l'anno più caldo mai registrato fino a quel momento, dato che il calore è stato riemesso dall'oceano in gran parte per evaporazione. Dopo il 1998, c'è stato uno scambio rapido di calore tra le regioni sopra e sotto i 700 m. Dal 1999 in poi il riscaldamento dell'oceano è ricominciato drammaticamente, questa volta coinvolgendo anche tutte le profondità. Questo segnala l'inizio del trend di riscaldamento più sostenuto di OHC. Infatti, i recenti tassi di riscaldamento delle acque sotto i 700 m sembrano essere senza precedenti e la tendenza a lungo termine è presente in tutte le regioni. Gli oceani tropicali del

Pacifico e dell'India mostrano tendenze positive intensificate al di sotto dei 700 m nell'ultimo decennio.

L'evoluzione temporale dell'ENSO è stata rappresentata nella serie di figure (figura 7) qui sotto che mostrano come il calore si diffonde a diverse latitudini nei diversi momenti di sviluppo di El Niño. In ogni pannello della figura viene mostrata l'anomalia di OHC per i 2000 metri superiori considerando periodi diversi in cui è stata registrata. Nel primo pannello il segnale è stato registrato 8 mesi prima dell'evento El Niño e nel secondo pannello è stato registrato 4 mesi prima. Il terzo pannello ritrae l'anomalia durante un evento El Niño senza alcun ritardo. Nel quarto e nel quinto pannello il segnale è misurato rispettivamente 4 e 8 mesi dopo il verificarsi dell'evento. Solo gli effetti finali di tale processo sono catturati dalle nostre timeseries che sono medie annuali e quindi non riescono a seguire la sua evoluzione. Le figure in questo caso sono prese da Cheng, L. et al., 2019.

Dalle figure si nota un riscaldamento anomalo nel Pacifico centrale e orientale, che si estende fino alla costa occidentale del Nord e Sud America ed un raffreddamento nell'estremo Pacifico occidentale che si estende fino alle medie latitudini nel Pacifico centro-settentrionale e meridionale. Nell'Oceano Indiano la presenza del dipolo dell'Oceano Indiano compare contemporaneamente al segnale ENSO.

