Indice

1 Introduzione **3**

1.1 Il Mar Mediterraneo 3

1.2 Dinamica delle masse d'acqua 5

1.3 Previsioni operative 13

1.4 Il problema delle previsioni: che cos' è una buona previsione? . . 20

1.5 Obiettivi della tesi 21

2 Il sistema di previsioni del Mediterraneo **23**

2.1 I dati usati per la previsione 23

2.2 Tecniche di assimilazione 31

2.3 Il modello numerico 37

2.4 Le previsioni operative del Mediterraneo 41

3 Descrizione degli esperimenti in termini di variabilità e consistenza **43**

3.1 Esperimenti numerici 43

3.2 Variabilità della circolazione superficiale nell'esperimento centrale 44

3.3 La circolazione intermedia e profonda nell'esperimento centrale 50

3.4 La circolazione nell'esperimento 2 57

3.5 Analisi di Consistenza 65

4 Criteri di valutazione della previsione: indici di qualità **71**

4.1 Indici di accuratezza 71

4.2 Indici di capacità 85

5 Conclusioni **97**

6 Bibliografia **99**

Capitolo 1

Introduzione

1.1 Il Mar Mediterraneo

Il bacino del Mediterraneo, compreso tra l'Europa a Nord, l'Africa a Sud e l'Asia a Est, è posizionato tra i 35° Nord e i 45° Nord di latitudine e i 5° Ovest e i 35° Est di longitudine. Ha un superficie di 2.5 milioni di m^2 e un volume di 3.7 milioni di m^3, con una profondità media di 1500 m ed una profondità massima, raggiunta nella fossa ellenica a largo di Capo Matapan, di 5020 m. Ha una lunghezza di 3860 km ed una larghezza di 600 km, che si riduce in prossimità del Canale di Sicilia (tra Sicilia e Tunisia) permettendo così di distinguere due bacini, quello occidentale e quello orientale. La piattaforma del Canale di Sicilia, che mette in comunicazione i due bacini, ha una profondità massima di 400 m e ciò influisce notevolmente sulla circolazione delle acque profonde che non riescono ad oltrepassare questo stretto.

Il bacino occidentale comunica con l'Oceano Atlantico tramite lo Stretto di Gibilterra che ha una profondità media di 350 m e una lunghezza minima di circa 22 km: esso determina in larga misura alcuni dei caratteri idrologici di tutto il bacino.

Il bacino orientale comunica invece col Mar Nero tramite lo Stretto dei Dardanelli, nel Mar di Marmara e lo Stretto del Bosforo: la scarsa profondità di tali stretti, solo 35 m per il Bosforo, rende gli scambi molto limitati.

All'interno di questi due bacini principali si distinguono, da Ovest verso Est, i seguenti mari o bacini (Fig 1-1):

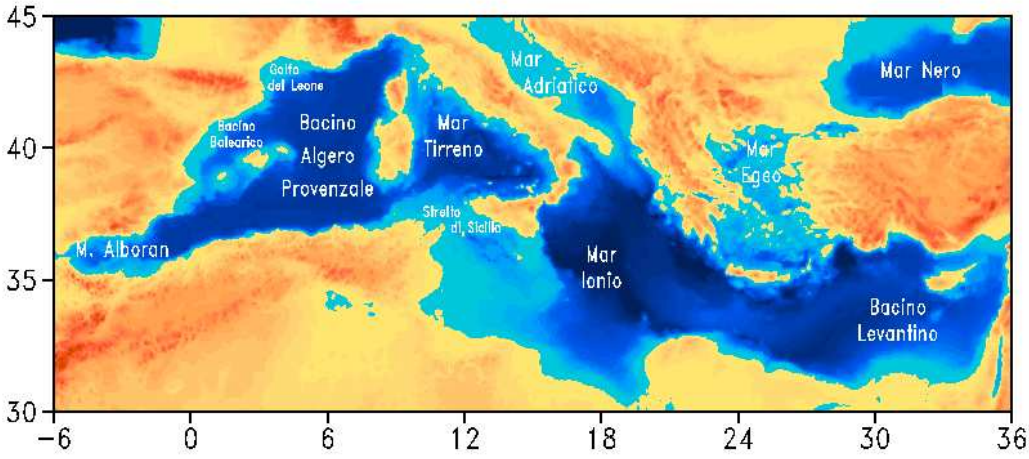

Figura 1-1: Topografia del Mar Mediterraneo

-Mare di Alboran: è interamente racchiuso tra due catene montuose, la catena del Rif in Marocco e la catena betica nel Sud della Spagna; è stretto e poco profondo con una dorsale che emerge localmente a formare l'isola di Alboran;

