Alma Mater Studiorum Università di Bologna

Scuola di Scienze Corso di laurea in Scienze Ambientali

EVOLUZIONE TEMPORALE DELLA VENTILAZIONE DELLE ACQUE PROFONDE DEL MARE MEDITERRANEO

Tesi di laurea in Analisi Dati Oceanografici e Modellistica Numerica

Relatore: Prof. Marco Zavatarelli

Presentata da Elisa Pasi

III sessione Anno Accademico 2014/2015

A te, uomo libero, sempre sarà caro il mare! Il mare è il tuo specchio, la tua anima contempli nel movimento infinito delle sue onde né meno amaro è il gorgo del tuo spirito.

[...]

Entrambi siete oscuri e discreti: nessuno ha misurato il tuo fondo d'abisso, uomo, e nessuno conosce le tue intime ricchezze, mare, gelosi custodi dei vostri segreti come siete!

L'uomo e il mare, Charles Baudelaire

Ringraziamenti

Il primo ringraziamento va al Professor Marco Zavatarelli, relatore di questa tesi, per il tempo e la disponibilità che mi ha dedicato nella realizzazione di questo lavoro.

Grazie anche al gruppo di lavoro dei laboratori SINCEM: in primo luogo grazie al Dott. Luca Giacomelli, per il suo indispensabile supporto tecnico, ma grazie anche alla Dott.ssa Simona Simoncelli e alla Dott.ssa Giulia Mussap per il loro sostegno tecnico e morale e per gli utili consigli.

Un ringraziamento speciale va ai miei genitori, che mi hanno sempre appoggiata incondizionatamente, e che mi hanno reso l'adulta che sono diventata; grazie per la vostra pazienza. Grazie anche ad Andrea e Lorenzo, che più di tutti mi hanno sopportata e sostenuta, incoraggiandomi a dare il meglio anche nei momenti difficili.

Infine, ringrazio i miei compagni di studi, per essermi stati vicini e per aver affrontato insieme questa avventura.

Abstract

Il seguente studio ha lo scopo di descrivere quello che è stato l'andamento della concentrazione di ossigeno nelle acque profonde del Mediterraneo, in particolare del Mediterraneo Orientale, in relazione alle variazioni di temperatura e salinità osservate nel periodo 1970-1999. Per fare ciò si sono analizzati i dati raccolti di temperatura, salinità e ossigeno disciolto, attraverso la costruzione di grafici e diagrammi di diversa natura, che potessero fornire una visione quanto più completa possibile dell'andamento di queste proprietà nei periodi precedenti, contemporanei e successivi al fenomeno dell'Eastern Mediterranean Transient. In seguito all'analisi e al confronto dei dati di concentrazione di ossigeno con le altre proprietà idrologiche considerate, si è concluso che la variazione della ventilazione nel Mediterraneo Orientale ha subito una forte aumento, causato sia dalla modifica della zona di formazione di acque dense, sia dal cambiamento nella circolazione termoalina in questa parte del Mare Mediterraneo.

Sommario

1. Introduzione	6
1.1 Circolazione termoalina del Mediterraneo	6
1.2 Formazione di acque profonde nel Mediterraneo	9
1.3 Eastern Mediterranean Transient	
2. Dati e Metodi	14
2.1 Analisi oggettiva e sezioni verticali	17
3. Discussione dei Dati Ottenuti	20
3.1 Periodo 1970-1979	
3.2 Periodo 1980-1984	
3.3 Periodo 1985-1989	
3.4 Periodo 1990-1999	
3.5 Variazione della concentrazione profonda di ossigeno	
4. Conclusioni	32
Bibliografia	34

1. Introduzione

La ventilazione, ossia il trasporto di ossigeno negli strati profondi del Mare Mediterraneo, dipende dalla dinamica verticale delle masse d'acqua, in particolare dal processo di formazione delle acque profonde.

In questo lavoro si è cercato di valutare le variazioni della distribuzione profonda delle concentrazioni di ossigeno disciolto, con particolare riferimento ai cambiamenti della circolazione termoalina e all'origine delle masse d'acqua dense, avvenuti nel Mediterraneo Orientale nell'ultimo ventennio del XX secolo.

L'analisi effettuata è basata su archivi storici di dati idrologici.

Il lavoro è stato organizzato come segue:

- in questa introduzione sono descritti in generale la circolazione del Mare Mediterraneo e il processo di formazione delle acque profonde; è inoltre fornita una breve descrizione del fenomeno del cosiddetto "Eastern Mediterranean Transient" (EMT);
- nel secondo capitolo sono stati descritti i dati raccolti e i metodi con cui questi sono stati organizzati e analizzati, con particolare riferimento al metodo dell'analisi oggettiva, che è stato utilizzato per stimare i campi di temperatura, salinità e concentrazione di ossigeno disciolto;
- nella terza parte sono esposti i principali risultati ottenuti, attraverso la descrizione dei grafici realizzati;
- nel capitolo finale sono riassunte le conclusioni che si sono tratte dall'analisi compiuta.

1.1 Circolazione termoalina del Mediterraneo

Il Mar Mediterraneo (Figura 1.1) è un mare semichiuso, collegato all'Oceano Atlantico attraverso lo stretto di Gibilterra e al Mar Nero attraverso il Mare di Marmara. È suddiviso in due sottobacini, Mediterraneo Occidentale e Mediterraneo Orientale, separati dal Canale di Sicilia.



Figura 1.1 - Sottobacini del Mar Mediterraneo. Da: Zavatarelle & Mellor, 1995.

La circolazione del Mediterraneo è influenzata dal bilancio negativo di calore e acqua dolce: la perdita netta di acqua dolce e calore per evaporazione viene bilanciata dal flusso di calore e massa attraverso lo Stretto di Gibilterra. In particolare il bilancio negativo di calore e acqua dolce corrisponde ad una perdita netta annua rispettivamente di 5 W m⁻² e 0.7 m anno⁻¹ (Pinardi, *et al.*, 2013).

