CAPITOLO 1 ..... **3**
1 Introduzione **3**
1.1 Il Mar Mediterraneo **3**
1.2 Descrizione della circolazione **4**
1.2.1 Circolazione alla mesoscala 8
1.3 Le previsioni oceaniche **9**
1.4 Il Mediterraneo come bacino di prova per le previsioni oceaniche **11**
1.5 Obiettivi della tesi **13**
CAPITOLO 2 ..... **15**
2 Mediterranean Forecasting System Pilot Project **15**
2.1 Acquisizione dei dati e il ciclo di previsione **15**
2.1.1 Raccolta e controllo di qualità dei dati in NRT 16
2.1.2 Raccolta e controllo di qualità dei dati XBT in NRT 16
2.2 Modello MFS831: descrizione e configurazione **21**
2.3 Schema di assimilazione **24**
2.4 Indici di prestazione delle previsioni **27**
2.4.1 Consistenza 27
2.5 Conclusioni **30**
CAPITOLO 3 ..... **33**
3 Implementazione del modello MFS ad alta risoluzione **33**
3.1 Il modello ad alta risoluzione: MFS1661 e MFS1671 ..... **33**
3.2 Modello intermedio ad alta risoluzione: MFS1661 ..... **34**
3.3 Modello finale ad alta risoluzione: MFS1671 ..... **35**
3.3.1 Le equazioni del modello 35
3.3.2 Condizioni al contorno 37
3.3.3 La scatola atlantica 39
3.3.4 Correzione del flusso d'acqua 39
CAPITOLO 4 ..... **43**
4 Simulazioni con MFS1671: il caso perpetuo **43**
4.1 L'energia cinetica e potenziale **43**
4.2 Il trasporto agli stretti **47**
4.3 Il flusso d'acqua **51**
4.4 L'elevazione della superficie libera **57**
4.5 Strutture della circolazione in MFS1671 e confronto con MFS831 e MFS1661 ..... **59**
4.5.1 Campi di salinità e velocità nel Bacino Occidentale 59
4.5.2 Campi di salinità e velocità nel Bacino Orientale 61
4.5.3 Campi di temperatura 62
CAPITOLO 5 ..... **123**
5 Conclusioni **123**
APPENDICE A: La nuova griglia **125**
APPENDICE B: Il forzante perpetuo **131**
BIBLIOGRAFIA **135**

CAPITOLO 1

Sommario

Questo lavoro di tesi può essere diviso in due parti. La prima parte si colloca all'interno della fase pilota del progetto di Mediterranean Forecasting System e consta nell'implementazione del sistema di raccolta, controllo di qualità e preparazione dei dati necessari per poter fare le previsioni utilizzando il modello numerico e lo schema di assimilazione. In particolare ci si è dedicati all'implementazione di un sistema per il controllo di qualità automatico dei dati di temperatura raccolti in situ tramite eXpandable BathyTermograph, XBT. Procedura delicata e complessa visti i differenti problemi legati alla raccolta, trasmissione e controllo di qualità di questi dati.

Ci si è poi occupati, sempre all'interno di questa prima fase della gestione in maniera operativa di tutto il sistema previsionale, dall'acquisizione dei dati, alla previsone e alla pubblicazione dei risultati sul sito web dedicato, come verrà in dettaglio spiegato nel capitolo secondo.

Dalla valutazione dei risultati ottenuti durante la fase pilota è emerso che un importante miglioramento al sistema di previsioni era l'implementazione di un modello di circolazione generale a scala di bacino ad alta risoluzione, in modo da poter cogliere le variazioni alla mesoscala. Ci si è quindi occupati nella seconda fase della tesi dell'implementazione del modello ad alta risoluzione, come descritto in dettaglio nei capitoli tre e quattro. L'analisi delle simulazioni effettuate col modello ad alta risoluzione ha messo in luce che la mesoscala è molto meglio risolta e ciò permette quindi di risolvere le variazioni stagionali in modo più accurato che non con il precedente modello. Il modello ad alta risoluzione ha bisogno di essere ulteriormente calibrato e modficato prima di poter essere utilizzato per fare le previsioni.

Il lavoro svolto nella prima parte della tesi ha dato frutto a due articoli:

Demirov E., N. Pinardi, M. Tonani, L. Giacomelli and P. De Mey, 2003: Assimilation scheme of the Mediterranean Forecasting System: operational implementation. *Ann. Geophys*., 21, 1, 189-204.

Manzella, G. M. R., E. Scoccimarro, N. Pinardi and M. Tonani, 2003: Improved near real time data management procedures for the Mediterranean ocean Forecasting System-Voluntary Observing System Program, *Ann. Geophys.,* 21, 1, 49-62.

Il lavoro svolto nella seconda parte della tesi invece darà frutto a un articolo che verrà scritto prossimamente.

1 Introduzione

1.1 Il Mar Mediterraneo

Il bacino del Mediterraneo si trova tra l'Africa, l'Europa e l'Asia tra i $35°N$ e i $40°N$ di latitudine e i $5°W$ e i $35°E$ di longitudine. La sua estensione da est a ovest è circa di 3860 km mentre da nord a sud è pari a circa 600 km. Ha una superficie pari a $2,5 \times 10^7 \ m^3$. La profondità media del mediterraneo è circa 1500 m, quella massima è pari a 5000 m nella fossa ellenica al largo del Capo di Matapan.

E' un bacino semichiuso in comunicazione con l'Oceano Atlantico tramite lo Stretto di Gibilterra che ha una profondità media di 350 m e una larghezza minima di circa 22 km. Lo Stretto dei Dardanelli, nel Mar di Marmara e quello del Bosforo lo mettono in comunicazione col Mar Nero. La scarsa profondità di tali stretti, solo 35 m per il Bosforo, rende gli scambi molto limitati. Lo Stretto di Gibilterra al contrario determina in grande misura alcuni dei caratteri idrologici di tutto il bacino.

Il Mediterraneo può essere suddiviso in due bacini principali, quello occidentale che va da Gibilterra fino allo Stretto di Sicilia e quello orientale dallo Stretto di Sicilia fino alle coste del Medio Oriente.

La piattaforma del canale di Sicilia che mette in comunicazione i due bacini ha una profondità massima di 500 m e ciò influisce notevolmente sulla circolazione delle acque profonde che non riescono ad oltrepassare questo stretto. Le profondità massime nei due bacini sono rispettivamente 3400m nell'ovest e 4200m nell'est (escludendo la fossa di Matapan). Nel Mediterranneo occidentale si trova la piana balearica con una profondità di circa 2500 m e la valle tirrenica profonda con profondità superiori a 3000 m. La topografia del bacino est rivela una struttura spaziale più complicata. Il bacino dello Ionio raggiunge profondità di 3500 m con una valle profonda 4000 m nel bacino ellenico, nella parte più orientale. Nel bacino levantino sono presenti montagne sottomarine di altezza rilevante e la valle del bacino di Rodi, a est dell'isola omonima, profonda 4000 m. Il rialzo continentale è ripido lungo quasi tutta la scarpata continentale del bacino fatta eccezione per l'alto Adriatico, il golfo della Sirte e il golfo del Leone.

1.2 Descrizione della circolazione

La circolazione generale è guidata da tre forzanti principali, vedi Fig. 1.1:

1) Il sistema di ingresso e uscita di acque allo stretto di Gibilterra;

2) I flussi termici e di acqua all'interfaccia aria-mare (circolazione termoalina). Il forzante termoalino all'interfaccia aria-mare è importante alla scala temporale stagionale. I processi di formazione delle acque profonde ed intermedie causati da questo forzante giocano un ruolo importante a scale temporale dell'ordine delle decine d'anni;

3) Lo sforzo del vento sulla superficie del mare. Esso forza la circolazione sia a scala temporale corta (ore) che a scala temporale stagionale, alla scala spaziale dei maggiori bacini descritti precedentemente. E' quindi possibile che il forzante termico e quello dovuto al vento agiscano sulla stessa scala temporale, il primo provocando i processi di trasformazione delle acque e l'ultimo causandone il trasporto e la dispersione.

In base alle caratteristiche di temperatura e di salinità e quindi di densità e al loro luogo di provenienza possono essere identificate tre masse d'acqua principali (vedi Fig. 1.2). L'Acqua Atlantica Modificata (MAW, *Modified Atlantic Water*) è l'acqua atlantica che entra allo stretto di Gibilterra e occupa i primi 100 m della colonna d'acqua. E' caratterizzata da bassa salinità. Quest'acqua dopo aver passsato lo Stretto di Gibilterra si modifica attraversando il Mediterraneo e presenta una salinità che varia da 36.5 PSU a 38.5 PSU, nella parte più orientale del bacino. L'Acqua Levantina Intermedia (LIW, *Levantine Intermediate Water*) si forma invece duranti i processi di convezione che avvengono nel periodo invernale nella parte orientale del bacino levantino. Dal suo luogo di formazione si propaga poi verso il bacino occidentale a 200-300 m di profondità mescolandosi gradualmente con le masse d'acqua circostanti. Nel bacino occidentale si trova infatti ad una profondità compresa tra i 300-700m. La LIW costituisce la magior parte della massa d'acqua che dal mediterraneo fluisce allo Stretto di Gibilterra nell'Atlantico. L'Acqua Mediterranea Profonda (MDW, *Mediterranean*

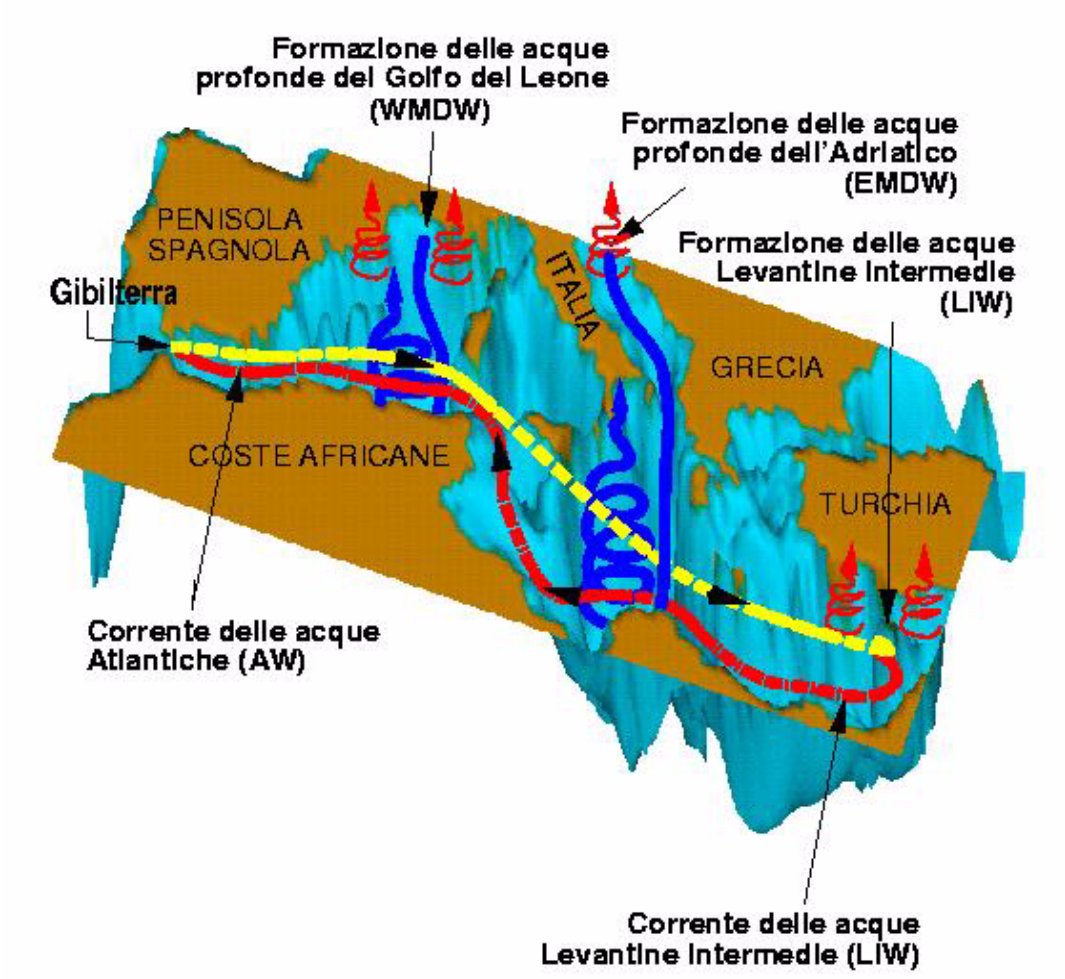


Fig. 1.1 Schema della circolazione generale del mediterraeno da Pinardi e Masetti, 2001.

Deep Water) viene prodotta duranti i fenomeni di convezione profonda che si verificano in inverno nel golfo del Leone, nell'Adriatico e nell'Egeo. La MDW trovandosi a profondità superiori di quella dello stretto di Sicilia non può lasciare il bacino in cui si è formata e quindi non sono possibili rimescolamenti tra la MDW del bacino occidentale (WMDW) e quella del bacino orientale (EMDW), vedi Fig. 1.2.

La circolazione e l'idrografia del Mar Mediterraneo sono guidate in maniera specifica dalla parte del forzante termoclino che corrisponde alla perdita netta d'acqua. La perdita per evaporazione eccede l'apporto dovuto alle precipitazioni, ai fiumi e agli scambi col Mar Nero, quindi il bacino è un bacino di concentrazione. Il bilancio tra l'apporto d'acqua poco salata di provenienza atlantica e la perdita netta d'acqua all'interfaccia aria-mare è uno dei motori principali della circolazione verticale nel bacino (Fig. 1.1). I flussi entranti ed uscenti da Gibilterra sono il meccanismo di controllo delle riserve di sale e quindi di massa di tutto il Mar Mediterraneo su scale temporali di parecchie decadi (il tempo di residenza dell'acqua nel Mediterraneo occidentale è stimato essere dell'ordine dei 100 anni). Una volta entrata attraverso lo Stretto di Gibilterra, l'acqua atlantica poco salata che si trova alla superficie è soggetta ad evaporazione e al rimescolamento con l'acqua più densa degli strati più bassi. Ciò causa un progressivo aumento della salinità dell'acqua atlantica; il valore superficiale passa da 36.25 PSU nel Mare di Alboran a 37.25 nello Stretto di Sicilia a valori maggiori di 38.5 PSU nel Bacino Levantino. Il suo percorso da ovest verso est nell'intero bacino è tracciato da un minimo sotto-superficiale di salinità che progressivamente sprofonda passando da una

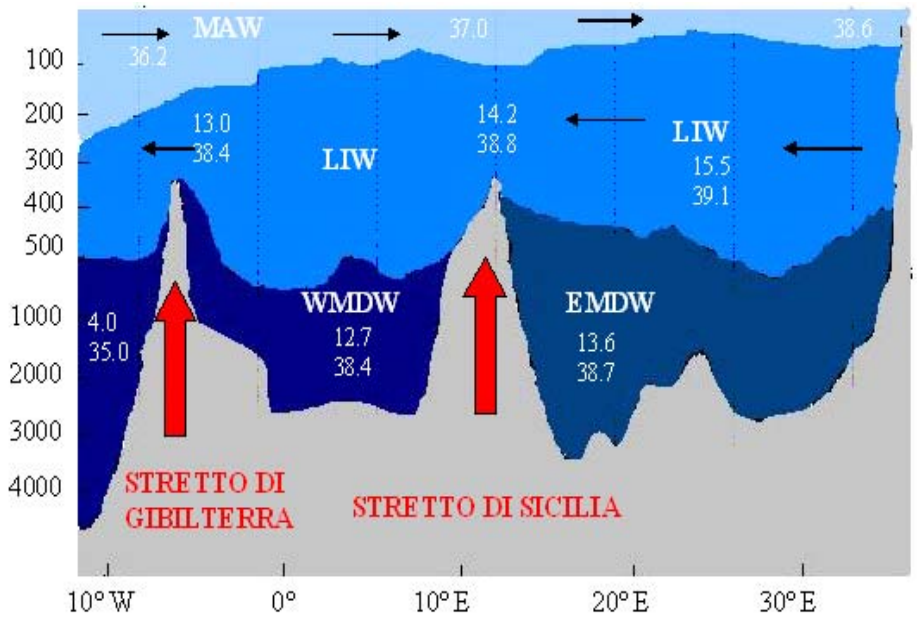


Fig. 1.2 Distribuzione verticale delle masse d'acquam (modificata da Zavatarelli e Mellor, 1995).

profondità di 20 a 50m. Questi complessi processi di trasformazione delle acque avvengono stagionalmente sia nel bacino ovest che in quello est e sono accompagnati da flussi termici di evaporazione su larga scala, da processi di rimescolamento verticale turbolento e dai fenomeni regionali di formazione delle acque profonde. Questa componente della circolazione termoalina può esser vista come un nastro trasportatore, *conveyor belt*, nella direzione zonale del bacino (vedi Fig. 1.1).

Questa è la circolazione verticale "classica" degli oceani che avviene nel piano meridionale dei bacini profondi. Connette le aree di formazione delle acque profonde con le zone abissali e superficiali degli oceani (nastro blu nella Fig. 1.1). Le zone di formazione delle acque profonde sono distinte nel bacino ovest e in quello est e questo porta alla presenza per i due bacini di due nastri trasportatori meridionali differenti.

Le strutture orizzontali della circolazione nel bacino sono regolate, in superficie dall'acqua atlantica entrante e in profondità dalle acque formatesi nel mediterraneo. Il flusso d'acqua entrante a Gibilterra forma nel Mare di Alboran due giri anticiclonici, il giro occidentale e quello orientale la cui diramazione più a est costituisce il fronte di Almeria-Oran, caratterizzato da un forte contrasto di densità tra l'acqua atlantica e quella mediterranea, Fig. 1.3. Questi giri possono variare di posizione e di dimensioni ed essere assenti anche per mesi. Proseguendo il suo percorso verso est l'acqua atlantica si sposta dalla costa spagnola verso quella africana dando origine alla corrente algerina (Fig. 1.3). Questa corrente spostandosi verso est diventa instabile e forma dei meandri dai quali si staccano vortici sia ciclonici che anticiclonici. Questi vortici si muovono verso oriente ma è stato osservato tramite analisi di dati da satellite che solo quelli anticiclonici aumentano di dimensione fino a raggiungere un diametro di 50-100 km (Millot, 1991). La corrente algerina prosegue lungo la costa africana in direzione dello stretto di Sicilia dove si divide e una parte entra nel bacino orientale mentre un'altra va verso nord nel Tirreno passando per il canale di Sardegna. Qui la circolazione invernale è caratterizzata da un giro ciclonico che si estende a tutto il bacino. La MAW che entra dal canale di Sardegna viene così trasportata verso nord dove o attraversa il canale di Corsica e va nel mar Ligure oppure prosegue il giro nella cella di circolazione

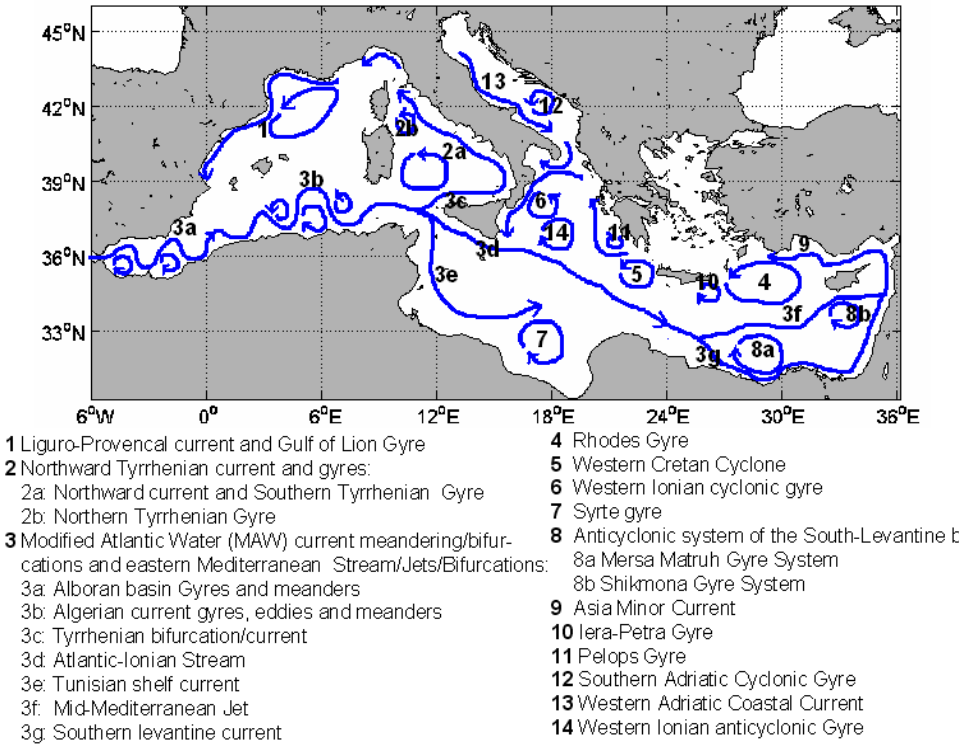


Fig. 1.3 Circolazione superficiale

ciclonica scorrendo lungo la costa meridionale della Sardegna, vedi Fig. 1.3. In estate il giro è confinato nella parte settentrionale e nella parte meridionale la circolazione può invertirsi e passare da ciclonica a anticiclonica (Ayoub, 1996). Nella parte settentrionale del bacino algero-provenzale la circolazione è debole e ciclonica per tutto l'anno ed è caratterizzata da un indebolimento nel periodo estivo. Nella regione più a nord, lungo le coste italiane e francesi la circolazione è dominata dalla presenza della corrente liguro-provenzale che scorre dal Mar Ligure verso ovest, Fig. 1.3. Questa corrente presenta una variazione d'intensità stagionale, in inverno è abbastanza intensa e forma dei meandri mentre in estate tende ad indebolirsi. Invece la ramificazione della corrente algerina che raggiunge il Mar Ionio prende il nome di corrente Ionico-Atlantica (*Atlantic-Ionian Stream*), la quale attraversa il bacino ionico fino ad una latitudine di circa $36°N$ dividendo così lo Ionio in due parti, Fig. 1.3. In quella nord si trova il giro ciclonico dello Ionio occidentale mentre in quella sud troviamo uno o più giri di tipo anticiclonico, Fig. 1.3. A sud dell'isola di Creta la corrente ionico-atlantica prende il nome di corrente a getto medio-oceanica e si spinge fino alle coste dell'Asia Minore. All'altezza di Cipro abbiamo una biforcazione di quest'ultima verso nord con un giro ciclonico, il giro di Rodi, Fig. 1.3. Nel bacino levantino sono presenti due giri anticiclonici a sud della dorsale medio-oceanica, quello di Mersa-Matruh e quello di Shikmona, Fig. 1.3. In generale possiamo quindi affermare che la circolazione orizzontale alla superficie del mediterraneo può essere suddivisa nella parte settentrionale dove si ha prevalenza di giri ciclonici e nella parte meridionale con prevalenza di giri anticiclonici (Pinardi e Masetti, 2001). La circolazione della LIW (cioè la circolazione orizzontale a profondità tra i 300 e i 500m) è invece di segno opposto a quella superficiale. La corrente allo stretto di Sicilia è infatti da est verso ovest. Infatti la LIW che si forma nel levantino nella zona del giro di Rodi si sposta poi verso occidente attraversando l'intero bacino mediterraneo. Nel bacino ionico tale corrente si biforca in un ramo che va verso nord attraverso lo stretto di Otranto e una parte che invece va verso la parte centrale dello Ionio. Oltrepassato lo stretto di Sicilia, nel bacino occidentale, la LIW si

insinua nel bacino del Tirreno dando origine a una circolazione di tipo ciclonico, poi entra nel bacino Balearico passando a sud della Sardegna. Qui avviene un'ulteriore biforcazione, una parte si dirige verso nord contribuendo con il suo apporto di acqua salata nel giro del Leone alla creazione delle condizioni che portano ai fenomeni di formazione delle acque profonde. L'altro ramo invece si dirige verso lo stretto di Gibilterra per riversarsi nell'atlantico. La circolazione della MAW e della LIW sono ovviamente connesse tra loro attraverso scambi verticali che avvengono nella colonna d'acqua.

1.2.1 Circolazione alla mesoscala

La dimensione orizzontale dei processi definiti di mesoscala è generalemente 4-5 volte il raggio di Rossby. Il raggio di deformazione di Rossby è una misura usata in oceanografia per definire le scale spaziali alle quali i processi adiabatici verticali sono dello stesso ordine di grandezza di quelli orizzontali. Nel Mediterraneo il raggio di deformazione di Rossby è di 10-14 km ed i processi di mesoscala hanno una dimensione spaziale di circa 50 km. Data la sua scala così piccola e l'instabilità dei processi di mesoscala, lo studio di questi fenomeni risulta essere difficile. Millot et al.(1991) hanno messo in evidenza il fatto che nelle correnti superficiali principali che caratterizzano la circolazione nel mediterraneo occidentale possono verificarsi processi di instabilità che possono provocare l'insorgere di vortici (*eddies)* alla mesoscala. Questi *eddies* possono dar luogo a correnti molto intense e possono modificare le caratteristiche idrografiche introducendo una forte eterogeneità. In alcuni casi interagiscono con la corrente che li ha generati e si verifica così che le acque superficiali che inizialmente erano trasportate dalla corrente vengono deviate. Un esempio tipico sono gli *eddies* che si staccano dalla corrente algerina e che possono essere sia ciclonici che anticiclonici. E' stato osservato però che solo quelli anticiclonici possono crescere di dimensione (circa 50-100 km) e propagarsi in direzione est. Nel bacino levantino sono stati condotti campionamenti ad alta risoluzione da Robinson et al. (1987) che hanno mostrato l'esistenza di vortici di mesoscala tipici dell'oceano aperto. Tali vortici sono importanti perchè contribuiscono al trasporto delle acque levantine. Le acque vengono infatti intrappolate all'interno del vortice e poi trasportate. Hect et al. (1988), analizzando le proprietà delle masse d'acqua all'interno dei vortici nel bacino orientale hanno trovato che la distribuzione spaziale della LIW è fortemente correlata con la variabilità dei processi di piccola scala nel trasporto di massa. I vortici di mesoscala possono quindi essere visti come un meccanismo di trasporto delle acque, le quali intrappolate all'interno del voritce conservano le proprie caratteristiche originarie. Recentemente è stato messo in luce quanto la comprensione e lo studio di questi processi sia importante per lo studio della variabilità spaziale e temporale delle strutture della circolazione generale del Mediterraneo.

Studi recenti effettuati in entrambi i bacini hanno rivelato che la circolazione del Mediterraneo è il risultato di un'interazione delicata tra la variabilità di mesoscala e quella stagionale che presenta una variabilità importante su scale temporali stagionali e interannuali (Pinardi e Masetti, 2001). E' stato osservato che la variabilità interannuale può essere legata sia ad anomalie atmosferiche che si verificano su una scala temporale interannuale che a instabilità interne non lineari tra il sistema di correnti e di giri che fanno parte della circolazione generale.

Nel Mediterraneo ovest il segnale di variabilità stagionale è grande e influenza l'intensità delle correnti, la variabilità alla mesoscala e causa l'inversione delle correnti regionali. Nel Mediterraneo est invece la variabilità interannuale è di grandezza paragonabile al segnale stagionale e causa cambiamenti delle caratteristiche delle masse d'acqua profonde e intermedie così come l'instaurarsi di ri-correnti e giri permanenti; anche la variabilità di mesoscala è molto intensa e probabilmente influenza le interazioni del flusso dei vortici di dimensione media nel bacino. Le diversità tra i due bacini sono quindi prima di tutto dovute a cambiamenti

stagionali e interannuali dell'intensità dello sforzo del vento e a variazioni dell'intensità dei flussi di calore e d'acqua all'interfaccia aria-mare. Le anomalie atmosferiche potrebbero essere anche parzialmente responsabili della formazione delle acque profonde nel giro di Rodi e della formazione delle acque profonde dell'Egeo. Il volume di trasporto di calore e sale attraverso gli stretti di Gibilterra e Sicilia sono stati descritti da una combinazione di studi numerici e di osservazioni, (Bryden et al., 1994, Astraldi et al., 1999). Dagli studi numerici si è visto che la variabilità del volume trasportato attraverso lo stretto di Sicilia è composta sia da correnti guidate dalla densità che da correnti barotropiche, le ultime responsabili di gran parte del trasporto di volume misurato sulla piattaforma della Sicilia.

1.3 Le previsioni oceaniche

Lo scopo delle previsioni oceaniche è quello di fare delle previsioni in tre dimensioni dello stato fisico del mare e delle componenti biochimiche marine ad esso connesse per un certo periodo di tempo. Per poter produrre tali previsioni il sistema di previsione deve essere costitutito da una rete di raccolta di osservazioni in grado di fornire ed analizzare i dati in tempo reale, modelli numerici e procedure per l'assimilazione dei dati.

Le previsione oceaniche sono utili come componenti di qualsiasi gestione moderna delle risorse marine costiere, visto lo stress antropogenico insistente su queste aree, dei problemi legati alla stato di salute del mare e alla sicurezza ed efficienza delle industrie marine. La comunità scientifica avrà un grande beneficio dalle attività di previsione che potranno fornire raccolte di dati continui nel tempo dei parametri marini necessari per poter descrive la variabilità dell'oceano a risoluzione sia spaziale che temporale maggiore rispetto a quello che è stato disponibile fino ad oggi.

All'inizio degli anni novanta EuroGOOS (European Global Ocean Observing System, EuroGOOS 1996) ha cominciato a coordinare le attività di oceanografia operativa già esistenti e ha contribuito allo sviluppo dell'oceanografia operativa europea in GOOS (www.unesco.it/goos). Inoltre ha promosso la comunicazione a riguardo delle previsioni oceaniche all'interno della comunità scientifica. E' stato quindi possibile alla fine degli anni novanta cominciare studi atti all'implementazione, calibrazione e validazione di sistemi di previsione regionali.

A metà degli anni ottanta in differenti regioni del mondo si è cominciato a fare previsioni delle onde e delle correnti. Rapidamente sono stati fatti notevoli progressi e sono stati messi a punto diversi sistemi, in special modo per la previsione delle onde. E' necessario avere un gran numero di osservazioni per poter fare delle previsioni oceaniche e questo ha fatto si che in passato siano stati sviluppati sistemi di previsione solo per regioni limitate. Fino alla prima metà degli anni novanta gli esempi esistenti di previsioni oceaniche sono stati più che altro un esercizio per verificare la fattibilità e la messa a punto di questi sistemi.

Le previsioni in campo meteorologico sono invece state sviluppate in modo continuo nei centri di previsione operativa. La capacità di far previsioni meteorologiche da giornaliere a settimanali è aumentata costantemente a partire dagli anni settanta. Le ragioni di questo aumento della capacità di far previsioni è dovuto: 1) al maggior numero di dati disponibili e a una loro migliore distribuzione spazio-temporale, 2) allo sviluppo di schemi di modelli numerici e di assimilazione di dati più accurati e 3) ai progressi fatti nella comprensione di alcuni processi chiave che guidano la circolazione atmosferica generale.

Le previsioni atmosferiche sono oggi attendibili fino a 10 giorni. Più recentemente è stato visto che previsioni stagionali con l'accoppiamento dell'atmosfera e dell'oceano possono essere in grado di fornire previsioni fino a 13 mesi o anche di più per i campi di temperatura superficiale nel Pacifico Tropicale dove si verifica il fenomeno dell'ENSO (il fenomeno di *El Nino-Southern Oscillation*, Philander, 1990). L'alta predicibilità in quest'area è dovuta allo

stretto accoppiamento tra oceano e atmosfera nelle zone tropicali. In questo caso è stato messo in luce quanto siano importanti per la bontà delle previsioni le condizioni iniziali. Sono state quindi sviluppate sia una rete di raccolta di osservazioni che tecniche di assimilazione dei dati per i modelli oceanici (Derber e Rosati, 1989; Anderson et al., 1996) per poter inizializzare i modelli accoppiati con condizioni iniziali più accurate (Latif et al., 1993).

Un sistema di previsioni oceaniche per le acque oceaniche profonde adiacenti alle aree costiere rappresenta una sfida ripetto al caso atmosferico in quanto: 1) la risoluzione richiesta dal modello è molto alta (5-10 km) ed è necessario considerare anche le zone dove ci sono variazioni brusche della topografia come le zone di piattaforma; 2) parte della comunità fruitrice delle previsioni necessita dell'implementazione di modelli ecologici che sono estremamente sensibili ai dettagli e all'accuratezza della descrizione dei forzanti fisici.

Ciò nonostante appena i modelli numerici oceanici hanno raggiunto all'inizio degli anni ottanta una maturità sufficiente si è cominciato a fare le previsioni delle variabili di stato fisiche. Nella comunità oceanografica sono stati sviluppati differenti sistemi di previsioni. I sistemi di previsione del livello del mare e delle onde sono stati i primi ad essere implementati a causa dell'immediato utilizzo per il monitoraggio delle inondazioni costiere e per la rotta delle navi. Al giorno d'oggi è operativo un sistema di previsione delle onde per l'oceano globale (Komen et al., 1994). Sia le previsoni delle onde che del livello del mare dipendono fortemente da forzanti esterni come i venti atmosferici. Esistono diversi sistemi di previsioni del livello del mare e delle onde per diversi mari regionali come il Baltico e il Mar del Nord. Questi modelli partono dall'assunzione che la connessione con la restante parte dell'oceano (profondo e stratificato) sia meno importante che non gli effetti dei venti locali e delle maree in quella stessa regione. Se questo può essere vero per le aree di piattaforma del nord Europa, non è vero per la restante parte nell'Atlantico nord orientale, il Mediterraneo e altre regioni dell'oceano globale dove gli effetti dell'oceano profondo determinano gran parte della variabilità del livello del mare vicino alla costa. Normalmente i sitemi di previsione del livello del mare e delle onde non utilizzano tecniche di assimilazione di dati poichè in questi sistemi le condizioni iniziali giocano un ruolo secondario rispetto ai forzanti esterni.

Lo sviluppo di sistemi di previsione delle correnti oceaniche è progredito molto più lentamente che non quello di previsione del livello del mare e delle onde a causa della mancanza di misure accurate necessarie per poter inizializzare i modelli. La previsione delle correnti marine mostra problemi simili a quelli della previsione del tempo atmosferico poichè la scala di predicibilità del sistema viene praticamente stabilita dall'accuratezza con cui sono conosciute le condizioni iniziali. Quindi i sistemi di previsione delle correnti di oceano aperto e costiere sono ancora a livello di ricerca sebbene alcuni sistemi che sono in fase di sviluppo potrebbero diventare presto operativi. La comunità che sviluppa previsioni delle correnti è cresciuta negli anni ottanta prevalentemente nel campo delle previsioni della mesoscala (cioè il "tempo" dell'oceano) nel nord Atlantico e nella zona della Corrente del Golfo. In questo caso il problema, come nelle previsioni del tempo atmosferico, è nella acquisizione di condizioni iniziali accurate e proprio a causa di ciò il lavoro è stato fortemente limitato alle regioni dell'oceano dove questa acquisizione era resa possibile dalla comunità scientifica stessa. I maggiori progressi a questo proposito consistono nello sviluppo di procedure per il trattamento dei dati originali che forniscano informazioni rilevanti per l'assimilazione nei modelli idrodinamici a tre dimensioni (Lai et al., 1994). E' stato anche sviluppato un sistema di previsione in tempo reale a bordo di navi (Robinson, 1994). Questo sistema ha dimostrato di essere in grado di predire la mesoscala in un arco di tempo che va da pochi giorni a settimane. Invece per l'Atlantico nord orientale è stato utilizzato un approccio di modellizzazione regionale intermedia, dove un modello alle equazioni primitive viene forzato dai campi di analisi atmosferica per produrre *nowcast* della temperatura superficiale dell'oceano (SST) e la previsione a pochi giorni del livello del mare nelle zone costiere (Ezer et al., 1992).

L'importanza economica e sociale delle previsioni di ENSO ha portato alla generazione del primo sistema di assimilazione per l'oceano globale (Derber e Rosati, 1989), allo sviluppo di una procedura per l'assimilazione della topografia dinamica della superficie del mare da satellite (Ezer and Mellor, 1994; Fukumori and Malanotte-Rizzoli, 1995; Masina et al., 2002). All'NCEP (National Center for Environmental Predictions, Washington, DC, US), all'UK Meteorological Office e all'ECMWF (European Centre Middle range Weather Forecast) sono in via di sviluppo modelli completamente accoppiati tra atmosfera e oceano per scale di tempo stagionali.

Modelli numerici degli ecosistemi, cioè modelli di processi biogeochimici accoppiati a modelli idrodinamici tridimensionali sono ora in grado di predirre il ciclo stagionale dei nutrienti nella colonna d'acqua con un margine accettabile e possono inoltre stimare i livelli di produttività primaria delle aree di mare aperto e costiere. Durante gli anni ottanta sono stati sviluppati per i sottosistemi pelagici sia modelli biogeochimici aggregati che modelli di dettaglio a multicomponenti. Da alcuni esperimeti di simulazione è stato messo in luce il forte accoppiamento tra l'evoluzione della produzione primaria e l'evoluzione della parte più superficiale dello strato rimescolato e diversi modelli hanno dimostrato la capacità di risolvere il ciclo stagionale della produzione primaria nei bacini principali (Fasham, 1995; Sarmiento et al., 1993). La validazione e calibrazione di modelli ecologici complessi è cominciata solo recentemente in particolar modo nel Mar del Nord. Sviluppi futuri riguardano la rappresentazione della produzione secondaria con particolare attenzione per il mesozooplankton e i livelli trofici superiori (GLOBEC, 1997).

Ovunque la capacità di previsione per le onde e il livello del mare è legata alla scala temporale di previsione del vento alla superficie che è di circa una settimana alle medie latitudini. La scala temporale di predicibilità per il campo di temperatura tridimensionale alle medie latitudini è di nuovo dell'ordine di poche settimane ed è limitato dall'errore di inizializzazione del campo e dalla non linearità intrinseca del sistema. Nel Pacifico tropicale si è visto che è possibile fare previsioni su scale temporali di parecchi mesi per la temperatura superficiale del mare (SST) insieme ad alcuni parametri atmosferici (Moron et al., 1998). Le potenzialità di previsione a lungo termine (da parecchi mesi ad anni) alle medie latitudini non sono ancora state sufficientemente studiate, nè per l'atmosfera nè per l'oceano. Inoltre le richieste di calcolo per un sistema di previsione completamente accoppiato tra atmosfera e oceano sono ancora troppo elevate e i risultati sono difficili da scalare alle aree costiere.

E' quindi giunto il tempo di sviluppare un sistema in grado di studiare la potenzialità delle previsioni a lungo e medio termine (da settimane a mesi) per alcuni parametri marini sia nelle aree costiere che nell'oceano aperto. Il Mediterraneo offre la possibilità di implementare tale sistema e di essere da esempio per il resto dell'oceano.

1.4 Il Mediterraneo come bacino di prova per le previsioni oceaniche

L'area costiera del Mediterraneo è una fra le regioni più densamente popolate dell'oceano globale e gran parte del Prodotto Nazionale Lordo delle nazioni lungo le coste del Mediterraneo è legato alla pesca, al trasporto, alle attività ricreative e industriali pesantemente legate all'ambiente costiero (Jeftic et al. 1992 e 1996). E' un'area strategica per l'Europa, circondata da diversi paesi africani e aperta verso est al Mar Nero. La navigazione commerciale in questo mare è di fondamentale importanza per i commerci internazionali. La gestione di quest'area, che ha strutture sociali e tradizioni culturali complesse è una sfida e allo stesso tempo anche una necessità. Il Mediterranean Forecasting System (MFS) ha cercato quindi di fare partire le attività di previsione nel Mediterraneo al fine di risolvere quattro problemi scientifici e tecnologici principali:

1) La previsione del ciclo dell'acqua del Mediterraneo e delle risorse idriche. Questo prolema è urgente in quanto molti dei paesi lungo le coste mediterranee sono adiacenti ad aree desertiche e altri vivono invece in uno stato di costante limitazione d'acqua disponibile in estate. Le previsioni a lungo termine (stagionali) delle precipitazioni, degli apporti fluviali, dell'evaporazione del mare è un problema scientifico che necessita di essere approfondito e ha bisogno delle previsioni oceaniche. E' stato dimostrato che la temperatura nel Mediterraneo orientale è correlata con le piogge nel Sahel (Ward, 1993; Raicich et al., 2003) e che l'attività delle perturbazioni atmosferiche nel bacino possono essere messe in relazione al segnale di temperatura superficiale del mare.

2) Le fluttuazioni della biomassa algale nelle aree costiere può avere forti influenze sull'industria del turismo e quindi sulle attività legate alla balneazione. Possono venire a crearsi situazioni di anossia che danneggiano la salute dell'ecosistema marino e in casi estremi possono fortemente danneggiare la pesca. Questo problema è strettamente legato all'eutrofizzazione delle aree costiere e all'immissione antropogenica di nutrienti attraverso i fiumi ma effetti remoti dovuti all'idrodinamica possono avere un'eguale importanza (MTP-I, 1996). A causa delle caratteristiche della struttura dell'ecosistema nel Mediterraneo e nelle sue aree costiere i regimi costieri sono intrinsecamente connessi alle strutture dell'ecosistema a larga scala. Per garantire la salute delle coste e predire le risposte dell'ecosistema costiero alle attività umane nel Mediterraneo bisogna tener conto delle interconnessioni tra le aree costiere e le zone più remote del bacino.

3) Le risorse della pesca sono di grande importanza per l'economia del Mediterraneo e le attività di pesca sono strettamente legate a tutti i problemi ambientali citati sopra. Questo settore essendo alla fine della catena trofica marina ed essendo affetto dai fenomeni di cambiamento del clima (Bombace, 1992) è molto sensibile alla struttura della circolazione ed è necessario che sia studiato ed analizzato nel contesto delle previsioni oceaniche sia delle aree di mare aperto che nelle zone costiere.

4) Le esplorazioni petrolifere e le attività commerciali sono problemi industriali e ambientali importanti per il Mar Mediterraneo così come per l'oceano globale. Sono necessarie previsioni ambientali delle diverse componenti biotiche dalla superficie fino alle aree profonde per poter controllare e monitorare gli eventi di emergenza e l'inquinamento da idrocarburi.

E' in questo panorama che si è deciso di sviluppare il *Mediterranean Forecasting System* con l'obiettivo di esplorare e quantificare la potenziale predicibilità delle fluttuazioni dell'ecosistema a livello dei produttori primari a partire dalla scala di bacino fino alle aree costiere e di piattaforma, su scale temporali giornaliere e mensili, tramite lo sviluppo e l'implementazione di una rete di monitoraggio automatico in tempo reale e di un modello di previsione. La combinazione di osservazioni in tempo reale con la modellistica numerica costituisce un sistema chiamato *Mediterranean Forecasting System* (MFS). L'obiettivo pre-operativo di MFS è quello di dimostrare la fattibilità dell'implemetazione di un sistema operativo nel bacino del Mediterraneo per la previsione delle correnti e dei parametri biogeochimici nelle aree costiere e di piattaforma e di sviluppare un interfaccia informatica per la divulgazione delle previsioni.

MFS intende quindi contribuire alle sviluppo delle capacità previsionali a livello della produzione primaria (biomassa ed alghe) nelle aree di piattaforma per mantenere un ambiente costiero equilibrato. Secondariamente vuole contribuire allo sviluppo della componente oceanica per le previsioni con modelli accoppiati oceano-atmosfera al fine di aumentare la capacità di previsione del ciclo idrologico del Mediterraneo e di fornire elementi utili per capire le fluttuazioni delle risorse marine all'interno del bacino. Per raggiungere questi obiettivi è stato delineato un programma di ricerca in tre fasi, di cui la prima fase si è conclusa nel 2001 e la seconda fase è cominciata nel 2003. Le tre fasi previste pr MFS sono:

1) MFSPP-MFS *Pilot Project* (1998-2001): implementazione del sistema automatico d'osservazione, esperimenti di previsione in tempo reale, implementazione di strategie di modellistica costiera accoppiata alle previsioni a scala di bacino delle correnti e validazione dei modelli di ecosistema per l'area costiera;

2) MFSTEP-MFS *Toward Environmental Prediction*: espansione del sistema automatico d'osservazione utilizzando tecnologie innovative, produzione di previsioni a breve termine in tempo reale nelle aree di piattaforma, sviluppo di previsioni accoppiate oceano-atmosfera a lungo termine (da stagionali ad annuali) a scala di bacino, validazione del modello tridimensionale dell'ecosistema e sviluppo delle procedure di *nesting* dell'ecosistema.

3) Fase Pre-Operativa: passsaggio della rete d'osservazione alle agenzie internazionali e nazionali, valutazione del sistema d'osservazione, produzione di previsioni ecologiche nelle aree costiere a livello di produttori primari.

Questa tesi si è svolta nel periodo di MFSPP e ha preparato alcune componenti del futuro MFSTEP.

1.5 Obiettivi della tesi

Gli obiettivi di questa tesi sono:

- implementazione di un sistema operativo di raccolta e preparazione dei dati necessari per il sistema di previsione;
- messa a punto di un sistema per l'acquisizione e il controllo di qualità dei dati XBT in tempo quasi reale;
- implementazione di un nuovo modello ad alta risoluzione da poter utilizzare in futuro per le previsioni a scala di bacino.

CAPITOLO 2

2 Mediterranean Forecasting System Pilot Project

Uno degli obiettivi principali del Mediterranean Forecasting System Pilot Project (MFSPP, Pinardi et al., 2000) è stato quello di dimostrare la possibilità di fare previsioni operative della circolazione barotropica a scala di bacino. Seguendo il piano scientifico del progetto (Pinardi e Flemming, 1998) è stato messo a punto a partire dal 4 gennaio 2000 un sistema di previsioni a dieci giorni per i campi di corrente, temperatura e salinità. Il sistema di previsione è composto da tre elemnti: una rete di raccolta dati, un modello numerico di circolazione e uno schema di assimilazione dei dati. Il sistema di previsione produce settimanalmente una previsione a dieci giorni che viene pubblicata su un sito web permanente (http://www.cineca.it/mfspp). In futuro le operazioni di previsione includeranno anche modelli a scala regionale e di piattaforma continentale e modelli ecologici che riceveranno le condizioni iniziali e al contorno dal modello di previsione a scala di bacino (Pinardi et al, 2000).

Il sistema qui riportato è quello che è stato usato e messo a punto in questa tesi e si riferisce alla fase pilota di MFS.

2.1 Acquisizione dei dati e il ciclo di previsione

Le procedure di raccolta dati sono descritte nella Fig. 2.1. Dal 4 gennaio 2000 la previsione

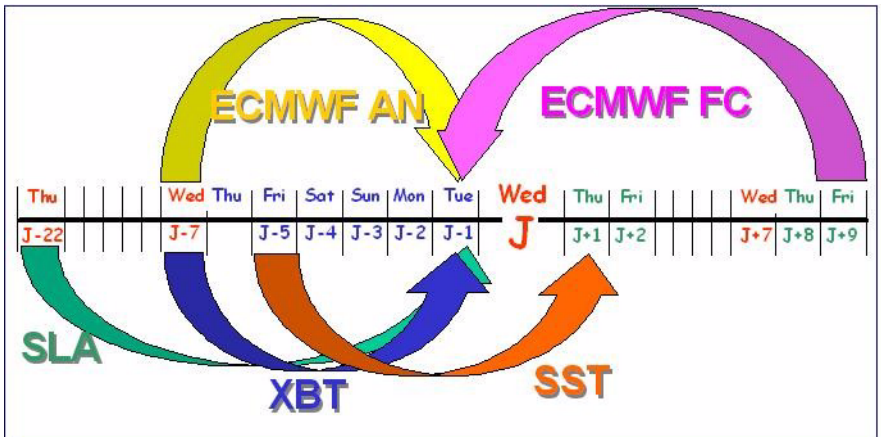


Fig. 2.1 Schema della raccolta dei dati, sia oceanici che atmosferici, in MFSPP in tempo quasi reale (NRT).Il giorno iniziale di previsione è indicato con J. Ogni settimana il sistema si ripete. La previsione viene rialsciata ogni venerdì, con due giorni ritardo. La punta della freccia indica il giorno in cui i dati vengono rilasciati, l'intervallo di tempo compreso tra l'inizio e la fine della freccia indica il periodo di tempo coperto dai dati.

di MFSPP viene prodotta ogni settimana a partire dal giorno J, che corrisponde al mezzogiorno del martedì. La preparazione e il calcolo della previsione viene fatta in diverse fasi. Prima di tutto devono essere raccolti tutti i dati necessari per la procedura di assimilazione e per forzare il modello alla superficie.

2.1.1 Raccolta e controllo di qualità dei dati in NRT

I dati raccolti settimanalmente comprendono sia le osservazioni oceaniche in tempo quasi reale (*Near Real Time*, NRT) utilizzate nella procedura di assimilazione dei dati che i campi di analisi e previsione alla superficie dei campi meteorologici forniti dall'*European Centre Middle range Weather Forecast*, ECMWF utilizzati per forzare il modello oceanico alla superficie. Le osservazioni in NRT comprendono: i dati da satellite di temperatura superficiale dell'oceano (*Sea Surface Temperature*, SST) e di anomalia del livello del mare (*Sea Level Anomaly*, SLA), profili verticali di temperatura da eXpandable BathyThermograph, XBT raccolti lungo le 7 rotte *Voluntary Observing Ship*, VOS (Manzella et al., 2001), descritte in dettaglio nelle prossime sezioni di questo stesso capitolo.