-Bacino Balearico: di forma grossomodo triangolare, delimitato a Nord-Ovest dalle coste spagnole e francesi e a Est da Corsica e Sardegna, si spinge fino al Golfo di Genova. Appartengono a questo bacino le isole Baleari separate dalla Spagna dalla fossa di Valencia. La caratteristica di quest'area è l'estesa piana abissale, la più piatta di tutto il Mediterraneo, con una profondità di circa 2800-2900 m e dalla quale risalgono, lungo le scarpate circostanti, profondi canyon. Fino ad essa si spinge pure la parte sommersa del delta del Rodano;

-Mar Tirreno: di forma anch'esso triangolare, ha il suo lato più lungo verso la penisola italiana. Più profondo del bacino balearico ha una piana abissale profonda oltre 3500 m. Contiene numerose isole: Capraia, il Giglio, L'Elba e Montecristo, appartenenti all'arcipelago toscano, costituite da massicci granitici piuttosto recenti; Ischia, Procida, Ponza e le Eolie di origine vulcanica. Vi sono inoltre grandi vulcani, come il Vavilov e il Marsili, la cui sommità è a poche centinaia di metri sotto il livello del mare e che danno il nome a bacini omonimi;

-Bacino Ionico e Levantino: sono divisi convenzionalmente dal 25° meridiano est e presentano caratteristiche fisiografico-strutturali che si continuano in entrambi, quali la fossa ellenica e il suo prolungamento con le fosse di Plinio, Strabone e Tolomeo e la Dorsale Mediterranea.

La scarpata di Malta, limite Ovest del bacino orientale, è l'elemento fisiografico forse più marcato di tutta l'area mediterranea, con un dislivello di oltre 3000 m e con pareti rocciose quasi verticali. Qui si trovano le massime profondità del Mediterraneo e le piane abissali più profonde: quella di Messina (-4200 m), quella di Sirte (-4150 m) e quella di Erodoto (-3225 m);

-Mare Adriatico: di forma stretta e lunga, si addentra tra la catena dinarica a Est e quella appenninica a Ovest continuando idealmente nella pianura padana fino ai piedi delle Alpi. Lungo poco più di 100 km si distingue in:

▷Alto Adriatico: delimitato a Sud dalla fossa di Pomo, ha profondità costantemente inferiori a 100 m. Quest'area emerse più volte durante le glaciazioni dell'ultimo milione di anni. In esso si trova il Delta del Po che determina le caratteristiche idrologiche e sedimentologiche dell'Adriatico. Ricco di isole lungo la costa dalmata rocciosa, le uniche isole sul versante italiano sono le Tremiti a N del Gargano;

▷Basso Adriatico: più profondo, con circa 800 m nel Canale di Otranto che lo separa dal Mar Ionio, ha caratteristiche più oceaniche.

-Mar Egeo: è caratterizzato dalle numerose isole delle Ellenidi e delle Tauridi.

1.2 Dinamica delle masse d'acqua

La circolazione generale di tutto il bacino è guidata da tre forzanti principali (Fig 1-2):

-il sistema di entrata/uscita di acqua allo Stretto di Gibilterra;

-i flussi termici e di acqua all'interfaccia aria-mare (circolazione termoalina);

-lo stress del vento.

