

**ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA**  

---

**SCUOLA DI SCIENZE**

Corso di Laurea Triennale in Scienze Ambientali

**TESI DI LAUREA**

in

Struttura e Dinamica dell'Atmosfera e dell'Oceano

**Analisi delle correnti del Mare Mediterraneo da  
dati di altimetria da satellite**

**CANDIDATO**  
Francesca Aldi

**RELATORE**  
Prof.ssa Nadia Pinardi

**CORRELATORE**  
Dott.ssa Claudia Fratianni

**Anno Accademico 2017/2018**  
**Sessione II**



*Ai miei genitori.*

*A voi che mi avete sempre sostenuta in questo percorso,  
dedico il mio più grande successo.*

*Grazie.*



# Indice

<b>1</b>	<b>Introduzione</b>	<b>1</b>
1.1	Il Mare Mediterraneo . . . . .	1
1.2	La Circolazione Generale . . . . .	4
1.3	Mediterraneo Orientale . . . . .	9
1.4	Il Servizio Europeo di Monitoraggio . . . . .	12
1.5	Obbiettivi . . . . .	13
<b>2</b>	<b>Dati e Metodi</b>	<b>15</b>
2.1	Dati di altimetria da satellite . . . . .	16
2.2	Dati di altimetria da modello . . . . .	18
2.3	Metodologia . . . . .	19
2.4	Processing Dataset . . . . .	22
<b>3</b>	<b>Risultati</b>	<b>25</b>
3.1	Circolazione Generale . . . . .	25
3.2	Circolazione Generale nel Bacino del Levantino . . . . .	29
	<b>Conclusioni</b>	<b>37</b>
	<b>Ringraziamenti</b>	<b>39</b>
	<b>Bibliografia</b>	<b>43</b>



## **Abstract**

In questa tesi vengono analizzate le correnti geostrofiche che caratterizzano il Mare Mediterraneo prendendo in considerazione i dati di altimetria da satellite e da modello, per tutto l'anno 2016 (Ayoub, Traon e Mey, 1998).

I dati da satellite e i dati da modello sono messi a confronto al fine di valutare quanto il dato da modello si avvicini al dato satellitare e quanto il modello riesca a riprodurre la circolazione del Mare Mediterraneo, partendo dal presupposto che i dati osservati siano quelli che riproducono il sistema con una maggiore precisione.

Nello specifico si utilizzano le osservazioni dell'anomalia del livello del mare da satellite (Sea Level Anomaly - SLA) e i dati di altezza della superficie del mare (Sea Surface Height - SSH) da modello, resi disponibili dal Servizio Europeo di Monitoraggio dell'Ambiente Marino di Copernicus (Copernicus Marine Environment Monitoring Service - CMEMS).

Al fine di comprendere meglio la trattazione dei dati e i risultati ottenuti, viene prima introdotta una descrizione del Mar Mediterraneo, soffermandosi sulla circolazione generale del bacino e analizzando nello specifico la sua porzione più orientale, ovvero il bacino del Mar Levantino. Di seguito viene descritto il Servizio Marino Europeo del Copernicus, attraverso il quale sono rese disponibili le informazioni relative allo stato fisico e biologico dei diversi Mari Europei.

Si evince che l'analisi delle correnti geostrofiche è fondamentale per lo studio della circolazione del Mare Mediterraneo e delle varie strutture presenti al suo interno. Dall'analisi delle mappe ottenute risulta evidente che

i dati da modello e le relative mappe create non rappresentano pienamente la circolazione, poiché mancano numerosi vortici caratteristici del bacino, presenti invece nelle mappe satellitari che risultano quindi più veritiere ed accurate. L'elaborazione dei dati ha quindi permesso di avere una visione generale della circolazione del Mare Mediterraneo e del Bacino del Levantino e si può ritenere un lavoro preliminare per uno studio più dettagliato, nel quale si potranno ottenere dei risultati più veritieri e simili fra di loro.

# Capitolo 1

## Introduzione

### 1.1 Il Mare Mediterraneo

Il Mare Mediterraneo si trova alle medie latitudini fra Europa, Asia e Africa ed è un mare semi-chiuso, situato tra  $30^{\circ}\text{N}$  e  $46^{\circ}\text{N}$  e tra  $6^{\circ}\text{O}$  e  $37^{\circ}\text{E}$ , comunicante con l'Oceano Atlantico a Ovest attraverso lo stretto di Gibilterra e con il Mare di Marmara e il Mar Nero ad Est attraverso lo stretto dei Dardanelli (Figura 1.1).

Al suo interno si verificano tutti o quasi i processi bio-geofisici che si verificano nei grandi oceani e per questo può essere considerato un “laboratorio marino in miniatura” (Robinson and Golnaraghi, 1995). Può essere suddiviso in due grandi sottobacini, il Mediterraneo Occidentale e il Mediterraneo Orientale collegati tra loro dallo Stretto di Sicilia, che presentano un notevole dislivello batigrafico, il quale impedisce la libera circolazione di alcune masse d'acqua.

I valori di batimetria del Mare Mediterraneo hanno un intervallo molto

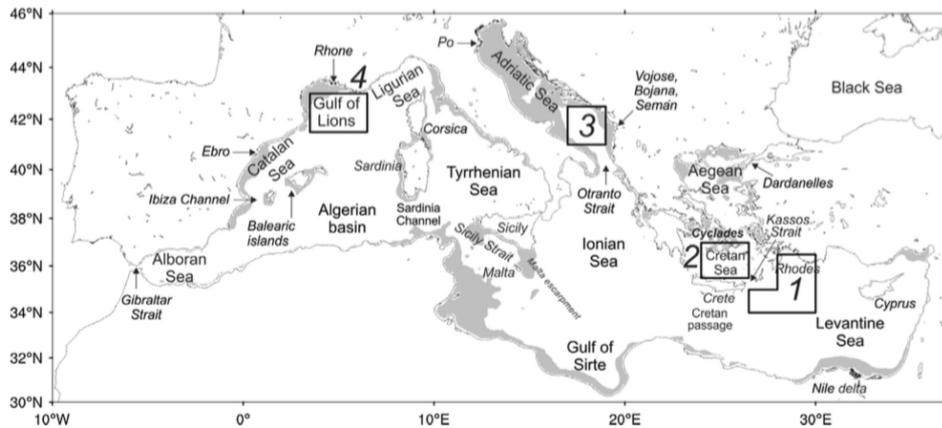


Figura 1.1: Geometria e nomenclatura del bacino del Mediterraneo per i principali mari ed aree. Le aree in grigio indicano profondità inferiori a 200m. [Riprodotta da *Progress in Oceanography*, Pinardi et al., 2015]

ampio poiché si alternano delle aree di piattaforma continentale come il Mare Adriatico e la piattaforma Tunisina, che hanno una profondità sotto i 100 m, con delle aree dove il mare è più profondo come il Mar Tirreno, il Mar Ionico e alcune aree del Mar di Levante dove si raggiungono delle profondità di 4000-5000 m. Il bacino del Mar Mediterraneo è un bacino di concentrazione, il che significa che le perdite di acqua dovute all'evaporazione eccedono le entrate di acqua provenienti da fiumi e piogge. Per compensare l'aumento della densità e la diminuzione del livello medio del mare rispetto all'Oceano Atlantico si innescano dei moti di grandi scale.

Il bacino è infatti caratterizzato da una circolazione anti-estuarina poiché, in corrispondenza dello stretto di Gibilterra, le acque superficiali atlantiche (Atlantic Water – AW) entrano nel Mediterraneo mentre acque profonde ne fuoriescono, con un'interfaccia posta a circa 150 m di profondità. Questo scambio porta all'interno del bacino acqua poco salata di origine atlantica, e verso l'oceano Atlantico acqua salata e ricca di nutrienti che ha origine nella

zona orientale del bacino (Levantine Intermediate Water – LIW).

L'acqua superficiale di origine atlantica, meno densa e più fredda, occupa lo strato superiore tra i 50 - 100 m e crea una corrente che si sposta da ovest verso est nel Mediterraneo. Ad Est dello Stretto di Gibilterra, a causa dell'evaporazione e del rimescolamento con le acque circostanti, l'acqua atlantica aumenta il suo valore di salinità migrando verso la parte orientale del bacino. Successivamente, all'altezza dello Stretto di Sicilia, una volta raggiunta una maggiore densità, l'acqua atlantica prende il nome di acqua atlantica modificata (Modified Atlantic Water – MAW). Nel Mar Mediterraneo si possono distinguere tre masse d'acqua sovrapposte, acque superficiali, intermedie e profonde ognuna con diversi valori di temperatura e di salinità. Le acque intermedie e profonde derivano da fenomeni di trasformazione delle acque superficiali (Deep Water Formation – DWF) in determinati siti del bacino e associati a fenomeni di interazione tra l'atmosfera e la superficie marina di una certa rilevanza. Le zone di formazione delle acque intermedie e profonde nel bacino sono rappresentate dai riquadri in Figura 1.1.

Le acque intermedie si formano nel bacino Levantino, principalmente in corrispondenza di Rodi, e per questo sono dette Levantine Intermediate Water (LIW). Si formano tramite processi di convezione che avvengono nel periodo invernale e dal bacino levantino orientale si propagano verso il bacino occidentale a 200-300 m di profondità mescolandosi gradualmente con le masse d'acqua circostanti. Le acque profonde del Mediterraneo Occidentale (Western Mediterranean Deep Waters, WMDW) e quelle del Mediterraneo Orientale (Eastern Mediterranean Deep Waters, EMDW) si formano rispettivamente nell'area del Golfo del Leone e nel Mar Adriatico Meridionale, ma le

acque profonde si possono anche formare nel Rhodes Gyre (Levantine Deep Waters, LDW, Gertmann, Ovchinnikov e Popv, 1994) e nel Mare di Creta (Crete Deep Water, CDW, Tsimplis et al., 1999). Il Mare Mediterraneo scambia acqua, sale, calore e altre importanti proprietà con l'Oceano Atlantico del Nord. Il Nord Atlantico ricopre un ruolo molto importante per quanto riguarda la circolazione termoalina, siccome è il principale sito di formazione delle acque profonde (e di fondo) per la cella termoalina globale.

## 1.2 La Circolazione Generale

Per quanto riguarda la circolazione generale del Mare Mediterraneo, si può dire che è molto complicata ed è forzata, come quella di tutte le principali aree oceaniche del mondo, dagli effetti combinati del vento e dei flussi di galleggibilità. A causa della forza del vento, le regioni settentrionali sono caratterizzate da strutture di tipo ciclonico (senso anti-orario) mentre nelle regioni meridionali abbiamo delle strutture di tipo anti-ciclonico (senso orario). La circolazione generale del bacino (circolazione superficiale e intermedia) è stata descritta da Pinardi, Zavatarelli et al., 2015 analizzando i dati di rianalisi riguardanti il periodo 1987 - 2017, ottenuti da Adani, Dobricic e Pinardi, 2011 ed è riportata in Figura 1.2, a cui è associata la tabella 1.1 che contiene la nomenclatura delle principali strutture della circolazione rappresentate in Figura 1.2.