Si possono distinguere su tutto il bacino tre diverse masse d'acqua sovrapposte (Figura 1.2), caratterizzate da diversi valori medi di temperatura, salinità e ossigeno disciolto: acque superficiali, acque intermedie e acque profonde.

La massa d'acqua superficiale è di origine Atlantica (MAW: Modified Atlantic Water in Figura 1.2) e occupa lo strato fino ai 75 metri di profondità, creando una corrente che attraversa da ovest verso est l'intero Mediterraneo, e che si differenzia dalle acque sottostanti per il suo minimo di salinità. Nel loro percorso, le acque superficiali entranti dallo stretto di Gibilterra sono soggette a evaporazione e a mescolamento con le acque sottostanti, il cui effetto combinato genera un progressivo aumento di salinità. I valori di salinità delle acque superficiali vanno, infatti, da 36.25 psu in corrispondenza dell'ingresso delle acque atlantiche nel Mediterraneo (Mare di Alboran, Figura 1.1), a 37.25 psu nel Canale di Sicilia, fino a raggiungere valori anche maggiori di 38.50 psu nelbacino di Levante (Zavatarelli & Mellor, 1995).

È appunto nel nord del bacino di Levante (a sud dell'isola di Rodi, Figura 1.1) che si generano le acque intermedie, dette Acque Levantine Intermedie (LIW: Levantine Intermediate Water in Figura 1.2). La loro formazione avviene prevalentemente in corrispondenza della struttura di circolazione ciclonica di Rodi; in questa zona, nel periodo

estivo, la superficie è occupata da una massa d'acqua calda e salata, che si raffredda durante il periodo invernale sotto l'azione di venti freddi e secchi, con conseguente aumento della densità. Nei mesi di febbraio e marzo queste acque superficiali, caratterizzate quindi da basse temperature ed elevata salinità, sprofondano e si mescolano con l'acqua dello strato sottostante (Lascaratos et al., 1999). Queste si diffondono da est verso ovest nello strato compreso tra i 200 e i 400 metri di profondità nel Mediterraneo Orientale e tra i 300 e 700 metri nel Mediterraneo Occidentale. Nella zona di formazione, le Acque Intermedie Levantine hanno una salinità di 39.10 psu, mentre nella zona dello Stretto di Sicilia, la salinità diminuisce fino a valori medi di 38.70 psu. Questo strato d'acqua intermedio è identificabile, grazie al massimo di salinità che lo caratterizza, su tutto il bacino del Mediterraneo. Nel Mediterraneo Occidentale, le acque di origine Levantina fluiscono fuori dallo stretto di Gibilterra, in corrispondenza del quale si hanno quindi due correnti sovrapposte e di direzione opposta. Una secondaria massa d'acqua intermedia è la cosiddetta Cretan Intermediate Water (CIW), che costituisce il flusso in uscita dal Mar Egeo e forma uno strato al di sotto delle acque intermedie levantine (profondità maggiori dei 1000 metri), particolarmente evidente a sud di Creta e lungo le coste occidentali della Grecia (Lascaratos, et al., 1999).

Le acque profonde (dai 1500 metri) del Mediterraneo Occidentale (WMDW: West Mediterranean Deep Water in Figura 1.2) e del Mediterraneo Orientale (EMDW: Eastern Mediterranean Deep Water in Figura 1.2) sono separate dal Canale di Sicilia, che ha una profondità massima di 330 metri e che quindi impedisce il mescolamento delle due masse d'acqua. Questo fa sì che si trovino caratteristiche diverse nelle acque profonde dei due sottobacini, in particolare temperatura, salinità e densità sono più basse nel Mediterraneo Occidentale (Wust, 1961).



1.2 - Schema della distribuzione delle masse d'acqua. Da: Zavatarelli & Mellor, 1995.

1.2 Formazione di acque profonde nel Mediterraneo

Il processo di formazione di acque profonde permette lo scambio di proprietà fisiche e biogeochimiche tra acque superficiali e profonde. Questo processo avviene solo in determinate zone del Mediterraneo, dove le acque superficiali, ricche di ossigeno e caratterizzate da un'elevata salinità, diventano sufficientemente dense, in seguito al raffreddamento durante il periodo invernale, da sprofondare, mescolandosi poi con le acque più profonde (Lascaratos, *et al.*, 1999). Si tratta di un processo che ha luogo in generale durante i mesi di febbraio e marzo, quando masse d'aria fredde provenienti da nord raffreddano la superficie oceanica fino a temperature da 10°C a 12.5°C (Wust, 1961).

Statisticamente le principali zone di formazione di acque dense nel Mediterraneo Occidentale e nel Mediterraneo Orientale sono rispettivamente il Golfo del Leone e il Mar Adriatico Meridionale, mentre il Mar Egeo è stato ritenuto svolgere un ruolo marginale.

Come detto sopra, la principale zona di formazione di acque profonde nel bacino occidentale del Mediterraneo è il Golfo del Leone. Il processo avviene in concomitanza con forti eventi di Maestrale, che persistono per alcuni giorni e che sono tipici dei mesi invernali. Questi venti freddi e secchi provenienti dal nord causano l'affondamento e il mescolamento delle acque superficiali, fino a profondità che vanno dai 1200 ai 1500 metri. La formazione di acque profonde in questa zona è favorita anche dall'esistenza di una struttura ciclonica permanente, oltre che dalla presenza delle acque salate intermedie di origine levantina. La massa d'acqua che ne risulta è caratterizzata da una temperatura di circa 12.70°C e una salinità di 38.40 psu (Zavatarelli & Mellor, 1995).