I flussi entranti ed uscenti dallo Stretto di Gibilterra sono il meccanismo di controllo delle riserve di sale e di massa di tutto il bacino del Mediterraneo su scala temporale di diverse decadi: il tempo di residenza dell'acqua nel Mediterraneo Occidentale si stima che sia dell'ordine di 100 anni (Pinardi et al.,1993). L'acqua Atlantica poco salata entra da Gibilterra alla superficie ed è trasformata da intense interazioni aria-mare in acqua più densa e più salata che infine esce nell'Oceano Atlantico. Questo complesso processo di trasformazioni

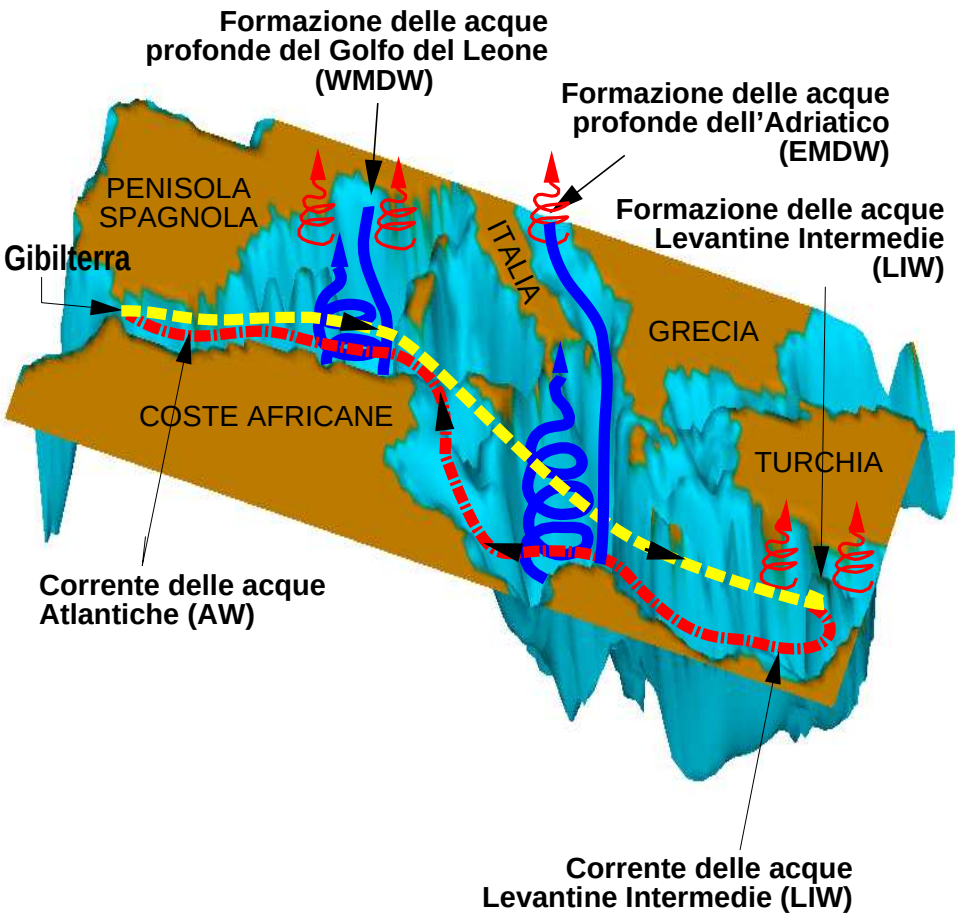

Figura 1-2: Schema della circolazione verticale termoalina nel Mediterraneo (Pinardi e Masetti, 2000)

dell'acqua avviene stagionalmente in entrambi i bacini occidentale ed orientale. È accompagnato da flussi termici e di evaporazione di larga scala, da processi di mescolamento verticale turbolento e di trasformazione di acque intermedie e profonde regionali, come mostrato in Fig 1-2. Qui vediamo infatti che l' acqua entrante a Gibilterra (nastro giallo) si trasforma nel Levantino in acqua intermedia (nastro rosso). Contemporaneamente, nel Nord del bacino, le aree Liguro-Provenzali del bacino Balearico e il Nord Adriatico, formano acque molto dense che scendono nelle piane abissali e risalgono per continuità formando una lenta circolazione meridionale (nastro blu).

All'interfaccia aria-mare i flussi termici e di acqua determinano gradienti di densità che a loro volta generano profili verticali di temperatura (T) e salinità (S) come risultato del rimescolamento turbolento della colonna d'acqua e del trasporto orizzontale delle masse d'acqua.