Partendo dal Mare di Alboran, la circolazione media è caratterizzata dalla AW che entra dallo Stretto di Gibilterra e forma nel Mare di Alboran due giri anti-ciclonici, quello occidentale e quello orientale, la cui diramazione

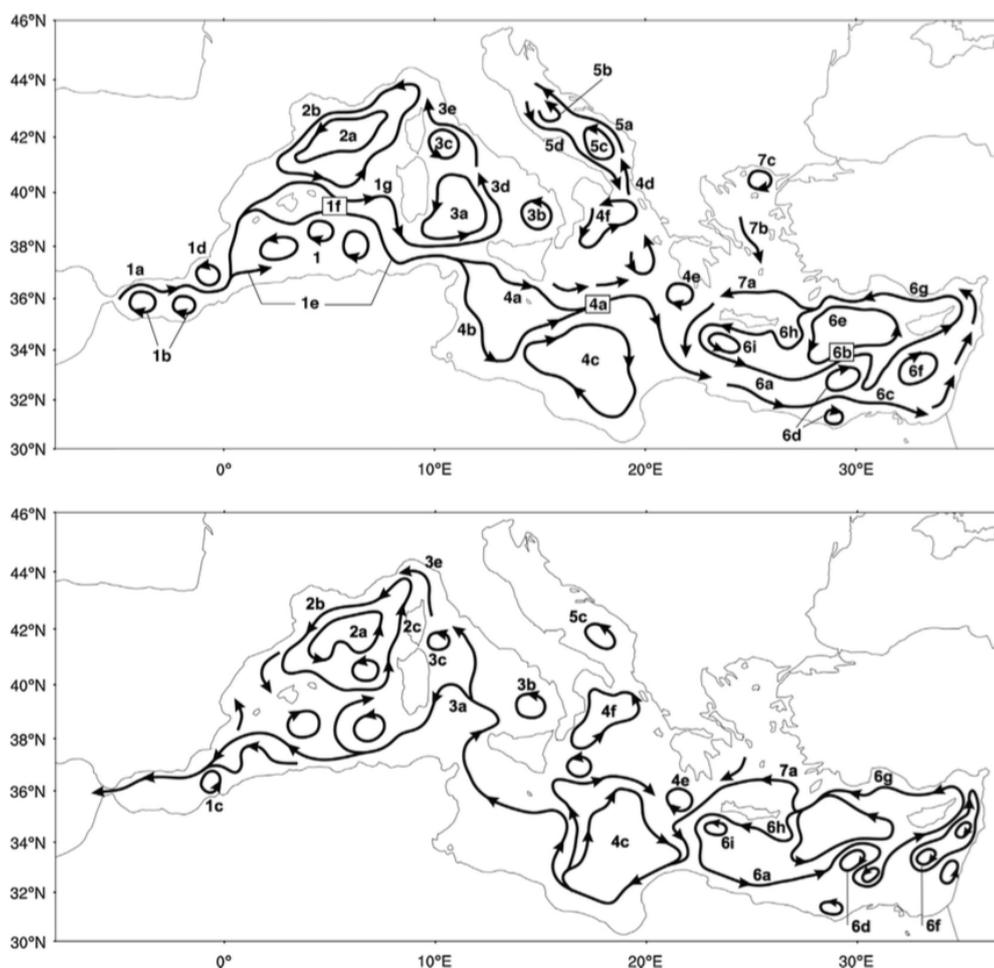


Figura 1.2: Schema della circolazione superficiale (pannello superiore) ed intermedia (pannello inferiore) del Mar Mediterraneo. [Riprodotta da *Progress in Oceanography*, Pinardi et al., 2015]

più ad Est costituisce il fronte di Almeran-Oran, caratterizzato da un forte contrasto di densità tra l'acqua Atlantica entrante e l'acqua Mediterranea.

Dopo il fronte di Almeran-Oran possiamo vedere due correnti che si intensificano, una verso nord in direzione del Canale di Ibiza e l'altra che forma un segmento intensificato della corrente Algerina che si muove lentamente in tutte le direzioni ma specialmente lungo la costa in direzione Est (citeay-

*Tabella 1.1*

Current Systems	Components
System 1	1a: Atlantic Water Current (AWC) 1b: Western and Eastern Alboran Gyres 1c: Almera-Oran front 1d: Almera-Oran cyclonic eddy 1e: Algerian Current segments 1f: Western Mid-Mediterranean Current (WMMC) 1g: Southern Sardinia Current (SCC)
System 2	2a: Gulf of Lion Gyre (GLG) 2b: Liguro-Provenal-Catalan Current (LPCC) 2c: Western Corsica Current (WCC)
System 3	3a: South-Western Tyrrhenian Gyre (SWTG) 3b: South-Eastern Tyrrhenian Gyre (SETG) 3c: Northern Tyrrhenian Gyre (NTG) 3d: Middle Tyrrhenian Current 3e: Eastern Corsica Current (ECC)
System 4	4a: Atlantic-Ionian Stream (AIS) 4b: Sicily Strait Tunisian Current (SSTC) 4c: Syrte Gyre (SG) 4d: Eastern Ionian Current (EIC) 4e: Pelops Gyre (PG) 4f: Northern Ionian Cyclonic Gyre
System 5	5a: Eastern South-Adriatic Current (ESAC) 5b: Middle Adriatic Gyre 5c: South Adriatic Gyre 5d: Western Adriatic Coastal Current (WACC)
System 6	6a: Cretan Passage Southern Current (CPSC) 6b: Mid-Mediterranea Jet 6c: Southern Levantine Current (SLC) 6d: Mersa Matruh Gyre System (MMGS) 6e: Rhodes Gyre (RG) 6f: Shikmona Gyre System (SGS) 6g: Asia Minor Current 6h: Ierapetra Gyre (IPG) 6i: Western Cretan Cyclonic Gyre
System 7	7a: Cretan Sea Westward Current (CSWC) 7b: Southward Cyclades Current (SWCC) 7c: North Aegean Anticyclone

oub:1998). Nel suo cammino la corrente Algerina diventa instabile e forma dei meandri da cui si staccano vortici sia ciclonici che anticiclonici: i vortici

più grandi si muovono verso il largo nel Mediterraneo Centro-Occidentale, mentre una corrente a getto forma un meandro libero centrato intorno ai  $39.5^{\circ}\text{N}$ . Questa corrente medio-oceanica verso est è stata chiamata Western Mid-Mediterranean Current (WMMC, Pinardi, Zavatarelli et al., 2015). Un segmento di questa corrente verso nord, dopo il fronte di Almeran-Oran, si ramifica intorno alle isole di Ibiza e Maiorca e dopo quest'ultima, il WMMC si unisce con il confine meridionale della struttura ciclonica che domina la circolazione a nord dei  $40^{\circ}\text{N}$ , che si chiama il Giro del Golfo del Leone.

A est delle Isole Baleari, la WMMC scorre nell'oceano aperto girando verso sud lungo le coste ovest della Sardegna, formando inoltre una corrente intensificata che è la più grande a livello di ampiezza nel Mediterraneo Occidentale, chiamata Southerly Sardinia Current (SSC). Lungo il canale di Sardegna, la SSC scorre lungo le coste Tunisine, formando un segmento della Corrente Algerina partendo da  $8^{\circ}\text{E}$ . Entrando nel Mar Tirreno, la Corrente Algerina riformata si dirama in tre parti, due rami entrano nello Stretto di Sicilia mentre il terzo scorre verso nord-ovest nel Mar Tirreno. Nel Mar Tirreno la circolazione è dominata da tre strutture cicloniche: la South-Western Tyrrhenian Gyre (SWTG), la South-Eastern Tyrrhenian Gyre (SETG) e la Northern Tyrrhenian Gyre (NTG, Artale et al., 1994).

Nel mezzo del Tirreno, il confine orientale della SWTG forma una corrente verso nord ben definita, chiamata Middle Tyrrhenian Current (MTC) mentre lungo la Corsica troviamo due correnti dirette verso nord dove la prima fa parte del Golfo del Leone e la seconda fa parte di un segmento della MTC. La Corrente Algerina, entrando nello Stretto di Sicilia, si dirama nella Sicily Strait Tunisian Current (SSTC, lungo le coste meridionali) e nella Atlantic

Ionian Stream più a nord (AIS, A. Robinson, Sellschopp et al., 1999; Onken et al., 2003; Lermusiaux e A. Robinson, 2001). A circa 13°E, la SSTC gira verso nord intorno ad un grande vortice anticiclonico chiamato da Pinardi et al., 2006 il Sirte Gyre (SG).

A nord della AIS, il flusso medio non è ben definito, ad eccezione per un segmento di una corrente ad est, chiamata Eastern Ionian Current (EIC) e, nella parte ad ovest dello Ionio, per la presenza di una struttura debole, chiamata Northern Ionian Cyclonic Gyre. Prima di entrare nel Cretan Passage, verso i 20°E, la AIS gira verso sud raggiungendo le coste del Nord Africa formando un'ampia corrente, dai 21° ai 26°E, chiamata Cretan Passage Southern Current (CPSC), che si ramifica in due correnti: la Mid-Mediterranean Jet (MMJ) e la Southern Levantine Current (SLC, Pinardi et al., 2006).

La MMJ è una corrente a getto che fluisce tra il Mersa Matruh Gyre System (MMGS) a sud e il Rhodes Gyre a nord Milliff e A. Robinson, 1992. La MMJ si allarga intorno ai 31°E diramandosi in una corrente meridionale e occidentale di Cipro, entrambe queste correnti si uniscono nell'Asia Minor Current (A. Robinson, M. Golnaraghi et al., 1991; E. Özsoy et al., 1993). Nella parte a nord del Cretan Passage, subito prima dello stretto di Kasos, la continuazione della Asia Minor Current forma un grande meandro anticiclonico, subito dopo il Rhodes Gyre, circondando l'area della corrente anticiclonica, chiamata Ierapetra Gyre (A. Robinson, M. Golnaraghi et al., 1991).

I due mari marginali Mediterranei, l'Egeo e l'Adriatico, generalmente mostrano una circolazione ciclonica. Il Mare Adriatico è dominato da due sottostrutture cicloniche del Medio e del Sud Adriatico, dalla corrente adriatica

orientale e dalla corrente adriatica occidentale (Artegiani et al., 1997).

Per quanto riguarda invece la circolazione a profondità intermedie (tra 200 e 300 m), possiamo avere una buona rappresentazione in figura 1.2. Questa circolazione può essere presa come rappresentativa per lo strato della LIW nel Mediterraneo Orientale. La circolazione della LIW è una componente del flusso di ricircolo che esce da Gibilterra (Pinardi e Masetti, 2000), e generalmente questo flusso ha una direzione opposta al flusso superficiale nello Stretto di Sicilia e nei mari Algerini e Alborani.

La descrizione della circolazione del Mediterraneo Orientale sarà descritta con più dettaglio nel sotto-capitolo 1.3.

### 1.3 Mediterraneo Orientale

L'Eastern Mediterranean Sea (EMS) è meglio conosciuto anche come Levantine sub-basin (LSB) e viene generalmente identificato tra i 25°E e i 36°E (Figura 1.3).