Il meccanismo di formazione di acque dense che avviene nel Mediterraneo Orientale è analogo: dalla convezione verticale e dal mescolamento delle acque superficiali e intermedie dell'Adriatico Meridionale, caratterizzate da un'elevata salinità, si origina uno strato profondo molto ricco di ossigeno e di densità elevata (Wust, 1961). Al suo punto di formazione questa massa d'acqua ha una temepratura tipica di 12.6°C e una salinità di circa 38.70 psu, mentre alle maggiori profondità della parte centrale del Mar Ionio (profondità maggiori ai 4000 m), raggiunge una temperatura di 13.15°C; da qui fluisce verso est, infiltrandosi nello strato più profondo (al di sotto dei 1200 metri, Roether, *et al.*, 1996) del bacino del Mar di Levante, caratterizzato da acque molto omogenee in temperatura e salinità (13.27°C, Wust, 1961 e 38.663 psu, Lascaratos, *et al.*, 1999). Le acque dense formate nella parte settentrionale dell'Adriatico e le acque intermedie levantine contribuiscono solo in minima parte alle acque profonde del sottobacino meridionale: le acque poco profonde del nord Adriatico diventano più dense durante l'inverno, come risultato del raffreddamento e dell'evaporazione associati

alle condizioni metereologiche locali; l'acqua densa fluisce così da nord verso il centro e il sud Adriatico, seguendo la costa occidentale (Lascaratos, *et al.*, 1999). Le acque profonde formate nel nord Adriatico, tuttavia, non sono coinvolte nel flusso verso il Mar Ionio, o lo sono in minima parte (Zavatarelli & Mellor, 1995).

Come già accennato, il Mar Egeo è coinvolto solo nella formazione di acque intermedie (CIW): sebbene le acque profonde prodotte nel sud Egeo siano più dense, la loro deposizione negli strati più profondi del resto del bacino orientale è impedita dal mescolamento con acque meno dense durante la loro fuoriuscita verso est (Roether, *et al.*, 1996).

1.3 Eastern Mediterranean Transient

La configurazione sopra descritta rappresenta la situazione del Mediterraneo Orientale osservata fino alla prima metà degli anni Ottanta. Successivamente condizioni meteo-marine particolari hanno portato all'alterazione della circolazione termoalina nel bacino orientale del Mediterraneo.

Si ipotizza che questa variazione sia avvenuta a partire dal 1989, quando si è osservato, nelle acque profonde del Mar di Creta, un aumento di salinità, più accentuato sul fondo e sempre meno marcato in acque meno profonde (Figura 1.3), segno dell'intrusione di acque dense provenienti dal Mar Egeo (Roether, 1996). Il Mar Egeo ha prodotto acque salate e relativamente calde, dette Cretan Deep Water, CDW (Theocharis, *et al.*, 2002), che hanno sostituito la maggior parte delle acque profonde di provenienza adriatica del bacino orientale del Mediterraneo; di questo si è potuto avere un riscontro evidente attraverso il confronto dei diagrammi T-S per il 1987 e per il 1995, riportati in Figura 1.4 per il Mar Ionio Orientale e per il Mar di Levante (Lascaratos, *et al.*, 1999). I diagrammi T-S mostrano, nel 1995, un'inversione di temperatura e salinità; nel Mar Ionio Occidentale, invece, è inizialmente stata osservata solo una diminuzione di salinità a medie profondità.



Figura 1.3 - Sezione di salinità lungo il Mediterraneo Orientale nel 1987 (sopra) e nel 1995 (sotto). Da: Lascaratos et al., 1999.



Figura 1.3 - Diagrammi T/S per il 1987 (linea sottile) e per il 1995 (linea grossa). Da: Lascaratos, at al., 1999.

I maggiori fattori che hanno portato all'alterazione della circolazione del Mediterraneo Orientale sono riconducibili ad anomalie nel bilancio di calore e acque dolci in corrispondenza di peculiari condizioni atmosferiche e all'interruzione della normale

comunicazione tra Mar Ionio e Mar di Levante come risultato dello sviluppo di una particolare corrente nel passaggio di Creta (fra Creta ed il Peloponneso); nel 1987 la CIW viene infatti deviata fuori dallo Stretto dell'Arco di Creta e a sud di Creta, nello strato compreso tra i 700 e i 1100 metri, diffondendosi su gran parte del Mar Ionio alla stessa profondità dell'acqua intermedia di orgine levantina, bloccando la rotta di quest'ultima verso ovest (Theocharis, et al., 2002). Relativamente alle peculiari condizioni atmosferiche che hanno influito sul bilancio di calore e acqua dolce, queste sono state osservate nel periodo tra il 1989 e il 1993 e sono state identificate nell'inverno freddo del 1987, nel periodo estremamente secco tra il 1989 e il 1990 e tra il 1992 e il 1993, e nell'inverno estremamente rigido del 1992-1993 (Lascaratos, et al., 1999). Queste condizioni hanno portato quindi all'aumento di salinità nel Mar di Creta e, conseguentemente, alla diminuzione di temperatura; il risultato è stato la fuoriuscita, attraverso lo Stretto dell'Arco di Creta, di una massa d'acqua sufficientemente densa da intromettersi nelle acque profonde presenti negli strati sottostanti, caratterizzata da una salinità più elevata rispetto all'acqua profonda di origine adriatica. I valori di temperatura e salinità che caratterizzano la massa d'acqua uscente dal Mar Egeo sono rispettivamente 14.4°C e 39.05 psu (Roether, et al., 2007). L'aumentata produzione di acque profonde ha implicato un accumulo di masse d'acqua più salate nello strato più profondo del bacino che, a sua volta, ha portato, insieme ad una diminuita formazione di CIW, ad una diminuzione di salinità nello strato sovrastante (Lascaratos, et al., 1999).