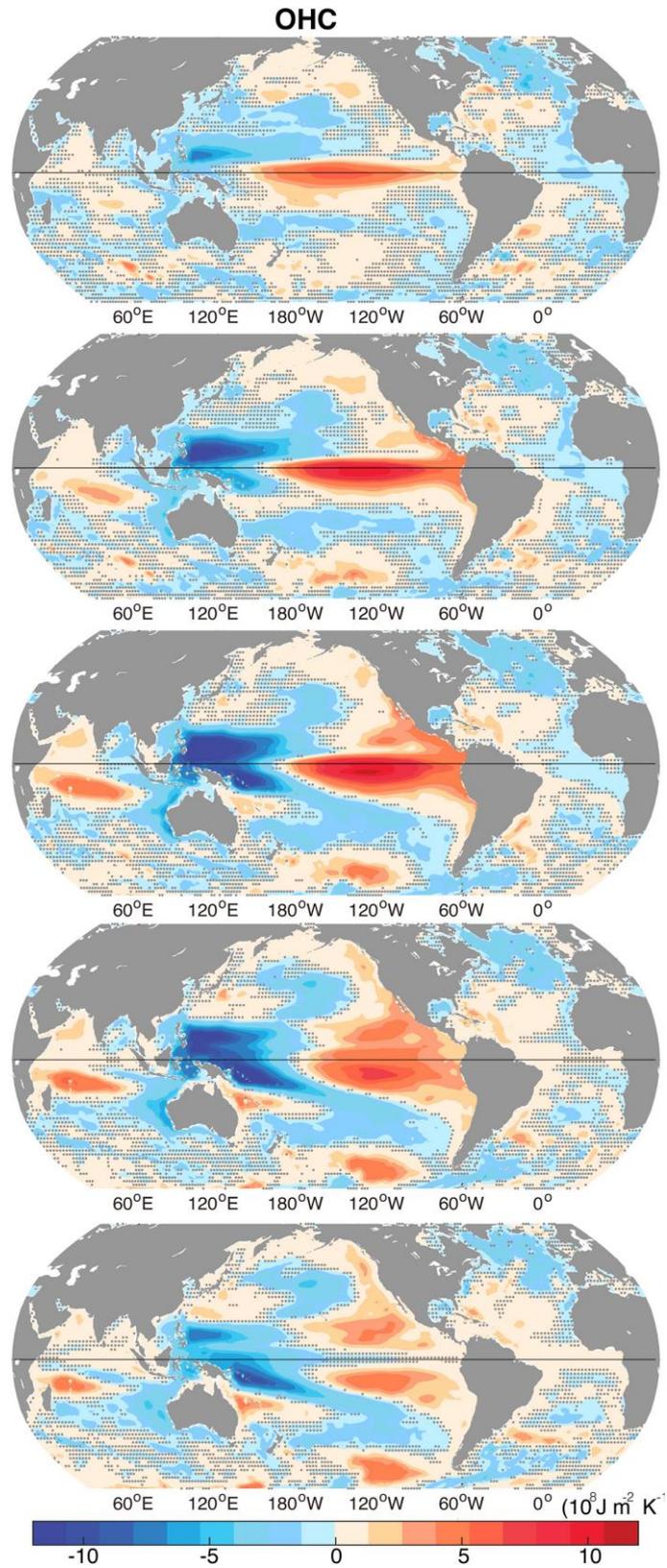
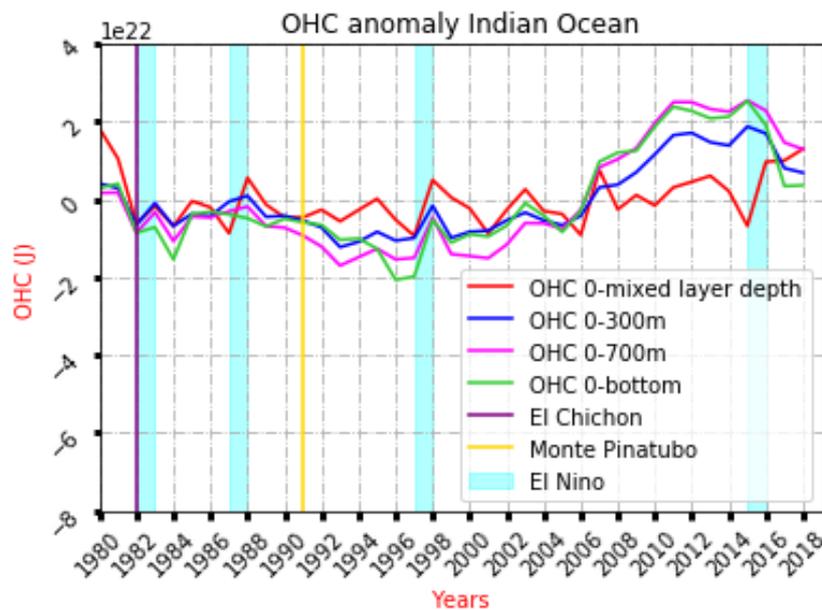


Figura 7: Anomalie OHC per i 2000 m superiori durante ENSO. C'è una forte e ampia diminuzione dell'OHC nel Pacifico occidentale che si estende nel Pacifico meridionale e settentrionale. Il gradiente zonale inverso (caldo a ovest e freddo a

est) è evidente nell'Oceano Indiano durante El Niño. Il cambiamento OHC nell'Oceano Atlantico tropicale (30 ° S – 30 ° N) mostra un passaggio da uno stato più freddo a uno stato più caldo.

Durante le fasi finali di El Niño, il calore comincia a diffondersi nelle regioni extra equatoriali e l'entità di questa redistribuzione del calore può raggiungere 10-20  $Wm^{-2}$  nel Pacifico per ogni evento, con un massimo di più di 40  $Wm^{-2}$  durante l'evento Super El Niño 1997-98 (Cheng, L. et al., 2019). Sempre dalle figure si nota come le anomalie dell'OHC entro i 20 ° S – 5 ° N sono positive prima di El Niño e negative dopo El Niño (OHC <0). Anche l'Oceano Indiano mostra un modello di altalenanza simile prima e dopo El Niño ma con segno opposto e la magnitudo è inferiore a quella dell'Oceano Pacifico tropicale.



Anomalia OHC per l'Oceano Indiano.