Nella scala di bacino, la circolazione del LSB è generalmente caratterizzata da una corrente che gira in senso antiorario, composta da un ramo est che va verso sud, chiamato Libyo-Egyptian Current (LEC, Millot e Taupier-Letage, 2005; Gerin et al., 2009; Millot e Gerin, 2010), e da un ramo ovest che va verso nord, chiamato Asia Minor Current (AMC, Özsoy et al., 1991; A. Robinson, M. Golnaraghi et al., 1991; POEM group, 1992; G. Zodiatis, Drakopoulos et al., 2005). A. Robinson, M. Golnaraghi et al., 1991-2001 così come Pinardi et al., 2006, G. Zodiatis, Hayes et al., 2010 e Pinardi, Bonazzi et al., 2011 hanno suggerito l'esistenza di una corrente centrale che attraversa

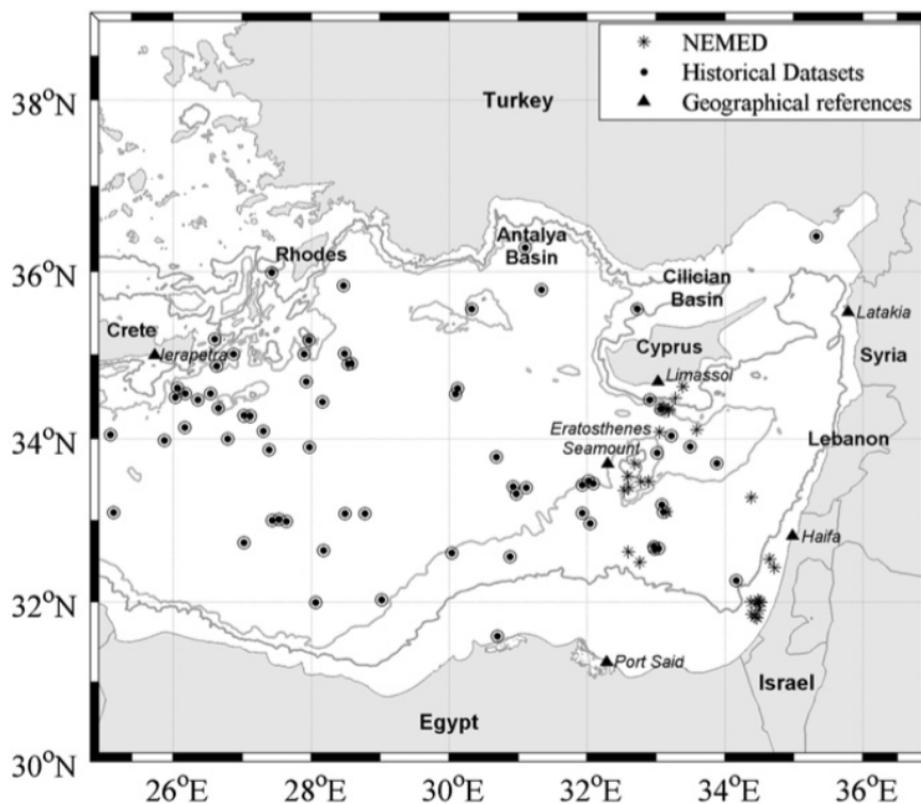


Figura 1.3: Geometria e batimetria del bacino del Levantino. [Riprodotta da Deep-Sea Research I, Menna et al., 2012]

il bacino verso est, chiamata Mid-Mediterranean Jet (MMJ), che scorre da circa 24°E verso sud-est di Cipro.

La circolazione del LSB è dominata da vortici e mulinelli, che possono essere forzati dai venti o controllati dalla batimetria o generati dall'instabilità delle correnti lontane dalla costa. La parte nord-ovest del LSB è dominata invece dal persistente e ciclonico Rhodes Gyre (RG, con un diametro di circa 300 km), localizzato a sud-ovest della Turchia e a est dell'Isola di Rodi. L'anticiclonico Ierapetra Eddy (IE), che si forma in estate dai venti Etesiani del nord (Millot e Taupier-Letage, 2005; Hamad, Millot e Taupier-Letage, 2005,

2006; A.F et al., 2006; Amitai et al., 2010) è localizzato a sud-est di Creta e ha un diametro di circa 100-150 km (Hecht and Gertman, 2001). Il LSB orientale è dominato da due vortici anticiclonici ricorrenti: il Cyprus Eddy (CE) e lo Shikmona Eddy (ShE). Il CE è un vortice dinamico ricorrente ed è caratterizzato da una variabilità stagionale nella forma, nelle dimensioni e nella posizione (G. Zodiatis, Drakopoulos et al., 2005). Lo ShE rappresenta invece un sistema complesso, composto da diversi vortici ciclonici e anticiclonici, in cui la posizione, la grandezza e l'intensità variano marcatamente (Ayoub, Traon e Mey, 1998; George Zodiatis, Theodorou e Demetropoulos, 1998; Gertman et al., 1987).

La circolazione superficiale consiste in schemi di flusso complicati, caratterizzata da regioni con una forte energia cinetica (Allan R. Robinson et al., 1987; Pujol e Larnicol, 2005; Pascual et al., 2007; Amitai et al., 2010), forti correnti offshore e lungo la piattaforma continentale (A. Robinson, M. Golnaraghi et al., 1991; Hamad, Millot e Taupier-Letage, 2005; Millot e Taupier-Letage, 2005; G. Zodiatis, Hayes et al., 2010) e diversi vortici a diverse scale (Özsoy et al., 1991; Pinardi e Masetti, 2000; Fusco et al., 2003; G. Zodiatis, Drakopoulos et al., 2005).

Il principale aspetto controverso della circolazione superficiale del LSB riguarda il percorso delle acque superficiali provenienti da ovest. Secondo il gruppo POEM (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean) le acque superficiali e intermedie dell'Atlantico originano un flusso nel LSB come una corrente di mare aperto diretta verso est (G. Zodiatis, Hayes et al., 2010). Questa corrente continua come MMJ e si divide in diversi rami: alcuni rami ruotano anticiclonicamente per alimentare strutture con circolazione in

senso orario come la Mersa-Matruh Eddy (MME) e la ShE (Malanotte-Rizzoli and Robinson, 1998; A. Robinson, M. Golnaraghi et al., 1991, 2001; A. R. Robinson e M. Golnaraghi, 1993; Malanotte-Rizzoli, B. Manca et al., 1997). Altri rami girano ciclonicamente a sud-ovest di Cipro, formando il Rhodes Gyre (RG), il West Cyprus Eddy e la Asia Minor Current (AMC).

## 1.4 Il Servizio Europeo di Monitoraggio

Il Servizio Europeo di Monitoraggio dell' Ambiente Marino (Marine Environment Monitoring Service - CMEMS) è una parte del Programma Copernicus, che è un Programma Europeo lanciato nel 1998, gestito dalla Commissione Europea (European Commission, EC) e implementato in collaborazione con gli Stati Membri, l'Agenzia Spaziale Europea (European Space Agency, ESA), l'Organizzazione Europea per l'Utilizzo dei Satelliti Meteorologici (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, EUMETSAT), il Centro Europeo per le Previsioni Meteorologiche a medio raggio (European Centre for medium-range Weather Forecasts, ECMWF).

Il Programma mira a raggiungere una capacità autonoma operativa di osservazione del pianeta su sei diversi servizi: marino, atmosfera, terrestre e monitoraggio del cambiamento climatico, supporto per i servizi di emergenza e quelli della sicurezza. Il CMEMS fornisce regolarmente e sistematicamente informazioni riguardanti lo stato fisico e sulle dinamiche dell'oceano e dell'ecosistema marino per l'oceano globale e per 6 mari regionali europei. Questi dati coprono l'analisi della situazione attuale e le previsioni future oltre che l'analisi dello stato passato dell'oceano tramite tecniche di rianali-

si. Il CMEMS fornisce prodotti che descrivono correnti, temperatura, vento, salinità, livello del mare, ghiacci e attività bio-chimica a supportano tutte le applicazioni marine. All'interno del CMEMS si distinguono due grandi categorie di produttori di dati:

- TAC (Thematic Data Assembly Center): processano i dati che vengono acquisiti da satellite e con piattaforme in situ e comprendono sia le osservazioni cosiddette in real-time (oggi) che le osservazioni riprocessate (degli ultimi 20 anni). In tutto sono 4 : Sea Level TAC, Ocean Colour TAC, OSI TAC e INS TAC;
- MFC (Monitoring and Forecasting Centers): girano modelli numerici che assimilano i dati prodotti dai suddetti TAC per produrre le rianalisi (20 anni nel passato), le analisi (oggi) e le previsioni (prossimi 10 giorni). In tutto sono 7: Artic Ocean, Baltic Sea, Atlantic European North West shelves, Atlantic Iberian Biscay Irish Seas, Mediterranean Sea, Black Sea e Global Ocean.

## 1.5 Obiettivi

La tesi presentata mostra l'analisi delle correnti geostrofiche e della Mean Kinetic Energy nel Mare Mediterraneo e nel Bacino del Levantino.

L'area del Bacino del Levantino è stata scelta perché rappresenta una zona ricca di strutture e vortici molto interessanti per lo studio delle correnti e della circolazione superficiale.

Prima dello svolgimento dell'analisi, l'attenzione è stata focalizzata sulla descrizione dei dataset utilizzati per la costruzione delle mappe. L'analisi poi è stata effettuata, come già detto in precedenza, sullo studio delle correnti geostrofiche, sulla loro intensità e al loro cambiamento durante i mesi dell'anno preso in considerazione, ovvero il 2016. Sono state generate anche delle mappe della Mean Kinetic Energy per valutare l'energia del flusso geostrofico totale della superficie (medio e fluttuazioni).

L'obiettivo generale è quello di studiare l'evoluzione delle correnti nel Mare mediterraneo e nello specifico nel Bacino del Levantino e vedere quanto le mappe generate dai dati altimetrici si avvicinano e riproducono la circolazione del Mediterraneo come le mappe generate dai dati altimetrici da satellite.

La tesi è strutturata in 4 capitoli: il primo è dedicato ad un'introduzione che descrive la struttura e la circolazione del Mare Mediterraneo e del Bacino del Levantino. Il secondo capitolo invece è strutturato per descrivere i due dataset utilizzati per lo studio delle correnti geostrofiche e per la generazione delle mappe. Il capitolo 3 mostra i risultati ottenuti dalle mappe e l'analisi della circolazione e delle correnti geostrofiche del Mediterraneo, e mostrando per il Bacino del Levantino l'andamento della circolazione durante i mesi dell'anno 2016 ed infine l'ultimo capitolo racchiude le conclusioni della tesi.

# Capitolo 2

## Dati e Metodi

L'analisi delle correnti geostrofiche che caratterizzano il Mar Mediterraneo è stata prodotta utilizzando i dataset di dati altimetrici da satellite e di dati da simulazioni numeriche messi a disposizione dal CMEMS, prendendo in considerazione l'anno 2016. In questo capitolo vengono inizialmente descritti i dataset utilizzati per capirne le loro caratteristiche principali e successivamente viene descritta la metodologia utilizzata per studiare la variabilità spazio-temporale della circolazione superficiale del Mar Mediterraneo, come rappresentata dai due dataset, basandosi sulla definizione stessa di corrente geostrofica. L'elaborazione dei dati e la loro analisi è stata eseguita in ambiente di calcolo MATLAB, che permette facilmente di manipolare e rappresentare graficamente le matrici.

## 2.1 Dati di altimetria da satellite

A partire dagli anni 90, i dati altimetrici da satellite hanno reso possibile l'accesso ad una descrizione realistica e ad alta risoluzione della superficie del mare. Prima delle missioni di altimetria da satellite, infatti, la maggior parte della conoscenza sulla circolazione globale dell'oceano si è basata solo su osservazioni sparse sia da un punto di vista temporale che spaziale, non sufficientemente adeguate a fornire una descrizione quantitativa della media o delle componenti variabili nel tempo della circolazione oceanica globale. L'altimetria da satellite si è rivelata particolarmente utile al fine degli studi oceanografici, in quanto in grado di fornire un dataset di osservazioni continuo, sinottico e dettagliato (Wunsch e M. Gaposchkin, 1980). La risoluzione del campionamento orizzontale inoltre è dell'ordine del raggio di deformazione di Rossby, per cui le velocità geostrofiche derivate possono essere utili per lo studio della variabilità della circolazione su scala globale e per l'identificazione delle sue caratteristiche.

L'altimetria da satellite è di fondamentale importanza per i modelli numerici dell'oceano. Poiché i modelli non sono perfetti e possono essere affetti da errori, le simulazioni tendono a divergere dallo stato reale dell'oceano mano a mano che l'integrazione numerica prosegue. Di conseguenza per riuscire a simulare quanto più realisticamente possibile lo stato del mare, è necessario che il modello venga corretto, con cadenza regolare, dall'integrazione al suo interno delle informazioni fornite dalle osservazioni.

Uno dei due dataset utilizzati in questo lavoro di tesi è costituito dalle osservazioni giornaliere di altimetria da satellite cosiddette “reprocessed”,

ovvero riprocessate, contenute nel dataset SEALEVEL\_MED\_PHY\_L4\_REP\_OBSERVATIONS\_008\_051 messe a disposizione dal SL - TAC del CMEMS. Si tratta di osservazioni più accurate rispetto a quelle utilizzate dai sistemi operativi di previsione, le cosiddette “near real time”, in quanto per la loro produzione vengono utilizzate osservazioni delle 6 settimane prima e dopo il giorno considerato e questo ne permette un calcolo ottimale.