Il flusso netto annuale su tutta l' area del bacino è negativo, cioè l' oceano perde in media calore in questa regione fornendolo all' atmosfera. Questo è uno dei forzanti principali della circolazione termoalina della Fig 1-2 in particolare di quella meridionale (nastri blu). D'altra parte, la perdita per evaporazione eccede l'apporto dovuto alle precipitazioni, ai fiumi e agli scambi con il Mar Nero: questo mare è quindi un "bacino di concentrazione". Il bilancio tra l'apporto d'acqua poco salata proveniente dall'Atlantico e la perdita netta di acqua all'interfaccia aria-mare è, nelle prime centinaia di metri, uno dei motori principali della circolazione verticale longitudinale mostrata in Fig 1-2 dal nastro giallo-rosso.

Lo stress del vento forza la circolazione dalla scala temporale corta (ore) alla scala stagionale, dalla scala spaziale delle maggiori sottoaree del bacino del Mediterraneo alla mesoscala. Il forzante termico e quello del vento agiscono sulla stessa scala temporale, il primo inducendo i processi di trasformazione dell'acqua e il secondo causandone il trasporto e la dispersione (Pinardi et al.,1993).

Si possono individuare tre masse d'acqua identificate in base al luogo di formazione (Fig 1-3). Bisogna comunque tener presenti che gli intensi processi di interazione aria-mare e di rimescolamento verticale con gli strati adiacenti fanno si che le T, S e le profondità, caratteristiche di queste diverse masse d'acqua, varino per ogni subregione dei due bacini principali del Mediterraneo (Hech,1988).

Le tre masse d'acqua sono:

1)ACQUA ATLANTICA MODIFICATA (MAW, 'MODIFIED ATLANTIC WATER') :si tratta di uno strato d'acqua Atlantica che si trova a partire dalla superficie fino a $\sim$100 m di profondità, che entra dallo Stretto di Gibilterra ed è caratterizzata da bassa salinità (da 36.5psu a 38.5 psu rispettivamente a Ovest e a Est della Sicilia). Successivamente al suo ingresso nel Mediterraneo, si trasforma gradualmente in acqua mediterranea superficiale: l'acqua Atlantica poco salata che si trova in superficie è soggetta all'evaporazione e al rimescolamento con l'acqua più densa degli strati inferiori, con conseguente progressivo aumento della S che passa da 36.5 psu nell'area di Gibilterra fino a 37.25 psu nello Stretto di Sicilia e a valori più alti di 38.5 psu nel bacino Levantino.