In contrasto con gli oceani Pacifico e Indiano, l'Atlantico mostra correlazioni più deboli con ENSO. L'impatto di ENSO sull'Atlantico tropicale e sull'Oceano Indiano proviene principalmente da un "ponte atmosferico". La cella di Hadley indebolita riduce l'evaporazione superficiale nell'oceano Atlantico tropicale ed aumenta così l'OHC. L'indebolimento degli alisei nel Pacifico tropicale prima di El Niño contribuisce all'indebolimento dei venti occidentali nell'Oceano Indiano, che rallenta la risalita nell'Oceano Indiano occidentale. Pertanto, l'Oceano Indiano mostra riscaldamento a ovest ( $OHC > 0$ ) e raffreddamento a est ( $OHC < 0$ ) durante El Niño.

# Capitolo 4

## Conclusioni

In questa tesi è stata descritta la variabilità inter-annuale del contenuto di calore dell'oceano considerando precise regioni di studio e strati di profondità definiti, in un periodo di tempo che va dal 1980 ad oggi. Si è scoperto che i cambiamenti dell'OHC sono relativamente piccoli prima del 1980 circa; da allora, l'OHC è aumentato in modo abbastanza costante e, dal 1990, ha sempre più coinvolto gli strati più profondi dell'oceano. Tutti i bacini oceanici hanno subito un significativo riscaldamento dal 1998, con il maggiore riscaldamento negli oceani meridionali, l'Oceano Pacifico tropicale e subtropicale e l'Oceano Atlantico tropicale e subtropicale. Circa due terzi del riscaldamento dal 1980 si è verificato nell'oceano superficiale. Questo non è sorprendente, perché dopo tutto l'oceano è riscaldato dalla radiazione solare atmosferica e serve tempo perché il calore penetri più in profondità. Negli ultimi dieci anni lo strato superiore si è riscaldato più lentamente di prima. Questo recente riscaldamento più lento nell'oceano superiore è strettamente correlato al riscaldamento più lento della temperatura globale superficiale, perché la temperatura dell'atmosfera che si sovrappone è fortemente accoppiata alla temperatura della superficie dell'oceano. Il fatto che l'assorbimento di calore dell'oceano nel suo complesso (almeno fino a 2000 m) non sia rallentato in modo significativo

rende evidente che il ridotto riscaldamento dello strato superiore non è dovuto al calo del riscaldamento dall'alto, ma piuttosto principalmente alla maggiore perdita di calore verso il basso. È difficile stabilire l'esatto meccanismo di questo forte flusso di calore verso le acque più profonde, data la variabilità interna degli oceani. Inoltre, è stata studiata la correlazione tra il contenuto di calore dell'oceano con gli eventi ENSO. Da ciò si può argomentare il fatto che l'Oceano Pacifico tropicale si raffredda fortemente durante e dopo El Niño. Nell'Oceano Indiano tropicale c'è riscaldamento durante El Niño e il raffreddamento dopo El Niño. Anche l'Oceano Atlantico tropicale ha un accumulo di calore significativo durante El Niño. Mentre il riscaldamento nell'Oceano Atlantico tropicale e nell'Oceano Indiano durante El Niño compensa in qualche modo la forte tendenza al raffreddamento nel Pacifico tropicale, per i tropici globali c'è un raffreddamento. Per comprendere il ruolo dell'oceano nel sistema climatico, è necessario quantificare la capacità dell'oceano di immagazzinare e trasportare calore. L'oceano ha la più grande capacità termica di qualsiasi singolo componente del sistema climatico e negli ultimi 40 anni è stato la fonte dominante di cambiamenti nel contenuto di calore globale. Una conoscenza accurata della posizione e dell'entità della variabilità e del cambiamento del contenuto di calore oceanico è essenziale per comprendere i processi che governano le variazioni decennali della temperatura superficiale, quantificare i cambiamenti nel bilancio energetico planetario e sviluppare vincoli sulla risposta climatica transitoria ai forzanti esterni.

# Bibliografia

- Kara, A. B., Rochford, P. A., and Hurlburt, H. E. (2003), Mixed layer depth variability over the global ocean, *J. Geophys. Res.*, 108, 3079, doi:10.1029/2000JC000736, C3.;
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., and Iudicone, D. (2004), Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, 109, C12003, doi:10.1029/2004JC002378.;
- Levitus, S., et al. (2012), World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L10603, doi:10.1029/2012GL051106.;
- Cheng et al. (2017), Improved estimates of ocean heat content from 1960 to 2015, *Sci. Adv.*, doi:10.1126/sciadv.1601545.;
- Balmaseda, M. A., Trenberth, K. E., and Källén, E. (2013), Distinctive climate signals in reanalysis of global ocean heat content, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1754– 1759, doi:10.1002/grl.50382.;
- Palmer, M.D., Roberts, C.D., Balmaseda, M. et al. Ocean heat content variability and change in an ensemble of ocean reanalyses. *Clim Dyn* 49, 909–930 (2017), doi:10.1007/s00382-015-2801-0.;