I parametri meteorologici utilizzati per la previsione di MFSPP sono: la pressione al livello medio del mare, la copertura nuvolosa totale, le componenti zonale e meridionale del vento a 10 m, la temperatura dell'aria a 2m e la temperatura di rugiada a 2m.

I dati di SST vengono raccolti dal Centre de Meteorologie Spatiale (CMS) di Meteo France a Tolosa e dall'Istituto di Fisica dell'Atmosfera di Roma. Questi dati sono ottenuti dalle orbite notturne dei sensori su satellite NOAA-AVHRR-14 e NOAA-AVHRR-15. I dati finali di SST sono medie settimanali (centrate sul lunedì) interpolate usando un metodo di analisi oggettiva (Buongiorno-Nardelli et al., 2003) sulla griglia orizzontale a $1/8° \times 1/8°$ del modello di circolazione a scala di bacino.

I dati di SLA lungo la traccia del satellite sono raccolti e analizzati al Collection and Localization Satellitaire (CLS) di Tolosa, Francia. I dati vengono corretti per togliere l'errore di orbita, calcolato utilizzando un metodo locale inverso (Le Traon and Ogor, 1998). I valori di SLA vengono calcolati sottraendo una media di 5 anni (dal 1993 al 1997) calcolata dai dati di T/P e ERS2. Gli errori correlati lungo la traccia vengono corretti utilizzando un metodo di aggiustamento locale che utilizza contemporaneamente i dati di T/P e ERS2 in un periodo che va dal giorno J-22 al giorno J-2 (vedi Fig. 2.1).

2.1.2 Raccolta e controllo di qualità dei dati XBT in NRT

Il lavoro svolto in questa parte di tesi si inserisce all'interno di un lavoro di gruppo che ha prodotto l'articolo Manzella, Scoccimarro, Pinardi e Tonani (2003). In questa sezione si riassumono i risultati di questo lavoro.

La raccolta di dati XBT per il MFSPP fa parte del *Ship Of Opportunity Observing Program*, SOOP che coordina tutti i sistemi di *Voluntary Observing Ship*, VOS. Il VOS supporta l'acquisizione dei dati tramite navi commerciali che si rendono disponibili per il trasporto degli strumenti ed eventualmente dei tecnici necessari per il campionamento. Normalmente i campionamenti vengono effettuati direttamente dal comandante della nave ma nel caso di MFSPP visto l'alta frequenza di campionamento necessaria, un tecnico era sempre a bordo per occuparsi esclusivamente del lancio di XBT. La raccolata dei dati XBT è stata affidata in MFSPP a differenti istituti partecipanti al progetto i quali dovevano però sottostare a un protocollo comune per la raccolta dei dati. I requisiti richiesti sono i seguenti:

1) I dati devono essere raccolti per risolvere la mesoscala spaziale (10-12 nm) e la scala temporale sinottica (15 gg).

2) I dati devono essere disponibili in NRT, osssia entro al massimo 2 giorni dall'acquisizione. Questo avviene decimando i dati in verticale su di un massimo di 15 punti e trasmettendoli tramite satellite (ARGOS).

3) L'accesso dei dati avviene tramite il sistema *Global Telecommunication System*, GTS definito dal *World Meteorological Organization*, WMO per distribuire dati nelle rete meteorologica mondiale.

4) Prima della divulgazione i dati devono aver subito il controllo di qualità.

L'utilizzo di linee guida comuni a tutti i partecipanti al programma VOS-MFSPP garantisce una buona qualità nella raccolta dei dati, nonostante l'uniformizzazione delle procedure richieda un notevole impegno da parte dei partecipanti. I dati raccolti tramite sonda XBT vengono immagazzinati in due forme:

a) Dati decimati automaticamente su 15 punti in verticale scelti automaticamente individuando i punti di massimo gradiente del profilo

b) Dati continui, ossia con valori circa ogni 60 cm di profondità.

I dati decimati sono trasmessi tramite sistema satellitare (ARGOS) ad un centro di raccolta sito a Tolosa che li invia poi nel GTS globale.

Il controllo di qualità dei dati avviene in più fasi:

1) Direttamente a bordo delle navi, applicando un controllo automatico di eliminazione dei profili di temperatura che presentino anomalie caratteristiche di malfunzionamento della sonda;

2) Presso il centro di raccolta MFSPP residente all'ENEA di La Spezia (Italia), dove vengono presi in esame sia i profili decimati che quelli continui;

3) Nel centro di raccolta dati permanente del progetto (IFREMER, Brest, Francia), dove vengono archiviati solamente i profili continui.

La scelta delle rotte lungo le quali effettuare il campionamento è stato definito sulla base

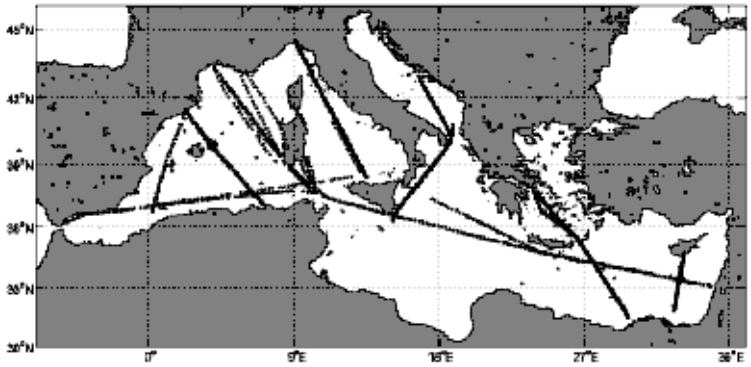


Fig. 2.2 Le rotte lungo le quali sono stati collezionati i dati XBT.

delle più avanzate conoscenze sulla circolazione del Mediterraneo. I transetti sono stai tracciati con l'obiettivo di seguire la diffusione della acque atlantiche nel bacino, campionare i giri principali e identificare la variabilità delle zone di formazione delle acque profonde. Queste esigenze sono poi state adattate in funzione della disponibilità delle navi. Il risultato finale è rappresentato in Fig. 2.2 dove vengono mostrati i campionamenti fatti durante il periodo si MFSPP.

Da settembre 1999 a maggio 2000, fase operativa di MFSPP, ogni 15 giorni venivano coperte le sei rotte, mentre quella più lunga da Haifa a Gibilterra veniva effettuata una volta al mese. Alcune rotte hanno subito variazioni a seconda della disponibilità delle navi o per problemi legati al cattivo tempo. Nella tabella 2.1 vengono mostrate in dettaglio le 7 rotte con i rispettivi porti di partenza e di arrivo e l'istituto responsabile.

Il software di trasmissione dei profili decimati ARGOS, messo a punto per la trasmissione di profili raccolti in oceano è stato adattato alle caratteristiche delle masse d'acqua del mediterraneo. Il sitema di decimazione ARGOS prevede un controllo sul profilo per verificare che la differenza tra la temperatura alla superficie e in profondità sia superiore a $2°C$ altrimenti

il profilo viene automaticamente scartato e non trasmesso. Nel mediterraneo però in alcune aree e in alcuni periodi dell'anno (per es. nelle zone di formazione delle acque profonde come il Golfo del Leone) si hanno profili verticali di temperatura omogenei. Per evitare che questi profili fossero automaticamente scartati dal software e non trasmessi, è stato rimosso questo controllo. Un altro controllo automatico che è stato rimosso è stato quello di fine di profilo. Il software infatti automaticamente quando si è a profondiotà superioire a 200m e si verifica un aumento della temperatura con la profondità, elimina tutta la parte di profilo a partire da questo punto in poi. Nel mediterraneo però l'aumento di temperatura al di sotto dei 200m è caratteristico della LIW che ha alta salinità e temperatura, questo controllo avrebbe quindi eliminato parte di profili corretti. Inoltre nella versione originale del software venivano tenuti durante il processi di decimazione i punti più caratteristici del profilo che potevano essere anche meno di 15. Per MFSPP è stato invece deciso che i punti di decimazione fossero sempre e comunque 15.

ROTTA	PORTO DI PARTENZA	PORTO DI ARRIVO	ISTITUTO
1a	Gibilterra	Palermo	Sahfos
1b	Messina	Haifa	Sahfos
2a	Barcellona	Arzew	Csic-Ceab
2b	Barcellona	Skidda	Csic-Ceab
3	Sete	Tunisi	Cnrs-Lob
4	Genova	Palermo	Cnr-Enea
5	Ploce	Malta	Ogs
6	Thessaloniki	Alessandria	Ncmr
7	Limasol	Port Said	Fd-Lpo

Table 2.1 Elenco delle rotte del VOS-MFSPP.

Le sonde XBT possono raggiungere profondità variabile a seconda del modello di sonda utilizzato, per lo più in MFSPP sono state utilizzate sonde T7 che campionano dalla superficie fino a 470m di profondità. La sonda comincia a trasmettere il dato appena tocca la superficie del mare ma poichè i primi segnali sono disturbati dll'impatto del sensore con l'acqua e dal suo brusco passaggio dalla temperatura dell'aria a quella del mare, i primi 5m del profilo sono stati sempre eliminati.

Nonostante queste modifiche da un'analisi fatta a posteriori sui profili raccolti durante la fase operativa di MFSPP viene alla luce che ci sono stati parecchi problemi e defezioni dovute alla decimazione-trasmissione dei dati, infatti si è verificato che:

1) una percentuale considerevole dei dati non è stata trasmessa (49%), vedi Fig. 2.3

2) in alcuni casi il dato trasmesso, (cioè il profilo decimato) non riproduce fedelmente il profilo originale, vedi Fig. 2.4, e l'errore può essere anche superiore a $1°C$

3) errori sulla posizione geografica

Per capire il perchè di questi problemi di decimazione/trasmissione è necessario spiegare come viene fatta la decimazione di un profilo. L'algoritmo utilizzato per selezionare i punti più caratteristici del profilo è il Broken-Stick (Fiachon, 1987; Kerr, 1984). Uno volta stabilito il numero di punti ai quali decimare il profilo continuo viene tracciata una retta tra il primo e l'ultimo punto del profilo continuo e viene calcolata la distanza di tutti i punti del profilo continuo da questa retta. In questo modo viene identificato il punto più significativo che è quello a distanza maggiore dalla retta unente il primo e l'ultimo punto del profilo. A questo punto la procedura viene eseguita nuovamente nello stesso modo per trovare i 2 successivi punti significativi come i punti più distanti dalle due rette che uniscono il nuovo punto più significativo rispettivamente col primo e l'ultimo punto del profilo. La procedura viene ripetuta fino ad identificare il numero desiderato di punti significativi che rappresentano così il

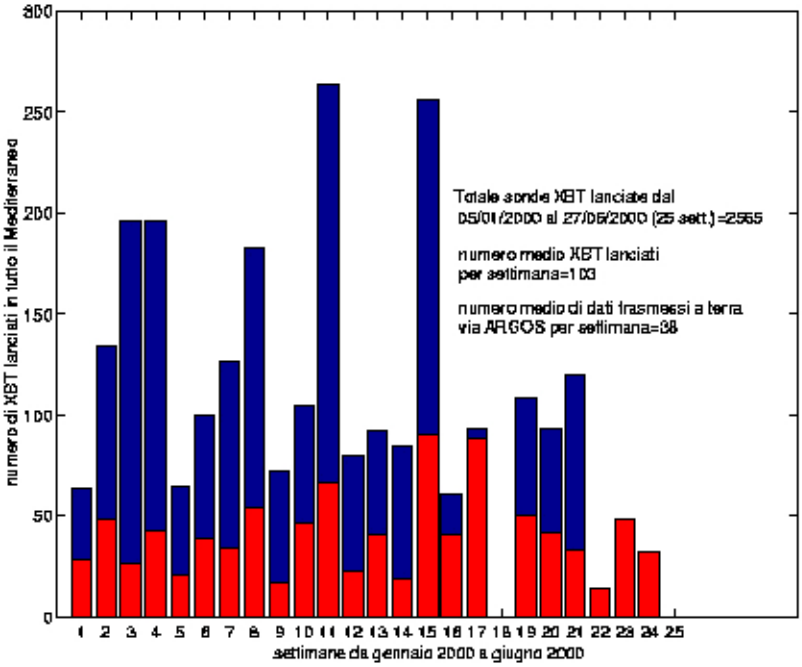


Fig. 2.3 Numero dei dati raccolti, rispetto a quelli trasmessi

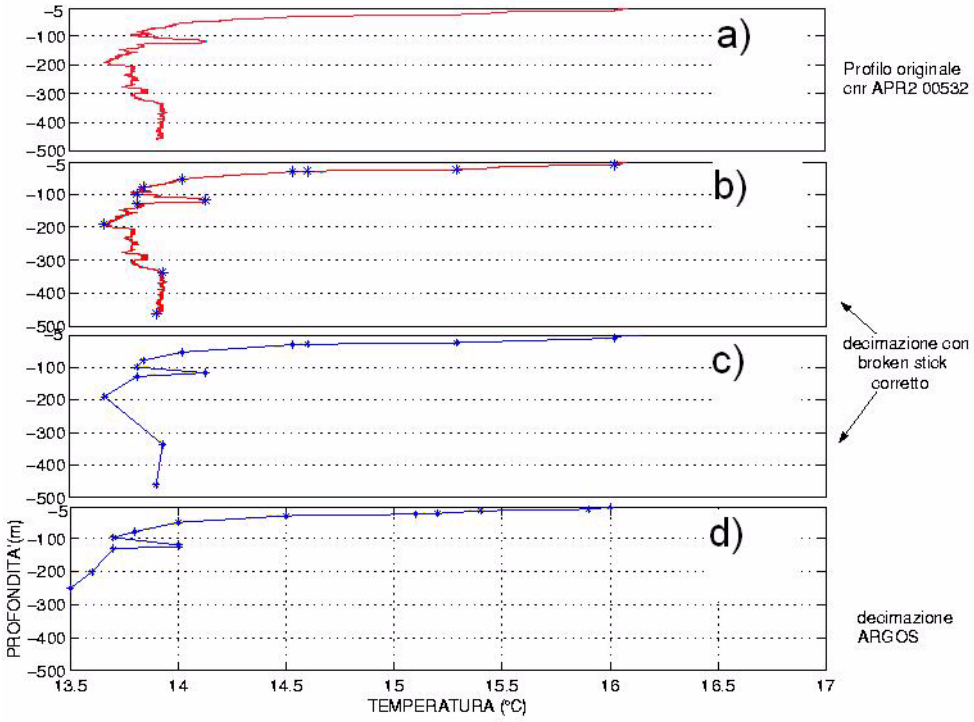


Fig. 2.4 Confronto tra profilo a piena risoluzione e profilo decimato dal software ARGOS e con un altro programma che utilizza sempre il metodo di decimazione *broken-stick*.

profilo decimato. In MFSPP il numero dei punti significativi è stato scelto pari a 15. Nella Fig. 2.4 si vede che se questo metodo è correttamente implementato il profilo continuo, Fig. 2.4a viene ben rappresentato da quello decimato, Fig. 2.4b-c, a meno che non ci siano

errori nell'algoritmo di decimazione, come mostrato per un profilo trasmesso durante MFSPP in Fig. 2.4d. Le cause del problema riscontrato nella trasmissione sono dovuto ad ulteriori condizioni imposte dall'algoritmo di decimazione implementato dall'ARGOS che ben funzionano nel caso dell'oceano ma che invece creano mal funzionamenti nel Mediterraneo che presenta masse d'acqua con caratteristiche particolari. Queste condizioni sono:

a) se la differenza tra la massima distanza dei punti dalla corda risulta essere minore di $1°C$ la decimazione si ferma e se il numero totale di punti significativi risulta essere minore di 9 il profilo viene rigettato e non trasmesso;

b) se ottenuti i 15 punti significativi la massima distanza dei punti dalla rispettiva corda è superiore ad $1°C$, cioè se si ha alta variabilità tra un punto e l'altro, il profilo viene rigettato.

Queste condizioni implicano il rigetto dei profili omogenei in verticale e dei profili molto disomogenei. I profili non trasmessi durante MFSPP appartengono prevalentemente al periodo invernale, periodo in cui i profili nel mediterraneo possono essere vericalmente omogenei soprattutto in alcune zone come quella del Golfo del Leone dove avvengono i processi di formazione delle acque profonde. In questo caso quindi la condizione numero 1 fa si che questi profili non vengano trasmessi. La condizione 2 è meno incisiva perchè anche in estate, stagione durante la quale si ha maggiore disomogeneità nei profili, difficilmente essa è tale da portare al rigetto di un profilo per la condizione 2. Per quanto riguarda invece il problema relativo alla trasmissione di profili decimati che non riproduco fedelmente il profilo continuo, le cause potrebbero risiedere in un errore nell'implementazione del software di decimazione.

Alla luce di questi problemi è stato deciso di non utilizzare nelle fasi future di MFS la trasmissione dei profili tramite ARGOS ma di trasmettere il profilo via GSM appena la nave raggiunge il porto d'arrivo. Visto che la lunghezza delle rotte consente di effettuare questa operazione con al massimo 1 giorno di ritardo rispetto al momento in cui il dato è stato acquisito, non viene meno la necessità che il profilo sia trasmesso al centro di raccolta in NRT.

In base all'esperienza acquisita durante MFSPP è stata messa a punto un procedura standard per il controllo dei profili XBT continui (visto che come detto sopra è stato deciso di non utilizzare più i profili decimati). Questa procedura permette di avere dei profili controllati e ripuliti da eventuali errori in modo che possano essere assimilati dal sistema di previsione senza ulteriori controlli. Questo controllo di qualità avviene in 7 fasi successive:

1) *Controllo della posizione*: viene effettuato valutando la posizione della nave e la sua posizione stimata, se infatti un profilo viene posizionato ad una distanza eccessiva rispetto a quella che la nave può raggiungere, viene segnalato come profilo con errore nel posizionamento.

2) *Eliminazione degli spikes:* gli spikes vengono individuati confrontando il valore della mediana della temperatura calcolato su un intervallo mobile di profondità di ampiezza pari a 3m (comprendente quindi 5 punti del profilo continuo, visto che la sonda campiona a intervalli diprofondità pari a circa 0,6m). Se il valore centrale di questo intervallo risulta avere una temperatura maggiore ad un certo valore fissato ad hoc dall'operatore, è uno spikes e viene rimosso. Non viene sostituito da un valore ottenuto dall'interpolazione del dato al livello precedente e quello al livello successivo poichè tanto successivamente il profilo verrà interpolato a 1m di risoluzione verticale. Sulla base dell'esperienza acquisita durante MFSPP è stato fissato questo valore pari a $0,1°C$. Una volta individuato lo *spikes* viene rimosso.

3) *Interpolazione:* tutti i dati di ogni profilo vengono interpolati tramite la media di una funzione polinomiale a intervalli verticali di un metro di profondità

4) *Filtraggio:* viene utilizzato un filtro gaussiano con la profondità di *e-folding* pari a 4m al fine di eliminare il rumore ad alta frequenza.

5) *Malfunzionamento generale:* viene calcolato il gradiente della temperatura fra due punti adiacenti del profilo e se risulta essere più grande di un valore stabilito dall'operatore (tra i $3,5°C$ e i $5,5°C$) il profilo seppur non venga eliminato viene segnalato e l'utente finale può decidere se utilizzare o rigettare questo profilo. La differenza tra uno spikes e un errore di malfunzionamento sta nel fatto che mentre nel caso di *spikes* si ha uno e al massimo due punti adiacenti del profilo con temperature sensibilmente anomale rispetto al resto del profilo, nel caso del manfunzionamento è una parte significativa del profilo ad avere temperature apparentementi anomale.

6) *Confronto con la climatologia:* il confronto viene fatto, ove disponibili dati climatologici, stimando la deviazione standard di un punto del profilo rispetto al valore alla profondità corrispondente di un profilo climatologico e se la deviazione standard risulta essere maggiore di 4 il profilo viene segnalato ma non rimosso.

7) *Visualizzazione manuale:* i dati vengono visualizzati utilizzando software specifici. Viene fatto anche un confronto dei profili adiacenti su una stessa rotta per assicurarsi che vi sia consistenza tra tutti i dati raccolti lungo una rotta.Contemporaneamente può anche essere fatto un confronto del profilo in esame con i valori climatologici di quella zona.

Tutte le procedure vengono eseguite seguendo gli standard per la segnalazione di un profilo (*flag*) proposte da MEDATLAS.

2.2 Modello MFS831: descrizione e configurazione

Il lavoro di questa parte della tesi è presentato in Demirov, Pinardi, Fratianni, Tonani, Giacomelli e De Mey (2003). Nel seguito si descrivono i risultati presentati in questo articolo.

Ogni sistema di previsione deterministico è costituito da un modello numerico e uno schema di assimilazione dei dati per ottenere una stima ottima delle condizioni iniziali come risultato della combinazione delle precedenti soluzioni del modello e dello osservazioni. Durante MFSPP per le previsioni a scala di bacino è stato utilizzato un modello di circolazione oceanica generale (OGCM) basato su una versione modificata del *Modular Ocean Model* (MOM) (Pacanowski et al. 1990). La risoluzione orizzontale è di $1/8° \times 1/8°$ per la longitudine e la latitudine e 31 livelli irregolarmente distribuiti lungo la verticale. Questa griglia numerica è stata calibrata negli anni passati per simulare la variabilità interannuale, stagionale e alla mesoscala del Mar Mediterraneo (Pinardi e Masetti, 2000; Demirov e Pinardi, 2002). Le equazioni del modello sono in coordinate sferiche (λ, θ, z) e si possono scrivere:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla u - tg\theta \, \frac{uv}{r} - 2\Omega \sin\theta v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{1}{r\cos\theta}\frac{\partial p}{\partial \lambda} - A_h \nabla^4 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \tag{1}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla v - tg\theta \, \frac{uu}{r} - 2\Omega \sin\theta u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{1}{r}\frac{\partial p}{\partial \theta} - A_h \nabla^4 v + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \tag{2}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho(x, y, z, t) g \tag{3}$$

$$\frac{1}{r\cos\theta}\left\{\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta}(v\cos\theta)\right\} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{4}$$

$$\rho = f(T, S, p) \tag{5}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla T = -K_h \nabla^4 T + (\delta + K_v)\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho_0 C_p}\frac{\partial I}{\partial z} - \lambda(\lambda, \theta, z)(T - T^*) \tag{6}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla S = -K_h \nabla^4 S + (\delta + K_v)\frac{\partial^2 S}{\partial z^2} - \lambda(\lambda, \theta, z)(S - S^*) \tag{7}$$

dove $\mathbf{u} \cdot \nabla \equiv \frac{u}{r\cos\theta}\frac{\partial}{\partial\lambda} + \frac{v}{r}\frac{\partial}{\partial\theta} + w\frac{\partial}{\partial z}$, r è il raggio terrestre, Ω è la velocità di rotazione terrestre, ρ_0 è il valore di densità costante, C_p è il calore specifico a pressione costante, A_h e A_v sono i coefficienti di viscosità turbolenta, K_h e K_v sono i coefficienti di diffusione turbolenta, δ è la parametrizzazione per l'aggiustamento convettivo e $\mathbf{u} = (u, v, w)$ è il vettore della velocità. Nel modello utilizzato per le previsioni sono stati scelti i seguenti valori per i coefficienti di diffusione e di viscosità:

$$A_h = 5 \times 10^{17}(cm^4/s) \qquad A_v = 1,5(cm^2/s) \qquad K_h = 1,5 \times 10^{18}(cm^4/s) \qquad K_v = 0,3(cm^2/s) \tag{8}$$

mentre l'aggiustamento convettivo viene realizzato con 10 passi ogni passo temporale del modello attraverso lo schema originale di Cox (1982). Nell'equazione (6) la penetrazione del calore radiativo viene considerata con una relazione esponenziale del tipo:

$$I(z) = Q_s\{Tr_1 e^{\gamma 1 z} + Tr_2 e^{\gamma 2 z}\} \tag{9}$$

dove Q_s è la radiazione incidente in W/m^2, $Tr_{1,2}$ sono frazioni dell'irradianza incidente che si propaga verso il basso per le componenti dello spettro a lunghezza d'onda lunga e corta e $\gamma_{1,2}$ sono i coefficienti di attenuazione per ciascuna di queste componenti (Rosati e Miyakoda, 1988). Nel modello di previsioni sono stati scelti questi valori:

$$Tr_1 = 0,58 \qquad Tr_2 = 0,42 \qquad \gamma 1^{-1} = 35cm \qquad \gamma 2^{-1} = 23m \tag{10}$$

seguendo la classificazione di acque di tipo I date da Jerlov (1976). Il termine di radiazione solare incidente Q_s viene calcolato con formule astronomiche e seguendo la formulazione di Reed (1977) il coefficiente di trasmissione nell'atmosfera viene considerato costante. Gli ultimi due termini nella parte destra delle equazioni (6) e (7) sono la parametrizzaione del flusso entrante ed uscente allo stretto di Gibilterra. Sono diversi da zero solo da metà dello stretto di Gibilterra verso l'atlantico in una box di dimensioni pari circa a $3° \times 3°$ di latitudine e longitudine. La formula utilizzata è la seguente:

$$\lambda(\lambda, \theta, z) = \alpha + \alpha\theta(x - x_0)[e^{-ax2} - 1] \tag{11}$$

dove $\alpha^{-1} = 1$ giorno, θ è la funzione di step che diventa uguale all'unità nove punti griglia a ovest di Gibilterra (x_0) e $a^{1/2} = 30km$ e $x = r\cos\theta\lambda$.

Per poter far la previsione è necessario accoppiare il modello oceanico con il forzante atmosferico. Per il mediterraneo è stato svilupppato un accoppiamento asincrono con le analisi operative dei centri meteorologici (Castellari et al, 1998; Castellari et al., 2000). Le variabili del forzante atmosferico alla superficie entrano nelle formule *bulk* che descrivono i flussi di calore turbolento e radiativo all'interfaccia oceano-atmosfera. Queste formule *bulk* sono state scelte in modo da mantenere il calore netto alla superficie negativo per medie a lungo termine, in modo da permettere la produzione di acque profonde durante l'inverno. La condizione al contorno per il calore quindi è:

$$\rho_0 K_v \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} = \frac{1}{C_p}\{Q_B(T_a, T_0, C, rh) + LE(T_a, T_0, rh, |\vec{v}_w|) + H(T_a, T_0, |\vec{v}_w|)\} \tag{12}$$

I termini dalla parte destra dell'equazione (12) sono: la radiazione netta a onda lunga emessa dalla superficie (Q_B), il calore latente (LE) e il flusso di calore sensibile (H). Questi valori dipendono dalla temperatura dell'aria a 2m (T_a), dalla temperaratura superficiale calcolata dal modello (T_0), dalla copertura nuvolosa totale (C), dall'umidità relativa calcolata dalla temperatura di bulbo bagnato a 2m (rh), e dal modulo della velocità del vento a 10m ($|\vec{v}_w|$).

Questa espressione del flusso di calore nell'equazione (12) è stata determinata da Castellari et al., (2000) e sono: la formula di Bignami et al. (1995) per Q_B, quella di Gill(1982) per LE e quella di Kondo (1975) per H. Questa formulazione del flusso alla superficie viene detta interattiva poichè i flussi dipendono direttamente dallo stato dell'oceano. Attualmente i dati del forzante atmosferico forniti dall'ECMWF sono su una griglia orizzontale di $0,5° \times 0,5°$ ad intervallli temporali di sei ore.

Per il flusso di sale invece la condizione al contorno è:

$$K_v \frac{\partial S}{\partial z}\bigg|_{z=0} = \frac{\Delta z_1}{\tau}(S^* - S) \tag{13}$$

dove S^* è una salinità di riferimento presa da una climatologia mensile, Δz_1 è lo spessore del primo livello del modello (cioè 10m), e τ è il tempo di rilassamento preso uguale a 5 giorni. Il campo di salinità climatologica è stato calcolato dall'ultima versione della climatologia MEDATLAS (Fichaut et al., 1998) e viene descritto in Brankart and Pinardi, (2001).

Il flusso di momento invece è scritto come:

$$\rho_0 A_v \frac{\partial}{\partial z}\vec{u}\bigg|_{z=0} = \vec{\tau}_w \tag{14}$$

dove $\vec{\tau}_w$ è lo sforzo del vento calcolato dai venti alla superficie utilizzando la formula di Hellerman and Rosestein (1983).

In questo modello non si considera lo sforzo sul fondo, ovvero:

$$\rho_0 A_v \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z}\bigg|_{z=-H} = 0 \tag{15}$$

Poichè i coefficienti di diffusione scelti sono costanti, il gradiente normale al fondo e alle pareti laterali della temperatura e della salinità è uguale a zero. La velocità sia normale che tangenziale alle pareti laterali è zero, questa condizione viene chiamata di *no-slip*. La condizione cinematica sul fondo dell'oceano è:

$$w = -\mathbf{u}_h \cdot \nabla_h H \tag{16}$$

Il modello per risolvere le componenti del moto barotropico, ovvero:

$$\mathbf{u}_b = \frac{1}{H}\int_{-H}^{0} \mathbf{u}\, dz \tag{17}$$

risolve una equazione per la funzione di flusso barotropica, indicata con ψ e definita dall'equazione:

$$\mathbf{u}_b = \hat{k} \times \frac{\nabla \psi}{H} \tag{18}$$

dove $\hat{k}$ è il versore nella direzione z e $H(x, y)$ è il fondo.

Il metodo di risoluzione è quello introdotto da Bryan (1969). Per definire questa funzione si assume che $w = 0$ alla superficie, ovvero la condizione di superficie libera indeformabile, *rigid lid*.

2.3 Schema di assimilazione

Lo schema di assimilazione dei dati utilizzato in MFSPP è il *System for Ocean Forecasting and Analysis*, SOFA sviluppato da De Mey e Benkiran (2002). SOFA è uno schema di interpolazione ottimale in uno spazio a gradi di libertà ridotti (*Reduced Order Optimal Interpolation*, ROOI). La stima ottima delle condizioni iniziali o *nowcast* viene fatta nel seguente modo:

$$x^a = x^f + K(y^0 - H(x^f)) \tag{19}$$

dove x^a è l'analisi o il *nowcast*, x^f è la stima iniziale o *first guess* che nel nostro caso è la simulazione fatta dal modello, K è il la matrice di *Kalman*, y^0 sono le osservazione e H è l'operatore delle osservazioni che interpola la *first guess* del modello nella posizione delle osservazioni e trasforma le variabili del modello in variabili osservate.

La matrice di Kalman contiene le correlazioni dei campi di errore riferiti alle variabili del modello. I campi di variabili considerati nell'assimilazione sono la temperatura, T, la salinità, S, e la funzione di flusso barotropica, Ψ.

Si può quindi scrivere che:

$$\mathbf{x}^f = [T_{ijk}, S_{ijk}, \psi_{ij}]^T \tag{20}$$

dove gli indici ijk scorrono tutti i punti x, y, z del dominio del modello. Il vettore $\mathbf{x}^f$ è chiamato il vettore di stato. La matrice di Kalman contiene le correlazioni e la covarianza del vettore di stato degli errori del modello.

E' quindi una matrice enorme e per ottenere una soluzione è necessario semplificare. SOFA realizza un semplicazione introducendo il numero di gradi di libertà in verticale e separandolo da quelli in orizzontale (separazione di variabili). In particolare si proietta $\mathbf{x}^f$ sulle così dette *Empirical Orthogonal Functions*-EOF ovvero funzioni empiriche ortogonali solo verticali. Queste EOF sono calcolate come autovettori della matrice di covarianza dell'errore del modello. L'esistenza di un numero limitato di EOF che catturano la relazione tra temperatura e salinità nel Mediterraneo è dimostrata da Sparnocchia et al., (2003). Le EOF utilizzate in MFSPP sono calcolate da dati e non da un'analisi della matrice di covarianza dell'errore della previsione.

De Mey e Robinson (1987) applicarono per la prima volta questo metodo all'assimilazione di dati nell'oceano con un modello quasi geostrofico. Essi hanno usato delle EOF verticali per proiettare l'informazione altimetrica della superficie a differenti profondità per inizializzare la previsione. Sulla base di questa loro esperienza, l'operatore di riduzione della matrice di Kalman in SOFA è costituita da EOF multivariate.

Non è necessario che le osservazioni siano variabili dinamiche del modello, basta che possano essere messe in relazione con le variabili di stato del modello. Per questo motivo H viene utilizzato per passare dalle variabili del modello alle variabili misurate nel caso della SLA. In particolare H contiene solo la parte geostrofica del segnale e si assume che i processi legati alla topografia del fondo non contribuiscano al segnale (Pinardi et al., 1995). Quindi H correla la SLA alla temperatura, salinità e funzione di flusso barotropica e le EOF la proiettano in verticale.

Nel sistema di assimilazione utilizzato in MFSPP sono stati utilizzati due differenti set di EOF per i dati di XBT e per quelli di SLA. Questo è stato fatto per rafforzare la richiesta formale che la proiezione dell'osservazione sullo spazio nullo della matrice di Kalman sia marginale e che le EOF verticali rappresentino un segnale relativamente forte sulle osservazioni. Si ritiene che lo stesso set di EOF per XBT e SLA non possa soddisfare queste condizioni poiche i dati di SLA contengono principalmente informazioni sulla variabilità di T e S al di sotto dello strato rimescolato. La scelta di utilizzare differenti EOF è stata quindi dettata dalla conoscenza a priori dell'informazione contenuta in ciascun tipo di dato osservato.

Per l'assimilazione di SLA è stata utilizzata una sola EOF multivariata per tutto il bacino (De Mey e Benkiran, 2002). La EOF di SLA è trivariata, cioè calcolata dalla covarianza di temperatura, salinità e funzione di flusso barotropica. Questa EOF va solo dalla profondità di 120m verso il basso, non viene cioè considerata la parte superficiale. Questa scelta è stata fatta sulla base dell'esperienza passata che ha mostrato che pochi modi verticali rappresentano la maggior parte della variabilità dell'altezza dinamica (Faucher et al., 2002). e che fisicamente la SLA rappresenta la maggior parte della variabilità geostrofica al di sotto dello strato di rimescolamento. La scelta di 120m per il mediterraneo potrebbe essere eccesiva ma è stato scelto di utilizzare comunque questa EOF visto che era già stata utilizzata in precedenti esperimenti (De Mey and Benkhiran, 1998).

Per assimilare i dati XBT sono invece state utilizzate delle EOF calcolate da dati storici del Mediterraneo (Sparnocchia et al., 2003). Queste EOF sono state calcolate in nove differenti regioni scelte in base alla copertura di dati e alle caratteristiche dinamiche della circolazione. Le EOF tengono conto solo della varianza attorno al segnale stagionale e variano ogni tre mesi. Per ogni regione sono state scelte le 10 EOF dominanti. Il ciclo di assimilazione è stato scelto

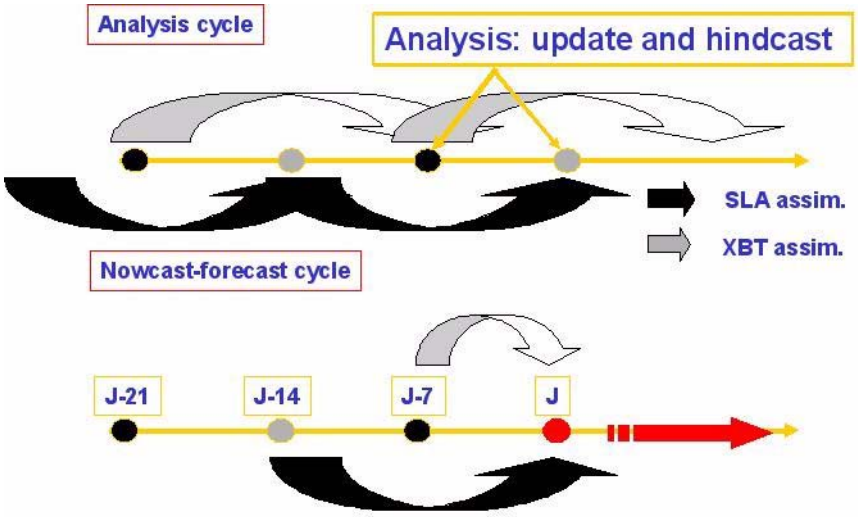


Fig. 2.5 Schema di assimilazione sequenziale di SLA e XBT

di una settimana, in accordo con la distribuzione dei dati XBT (Manzella et al., 2001) e della disponibilità dei dati di SLA (Pinardi et al, 2003). Il ciclo è illustrato in Fig. 2.5 dove viene messa in rilievo la differenza tra il ciclo di *analisi* e il ciclo di *nowcast-forecast.*

La prima procedura è chiamata *nowcast-forecast* e prepara ogni settimana le condizioni iniziali per la previsione. Per ogni ciclo di assimilazione vengono fatte due simulazioni sequenziali, la prima con l'assimilazione di un data set secondo la procedura *smoother*[1], e la seconda con l'altro data set assimilato con la procedura *filter*[2]. Le EOF multivariate per la temperatura, la salinità e la funzione di flusso vengono usate per l'assimilazione di SLA,

mentre le EOF bivariate di temperatura e salinità per i dati di XBT. In questo modo ciascun data set viene proiettato nei suoi modi verticali ottimali e contribuisce alla stima del *nowcast*. L'assimilazione di SLA viene fatta solo nelle regioni dove la profondità è superiore a 1000m. Questa assunzione è stata fatta in base a studi di altezza dinamica (Ozsoy et al, 1993) che hanno dimostrato che se il livello di moto zero di riferimento è profondo generalmente si hanno correnti superficiali e variazioni della superficie libera più realistiche. Le SLA del modello sono calcolate sottraendo il livello di superficie media del modello. Questo campo è stato calcolato facendo delle simulazioni della circolazione del Mediterraneo dal 1993 al 1997, così che fosse consistente con la media sottratta ai dati di SLA, (Fig. 2.6).

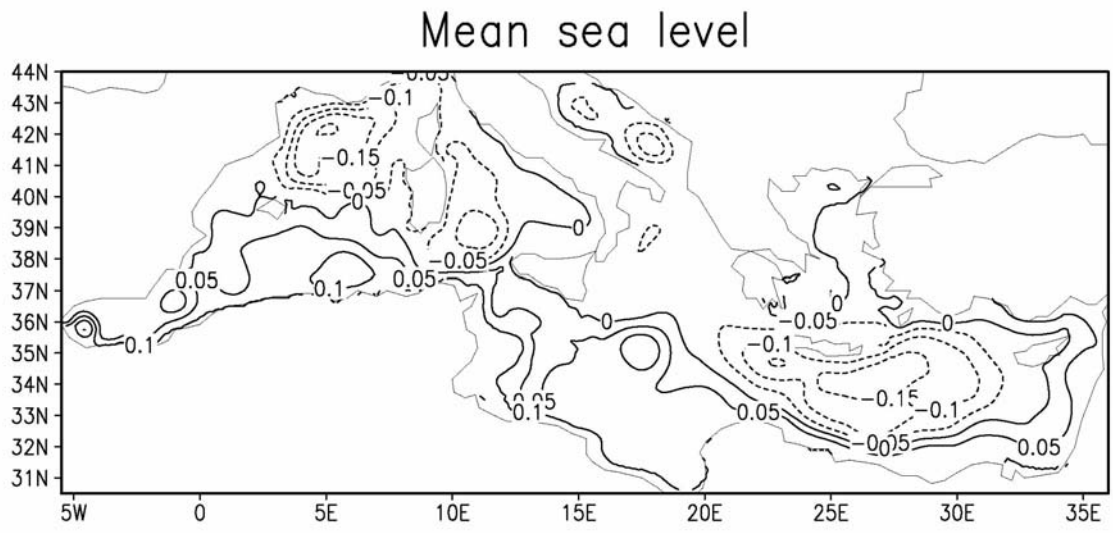


Fig. 2.6 Valore medio del livello del mare dalle simulazioni con modello dal 1993 al 1997.

La seconda procedura è chiamata di *analysis (*vedi Fig. 2.5). In questo caso viene usato solo il risultato ottenuto dalla procedura *smoother* sia per gli XBT che per la SLA. Ciò significa che ogni settimana viene fatta una stima ottimale della circolazione utilizzando sia dati passati che futuri. Tra un'*analysis* e l'altra viene fatta una simulazione con il modello utilizzando i campi di analisi dei dati atmosferici in modo da produrre la miglior estrapolazione dinamica tra successive stime ottimali dello stato dell'oceano. L'insieme dei dati giornalieri formato da questa procedura di *analysis* viene chiamato l'insieme delle *analysis* anche se i dati vengono inseriti una volta alla settimana.

In entrambe le procedure, nowcast-forecast e analisi, i flussi alla superficie del modello, equazione (12), vengono corretti con la temperatura superficiale da satellite (SST) nel modo seguente:

$$\rho_0 K_v \frac{\partial T}{\partial z}\bigg|_{z=0} = \frac{1}{C_p}\left\{ Q_B(T_a, T_0, C, rh) + LE(T_a, T_0, rh, |\vec{v}_w|) + H(T_a, T_0, |\vec{v}_w|) + \frac{\Delta Q}{\Delta T}\bigg|_{T*} (T* - T) \right\} \qquad (21)$$

dove $\frac{\Delta Q}{\Delta T}\Big|_{T*} = 69(W/m^2 {}^\circ C)$ e $T*$ è la media settimanale di SST da satellite. Ciò corrisponde a una costante di rilassamento paria a 7 giorni se lo spessore dello strato superficiale del

1. Con procedura di *smoother* si indica la procedura di assimilazione che usa la tecnica descritta dall'eq.(19) e considera sia dati nel passato che nel futuro per ottenere una stima di x^a . In Fig. 2.5 si vede infatti che la stima fatta ogni settimana usa dati della settimana prima e dopo il giorno di analisi
2. La procedura *filter* usa solo dati nel passato rispetto al momento in cui si produce x^a .

modello è di 10m. Questo valore è abbastanza grande se confrontato al valore globale stimato da Oberhueber (1988) ma può essere giustificato dal fatto che le SST cambiano ogni settimana.

2.4 Indici di prestazione delle previsioni

Per valutare la qualità della previsione del sistema MFSPP è stato analizzato il periodo dal 4 aprile 2000 al 31 ottobre 2000 che coincide col primo periodo di previsioni operative durante il quale si è avuta la quantità massima di dati disponibili per l'assimilazione. E' stata quindi valutata la previsione rispetto alle osservazioni e all'analisi seguendo le definizioni di indice di prestazione definito da Murphy (1993):

1) Indice di consistenza: viene verificato il livello qualitativo di consistenza tra le analisi e le osservazioni basandosi sull'esperienza degli operatori che fanno le previsioni. Questo non è un indice oggettivo ma è un controllo basato sulle conoscenze degli operatori dei processi dinamici caratteristici della regione presa in considerazione;

2) Indice di qualità: vengono utilizzati indici statistici per quantificare il livello di similarità tra previsione e analisi;

3) Indice di accuratezza: è la corrispondenza oggettiva tra osservazioni e analisi stimata tramite indici statistici per quantificare l'errore dell'analisi rispetto ai dati;

4) Indice di valore: è il beneficio realizzato dai fruitori della previsione. Il valore delle previsioni nel Mediterraneo non può ancora essere quantificato poichè i fruitori delle previsioni sono ancora troppo pochi.

L'indice di prestazione è la somma pesata dei quattro sottoindici descritti sopra.

2.4.1 Consistenza

Il controllo sulla consistenza è stato definito in base al confronto tra i dati di satellite e le analisi per la SLA. Invece di utilizzare i valori di SLA lungo la traccia del modello e delle osservazioni sono state confrontate le analisi con due differenti sistemi di analisi. Il primo si basa sulla conoscenza statistica della struttura dei dati da satellite ed è spiegato da Le Traon et al. (1998). I dati di SLA osservati vengono mappati utilizzando tecniche di analisi oggettiva che permettono di studiare per ogni settimana il campo di SLA usando i dati di tre settimane. Le mappe di analisi oggettiva settimanali vengono quindi mediate per ottenere distribuzioni medie mensili per il periodo da maggio ad ottobre 2000. Il secondo campo invece viene prodotto settimanalmente dal sistema di analisi (Fig. 2.5). E' stata quindi stimata la corrispondenza tra le analisi MFSPP di SLA e i dati da satellite di SLA confrontando i campi di medie mensili dei dati (Fig. 2.7 e Fig. 2.8) e delle analisi del modello (Fig. 2.9 e Fig. 2.10). Sia i dati che il modello mostrano una circolazione ciclonica relativamente forte (valori negativi di SLA) in tutto il bacino per tutto il periodo considerato. Vortici e giri anticiclonici sono localmente intensificati nel bacino algerino, nello Ionio meridionale, nel Peloponneso e a sud-est di Creta e nelle aree a sud di Cipro caratterizzate dalla presenza dei giri Iera-Petra e Shikmona. Questi giri sono caratteristiche quasi permanenti e si osserva una variazione della loro intensità durante il periodo considerato. La larga anomalia ciclonica nello Ionio è molto interessante: viene infatti mantenuta sia dal modello che dei dati per tutto il periodo (Fig. 2.9-Fig. 2.10). Le anomalie anticicloniche sono più forti nel modello che non nei dati durante il periodo compreso tra maggio e giugno.