Il dataset consiste in osservazioni di anomalia del livello del mare, Sea Level Anomaly (SLA), rispetto ad una media temporale calcolata sul periodo 1993 - 2012, provenienti dalle diverse missioni altimetriche disponibili nel periodo considerato, messe insieme e interpolate, attraverso specifiche tecniche di interpolazione ottimale, ad una risoluzione orizzontale di  $1/8^\circ$  tale da permettere la descrizione delle strutture di mesoscala. Al fine di costruire un dataset globale, coerente ed accurato, alle osservazioni vengono applicate una serie di correzioni, tra le quali anche quella per correggere le misure degli effetti atmosferici e della superficie del mare. In questo lavoro di tesi sono quindi state prese in considerazione anche queste ultime correzioni e per questo sono stati utilizzati i dati di correzione atmosferica, Dynamic Atmospheric Correction (DAC), messi a disposizione da AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data), ad una risoluzione orizzontale di  $1/4^\circ$  e una frequenza temporale di 6 ore (00, 06, 12, 18).

## 2.2 Dati di altimetria da modello

La circolazione del Mar Mediterraneo è molto complicata, come abbiamo già evidenziato nel capitolo 1, ed è altamente influenzata da una grande scala di processi che interagiscono a differenti scale spaziali: scala di bacino, sub-bacino e mesoscala (R. Robinson e Maryam Golnaraghi, 1994). La complessità del Mar Mediterraneo e le varie scale derivano da molteplici forzanti, come per esempio l'interazione oceano-atmosfera (Samuel et al., 1999; Malanotte-Rizzoli, B. B. Manca et al., 1999; Korres, Pinardi e Lascaratos, 2000), la fenomenologia della formazione delle acque profonde e le proprietà idrologiche della massa d'acqua (Roether et al., 1996; Bethoux et al., 2002; P. Gasparini et al., 2005), e la topografia e l'influenza costale (Astraldi et al., 1999; Béranger, Mortier e Crépon, 2005). Questo suggerisce che l'alta risoluzione spaziale e un forzante atmosferico di qualità siano elementi necessari per ottenere simulazioni realistiche delle dinamiche del Mar Mediterraneo.

A partire dal 2000, grazie a diversi progetti Europei e all'incremento delle risorse computazionali, sono stati sviluppati e mantenuti diversi sistemi di previsioni marine del Mar Mediterraneo. Il Mediterranean Forecasting System, MFS, (Pinardi, Allen et al., 2003; Pinardi e Coppini, 2010; Tonani et al., 2008) fornisce giornalmente previsioni oceanografiche a breve termine (10 giorni) dei principali parametri fisici del Mar Mediterraneo (temperatura, salinità, correnti ed elevazione della superficie libera del mare) e costituisce la componente fisica del Med-MFC definita Med-currents.

Attualmente, il sistema ha una risoluzione orizzontale di  $1/24^\circ$ , circa 4 km, e 141 livelli verticali non equi-spaziati ed è costituito dalla combinazione di un

modello idrodinamico e di un modello d'onda implementati su tutto il bacino del Mar Mediterraneo e su una porzione dell'Oceano Atlantico, in modo da risolvere meglio gli scambi con l'Oceano Atlantico in corrispondenza dello Stretto di Gibilterra. Il modello è corretto utilizzando le informazioni fornite dalle osservazioni *in-situ* di temperatura e salinità e dalle osservazioni lungo le tracce dei satelliti del livello del mare: attraverso tecniche di assimilazione appositamente sviluppate e implementate per il sistema di previsione del Mar Mediterraneo (Dobricic e Pinardi, 2008 e Storto, Masina e Navarra, 2015), la soluzione del modello viene combinata con le informazioni provenienti dalle osservazioni in modo da fornire la migliore stima (*“best estimate”*) possibile dello stato del mare.

In questo lavoro di tesi, sono stati utilizzati i dati di altezza della superficie libera (Sea Surface Height, SSH) da modello contenuti nel dataset MEDSEA\_ANALYSIS\_FORECAST\_PHY\_006\_013 messi a disposizione dal Med-MFC nell'ambito del CMEMS.

## 2.3 Metodologia

La Figura 2.1 mostra il registro delle diverse scale spaziali e temporali per i diversi studi relativi all'oceano. Nell'oceano, la variabilità spaziale si ha su una vasta gamma di scale, partendo dalla scala di bacino a onde interne con una lunghezza d'onda di 100 m, fino ad arrivare più in basso alla scala molecolare. Teoria ed osservazione hanno mostrato che l'energia della variabilità dell'oceano diminuisce man mano che le scale di movimento diminuiscono, con una massima energia nella mesoscala (dai 10 - 100 km, dipende dalla

posizione) in cui abbiamo i vortici di mesoscala che sono molto importanti.

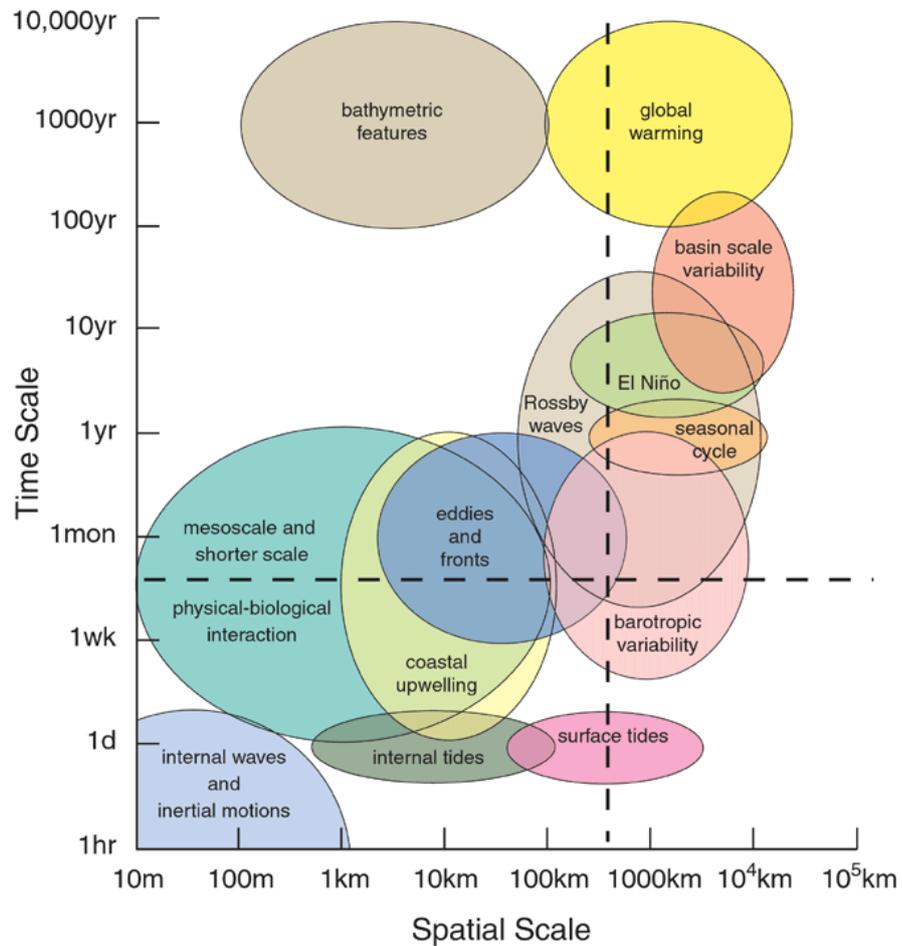


Figura 2.1: Scale spazio temporali delle strutture oceaniche. [Riprodotta da Liu cui-hua et al., 2008]

Nelle scale dei 10 km e più grandi, i movimenti orizzontali sono molto più grandi rispetto ai movimenti verticali, e l'oceano è approssimativamente idrostatico (la pressione è determinata dall'altezza e dalla densità della colonna d'acqua). A queste scale, per movimenti approssimativamente costanti, e lontano dai confini, il bilancio primario è fra la differenza di pressione orizzontale e la forza di Coriolis, che guida correnti che seguono linee di pressione

costanti, conosciute appunto come *correnti geostrofiche*. Siccome la pressione è correlata all'altezza della superficie libera, le correnti geostrofiche possono essere calcolate usando il gradiente orizzontale.

Dovendo dare una definizione più dettagliata di che cosa sono le correnti geostrofiche, possiamo dire che una corrente geostrofica è un flusso oceanico in cui la forza del gradiente di pressione è bilanciata dall'effetto di Coriolis dovuto alla rotazione della Terra. Il bilancio geostrofico è:

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.1)$$

$$-fu = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2.2)$$

Dove  $u$  e  $v$  sono rispettivamente la corrente zonale e meridionale,  $\rho$  è la densità della superficie dell'acqua,  $p$  è la pressione e  $f$  è il parametro di Coriolis.

In superficie  $p = \rho g \eta$ , dove  $\eta$  è l'altezza misurata DT (Delayed Time), quindi c'è una diretta relazione tra il DT e la corrente geostrofica in superficie:

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho g \eta}{\partial x} = g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (2.3)$$

$$-fu = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho g \eta}{\partial y} = g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (2.4)$$

Le componenti delle correnti superficiali possono essere derivate nel modo seguente:

$$v = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (2.5)$$

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (2.6)$$

Al fine di valutare l'attività del sotto-bacino e della mesoscala, il bacino del Mediterraneo è stato studiato anche in termini di **Mean Kinetic Energy** (MKE) ed **Eddy Kinetic Energy** (EKE), che possono essere così definite:

$$MKE = \frac{1}{2}[u_g^2 + v_g^2] \quad (2.7)$$

$$EKE = \frac{1}{2}[u'_g{}^2 + v'_g{}^2] \quad (2.8)$$

Dove  $u_g$  e  $v_g$  sono rispettivamente la componente zonale e meridionale delle componenti geostrofiche mentre  $u'_g$  e  $v'_g$  sono le anomalie rispetto alla media temporale. Mentre la MKE rappresenta l'energia del flusso geostrofico totale della superficie (medio e fluttuazioni), la EKE permette l'identificazione delle regioni con alta variabilità come meandri di correnti, vortici ai fronti.

Per poter confrontare le velocità geostrofiche derivate dalle osservazioni satellitari e dai dati da modello si è proceduto a manipolare i due dataset nel modo descritto di seguito.

## 2.4 Processing Dataset

In questa tesi sono stati presi in considerazione e trattati i dati di SLA e SSH per l'anno 2016, considerando l'intero bacino del Mare Mediterraneo. Per poter accedere ai due dataset si è proceduto innanzitutto alla registra-

zione presso il CMEMS e successivamente, una volta ottenute le credenziali di accesso ai prodotti CMEMS (che sono soggetti ad una politica di accesso ai dati cosiddetta open and free, ovvero sono liberamente accessibili e scaricabili), i due dataset sono stati scaricati dal catalogo del CMEMS in formato NetCDF, scegliendo l'area di interesse, ovvero il Mediterraneo, utilizzando una procedura messa a disposizione dal CMEMS stesso.

Una volta ottenuti i dati, l'analisi dei due dataset è proseguita mediante MATLAB. Sono state quindi scritte due procedure per il loro processamento, una specifica per le osservazioni da satellite ed una specifica per i dati da modello. Per le osservazioni da satellite, sono stati eseguiti i passaggi descritti di seguito.

Come prima cosa si è proceduto ad estrarre dal dataset SEALEVEL\_MED\_PHY\_L4\_REP\_OBSERVATIONS\_008\_051 i dati relativi alla anomalia del livello dle mare (SLA), le informazioni di latitudine e longitudine corrispondenti e le informazioni dei punti corrispondenti a punti mare e a punti terra, la cosiddetta *maschera*, informazioni che verranno poi utilizzate nelle operazioni di interpolazione.