- Keil, P., Mauritsen, T., Jungclaus, J. et al. Multiple drivers of the North Atlantic warming hole. *Nat. Clim. Chang.* 10, 667–671 (2020), doi:10.1038/s41558-020-0819-8.;
- Gleckler, P., Durack, P., Stouffer, R. et al. Industrial-era global ocean heat uptake doubles in recent decades. *Nature Clim Change* 6, 394–398 (2016), doi:10.1038/nclimate2915.;
- Hasegawa, T., and Hanawa, K. (2003), Decadal-scale variability of upper ocean heat content in the tropical Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1272, doi:10.1029/2002GL016843, 6.;
- Willis, J. K., Roemmich, D., and Cornuelle, B. (2004), Interannual variability in upper ocean heat content, temperature, and thermosteric expansion on global scales, *J. Geophys. Res.*, 109, C12036, doi:10.1029/2003JC002260.;
- Cheng, L., K. E. Trenberth, J. T. Fasullo, M. Mayer, M. Balmaseda, and J. Zhu, 2019: Evolution of Ocean Heat Content Related to ENSO. *J. Climate*, 32, 3529–3556, doi:10.1175/JCLI-D-18-0607.1.;
- Levitus et al. (2000), Warming of the World Ocean, *Science*, doi:10.1126/science.287.5461.2225.;
- Reichert, B. K., Schnur, R., and Bengtsson, L., Global ocean warming tied to anthropogenic forcing, *Geophys. Res. Lett.*, 29( 11), doi:10.1029/2001GL013954, 2002.;
- Lyman, J., Good, S., Gouretski, V. et al. Robust warming of the global upper ocean. *Nature* 465, 334–337 (2010), doi:10.1038/nature09043.;

- Gleckler, P., Durack, P., Stouffer, R. et al. Industrial-era global ocean heat uptake doubles in recent decades. *Nature Clim Change* 6, 394–398 (2016), doi:10.1038/nclimate2915;
- Levitus, S., Antonov, J., and Boyer, T. (2005), Warming of the world ocean, 1955–2003, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.;
- Meyssignac, B. et al., (2019), Measuring Global Ocean Heat Content to Estimate the Earth Energy Imbalance, *Front. Mar.Sci.*, doi:10.3389/fmars.2019.00432.;
- Cheng Li-Jing, Zhu Jiang & John Abraham (2015) Global Upper Ocean Heat Content Estimation: Recent Progress and the Remaining Challenges, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 8:6, 333-338, doi:10.3878/AOSL20150031;
- Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A. et al. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature* 556, 191–196 (2018), doi:10.1038/s41586-018-0006-5.;
- Abraham, J. P., et al. (2013), A review of global ocean temperature observations: Implications for ocean heat content estimates and climate change, *Rev. Geophys.*, 51, 450– 483, doi:10.1002/rog.20022.;
- Levitus, S., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Locarnini, R. A., Garcia, H. E., and Mishonov, A. V. (2009), Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L07608, doi:10.1029/2008GL037155.;
- A. Storto, S. Masina, (2016), C-GLORSv5: an improved multipurpose global ocean eddy-permitting physical reanalysis, *Earth Syst. Sci. Data*, 8, 679–696, 2016, doi:10.5194/essd-8-679-2016.;

- Masina, S., Pinardi, N. & Navarra, A. A global ocean temperature and altimeter data assimilation system for studies of climate variability. *Climate Dynamics* 17, 687–700 (2001), doi:10.1007/s003820000142.;
- Masina, S., Di Pietro, P. & Navarra, A. Interannual-to-decadal variability of the North Atlantic from an ocean data assimilation system. *Climate Dynamics* 23, 531–546 (2004), doi:10.1007/s00382-004-0453-6.;
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., and Iudicone, D. (2004), Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, 109, C12003, doi:10.1029/2004JC002378.