La produzione di nuove acque profonde è stata, inoltre, la cuasa di una sostanziale risalita degli strati d'acqua intermedi, che ha provocato un aumento della concentrazione di nutrienti nella colonna d'acqua superficiale e una diminuzione nelle acque profonde, con conseguente andamento opposto della concentrazione di ossigeno. La Figura 1.5 mostra la concentrazione di ossigeno lungo una sezione del Mediterraneo Orientale nel 1987 (Figura 1.5.a) e nel 1995 (Figura 1.5.b). La concentrazione di ossigeno nella parte più occidentale della prima sezione (Figura 1.5.a) presenta un aumento nello strato più profondo; questo aumento di ossigeno disciolto rispetto allo strato sovrastante è un segnale della ventilazione di origine adriatica delle acuqe profonde del bacino orientale del Mediterraneo caratteristico per questo periodo. Nella sezione che raffigura la concentrazione di ossigeno disciolto; inoltre scompare il segnale della ventilazione di origine adriatica, ma subentra al suo posto il segnale della ventilazione di origine egea: si osserva, infatti, un aumento della concentrazione di ossigeno nella zona a sud del Peloponneso.

A partire dal 2001 si nota un'aumentata salinità anche nel Mar Ionio occidentale, segno dell'ulteriore propagazione dell'Eastern Mediterranean Transient in tutto il Mediterraneo Orientale. Nel bacino di Levante, invece, l'inversione di temperatura e salinità è ancora presente, anche se in misura minore e sebbene la distribuzione di queste proprietà sia diventata più uniforme, mostrando una diminuzione di temperatura e salinità nello strato più profondo; questo è attribuito al mescolamento veriticale, orizzontale, o al contatto con altre massa d'acqua (Roether, *et al.*, 2007).



Figura 1.4 - Sezione di Ossigeno lungo il Mediterraneo Orientale nel 1987 (a) e nel 1995 (b). Cerchiato in azzurro: segnale della ventilazione adriatica (a) e segnale della ventilazione egea (b). Da: Lascaratos, et al., 1999.

Distance [km]

2. Dati e Metodi

I dati utilizzati sono stati ottenuti dalla banca dati SeaDataNet (http://www.seadatanet.org), che raccoglie i dati provenienti da 90 centri dati oceanografici nazionali e centri dati marini di 35 stati distribuiti sulle coste di tutti i mari europei.

Questa banca dati permette di selezionare i dati applicando dei filtri di ricerca. Per questa ricerca sono stati estratti dati provenienti da imbarcazioni di ricerca nel Mediterraneo, dal 1970 al 2010, e che fornissero contemporaneamente i valori di profondità (o pressione), temperatura, salinità e ossigeno disciolto.

Inizialmente i dati ottenuti sono stati visualizzati e organizzati utilizzando il software Ocean Data View (ODV, <u>http://odv.awi.de</u>). Grazie ad ODV, sui dati si sono effettuati due tipi di conversione: in primo luogo si sono trasformati i dati di pressione (espressi in dbar) in dati di profondità (in metri), e secondariamente si sono convertiti i dati di concentrazione di ossigeno, inizialmente espressi in ml/l, in µmol/l.

Si sono poi divisi i dati per periodi più brevi (in decadi e/o quinquenni) e, vista la distribuzione temporale e spaziale dei dati (si veda la Figura 2.1), si è deciso di tenere in considerazione solo i dati dal 1970 al 1999 e i dati riguardanti il Mediterraneo Orientale.



Figura 2.1 - Distribuzione temporale dei dati.

La Figura 2.2 mostra la distribuzione spaziale dei dati dal 1970 al 1999; questi sono stati divisi in periodi più brevi, riassunti in Figura 2.3: 1970-1979 (a), 1980-1984 (b), 1985-1989 (c) e 1990-1999 (d).



Figura 2.2 - Distribuzione spaziale dei dati nel periodo 1970 – 1999.



Figura 2.3 - Distribuzione spaziale dei dati. a: 1970-1979, b: 1980-1984, c: 1985-1989, d: 1990-1999.

Come è chiaramente visibile dalle mappe in figura, i dati non sono distribuiti in uguale modo nei quattro periodi considerati, e l'individuazione di zone ricche di dati, comuni a tutte le mappe, non è sempre stato possibile. Dopo aver isolato i dati delle aree di interesse, più o meno regolari, si sono estratti i dati da ODV in formato NetCDF. L'estrazione e la successiva elaborazione hanno riguardato solo quei dati che, internamente al dataset SeaDataNet, hanno superato tutti i controlli di qualità.

Per lo studio delle acque profonde del Mediterraneo Orientale, si sono considerate le aree di formazione di acque profonde, la zona in cui si è verificato l'EMT e le zone in cui si sta propagando; questa comprende: Mar di Creta, Mar Ionio e, laddove erano disponibili i dati, la parte più occidentale del bacino di Levante. Per quanto riguarda il Mediterraneo Occidentale, la bibliografia non ha evidenziato nessun cambiamento significativo nella variazione della ventilazione dello strato profondo. L'unico evento registrato è avvenuto tra il 2004 e il 2006 (Schroeder, *et al.*, 2008), ma la distribuzione dei dati per questo periodo si limita ad alcune zone costiere del Nord Adriatico; ciò ha reso impossibile lo studio di questo evento in questo contesto.

La parte di elaborazione dei dati è stata eseguita utilizzando il software scientifico Matlab©. Sono stati costruiti i seguenti tipi di grafici e mappe:

- diagrammi che mettono in relazione la variazione di temperatura con la variazione della concentrazione di ossigeno (diagrammi T-O) e diagrammi salinità-ossigeno, che permettono l'osservazione della variazione dell'ossigeno disciolto al variare della salinità (diagrammi S-O);
- analisi spaziali di campi di temperatura, salinità e concentrazione di ossigeno attraverso il metodo dell'analisi oggettiva;
- diagrammi di Hovmoller, che mostrano la variazione spaziale e temporale delle proprietà considerate lungo una sezione verticale.

Per la costruzione dei diagrammi T-O e S-O si sono tenuti in considerazione i dati presenti lungo la sezione A, situata nel Mar Egeo Meridionale, e nella zona B, situata nel Mar Ionio (Figura 2.4).



Figura 2.4 - Zona A e zona B utilizzate per la costruzione di diagrammi T-O e S-O (mappa con i dati del 1970-1999).