Sia i dati da satellite che i campi prodotti dall'analisi mostrano una forte tendenza a passare da una circolazione prevalentemente ciclonica in giugno a una circolazione prevalentemente anticiclonica (anomalie positive) a settembre-ottobre. I cambiamenti più forti nei dati osservati si verificano a luglio e agosto, periodo di transizione estiva di SLA. I valori maggiori nei dati

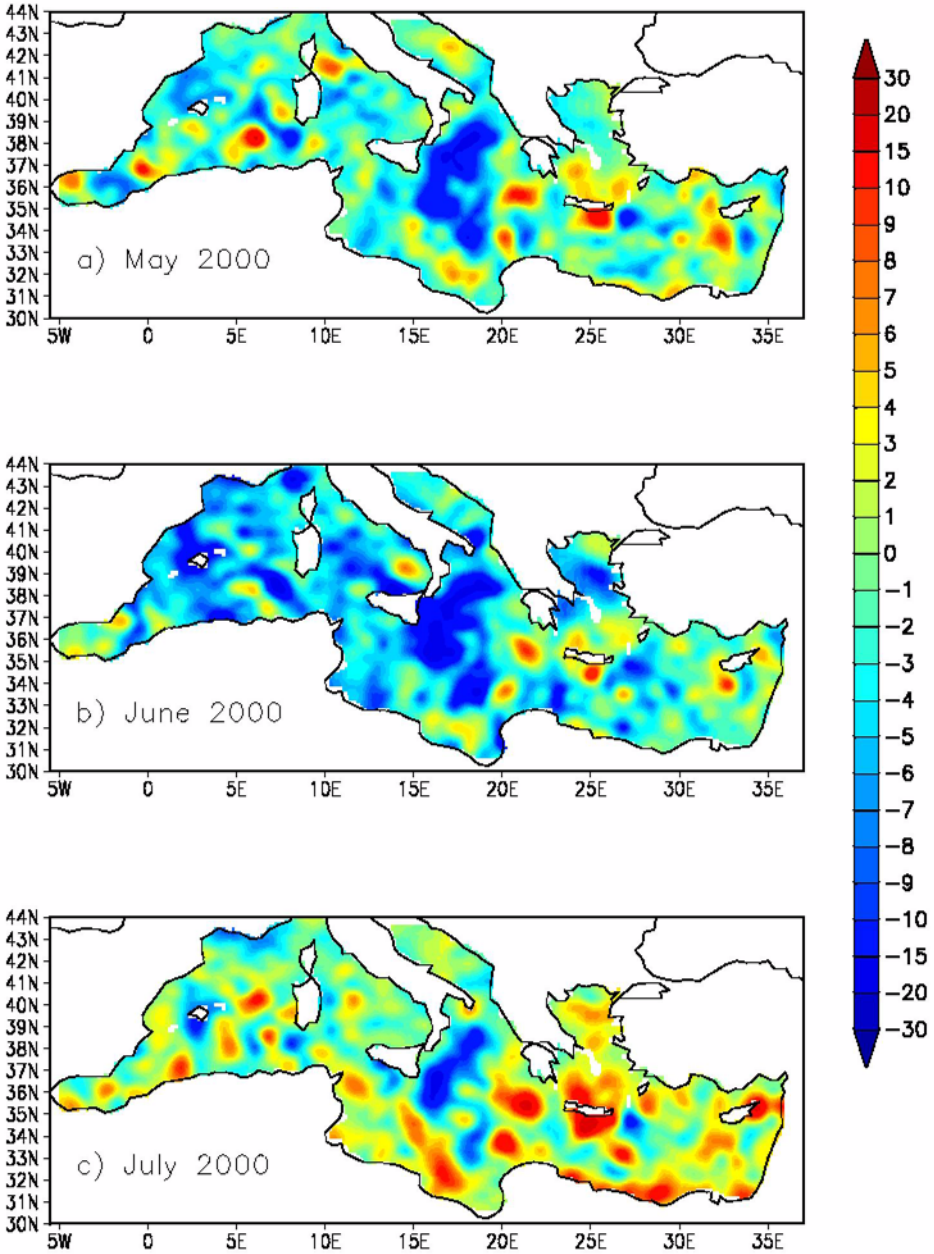


Fig. 2.7 Medie mesili di SLA dall'analisi oggettiva delle osservazioni in cm per (a) maggio 2000, (b) giugno 2000, (c) luglio 2000

osservati si hanno durante il mese di Settembre 2000. Le analisi MFSPP non riescono a rilevare questa transizione estiva ed infatti si nota un aumento della differenza tra dati e modello tra luglio e agosto (Fig. 2.7-Fig. 2.9). Ci sono due differenze principali tra i dati da satellite e le analisi MFSPP di SLA nel periodo considerato. Innanzitutto il cambiamento di SLA nei campi dell'analisi è più lento e presenta un graduale aumento dei valori positivi. I valori più alti di SLA nelle soluzioni del modello si hanno in ottobre (Fig. 2.10). Inoltre la transizione estiva delle soluzioni dell'analisi è visibile solo nelle aree profonde come il bacino Algero-Provenzale, il Mar Ionio e il bacino Levantino. Nelle zone poche profonde dello stretto di Sicilia, dell'Egeo e dell'Adriatico i valori di SLA del modello restano relativamente bassi anche nel periodo successivo alla transizione estiva (Fig. 2.10). Come già detto l'assimilazione

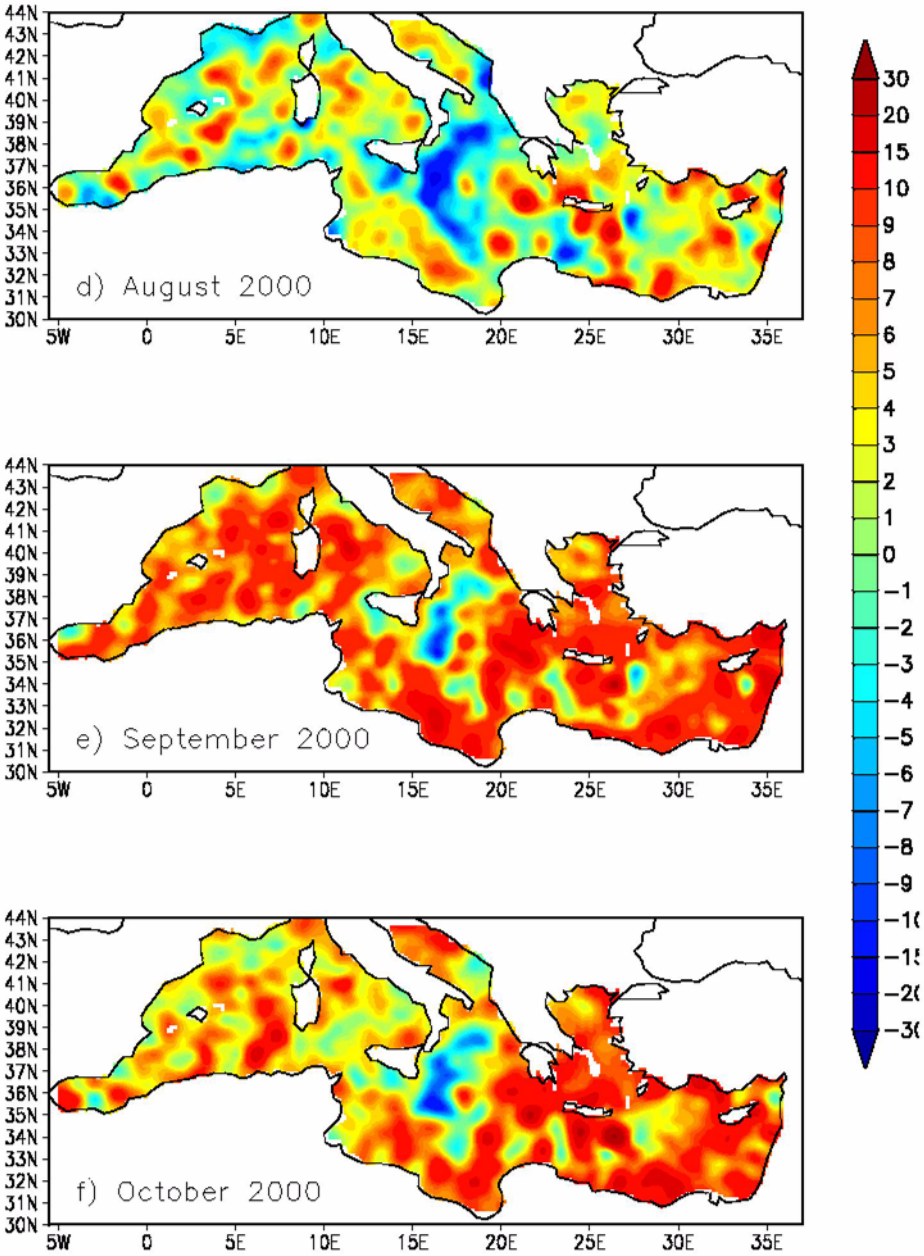


Fig. 2.8 Medie mesili di SLA dall'analisi oggettiva delle osservazioni in cm per (d) agosto 2000, (e) settembre 2000, (f) ottobre 2000

di SLA avviene solo dove la profondità è maggiore di 1000m. Nelle zone dove quindi viene fatta assimilazione di SLA si ha un forte impatto sulle soluzioni del modello che seppur in ritardo sviluppa delle strutture di circolazione equivalenti a quelle osservate. Nelle aree poco profonde invece, dove non viene fatta assimilazione di SLA la transizione estiva non viene risolta dalla dinamicadel modello.

Questo primo confronto rivela che le analisi sono abbastanza consistenti con le osservazioni e mette in luce il fatto che le aree costiere non vengono influenzate dall'assimilazione fatta nelle regioni dell'oceano aperto e che le transizioni rapide sono difficili da risolvere con un ciclo di assimilazione settimanale. Nel futuro la consistenza tra analisi e osservazioni potrebbe essere aumentata tenedo conto nella definizione dell'operatore delle osservazioni anche delle aree costiere e facendo cicli di assimilazione di SLA più brevi in modo da poter

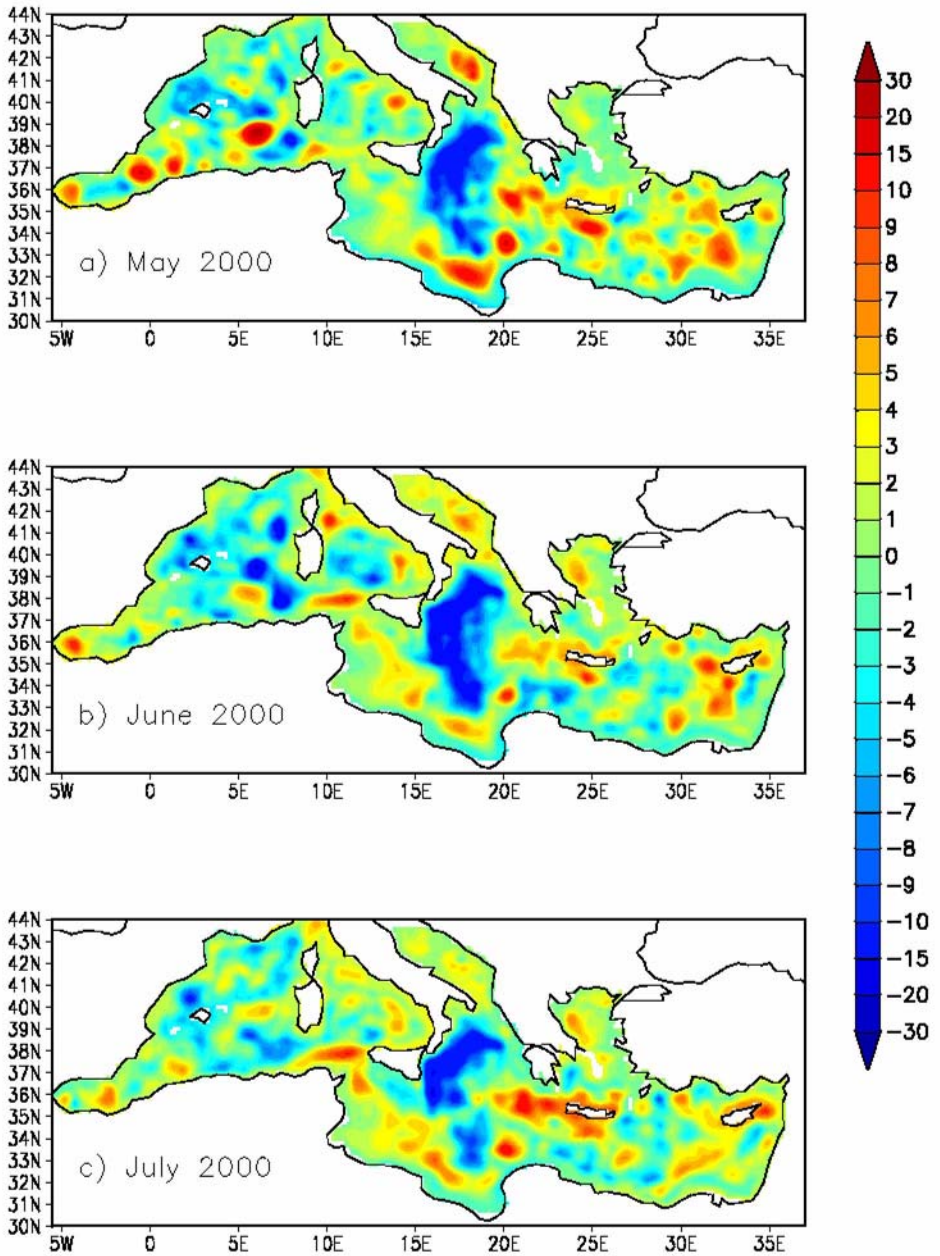


Fig. 2.9 Media mensile di SLA dall'analisi MFSPP in cm per (a) maggio 2000, (b) giugno 2000, (c) luglio 2000.

risolvere le transizioni rapide che avvengono nell'arco di un mese. Un miglioramento potrebbe venire dall'utilizzo di EOF fino a 50m per la correzione di SLA, invece che 120m, poichè verrebbe meglio rappresentata la profondità dello strato rimescolato del Mediterraneo in estate.

2.5 Conclusioni

Dalle prime valutazioni fatte sul funzionamento del sistema di previsioni messo a punto durante MFSPP è emerso che l'utilizzo di un modello di circolazione generale a scala di bacino maggior risoluzione potrebbe apportare miglioramenti significativi alla qualità delle previsioni. E' stato quindi deciso di implementare durante questa tesi un modello di circolazione ad alta risoluzione che permetta di risolvere le strutture di mesoscala e che dopo

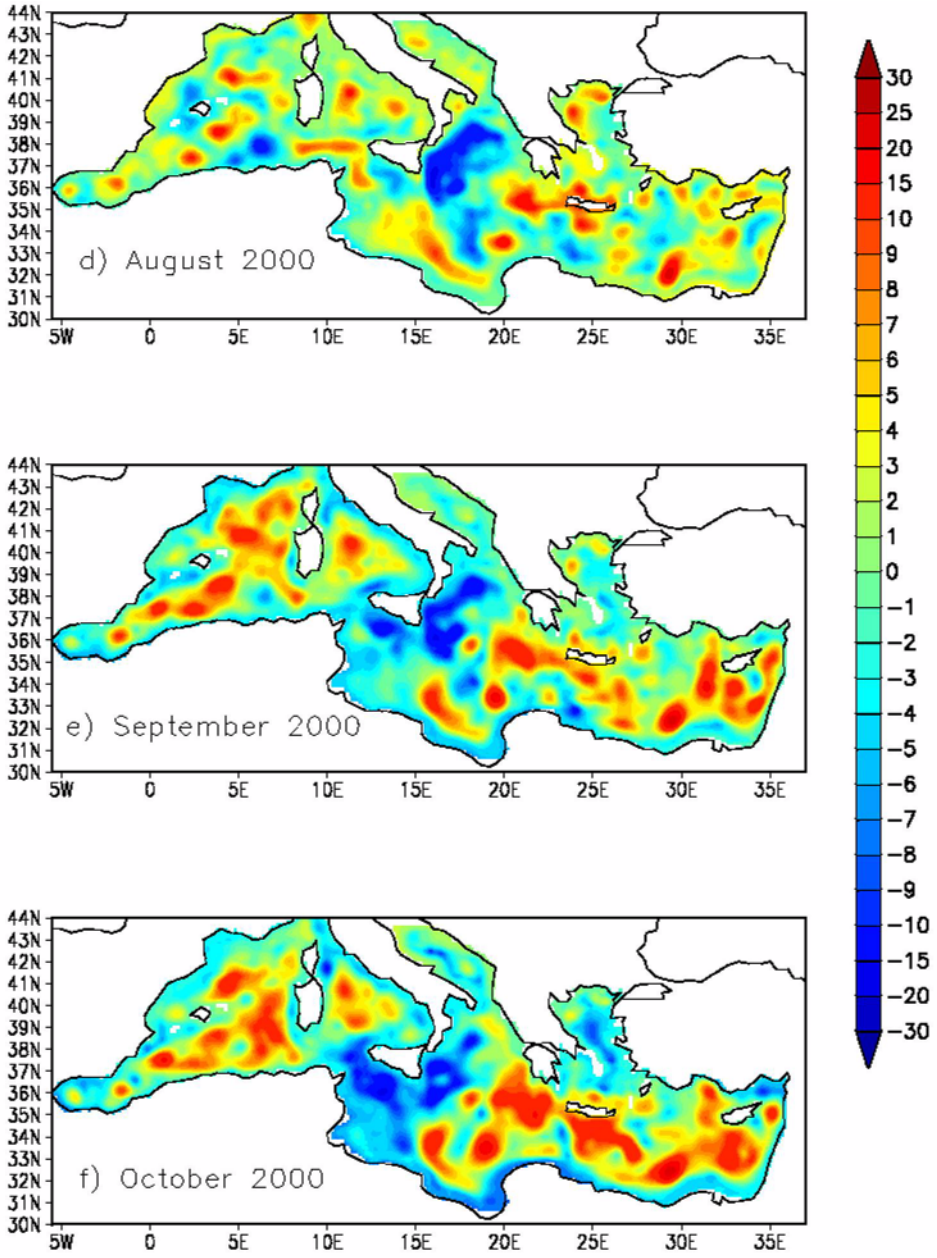


Fig. 2.10 Media mensile di SLA dall'analisi MFSPP in cm per (d) agosto 2000, (e) settembre 2000, (f) ottobre 2000.

essere stato sufficientemente calibrato possa sostituire l'attuale modello operativo nel sistema di MFS.

CAPITOLO 3

3 Implementazione del modello MFS ad alta risoluzione

3.1 Il modello ad alta risoluzione: MFS1661 e MFS1671

Come dettagliatamente spiegato nel capitolo precedente, il modello utilizzato durante la fase di MFSPP ha una risoluzione orizzontale di $1/8°$ e 31 livelli verticali (vedi Fig. 3.1). E' stato deciso di aumentare la risoluzione del modello sia orizzontale che verticale per riuscire a risolvere anche le strutture alla mesoscala, di fondamentale importanza per la dinamica dell'intero bacino.

In questa tesi si sono sviluppati due nuovi imodelli su una nuova griglia numerica che sono

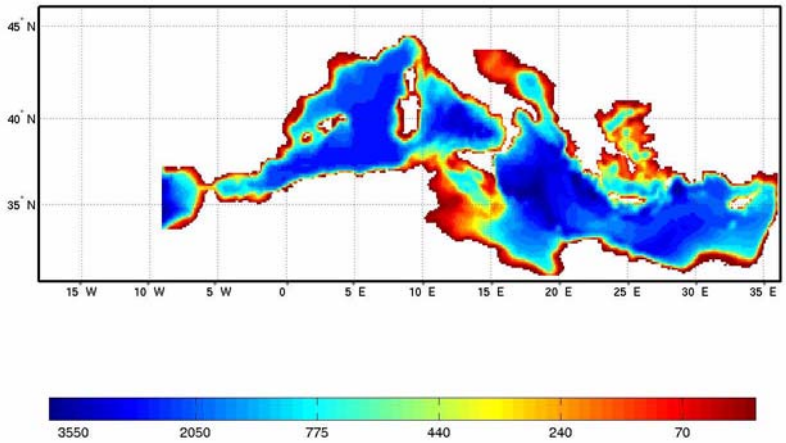


Fig. 3.1 Dominio di MFS831

stati chiamati MFS1661 e MFS1671.

La risoluzione orizzontale del modello è stata raddoppiata fino ad arrivare a $1/16° \times 1/16°$. Per quanto riguarda la risoluzione verticale, si sono usate due diverse griglie. La prima con 61 livelli (vedi appendice A) e con lo stesso codice numerico di MFS831 (MOM). Questa configurazione del modello è stata chiamata MFS1661. E' stato poi messo a punto anche un altro modello ad alta risoluzione, MFS1671 che ha la stessa risoluzione orizzontale di MFS1661 ma 71 livelli verticali (vedi appendice A) ed è stato utlizzato un differente codice numerico.

La nuova linea di costa e la topografia di MFS1661 e MFS1671 sono state ottenute con la stessa procedura come viene dettagliatamente descritto nell'appendice A. Il numero delle isole nei due modelli ad alta risoluzione è molto maggiore che non in MFS831 dove erano solo 9. In MFS1661 sono 45 e in MFS1671 sono 49.

La scatola atlantica è stata allargata molto e la parte settentrionale dell'Adriatico è stata inserita. L'adriatico settentrionale non è rappresentato in MFS831 perchè essendo molto poco profondo, il numero di livelli verticali non è sufficiente a risolverlo in maniera accurata. Avendo ora a disposizione un maggior numero di livelli verticali è possibile includere anche quest'area nel dominio del modello (vedi Fig. 3.2). Per includere tutto il golfo della Sirte e a

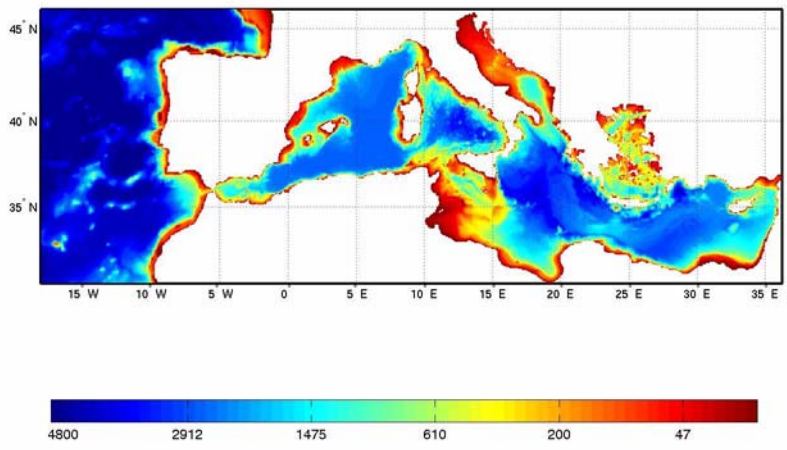


Fig. 3.2 Dominio di MFS1661 e MFS1671

est il golfo di Alessandretta il dominio del modello è stato allargato di qualche punto griglia a sud e a est, sempre rispetto a MFS831.

MESE	ANNO	TIME STEP	A_h	K_h	A_v	K_v
		s	cm^4/s		cm^2/s	
gennaio	1	150	3.0e16	1.0e17	1.5	0.3
feb-dic	1	300	3.0e16	1.0e17	1.5	0.3
gen-dic	2	300	3.0e16	1.0e17	1.5	0.3
gennaio	3	450	7.2e16	2.4e17	1.5	0.3
feb-mar	3	450	6.6e16	2.2e17	1.5	0.3
aprile	3	600	7.8e16	2.6e17	1.5	0.3
maggio	3	600	8.1e16	2.7e17	1.5	0.3
giu-aug	3	600	9.7e16	3.2e17	1.5	0.3
settembre	3	600	8.1e16	2.7e17	1.5	0.3
nov-dic	3	600	7.8e16	2.6e17	1.5	0.3
gen-feb	4	600	7.8e16	2.6e17	1.5	0.3
mar-apr	4	600	8.1e16	2.7e17	1.5	0.3
mag-dic	4	600	9.7e16	3.2e17	1.5	0.3

Table 3.1 Time step e valori dei coefficienti di viscosità e diffusione utilizzati per i runs con MFS1661

3.2 Modello intermedio ad alta risoluzione: MFS1661

Le equazioni e il codice numerico (MOM) sono le stesse di quelle descritte nel capitolo precedente.

Con questo modello sono stati fatti quattro anni di simulazione con forzante climatologico perpetuo. Abbiamo cioè dovuto riprendere la calibrazione dall'inizio dei modelli, ovvero rifare gli esperimenti con forzante perpetuo che a suo tempo furono fatti per calibrare il modello MFS831, (Pinardi e Masetti, 2000). Il forzante perpetuo è descritto in dettaglio nell'appendice B.

Per le simulazioni con MFS1661 il passo temporale utilizzato è di 150 s per il primo mese e poi per i mesi successivi è stato incrementato fino ad arrivare al valore di 600 s per il terzo e il quarto anno di integrazione (vedi tabella 3.1). Le costanti di diffusione verticale ed orizzontale e di viscosità verticale ed orizzontale utilizzate vengono illustrate nella tabella 3.1.

A differenza di MFS831 MFS1616 considera lo sforzo tangenziale sul fondo. La condizione al contorno (15) è quindi cambiata in:

$$\rho_0 A_v \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} = \vec{\tau}_b \tag{22}$$

con $\vec{\tau}_b = \rho_0 C_D |\mathbf{u}_b| \mathbf{u}_b$ dove $\mathbf{u}_b$ è la velocità sul fondo e $C_D = 1\times10^{-3}$.

3.3 Modello finale ad alta risoluzione: MFS1671

3.3.1 Le equazioni del modello

Il modello di circolazione generale a scala di bacino utilizza il codice OPA (Ocean PArallelise) versione 8.1 sviluppato dall'Institut Pierre Simon Laplace, Laboratoire d'Oceanographie DYnamic et de Climatologie, Paris. Una descrizione dettagliata del codice numerico e del funzionamento del modello viene fornita da Madec et al., (1998). Qui di seguito verrà fornita una breve descrizione generale del modello, specificando invece in dettaglio tutte le caratteristiche che riguardano l'implementazione nel Mar Mediterraneo nella configurazione MFS1671, messa a punto nel lavoro di questa tesi.

Il modello anche in questo caso è alle equazioni primitive, cioè utilizza le equazioni di Navier-Stokes con le approssimazioni:

- **approssimazione di terra sferica**: si assume che la superficie geopotenziale sia sferica così che la forza di gravità risulti essere solo nella direzione generale del moto;
- **approssimazione di strato sottile**: la profondità dell'oceano viene considerata trascurabile rispetto alla lunghezza del raggio terrestre;
- **approssimazione di Boussinesq**: le variazioni di densità sono trascurate tranne che nel loro contributo alla forza di galleggiamento;
- **approssimazione idrostatica**: l'equazione verticale del momento si riduce a un bilancio tra il gradiente di pressione verticale e la forza di galleggiamento (ciò fa si che i processi convettivi siano rimossi dalle equazioni di Navier-Stokes, è quindi necessario parametrizzarli);
- **ipotesi di incompressibilità**: viene assunto che l'equazione di continuità si riduca all'imposizione che la divergenza della velocità sia zero.

Il modello è scritto in coordinate sferiche ma per semplicità riportiamo qui le equazioni scritte in coordinate cartesiane.

$$\frac{\partial \mathbf{u}_h}{\partial t} = \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} - f\mathbf{k} \times \mathbf{u}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p - A^{lm} \nabla^4 \mathbf{u}_h + A^{vm} \frac{\partial \mathbf{u}_h}{\partial z^2} \tag{23}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \tag{24}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \tag{25}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T\mathbf{u}) + A^{lT} \nabla_h^4 T + A^{vT} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \lambda \cdot \mu (T^* - T) \tag{26}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S\mathbf{u}) + A^{lS} \nabla_h^4 S + A^{vS} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + \lambda \cdot \mu (S^* - S) \tag{27}$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \tag{28}$$

$\mathbf{u} = \mathbf{u}_h + w\mathbf{k}$ è il vettore velocità scomposto nella componente orizzontale e in quella verticale, T è la temperatura potenziale, S è la salinità, ρ è la densità in situ, ρ_0 è la densità di riferimento, $f = 2\Omega \cdot \sin\theta$ è il parametro di Coriolis (Ω è la velocità angolare della terra), g è l'accelerazione di gravità, $\lambda = 1,57407\times10^{-5}\ s^{-1}$ è l'nverso del tempo di rilassamento (pari a 5 giorni) e μ è la costante di rilassamento, diversa da zero solo ai bordi della scatola atlantica. A^{vm} e A^{lm} sono coefficienti di viscosità turbolenta verticale e orizzontale, A^{vT} ,A^{vS}, A^{lT} e A^{lS} sono i coefficienti di diffusione orizzontale e verticale per la temperatura e la salinità La scelta dei valori di questi coefficienti è stata fatta in base all'esperienza acquisita con le precedenti simulazioni fatte utilizzando il modello MFS831 e sono rispettivamente:

$$A^{vm} = 1,5\times10^{-4}\ \ (m^2/s) \qquad A^{lm} = 8,1\times10^{8}\ \ (m^4/s) \tag{29}$$

$$A^{vT}, A^{vS} = 3\times10^{-5}\ \ (m^2/s) \qquad A^{lT}, A^{lS} = 2,7\times10^{9}\ \ (m^4/s) \tag{30}$$

A differenza di MFS1661 e MFS831 che sono modelli in cui viene fatta l'assunzione che la superficie dell'oceano sia indeformabile (*rigid lid*), in MFS1671 viene ammesso che la superficie libera, η, possa deformarsi nel tempo e nello spazio.

La velocità orizzontale $\mathbf{u}_h$ può essere separata in due componenti.

$$\mathbf{u}_h = \bar{\mathbf{u}}_h + \mathbf{u}'_h \tag{31}$$

dove $\bar{\mathbf{u}}_h$ è la componente barotropica o modo esterno definita ora come:

$$\bar{\mathbf{u}}_h = \frac{1}{H+\eta}\int_{-H}^{\eta} dz\ \mathbf{u}_h \tag{32}$$

dove $H(x,y)$ è la differenza tra il fondo dell'oceano e una superficie sferica di riferimento a $z = 0$ e $\eta(x,y,t)$ è l'elevazione della superficie dell'oceano rispetto a $z = 0$, Fig. 3.3., $\mathbf{u}'_h$ invece è la componente baroclina o modo interno che dipende dalla variazione di densità tra due strati.

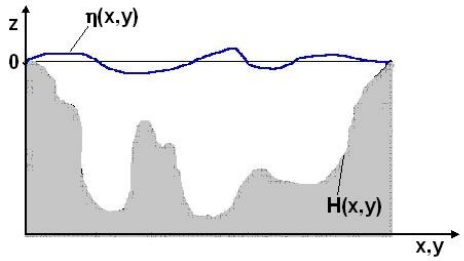


Fig. 3.3 La superficie libera η e la profondità H

In generale le onde di gravità associate ai modi barotropici sono caratterizzate da una velocità di fase pari a $\sqrt{gH}$ mentre quelle interne associate ai modi baroclini hanno velocità di fase pari a circa $\sqrt{gH}\frac{\Delta\rho}{\rho} \cong 10^{-3}\sqrt{gH}$.

Il campo di velocità integrato lungo la verticale, può quindi essere definito come:

$$\mathbf{U} = (H+\eta)\bar{\mathbf{u}}_h = \int_{-H}^{\eta} dz\ \mathbf{u}_h \tag{33}$$

Nel caso della superficie libera, la condizione al contorno $z = \eta$ per la componente verticale della velocità è $w = \frac{D\eta}{Dt}$, diversamente dal caso *rigid lid* in cui $w = 0$.

Considerare la superficie libera deformabile ha il vantaggio che nelle equazioni del modello l'elevazione del livello del mare viene trattata come una variabile prognostica e che il flusso d'acqua può essere rappresentato in maniera teoricamente adeguata. Inoltre è possibile utilizzare il numero di isole adeguato alla risoluzione orizzontale scelta perchè questo non penalizza il tempo necessario al calcolo, come avviene invece nel caso *rigid lid,* dove è necessario calcolare l'integrale di linea dellla funzione di flusso barotropica per ogni isola, (Bryan, 1979).

Dall'integrazione lungo la verticale dell'equazione di continuità si ottiene l'equazione prognostica dell'elevazione della superficie del mare, η e le equazioni del momento integrate lungo la verticale. Questa equazione descrive la dinamica barotropica del fluido e può essere scritta come:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \mathbf{u}_h \cdot \nabla \eta = -\int_{-H}^{\eta} \nabla \cdot \mathbf{u} - \mathbf{u} \cdot \nabla H \tag{34}$$

Per risolvere le onde barotropiche di gravità che per $H = 300m$ hanno una velocità pari a circa $165\ m/s$ è necessario avere un passo temporale molto piccolo. Ci sono due diversi metodi numerici che possono essere utilizzati, quello esplicito e quello implicito che è quello implementato nel codice OPA 8.1 e quindi da noi utilizzato in MFS1671.

Sia per il modo baroclino che per quello barotropico viene utilizzato lo stesso schema di discretizzazione temporale (*leap frog*) e quindi viene automaticamente soddisfatta la condizione che le equazioni barotropiche sono esattametne la media lungo la verticale delle equazioni barocline e non deve essere fatta nessuna media temporale delle variabili barotropiche per rafforzare questa relazione. Questo metodo è stabile perchè elimina in maniera selettiva le onde superficiali ad alta frequenza.

3.3.2 Condizioni al contorno

Nel seguito descriviamo solo le condizioni al contorno di MFS1671 che sono differenti da quelle illustrate per MFS831.

L'attrito sul fondo è parametrizzato in maniera non lineare assumendo che sia funzione di un termine quadratico, cioè:

$$A^{vm} \frac{\partial}{\partial z}(\mathbf{u}_h) = C_D \sqrt{u_b^{\,2} + v_b^{\,2} + e_b}\, \mathbf{u}^b{}_h \tag{35}$$

$\mathbf{u}_h^b = (u_b, v_b)$ è la velocità sul fondo, $C_D = 1 \times 10^{-3}$ è il coefficiente d'attrito e e_b è l'energia cinetica turbolenta sul fondo dovuta alle maree, all'energia liberata dalle onde interne quando frangono e alle altre correnti che hanno una scala temporale molto corta.

Essendo ora il modello a superficie libera è possibile imporre un flusso d'acqua e non solo di sale. Il flusso d'acqua è dovuto alla differenza tra precipitazione (P) e evaporazione (E) e la condizione al contorno per w diventa:

$$w = \frac{D\eta}{Dt} + (E - P) \qquad \text{dove} \qquad \frac{D\eta}{Dt} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \mathbf{u}_h \cdot \nabla \eta \tag{36}$$

Alla superficie la condizione al contorno sul momento è data dallo sforzo esercitato dal vento. Ripetiamo la condizione al contorno per lo sforzo del vento già descritta in precedenza che è:

$$A^{vm} \frac{\partial \mathbf{u}_h}{\partial z}\bigg|_{z=1} = \frac{(\tau_u\,,\, \tau_v)}{\rho_0} \qquad \left(\frac{m^2}{s^2}\right) \tag{37}$$

dove τ_u e τ_v sono rispettivamente le componenti zonali e meridionali dello sforzo del vento. Negli esperimenti con forzante perpetuo il modello riceve questi campi come medie mensili climatologiche già interpolate sulla griglia orizzontale del modello e li interpola nel tempo ad ogni passo temporale. Nell'appendice B viene fornita una descrizione dettagliata delle caratteristiche della climatologia dello sforzo del vento utilizzata in queste simulazioni .

La condizione al contorno sul calore alla superficie è data da:

$$A^{vT} \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \qquad \left(\frac{m}{s}\ {}^\circ K\right) \tag{38}$$

dove $\rho_0 = 1020\ (kg/m^3)$ è la densità dell'acqua, $C_p = 4000\ (J/(kg\ {}^\circ K))$ è il calore specifico e Q è la parte non penetrativa del flusso netto di calore alla superficie. Nell'esperimento con forzante perpetuo la radiazione solare non viene considerata penetrativa, quindi Q è il flusso netto di calore che possiamo scrivere in questo modo:

$$Q = Q_0 + \frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}T}(T - T^*) \tag{39}$$

Q_0 è il valore di flusso di calore fornito dalla climatologia mensile dei flussi di calore descritta nell'appendice B, T è la temperatura superficiale calcolata dal modello, T^* è la temperatura climatologica alla superficie (vedi appendice B) e $\frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}T} = -40\ (W/m^2/{}^\circ K)$ è il coefficiente di rilassamento. Questo termine assicura che se la temperatura superficiale del modello è esattamente uguale al valore fornito dalla climatologia allora $Q = Q_0$. Posso stimare dal valore del coefficiente di rilassamento il tempo di rilassamento, ΔT, corrispondente. Posso infatti scrivere che:

$$\frac{dQ/dT}{\rho_0 C_p} = \frac{\Delta z}{\Delta t} \qquad \Delta t = \Delta z \frac{\rho_0 C_p}{dQ/dT} \tag{40}$$

Se $\Delta z = 3m$ è la profondità dello strato più superficiale del modello ne risulta che $\Delta t \cong 3,5\ (giorni)$.

Per la salinità invece la condizione al contorno alla superficie risulta essere:

$$\rho_0 A^{vS} \left.\frac{\partial S}{\partial z}\right|_{z=0} = (E - P) S \rho_0 \qquad (kg/m^2/s) \tag{41}$$

che è corrispondente alla condizione di flusso d'acqua scritta nell'equazione (36). Questo è il grande vantaggio del modello a superficie libera: permette finalmente di avere una consistenza interna tra flusso d'acqua e di sale, equazioni (36) e (41).

Nel caso del forzante di anno perpetuo da noi considerato si è scelto che il flusso d'acqua sia:

$$E - P = \Upsilon^{-1} \frac{(S - S^*)}{S} \tag{42}$$

dove S è la salinità superficiale del modello, S^* è la salinità climatologica alla superficie e $\Upsilon = -0,007\ (m^2 s)/(Kg)$ è il coefficiente di rilassamento per la salinità. Anche in questo caso si può calcolare il tempo di rilassamento corrispondente:

$$\frac{1}{\rho_0} \Upsilon^{-1} \frac{(S - S^*)}{S} = \frac{\Delta z}{\Delta t} \qquad \Delta t = \rho_0 \Delta z \Upsilon \left(\frac{S}{S - S^*}\right) \tag{43}$$

Se $\Delta z = 3m$ è la profondità dello strato superficiale del modello ne consegue che $\Delta t \cong 5\ giorni$.

3.3.3 La scatola atlantica

MFS1671 comprende nel suo dominio una parte di oceano Atlantico, necessaria per poter mantenere lo scambio d'acqua tra Mediterraneo e Atlantico allo stretto di Gibilterra. Le dimensioni della scatola Atlantica sono molto maggiori rispetto a quelle di MFS831. Questa scelta è stata dettata dall'esperienza fatta da studi precedenti che hanno messo in luce che box più piccole creano una fluttuazione interannuale con periodo pari a tre anni nell'energia cinetica mediata sul volume che invece scompaiono semplicemente aumentando le dimensioni della box (Roussenov et al. 1995). Le dimensioni della scatola Atlantica per MFS1671 sono mostrate in Fig. 3.4.

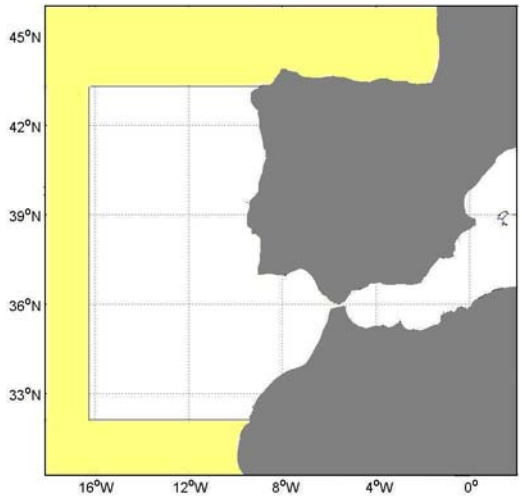


Fig. 3.4 La scatola atlantica, il bordo giallo è la zona dove viene fatto rilassamento di T e S alla climatologia.

Lungo i bordi della scatola Atlantica in una fascia di $2°$ al bordo ovest e a quello sud e di $3°$ al bordo settentrionale (in modo da escludere tutta la zona del Golfo di Biscaglia), fascia gialla nella Fig. 3.4, i campi di temperatura e salinità a tutti i livelli di profondità vengono rilassati ai valori climatologici, come scritto nelle equazioni (25) e (26). Numericamente dopo avere trovato la soluzione T_{t+1} e S_{t+1} al passo temporale $(t+1)$ si impone che:

$$T_{t+1} = T_{t+1} + \lambda \cdot \mu(T^* - T_{t-1}) \tag{44}$$

$$S_{t+1} = S_{t+1} + \lambda \cdot \mu(S^* - S_{t-1}) \tag{45}$$

dove T e S sono rispettivamente la salinità e la temperatura calcolate dal modello.

Il valore di μ non è costante in modo in modo da evitare un brusco passaggio dall'area dove viene fatto il rilassamento a dove non viene fatto. Nella Fig. 3.5 è rappresentato il suo andamento, si noti che μ ha valori maggiori nell'area più esterna della box dove il rilassamento quindi risulta essere più intenso. Il valore di μ non subisce variazioni in funzione della profondità, quindi in un determinato punto griglia ha lo stesso valore a tutti i livelli di profondità.

3.3.4 Correzione del flusso d'acqua

MFS1671 è un modello senza bordi aperti e considera solo una porzione limitata dell'oceano globale. Per poter chiudere il ciclo idrologico e quindi conservare la massa d'acqua è

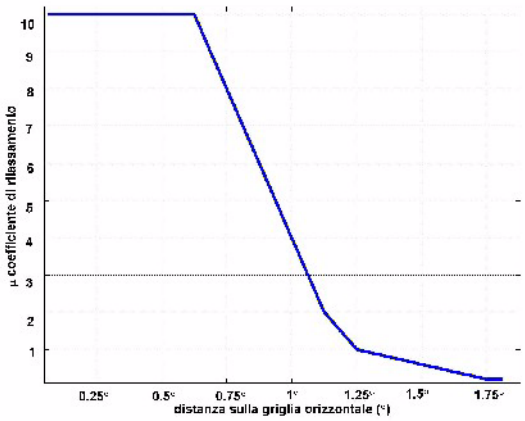


Fig. 3.5 Valori del coefficiente di rilassamento μ in funzione della distanza dal bordo della box atlantica

necessario imporre che il flusso d'acqua medio di tutto il dominio del modello sia pari a zero ad ogni passo temporale. E' noto però che nel Mar Mediterraeneo l'evaporazione è maggiore della precipitazione, cioè è un bacino di concentrazione (una discussione dettagliata delle caratteristiche del ciclo d'acqua del mediterraneo è fornita più avanti).

Il flusso d'acqua come descritto in precedenza è dato solo dal tasso di evaporazione meno quello di precipitazione ($E-P$). Il modello calcola però il valore di questa differenza in funzione della salinità superficiale e della sua costante di rilassamento alla superficie, eq. (31), quindi imporre una condizione sul flusso d'acqua significa modificare la salinità alla superficie. Dall'eq. (34) si vede che il flusso d'acqua entra anche nella condizione cinematica all'interfaccia atmosfera-oceano e quindi è in relazione con l'elevazione della superficie libera. Non volendo modificare la salinità superficiale nel Mediterraneo e volendo mantere la sua caratteristica di bacino di concentrazione è stato deciso in MFS1671 di modificare il flusso d'acqua solo nella scatola atlantica in modo da mantenere la media totale su tutto il bacino, Mediterraneo e scatola atlantica assieme, pari a zero.

Scriviamo $E-P$ scomponendolo in due componenti, quella atlantica e quella mediterranea:

$$E-P = (E-P)_{MED} + (E-P)_{ATL} \tag{46}$$

Ad ogni passo temporale viene calcolata la sommatoria del flusso d'acqua per il mediterraneo e per l'atlantico, la loro somma sarà pari ad una certa quantità Δ_{E-P} che non è detto sia zero:

$$\Sigma_{x,y}(E-P)_{MED} + \Sigma_{x,y}(E-P)_{ATL} = \Delta_{E-P} \tag{47}$$

Δ_{E-P} è quindi la stima di quanto debba essere corretto il flusso d'acqua nell'Atlantico in modo che il flusso d'acqua nel bacino totale del modello sia zero. Viene quindi ricalcolato in questo modo il valore di flusso d'acqua $(E-P)_{ATL_CORR}$ per ogni punto griglia dell'atlantico:

$$(E-P)_{ATL_\mathrm{CORR}} = \Delta_{E-P}/(nATL) - (E-P)_{ATL} \tag{48}$$

dove $nATL$ è il numero di punti griglia di mare per l'Atlantico.

Ora, la condizione che il flusso d'acqua medio per tutto il bacino del modello sia zero è soddisfatta:

$$\Sigma_{x,y}(E-P)_{MED} + \Sigma_{x,y}(E-P)_{ATL_\mathrm{CORR}} = 0 \tag{49}$$

Nella Fig. 3.6 viene mostrato per tutti e quattro gli anni di simulazione con MFS1671, il

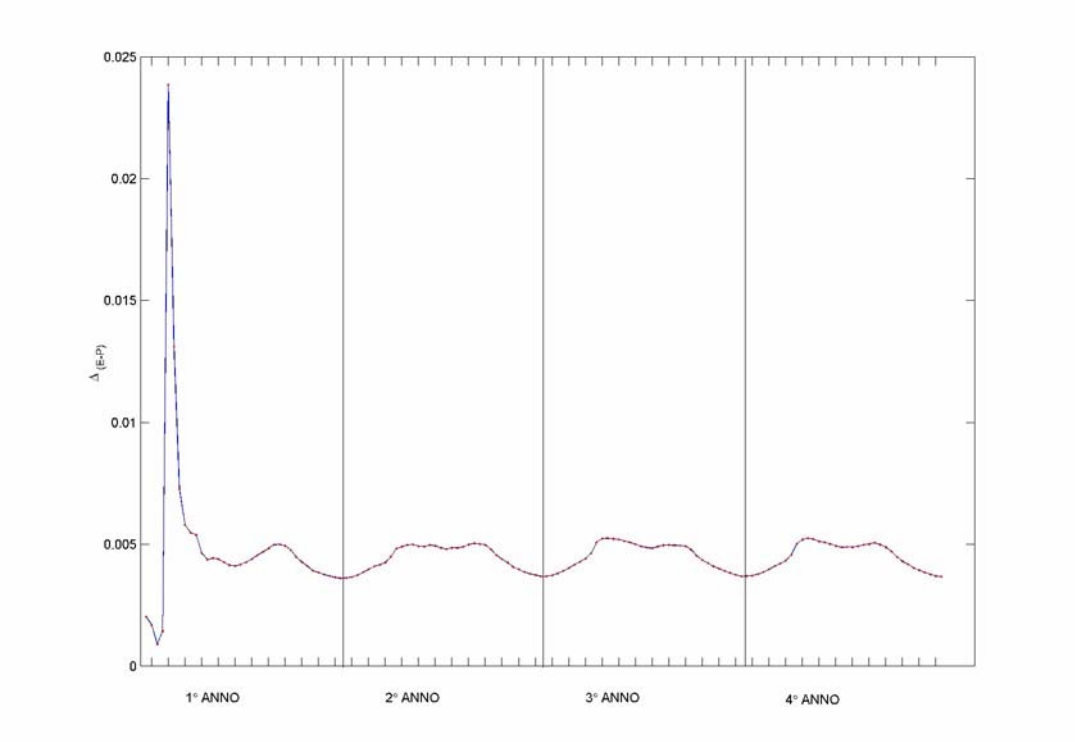


Fig. 3.6 Valore in percentuale rispetto al flusso d'acqua totale della box atlantica del fattore di correzione

valore di Δ_{E-P} espresso come percentuale rispetto a $\Sigma_{x,y}(E-P)_{ATL_CORR}$. Subito dopo i primi mesi di simulazione questo valore si assesta intorno allo $0,005\,\%$ e mostra un ciclo stagionale già a partire dal secondo anno dove risulta evidente che Δ_{E-P} ha valori più alti nel periodo compreso tra il mese di aprile e quello di settembre.

Modificare il valore di $E-P$ significa modificare la salinità superficiale, vedi eq.(41), quindi nel caso di MFS1671 viene modificata la salinità alla superficie in tutta la scatola Atlantica per poter chiudere il ciclo idrologico e conservare la massa d'acqua totale. Se si fanno simulazioni come nel nostro caso solo per qualche anno le variazioni non dovrebbero essere tali da modificare in maniera significativa le caratteristiche dell'acqua atlantica entrante attraverso Gibilterra nel Mediterraneo. Per verificare che la perdita di sale non fosse eccessiva è stato calcolato l'integrale di volume della salinità per unità di volume nella scatola Atlantica nei quattro anni di simulazione (vedi Fig. 3.7). C'è una diminuzione della salinità di $-0,0126$ PSU, passando quindi dal valore di $35,2766$ PSU all'inizio del primo anno di simulazione e arrivando a $35,2641$ PSU alla fine del quarto anno. In futuro si pensa di rimuovere questa approssimazione e di aprire il contorno della scatola Atlantica a dati di un altro modello che darà correttamente il flusso d'acqua, sale e temperatura ai contorni laterali aperti della scatola.

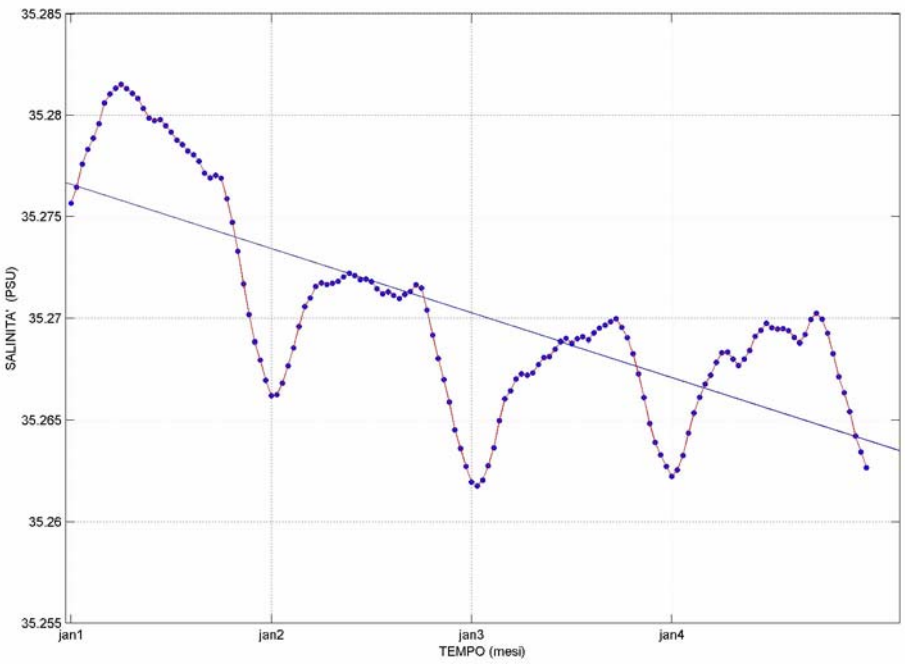


Fig. 3.7 Integrale di volume per unità di volume della salinità nella scatola atlantica.

CAPITOLO 4

4 Simulazioni con MFS1671: il caso perpetuo

In questa sezione si illustreranno i risultati delle simulazioni MFS831, MFS1661 e MFS1671 e il loro confronto. I modelli sono tutti stati forzati approssimativamente dalla stessa climatologia dei forzanti e sono tutti considerati per il caso di anno perpetuo.

4.1 L'energia cinetica e potenziale

Al fine di valutare il funzionamento di MFS1671 rispetto a MFS1661 e MFS831 è stata confrontato il valore dell'energia cinetica per unità di volume calcolata dai campi di velocità totale del modello. Nel caso di MFS1671 e MFS1661 i campi di velocità vengono salvati come medie su 10 giorni di simulazione, in MFS831 invece sono medie mensili.