# Sitografia

<https://www.emodnet->

[physics.eu/Map/Products/V2/PRODUCTS.aspx?PRODTYPE=RT&type=DB&param=PSAL#](https://www.emodnet-physics.eu/Map/Products/V2/PRODUCTS.aspx?PRODTYPE=RT&type=DB&param=PSAL#)

<https://www.argos-system.org/applications-argos/oceanography/>

<https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>

<https://earth.esa.int/web/guest/data-access/products-typology/radar-altimetry>

<https://www.nemo-ocean.eu/>

<https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/swot>

[https://en.wikipedia.org/wiki/Satellite\\_temperature\\_measurements](https://en.wikipedia.org/wiki/Satellite_temperature_measurements)

<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>

<https://www.ncei.noaa.gov/news/ocean-heat-content-rises>

[https://en.wikipedia.org/wiki/Ocean\\_heat\\_content](https://en.wikipedia.org/wiki/Ocean_heat_content)

[https://www.esa.int/SPECIALS/Eduspace\\_Weather\\_IT/SEMR91WO1FG\\_0.html#:~:text=Tale%20combinazione%20C3%A8%20nota%20come,che%20influisce%20sull'intero%20pianeta.&text=Egli%20definisce%20inoltre%20'Oscillazione,atmosferica%20legata%20al%20riscaldamento%20oceanico](https://www.esa.int/SPECIALS/Eduspace_Weather_IT/SEMR91WO1FG_0.html#:~:text=Tale%20combinazione%20C3%A8%20nota%20come,che%20influisce%20sull'intero%20pianeta.&text=Egli%20definisce%20inoltre%20'Oscillazione,atmosferica%20legata%20al%20riscaldamento%20oceanico)

[https://it.wikipedia.org/wiki/El\\_Ni%C3%B1o](https://it.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o)

<https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-ocean-heat-content>

<http://rmm.an.ismar.cnr.it/env2web/IPO/IPO-5/capitolo5.htm>

<http://www.realclimate.org/index.php/archives/2013/09/what-ocean-heating-reveals-about-global-warming/>

<https://www.climalteranti.it/2018/04/22/prove-piu-salde-di-una-circolazione-nord-atlantica-piu-debole/#more-8418>

[https://it.wikipedia.org/wiki/Capovolgimento\\_meridionale\\_della\\_circolazione\\_atlantica](https://it.wikipedia.org/wiki/Capovolgimento_meridionale_della_circolazione_atlantica)

# Ringraziamenti

Il primo ringraziamento va a mia sorella che mi ha sempre aiutata nei momenti meno facili facendomi alzare la testa e mi ha dato la forza di raggiungere la fine di questo percorso di studi. Ringrazio poi tutta la mia famiglia che mi ha supportata in questo periodo caotico e mi ha sempre permesso di studiare.

Ringrazio la Prof.ssa Nadia Pinardi che mi ha guidata nella scelta del tirocinio e per avermi assegnato questo lavoro.

Ringrazio la Dott.ssa Simona Masina che mi ha seguita sia durante il corso del tirocinio sia nella stesura della mia tesi, sempre molto disponibile e di grande aiuto per la scrittura del documento. Un particolare grazie va al Dott. Andrea Cipollone che, nonostante l'impossibilità di lavorare insieme a causa della situazione di emergenza sanitaria, è sempre stato presente ogni giorno per aiutarmi ad utilizzare software a me nuovi e che mi è stato accanto anche durante la stesura della tesi consigliando e correggendo quello che scrivevo.

Inoltre, ringrazio chi è stato partecipe di questo cammino, i compagni di corso che hanno reso tutto migliore, condividendo quasi tutte le giornate insieme e i vari momenti di difficoltà ma soprattutto di spensieratezza. Auguro a tutti di riuscire a trovare la vostra strada e a chi l'ha già trovata auguro buona fortuna.

Ringrazio i cuccioli, il mio gruppo di amici e amiche che mi hanno accolta non troppo tempo fa, ma di cui ora non potrei farne a meno. Persone speciali a cui faccio un grande in bocca al lupo per i percorsi che stanno intraprendendo. Grazie anche a quelle persone che ho conosciuto da poco, ma che hanno regalato momenti di allegria e divertimento.

Un ringraziamento speciale va alle amiche di sempre, quelle con cui ho condiviso tutte le prime esperienze e che, nonostante le nostre scelte ci abbiano portate ad affrontare strade diverse, siamo riuscite a non perderci, a capirci e a sostenerci sempre.

A tutti quanti grazie di cuore per quello che fate, auguro il meglio ad ognuno di voi.