2.1 Analisi oggettiva e sezioni verticali

L'analisi oggettiva è un metodo che permette di stimare campi oceanografici su una griglia regolare, partendo da osservazioni distribuite non uniformemente nello spazio. Il metodo che viene utilizzato è quello dei minimi quadrati e sono necessarie alcune assunzioni: il campo preso in esame deve essere stazionario ed omogeneo; inoltre la funzione di correlazione deve essere omogenea. Questa consiste in una funzione analitica isotropa ed indipendente dal tempo ed è definita come:

$$F(r) = \left(1 - \frac{r^2}{a^2}\right) \exp\left(-\frac{r^2}{2b^2}\right)$$

dove a è la distanza di de-correlazione, b è la distanza di decadimento e r è la distanza tra due punti. È quindi evidente come due osservazioni vicine abbiano maggiore influenza rispetto a due osservazioni distanti l'una dall'altra (Montanari, *et al.*, 2006).

In questo lavoro è stata eseguita l'analisi oggettiva nella zona del Mediterraneo Orientale compresa tra 33° e 38° N e tra 15° e 30° E, evidenziata in Figura 2.5, e si è effettuata per tutti e quattro i periodi, e per tutte e tre le proprietà di nostro interesse, ogni 100 metri di profondità nello strato tra i 1000 e i 3000 metri.

Prima di procedere con l'analisi oggettiva, si è dovuta quindi compiere un'interpolazione lineare dei dati, che permettesse di individuare i valori delle proprietà considerate alle profondità desiderate, anche dove queste non sono state misurate direttamente; si tratta, infatti, di una media ponderata tra il valore della proprietà misurato al di sopra e al di sotto del punto richiesto.



Figura 2.5 - Area del Mediterraneo Orientale su cui si è effettuata l'analisi oggettiva (dati del periodo 1970-1999).

Per trovare la rappresentazione più significativa dei campi analizzati nell'area selezionata, si sono compiuti diversi esperimenti, variando alcuni parametri del metodo oggettivo; per definire tali parametri bisogna, infatti, tenere conto di diversi fattori, quali l'estensione dell'area che si vuole analizzare e la distanza media tra i punti di campionamento dei dati. I parametri che si sono modificati sono:

- la lunghezza di de-correlazione (a);
- la lunghezza di decadimento (b);
- il numero di osservazioni considerate per stimare il campo in un punto (NPTINF)
- il numero dei punti influenzali da considerarsi (Limit)
- il raggio influenzale di un singolo punto (Dist).

Dopo una serie di esperimenti, si è concluso che i parametri più adatti all'analisi dei dati di nostro interesse fossero i seguenti:

a (km)	b (km)	NPTINF	Limit	Dist (km)	Risoluzione
250	175	10	5	150	1/8 °

Al fine di minimizzare l'errore nella rappresentazione del campo attraverso l'utilizzo dell'analisi oggettiva, si mascherano, nel campo ottenuto, i dati soggetti ad un errore superiore al 30%; l'errore, infatti, aumenta all'aumentare della distanza dal punto di osservazione.

Nel capitolo successivo, dedicato alla discussione dei grafici ottenuti, saranno riportate le mappe dei campi mascherati effettuate ai 1000, 1500 e, per alcuni periodi, a 2500 metri di profondità.

Per quanto riguarda la costruzione delle sezioni verticali, si sono utilizzati tutti i campi ottenuti tramite analisi oggettiva, dai 1000 ai 3000 metri, e si sono considerati solo i punti posti alla latitudine di 35,5°N. Si sono ottenuti quindi dei diagrammi di Hovmoller con la longitudine sull'asse x e la profondità sull'asse y.

3. Discussione dei Dati Ottenuti

3.1 Periodo 1970-1979

In Figura 3.1 sono riportate le mappe di temperatura e salinità ottenute per il 1970-1979 attraverso l'analisi oggettiva, a 1000 (a, c) e 1500 metri di profondità (c, d).



Figura 3.1 - Mappe dei campi di temperatura (a, b) e salinità (c, d) per il 1970-1979 a 1000 (a, c) e 1500 m (b, d).

Le mappe confermano quanto detto in precedenza: le acque profonde del Mar di Creta sono caratterizzate da temperatura e salinità elevate; queste proprietà si perdono gradualmente durante la fuoriuscita della massa d'acqua verso il Mar di Levante a causa del mescolamento con acque meno dense. Il flusso d'acqua uscente verso est va a formare la Cretan Intermediate Water (CIW, cfr sezione 1.1, Roether, *et al.*, 1996).

La Figura 3.2 mostra la concentrazione di ossigeno per lo stesso periodo, a 1000 (a), 1500 (b) e 2500 (c) metri di profondità. Relativamente alle prime due mappe (riguardanti i campi a 1000 e 1500 metri di profondità, Figure 3.2.a e 3.2.b), si nota anche per l'ossigeno una concentrazione più elevata nel Mar di Creta, ulteriore segno del processo di formazione di acque intermedie in questa zona. La mappa relativa ai 2500 metri di profondità (Figura 3.2.c) mostra un aumento di ossigeno nella parte più a nord dell'area considerata; questa elevata concentrazione di ossigeno indica la provenienza adriatica delle acque profonde del Mediterraneo Orientale.



Figura 3.2 - Mappe dei campi di concentrazione di ossigeno per il 1970-1970 a 1000 (a), 1500 (b) e 2500 m (c).



Figura 3.3 - Sezioni verticali di temperatura (a) e salinità (b) tracciate a 35,5°N nello strato tra 1000 e 3000 m. (1970-1979).