Per poter confrontare le osservazioni satellitari con i dati da modello, dal momento che i dati da modello contengono gli effetti della pressione atmosferica sul livello del mare e che tali effetti sono invece rimossi dal dataset satellitare originale in fase di produzione, si è proceduto a reintrodurli:

$$SLA_{uncorrected} = SLA_{fromproduct} + DAC \quad (2.9)$$

A questo punto si è proceduto a trasformare l'anomalia del livello del mare

(SLA) in altezza della superficie del mare ( $SSH_{obs}$ ), andando a sommare ad essa una media dell'altezza del mare calcolata sul periodo 1993-2012, chiamata Mean Dynamic Topography (MDT), precedentemente interpolata sulla stessa griglia delle osservazioni satellitari essendo disponibile ad una risoluzione di  $1/16^\circ$ :

$$SSH_{obs} = SLA_{uncorrected} + MDT \quad (2.10)$$

Questo dataset così ottenuto costituisce il dataset di osservazioni satellitari utilizzate nel confronto con i dati da modello. I dati da modello sono stati invece interpolati dalla loro risoluzione originale di  $1/24^\circ$  alla risoluzione delle osservazioni satellitari di  $1/8^\circ$ .

Nel capitolo successivo verranno illustrati e spiegati i risultati di questa metodologia di studio, mettendo a confronto le varie mappe ottenute.

# Capitolo 3

## Risultati

In questo capitolo vengono descritti i risultati ottenuti sottoforma di mappe, ottenute utilizzando i dati satellitari e i dati da modello descritti nel capitolo precedente. Inizialmente si è analizzata la circolazione generale del Mar Mediterraneo prendendo in considerazione la media annuale dedotta dalle correnti geostrofiche calcolate a partire da entrambi i dataset per l'anno 2016, successivamente l'analisi è stata focalizzata sul bacino del Mare Levantino, considerando non solo le correnti geostrofiche ma anche la MKE e la EKE.

### 3.1 Circolazione Generale

La Figura 3.1 rappresenta lo schema della circolazione geostrofica superficiale del Mar Mediterraneo utile per seguire le caratteristiche della circolazione media discussa di seguito.

La circolazione superficiale generale del Mar Mediterraneo è stata analizzata mettendo a confronto le mappe della altezza della superficie libera del

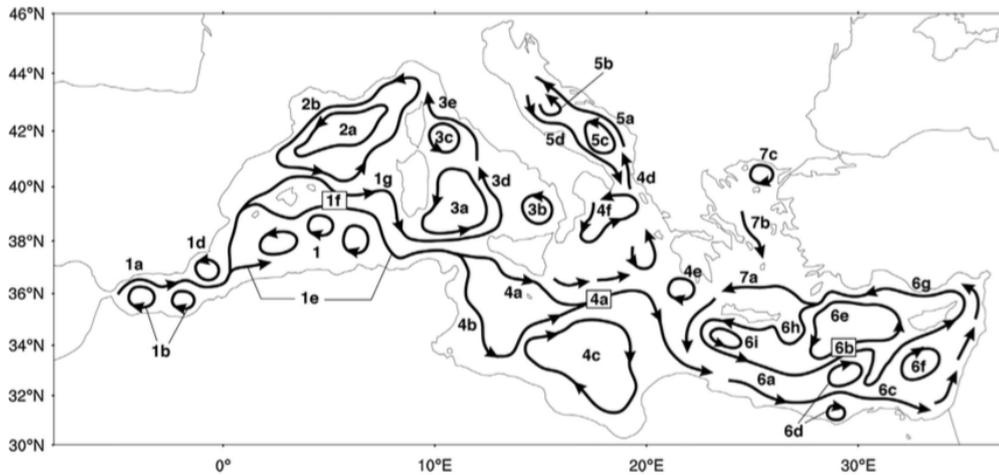


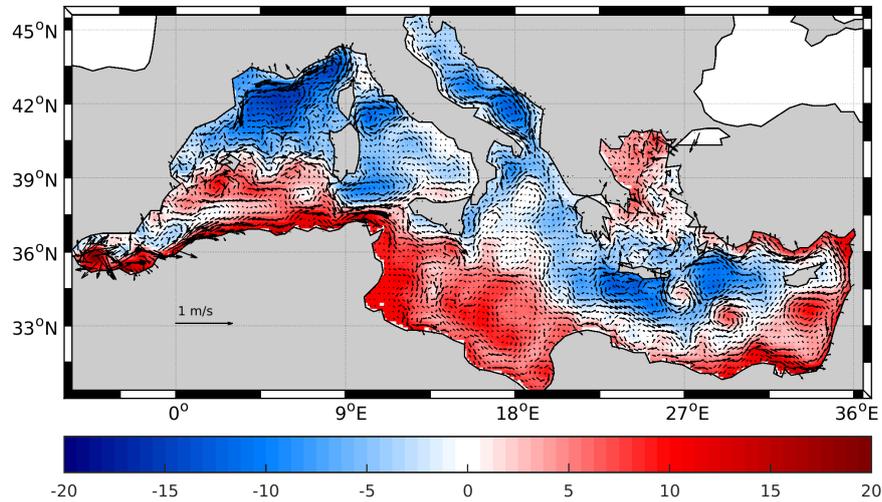
Figura 3.1: Schema della circolazione geostrofica superficiale del Mar Mediterraneo. [Riprodotta da *Progress in Oceanography*, Pinardi et al., 2015]

mare e delle correnti geostrofiche dedotte dai dati satellitari e dal modello, entrambi interpolati ad una risoluzione orizzontale di  $1/8^\circ$ .

In generale, nella mappa da modello le strutture (patterns) appaiono meglio definite e più coerenti con la circolazione generale scelta come riferimento e riportata in Figura 3.1, anche se la mappa da satellite è caratterizzata dalla presenza di un maggior numero di strutture, in particolar modo nel bacino Levantino.

La maggiore coerenza e definizione dei patterns nel modello appare evidente nella parte settentrionale del bacino orientale dominato da un pattern ciclonico nei bacino Liguro-Provenzale e Catalano e dalla Northern Current che fluisce lungo la costa dell'Italia, della Francia e della Spagna. Nella parte meridionale del bacino orientale, subito fuori dallo Stretto di Gibilterra, i due giri di Alboran (Western Alboran Gyre (WAG) - Eastern Alboran Gyre (EAG)) sono ben evidenti nella mappa satellitare mentre nella mappa da modello ne appare solo uno, il WAG, di intensità inferiore.

### Correnti Geostrofiche nel Mediterraneo da Satellite

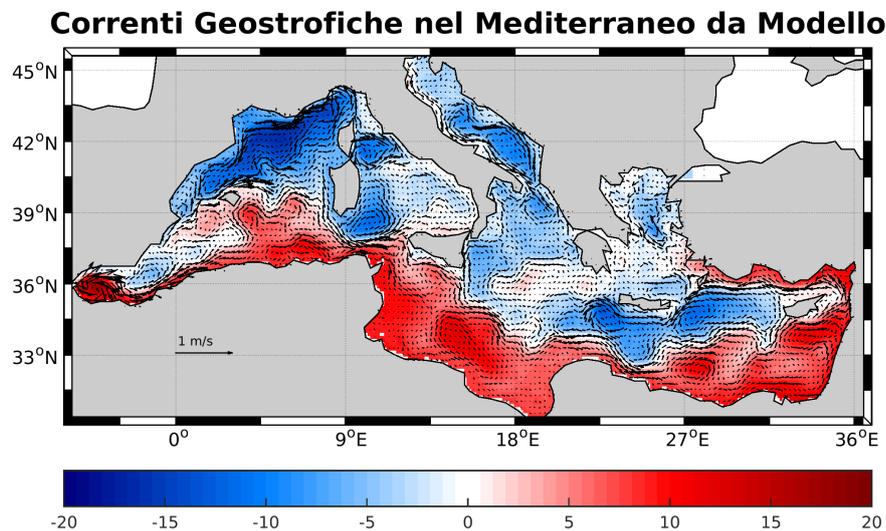


*Figura 3.2: Mappa della circolazione geostrofica superficiale dedotta dai dati satellitari per l'anno 2016.*

Ad est di Alboran, la corrente Algerina, più intensa nella mappa da satellite, forma nella mappa da modello meandri più nitidi a Nord sotto le isole Baleari e lungo la costa algerina. In corrispondenza del Canale di Sardegna, la corrente Algerina si biforca ed il ramo settentrionale entra nel Mar Tirreno fluendo lungo la costa italiana.

Nel Mar Tirreno appare maggiormente definito nella mappa da modello il giro del Tirreno settentrionale (Northern Tyrrhenian Gyre) forzato dai venti di maestrale che si incanalano nello Stretto di Bonifacio.

Il ramo meridionale della corrente Algerina, uscendo dal Canale di Sicilia ad Est di Malta, si divide: un ramo fluisce verso la parte settentrionale del



*Figura 3.3: Mappa della circolazione geostrofica superficiale dedotta dai dati di modello per l'anno 2016.*

Mar Ionio, lungo le coste italiane della Sicilia e della Calabria, dove predomina una circolazione anticiclonica, leggermente meglio definita nella mappa satellitare; un altro ramo invece fluisce verso sud-est nello Ionio Centrale.

Nel Mar Adriatico, la caratteristica circolazione ciclonica, con la presenza di celle di ricircolazione sempre ciclonica, appare meglio definita nella mappa da modello.

Entrando nel bacino Levantino, le due mappe cominciano a mostrare decise differenze: al fine di valutare meglio le differenze esistenti, si è proceduto quindi con un'analisi mensile che potesse evidenziare la diversa evoluzione temporale delle strutture nei due dataset presi in considerazione.

## 3.2 Circolazione Generale nel Bacino del Levantino

L'analisi della circolazione media mensile dedotta dalle mappe di livello del mare e di correnti geostrofiche dai dati da satellite e dai dati di modello evidenzia come il modello presenti una generale tendenza positiva rispetto alle osservazioni (Figure 3.4 e 3.5).

Nei dati da modello, la MMJ domina tutto il bacino Levantino durante tutti i mesi dell'anno, estendendosi verso il centro del bacino e inglobando nei suoi meandri le strutture più piccole che risultano così fuse in uniche strutture più grandi. Questo si evidenzia in particolare nei mesi di Febbraio-Marzo-Aprile e nei mesi Settembre-Ottobre-Novembre e Dicembre quando, mentre nei dati da satellite, la MMJ diminuisce la sua intensità, rimanendo confinata lungo la costa e permette la formazione di due vortici anticiclonici, dei quali il più occidentale corrisponde al Mersa-Matruth, invece nei dati da modello la MMJ si mantiene costante in intensità e posizione, espandendosi verso il centro del bacino.

Un'altra differenza molto evidente si nota nel Mare Egeo dove il segnale nelle mappe satellitari indica una predominanza di correnti anticicloniche, con la formazione della North Aegean Anticyclone, segnale invece del tutto assente per tutte le mappe del modello, soprattutto se si prendono in considerazione i mesi autunnali ed invernali.

Un'altra particolarità da evidenziare riguarda lo Ierapetra Eddy (IE). Il segnale di quest'ultimo lo ritroviamo in entrambe le mappe, sia satellitari che da modello, dove si manifesta a Sud-Est dell'isola di Creta a partire da

Giugno (modello) e da Luglio (satellite), in quanto indotto dai venti Etesi provenienti da nord-est. Nelle mappe da satellite, lo IE rimane confinato nella sua caratteristica posizione fino a Novembre, quando sembra spostarsi leggermente più a Sud-Est mentre nelle mappe da modello rimane confinato nella sua posizione durante il passare dei mesi.