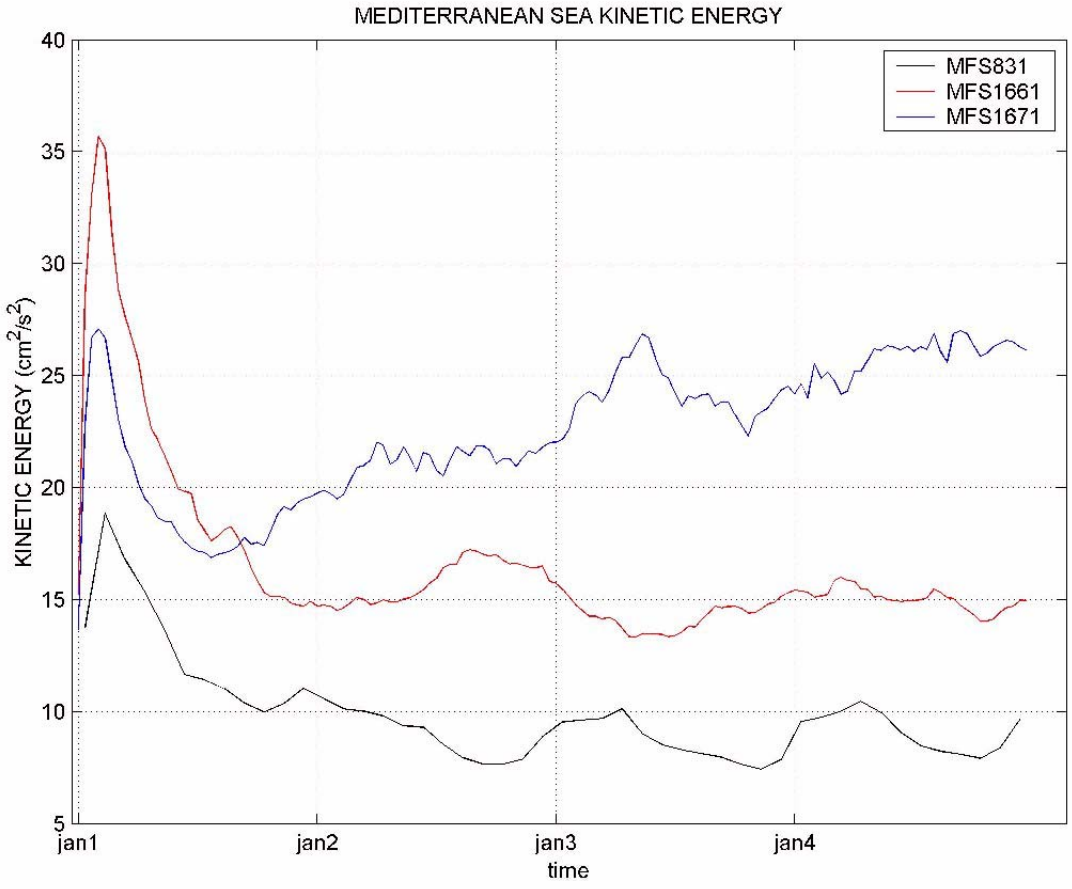


Fig. 4.1 Energia cinetica per il bacino del Mediterraneo calcolata da quattro anni di simulazione con MFS831, MFS1661 e MFS1671

L'energia cinetica viene quindi calcolata come:

$$KE = \frac{1}{V}\int_V \frac{1}{2}(u^2 + v^2)dV \tag{50}$$

dove u è la componente zonale della velocità, v è la componente meridionale della velocità e V è il volume del bacino. L'energia cinetica è stata calcolata solo nel bacino del Mediterraneo, escludendo la parte di scatola Atlantica. Nella Fig. 4.1 viene mostrato l'andamento di KE per i primi quattro anni di simulazione di MFS831, MFS1661 e MFS1671. Per MFS831 è chiara la presenza di un ciclo stagionale ben formato già a partire dal secondo-terzo anno di simulazione con valori di KE crescenti da gennaio a maggio quando si raggiunge il valore massimo assoluto, poi la KE comincia a diminuire e raggiunge il minimo assoluto a novembre. In MFS1661 l'andamento è più o meno corrispondente a quello di MFS831 anche se i valori di KE sono maggiori, a causa dei moti alla mesoscala. A partire del terzo anno sembra che l'energia cominci a stabilizzarzi anche se il ciclo stagionale non è bene evidente. L'andamento di KE per MFS1671 è invece molto diverso da quello sia di MFS831 che di MFS1661. Questo probabilmente è dovuto al fatto che, essendo un modello a superficie libera, nelle fasi iniziali delle simulazioni nei processi di aggiustamento geostrofico vengono generate onde alla superficie che contribuiscono fortemente all'energia cinetica (Dukowicz, 1994). Questa forte differenza quindi tra MFS1661 e MFS1671 dovrebbe attenuarsi all'aumentare del tempo di integrazione del modello.

Un altro parametro importante per valutare il buon funzionamento di un modello è il calcolo degli integrali di volume della salinità e della temperatura che forniscono quindi informazioni sulla densità e di conseguenza quindi sull'energia potenziale che è direttamente proporzionale alla densità.

Gli integrali per unità di volume della temperatura e della dsalinità sono stati calcolati nel seguente modo:

$$Tvol = \frac{1}{V}\int_V TdV \qquad Svol = \frac{1}{V}\int_V SdV \tag{51}$$

dove V è il volume del Mediterraneo, T e S sono rispettivamente il campo di temperatura e di salinità calcolati dal modello e salvati come medie a 10 giorni. Nella Fig. 4.2 vengono mostrati i valori dell'integrale di volume per la salinità per i primi quattro anni di simulazione con MFS831, MFS1661 e MFS1671. Il valore dell'integrale per unità di volume della salinità in MFS831 all'inizio della simulazione è pari a $38,59\ PSU$, in MFS1661 è $38,604\ PSU$ e in MFS1671 è $38,6\ PSU$. MFS831 ha un valore iniziale leggermente più basso perchè la climatologia dei campi di temperatura e salinità utilizzata per inizializzare il modello, MED4 è differente da quella utilizzata per MFS1661 e MFS1671, MED6. Le piccole differenze tra MFS1661 e MFS1671 sono dovute alla diversa discretizzazione in verticale dei due modelli.

In Fig. 4.2 viene mostrata anche la retta ai minimi quadrati delle varie distribuzioni. Si vede chiaramente che in tutti e tre gli esperimenti si ha una perdita di sale, minore in MFS831 e più marcata in MFS1671. I valori dei coefficienti angolari delle tre rette i minimi quadrati sono $-0,0001$ per MFS831, $-0,0002$ per MFS1661 e $-0,0003$ per MFS1671. La quantita di sale persa dall'inizio della simulazione alla fine del quarto anno è pari a $-0,0160\ PSU$ per MFS831, $-0,00314\ PSU$ per MFS1661 e $-0,0477\ PSU$. In tutti e tre i casi è ben evidente un andamento stagionale con perdita massima di sale nei mesi invernali (febbraio-marzo).

Le variazioni della salinità sono dovute alle variazioni del volume dell'oceano. Il contenuto di sale dovrebbe essere conservato su scale di tempo molto lunghe ma poichè alla superficie viene fatto rilassamento della salinità del modello a una salinità climatologica, viene introdotto un meccanismo di feedback tra la salinità superficiale e il flusso d'acqua che non ha

alcuna ragione fisica e che non assicura che il contenuto di sale totale sia conservato (Roullet et Madec, 2000).

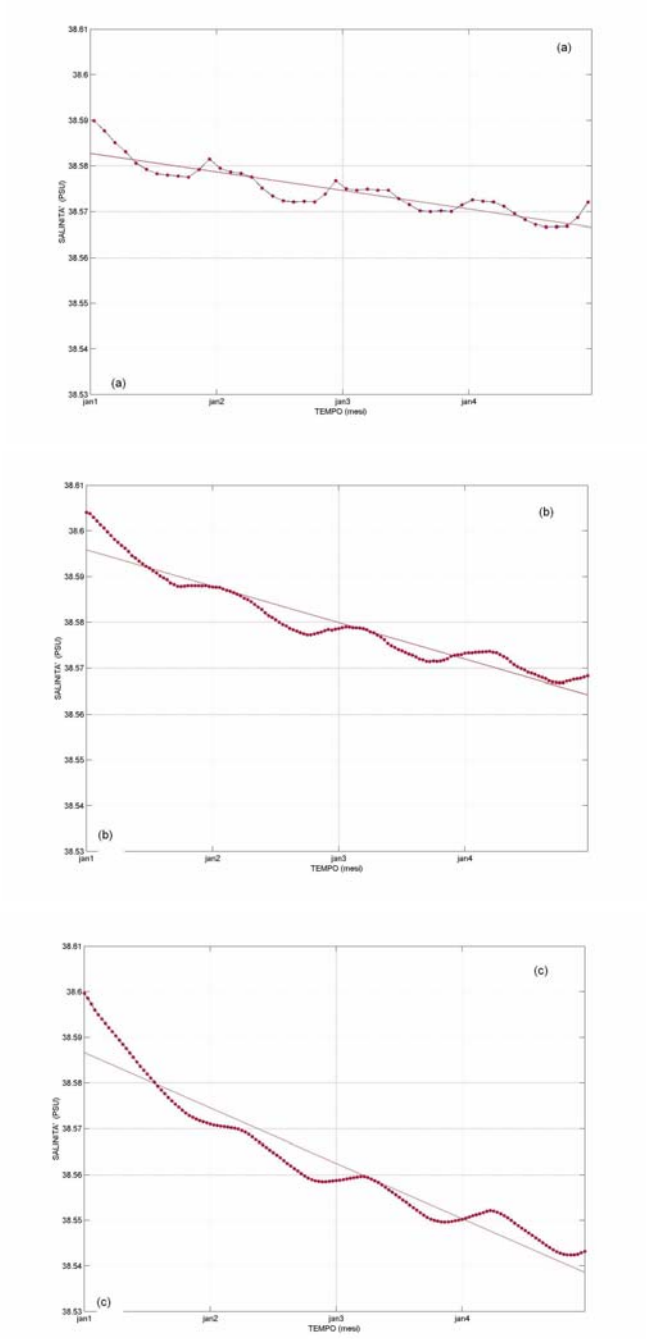


Fig. 4.2 Integrale di volume della salinità per i primi quattro anni di simulazione con (a) MFS831, (b) MFS1661 e (c) MFS1671

L'integrale di temperatura per unità di volume per i primi quattro anni di simulazione con MFS831, MFS1661 e MFS1671 è mostrato in Fig. 4.3. In tutti e tre gli esperimenti anche in questo caso le curve hanno un andamento simile con una forte oscillazione stagionale caratterizzata dal minimo di temperatura a marzo e dal massimo a settembre. Anche in questo caso è evidente la diversità nella climatologia iniziale utilizzata in MFS831 rispetto a quella utilizzata in MFS1661 e MFS1671, infatti MFS831 all'inizio dell'esperimento risulta essere

più freddo, il valore dell'integrale di temperatura su tutto il bacino infatti è pari a $13,76°C$, mentre invece per MFS1661 è $13,852°C$ e per MFS1671 $13,825°C$.

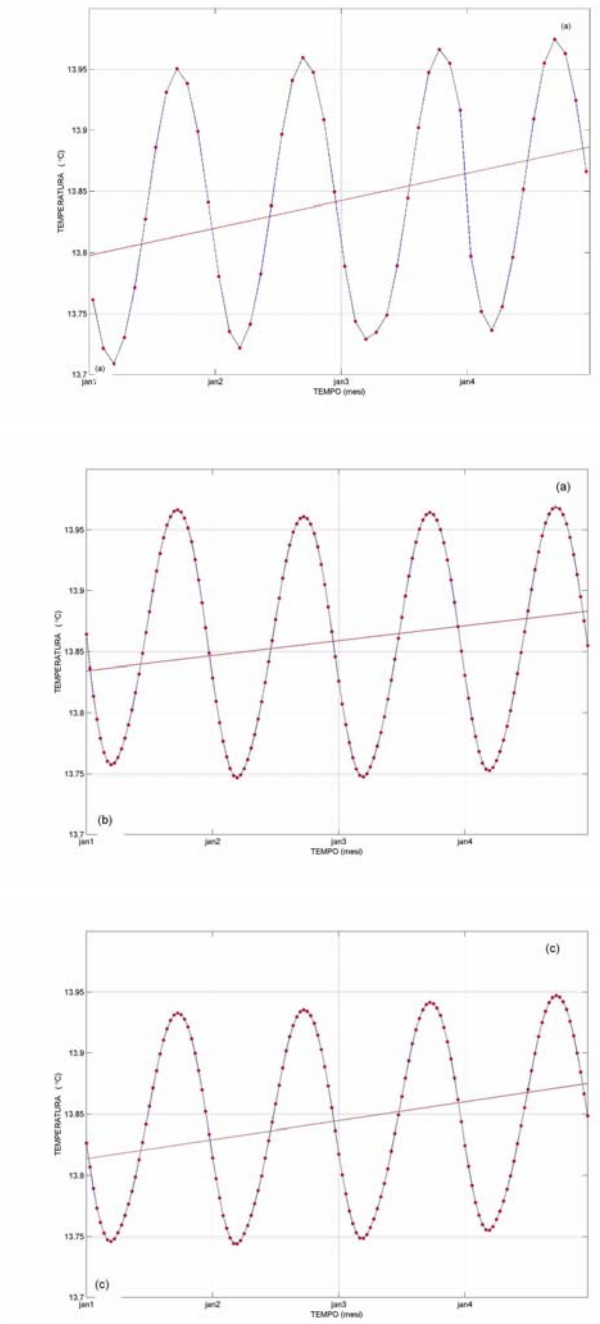


Fig. 4.3 Integrale di volume per unità di volume della temperatura per i primi quattro anni di simulazione con (a) MFS831, (b) MFS1661 e (c) MFS1671

Viene quindi messo in luce che la climatologia MED4 utilizzata per l'inizializzazione di MFS831 è in generale meno salata e più fredda e questo è dovuto al fatto che non conprende i dati degli anni novanta duranti i quali si è verificato un importante cambiamento nelle acque del bacino levantino con la formazione di acque particolarmente salate e calde (Demirov and Pinardi, 2002). In Fig. 4.3 viene mostrata anche la retta ai minimi quadrati per ciascuna delle tre curve. I coefficienti angolari delle rette ai minimi quadrati sono pari a $0,0006$ per MFS831,

$0,0003$ per MFS1661 e $0,004$ per MFS1671. L'aumento di calore dall'inizio della simulazione alla fine del quarto anno risulta quindi essere di $0,0878°C$ per MFS831, $0,0483°C$ per MFS1661 e $0,0607°C$ per MFS1671. Il modello MFS1671 ha quindi un aumento di temperatura minore che non negli altri casi.

In tutti e tre gli esperimenti abbiamo quindi perdita di sale e aumento della temperatura, cioè diminuzione della densità e quindi dell'energia potenziale. Queste tendenze fanno parte dell'andamento climatico del modello che si ritiene essere uno degli indici di qualità del modello. In questo caso si può dire che i tre modelli sembrano avere risposte analoghe anche se MFS1671 sembra essere quello con cambiamenti climatici maggiori nella salinità. Questo punto dovrà essere riesaminato in futuro.

4.2 Il trasporto agli stretti

Il Mar Mediterraneo è un bacino semichiuso connesso all'oceano aperto tramite lo Stretto di Gibilterra. E' costituito principalmente da due bacini, quello occidentale e quello orientale connessi dallo Stretto di Sicilia. Entrambi questi due bacini contengono a loro volta dei sottobacini connessi fra loro atraverso degli stretti (Astraldi et al., 1999). Lo stretto di Gibilterra è molto importante perchè regola gli scambi tra il Mediterraneo e l'Atlantico e quindi il confronto della stima del trasporto a questi stretti ottenuti dalle simulazioni con MFS1671, MFS1661 e MFS831 con le stime ottenute da dati può fornire informazioni interessanti sul funzionamento del modello. Allo stesso modo anche il trasporto allo stretto di Sicilia è molto importante perchè regola gli scambi tra i due bacini principali, quello orientale e quello occidentale. Il trasporto di massa agli stretti viene calcolato come integrale di superficie della velocità orizzontale:

$$Tr = \int_A \mathbf{u}_h \cdot \hat{n} \, dA \tag{52}$$

dove $\mathbf{u}_h$ è la componente orizzontale della velocità, $\hat{n}$ è il versore normale alla superficie A e A è la superficie della sezione verticale. Nella Fig. 4.4 vine mostrata la posizione delle sezioni

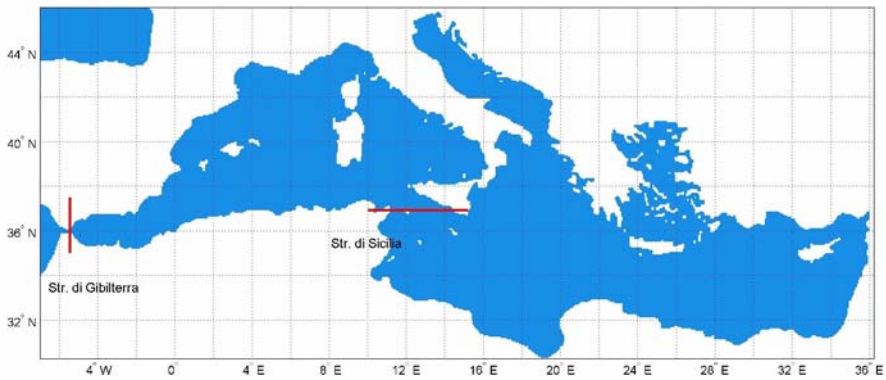


Fig. 4.4 Posizione delle sezioni verticali agli stretti dove viene calcolato il trasporto

verticali dove viene calcolato il trasporto agli stretti di Gibilterra e di Sicilia. Lo stretto di Gibilterra è risolto da MFS1671 da 3 punti griglia ed ha una profondità massima di $425m$ a $5,5°$ W che è la longitudine alla quale si trova la sezione. Lo stretto di Sicilia invece ha una

profondità massima di $661m$ lungo la sezione orizzontale posta a $37°$ N e costituita da 50 punti griglia. In MFS831 e MFS1661 le sezioni attraverso le quali viene calcolato il trasporto a questi stretti si trovano nella stessa posizione di MFS1671. E' importante notare che poichè in MFS831 e MFS1616 è fatta l'assunzione di superficie libera rigida, il trasporto entrante ed uscente da entrambi gli stretti risulta essere uguale poichè la divergenza orizzontale della velocità deve essere nulla.

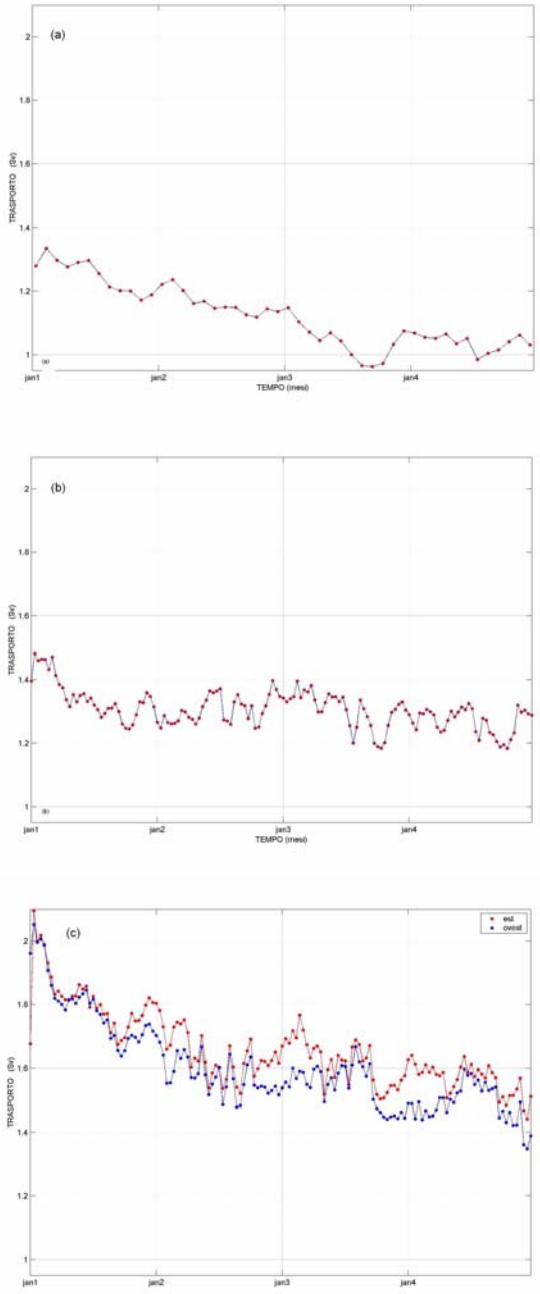


Fig. 4.5 Trasporto allo stretto di Gibilterra per quattro anni di simulazione con (a) MFS831, (b) MFS1661 e (c) MFS1671. Il valore del trasporto è espresso in Sv. Nei casi (a) e (b) il trasporto entrante è uguale a quello uscente e quindi si è mostrata una sola curva. Nel caso (c) invece il flusso entrante e quello uscente sono mostrati separatamente.

Nella Fig. 4.5 mostriamo il valore del trasporto allo stretto di Gibilterra (espresso in Sverdrup, $1Sv = 10^6(m^3/s)$. Anche in questo caso come per il calcolo degli integrali di volume e di salinità, il trasporto calcolato utilizzando l'equazione (52) considera i campi delle velocità zonali e meridionali di medie su 10 giorni per MFS1661 e MFS1671 e su 30 giorni nel caso di MFS831. E' ben evidente dalla Fig. 4.5 che i valori del trasporto a Gibilterra per MFS1671 siano molto più alti che non per MFS831 e che MFS1661 rappresenti una situazione intermedia tra MFS831 e MFS1661. Fig. 4.5 a, si vede che all'inizio della simulazione il trasporto è pari a $1,3Sv$ e poi diminuisce nei mesi successivi fino ad un valore minimo pari a $1Sv$ al terzo anno per poi stabilizzarzi nel quarto anno mostrando valori che oscillano tra $1Sv$ e $1,1Sv$ ma non è visibile un ciclo stagionale. In MFS1661 il valore del trasporto all'inizio è maggiore che in MFS831 ed è pari a $1,4Sv$ per poi stabilizzarsi nel terzo e il quarto anno oscillando tra $1,2Sv$ e $1,3-1,4Sv$, mostrando oscillazioni che hanno un periodo irregolare.

MFS1671 ha invece valori molto più alti rispetto sia a MFS831 che MFS1661.A gennaio del primo anno il valore del trasporto è pari a $1,7Sv$, è più alto di quello per lo stesso periodo di MFS831 e MFS1661, e poi comincia a decrescere in maniera più o meno costante fino al quarto anno dove presenta valori compresi tra $1,4-1,5Sv$. Non è ben chiaro se il valore del trasporto si sia assestato a questi valori oppure se vi è ancora una tendenza a diminuire. Saranno necessarie ulteriori integrazioni per poter osservare l'andamento del trasporto.

Il flusso attraverso lo stretto di Gibilterra è dovuto principalmente a tre componenti (Candela, 1991, Astraldi et al., 1999). La componente mareale che è principalmente barotropica e che può raggiungere velocità pari a $2,5\ m/s$ e che riversa la direzione del flusso medio, la componente sub-inerziale barotropica a bassa frequenza che è indotta dalle fluttuazioni della pressione atmosferica e infine la componente baroclina a lunga scala temporale che è legata alle differenze di salinità e quindi alla differenza tra (E-P) nel Mediterraneo e nell'Atlantico. La stima dei valori del trasporto allo stretto di Gibilterra in

AUTORE	TRASPORTO USCENTE (Sv)	METODO DI MISURA
Lacombe e Richez (1982)	1,2	misure dirette
Pettigrew (1989)	0,2	misure dirette (ADCP)
Bryden et al. (1988)	0,3	misure dirette (GibExp)
Bryden et al. (1988)	0,76	misure dirette (GibExp + salinità)
Bethoux (1979)	1,6	in base al budget di energia e d'acqua
Garret et al. (1993)	0,8	in base al buget di calore e acqua
Hopkins (1999)	0,84	dati Gib Exp

Table 4.1 Stime del trasporto a Gibilterra secondo diversi autori.

letteratura è mostrato in tabella 4.1. Benchè dai risultati di questi esperimenti siano stati ottenuti valori abbastanza variabili è chiaro che i valori del trasporto di MFS1671 sono in ogni caso troppo elevati. Sarà quindi necessario in futuro fare ulteriori esperimenti per capire il perchè di questi valori così alti in MFS1671 e trovare il modo di far simulare al modello un giusto scambio allo stretto di Gibilterra. La differenza tra il trasporto entrante e quello uscente è presente solo nel caso MFS1671 grazie al fatto che il modello è a superficie libera. Il flusso netto entrante nel Mediterraneo verrà discusso nella sezione 4.3.

Nella Fig. 4.6 vengono invece mostrati i valori per il trasporto allo stretto di Sicilia, sempre per tutti e tre gli esperimenti. In Fig. 4.6a viene mostrato il valore del trasporto in MFS831. All'inizio della simulazione il trasporto è pari a $1,2Sv$ e diminuisce poi nel corso del primo anno fino ad un minimo di $0,7Sv$ a maggio. Negli anni successivi il trasporto oscilla tra $0,8-1,3Sv$ mostrando un ciclo stagionale ben evidente con valori minimi tra luglio e settembre e valori massimi a dicembre. MFS1661 ha invece un valore iniziale più basso di MFS831,

$0,75Sv$ e poi aumenta seppure con delle inflessioni e raggiunge valori pari a $1,8-1,9Sv$ nei picchi massimi raggiunti nei primi due anni. Poi si assesta e mostra oscillazioni comprese tra $1-1,6Sv$. Il ciclo stagionale non è così ben evidente come in MFS831 e in generale i valori sono più alti. MFS1671 ha valori iniziali pari a quelli di MFS1661 cioè di $0,8Sv$. Durante tutta la prima metà del primo anno a differenza di MFS1661 non si ha un brusco aumento del trasporto e i valori oscillano tra $1,2-1,7Sv$. Verso la fine del primo anno il trasporto comincia ad aumentare sensibilmente e mostra nel secondo anno oscillazioni molto intense che vanno da $1,5Sv$ a $2,4Sv$. Nel terzo e nel quarto anni i valori si tabiliscono tra $1,5Sv$ e $2,1Sv$. Anche in questo caso il ciclo stagionale non è ben evidente. Così come per il trasporto a Gibilterra, anche per quello allo stretto di Sicilia MFS1671 è il modello che mostra valori più alti.

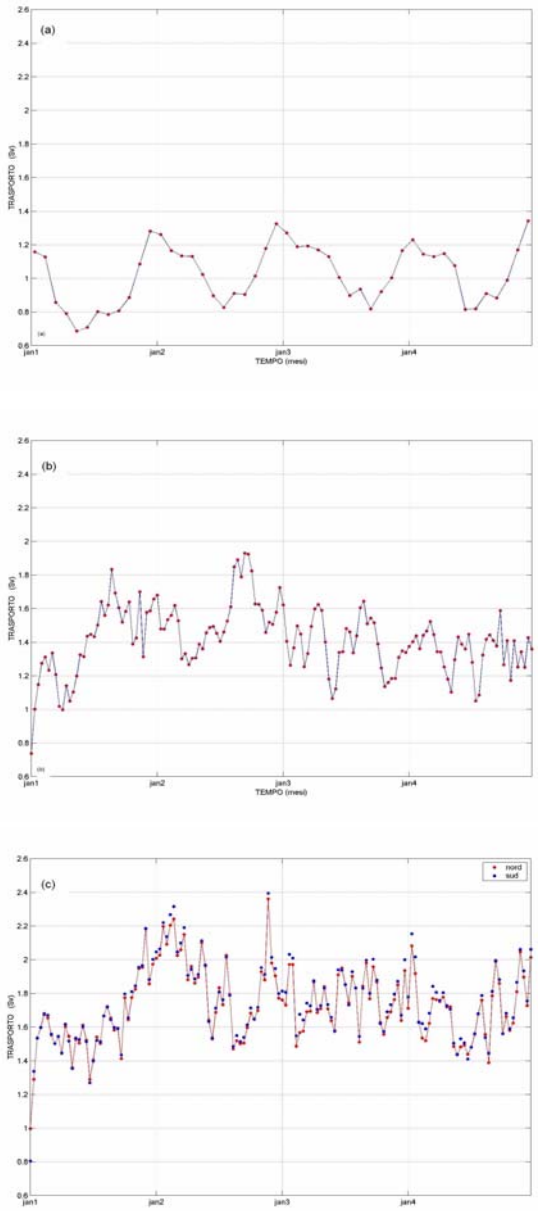


Fig. 4.6 Trasporto allo stretto di Sicilia per i primi quattro anni di simulazione con (a) MFS831, (b) MFS1661 e (c) MFS1671. Il trasporto entrante ed uscente in (a) e (b) è uguale e viene mostrata solo una curva. In (c) invece viene mostrata sia la curva del flusso entrante che di quello uscente.

4.3 Il flusso d'acqua

Per capire la qualità delle simulazioni del modello è interessante guardare al bilancio complessivo (E-P) nell'unico modello, MFS1671, che ha un flusso d'acqua.

Il Mediterraneo, abbiamo già detto, è un bacino semichiuso nel quale l'evaporazione (E) è maggiore della somma tra precipitazione (P) e apporto fluviale (R).

Nella tabella 4.2 vengono mostrati i valori del flusso d'acqua annuale medio da letteratura e

AUTORI	E-P (mm/anno)	METODO USATO
Carter, 1956	750	Misure di Mertz (1918)
Tixeront, 1970	850	Osservazioni da stazioni costiere
Morel, 1971	970	Stime di Tixeront e ipotesi sui flussi
Ovchinnikov, 1974	850	Campionamenti
Jaeger, 1976	660	Campionamenti
Bethoux, 1979	1230	avvezione marina e osservazioni meteo
Harzallah et al.	650	5 anni di campi ECMWF alla superficie (81-85)
Gilman and Garret, 1994	780	Misurazioni e stima terrestre
Gilman and Garret, 1994	660	Misurazioni e stima aerologica
Boukthir and Barnier, 2000	590	15 anni di dati ERA-15
questo lavoro	970	MFS1671, anno3
questo lavoro	1018	MFS1671, anno4

Table 4.2 Valori di (E-P) secondo diversi autori.

per le simulazioni di MFS1671. I valori ottenuti con MFS1671 sono comparabili con quelli ottenuti da calcoli precedentemente fatti, i cui valori variano da un minimo di $590\ (mm/anno)$ (Boukthir e Barnier, 2000) a un massimo di $1230\ (mm/anno)$ (Bethoux, 1979). Nella Fig. 4.7

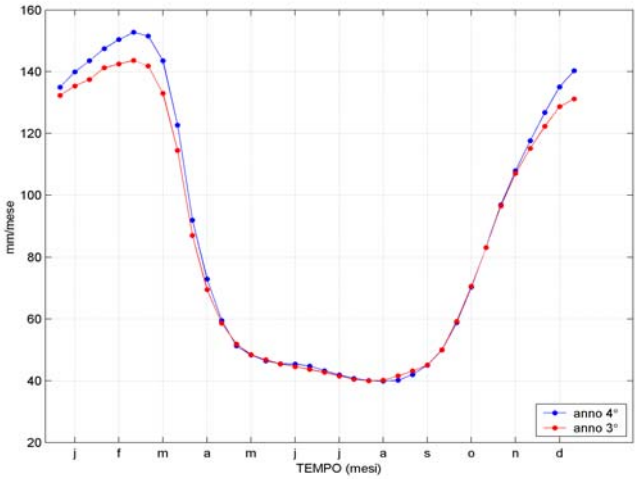


Fig. 4.7E-P per il terzo e quarto anno di simulazione con MFS1671

viene mostrato l'andamento di E-P medio sul bacino per il terzo e quarto anno di simulazione. E' chiaro che l'andamento stagionale è praticamente uguale nei due anni di simulazione, con un massimo di flusso d'acqua tra febbraio e marzo, una brusca diminuzione tra marzo e

maggio e di nuovo un aumento a partire dal mese settembre. Questo ciclo stagionale ha un andamento all'incirca paragonabile a quello ottenuto da stime effettuate da Boukthir and Barnier utilizzando i dati ERA-15, nonostante i valori di E-P nel loro caso siano più bassi. In MFS1671 il valore minimo è pari a 40 mm/mese e un massimo di 150 mm/mese con quindi una variazione stagionale massima pari a 110 mm/mese, mentre in Boukthir and Barnier il valore minimo è circa paria 28 mm/mese, il massimo 70 mm/mese con quindi un'escursione massima stagionale pari a circa 40 mm/mese, meno della metà di quella che si ha in MFS1671. In entrambi in casi, comunque, si raggiunge il valore minimo a maggio, anche se in Boukthir and Barnier, E-P comincia ad aumentare già dal mese di giugno mentre in MFS1671 si mantiene più o meno costante fino a settembre.

Nella Fig. 4.8 viene mostrata la variazione stagionale del valore di E-P medio per il bacino

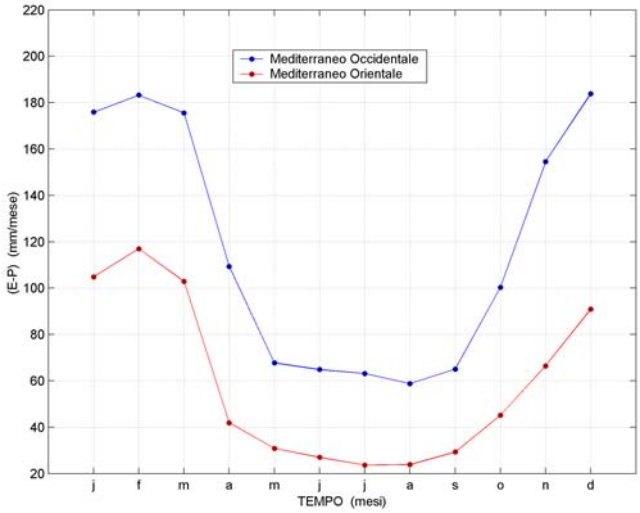


Fig. 4.8 Valori medi di E-P nel bacino occidentale e orientale per il quarto anno di simulazizone con MFS1671

occidentale e quello orientale. E' evidente che E-P è sempre positivo e ha lo stesso andamento stagionale nei due bacini ma nel bacino orientale è sempre più basso rispetto a quello occidentale. Nella Fig. 4.9 invece viene mostrata la media di E-P per il quarto anno di simulazione con MFS1671 per differenti bacini. Si vede che tranne l'Adriatico che ha valori negativi in inverno, dato in accordo con le osservazioni (Artegiani et al., 1997), negli altri bacini il flusso d'acqua è sempre positivo. Nell'Adriatico il bilancio negativo è dovuto al termine di apporto fluviale che è contemplato nel nostro caso ma non in quello di Boukthir e Barnier. Mentre Boukthir e Barnier mostrano nel loro lavoro che E-P è sempre maggiore nel Levantino, dalle simulazioni di MFS1671 risulta che i valori più alti in ogni periodo dell'anno si hanno nei bacini occidentali. Questo è chiaramente in disaccordo coi risultati di Boukthir e Barnier. Questo fatto ci fa pensare che il modello abbia dei problemi nell'area del bacino Levantino che per ora non si è ancora capito come risolvere per avere delle soluzioni migliori.

Nelle Fig. 4.10-Fig. 4.13 vengono mostrati i campi di E-P per il mese di giugno e dicembre per il bacino occidentale e quello orientale. Nel mese di giugno il flusso d'acqua è sempre positivo, con valori massimi di 150 mm/mese. Solo ad Alboran e nel Mar Balearico vengono raggiunti valori più elevati pari a 400 mm/mese. In generale nel bacino orientale i valori sono più bassi, attorno allo zero e solo nello Ionio vengono raggiunti i 150 mm/mese. In dicembre è evidente la presenza di un massimo assoluto nel Mar di Alboran e nel Mar

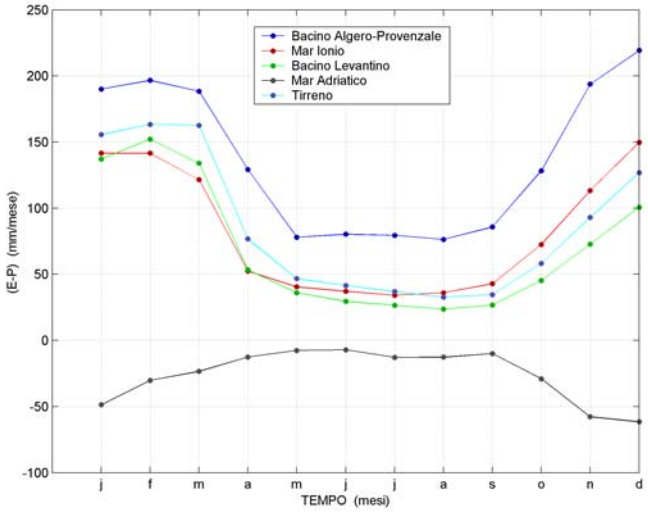


Fig. 4.9 Valori medi di E-P per differenti sottobacini del mediterraneo

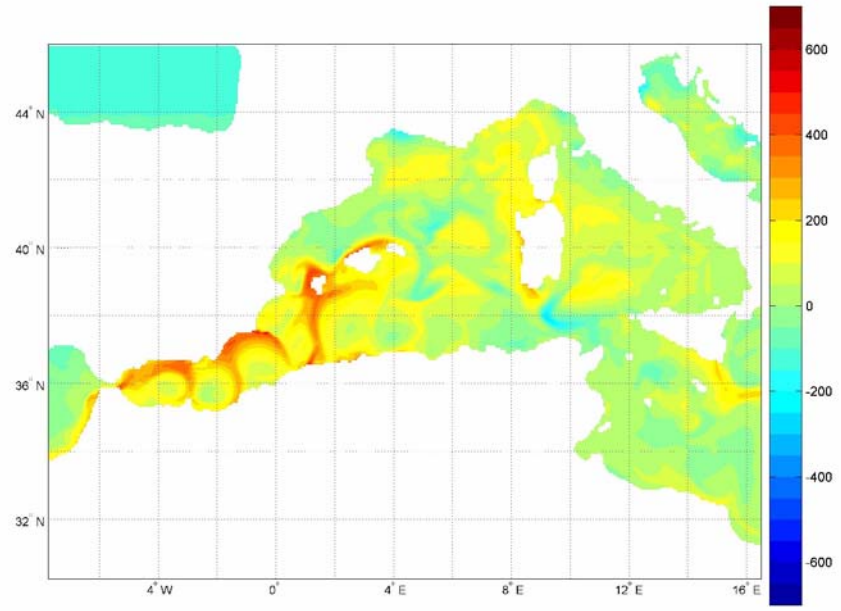


Fig. 4.10 E-P (mm/mese) per il mese di giugno, dal quarto anno di simulazione di MFS1671

Balearico con valori per il flusso d'acqua che raggiungono i 600 mm/mese. Nel Mar Ligure tra la costa e la Corsica e al centro del Tirreno vi sono invece dei massimi relativi pari a 300 mm/mese e 400 mm/mese rispettivamente. Altre aree con massimi relativi si trovano nello Ionio con valori pari a 500 mm/mese e lungo la costa libica, 300 mm/mese. Nella zona centrale del bacino levantino c'è un'area dove il flusso è pari a zero o leggermente negativo. Valori negativi con valori che raggiungono anche i -500 mm/mese si trovano nell'Egeo, nell'Adriatico e in un breve tratto lungo la costa croata. Anche in inverno i risultati ottenuti con MFS1671 discordano da quelli ottenuti da Boukhir e Barnier.

Come abbiamo già detto, l'eccesso di evaporazione nel Mediterraneo è compensato da un flusso netto entrante a Gibilterra. Infatti se calcoliamo la differenza tra il flusso entrante e

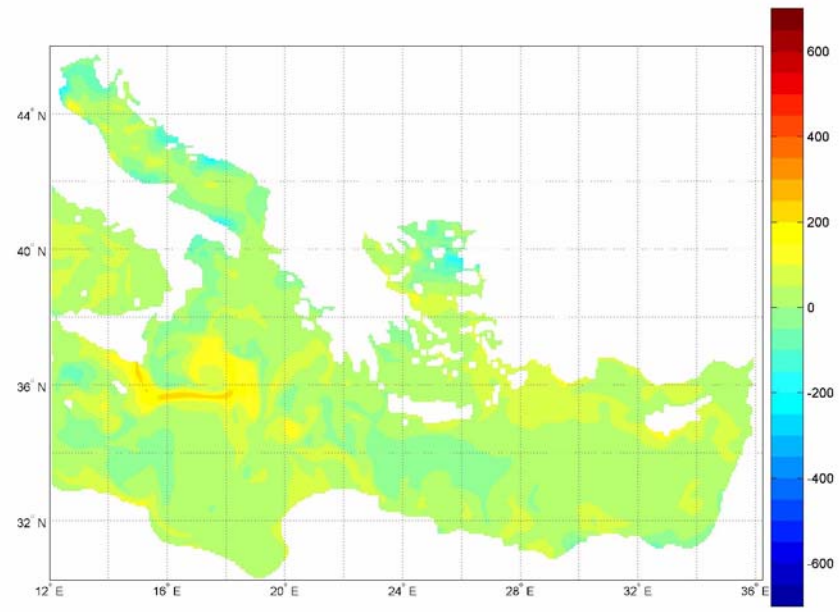


Fig. 4.11 E-P (mm/mese) per il mese di giugno dal quarto anno di simulaizone con MFS1671

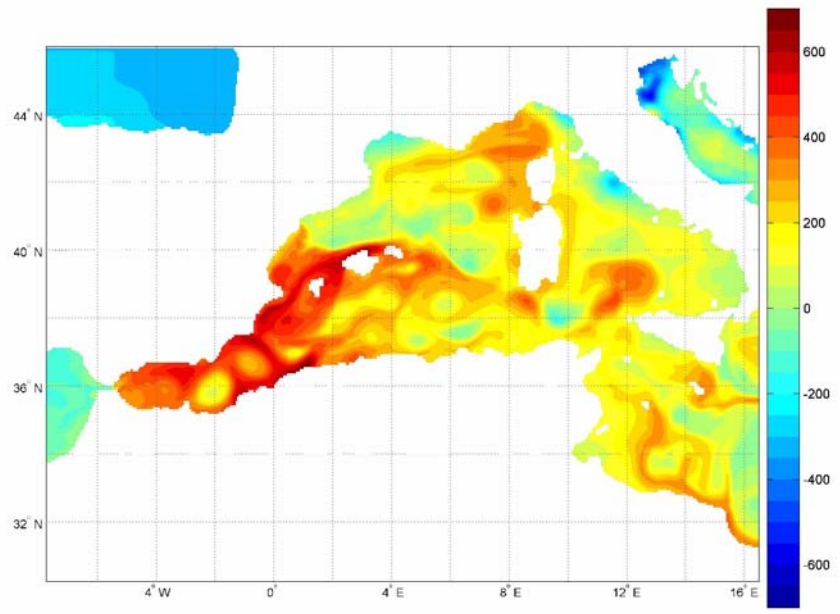


Fig. 4.12 E-P (mm/mese) per il mese di dicembre dal quaro anno di simulazione con MFS1671

quello uscente allo stretto di Gibilterra (Fig. 4.5), il risultato è un flusso netto entrante come mostrato per il terzo e quarto anno di simulazione nella Fig. 4.14. Dalla figura è chiaro anche un ciclo stagionale con valori più bassi nel periodo che va da maggio ad agosto, in accordo

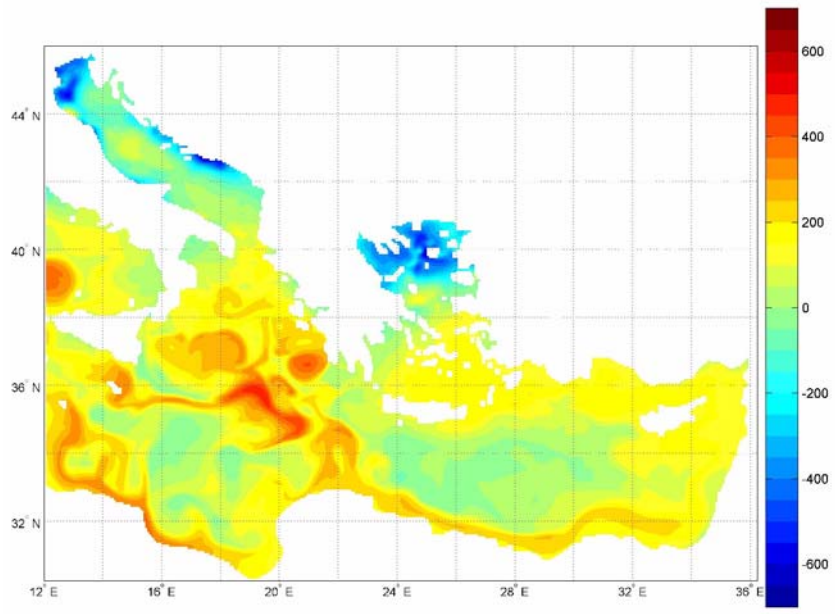


Fig. 4.13 E-P (mm/mese) per il mese di dicembre dal quaro anno di simulazione con MFS1671

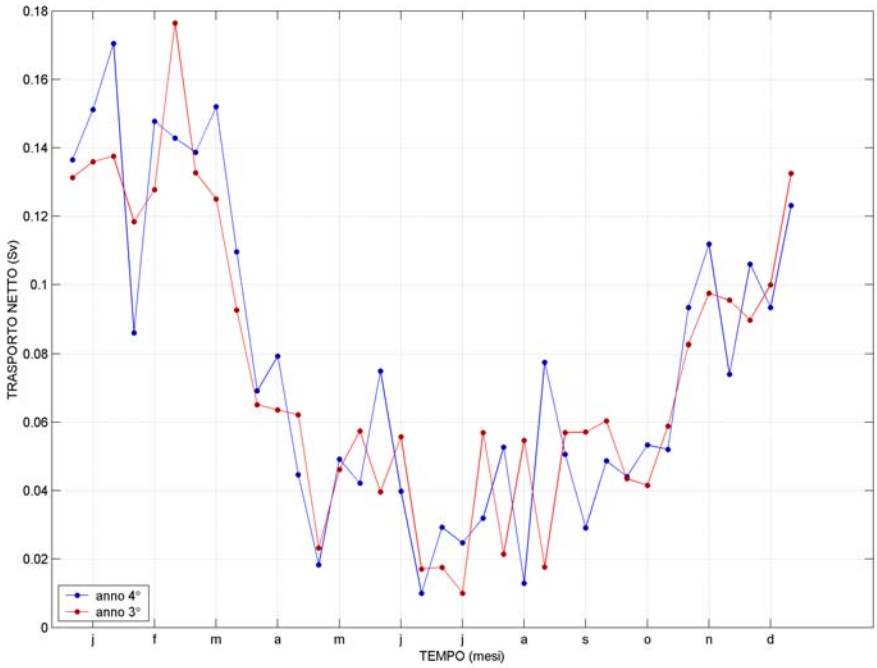


Fig. 4.14 Flusso netto a Gibilterra per il terzo e quarto anno di simulazione con MFS1671. Il flusso è positivo, cioè in direzione da est verso ovest.

con il ciclo stagionale di E-P (Fig. 4.7). Anche allo stretto di Sicilia abbiamo un flusso

AUTORI	GIBILTERRA (Sv)	SICILIA (Sv)	METODO USATO
Morel,1971		0,04	Dalle stime di Tixeront
Molcard, 1972		0,18	Misure di corrente (maggio 1970)
Bethoux, 1979	0,08	0,06	Profili di densità
Lacombe and Richez, 1982	0,05		Misure di corrente (Settembre 1960, Maggio-Giugno 1961)
Hatzallah et al., 1993	0,04	0,03	5 anni di dati ECMWF (campi dal 1981 al 1985)
Bryden et al., 1994	circa 0,04		1 anno di misure di corrente (a 85-86 m)
Astraldi et al., 1996		0,04	Misure di correnti a lungo termine e misure di conservazione di massa e di sale
Boukthir and Barnier, 2000	0,03	0,03	15 anni di dati ERA15, ECMWF
questo lavoro	0,0751	0,0284	MFS1671, anno 3
questo lavoro	0,077	0,0281	MFS1671, anno 4

Table 4.3 Valori da letteretura per il trasporto netto a Gibilterra e allo stretto di Sicilia

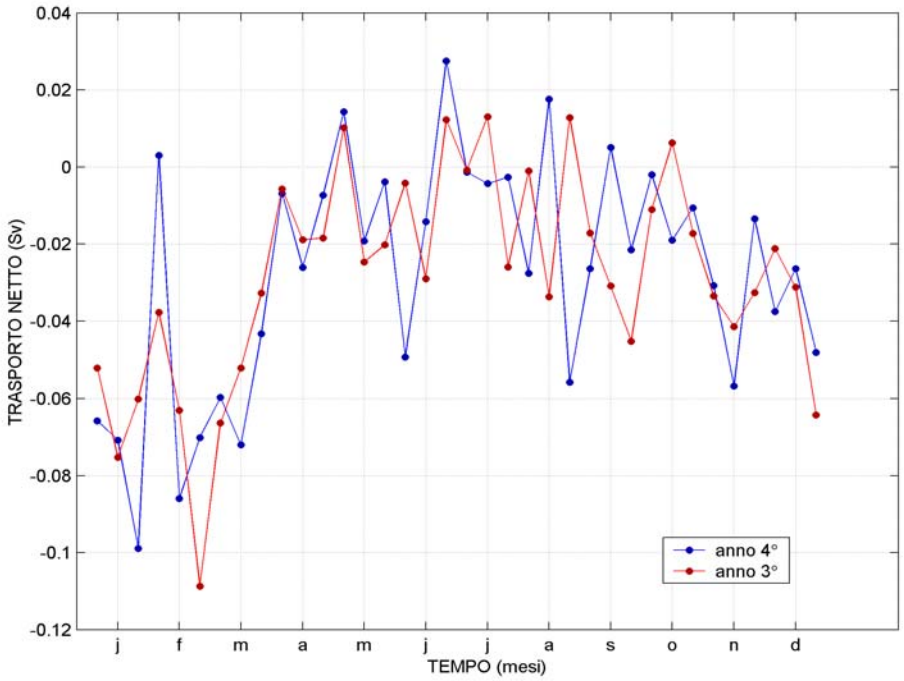


Fig. 4.15 Flusso netto allo stretto di Sicilia.

risultante netto negativo (Fig. 4.15), cioè un flusso netto dal bacino occidentale a quello orientale. Il ciclo stagionale presenta valori minimi anche in questo caso nel periodo compreso tra maggio e agosto. I risultati ottenuti dalle simulazioni con MFS1671 se confrontati coi risultati ottenuti da altri studi hanno valori compresi tra quelli stimati dagli altri autori per il trasporto netto a Gibilterra, mentre il trasporto netto allo stretto di Sicilia risulta essere sotto stimato, come messo in evidenza dalla tabella 4.3. Le considerazioni fatte sui campi del flusso d'acqua ottenuti dal modello e il loro confronto con altre stime devono tener conto del fatto che nel modello non viene considerato un flusso d'acqua realistico ma che questo viene artificialmente calcolato in base alla salinità superficiale con una costante di rilassamento temporale stimata essere di pochi giorni (vedi capitolo 3, equazione (42)). La retroazione tra circolazione e distribuzione di E-P non ha scale di tempo così corte e da questo diverse strutture in E-P potrebbero risultare non realistiche.