In Figura 3.3 sono riportate le sezioni verticali tracciate a 35,5° N per la temperatura (Figura 3.3.a) e la salinità (Figura 3.3.b), nello strato tra i 1000 e i 3000 metri di profondità. Il mare di Creta è distinguibile, nelle sezioni, per i massimi di temperatura e salinità che lo caratterizzano

3.2 Periodo 1980-1984

Una situazione simile per la temperatura, la salinità e l'ossigeno disciolto è stata osservata anche per il periodo successivo. La Figura 3.4 mostra le mappe dei campi di temperatura, salinità e concentrazione di ossigeno per il quinquennio 1980-1984 a 1000 (a, c, e) e 1500 (b, d, f) metri di profondità.



Figura 3.4 - Mappe dei campi di temperatura (a, b), salinità (c, d) e concentrazione di ossigeno (e, f) a 1000 m (a, c, e) e a 1500 m (b, d, f), per il 1980-1984.

Le mappe a 1000 metri di profondità (Figure 3.4.a, 3.4.c e 3.4.e) mostrano, per questo periodo, un aumento di temperatura, salinità e concentrazione di ossigeno a est del Mar di Creta, a sud del Peloponneso, segno di una leggera fuoriuscita, a profondità intermedie, di acque provenienti dall'Egeo. Come è ben visibile anche dalle sezioni di temperatura e salinità (Figure 3.5.a e 3.5.b), a 1500 metri l'influenza di questa massa d'acqua nel Mar Ionio non è

già più presente. Anche le mappe di concentrazione dell'ossigeno (Figure 3.4.e e 3.4.f) evidenziano una ventilazione di origine egea a profondità intermedie e una ventilazione di origine adriatica a maggiori profondità.



Figura 3.5 - Sezioni verticali di temperatura (a) e salinità (b) tracciate a 35,5°N (1980-1984).

Le mappe e le sezioni verticali per i due periodi fino ad ora osservate possono essere considerate rappresentative per la distribuzione "pre-EMT" delle proprietà esaminate. Le mappe e sezioni successive mostrano, invece, la variazione di temperatura, salinità e concentrazione di ossigeno per il periodo contemporaneo (1985-1989) e successivo (1990-1999) all'EMT.

3.3 Periodo 1985-1989

La Figura 3.6 riporta i campi di temperatura, salinità e ossigeno per il periodo 1985-1989 a 1000 (a, c, e) e 1500 metri (b, d, f). Anche in questo caso, le immagini confermano quanto descritto in precedenza: la ventilazione di origine adriatica, che prima era ben visibile nella parte più a nord dell'area considerata (Figura 3.2.c e Figura 3.4.f), non è più presente, conseguenza del fatto che le acque profonde provenienti dal sud Adriatico sono state sostituite da una massa d'acqua più salata e più calda, la CDW, di origine egea (Lascaratos, *et al.*, 1999). Questa massa d'acqua fuoriesce dall'Arco di Creta e si propaga a sud e ad est di Creta e, in generale, in tutto il bacino orientale, dove si riscontrano valori di temperatura e salinità (riportate in Figura 3.7) mostrano in maniera più chiara l'aumento di queste due proprietà lungo tutta la sezione verticale nella zona corrispondente al Mar di Creta (compreso circa tra 26 e 27,5 °E) e evidenziano maggiormente il conseguente aumento di temperatura e salinità in tutta l'area studiata.



Figura 3.6 - Mappe dei campi di temperatura (a, b), salinità (c, d) e concentrazione di ossigeno (e, f) a 1000 m (a, c, e) e a 1500 m (b, d, f), per il 1985-1989.



Figura 3.7 - Sezioni verticali di temperatura (a) e salinità (b) tracciate a 35,5°N (1985-1989).

3.4 Periodo 1990-1999

In Figura 3.8 sono rappresentate le mappe dei campi di temperatura, salinità e concentrazione di ossigeno a 1000 (a, c, e) e 1500 metri (b, d, f), ottenute per il periodo 1990-1999, durante il quale vi è stata la propagazione dell'EMT nel Mediterraneo Orientale. Si nota in entrambi i piani di profondità che sia la temperatura (Figure 3.8.a e 3.8.b) che la salinità (Figure 3.8.c e 3.8.d) sono aumentate ulteriormente rispetto al periodo precedente su tutta l'area considerata, in particolare a sud di Creta. Anche l'ossigeno (Figure 3.8.e e 3.8.f) ha subito un evidente aumento su tutta la parte di bacino considerata.



Figura 3.8 - Mappe dei campi di temperatura, salinità e concentrazione di ossigeno a 1000 m (sinistra) e a 1500 m (destra), per il 1990-1999.

Le sezioni verticali di temperatura e salinità sono riportate in Figura 3.9. Nella parte più profonda del Mar Ionio (sotto i 2100 metri circa) si osservano dei valori più elevati di temperatura e salinità; ciò conferma quanto asserito in precedenza: le acque più salate e più calde provenienti dal sud Egeo si sono depositate sul fondo del bacino (Lascaratos, *et al.*, 1999).



Figura 3.9 - Sezioni verticali di temperatura (a) e salinità (b) tracciate a 35,5°N (1990-1999).

3.5 Variazione della concentrazione profonda di ossigeno

La Figura 3.10 mostra l'evoluzione temporale delle concentrazioni di ossigeno per i quattro periodi considerati e lungo la sezione di latitudine 35,5° N.



Figura 3.10 - Sezioni verticali di concentrazione di ossigeno tracciate a 35,5° N per il 1970-1979 (a), 1980-1984 (b), 1985-1989 (c) e 1990-1999 (d).

Le due figure 3.10.a e 3.10.b sono, come detto, rappresentative della situazione del Mediterraneo Orientale prima dell'EMT. Nel periodo 1970-1979 (Figura 3.10.a), il Mar Ionio (15 - 22° E) è caratterizzato da valori più elevati di ossigeno disciolto rispetto al Mar di Levante (28 - 30° E), questo poiché risente maggiormente della ventilazione proveniente dal Mar Adriatico Meridionale. La sezione corrispondente al sud Egeo (26 - 27,5° E) è contraddistinta da una maggiore concentrazione di ossigeno, ma solo fino ai 1100 metri circa di profondità; questo poiché le acque dense formate in questa zona vanno a formare, in questo periodo, una massa d'acqua intermedia (CIW) (Roether, *et al.*, 1996).