Un altro anticiclone ricorrente all'interno del Bacino del Levantino è lo Shikmona Gyre System, posizionato a Sud di Cipro, vicino alle coste settentrionali di Israele. Mentre nelle mappe da satellite si può notare la sua intensificazione durante il periodo estivo, soprattutto durante i mesi di Luglio-Agosto-Settembre, questo non è così evidente nelle mappe da modello.

Parlando del Rhodes Gyre, si può notare che questo ciclone che si trova a est di Creta e a sud-est di Cipro, è ben presente in entrambe le tipologie di mappe, rimanendo sempre però più dettagliato nelle mappe da satellite rispetto alle mappe da modello. Di questo ciclone si nota un'intensificazione durante i mesi di Ottobre-Novembre-Dicembre e Gennaio-Febbraio-Marzo.

Facendo delle considerazioni più generali si può quindi dire che già nei primi mesi dell'anno si nota la differenza fra le due tipologie di mappe: infatti nelle mappe da satellite si possono apprezzare molto bene il Shikmona Gyre System (SGS), il Ierapetra Gyre (IG) e il Rhodes Gyre (RG) mentre se si prendono in considerazione gli stessi mesi nelle mappe da modello queste strutture sono poco presenti se non inesistenti.

Passando invece alle mappe della Mean Kinetic Energy (MKE), si può vedere anche qua una differenza fra le mappe da modello e le mappe satellitari. Infatti prendendo in considerazione le mappe di MKE da satellite, come si può notare dalla Figura 3.6, si ha un segnale molto forte in corrispondenza

delle varie strutture principali del Bacino del Levantino; prendendo in considerazione i primi mesi del 2016, il segnale è generalmente poco esteso, in cui però si può evincere un accenno dell' Asia Minor Current nella parte a sud-est di Creta. Per quando riguarda i mesi di Aprile-Maggio-Giugno si ha sempre un segnale poco esteso ma si nota un lieve movimento delle correnti, e risultano evidenti il Mid-Mediterranean Jet e lo Shikmona Gyre System.

L'intensificazione del segnale della MKE da satellite raggiunge però il suo massimo nei mesi estivi, dove si possono notare molto bene ed in maniera molto distinta diverse strutture di intensità molto marcata, come per esempio l'Asia Minor Current, il Mersa-Matru, lo Ierapetra e un accenno di Western Cretan Cyclonic Gyre.

Prendendo in considerazione invece le mappe della MKE da modello, si notano delle differenze. Come prima cosa si può dire che in queste mappe, mostrate in Figura 3.7 le strutture dei vortici sono messe meno in evidenza dal segnale, mentre il movimento delle varie correnti è invece più evidente rispetto alle mappe della MKE da satellite. Infatti non sono evidenti i segnali dati dai principali cicloni e anticicloni presenti nel bacino, come per esempio il Mersa-Matruh Gyre System, lo Shikmona Gyre System e lo Ierapetra Gyre. Risulta invece più evidente durante i mesi estivi la presenza dell'Asia Minor Current, ma rimane un segnale sempre più debole rispetto a quello delle mappe generate dalla MKE da satellite dove, prendendo in considerazione lo stesso periodo dell'anno, abbiamo in segnale più forte della stessa corrente e sono visibili anche altre strutture invece assenti nelle mappe della MKE da modello.

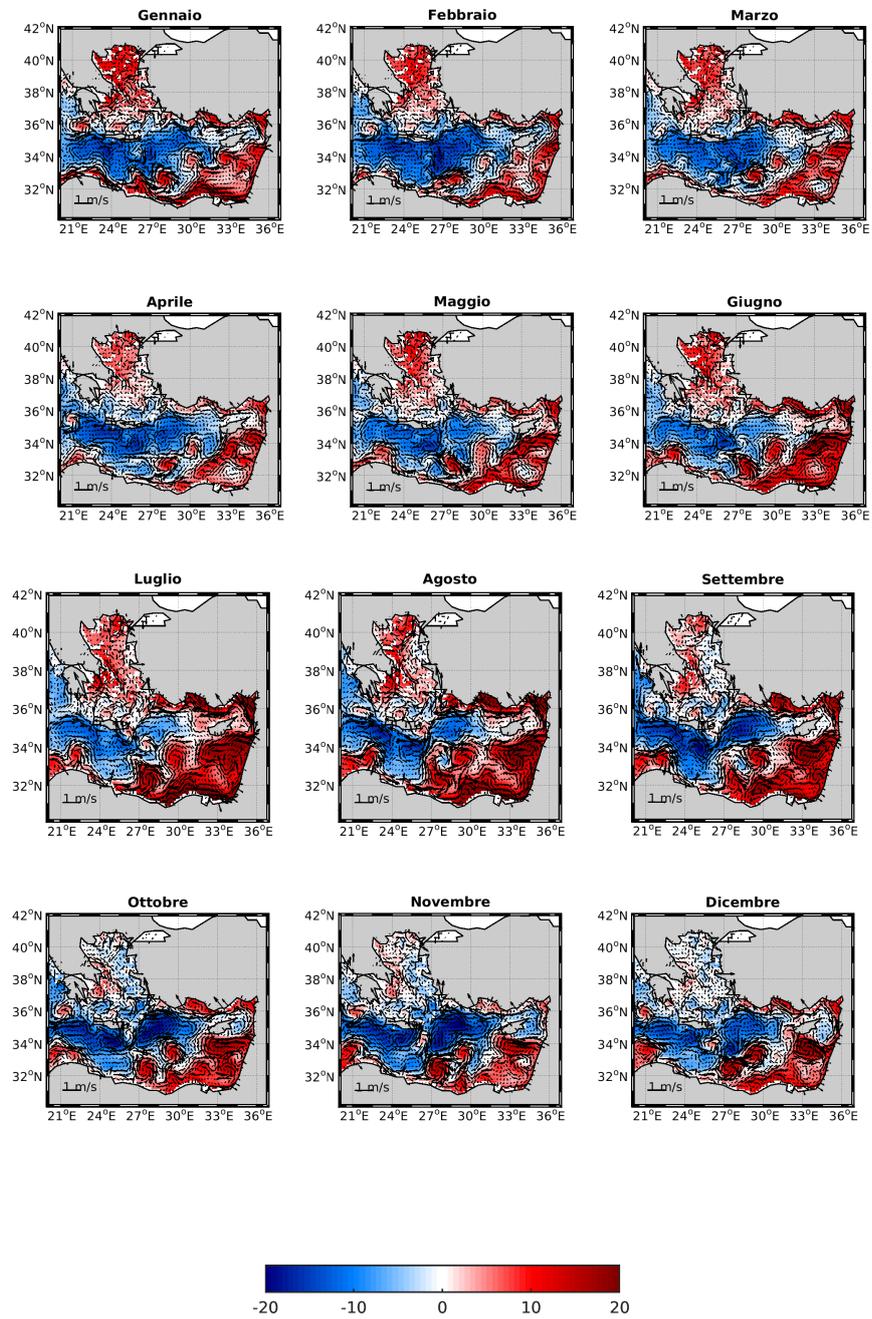


Figura 3.4: Mappa della circolazione geostrofica superficiale del Bacino del Levantino dedotta dai dati da satellite.

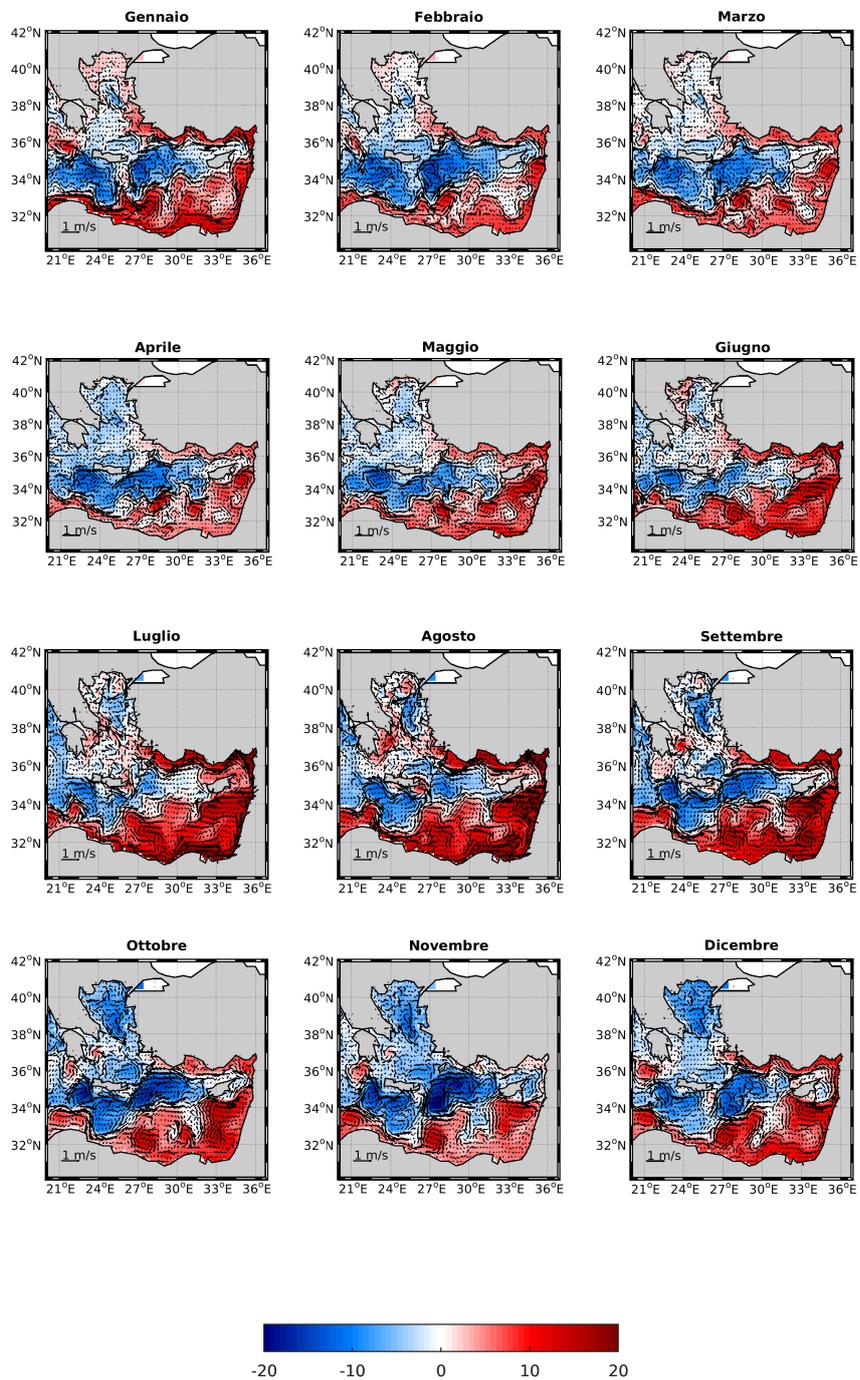


Figura 3.5: Mappa della circolazione geostrofica superficiale del Bacino del Levantino dedotta dai dati da modello.