4.4 L'elevazione della superficie libera

E' interessante analizzare l'elevazione della superficie libera dalle simulazioni di MFS1671.

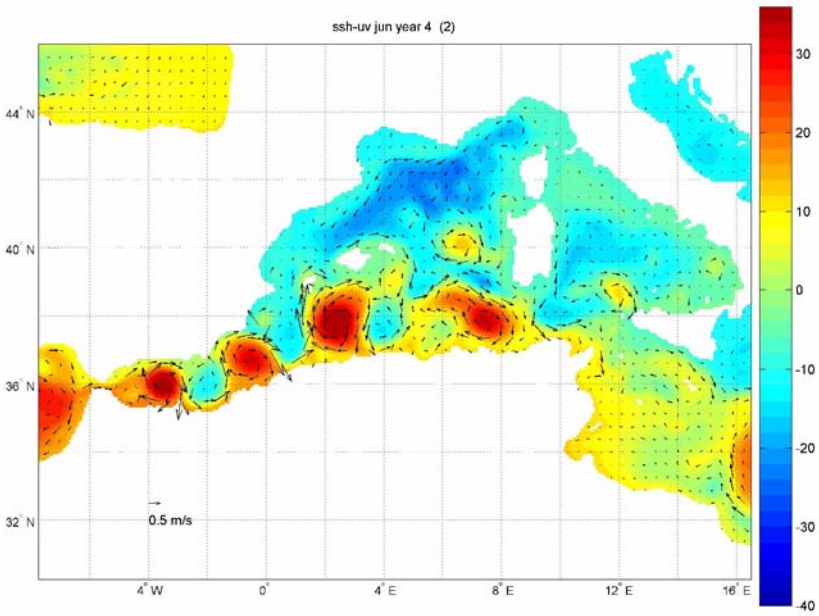


Fig. 4.16 SSH e velocità alla superficie nel bacino occidentale a giugno del quarto anno di simulazione con MFS1671

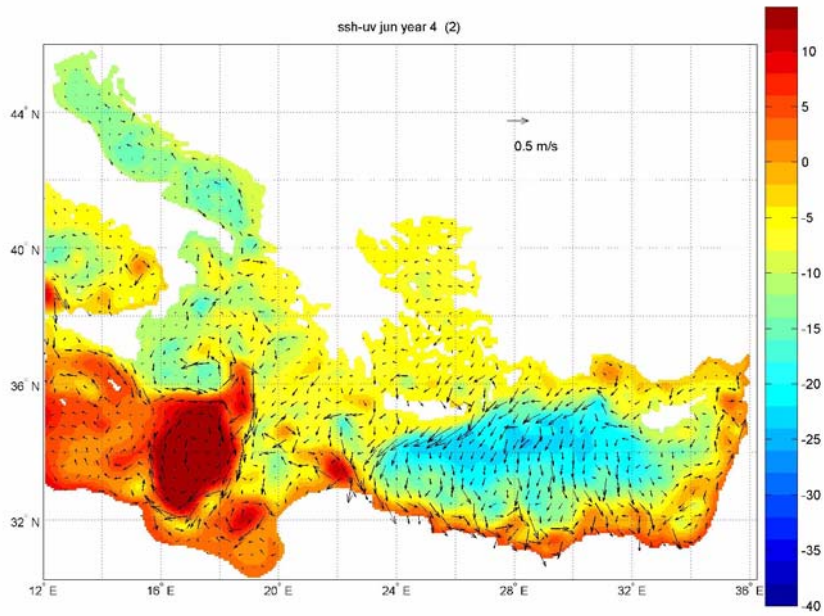


Fig. 4.17 SSH e velocità superficiale nel bacino orientale a giugno del quarto anno di simulazione con MFS1671

Nelle Fig. 4.16-Fig. 4.19 vengono mostrate le mappe orizzontali di elevazione della superficie libera (*Sea Surface Height, SSH*) e il campo di velocità totale alla superficie per il bacino occidentale ed orientale per i mesi giugno e dicembre del quarto anno di simulazione. In generale si può notare che nei mesi invernali in entrambi i bacini si ha un'intensificazione dell'anomalia negativa di elevazione della superficie libera (associata a circolazione ciclonica)

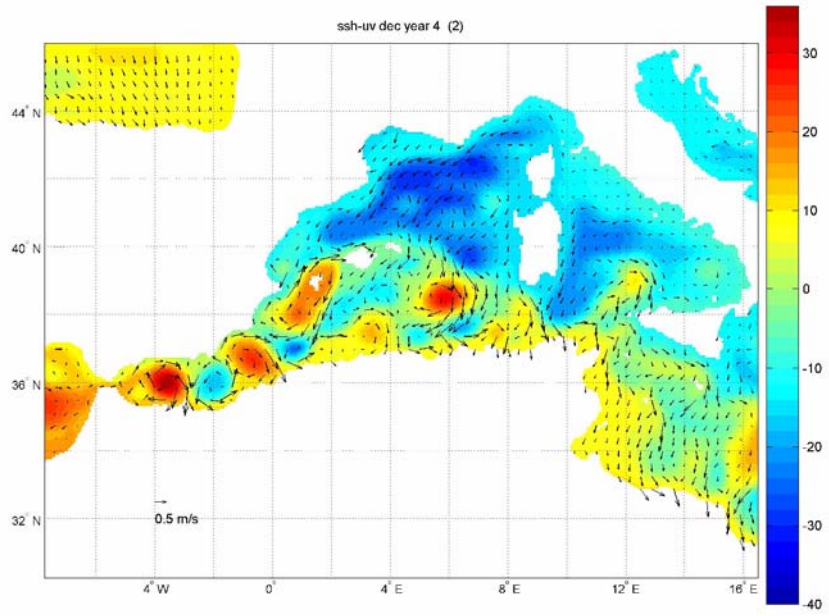


Fig. 4.18 SSH e velocità alla superficie nel bacino occedentale a dicembre del quarto anno di simulazione con MFS1671

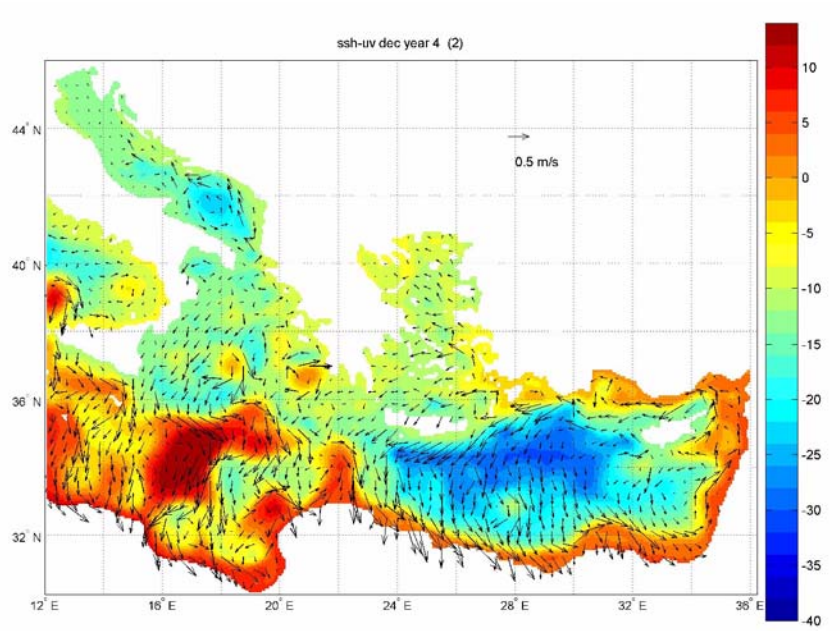


Fig. 4.19 SSH e velocità alla superficie nel bacino orientale a dicembre del quarto anno di simulazione con MFS1671

mentre nel periodo estivo si ha in'intensificazione dell'anomalia positiva (associata a circolazione anticiclonica). Questo fatto è ormai una ben nota caratteristica della circolazione del Mediterraneo (Pinardi e Navarra, 1993; Ayoub, 1996; Rousseanov et al., 1995).

In tutto l'arco dell'anno è ben evidente la presenza di aree con anomalie negative nella parte settentrionale del bacino (bacino Algero-Provenzale, Mar Tirreno e parte centrale del bacino Levantino) ed aree come la zona della corrente algerina, il Mar Ionio e la parte orientale e meridionale del bacino levantino interessante invece da anomalie positive. E' ben presente nel Mar di Alboran per tutto l'anno un giro anticiclonico di forte intensità che non subisce significative variazioni stagionali. I meandri invece della corrente algerina, che presentano per

lo più giri anticiclonici rivelano invece una forte intensificazione in estate, periodo durante il quale sono sia di dimensioni che di intensità maggiore. L'area settentrionale del bacino algero provenzale è caratterizzata da un'area con anomalia negativa che si intensifica in inverno, periodo in cui in questa zona si ha un'intensificazione del giro ciclonico del Golfo del Leone, anche se quest'ultimo non viene messo in luce dai campi di velocità del modello. Nel Mar Tirreno si ha una generale anomalia negativa di SSH con valori assoluti maggiori in inverno. Nell'Adriatico durante l'arco di tutto l'anno l'anomalia è sempre negativa. Nella parte centro meridionale del Mar Ionio si ha un'area con forte anomalia positiva, più intensa e definita in estate ed associata a un grande giro di circolazione anticiclonica. Lungo le coste meridionali ed orientali del bacino levantino si ha anomalia positiva sempre con intensificazione estiva, indicando aree con dinamica legata al fenomeno di downwelling.

Non sono a disposizione simulazioni di modelli con la superficie libera a scala di bacino per il Mediterraneo con i quali confrontare i risultati di MFS1671. Vi sono studi sulle variazioni di SLA da satellite (Larnicol e Le Traon, 1998, Ayoub et al., 1998) che però non possono essere direttamente confrontati con i valori di SSH perchè ad essi viene sottratta una media. Questa operazione non è ancora stata fatta per MFS1671. E' evidente però che l'ordine di grandezza delle varizioni di SSH, da -40cm a 30cm, sono ragionevoli.

4.5 Strutture della circolazione in MFS1671 e confronto con MFS831 e MFS1661

4.5.1 Campi di salinità e velocità nel Bacino Occidentale

Nelle Fig. 4.20-4.28 vengono mostrate le mappe della salinità e della velocità alla superficie, a 50m e a 150m del Mediterraneo occidentale da MFS831, MFS1661 e MFS1671. I campi rappresentati in queste figure sono il risultato del quarto anno di integrazione di ciascuno dei tre modelli. In MFS831 il campo rappresentato è la media mensile, per MFS1661 e MFS1671 invece è la media dei dieci giorni centrali del mese (cioè dal decimo al ventesimo). La profondità alla quale si trova il livello superficiale in MFS831 è pari a 5m, in MFS1661 3m e in MFS1671 1,5m.

La salinità dell'acqua entrante dallo stretto di Gibilterra mostra valori abbastanza diffferenti nelle tre simulazioni, infatti in MFS831 l'acqua è decisamente più salata che non in MFS1661 e MFS1671 ed ha salinità pari a $36,5°C$. In MFS1661 l'acqua atlantica ha salinità pari a $36,3°C$ mentre in MFS1671 $35,7°C$. L'acqua atlantica in MFS1671 è decisamente meno salata che non negli altri due esperimenti. Nel Mar di Alboran in MFS831 l'acqua atlantica appena dopo aver passato Gibilterra instaura una circolazione anticiclonica tra $5,5°W$ e $4°W$. In MFS1661 invece l'acqua atlantica appena passato lo stretto si mantiene attaccata alla costa africana e da origine a una struttura anticiclonica caratterizzata da un cuore di acqua poco salata ($36,7PSU$) tra $3°W$ e $1°W$, quindi più a est che non in MFS831. In MFS1671 invece esiste un anticiclone tra $4,5°W$ e $3°W$, quindi in una posizione intermedia rispetto a MFS831 e MFS1661. L'anticiclone di MFS1661 e MFS1671 ha un'estensione e un'intensità maggiore che non in MFS831. Poi la corrente di Acqua Atlantica Modificata-MAW si estende lungo la costa africana fino a $1°W$ quando poi piega verso la costa spagnola dando origine a un giro anticiclonico tra $1°W$ e $0°$. Questa struttura anticiclonica è presente solo in MFS1671 e in MFS831 dove però è decisamente più debole. In MFS1671 la MAW si estende fino alle Baleari mentre in MFS1661 rimane più attaccata alla costa africana fino a $2°E$. MFS831 mostra invece una situazione intermedia con l'acqua atlantica che arriva fino a $38°N$, seppur con una salinità maggiore che non negli altri due modelli. La corrente algerina è ben attaccata alla costa africana tra $0°$ e $1°E$ in MFS1661 mentre in MFS831 è molto più a nord, staccata dalla costa. In MFS1671 la situazione è molto più confusa anche se comunque tra $0°$ e $1°E$ la corrente algerina è ben attaccata alla costa e poi comincia a presentare dei meandri sia anticiclonici che ciclonici. Sia

in MFS1661 che in MFS1671 tra $2°E$ e $4°E$ si ha una struttura anticiclonica con salinità uguale anche se in MFS1661 è un po' più intensa. Nel canale di Ibiza le soluzioni di MFS831 e MFS1661 sono nettamente diverse da quelle di MFS1671. La simulazione MFS1671 sembra chiaramente produrre sempre una circolazione anticiclonica attorno a Ibiza e Formentera , cosa che sembra non essere molto realistica. In futuro bisognerà controllare la topografia di tutta questa zona. La corrente liguro-provenzale presente in tutte e tre le simulazioni è più marcata in MFS1671. L'area del Bacino Provenzale sia in MFS831 che in MFS1671 è caratterizzata da un'area ad alta salinità ($38,1PSU$) non presente in MFS1661, che mostra una salinità più bassa in questa zona. Il Mar Tirreno presenta una salinità maggiore in MFS831 e minore in MFS1671 dove si ha una maggior variabilità, sia a livello di circolazione che di campi di salinità. Le differenza sono pari a $0,2-0,3PSU$. In tutti e tre i modelli comunque la circolazione generale è più o meno ciclonica con intrusione di acqua a bassa salinità dal Canale di Sardegna. L'intrusione ha una struttura molto più intensa in MFS1671 che non in MFS831 e MFS1661. In tutti e tre i modelli si ha che la corrente nel Canale di Sardegna si mantiene attaccata alla costa africana. Nel Canale di Sicilia la circolazione è più o meno uguale nei tre modelli anche se in MFS1671 ancora una volta è presente una maggior penetrazione di acqua atlantica con salinità ancora inferiori a $37PSU$ nel Mar Ionio. Mentre in MFS831 la corrente appena passato lo stretto si mantiene attaccata alla costa africana, in MFS1661 e MFS1671 la situazione è più complessa.

A 50m di profondità persistono come alla superficie le diversità nel Mar di Alboran con MFS831 sempre con salinità più alta ($36,5PSU$) e MFS1661 con valori intermedi ($36,1PSU$) e MFS1671 coi valori più bassi ($35,5PSU$). La posizione dei giri anticiclonici nel Mar di Alboran rimane invariata rispetto a quanto descritto per la superficie. Anche a 50m la penetrazione dell'acqua atlantica poco salata in MFS1671 raggiunge latitudini maggiori ($40°N$) che non negli altri due modelli. La corrente algerina sia in MFS1661 che in MFS1671 forma grandi meandri, non presenti in MFS831. Rimangono le differenze nel Canale delle Baleari e nel Mar Tirreno, così come descritte per le mappe alla superficie. Le differenze fra inverno ed estate non sono molto grandi. Anche a 50m come pure alla superficie MFS1671 è l'unico modello che sviluppa una struttura ciclonica nel Tirreno meridionale.

Osservando le mappe relative alla profondità di 150 m, nel Mar di Alboran vi è una netta differenza nel comportamento dell'acqua atlantica in ingresso e anche a questa profondità l'acqua di MFS1671 è la meno salata ($35,5PSU$). In MFS831 è molto poca l'acqua atlantica che entra e come anche a 50m si forma subito, appena passato lo stretto, un giro anticiclonico. In MFS1661 invece si ha ingresso di acqua atlantica che si mantiene attaccata alla costa africana per poi dar vita a un giro anticiclonico tra $3°W$ e $1°W$ (come descritto anche alla superficie e a 50m). In MFS1671 invece l'acqua atlantica entrante occupa tutta la parte più occidentale del Mar di Alboran dando origine a un giro anticiclonico e bloccando l'acqua mediterranea più salata in un giro ciclonico nella parte orientale del Mar di Alboran. In MFS1661 e MFS1671 nei vortici della corrente algerina c'è ancora traccia di acqua atlantica con salinità inferiore a $37PSU$, mentre in MFS831 la salinità minima in tutto il bacino è pari a $37,1PSU$. Intorno all'isola di Minorca in MFS1671 è presente un marcato flusso d'acqua atlantica, assente negli altri due modelli. In generale il Bacino Liguro-Provenzale e il Mar Tirreno sono più salati in MFS831 rispetto a MFS1661 e MFS1671. In MFS1671 è ben presente anche a 150 m il giro anticiclonico nel Mar Tirreno meridionale, del quale in MFS1661 c'è solo un vago accenno e in MFS831 è completamente assente. MFS831 non presenta variazioni stagionali, in MFS1661 sono molto piccole e riguardano per lo più i vortici della corrente algerina. MFS1671 invece presenta una variazione stagionale più intensa soprattutto nel canale balearico dove si ha il riversamento della corrente (da sud a nord a dicembre ed invece da nord a sud ad agosto), inoltre cambiano intensità, dimensione e forma i vortici della corrente algerina.

4.5.2 Campi di salinità e velocità nel Bacino Orientale

Nelle Fig. 4.29-4.37 vengono mostrate le figure dei campi di salinità e di velocità del Mediterraneo orientale alla superficie, a 50m e a 150m per MFS831, MFS1661 e MFS1671.

Nel Mar Ionio la distribuzione di salinità in MFS831 è molto uniforme e superiore a $37,2PSU$. Nel mezzo del bacino però si vede l'*Atlantic-Ionian Stream*-AIS messa in evidenza da una lingua di salinità più bassa. Nella parte meridionale la corrente è lungo la costa. In MFS1661 la AIS presenta una struttura più complessa rispetto a quella di MFS831. Si ha innanzitutto una maggior penetrazione di acqua con salinità tra $37,3-37,5PSU$. Nello Ionio occidentale subito a sud della costa sicula si ha la presenza di un'intensa circolazione anticiclonica, nella parte sud-occidentale a circa $15°E$ e $34°N$ si ha un altro intenso giro anticiclonico. L'AIS penetra più a oriente che non in MFS831. Nella parte meridionale c'è una larga circolazione anticiclonica con al centro un massimo di salinità. In MFS1671 la circolazione è generalmente più intensa e per lo più con direzione meridionale. E' presente l'AIS anche se in questo caso è marcata da una lingua con salinità leggermente più bassa che non in MFS1661 ($37,2PSU$). A circa $18°E$ si ha una forte corrente verso sud. Lungo la costa greca si ha un giro anticiclonico vagamente presente anche in MFS1661 ma completamente assente in MFS831. Il campo di salinità dell'Adriatico è più o meno uguale nei tre modelli anche se la parte settentrionale, vicino alla foce del Po risente delle differenti costanti di rilassamento utilizzate per la salinità superficiale in MFS1661 e MFS1671. In MFS1671 è più marcata la lingua d'acqua poco salata (minimo di salinità pari a $35PSU$). In estate invece le condizioni sono invertite e MFS1661 presenta una zona estesa con salinità pari a $35PSU$. Per quanto riguarda la circolazione sia in MFS831 che in MFS1671 si ha la classica circolazione ciclonica a scala di bacino con chiusura di un giro ciclonico nella parte meridionale. In MFS1661 invece si ha prevalenza di corrente in direzione meridionale e una circolazione generale non ben definita. Nell'Egeo come anche nell'Adriatico la circolazione è simile tra MFS1671 e MFS831 e differente in MFS1661, anche se i campi di salinità tra MFS1661 e MFS1671 sono molto simili mentre in MFS831 si ha salinità molto più bassa (minimo di $36PSU$ nella parte settentrionale). Invece in MFS1661 e MFS1671 il minimo è pari a $37PSU$. Nel Bacino Levantino la salinità di MFS831 è molto uniforme e pari a $39PSU$, in MFS1661 e MFS1671 c'è invece più variabilità, soprattutto in MFS1671 che mostra nel complesso valori di salinità inferiori. In tutti e tre i modelli la circolazione gira in senso ciclonico lungo la costa di tutto il bacino e in MFS1671 è più intensa e prevalentemente in direzione meridionale nella parte centrale del bacino stesso. Anche in questo caso MFS1671 è il modello che presenta una maggior variabilità stagionale con la formazione durante l'estate di un giro anticiclonico nello Ionio meridionale e un'attenuazione delle correnti nell'Adriatico. Nel Bacino Levantino la situazione invece rimane più o meno invariata.

A 50m di profondità è ben evidente in tutti e tre i modelli l'AIS anche se in MFS1661 e MFS1671 il segnale è marcato, così come descritto anche nei campi alla superficie, da una lingua di salinità pari a $37,6PSU$, mentre in MFS831 il campo di salinità appare uniforme con salinità pari a $38PSU$. A $21°E$ in MFS1661 e MFS1671 l'AIS piega verso sud, mentre in MFS831 ciò avviene a $19°E$. Lo Ionio meridionale, in MFS1661, è caratterizzato dalla presenza di un giro anticiclonico, mentre in MFS1671 ha una struttura più articolata con un giro anticiclonico posizionato più a nord e più piccolo e una corrente lungo la costa africana che forma un meandro anticiclonico a $20°E$, che in MFS1661 è leggermente più a est ed è caratterizzato da una salinità più alta. Nel Bacino Levantino analogamente alla superficie la circolazione è generalmente anticiclonica con qualche meandro lungo le coste. In MFS1661 la salinità è meno uniforme e più bassa che in MFS831 e MFS1661 lungo i bordi. In estate si ha una leggera diminuzione della salinità nella parte più orientale del Levantino e in MFS1671 è ben evidente la formazione di un meandro nella corrente lungo la costa. Nello Ionio si ha una

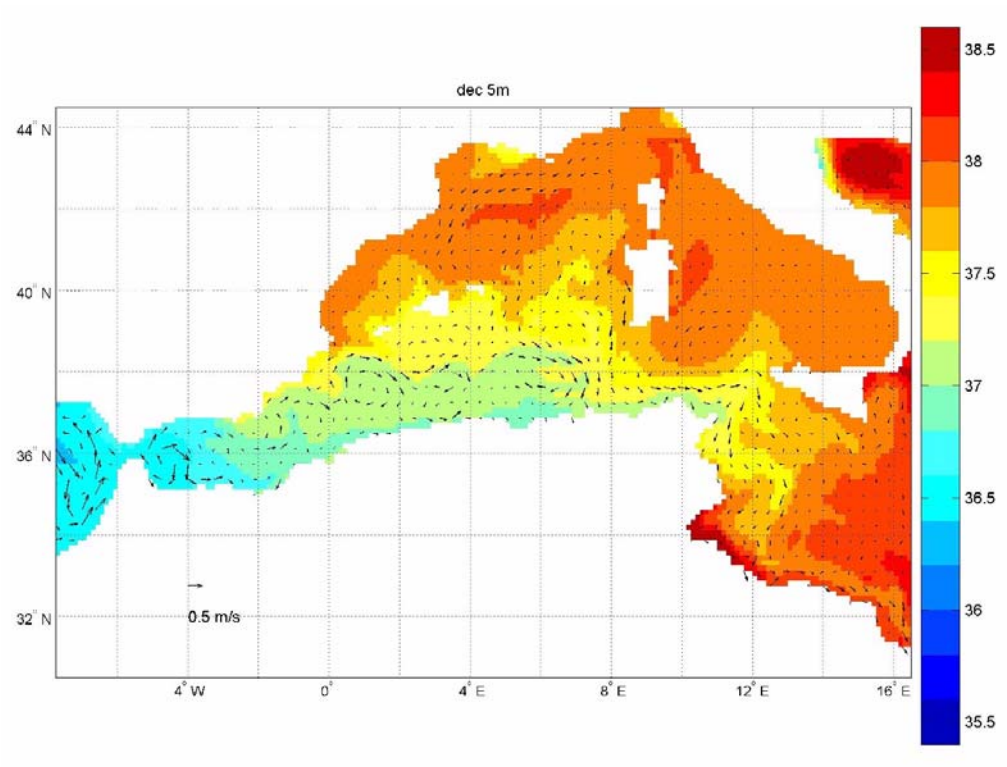
leggera variazione delle posizioni e dell'intensità dei vortici e in MFS831 l'AIS sembra essere più intensa.

Anche alla profondità di 150 m in MFS1671 c'è dell'acqua molto meno salata ($37,7, PSU$) intrappolata in un giro ciclonico nello Ionio meridionale, non presente in MFS831 e presente ma più attenuato e con salinità più alta ($38,1 PSU$) in MFS1661. Nella parte settentrionale dello Ionio sia in MFS1661 che in MFS1671 si forma un giro anticiclonico sia in estate che in inverno e in MFS1671 c'è, come si era visto anche in inverno e più attenuato a50m, un giro ciclonico lungo la costa greca a circa $20°E$. Nello Ionio meridionale alla longitudine di $20°E$ in MFS1671 e $21°E$ in MFS1661 c'è un giro anticiclonico. Nel Bacino Levantino in MFS1671 è ben evidente una corrente lungo il bordo del bacino con salinità inferiore ($38,3 PSU$) che all'interno del bacino ($38,8 PSU$). Nella parte più orientale in MFS1671 la corrente forma dei meandri che variano di posizione e intensità con la stagione. In MFS1661 e MFS831 a sud-est di Cipro si ha la presenza di un giro anticiclonico più grande e più spostato verso nord in MFS1661.

In generale è evidente dall'analisi di queste mappe che sia MFS1661 che MFS1671 riescono a risolvere molta più variabilità alla mesoscala che non MFS831. MFS1671 inoltre mostra di essere in grado di risolvere le variazioni stagionali in modo più accurato di MFS1661 e naturalmente di MFS831 nelle cui soluzioni le variazioni stagionali sono quasi impercettibili. Sembre inoltre che le maggiori differenze tra MFS1671 e MFS1661 siano evidenti soprattutto nei bacini profondi, come lo Ionio per i quali MFS1671 mostra una variabilità molto più elevata che non MFS1661. Inoltre è bene evidente da questi risultati che quattro anni di simulazione sono troppo pochi e che è necessario integrare i modelli per periodi più lunghi per risolvere meglio la circolazione soprattutto nel bacino Levantino, i cui campi di velocità appaiono al quarto anno di simulazione ancora poco definiti.

4.5.3 Campi di temperatura

Le differenze di temperatura tra i tre modelli sono molto più lievi che non quelle di salinità. E' ben evidente alla superficie (da Fig. 4.38 a Fig. 4.43) l'oscillazione stagionale dove si passa da temperature medie per il bacino occidentale durante l'inverno pari a $14°C$ a $28°C$ in estate. Nel Mediterraneo orientale invece la temperatura media invernale è circa $20°C$ e $30°C$ in estate. In MFS1661 lungo la costa occidentale della Sardegna, la costa meridionale della Sicilia, il golfo di Napoli, la costa ligure e la Dalmazia sono evidenti in estate aree di upwelling, con temperature più basse. A 150m di profondità (da Fig. 4.44 a Fig. 4.49) i campi di temperatura per i 3 modelli sono molti simili e non si hanno variazioni stagionali.



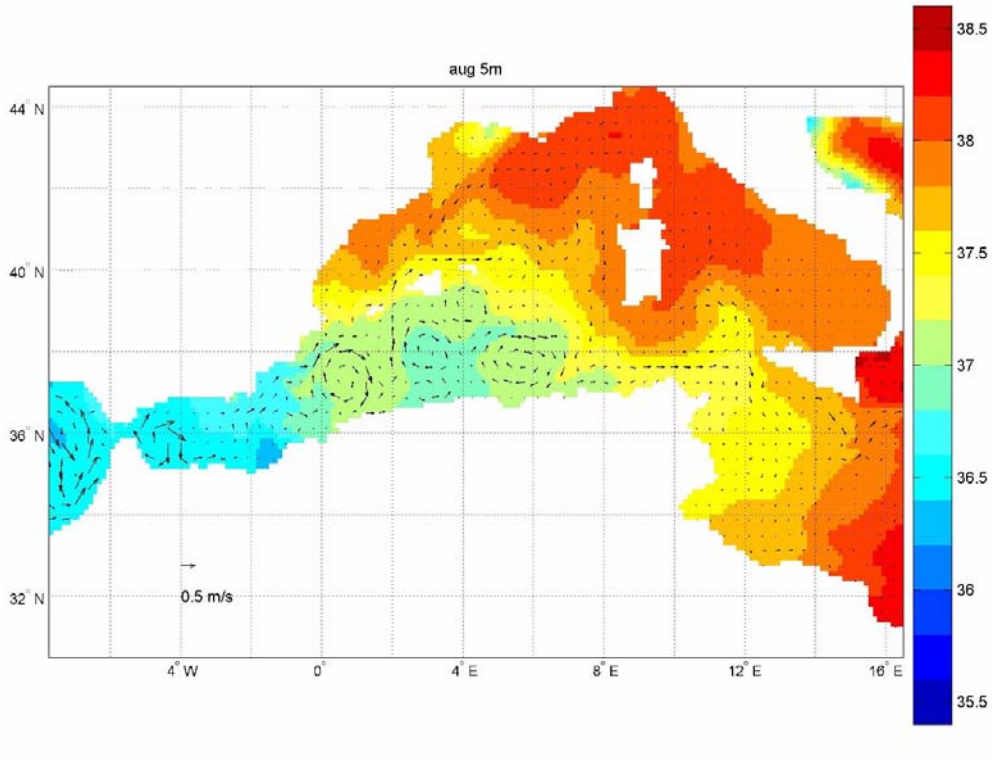
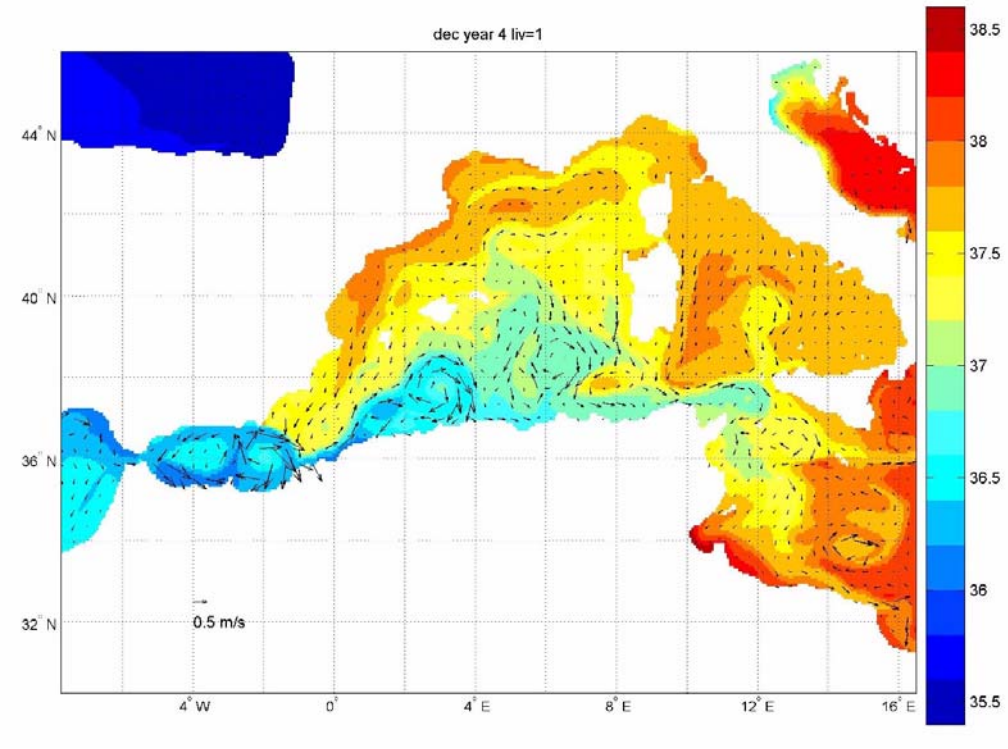


Fig. 4.20 Mappe di salinità e velocità alla superficie da MFS831 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.



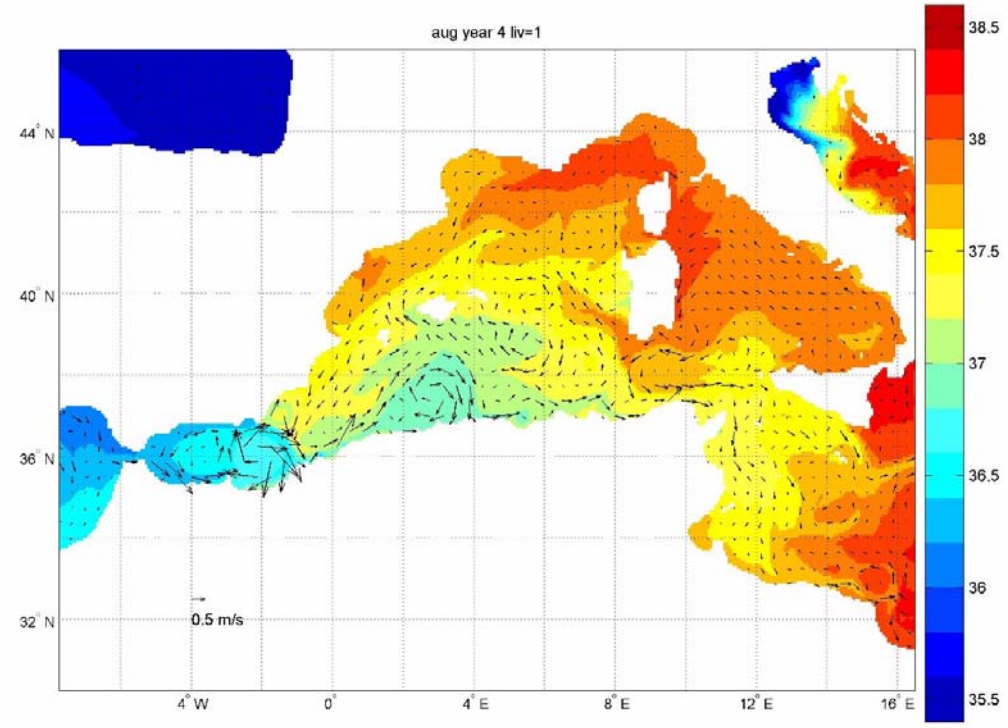


Fig. 4.21 Mappe di salinità e velocità alla superficie da MFS1661 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

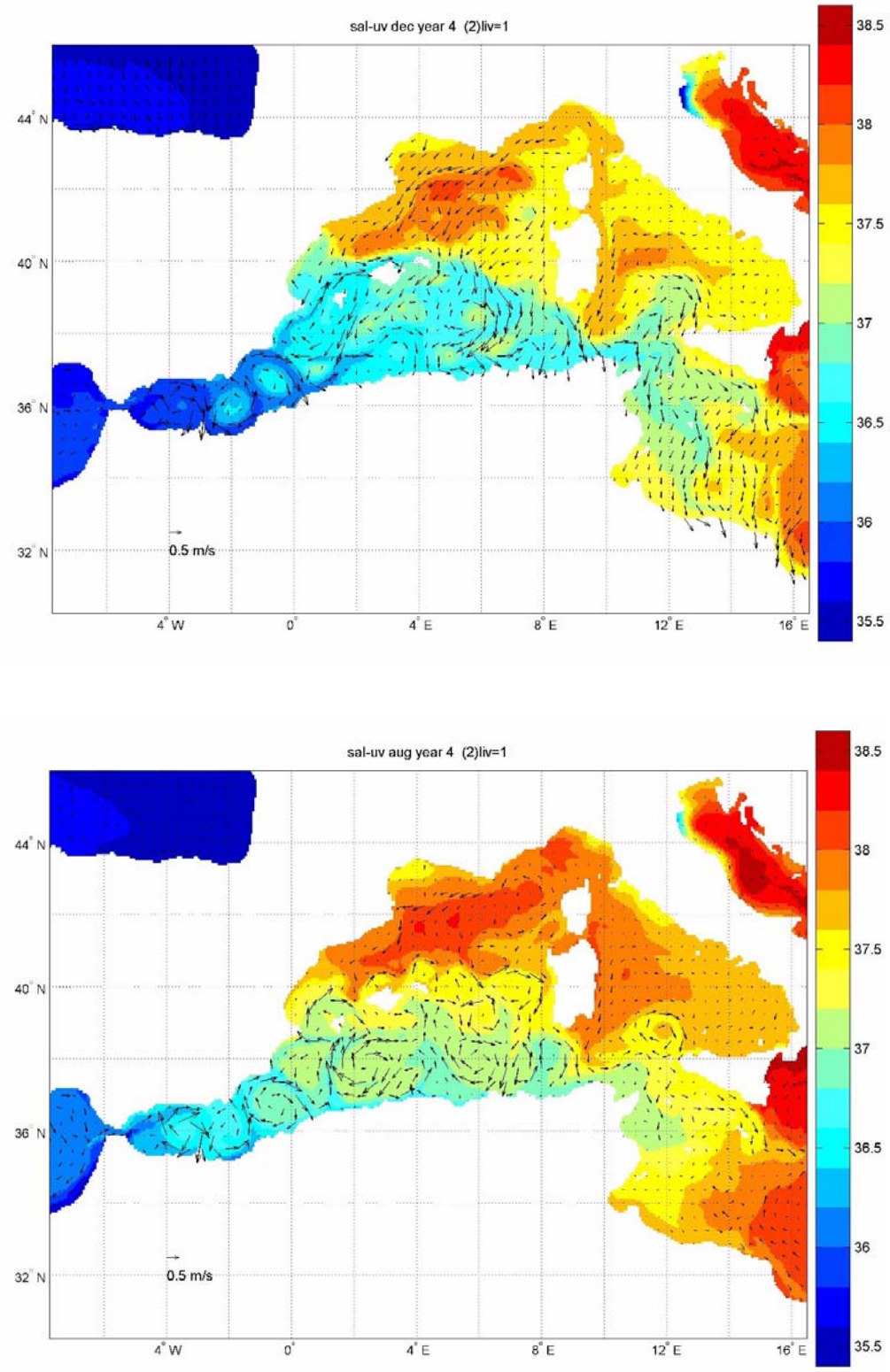


Fig. 4.22 Mappe di salinità e velocità alla superficie da MFS1671 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

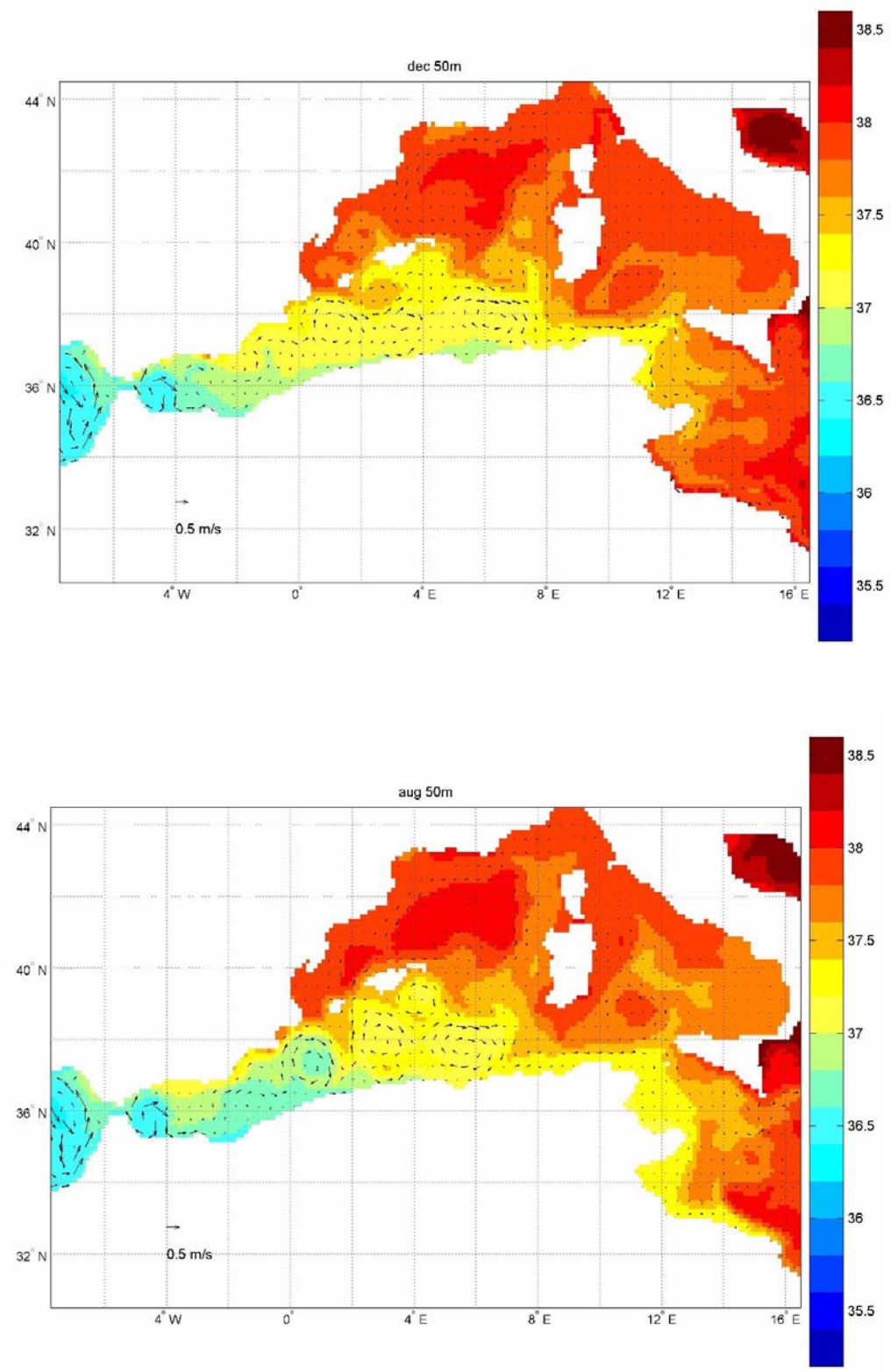


Fig. 4.23 Mappe di salinità e velocità a 50m da MFS831 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

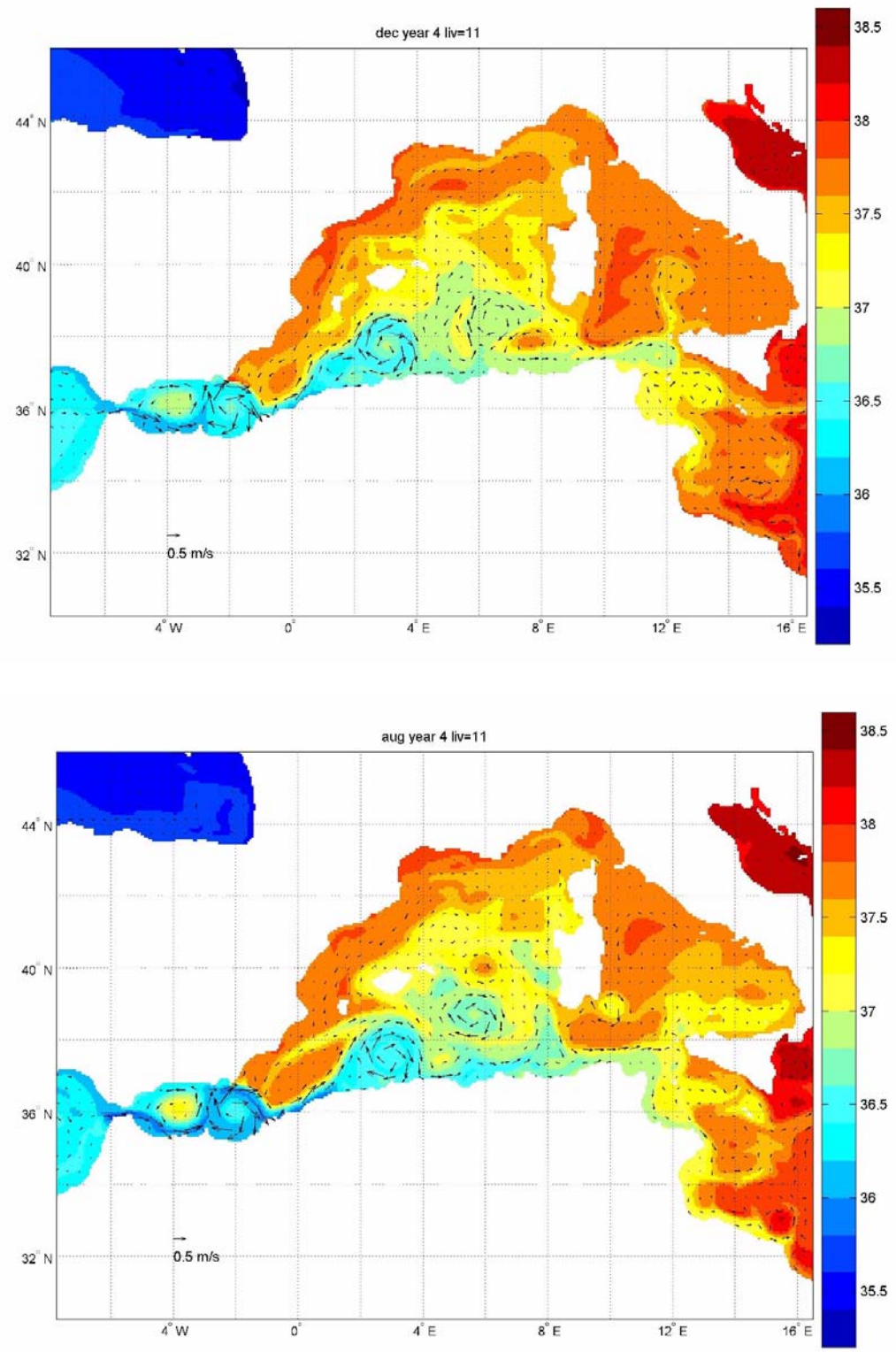


Fig. 4.24 Mappe di salinità e velocità a 50m da MFS1661 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