La sezione del periodo successivo (1980-1984, Figura 3.10.b) mostra, nella parte meno profonda della colonna d'acqua considerata (dai 1000 ai 1400 metri), una leggera fuoriuscita, dal Mar Egeo, di acqua ben ventilata. Incrociando le informazioni derivanti dall'osservazione delle sezioni verticali (Figura 3.10.b) e delle mappe dei campi di ossigeno disciolto (Figure 3.4.e e 3.4.f), si evince che anche per il 1980-1984 la principale zona di formazione di acque profonde per questa zona è il Mare Adriatico.

Nel periodo 1985-1989 (Figura 3.10.c) si nota un generale aumento della concentrazione di ossigeno su tutta l'area considerata. Anche la sezione in corrispondenza del sud Egeo (26 – 27,5° E) mostra un aumento dell'ossigeno disciolto lungo tutta la colonna d'acqua, segno che lo strato ricco di ossigeno che prima raggiungeva solo uno strato intermedio, raggiunge ora lo strato più profondo. Da qui si diffonde su tutto il sottobacino orientale del Mediterraneo.

La Figura 3.10.d riporta, infine, la sezione verticale della concentrazione di ossigeno nel 1985-1989. L'aumento di ossigeno è ancora più marcato rispetto al periodo precedente, segno della propagazione dell'EMT. Si nota, inoltre, che, nella parte più occidentale della sezione, si ha un ulteriore aumento della concentrazione di ossigeno; ciò potrebbe indicare che una certa ventilazione di origine adriatica permane comunque, anche in seguito all'EMT.

Le figure che seguono riportano i diagrammi T-O e S-O, ottenuti per la sezione A e per la zona B (Figura 2.4). Dalla costruzione di questi grafici si è potuta studiare la variazione di ossigeno disciolto in relazione alle variazioni di temperatura e salinità nello strato più profondo della colonna d'acqua, cerchiato nei grafici. Sono assenti i diagrammi T-O e S-O del periodo 1990-1999 per la sezione A, poiché non era presente, in questa zona, un numero di dati che potesse essere significativo per l'intero periodo considerato.



Figura 3.11 – Diagrammi T-O per la sezione A per il 1970-1979 (a), 1980-1984 (b) e 1985-1989 (c). Zona cerchiata: valori di ossigeno e temperatura dello strato più profondo della colonna d'acqua.

La Figura 3.11 mostra i diagrammi T-O per la sezione A per i periodi 1970-1979 (Figura 3.11.a), 1980-1984 (Figura 3.11.b) e 1985-1989 (Figura 3.11.c). Come si è visto, i periodi 1970-1979 e 1980-1984 possono essere considerati rappresentativi di una situazione pre-EMT e i diagrammi per questi due periodi, di fatto, non mostrano differenze importanti. Nel terzo periodo si osserva, invece, un aumento della concentrazione di ossigeno, che, da valori compresi tra 140 e 180 μ mol/1 nel 1970-1979 e nel 1980-1984 (Figure 3.11.a e 3.11.b), si sposta verso un intervallo di valori più alti (175 – 200 μ mol/1) nel periodo 1990-1999 (Figura 3.11.c). La temperatura subisce uno spostamento verso destra molto meno marcato rispetto allo spostamento verso l'alto dell'ossigeno.

In Figura 3.12 sono riportati i diagrammi S-O per i periodi 1970-1979 (Figura 3.12.a), 1980-1984 (Figura 3.12.b) e 1985-1989 (Figura 3.12.c) ottenuti per la sezione A. Anche per la salinità si nota che i valori di salinità osservati per i primi due periodi (Figure 3.12.a e 3.12.b) non si discostano molto; si nota, poi, che lo spostamento verso valori più elevati di salinità avvenuti nel periodo 1985-1989 (Figura 3.12.c) è minore rispetto alla variazione della concentrazione di ossigeno.



Figura 3.12 - Diagrammi S-O per la sezione A per il 1970-1979 (a), 1980-1984 (b) e 1985-1989 (c). Zona cerchiata: valori di ossigeno e temperatura dello strato più profondo della colonna d'acqua.

La Figura 3.13 mostra i diagrammi T-O per i periodi 1970-1979 (Figura 3.13.a), 1980-1984 (Figura 3.13.b), 1985-1989 (Figura 3.13.c) e 1990-1999 (Figura 3.13.d) ottenuti, invece, per la zona B. Anche in questa area non si sono osservate variazioni significative di temperatura e concentrazione di ossigeno per i primi due periodi (Figure 3.13.a e 3.13.b). Per il 1985-1989 (Figura 3.13.c) è invece presente un evidente spostamento verso valori di temperatura e concentrazione di ossigeno più elevati (rispettivamente 13.5 – 14.4° C e 180 - 210 µmol/l); il diagramma risulta quindi più spostato verso destra e verso l'alto rispetto a quelli dei due periodi precedenti. Questo è ancora più evidente nel diagramma per il periodo 1990-1999 (Figura 3.13.d), che mostra come i dati siano distribuiti uniformemente in tutta la parte destra e alta del grafico, segno dell'ulteriore ossigenazione dello Ionio in questo periodo. Confrontando i diagrammi T-O in Figura 3.13 (Mar Ionio) e i grafici mostrati in Figura 3.11, che riguardano la sezione nel sud Egeo, si nota, nel Mar Ionio, una maggiore variazione dei valori sia di temperatura, sia di ossigeno disciolto nel periodo 1985-1989 rispetto ai periodi 1970-1979 e 1980-1984.



Figura 3.13 - Diagrammi T-O per la zona B per il 1970-1979 (a), 1980-1984 (b), 1985-1989 (c) e 1990-1999 (d). Zona cerchiata: valori di ossigeno e temperatura dello strato più profondo della colonna d'acqua.