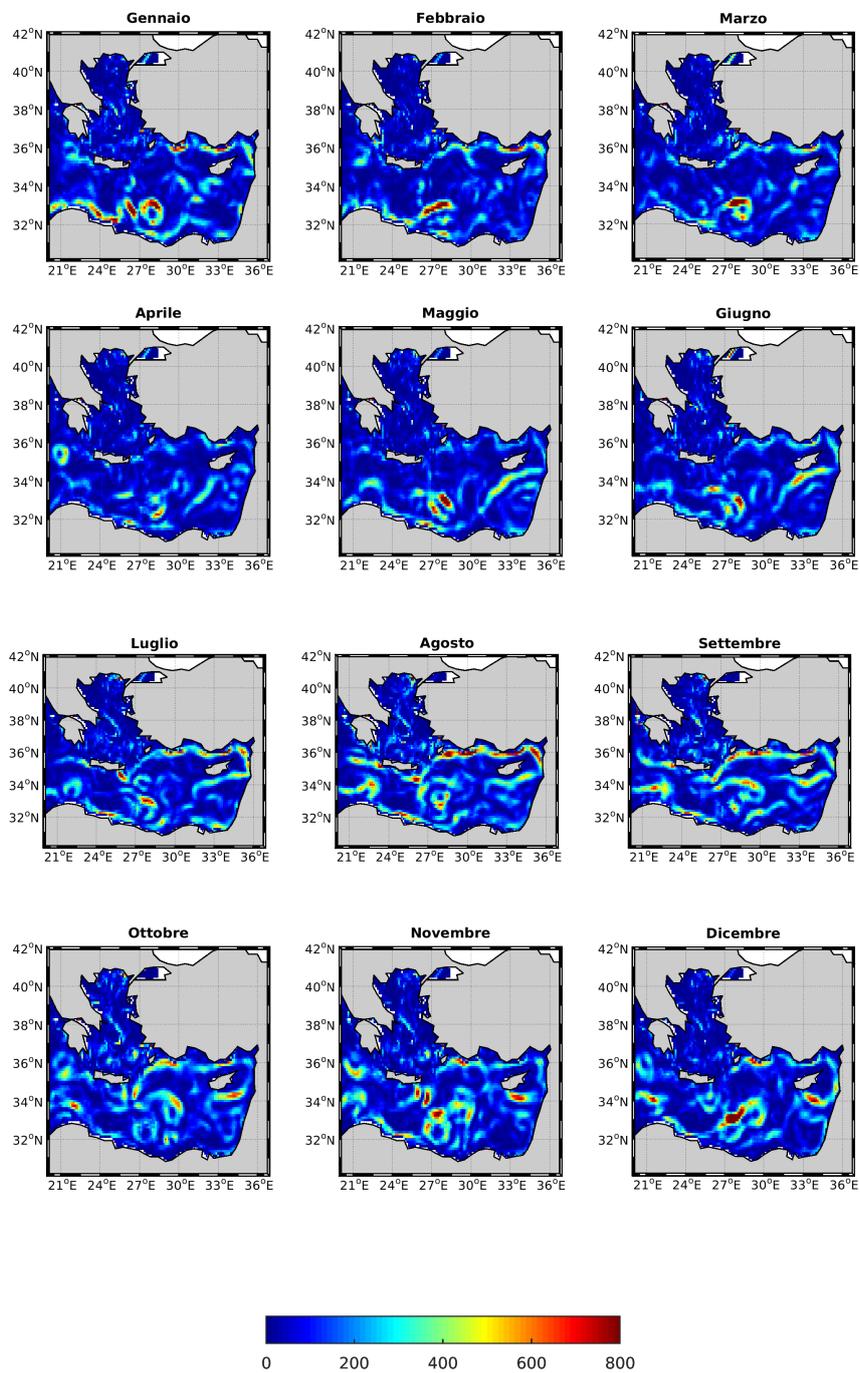


Figura 3.6: MKE da satellite

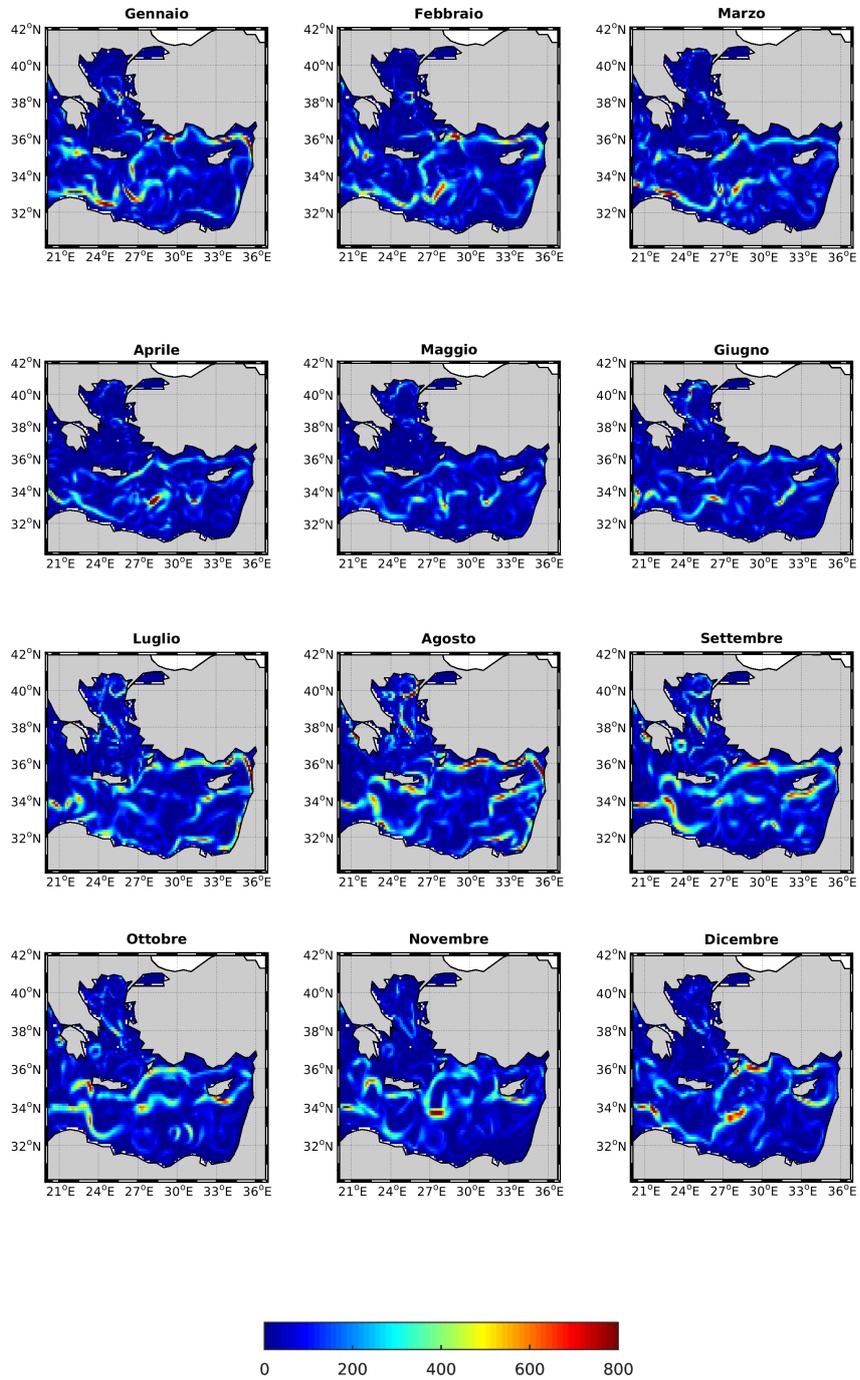


Figura 3.7: MKE da modello



# Conclusioni

In questa tesi è stata descritta l'analisi delle correnti geostrofiche nel Mare Mediterraneo per tutto l'anno del 2016. Questa analisi è stata fatta sui dati di altimetria satellitare e dai dati di altimetria da modello, i quali sono stati resi disponibili dal Servizio Europeo di Monitoraggio dell'Ambiente Marino di Copernicus (Copernicus Marine Environment Monitoring Service – CMEMS).

Nella prima parte della tesi per comprendere meglio i dati ottenuti, è stata introdotta la descrizione del Mare Mediterraneo e della sua circolazione, per poi analizzare in modo più specifico la sua porzione più orientale, ovvero il Bacino del Levantino.

Prima di analizzare i grafici delle correnti geostrofiche ottenuti, sono stati descritti i dataset utilizzati in questa tesi per capirne le loro caratteristiche e successivamente è stata anche descritta la metodologia utilizzata per studiare la variabilità spazio-temporale della circolazione superficiale del Mare Mediterraneo.

Mediante la comparazione delle mappe derivanti dai dati di altimetria satellitare e quelle derivanti dai dati di altimetria da modello, si deduce che le prime presentano una visione più dettagliata della circolazione e delle correnti

geostrofiche rispetto alle mappe derivanti dai dati da modello.

Questa tendenza la si ritrova sia nelle mappe di tutto il Mediterraneo sia nelle mappe mensili del Bacino del Levantino, dove in queste ultime si vede in maniera più marcata la differenza fra le due tipologie di mappe. Infatti si nota, come già evidenziato nel corso della discussione dei risultati ottenuti, che le mappe satellitari del Bacino del Levantino presentano strutture e vortici che sono invece assenti nelle mappe da modello. Queste ultime quindi non rappresentano pienamente la circolazione, poiché mancano numerosi vortici caratteristici del bacino; le mappe satellitari risultano più veritiere ed accurate e sono in buon accordo con la maggior parte delle mappe di circolazione viste in numerosi articoli che trattano questo argomento.

Prendendo invece in considerazione le mappe della Mean Kinetic Energy, fatte sia per i dati satellitari che per i dati da modello si può notare che anche queste ultime sono in accordo con le mappe di SLA e SSH del Bacino del Levantino, ovvero il segnale corrisponde esattamente alle strutture e ai vortici che sono presenti nell'area di interesse.

Il lavoro compiuto ha permesso quindi di esplicitare la variabilità della circolazione del Mar Mediterraneo, sia nella sua componente spaziale che temporale per il periodo del 2016; ha permesso anche di avere una visione globale delle correnti geostrofiche del Mediterraneo e nel Bacino del Levantino e ha ribadito come il Mediterraneo è un sistema estremamente dinamico caratterizzato da alcuni processi costanti e da altri fortemente influenzati dai forzanti esterni.

# Ringraziamenti

Vorrei ringraziare moltissimo la Professoressa Pinardi per avermi dato la possibilità di fare questa tesi e farmi avvicinare al mondo dell'oceanografia.

Ringrazio Claudia, che mi ha affiancata in questi mesi di lavoro. Ringrazio la mia amica Veronica, perché oltre ad essere stata una compagna di corso è stata una vera amica.

Ringrazio Chiara, mia amica fidata da ormai tanti anni, per tutte le volte che ha saputo tirarmi su di morale nei momenti difficili di questo percorso. La ringrazio anche per tutto l'affetto che mi ha sempre dimostrato, per tutti i suoi abbracci sempre spontanei e la ringrazio soprattutto per essere un'amica leale, sulla quale posso sempre contare.

Ringrazio Martina perché con la sua genuinità e simpatia mi è stata vicina, dal liceo fino ad oggi e la ringrazio per tutte le sane risate che ci siamo fatte per le cose più stupide e banali, perché senza queste ultime sarebbe stato tutto più noioso.

A Samuele, che con la sua simpatia e spontaneità nel corso di questi anni si è dimostrato un grande amico, sempre pronto ad ascoltarmi senza lamentarsi mai (o quasi).

Un ringraziamento particolare al mio amico Pier Carlo perché, oltre ad

avermi sempre dato i giusti consigli, è sempre stato un amico fidato e generoso. Lo ringrazio anche perché senza di lui non sarei riuscita a fare questa tesi in Latex, quindi grazie per la tua immensa pazienza.

Ai miei genitori, che fin dal principio hanno sempre creduto in me come nessun altro al mondo. Li ringrazio per avermi fatta crescere in un ambiente sempre pieno di amore e anche per non avermi mai fatto mancare nulla, viziandomi anche un po'! Un immenso grazie per tutto il coraggio che mi avete sempre dato prima di ogni esame scritto o prima di un esame orale e per aver sempre creduto nelle mie potenzialità. Grazie per essere i miei pilastri.

Ringrazio infine Lorenzo... Per tutto. Perché fra tutti è stata la persona che mi ha sempre spronata, incentivata e il più delle volte è stato l'unico che mi ha dato il coraggio per andare avanti nel mio percorso. Grazie perché senza di te non penso che sarei riuscita ad arrivare fino qua e soprattutto grazie per essere sempre stato al mio fianco, per essere stato paziente e per avermi dato tu la forza quando mi mancava nei momenti "no" di questi 3 anni di studi. Quindi grazie, grazie infinite per l'amore che mi hai sempre dato e che continui a darmi; grazie per essere la mia roccia, il mio porto sicuro e il mio compagno di vita.