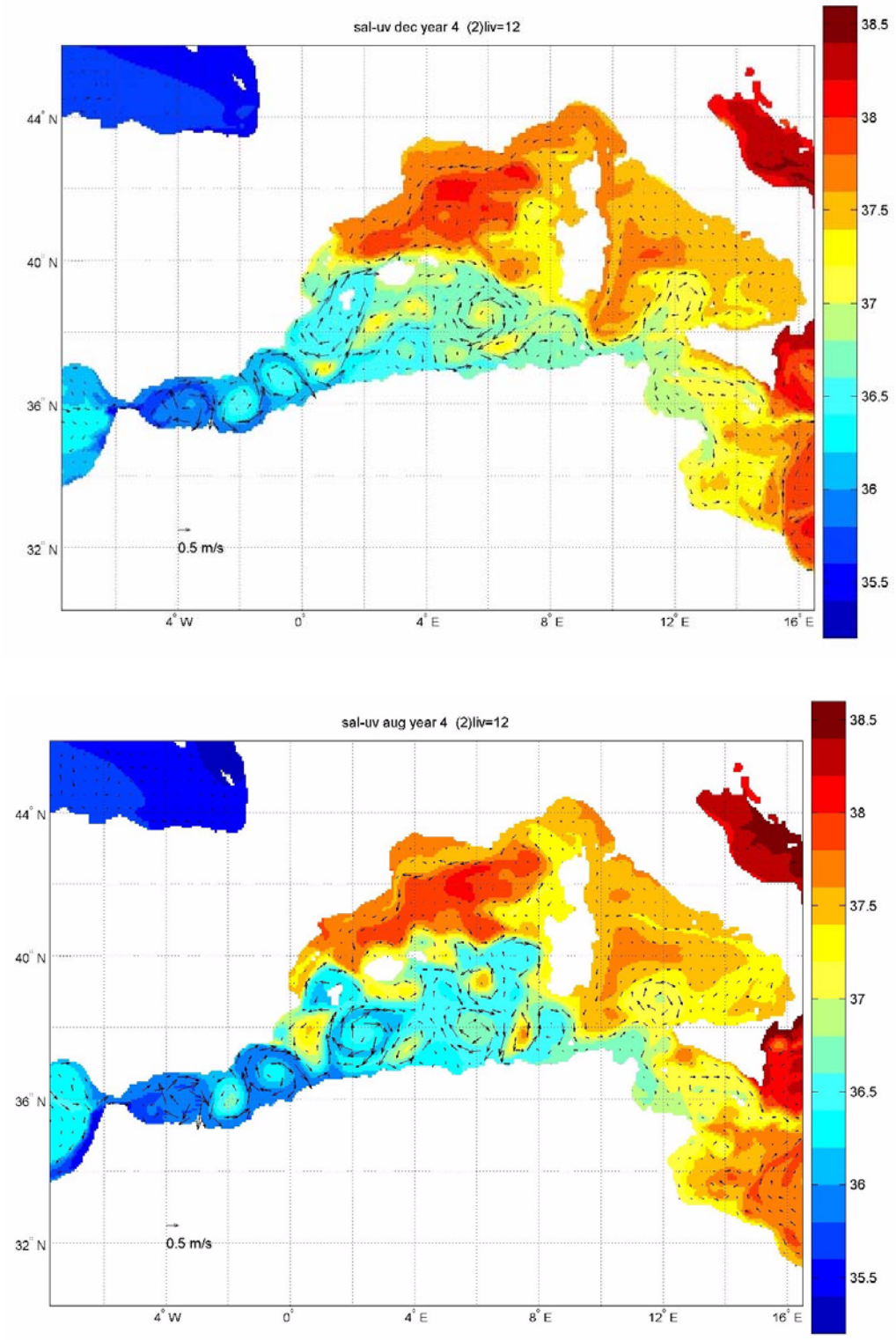


Fig. 4.25 Mappe di salinità e velocità a 50m da MFS1671 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

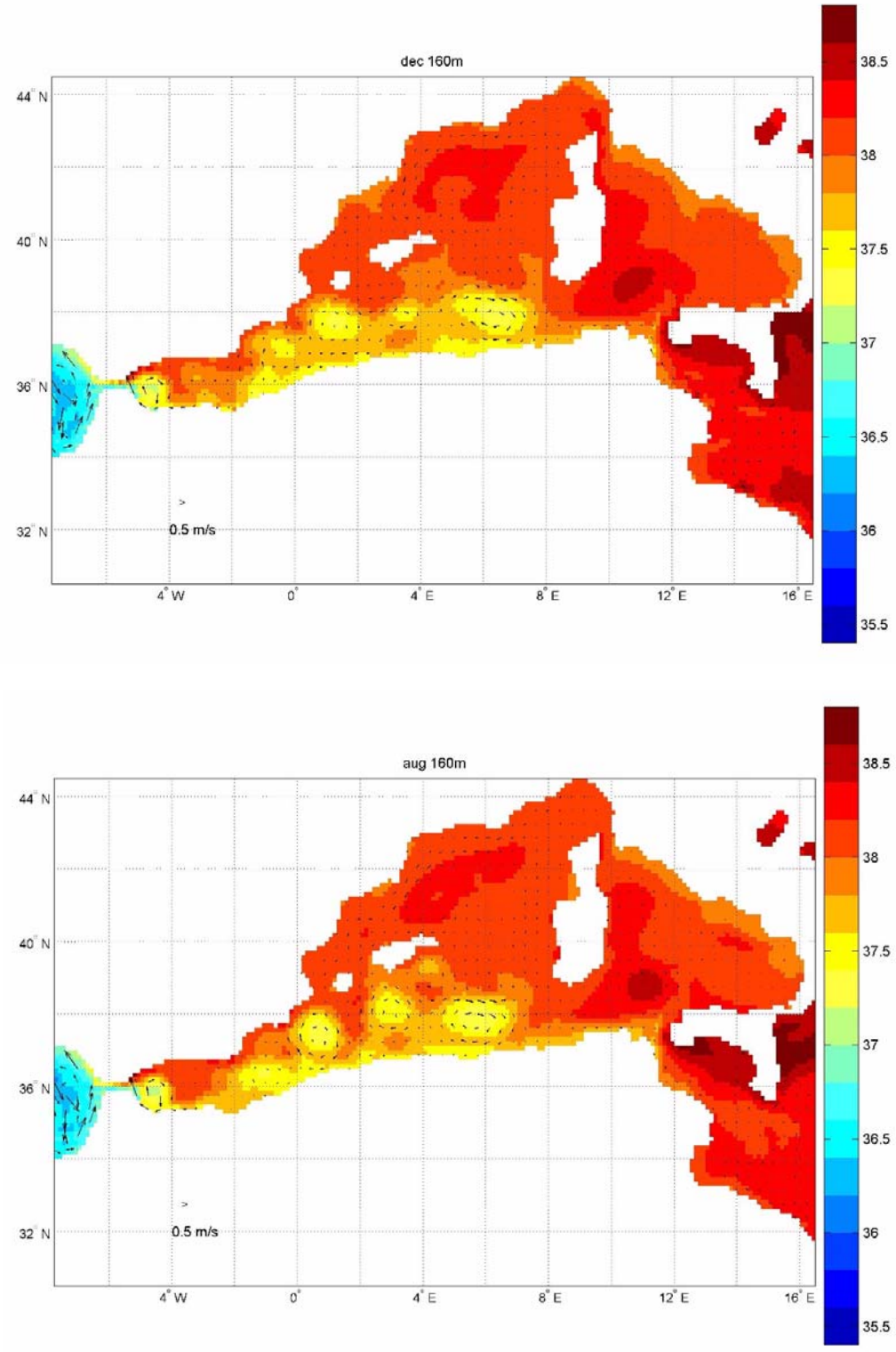
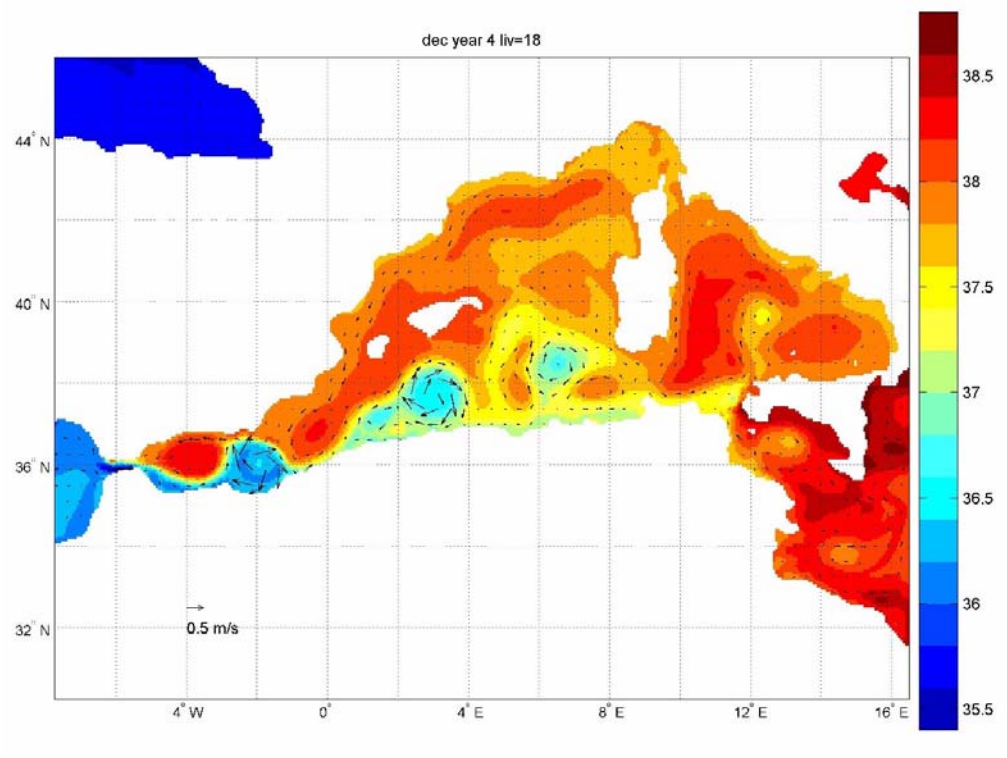


Fig. 4.26 Mappe di salinità e velocità a 150m di MFS831 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.



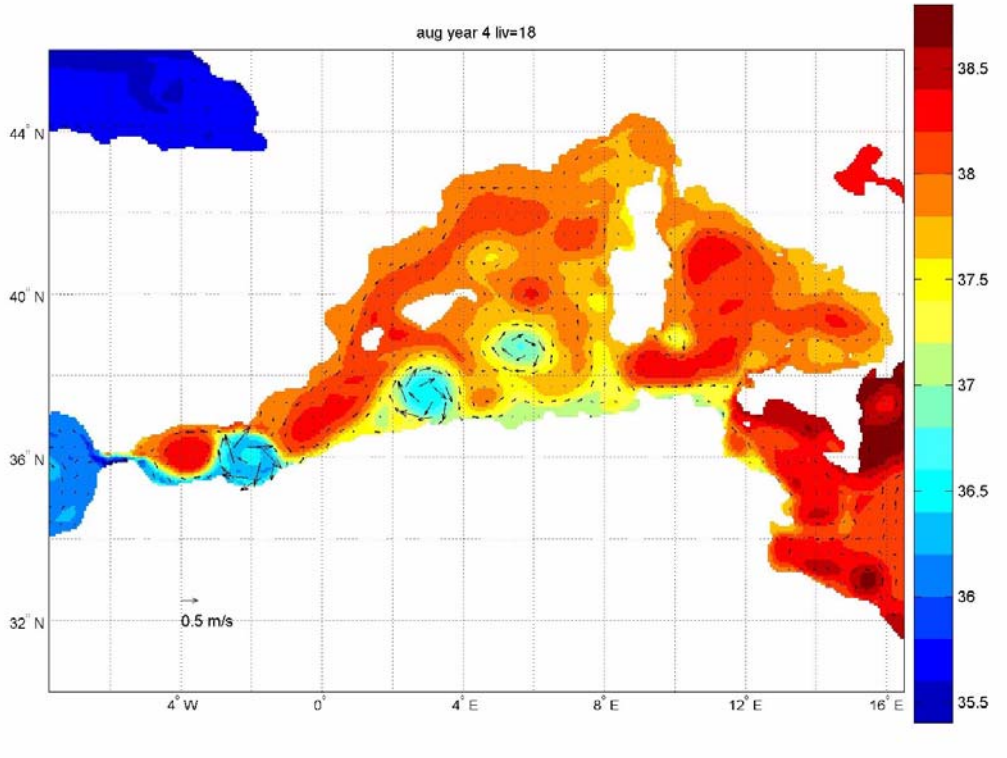


Fig. 4.27 Mappe di salinità e velocità a 150m da MFS1661 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

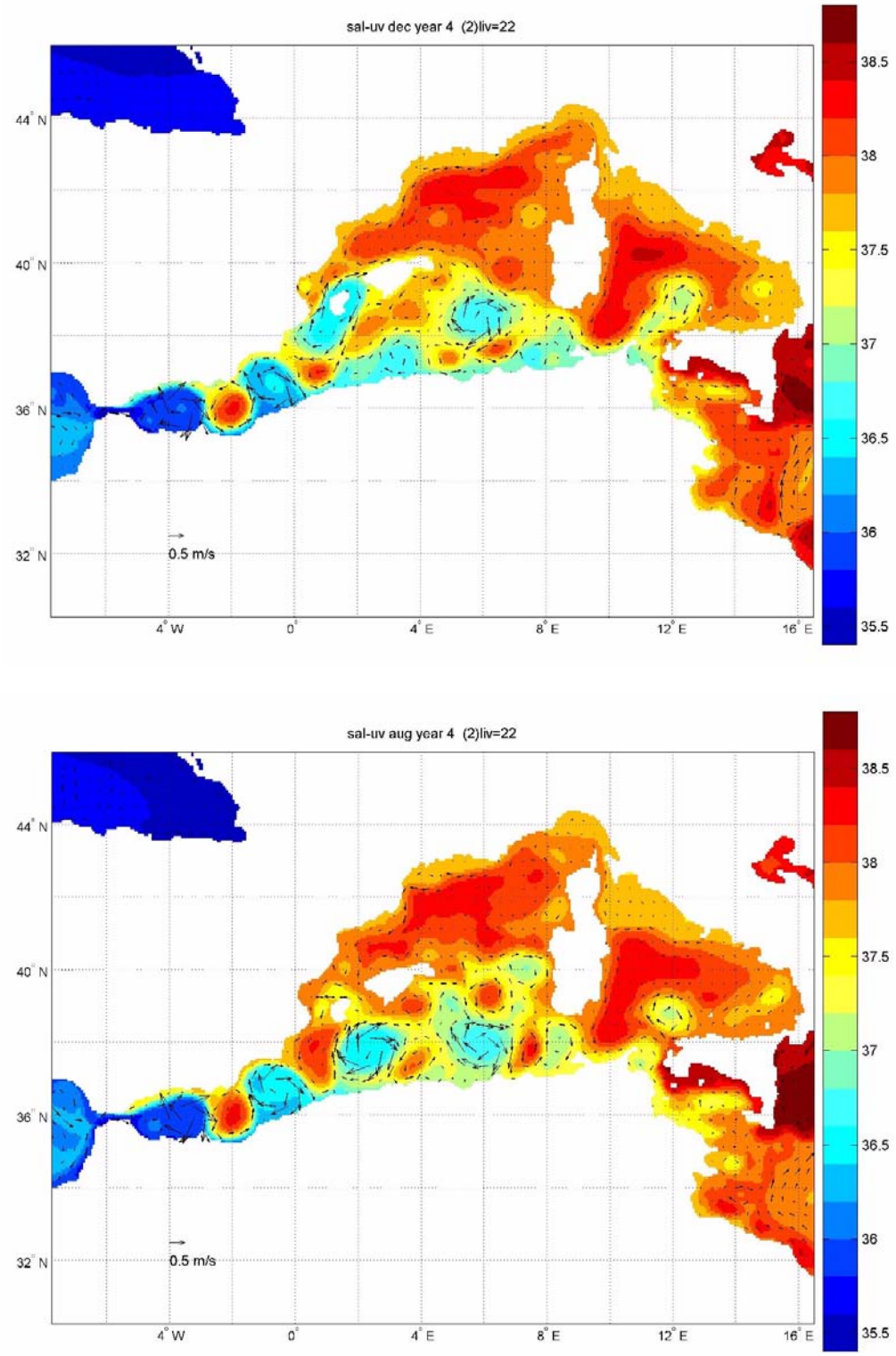


Fig. 4.28 Mappe di salinità e velocità a 150m da MFS1671 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

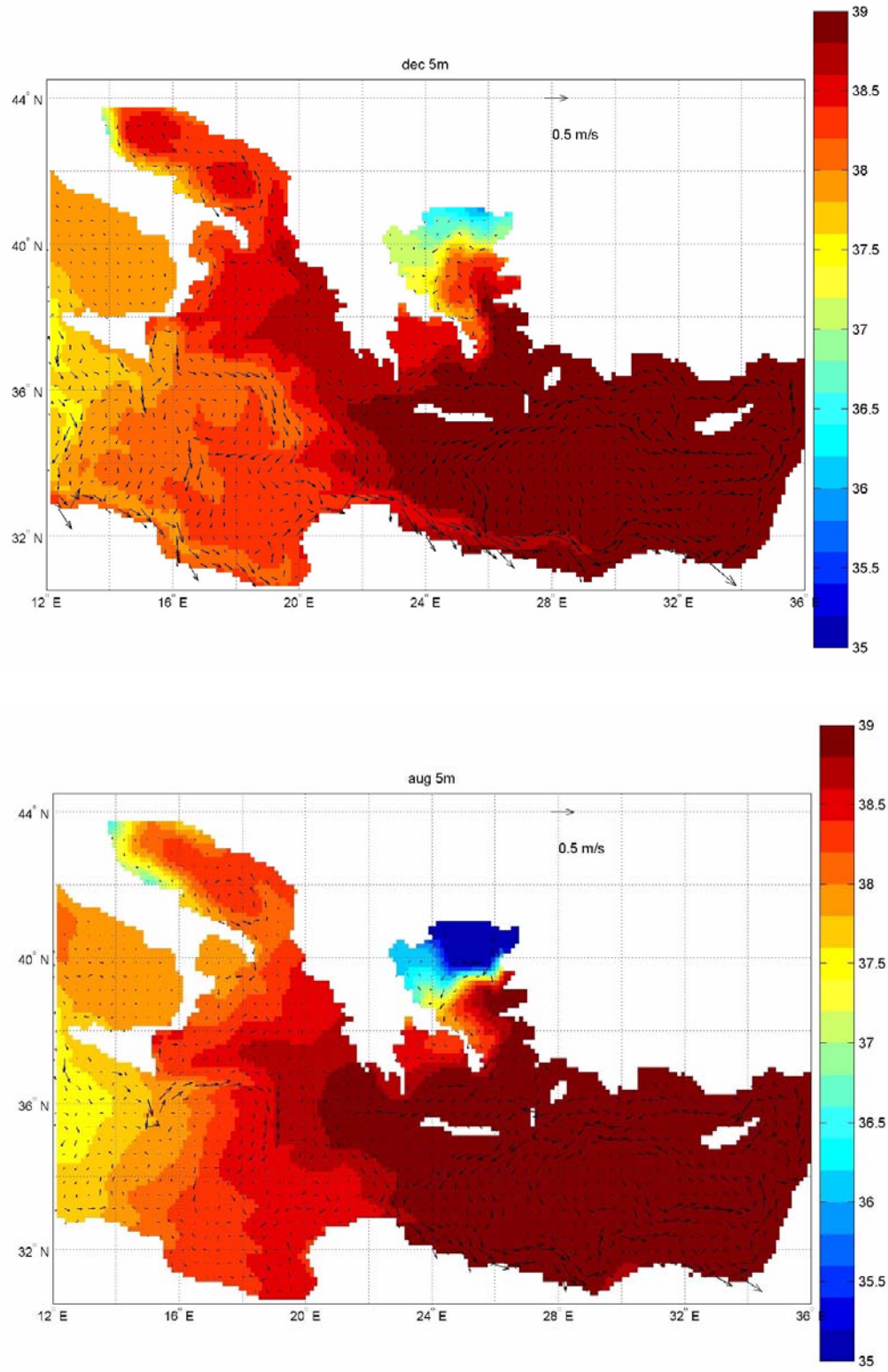
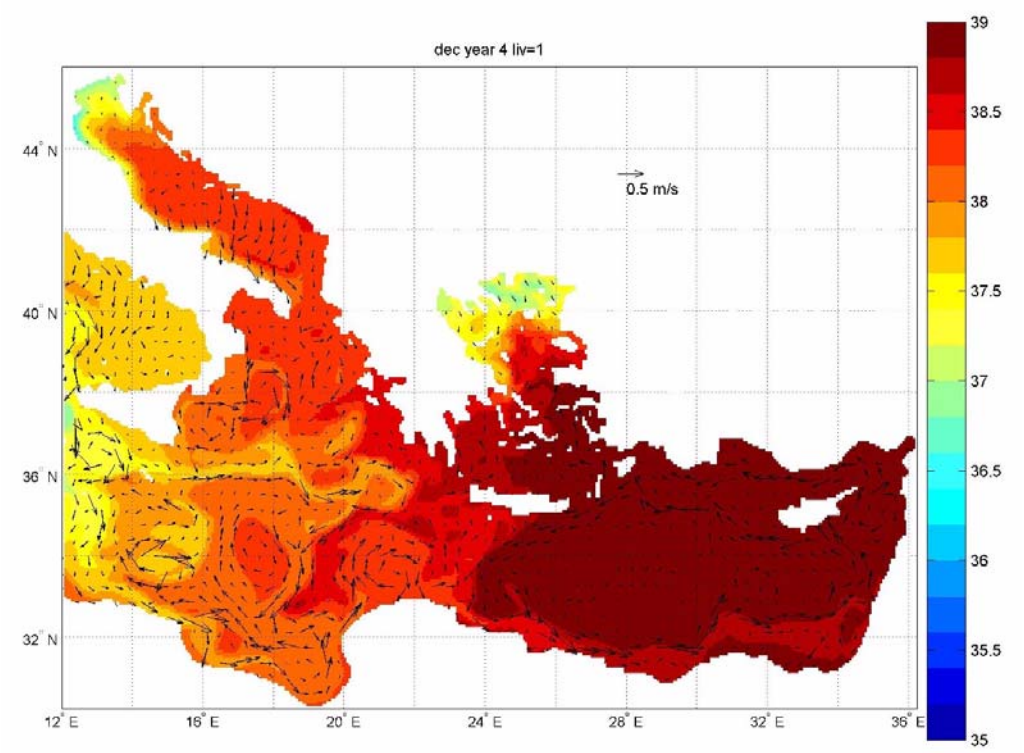


Fig. 4.29 Mappe di salinità e velocità alla superficie da MFS831 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.



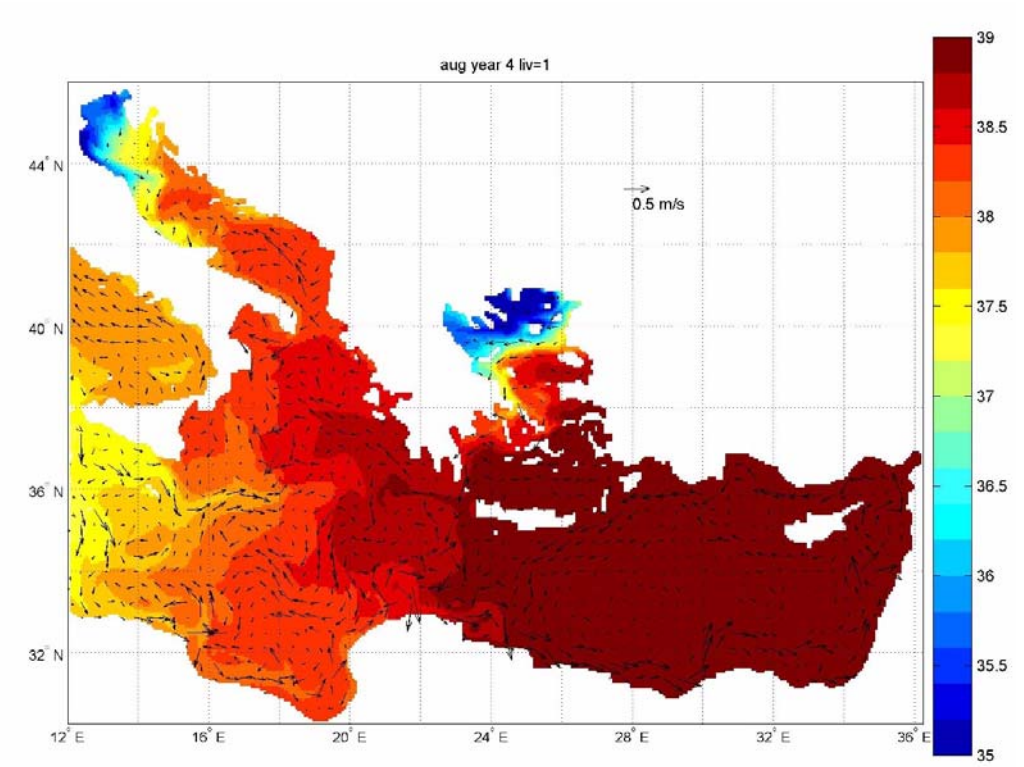


Fig. 4.30 Mappe di salinità e velocità alla superficie da MFS1661 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

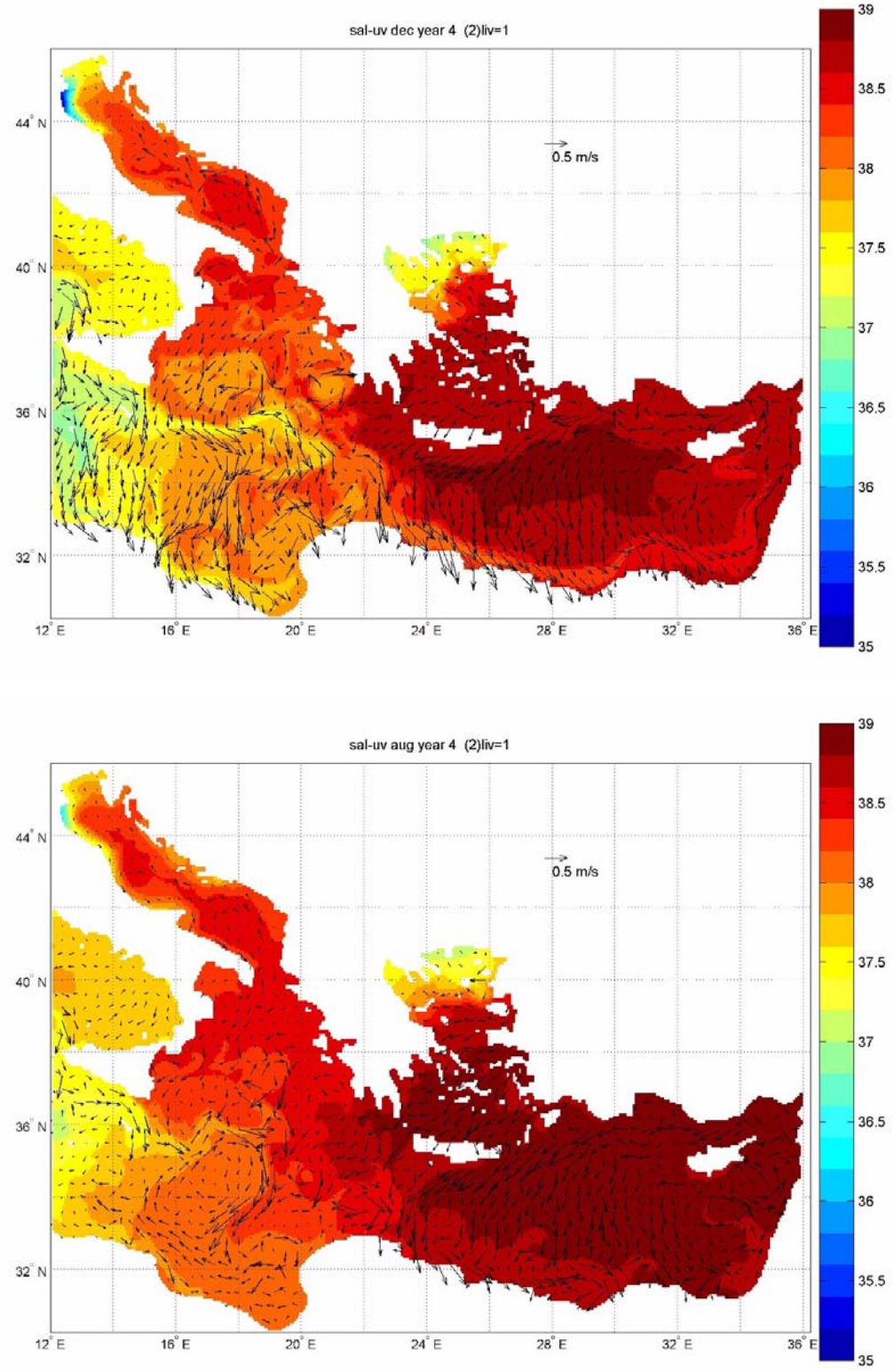


Fig. 4.31 Mappe di salinità e velocità alla superficie da MFS1671 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

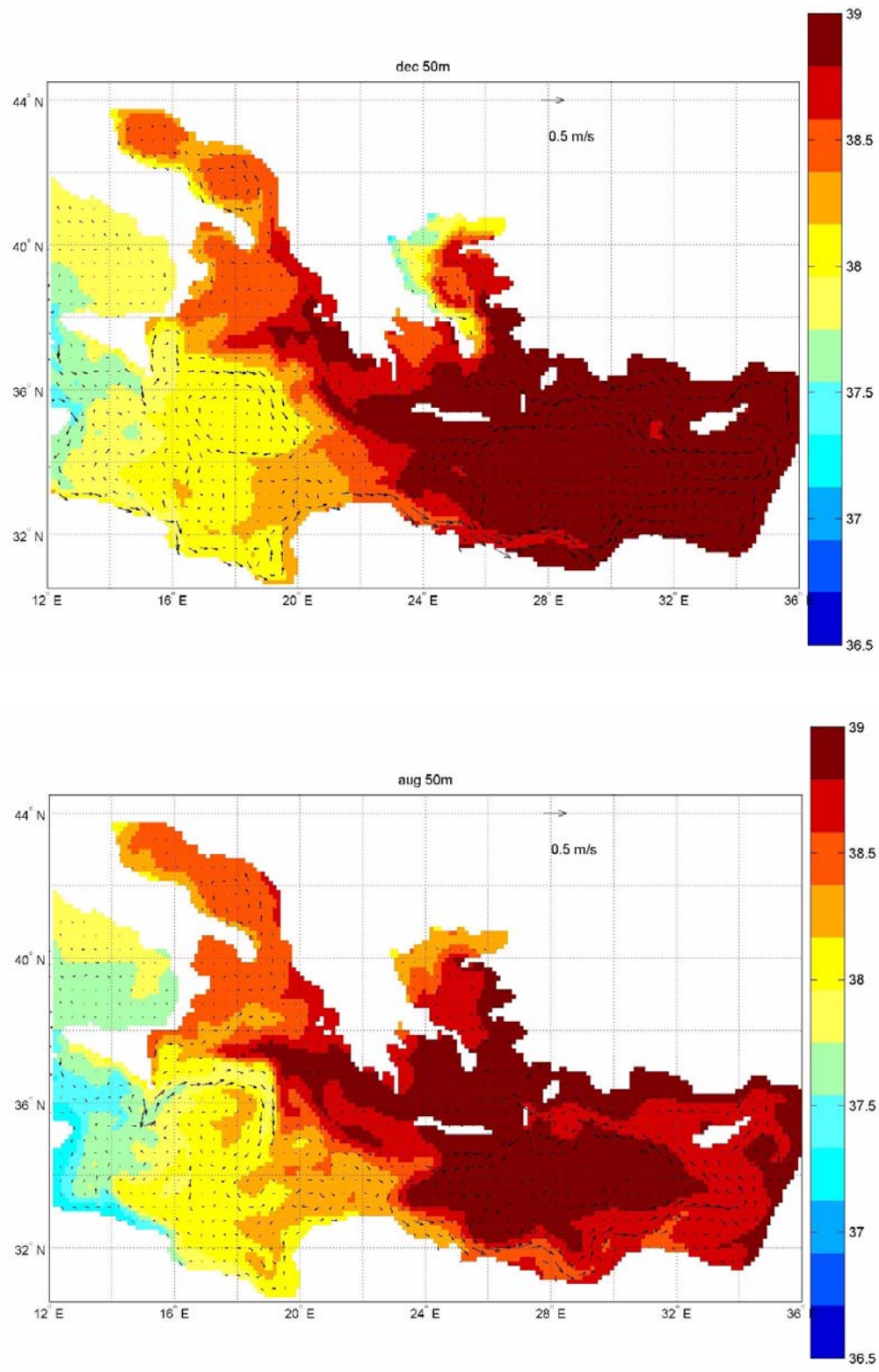


Fig. 4.32 Mappe di salinità e velocità a 50m da MFS831 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

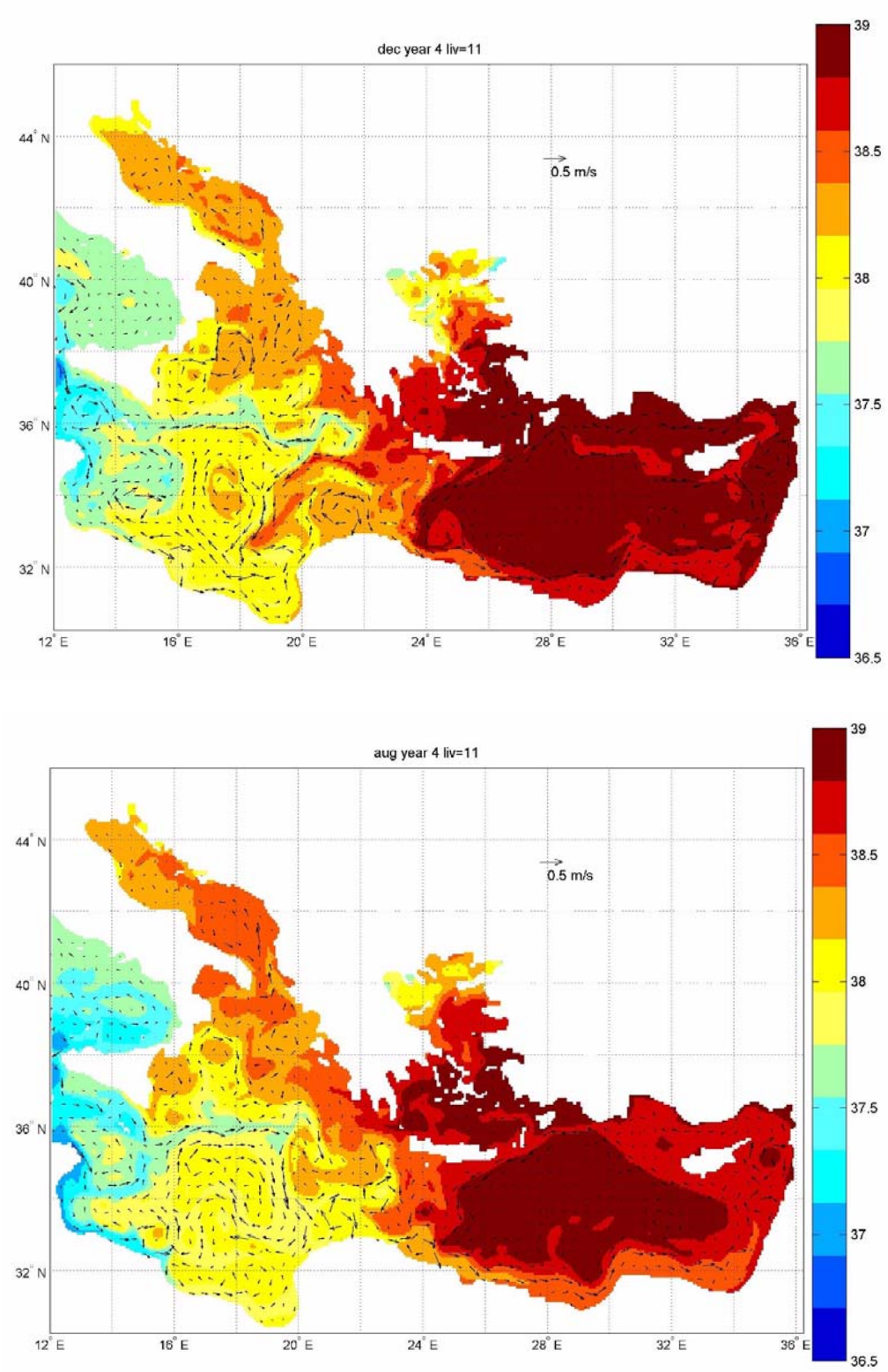
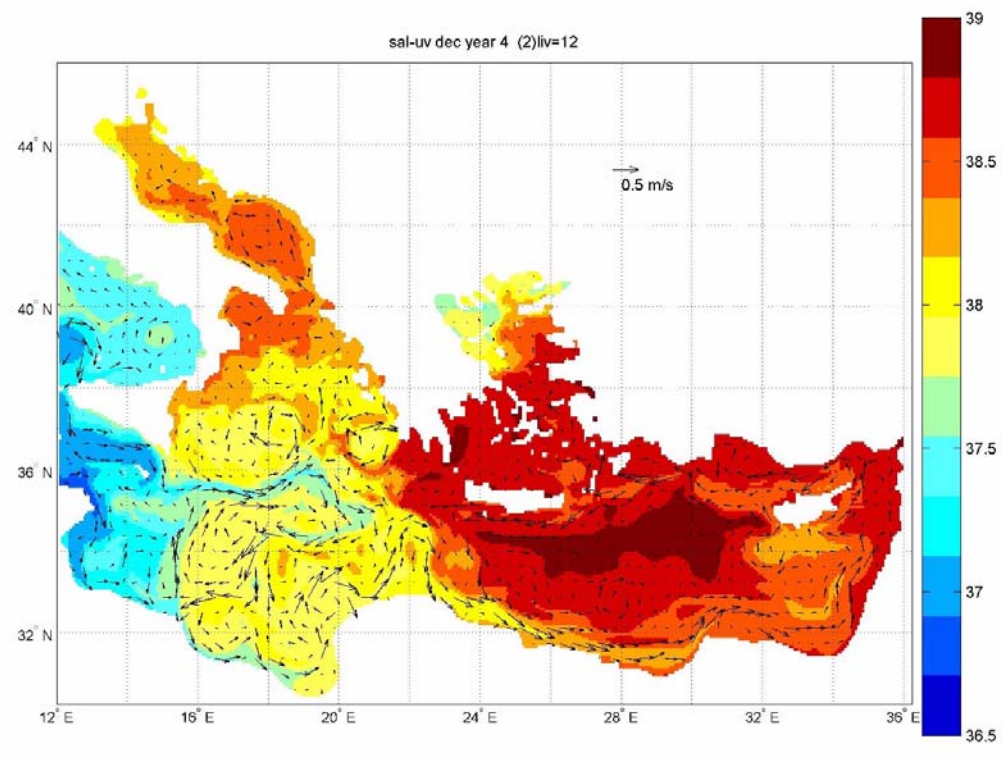


Fig. 4.33 Mappe di salinità e velocità a 50m da MFS1661 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.



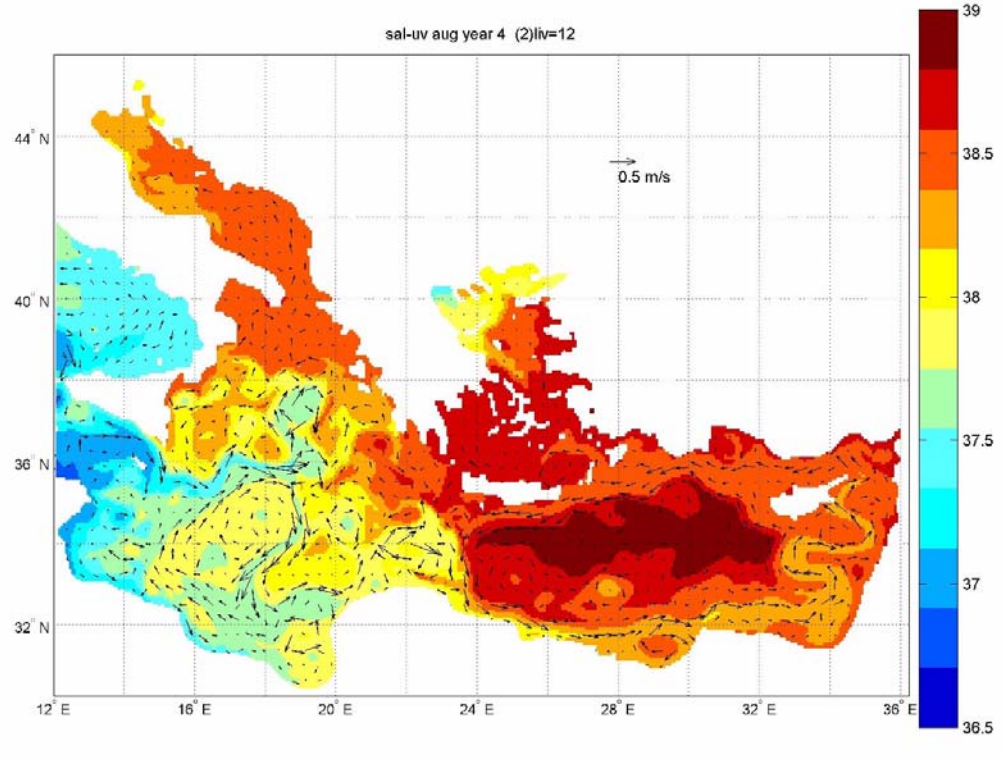


Fig. 4.34 Mappe di salinità e velocità a 50m da MFS1671 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

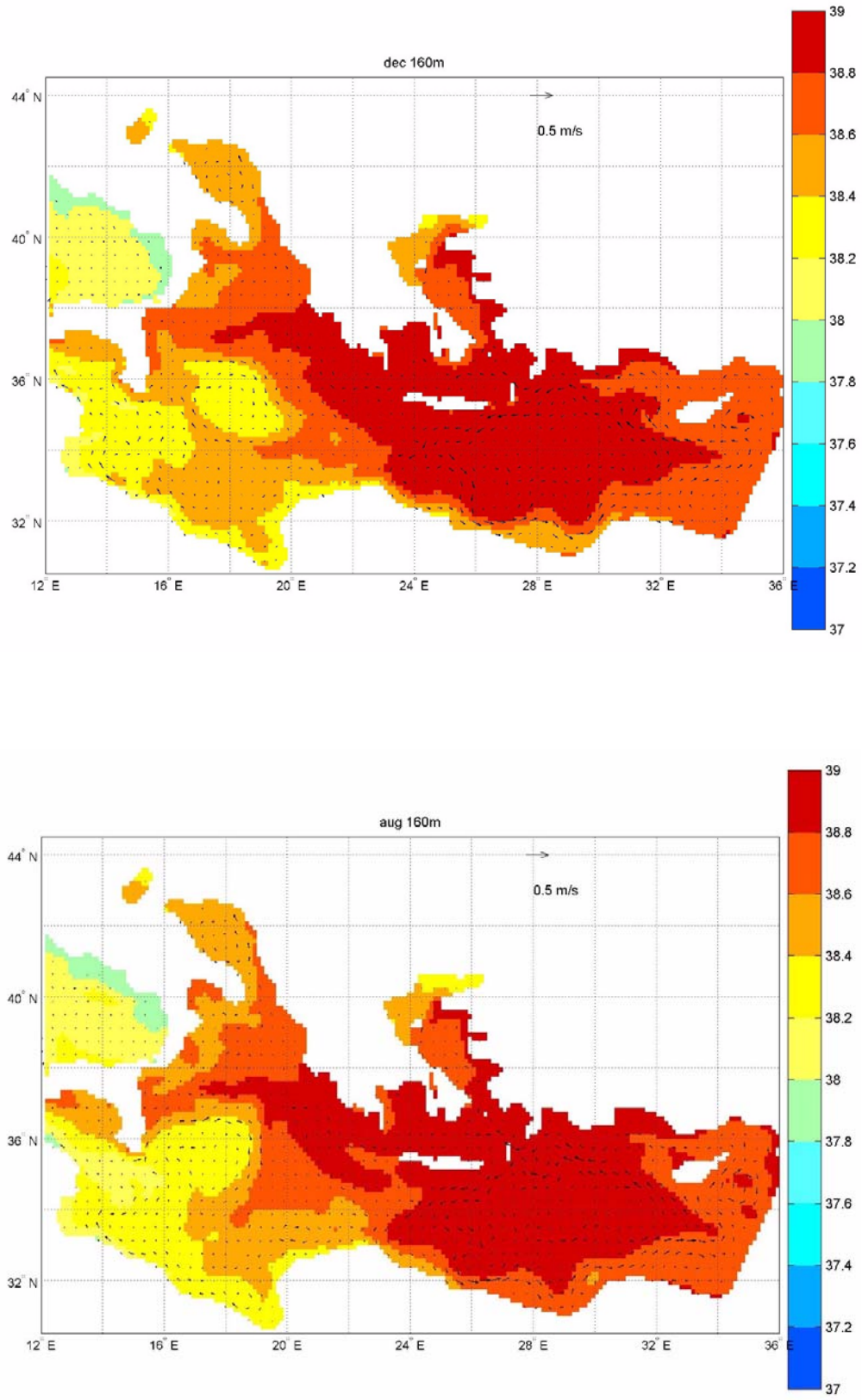


Fig. 4.35 Mappe di salinità e velocità a 150m da MFS831 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

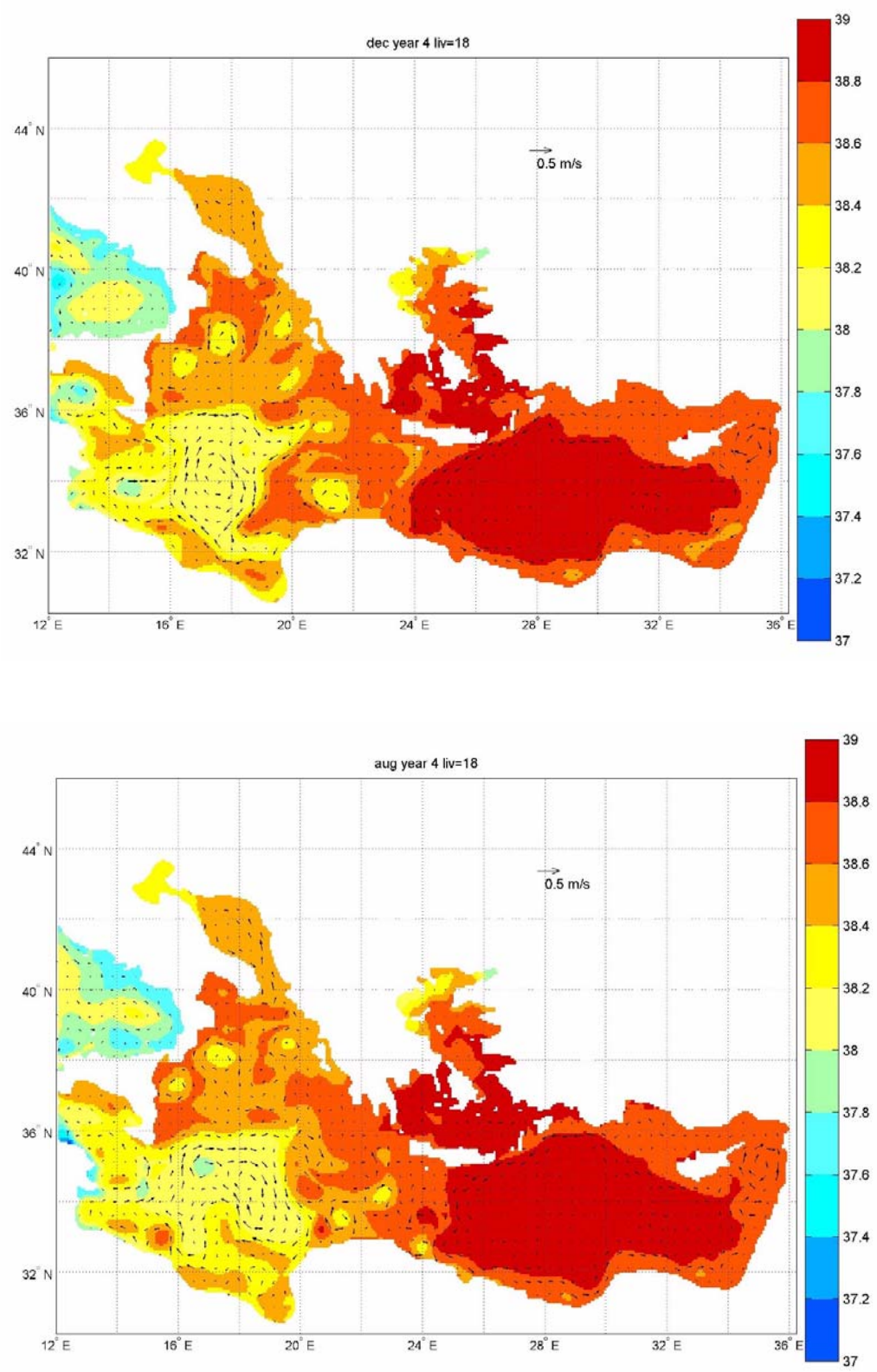


Fig. 4.36 Mappe di salinità e velocità a 150m da MFS1661 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