La Figura 3.14 riporta i diagrammi S-O per i periodi 1970-1979 (Figura 3.14.a), 1980-1984 (Figura 3.14.b), 1985-1989 (Figura 3.14.c) e 1990-1999 (Figura 3.14.d) per la zona B. Anche per la salinità, in questa zona, si riscontra un maggiore aumento nel periodo 1985-1989 (Figura 3.14.c) rispetto ai periodi 1970-1979 e 1980-1984 (Figura 3.14.a e 3.14.b) e rispetto alla sezione nel Mar di Creta (sezione A, Figura 3.12.c). La salinità si sposta, infatti, da un intervallo di valori di 38.6 – 38.75 psu nei primi due periodi (Figure 3.14.a e 3.14.b) ad un intervallo di 38.65 – 38.82 psu nel periodo 1985-1989 (Figura 3.14.c), fino a valori di 38.65 – 38.9 nel 1990-1999 (Figura 3.14.d).



Figura 3.14 - Diagrammi S-O per la zona B per il 1970-1979 (a), 1980-1984 (b), 1985-1989 (c) e 1990-1999 (d). Zona cerchiata: valori di ossigeno e temperatura dello strato più profondo della colonna d'acqua.

4. Conclusioni

In questo lavoro si è discussa la variazione della concentrazione di ossigeno nelle acque profonde del Mare Mediterraneo, in particolare nel Mediterraneo Orientale, in relazione alla variazione di salinità e temperatura, avvenuta in seguito all'EMT.

Si è visto come la concentrazione di ossigeno nello strato profondo del Mediterraneo sia strettamente dipendente dal processo di formazione di acque dense e come la sua distribuzione dipenda dalla circolazione termoalina del Mediterraneo.

Dall'osservazione dei dati, resa possibile dalla costruzione di mappe dei campi delle proprietà studiate, sezioni verticali e diagrammi T-O e S-O, si è concluso che la concentrazione di ossigeno nella parte profonda del Mediterraneo Orientale, nel periodo che va dal 1970 al 1999, ha subito una forte variazione, causata sia dalla modificazione della zona di formazione di acque dense, sia dal cambiamento nella circolazione termoalina in questa parte del Mediterraneo.

Prima dell'EMT (periodi 1970-1979 e 1980-1984) la zona caratterizzata da una maggiore concentrazione di ossigeno era lo Ionio Meridionale, che risente della formazione di acque profonde che avviene del sud Adriatico; da qui l'ossigeno disciolto si disperde in tutto il sottobacino; altra zona caratterizzata da un'elevata concentrazione di ossigeno, anche se solo fino a profondità intermedie (1400 metri) è il sud-Egeo, ulteriore zona di formazione di acque intermedie (CIW, cfr sezione 1.1).

In seguito all'EMT, caratterizzato dalla formazione nell'Egeo Meridionale della CDW e che quindi ha causato la modifica della zona di formazione di acque profonde, si è vista un'aumentata concentrazione di ossigeno, accompagnato da un aumento di temperatura e salinità, sulla maggior parte del bacino orientale. La successiva propagazione dell'evento ha causato la variazione delle caratteristiche termoaline di tutto il Mediterraneo Orientale. I dati relativi ai periodi 1985-1989 e 1990-1999 mostrano quindi livelli di salinità maggiori e, nonostante un diffuso aumento di temperatura (che causa la diminuzione della solubilità dei gas), una maggiore ventilazione su tutto il sottobacino orientale del Mediterraneo.

L'aumento della concentrazione di ossigeno è da attribuirsi in primo luogo alla nuova zona di formazione di acque dense: il Mar Egeo è caratterizzato da una maggiore ventilazione rispetto al Mar Adriatico (Theocharis, *et al.*, 2002). In secondo luogo è da attribuire alla circolazione termoalina che ha permesso il mescolamento e la diffusione di questa massa d'acqua caratterizata da un'elevata salinità su tutto il Mediterraneo Orientale. Dall'osservazione dei

diagrammi T-O e S-O emerge infatti un generale spostamento, con gli anni, verso valori più elevati di tutte queste proprietà. La variazione più evidente è però avventuta in corrispondenza della zona B (Mar Ionio), nel periodo 1985-1989 e successivamente nel 1990-1999, dove si sono registrati i maggiori valori di temperatura, salinità e ossigeno disciolto nelle acque profonde del Mediterraneo Orientale.

Bibliografia

- Lascaratos, Roether, Nittis, & Klein. (1999). Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a rewie. *Progress in Oceanography*, 5-36.
- Montanari, Rinaldi, Pinardi, Simoncelli, & Giacomelli. (2006). *Le Correnti Costiere in Emilia-Romagna nel periodo 1995-2002*. Bologna: Arpa.
- Pinardi, Zavatarelli, Adani, Coppini, Fratianni, Oddo, et al. (2013). Mediterranean Sea large-scale low-frequency ocean variability and water mass formation rates form 1987 to 2007: A retrospective analysis. *Progress in Oceanography*, 318-332.
- Roether, Klein, Manca, Theocharis, & Kioroglou. (2007). Transient Eastern Mediterranean Deep Waters in Response to the Massive Dense-water Output of Aegean Sea in the 1990s. *Progress in Oceanography*, 540-571.
- Roether, Manca, Klein, Bregant, Georgopoulos, Beitzel, et al. (1996). Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science*, 333-335.
- Schroeder, Ribotti, Borghini, Sorgente, Perilli, & Gasparini. (2008). An Extensive Western Mediterranean Deep Water Renewal between 2004 and 2006. *Geophysical Research Letters*, 1-7.
- Theocharis, Klein, Nittis, & Roether. (2002). Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient. *Journal of Marine System*, 91 116.
- Wust. (1961). On the Vertical Circulation of the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 3261-3270.
- Zavatarelli, & Mellor. (1995). A Numerical Study of the Mediterranean Sea Circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 25, 1384-1414.