# Bibliografia

- Adani, M., S. Dobricic e N. Pinardi (2011). «Quality Assessment of a 1985–2007 Mediterranean Sea Reanalysis». In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 28.4, pp. 569–589. DOI: 10.1175/2010JTECH0798.1. URL: <https://doi.org/10.1175/2010JTECH0798.1>.
- A.F, Gaines et al. (2006). «The Contrasting Oceanography of the Rhodes Gyre and the Central Black Sea». In: *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences* 30, pp. 69–81.
- Amitai, Y. et al. (2010). «Surface circulation of the eastern Mediterranean Levantine basin: Insights from analyzing 14 years of satellite altimetry data». In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115.C10. DOI: 10.1029/2010JC006147. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010JC006147>.
- Artale et al. (1994). «Seasonal variability of gyre- scale circulation in the northern tyrrhenian sea.» In: *Journal of Geophysical Research* 99 (C7), pages. URL: <http://dx.doi.org/10.1029/94JC00284>.
- Artegiani, A. et al. (1997). «The adriatic sea general circulation. Part ii: Baroclinic circulation structure.» In: *Journal of Physical Oceanography*

- 27 (8), pp. 1515–1532. URL: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027h1515:TASGCPi2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027h1515:TASGCPi2.0.CO;2).
- Astraldi, M et al. (1999). «The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation». In: *Progress In Oceanography* 44, pp. 65–108.
- Ayoub, N., P.-Y. Le Traon e Pierre De Mey (1998). «A description of the Mediterranean surface variable circulation from combined ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetric data». In: *Journal of Marine Systems* 18.1, pp. 3–40. ISSN: 0924-7963. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)80004-3](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)80004-3). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796398800043>.
- Béranger, K., L. Mortier e M. Crépon (2005). «Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation». In: *Progress in Oceanography* 66.2. Mediterranean physical oceanography and biogeochemical cycles: Mediterranean general circulation and climate variability, pp. 341–364. ISSN: 0079-6611. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.013>. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0079661105000777>.
- Bethoux, J.P. et al. (2002). «Deep water in the western Mediterranean: peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences». In: *Journal of Marine Systems* 33-34. MATER: MAAss Transfer and Ecosystem Response, pp. 117–131. ISSN: 0924-7963. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02))

- 00055-6. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796302000556>.
- Dobricic, S. e N. Pinardi (2008). «An oceanographic three-dimensional variational data assimilation scheme». In: *Ocean Modelling* 22.3, pp. 89–105. ISSN: 1463-5003. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.01.004>. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500308000176>.
- Fusco, G. et al. (2003). «Variability of mesoscale features in the Mediterranean Sea from XBT data analysis». In: *Annales Geophysicae* 21.1, pp. 21–32. DOI: 10.5194/angeo-21-21-2003. URL: <https://www.ann-geophys.net/21/21/2003/>.
- Gerin, R. et al. (2009). «Surface circulation in the Eastern Mediterranean using drifters (2005-2007)». In: *Ocean Science* 6 (1), pp. 525–555.
- Gertman, I. et al. (1987). «Determination of the locations of southeastern Levantine anticyclonic eddies from CTD data». In: 38.
- Gertmann, I. F., I. M. Ovchinnikov e Yu. I. Popv (1994). «Deep convection in the eastern basin of the Mediterranean Sea». In: *Oceanology* 34.1, pp. 19–25.
- Hamad, N., C. Millot e I. Taupier-Letage (2005). «A new hypothesis about the surface circulation in the eastern basin of the mediterranean sea». In: *Progress in Oceanography* 66.2, pp. 287–298. ISSN: 0079-6611. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2005.04.002>. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0079661105000984>.
- Korres, G., N. Pinardi e A. Lascaratos (2000). «The Ocean Response to Low-Frequency Interannual Atmospheric Variability in the Mediterranean

- Sea. Part I: Sensitivity Experiments and Energy Analysis». In: *Journal of Climate* 13.4, pp. 705–731. DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013<0705:TORTLF>2.0.CO;2. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013%3C0705:TORTLF%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013%3C0705:TORTLF%3E2.0.CO;2).
- Lermusiaux, P.F.J. e A.R. Robinson (2001). «Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily». In: *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 48.9, pp. 1953–1997. ISSN: 0967-0637. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00114-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00114-X). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S096706370000114X>.
- Malanotte-Rizzoli, P., B. B. Manca et al. (1999). «The Eastern Mediterranean in the 80s and in the 90s: the big transition in the intermediate and deep circulations». In: *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 29.2, pp. 365–395. ISSN: 0377-0265. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0377-0265\(99\)00011-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0265(99)00011-1). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377026599000111>.
- Malanotte-Rizzoli, P., B. Manca et al. (1997). «A synthesis of the Ionian Sea hydrography, circulation and water mass pathways during POEM-Phase I». In: *Progress In Oceanography* 39, pp. 153–204.
- Milliff, R.F. e A.R. Robinson (1992). «Structure and dynamics of the rhodes gyre system and dynamical interpolation for estimates of the mesoscale variability.» In: *Journal of Physical Oceanography* 22 (4), pp. 317–337. URL: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022h0317:SADOTRi2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022h0317:SADOTRi2.0.CO;2).

- Millot, C. e R. Gerin (2010). «The Mid-Mediterranean Jet Artefact.» In: *Geophysical Research Letters* Vol. 37.
- Millot, C. e I. Taupier-Letage (2005). «Circulation in the Mediterranean Sea.» In: *Handbook of Environmental Chemistry* vol 5K.
- Onken et al. (2003). «Data-driven simulations of synoptic circulation and transports in the tunisia- sardinia-sicily region.» In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108 (C9). URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001348>.
- Özsoy et al. (1991). «A review of the Levantine Basin circulation and its variability during 1985–1988». In: *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 15.3, pp. 421–456. ISSN: 0377-0265. DOI: [https://doi.org/10.1016/0377-0265\(91\)90027-D](https://doi.org/10.1016/0377-0265(91)90027-D). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/037702659190027D>.
- Özsoy, E. et al. (1993). «A synthesis of the Levantine Basin circulation and hydrography, 1985–1990». In: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 40.6, pp. 1075–1119. ISSN: 0967-0645. DOI: [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(93\)90063-S](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90063-S). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/096706459390063S>.
- P. Gasparini, G et al. (2005). «The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian Sea». In: *Deep-sea Research Part I-oceanographic Research Papers - DEEP-SEA RES PT I-OCEANOGRAPHIC RESEARCH PAPERS* 52, pp. 915–935.
- Pascual, A. et al. (2007). «Mesoscale mapping capabilities of multisatellite altimeter missions: First results with real data in the Mediterranean Sea». In: *Journal of Marine Systems* 65, pp. 190–211.

- Pinardi, N. et al. (2006). «The physical, sedimentary and ecological structure and variability of shelf areas in the Mediterranean Sea.» In: *The Global Coastal Ocean: Interdisciplinary Regional Studies and Syntheses* vol. 14.
- Pinardi, N., I. Allen et al. (2003). «The Mediterranean ocean forecasting system: first phase of implementation (1998-2001)». In: *Annales Geophysicae* 21.1, pp. 3–20. DOI: 10.5194/angeo-21-3-2003. URL: <https://www.ann-geophys.net/21/3/2003/>.
- Pinardi, N., A. Bonazzi et al. (2011). «Ocean ensemble forecasting. Part II: Mediterranean forecast system response.» In: *Meteorol. Soc.* 137, pp. 879–893.
- Pinardi, N. e G. Coppini (2010). «Operational oceanography in the Mediterranean Sea: the second stage of development». In: *Ocean Science* 6.1, pp. 263–267. DOI: 10.5194/os-6-263-2010. URL: <https://www.ocean-sci.net/6/263/2010/>.
- Pinardi, N. e E. Masetti (2000). «Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review». In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158.3, pp. 153–173. ISSN: 0031-0182. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00048-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00048-1). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018200000481>.
- Pinardi, N., M. Zavatarelli et al. (2015). «Mediterranean Sea large-scale low-frequency ocean variability and water mass formation rates from 1987 to 2007: A retrospective analysis». In: *Progress in Oceanography* 132. Oceanography of the Arctic and North Atlantic Basins, pp. 318–332. ISSN: 0079-6611. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.11>.

003. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S007966111300222X>.
- Pujol, M.-I. e G. Larnicol (2005). «Mediterranean sea eddy kinetic energy variability from 11 years of altimetric data». In: *Journal of Marine Systems* 58.3, pp. 121–142. ISSN: 0924-7963. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.07.005>. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796305001442>.
- R. Robinson, Allan e Maryam Golnaraghi (1994). «Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples». In: *The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean Sea* 419, pp. 255–306.
- Robinson, A. R. e M. Golnaraghi (1993). «Circulation and dynamics of the Eastern Mediterranean Sea; quasi-synoptic data-driven simulations». In: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 40.6, pp. 1207–1246. ISSN: 0967-0645. DOI: [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(93\)90068-X](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90068-X). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/096706459390068X>.
- Robinson, Allan R. et al. (1987). «Small synoptic/mesoscale eddies and energetic variability of the eastern Levantine basin». In: *Nature* 327.6118, pp. 131–134. ISSN: 0028-0836.
- Robinson, A.R., M. Golnaraghi et al. (1991). «The eastern Mediterranean general circulation: features, structure and variability». In: *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 15.3. The Mediterranean Sea, pp. 215–240. ISSN: 0377-0265. DOI: [https://doi.org/10.1016/0377-0265\(91\)90021-7](https://doi.org/10.1016/0377-0265(91)90021-7). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0377026591900217>.

- Robinson, A.R., J. Sellschopp et al. (1999). «The Atlantic Ionian Stream». In: *Journal of Marine Systems* 20.1, pp. 129–156. ISSN: 0924-7963. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00079-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00079-7). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796398000797>.
- Roether, Wolfgang et al. (1996). «Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters». In: 271.5247, pp. 333–335. DOI: 10.1126/science.271.5247.333.
- Storto, A., S. Masina e A. Navarra (2015). «Evaluation of the CMCC eddy-permitting global ocean physical reanalysis system (C-GLORS, 1982–2012) and its assimilation components». In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142.695, pp. 738–758. DOI: 10.1002/qj.2673. URL: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.2673>.
- Tonani, M. et al. (2008). «A high-resolution free-surface model of the Mediterranean Sea». In: *Ocean Science* 4.1, pp. 1–14. URL: <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00298351>.
- Wunsch, Carl e E M. Gaposchkin (1980). «On using satellite altimetry to determine the general circulation of the ocean with applications to Geoid improvement». In: *Reviews of Geophysics - REV GEOPHYS* 18, pp. 725–745.
- Zodiatis, G., P. Drakopoulos et al. (2005). «Variability of the Cyprus warm core Eddy during the CYCLOPS project». In: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 52.22. On the Nature of Phosphorus Cycling and Limitation in the Eastern Mediterranean, pp. 2897–2910. ISSN: 0967-0645. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2005.08>.

020. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0967064505002092>.

Zodiatis, G., D. Hayes et al. (2010). «The Cyprus warm eddy and the Atlantic water during the CYBO cruises (1995–2009)». In: *Rapp. Commun. Mer Mediterr.* 39, p. 202.

Zodiatis, George, Athanasios Theodorou e Andreas Demetropoulos (1998). «Hydrography and circulation south of Cyprus in late summer 1995 and in spring 1996». In: *Oceanologica Acta* 21.3, pp. 447–458. ISSN: 0399-1784. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(98\)80029-7](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(98)80029-7). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0399178498800297>.