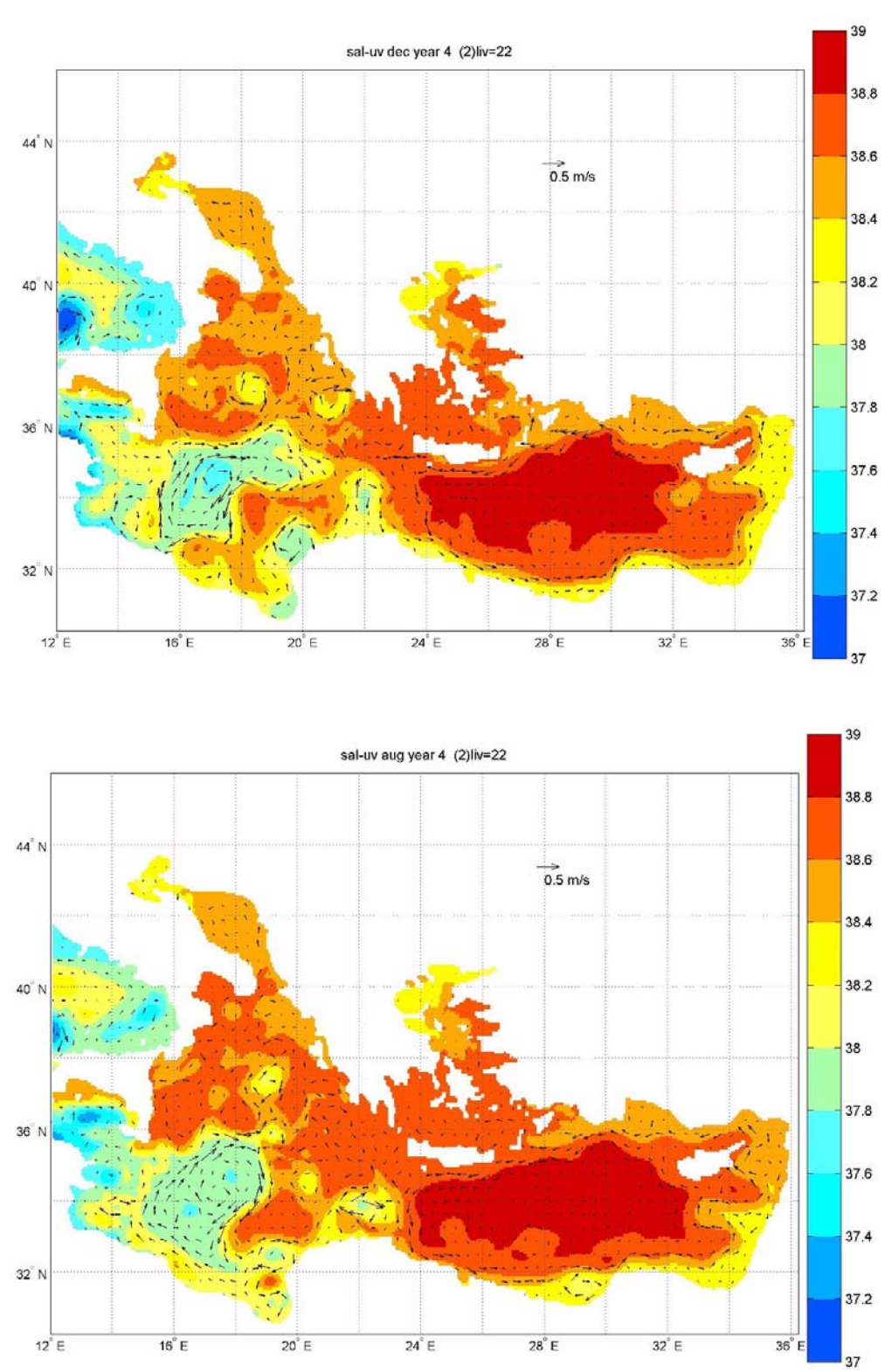


Fig. 4.37 Mappe di salinità e velocità a 150m da MFS1671 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

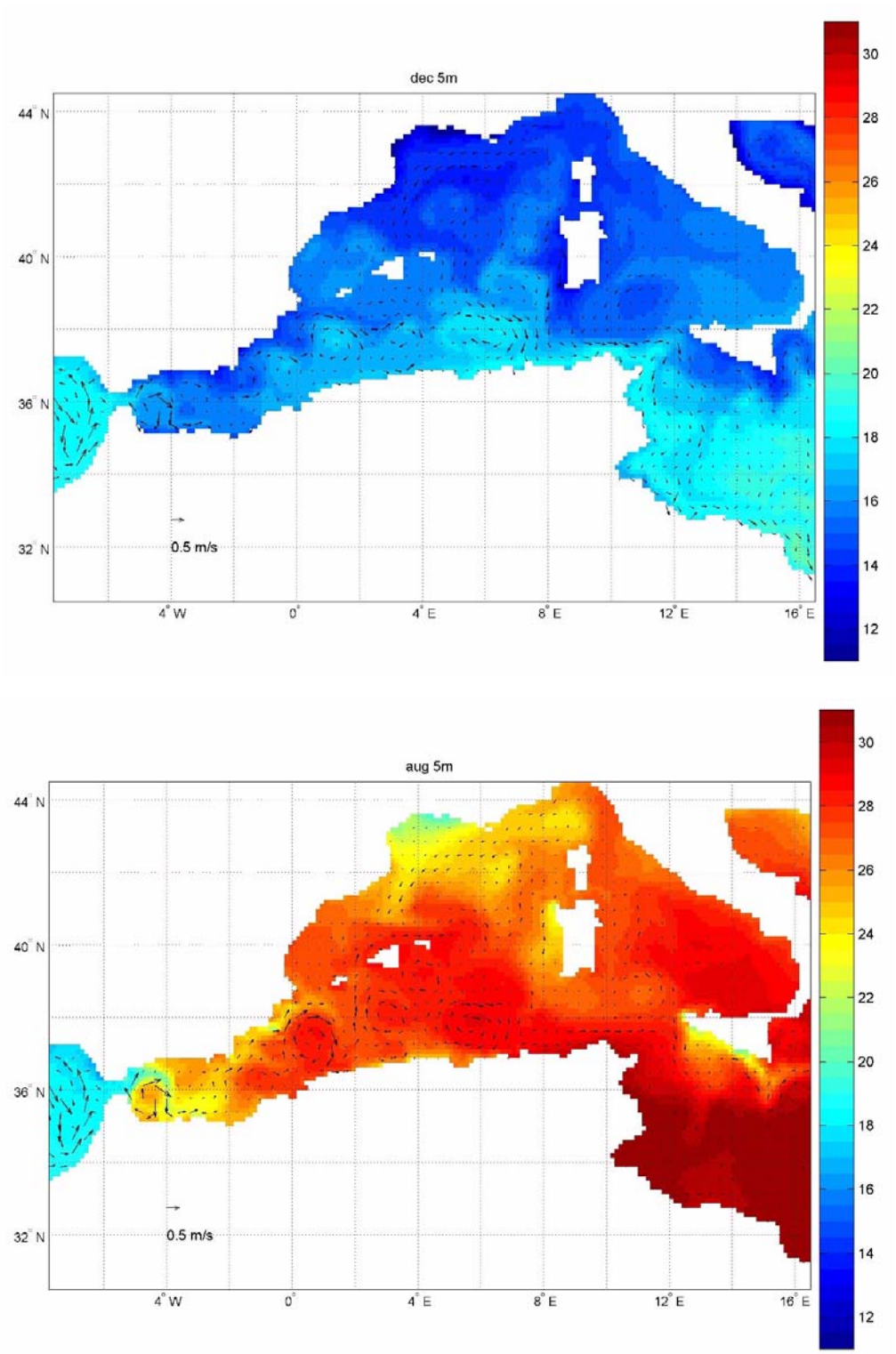


Fig. 4.38 Mappe di temperatura e velocità alla superficie da MFS831 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

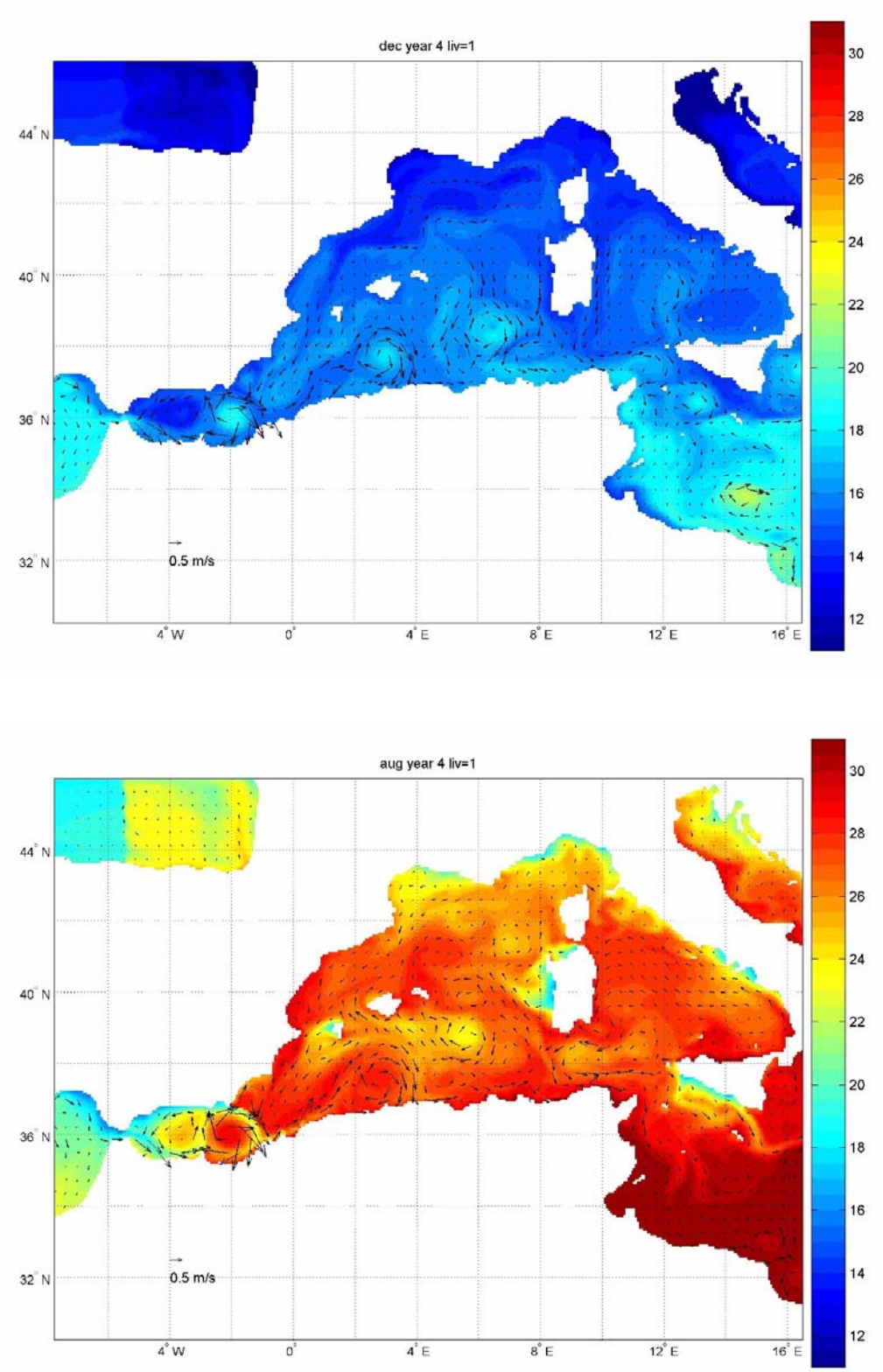


Fig. 4.39 Mappe di temperatura e velocità alla superficie da MFS1661 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

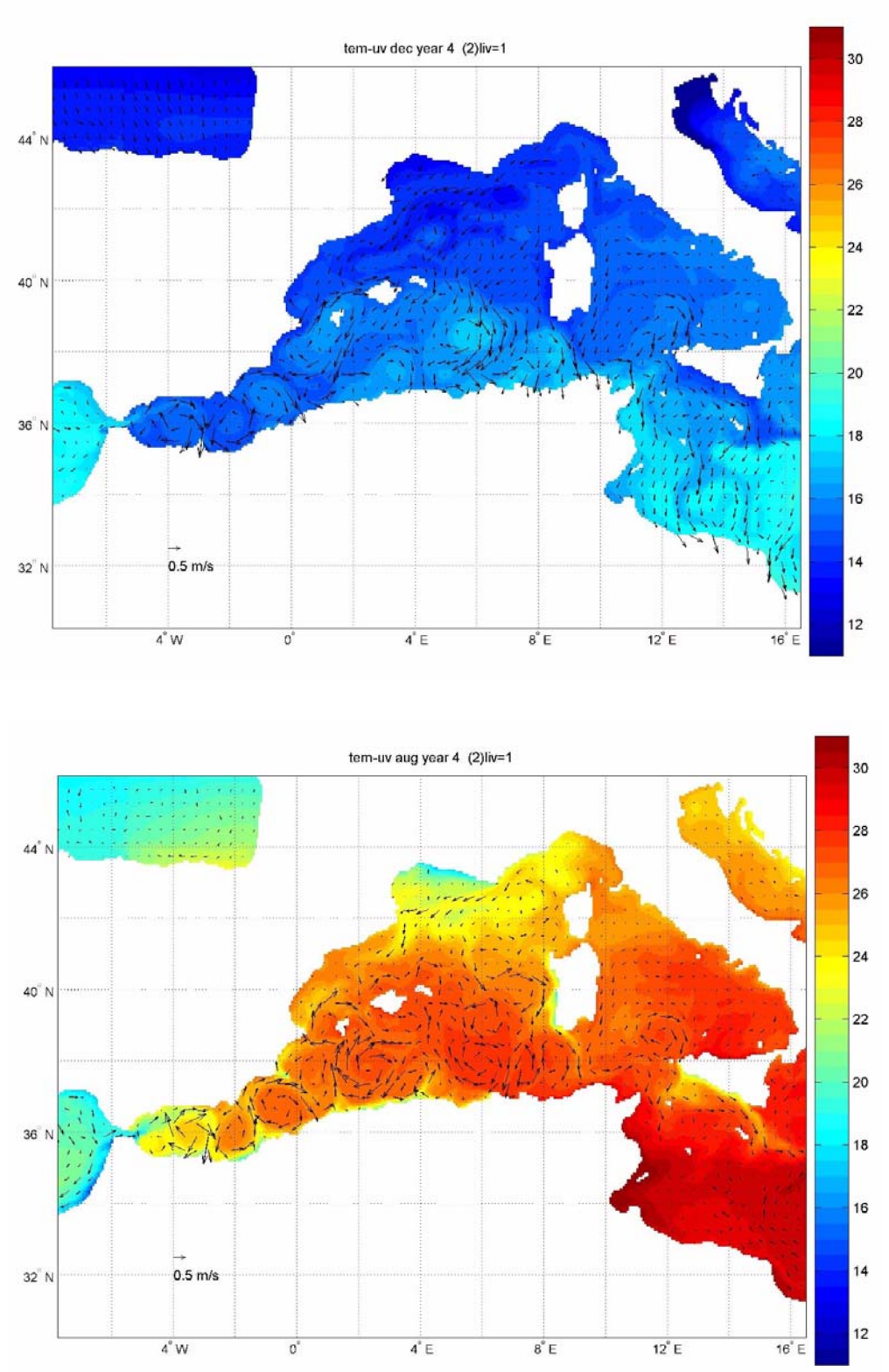


Fig. 4.40 Mappe di temperatura e velocità alla superficie da MFS1671 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

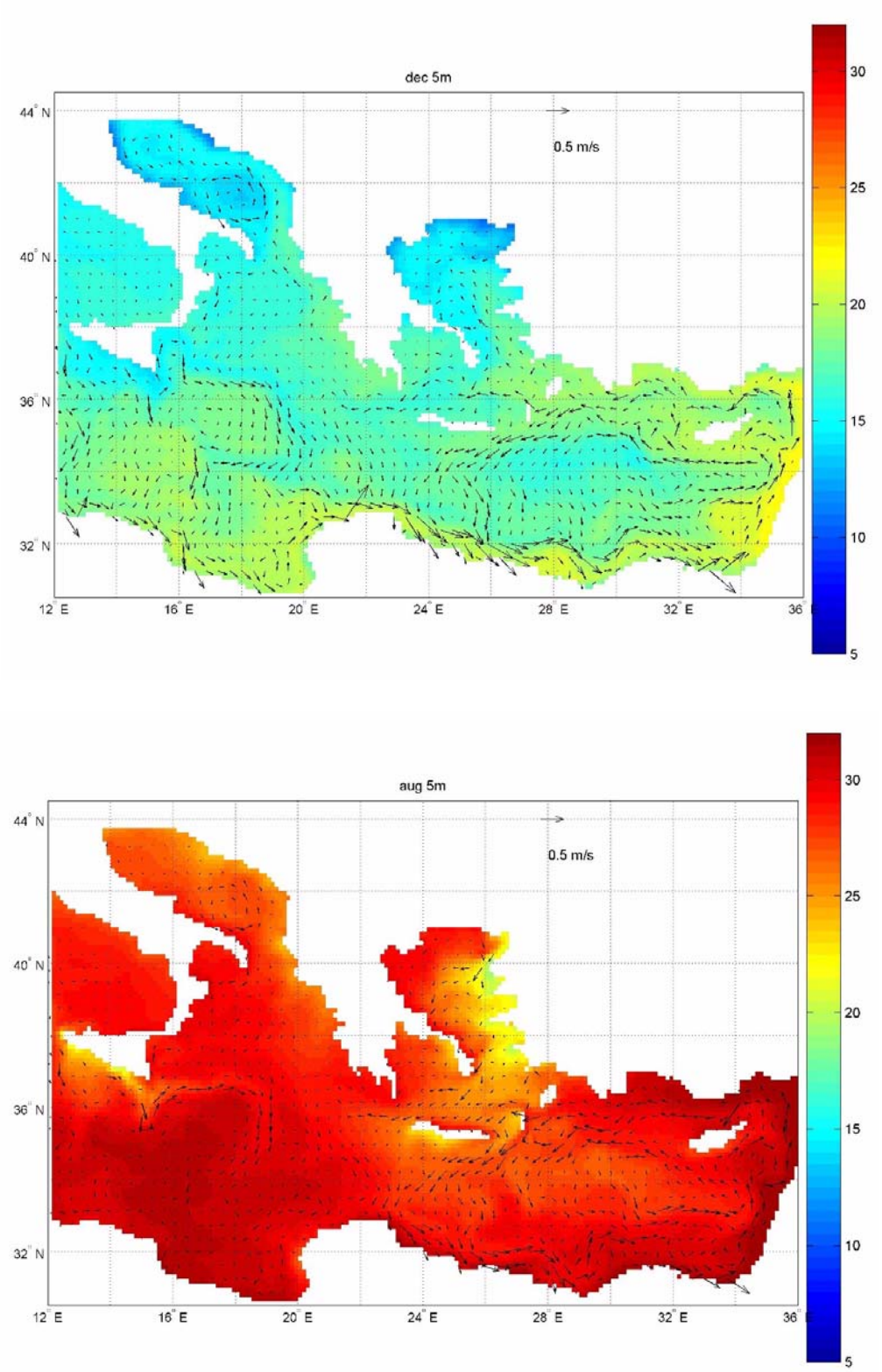


Fig. 4.41 Mappe di temperatura e velocità alla superficie da MFS831 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

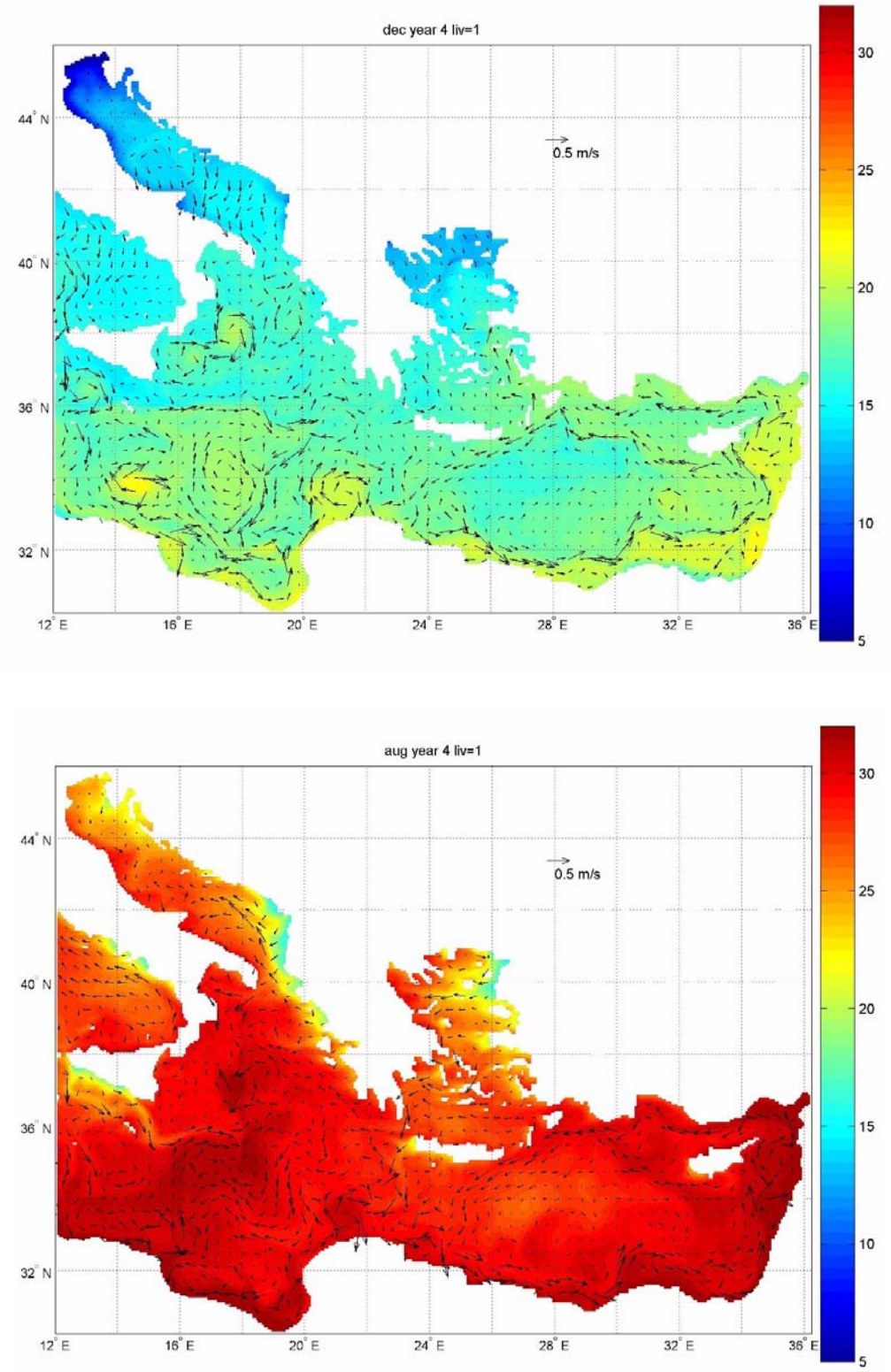


Fig. 4.42 Mappe di temperatura e velocità alla superficie da MFS1661 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

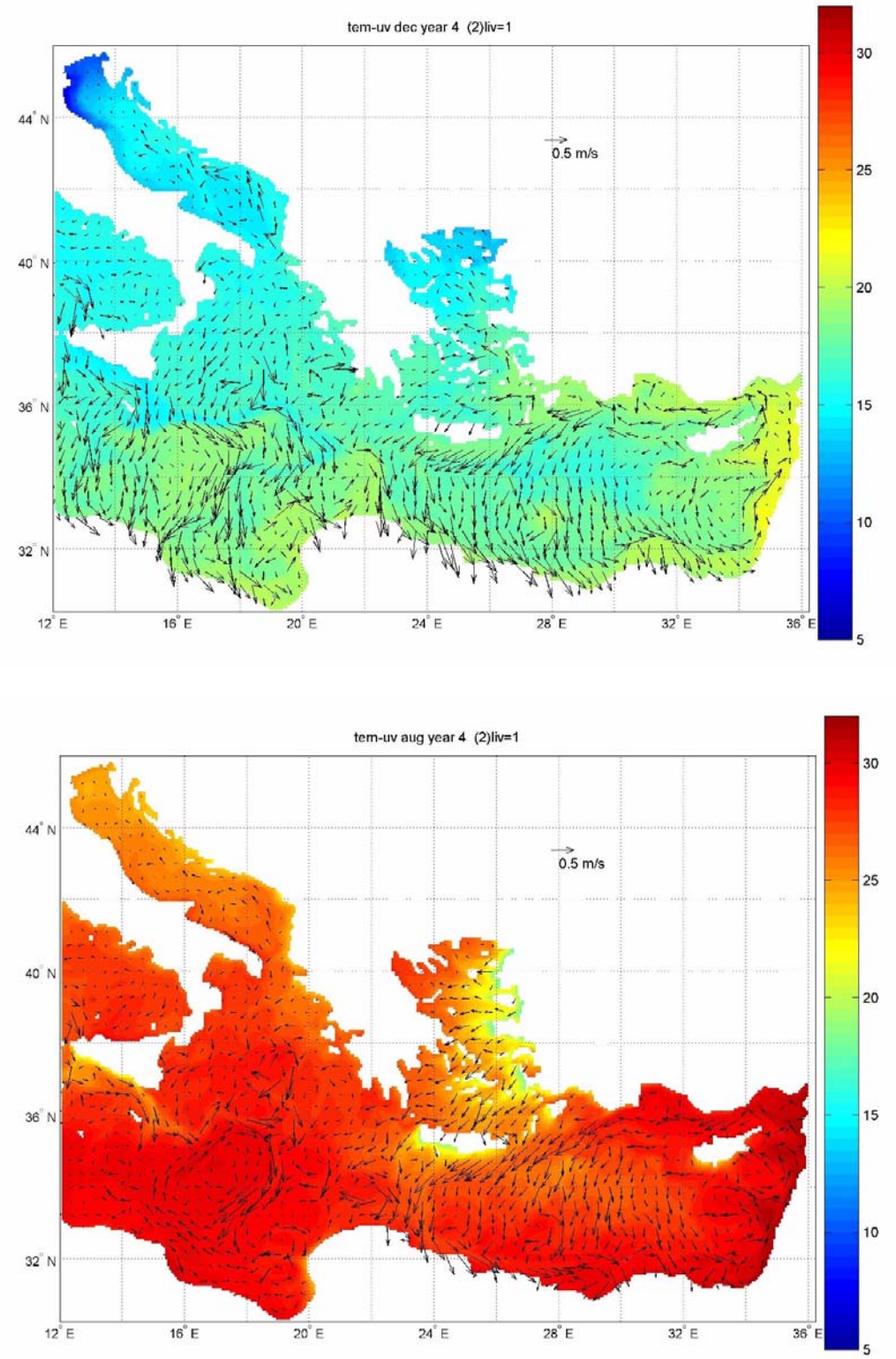
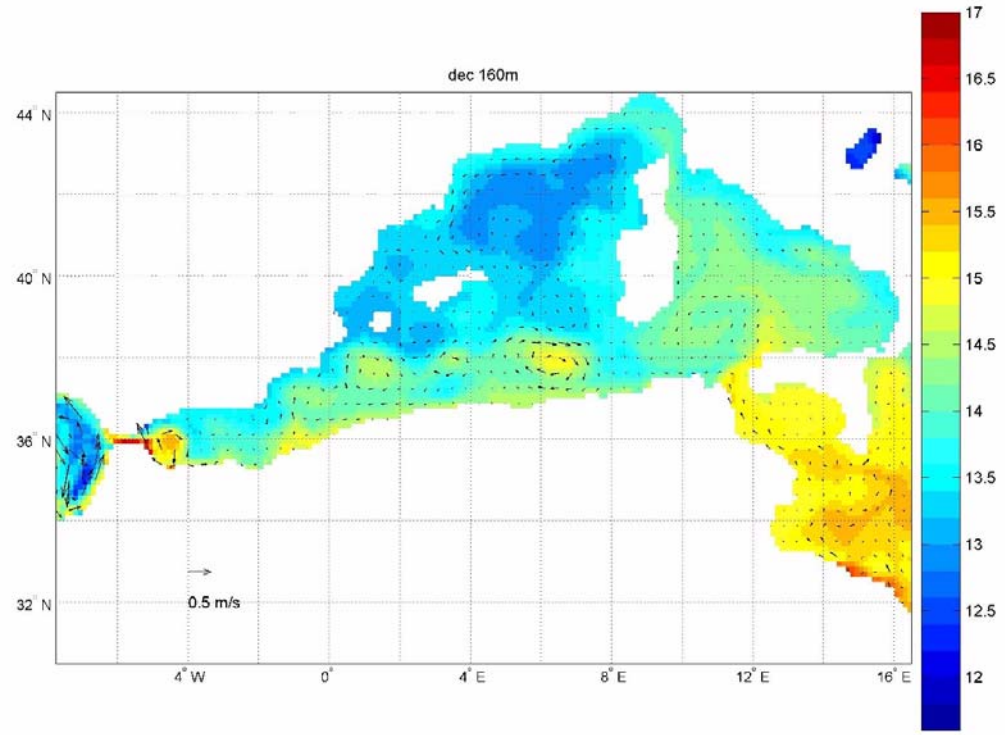


Fig. 4.43 Mappe di temperatura e velocità alla superficie da MFS1671 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.



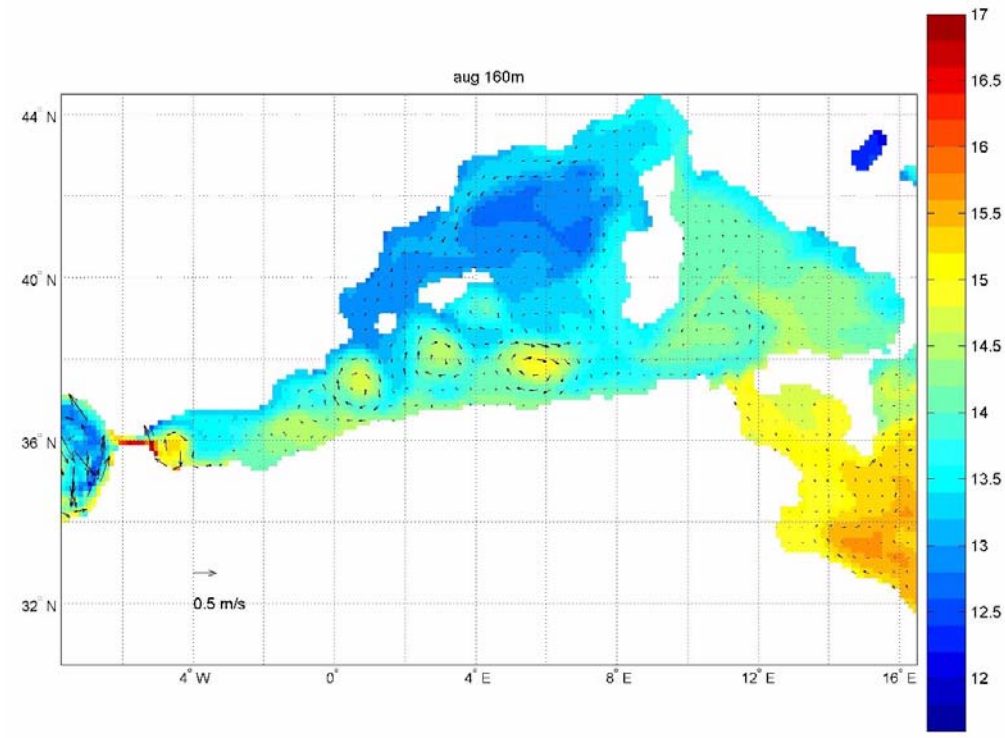


Fig. 4.44 Mappe di temperatura e velocità a 150m da MFS831 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

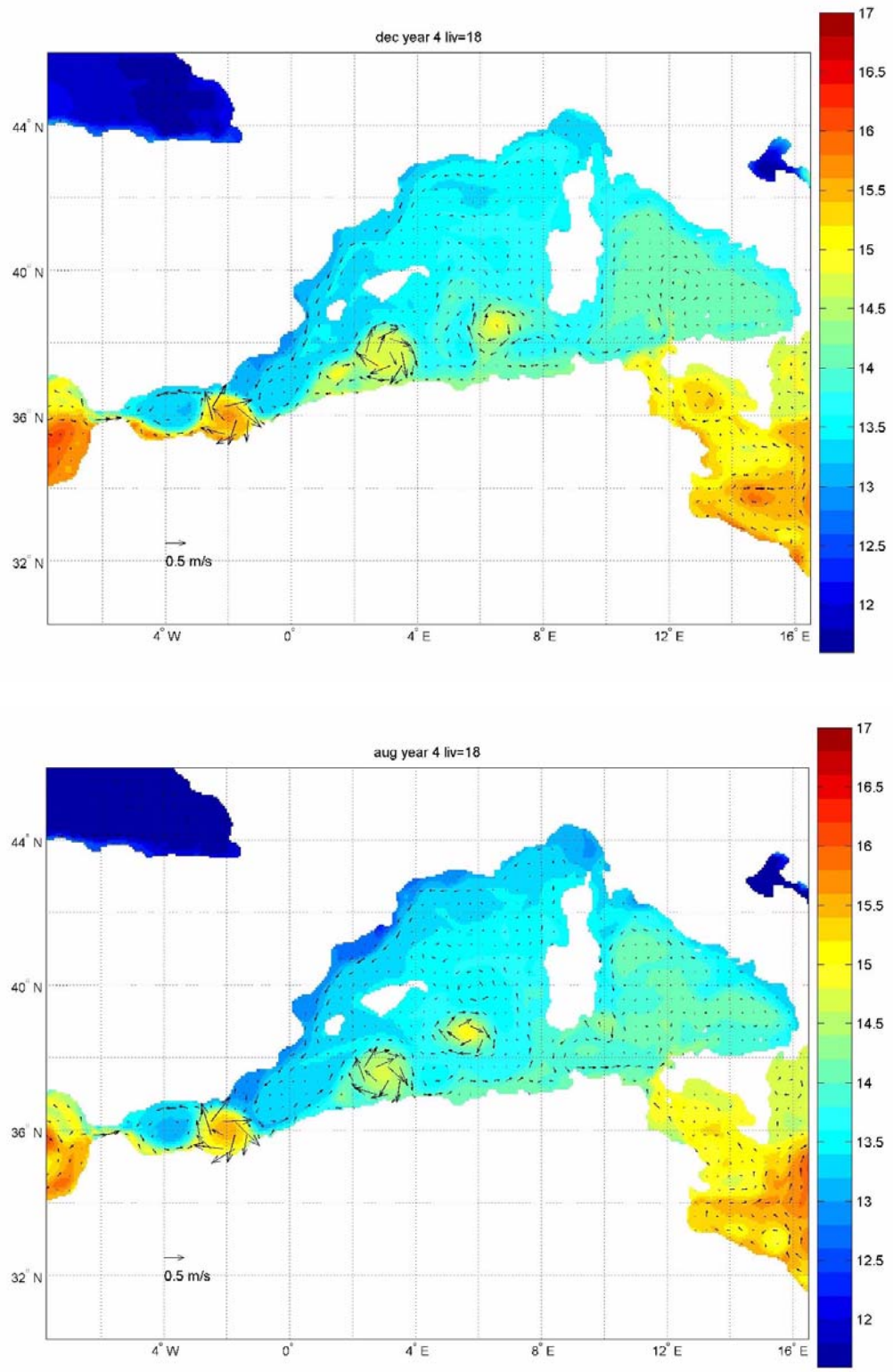


Fig. 4.45 Mappe di temperatura e velocità a 150m da MFS1661 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

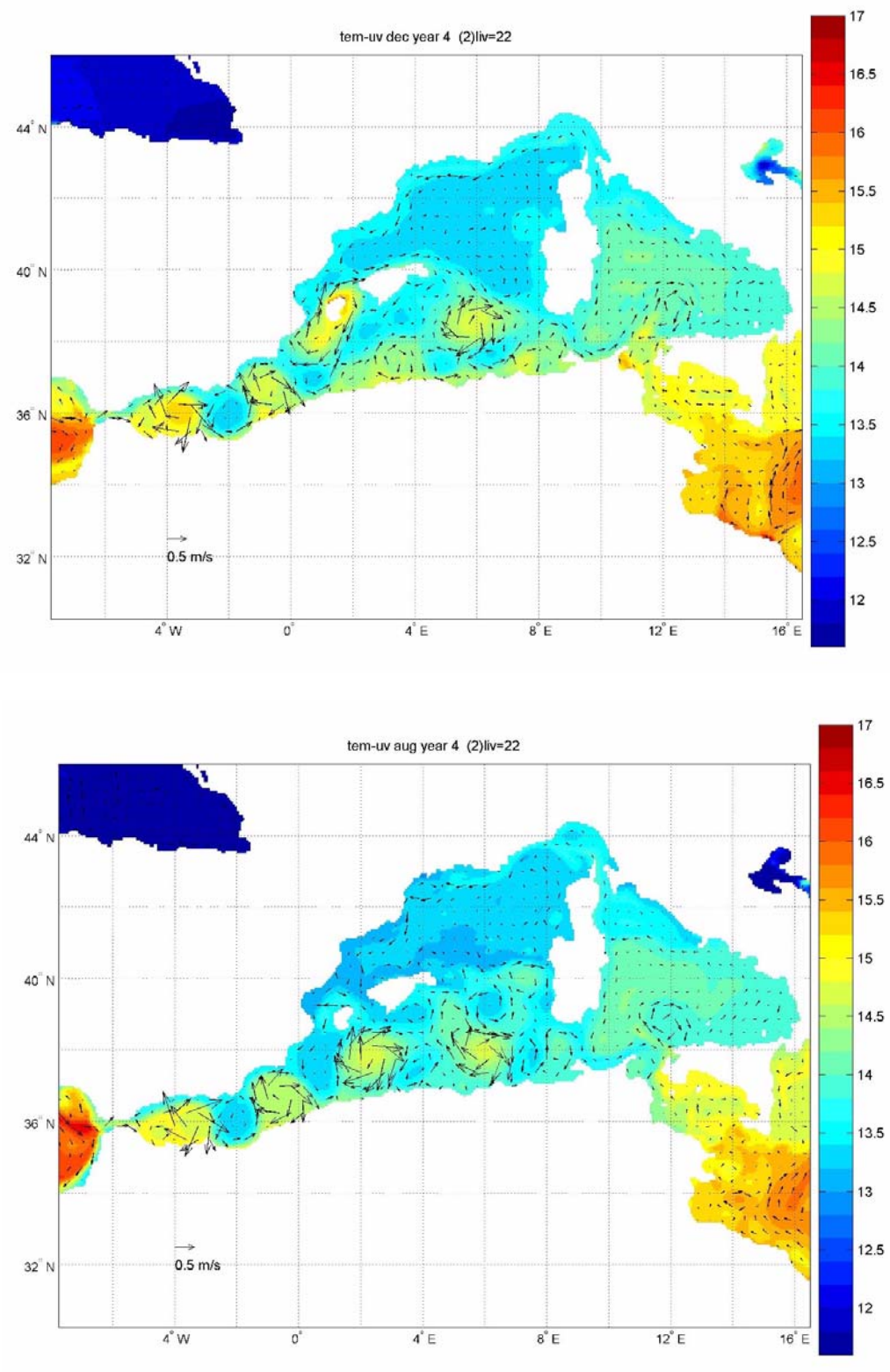


Fig. 4.46 Mappe di temperatura e velocità a 150m da MFS1671 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

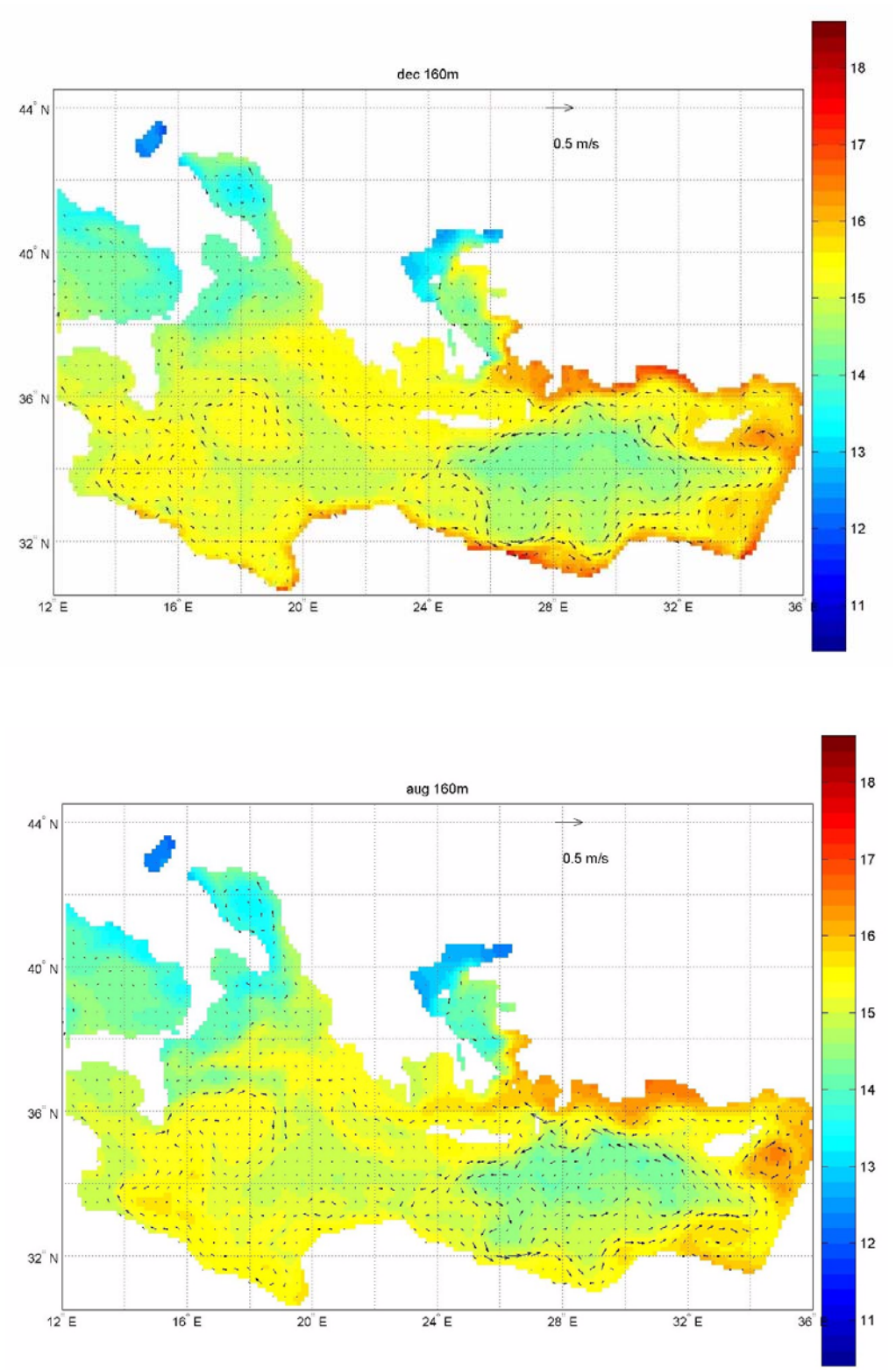


Fig. 4.47 Mappe di temperatura e velocità a 150m da MFS831 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

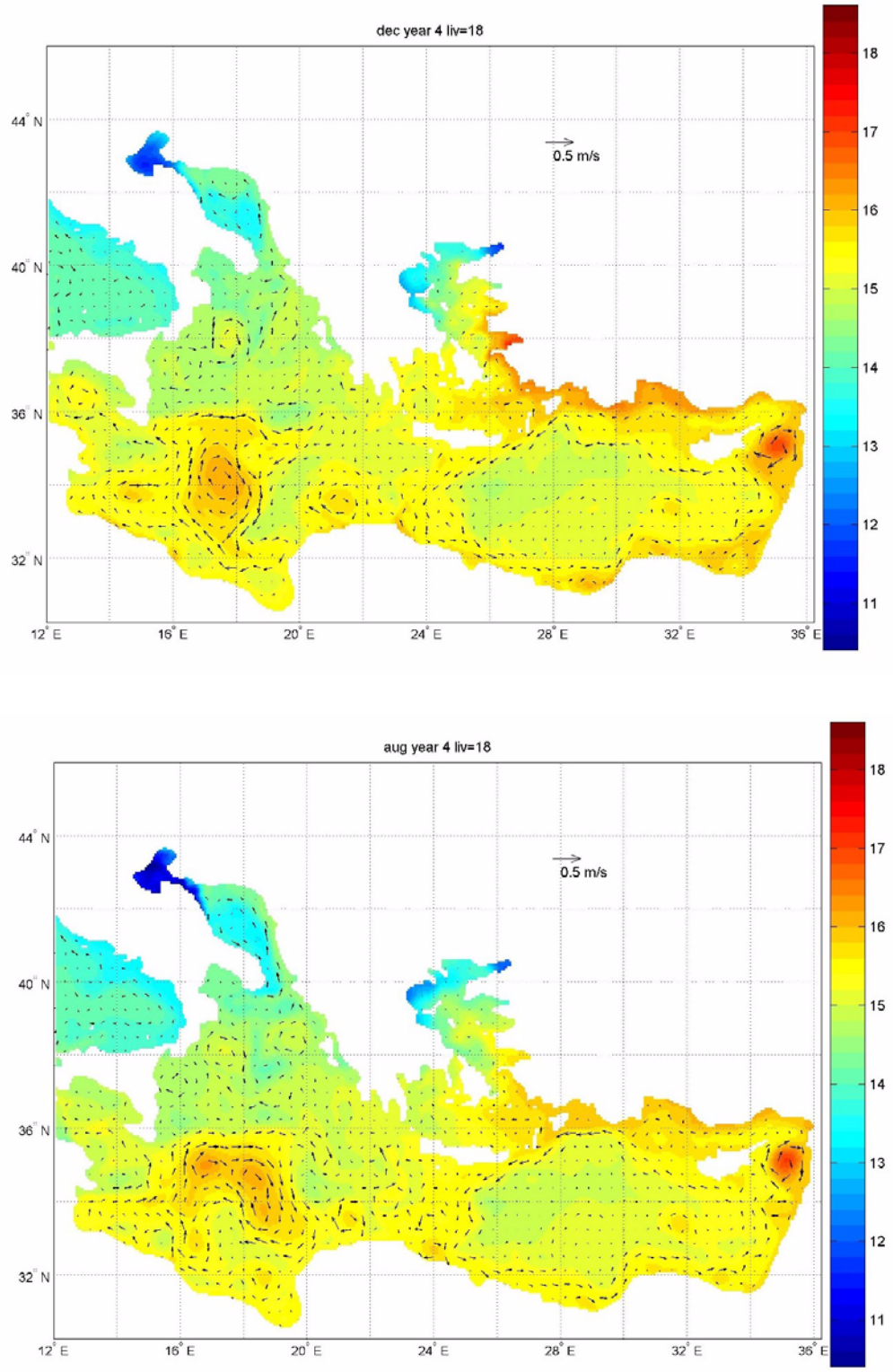


Fig. 4.48 Mappe di temperatura e velocità a 150m da MFS1661 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

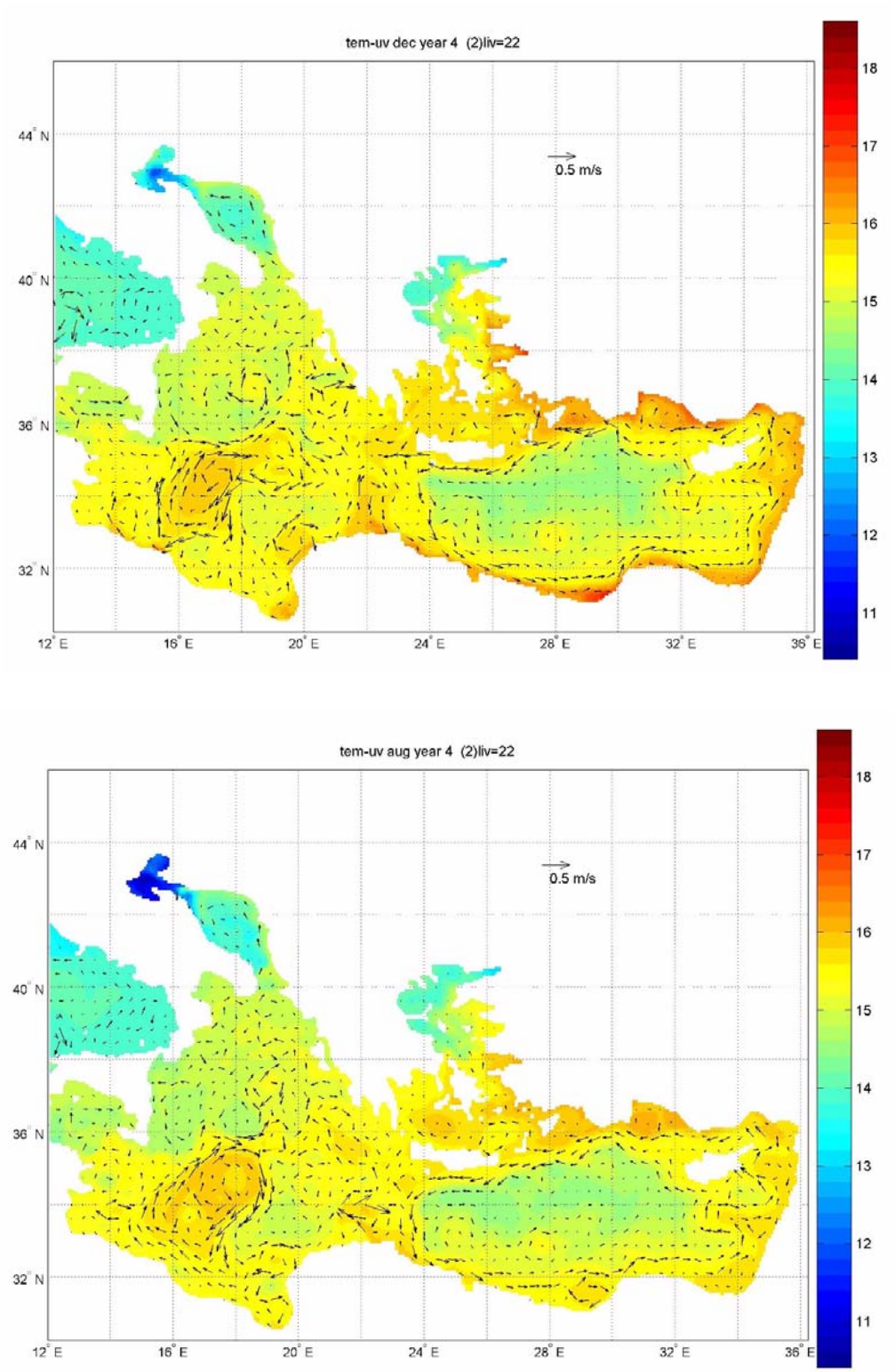


Fig. 4.49 Mappe di temperatura e velocità a 150m da MFS1671 per i mesi di (a) dicembre e (b) agosto.

CAPITOLO 5

5 Conclusioni

Il lavoro svolto durante la prima parte della tesi può considerarsi concluso e ben consolidato all'interno del sistema previsionale del Mediterraneo. Il lavoro svolto durante la seconda fase, cioè l'implementazione del modello ad alta risoluzione invece richiede ulteriori esperimenti e simulazioni prima di poter mettere a punto un modello che possa essere utilizzato in maniera operativa. Dai primi risultati ottenuti con questa tesi emerge infatti che MFS1671 è in grado di risolvere meglio di MFS831 e MFS1661 i processi alla mesoscala ma ci sono ancora alcuni problemi da risolvere. Innanzitutto la correzione imposta al flusso d'acqua deve essere uteriormente sviluppata e l'integrale di superficie deve essere risolto in maniera corretta. Fatta questa correzione sarà quindi necessario fare integrazioni molto più lunghe per verificare se i valori di energia cinetica che come descritto nel capitolo 4 sono molto alti tenderanno a diminuire e a stabilizzarsi. Il problema legato alla variazione della deriva del valore dell'integrale di volume della salinità potrebbe essere legato alle condizioni iniziali imposte dalla climatologia. La soluzione a questo problema quindi potrebbe essere quella di migliorare il campo di salinità della climatologia utilizzando la cliamtologia più recente disponibile per il Mediterraneo e facendone un'oppportuna interpolazione alla griglia del modello utilizzando la tecnica dell'analisi oggetiva. Questo potrebbe anche risolvere i problemi legati ai valori medi del flusso d'acqua, troppo bassi nel mediterraneo orientale rispetto a quelli del mediterraneo occidentale. Invece il problema legato al trasporto di Gibilterra, troppo alto potrà essere risolto utilizzando un valore del coefficiente d'attrito sul fondo differente da quello utilizzato nel resto del bacino, così come già è stato fatto in altri studi (Lozano e Candela, 1998). Il lavoro svolto fino ad ora permette comunque di fare una prima valutazione del modello ad alta risoluzione e di decidere quindi le strategie future per l'implementazione di questo modello all'interno del Mediterranean Forecasting System.

APPENDICE A: La nuova griglia

Scelta dei livelli MFS1661 e MFS1671

Particolare attenzione è stata dedicata alla scelta dei livelli verticali per i nuovi modelli MFS1661 e MFS1671. La scelta delle profondità dei livelli irregolarmente distribuiti lungo la verticale (con intervalli di profondità crescenti con la profondità) non può essere arbitraria ma deve sottostare a dei criteri che garantiscano la consistenza e l'accuratezza dello schema numerico utilizzato (Treguier et al., 1996).

1) MFS1661

Per calcolare una nuova distribuzione di livelli verticali MOM utilizza una funzione gaussiana. Stabilito il numero totale di livelli desiderati, lo spessore del livello superficiale

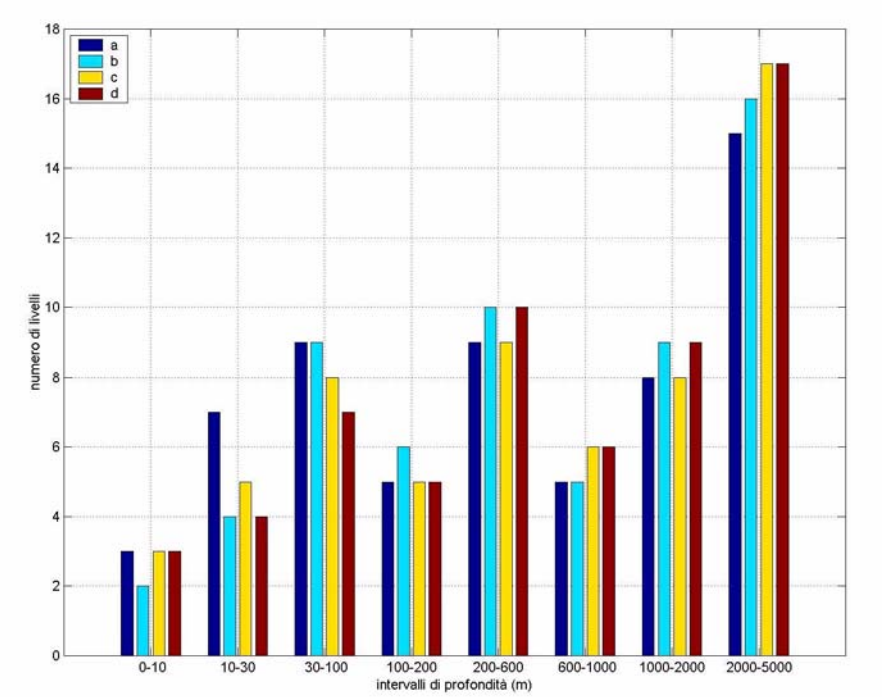


Fig. 5.1 Distribuzione dei livell in tre diverse configurazioni dei livelli per MFS1661

($\Delta z1$), il numero di livelli successivi per i quali mantenere un Δz uguale a $\Delta z1$, la profondità del livello più profondo e assegnato un valore alla costante σ le profondità di tutti gli altri livelli vengono calcolate utilizzando una funzione gaussiana arrotondata con un metodo newtoniano o secante. Le nuove profondità vengono calcolate solo se la funzione converge.

Una volta stabilito che il numero di livelli verticali doveva raddoppiarre rispetto a MFS831, sono stati fatti alcuni esperimenti per determinare quale fosse la migliore distribuzione dei nuovi 61 livelli di profondità. Nella tabella che segue sono riassunti i diversi esperimenti effettuati:

Nel grafico a barre di Fig. 5.1 vengono mostrati il numero di livelli per intervalli di profondità. Visto che volevamo avere una buona risoluzione nella parte superficiale e che inoltre volevamo avere il maggior numero possibile di livelli nella zona della LIW abbiamo scelto la configurazione di livelli individuata dall'esperimento d. Le profondità dei livelli

utilizzati per MFS1661, in metri e approssimati a numeri interi, sono: 3, 6, 9, 12, 16, 21, 26, 32, 39, 47, 55, 65, 76, 88, 102, 118, 135, 155, 176, 200, 226, 255, 287, 323, 361, 403, 449, 498, 552, 610, 673, 741, 813, 891, 974, 1063, 1157, 1257, 1363, 1475, 1592, 1716, 1846, 1981, 2122, 2270, 2422, 2581, 2744, 2912, 3086, 3263, 3445, 3630, 3819, 4011, 4206, 4402, 4600, 4800, 5000. La profondità degli intervalli varia da 3 m per i livelli superficiali fino a

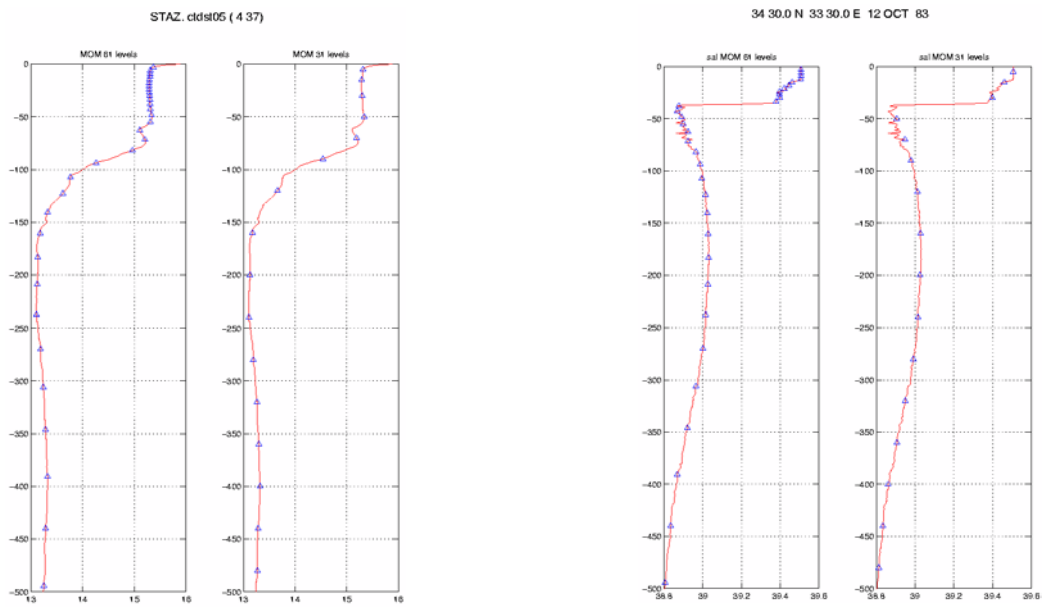


Fig. 5.2 Confronto fra 31 e 61 livelli nel ruoslvere un profilo di temperatura caratteristico del Mediterraneo occidentale (a sinistra) e un profilo di salinità.caratteristico del Mediterraneo orientale (a destra).

200m per quelli più profondi.

Per verificare l'efficacia di questi nuovi livellli rispetto ai 31 di MFS831 sono stati fatti dei confronti con profili reali di temperatura e salinità caratteristici per le acque mediterranee. I profili di temperatura e di salinità utilizzati provengono da campagne oceanografiche effettuate nel bacino algero provenzale (campagna p201 IfM di Kiel, dicembre 1994) e nel mediterraneo orientale (campagne effettuate neglli anni ottanta). Nella Fig. 5.2 sono illustrati alcuni di questi confronti dai quali risulta evidente che con 61 livelli verticali la riproduzione dei profili di temperatura e di salinità mantiene andamenti molto più accurati che non con 31. Vengono infatti risolte le microstrutture caratteristiche nel Mediterraneo.

2) MFS1671

In OPA, (OPA 8.1 manual, Madec et al.), la distribuzione dei livelli verticali viene fatta in modo tale che si abbia una locazione dei livelli all'incirca uniforme alla superficie e sul fondo e una transizione regolare tra superficie e fondo che segue l'andamento della tangente iperbolica.

Questa funzione standard per il modello in coordinate z è:

$$z(k) = h_0 - h_1 k - h_2 h_3 \log[\cosh((k-h_4)/h_3)] \tag{53}$$

$$e_3(k) = -h_1 - h_2 \tanh((k-h_4)/h_3) \tag{54}$$

dove k è il livello, z è la profondità corrispondente al k-esimo livello, e_3 è la profondità del primo .livello. I cinque coefficienti di h_0, h_1, h_2, h_3, h_4 dell'equazione vengono determinati in

ESPERIMENTO		e3(1+1/2) (metri)	h3
a	1	2	3
	2	3	
	3	4	
b	1	2	15
	2	3	
	3	4	
c	1	2	30
	2	3	
	3	4	

Table 5.1 Valori utilizzati duranti i tre differenti esperimenti, a, b e c per calcolare la distribuzione di 71 livelli.

modo tale da soddisfare i valori che vengono arbitrariamente assegnati alla profondità del primo intervallo di profondità ($e_3(1+1/2)$), dell'ultimo ($e_3(jpk-1/2)$), della profondità del primo ($z(1)$) e dell'ultimo livello ($z(jpk)$).I livelli vengono calcolati solo se la serie converge.

Per trovare la distribuzione dei 71 livelli che meglio si addicesse alle nostre esigenze sono stati fatti differenti prove variando la profondità del primo intervallo di profondità ($e_3(1+1/2)$) e il valore di h_3 (Table: 5.1). L'andamento della funzione viene invece mostrato, per tutti e i tre differenti valori di h_3 viene invece illustrato nella Fig. 5.3.

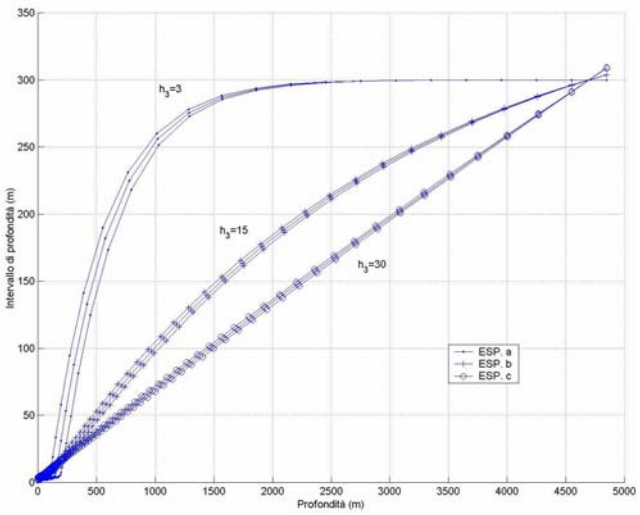


Fig. 5.3 Andamento della funzione per i nove esperimenti effettuati

Per tutti e nove gli esperiementi effettuati la serie risulta essere convergente. Guardando al grafico a barre della Fig. 5.4 si vede che l'esperimento con il maggior numero di livelli alla profondità della LIW e con un buon umero di livelli anche alla superficie è l'esperimeto c3. E' molto importante avere una buona risoluzione della parte superficiale dove vi è lo strato rimescolato. Sono quindi stati scelti come livellli di MFS1671 i livelli calcolati dall'esperiemnto 3b.

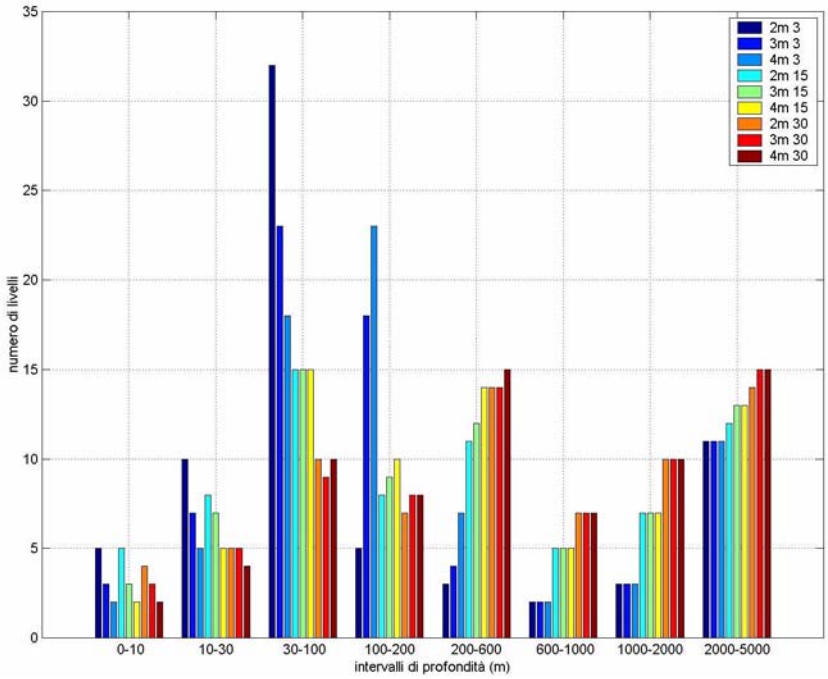


Fig. 5.4 Grafico a barre dela distribuzione dei 71 livelli nei novi esperiemnti effettuati.

Infine nella Fig. 5.5 mostriamo un confronto tra il numero di livelli alle varie profondità tra MFS831, MFS1661 e MFS1671. Da questa figura risulta evidente che la mentre MFS1661

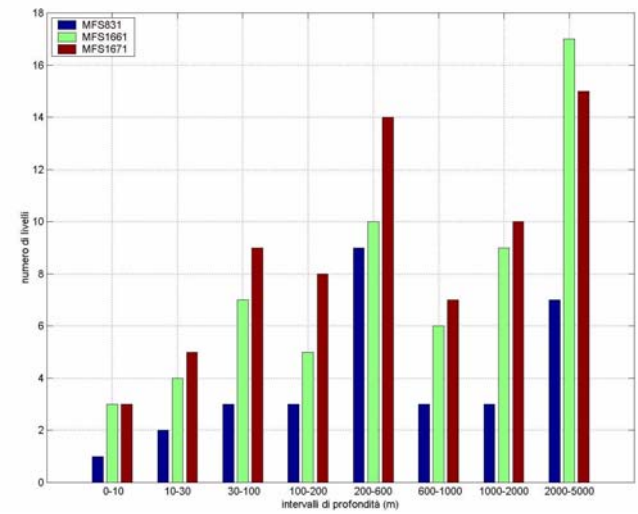


Fig. 5.5 Grafico a barre che rappresenta la distribuzione dei livelli verticali per intervalli di profondità in MFS831, MFS1661 e MFS1671.

nell'intervallo di profondità tra 200-600m ha pochi livelli in più di MFS831, MFS1671 riesce ad avere un miglioramento del numero di livelli anche a questo intervallo di profondità.

Batimetria e definizione della linea di costa per MFS1661 e MFS1671

Per determinare la linea di costa e la batimetria sia di MFS1661 che di MFS1671, è stata utilizzata la Digital Bathymetric Data Base- Variable Resolution (DBDB-V) rilasciata dal U.S. Naval Oceanographic Office (NAVOCEANO). Questo data base fornisce batimetrie a differenti risoluzioni orizzontali su griglia regolare. DBDB-V è stata sviluppata da NAVOCEANO come supporto alle mappe su carta e per fornire dati batimetrici che potessero essere integrati con altri parametri geofisici e ambientali tramite l'utilizzo di modelli. Questa batimetria su griglia è disponibile a risoluzioni diverse ($0,5'$, $1'$, $2'$ e $5'$). Per il Mediterraneo la batimetria a risoluzione maggiore disponibile è quella a $1'$. Per la parte di Atlantico contenuta nella scatola Atlantica invece è disponibile a $2'$ o $5'$ a seconda delle zone. Abbiamo quindi usato batimetrie a risoluzioni differenti, come viene mostrato nella Fig. 5.6. Le porzioni di

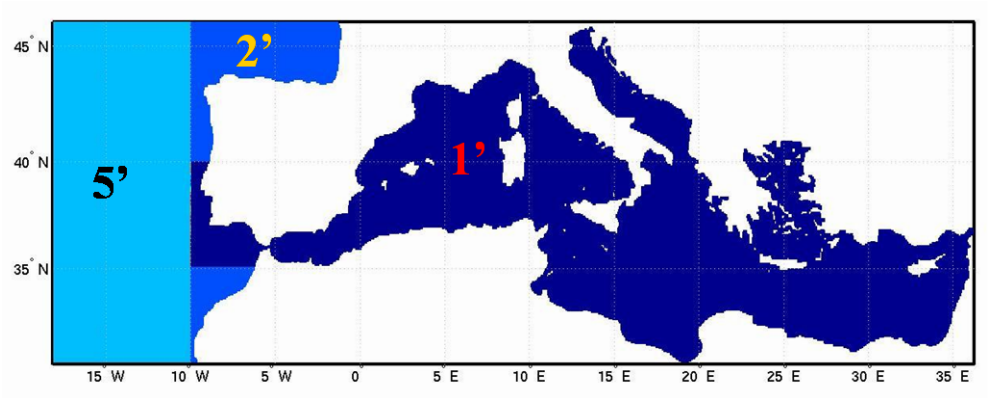


Fig. 5.6 Aree in cui sono stati utilizzati data base della batimetria a differente risoluzione orizzontale.

batimetria a differente risoluzione orizzontale sono state interpolate tramite una interpolazione bilineare sulla griglia del modello a $1/16° \times 1/16°$. Poi le diverse parti ottenute da batimetrie differenti sono state unite senza applicare alcuna procedura di unione o filtraggio, in quanto non rappresentavano disomogeneità nella struttura della batimetria. La batimetria utilizzata per il Mediterraneo è stata modificata manualmente tramite confronto con carte nautiche della marina britannica luno le coste della Croazia dove si sono riscontrate differenze tra DBDB e le carte fino a 50m. Successivamente è stato fatto un controllo manuale su tutta la linea di costa ed è stata controllata e eventualmente modificata a mano la risoluzione delle diverse isole. Un grosso lavoro manuale per la definizione delle isole è stato necessario lungo la costa croata e greca. E' stato imposto che le isole dovessero essere composte da almeno 2 punti griglia. anche agli stretti di Sicilia e Gibilterra è stato fatto qualche ritocco manuale. Il Mar Nero è stato completamnete interrato visto che lo stretto passagio del Bosfero e dei Dardanelli non viene risolto dalla griglia a $1/16° \times 1/16°$. Il numero delle isole è quindi passato da 9 in MFS831 a 45 in MFS1661 e 49 in MFS1671. Le isole risolte da MFS1661 e MFS1671 sono: Ibiza+Formentera, Maiorca, Minorca, Sardegna, Corsica, Kerkenna, Pantellerie, Egadi, Lampedusa, Ponza, Gozo+Malta, Ustica, Eolie, Otok Vis, Lagosta, Corfù, Zante, Kithira, Kriti, Gozzo, Kea+Kithnos+Serifos, Milos, Paros+Naxos, Ios+Milos+Sikinos, Thiri (Santorini), Anafi, Astypalaia, Skyros, Skopelos+Skantozoura+Pelagos, Ayios (Evstartios), Limnos, Samothraki, Goekceada, Psara, Ikaria, Patmos, Nisiros, Tilos, Rodnos, Kasos+Kartpathos e Cipro. Poi la batimetria è stata interpolata rispettivamente sui 61 livelli verticali di MFS1661 e i 71 di MFS1671. In entrambe le batimetrie tutti i punti lungo i contorni orizzontali sono stati messi uguali a terra perchè il dominio del modello è chiuso. Inoltre tutti i

punti con profondità compresa tra il primo e il terzo livello sono stati messi alla profondità del quarto livello per evitare problemi numerici in aree con troppi pochi punti in verticale. Alla batimetria in entrambi i casi è stato poi applicato il filtro di Shapiro per evitare brusche variazioni della batimetria che nel caso di MFS1661, modello rigid lid, possono creare problemi.

APPENDICE B: Il forzante perpetuo

Climatologia di temperatura e salinità per MFS1661 e MFS1671

Per il Mediterraneo e per la box atlantica sono stati utilizzati due data base differenti, MED6 per il Mediterraneo (Brankard and Pinardi, 2002) e il World Ocean Atlas 1998, WOA98. Entrambe le due climatologie sono su una griglia orizzontale regolare e su livelli discreti di profondità irregolarmente spaziati, ma sia la risoluzione spaziale che la distribuzione dei liveli verticali è differente. MED6 ha una risoluzione orizzontale di $1/4° \times 1/4°$ e 35 livelli verticali alle profondità: 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 70, 80, 90, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 240, 280, 320, 360, 400, 440, 480, 520, 580, 660, 775, 925, 1150, 1450, 1750, 2050, 2350 e 3500 in metri. La climatologia sia per la salinità che per la temperatura è mensile. Il dominio orizzontale di MED6 va da $9,5°W$ a $36,25°E$ e da $30,25°N$ a $45,75°N$, quindi comprende anche una parte di atlantico (da $9,5°W$ a $5,5°W$). Viste le notevoli differenze tra WOA98 e MED6 nella parte atlantica, è stato deciso di non considerare la parte atlantica di MED6 (visti anche i problemi legati alla profondità poichè in MED6 l'ultimo livello è di soli 3500m) e unire MED6 e WOA98 a Gibilterra. La climatologia MED6 è stata quindi prima interpolata ai livelli verticali del modello MFS1661 e poi alla griglia orizzontale del modello tramite interpolazione cubica. Prima di fare l'interpolazione sulla griglia orizzontale è stata però fatta dell'estrapolazione per allargare i punti di mare ed essere così sicuri di avere alla fine della procedura di interpolazione un valore di temperatura o di salinità in ogni punto di mare della griglia del modello MFS1661. Dopo l'interpolazione è stata applicata la maschera terra-mare del modello. La climatologia WOA98 invece è a risoluzione orizzontale di $1° \times 1°$ e i livelli verticali sono 31 le cui rispettive profondità sono: 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000, 5000 e 5500 metri. La climatologia mensile è disponibile solo dalla superficie fino alla profondità di 1500m, al di sotto di questa profondità abbiamo dovuto utilizzare la climatologia stagionale. Le stagioni sono così definite: inverno dal mese di gennaio a quello di marzo, primavera da aprile a giugno, estate da luglio a settembre e autunno da agosto a dicembre. E' stato deciso di replicare i dati al di sotto dei 1000 metri per tutte i mesi appartenenti alle varie stagioni. Al passaggio in verticale dai dati della climatologia mensile a quelli della climatologia stagionale si presentavano però campi di salinità e di temperatura molto diversi. E' stato quindi deciso di fare tra i livelli compresi tra 1000m e 1500m una media pesata in funzione della distanza che da maggior peso ai valori della climatologia mensile nei livelli più vicini alla profondità di 1000m e più peso a quelli della climatologia stagionale man mano che ci si avvicina al livello con profondità di 1500m. Questo procedimento ha evitato la presenza di strutture anomale e disomogeneità artificiali e irreali. I dati della climatologia WOA 98 sono stati utilizzati per tutta la parte Atlantica fino a Giblterra, cioè fino alla longitudine di $5,5°W$. I dati WOA98 prima di essere interpolati in verticale e in orizzontale sulla griglia di MFS1661 sono stati estrapolati sulla terra. A Gibillterra le due climatologie interpolate sulla griglia MFS1661 presentano valori molto diversi sia lungo sezioni verticale che in orizzontale. E' stato quindi molto problematico, vista anche la struttura della costa a Gibilterra, riuscire ad unire in maniera omogenea i due data set. E' stato scelto innanzitutto di non modificare in alcun modo la climatologia del Mediterraneo ma di fare tutte le modifiche nella parte atlantica. Alla longitudine di $5,5°W$ sono state unite le due climatologie interpolate sulla griglia MFS1661. Dopo diverse prove e tentativi è stato scelto di porre uguale ad un valore di undef tutti i punti griglia compresi tra la latitudine di $36,6875°N$ e $38,9375°N$ e longitudine tra $6,5°W$ e $5,25°W$ (area rossa nella Fig. 5.7, e nella

Fig. 5.8 che mostra un ingrandimento di quest'area) per tutti i livelli di profondità e calcolare il valore di temperatura o salinità di questi punti da una media pesata in funzione della distanza tra i due valori agli estremi di longitudine. Ciò significa assegnare al punto griglia a $5,25°W$ il valore di partenza di questo punto visto che qui il peso del valore a $6,5°W$ è pari a zero e man mano che ci si sposta verso est diminuirà il valore del peso del dato a $5,25°W$ e aumenterà invece quello del dato a $6,5°W$. In ogni caso è stata tenuto conto della linea di costa e quindi per quest'area, sono sempre stati presi come valori estremi di climatologia da mediare tra i putni griglia intermedi, i punti mare più a oriente e più a occidente rispettivamente, che quasi mai coincidono coi due estremi della zona rossa. Questa procedura è stata applicata per ogni llivello verticale. E' stata presa in considerazione anche la variazione della linea di costa. Questa procedura ha permesso che il passaggio tra i valori provenienti da una climatologia e quelli provenienti dall'altra non fosse brusco.

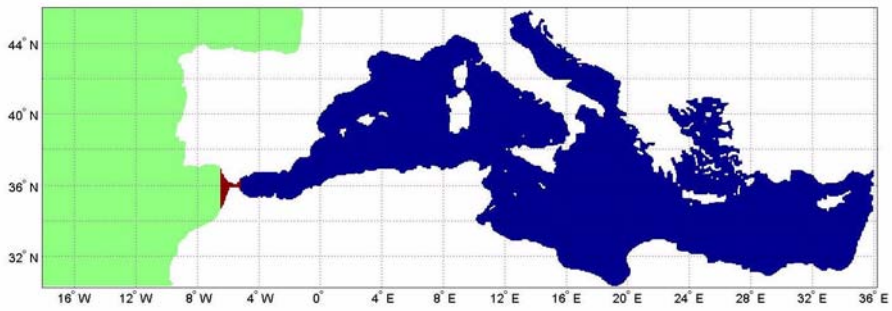


Fig. 5.7 La parte blu indica l'area dove la cliamtologia di temperatura e salinità interpolata alla griglia del modello peroviene da MED6, la parte verde invece quella che proviene da WOA98 e la parte rossa quella creata artificialmente.

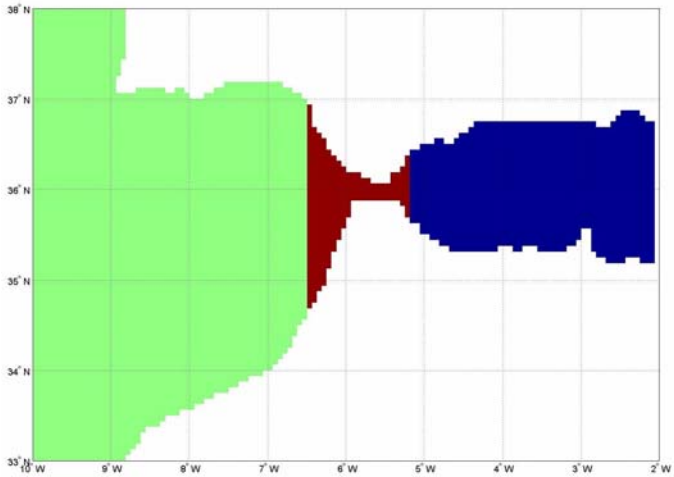


Fig. 5.8 Ingrandimento sulla regione rossa che indica la zona di unione tra le due differenti climatologie.

Per creare la climatologia per MFS1671 è stata semplicemente fatta un'interpolazione bilineare di quella sulla griglia MFS1661 sulla griglia.

Climatologia dello sforzo del vento per MFS1661 e MFS1671

Anche per la climatolgia dello sforzo del vento è stato necessario come per la climatologia di temperatura e salinità utilizzare due differenti data base, uno per il Mediterraneo e uno per la box atlantica. La climatologia mensile dello sforzo del vento è stata ottenuta dai dati di vento zonale e meridionale a 10m della re-analysis ECMWF dal gennaio 1979 a dicembre 1983, utilizzando i dati di SST dal data set COADS sempre per gli anni 1979-1993, utilizzando la formula per lo sforzo del vento di Hellerman & Rosestein, 1983. Questa climatologia mensile è su una griglia orizzontale con risoluzione $1° \times 1°$ che si estende tra $30°N$ e $50°N$ di latitudine e $10°W$ e $40°E$ di longitudine. I valori dello sforzo del vento sono in N/m^2. Per la box atlantica invece è stata utilizzata la climatologia mensile di sforzo del vento di Hellerman & Rosestein, disponibile su sito web della NASA. Questa climatologia è disponibile su una griglia regolare di passo pari a $2° \times 2°$. In questo caso lo sforzo del vento è stato calcolato da dati di osservazioni alla superficie raccolte tra il 1870 e il 1976. Abbiamo estratto da questa climatologia i dati della regione compresa tra $30°N$ e $50°N$ di latitudine e tra $19°W$ e $6°W$ di longitudine. Innanzitutto questa climatologia è stata interpolata su una griglia orizzontale di $1° \times 1°$ e poi i dati che sono in questo caso in $\mathrm{dynes/cm^2}$ sono stati convertiti in N/m^2 per consistenza coi dati utilizzati per il Mediterraneo. I due data set sono quindi stati uniti facendo una media pesata sulla distanza lungo la longitudine per tutti i punti dell'area di sovrapposizione tra i due data set, cioè tra $10°W$ e $6°W$. A questo punto è stata fatta l'interpolazione sulla griglia orizzontale del modello a $1/16° \times 1/16°$ tramite interpolazione *spline*.

FLUSSO DI CALORE

Per il flusso di calore è stata usata la stessa climatologia mensile utilizzata per MFSPP. In questa climatologia le componenti del flusso di calore sono state calcolate utilizzando la formula di Smith per la radiazione solare, la formula di Bignami (1995) per la radiazione a lunga lunghezza d'onda e la formula di Kondo per il calore latente e sensibile. Per fare questi conti è stata presa in considerazione la copertura nuvolosa fornita dal data set COADS 1980-1988 mentre per i dati di temperatura superficiale (SST) è stato utilizzato il data set dal 1980 al 1988 di Reynolds. Queste formule stimano che il flusso totale annuale su tutto il Mediterraneo sia pari a $15,7 \ W/m^2$, e l'evaporazione totale di $1 \ m/(anno)$. Le media su tutto il bacino del mediterraneo per i dodici mesi sono mostrate nella Fig. 5.9. I dati sono su una griglia regolare con risoluzione di $1° \times 1°$. Nella box atlantica viene messo uguale a zero il flusso di calore climatologico. Il flusso di calore netto verso il basso, Q_T è uguale a:

$$Q_T = Q_S - (Q_b + Q_h + Q_e)$$

dove Q_S è il flusso di radiazione solare a lunghezza d'onda corta, cioè la radiazione solare incidente, Q_b è la radiazione solare a lunghezza d'onda lunga, Q_h è il flusso di calore sensibile, Q_e è il flusso di calore latente di evaporazione. Mentre MFS1661 richiede che il flusso di calore sia fornito nelle due componenti, Q_S e (Q_b+Q_h+Q_e), MFS1671 necessita direttamente di Q_T. La climatologia mensile del flusso di calore è stata interpolata tramite interpolazione bilineare alla griglia orizzontale del modello a $1/16° \times 1/16°$.

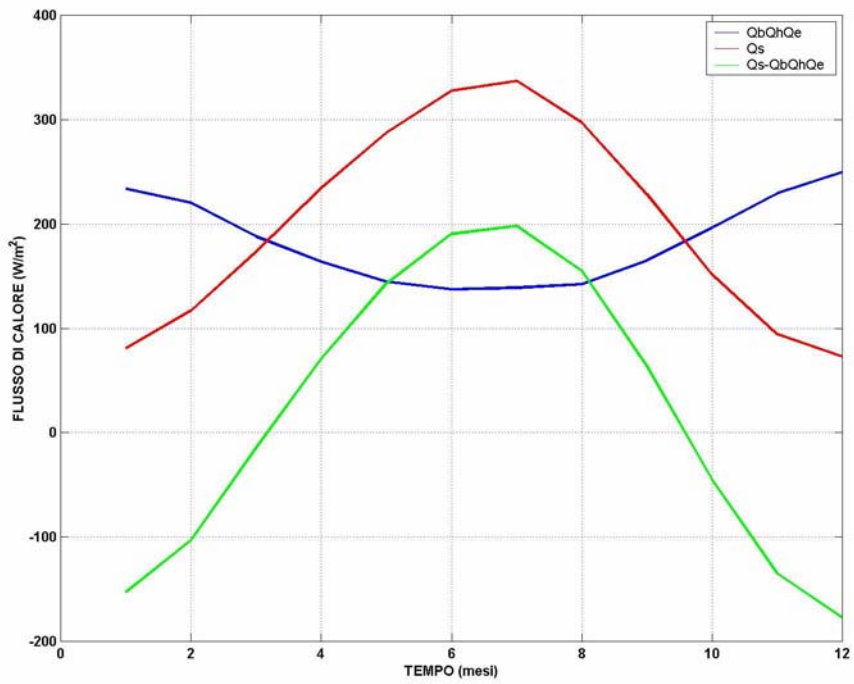


Fig. 5.9 Medie su tuttol il bacino delle differenti componenti del flusso di calore. La linea blu rapprenta la media del flusso netto di calore verso l'alto, la curva rossa è la radiazione solare e la curva verde è il flusso di calore netto verso il basso.

BIBLIOGRAFIA

Anderson D. J. L., J. Sheinbaum and K. Haines, 1996: Data assimilation in ocena models. *Rep. Prog. Phys.*, 1209-1266.

Astraldi A., S. Balopoulos, J. Candela, J. Font, M. Gacic, G.P. Gasparini, B. Manca, A. Theocharis and J. Tintorè, 1999: The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation. *Progr. Oceanog.*, 44, 65-108.

Bethoux J-P., 1980: Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Ocean. Acta*, 3, 1.

Bignami F., S. Marullo, R. Santoleri and M.E. Schiano, 1995: Longwave radiation budget in the Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res.,* 100, 2501-2514.

Bombace G., 1992: Fisheries of the Adriatic Sea. Marine Eutrophication and Population Dynamics, G. Colombo Eds, 379-389.

Boukthir M. and B. Barnier, 200: Seasonal and inter-annual variations in the surface fresh-water flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis project. *J. Mar. Syst.*, 24, 343-354.

Brankart J-M., N. Pinardi, 2001: Abrupt cooling of the Mediterranean Levantine Intermediate Water at the beginning of the 1980s: Observational evidence and model simulation. ***J. Phys. Ocean.***, 31, 2307-2320.

Bryden H.L., J. Candela and T.H. Kinder, 1994: Exchange through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanog.*, 33, 201-248.

Buongiorno-Nardelli B., G. Larnicol, E. D'Acunzio, R. Santoleri and P.Y. Le Traon, 2003: Near real time SLA and SST products during 2-years of MFS pilot project: processing, analysis of the variability and of coupled patterns, *Ann. Geophys.,* 21,1, 103-121

Carter E.F., 1989: Assimilation of Lagrangian data into a numerical model. *Dyn. Atmos. Oceans.*, 13, 335-348.

Carton J.A., B.S. Grese, X. Cao and L. Miller, 1996: Impact of altimeter, thermistor and expandable bathithermograph data on retrospective analysis of the tropical Pcacific Ocean. *J. Geophys. Res,* 101, C6, 14147-14159. .

Castellari S., N. Pinardi and K. Leaman, 1998: A model study of air-sea interactions in the Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, 18, 89-114.

Cox M., 1984: A primitive equation 3D model of the ocean, GFDL Ocean Group Tech. Rep. 1, GFDL, NJ, 43.

De Mey P., 1997: Data assimilation at oceanic mesoscale: a review. *J. Met. Soc. Japan,* 75, 1059-1077.

De Mey P., M. Benkiran, 2002: A multivariate reduced-order optimal interpolation method and its application to the Mediterranean basin-scale circulation. Ocean Forecasting, Conceptual basis and applications, N. Pianrdi and J. Woods Eds, Springer and Verlag.

De Mey P., A. Robinson, 1987: Assimilation of altimetry data eddies field in a limited area quasi geostrophic model. *J. Phys. Ocean*., 17, 2279-2293.

Demirov E., N. Pinardi, M. Tonani, L. Giacomelli and P. De Mey, 2003: Assimilation scheme of the Mediterranean Forecasting System: operational implementation. *Ann. Geophys*., 21, 1, 189-204.

Derber J., A. Rosati, 1989: A global oceanic data assimilation system. *J. Phys. Oeanogr.*, 19, 1333-1347.

Dukowicz J.K. and R.D. Smith, 1994: Implicit free-surface method for the Bryan-Cox - Semtner ocean model. *J. Geophys. Res.*, 99, 7991-8014.

Ezer T., D.S. Ko and G.L. Mellor, 1992: Modelilng and forecasting the Gulf Stream. Oceanic and atmosphere nowcasting and forecasting, D.L. Durham and J. K. Lewis Eds., Mar tech. Soc. Journal, 26, 2 , 5-14.

Ezer T. and G.L. Mellore, 1994: Continuos assimilation of Geosat Altimeter data into a three dimensional primitive equation Gulf Stream model, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 832-847.

Fasham M.J.R., 1995: Variations in the seasonal cycle of biological production in subartic oceans: a model sensitivity analysis. *Deep Sea Res.*, 42, 7 , 1111-1149.

Faucher P., Gavart M. and P. De Mey, 2002: Isopycnal EOFs in the North and Tropical Atlantic and their use in estimation problems. *J. Geophys. Res.*

Fukumori I. and P. Malanotte-Rizzoli, 1995: An approximate Kalman filter for ocean data assimilation, an example with an idealized Gulf Stream, *J. Geophys. Res*., 100, C4, 6777-6793.

Fichaut M., E. Balopoulos, H. Dooley, M.J. Garcia-Fernandez, A. Iona, D. Jourdan, L. Baudet and C. Maillard, 1998: A common protocol to assemble a coherent database from distributed heterogeneous data sets: the MEDATLAS database experience. MArine science and technology programme: Experiences in project data management, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 311-327.

Gilman C. and C. Garret, 1994: Heat flux parameterizations for the Mediterranean Sea: The role of atmospheric aerosols and constarints from the water budget. *J. Geophys. Res*, 99, C3, 5119-5134.

Gill A.E., 1982: Atmosphere-Oceans Dynamics. Academic Press, New York, 662.

Hellerman S., M. Rosestein, 1983: Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Ocean*., 13, 1093-1104.

Jager L., 1976: Monateskarten des Niederschlags fuer die ganze Erde. *Berichte des Deutschen Wettendienstes*, 18 (139), 1-38.

Jerlov N. G., 1976: Marine Optics, Elsevier Science, 231

Komen J.G., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselman, S. Hasselman and P.A.E.M. Janssen, 1994: dynamics and Modelling of Ocean Waves, Cambridge, Cambridge Univ. Press, 532.

Kondo J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary layer Meteorol.*, 9, 91-112.

Lai C.-C., A. Qian and W.G. Scott, 1994: Data assimilation and model evaluation experiment datasets. *Bull. of Americ. Meteor. Soc.*, 75, 793-809.

Larnicol G., P.Y. Le Traon, N. Ayoub and P. De Mey, 1995: Mean sea level and surface circulation variability of the Mediterranean Sea from 2 years of TOPEX/POSEIDON altimetry. *J. Geophys. Res*, 100, C12, 25163-25177

Latif M.A., A. Sterd, E. Maier-Reimer and M. Junge, 1993: Structure and predictability of El Nino Southern Oscillation phenomenon in a coupled Ocean-Atmosphere general circulation model. *J. of Climate,* 6, 700-708.

Madec G., P. Delecluse, M. Imbard and C. Levy, 1998: OPA 8.1 Ocean general Circulation Model reference manual. *Note du Pole de modelisazion*, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, 11.

Manzella, G. M. R., V. Cardin, A. Cruzado, G. Fusco, M. Gacic, C. Galli, G. P. Gasparini, T. Gervais, V. Kovacevi, C. Millot, L. Petit De La Villeon, G. Spaggiari, M. Tonani, C. Tziavos, Z. Velasquez, A. Walne, V. zervakis, M.G. Zodiatis, 2001: EU-sponsored Effort Improves Monitoring od Circulation Variability in the Mediterranean. EOS, 82, 43.

Manzella, G. M. R., A. Bruschi, A. Cruzado, G. Fusco, M. Gacic, G. P. Gasparini, T. Gervais, V. Kovacevi, C. Millot, M. Tonani, C. Tziavos, Z. Velasquez, A. Walne, V. zervakis, M.G. Zodiatis, 2002: Towards marine environmental predictions in the Mediterranean: A Marine Information System for Ocean Predictions. Ocean forecasting: conceptual basis and applications, N. Pinardi & J.W. Woods Eds, Springer & Verlag.

Manzella, G. M. R., E. Scoccimarro, N. Pinardi and M. Tonani, 2003: Improved near real time data management procedures for the Mediterranean ocean Forecasting System-Voluntary Observing System Program, *Ann. Geophys.,* 21, 1, 49-62.

McPhaden M.J., 1995: The tropical atmosphere ocean array is completed. *Bull. Americ. Meteor. Soc.*, 76, 5, 739-741.

Millot C., 1999: Circualtion in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, 20, 423-442.

Moron V., A. Navarra, N. Ward and E. Roeckner, 1998: Skill and reproducibility in climate simulations. *Climate Dynamics*, 14, 83-100.

MTP-I, 1996: Interdisciplinary research in the Mediterranean Sea. A synthetis of scientific results from the Mediterranean targeted project (MTP) phase I. *Reserch in enclosed Sea*, series 1, EUR 17787.

Myers P. G. and K. Haines, 1998: On the importance of the choice of wind stress forcing to the modeling of the Mediterranean Sea circulation. *J. Geophys. Res.*, 103, C8, 15729-15749.

Oberhueber J.M., 1988: The budget of heat, buoyancy and turbolent kinetik energy at the surface of the global ocean. An atlas based on the COADS data set. Max plank Inst. fuer Meteorologie Report 15, 20.

Ozsoy E., A. Hecht, A. Unluata, S. Brenner, S. Sur, H.I. Bishop, M.A. Latif, Z. Rozentroub and T. Oguz, 1993: A synthetis of the Levantine Basin circulation and hydrography, 1985-1990. Phisical Oceanogrphy of the eastern Mediterranean Sea, A. R. Robinson and P. Malanotte-Rizzoli Eds., Deep-Sea Res., Part II, 40, 1075-1119.

Pacanowski R. C., K. Dixon and A. Rosati, 1990: README file for GFDL-MOM1.0, GFDL, Princeton, NJ, USA, http:\\www.gfdl.gov/MOM.

Philander S.G., 1990: El Nino, la Nina and the Southern Oscillation. Academic Pres, 46, International Geophysics Series.

Pinardi N., A. Rosati and R.C. Pacanowski, 1995: The sea-surface pressure formulation of rigid-lid models. Implications for altimetric data assimilation studies. ***J. Marine Syst***., 16, 109-119.

Pinardi N., F. Auclair, C. Cesarini, E. Demirov, S. Fonda-Umani, M. Giani, G. Montanari, P. Oddo, M. Tonani and M. Zavatarelli, 2002: Toward marine environmental predictions in the Mediterranean Sea costal areas: a monitoring approach. Ocean Forecasting, N. Pinardi and J. Woods Eds., Springer & Verlag.

Pinardi N., I. Allen, E. Demirov, P. De Mey, G. Korres, A. Lascaratos, P.Y. Le Traon, C. Maillard, G. Manzella and C. Tziavos, 2003: The Mediterranean ocean Forecasting System: first phase of implementation (1998-2001). *Ann. Geophys.*, 21, 1, 3-20.

Pinardi N. and N. Flemming, 1998: The Mediterranean Forecasting System. EuroGOOS Publication, No. 1, SOC, Southampton.

Pinardi N., E. Demirov and M. Tonani, 2000: Mediterranean Forecasting System Pilot Project: initial forecasting phase. EuroGOOS Publication, No. 11, SOC, Southampton.

Pinardi N., E. Demirov, M. Tonani, L. Giacomelli, C. Fratianni and MFS parteners, 2002: Mediterranean Ocean Forecasting System: first phase of implementation. EuroGOOS 2nd conference-extending limitiof predictability, S. Vallerga and N. Flemming, Eds Springer and Verlag.

Pinardi N. and e. Masetti, 2000: Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeo*, 158, 153-174.

Raicich F. and A. Rampazzo, 2003: Observing System Simulation Experiements for the assessment of temperature sampling in the Mediterranean Sea. *Ann. Geophys.*, 21, 1, 151-165.

Reed R.K., 1977: On estimating insolation over the ocean. *J. Phys. Ocean.*, 17, 854-871.

Robinson A.R., 1994: Physical processes field estimation and an approach to interdisciplinary ocean modelling. *Earth Sci. Rev.*, 40, 2-54.

Rousseanov V., E. Stanev, V. Artale and N. Pinardi, 1995: A seasonal model of the Mediterranean Sea general circulation. *J. Geophys. Res.*, 100, C7, 13515-13538.

Roullet G. and G. Madec, 2000: Salt conservation, free-surface and varying levels: a new formaltion for an Ocean GCM. J. Geophys. Res.,revised version.

Sarmiento J.L., R.D. Slater, M.J. R. Fasham, H. W. Ducklow, J. R. Toggweiler and G. T. Evans, 1993: A seasonal three dimensional ecosystem model of nitrogen cycling in the North Atlantic euphotic zone. *Global Biogeochemical Cycles*, 7, 417-450.

Sparnocchia S., N. Pinardi and E. Demirov, 2003: Multivariate empirical orthogonal function analysis of the upper thermocline structure of the Mediterranean Sea from observations and model simulations. *Ann. Geophys.,* 21,1, 167-187.

Treguier A.M., J.K. Dukowicz and K. Bryan, 1996: Properties of nonuniform grids used in ocean general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 101, C9, 20877-20881.

Zavatarelli M., G. Mellor, 1995: A numerical study of the Mediterranean Sea circulation. *J. Phys. Ocean.*, 25, 1384-1414.