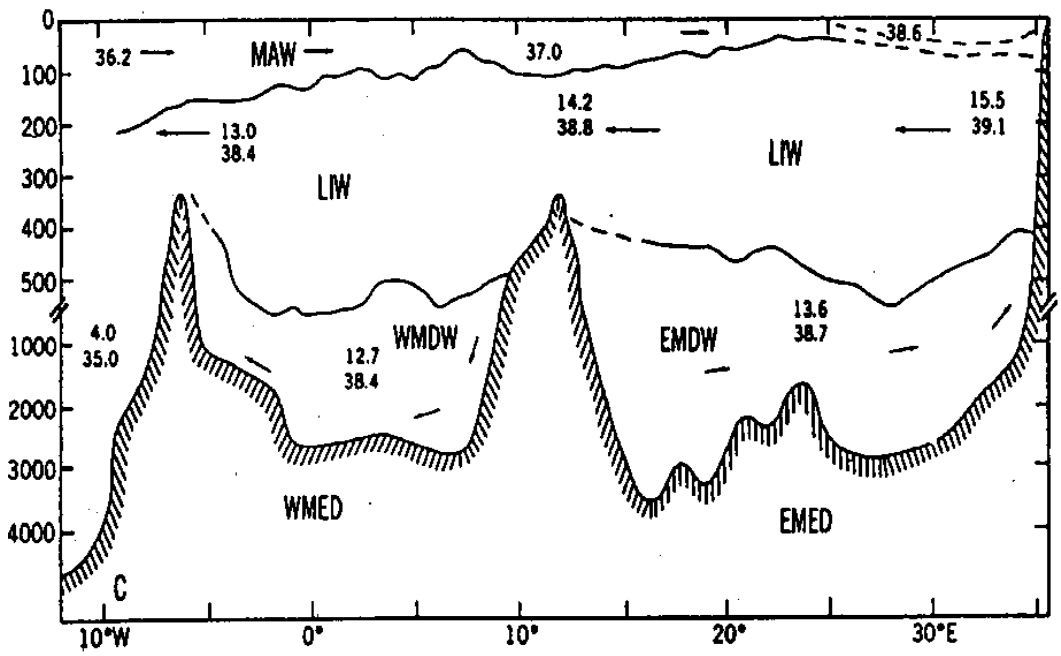

Figura 1-3: Schema delle masse d'acqua nel Mediterraneo

Il suo percorso da Ovest verso Est può essere tracciato come un minimo prima superficiale e poi sottosuperficiale di S (Fig 1-3) che progressivamente sprofonda passando da 20 a 50 m. Tale componente della circolazione termoalina può essere vista come un nastro trasportatore, nella direzione zonale del bacino (Fig 1-2);

2)ACQUA LEVANTINA INTERMEDIA (LIW,'LEVANTINE INTERMEDIATE WATER') : si forma nel bacino levantino orientale tramite processi di convezione che avvengono nel periodo invernale. Da qui poi si propaga verso il bacino occidentale a 200-300 m di profondità mescolandosi gradualmente con le masse d'acqua circostanti. Nel bacino occidentale si trova ad una profondità intermedia tra i 300-700 m.

La LIW costituisce un massimo sottosuperficiale di S con una media di 38.4 psu. È proprio la LIW che costituisce la maggior parte della massa d'acqua mediterranea in uscita da Gibilterra;

3)ACQUA MEDITERRANEA PROFONDA (MDW, 'MEDITERRANEAN DEEP WATER') : viene prodotta durante l'inverno nel Golfo del Leone per il bacino Ovest e nell'Adriatico e nell'Egeo per il bacino Est. La MDW, trovandosi a profondità superiori di quella dello Stretto di Sicilia (Fig 1-3), non può lasciare

il bacino di formazione e quindi non sono possibili rimescolamenti tra la MDW del bacino occidentale (WMDW) e quella del bacino orientale (EMDW).

Il luogo di formazione delle acque profonde nel Mediterraneo orientale è il Mare Adriatico dove in inverno si forma una massa d'acqua con temperatura potenziale θ =13.60 °C e salinità S=38.70 psu che poi si diffonde in tutto il bacino est. L'interpretazione tradizionale della formazione delle acque profonde nell'Adriatico assegna un ruolo chiave ai processi di raffreddamento e di evaporazione che agiscono sulle acque nel Sud e nel Nord dell'Adriatico causando la formazione e lo sprofondamento di acque molto dense fuori dallo Stretto di Otranto.

Il luogo di formazione delle acque profonde nel Mediterraneo occidentale è il Golfo del Leone (Leaman and Schott.,1991). Qui, venti invernali freddi e secchi determinano intensi movimenti convettivi che possono avere come conseguenza il rimescolamento fino a 1200-1500 m dell'acqua superficiale relativamente fredda e salata con quella sottostante. La massa d'acqua che si viene a formare ha una $\theta \approx 12.70$ ° C e una S ≈ 38.40 psu. Questa massa d'acqua fa parte del flusso di acqua mediterranea uscente da Gibilterra (Kinder and Parilla.,1987).

Studi recenti hanno mostrato che la circolazione del Mediterraneo è il risultato di una delicata interazione tra la variabilità di mesoscala, quella stagionale e le scale scale stagionali ed interannuali (Pinardi et al, 1997; Robinson et al.,1991). La variabilità interannuale può essere legata sia ad anomalie atmosferiche che si verificano su scala temporale interannuale, che a dinamiche interne non lineari dell'oceano.

Nel Mediterraneo occidentale il segnale di variabilità stagionale è grande e coinvolge l'intensità delle correnti, l'inversione delle correnti regionali e la variabilità di mesoscala. Nel Mediterraneo orientale invece la variabilità interannuale è di grandezza paragonabile al segnale stagionale e coinvolge cambiamenti delle caratteristiche delle masse d' acqua profonde ed intermedie così come ricorrenti giri o "gyres". Anche la variabilità di mesoscala è molto intensa e probabilmente influenza le interazioni del flusso degli eddies medi del bacino.

Le diversità dei due bacini sono quindi prima di tutto dovute a cambiamen-

ti stagionali ed interannuali dell'intensità dello sforzo del vento e a variazioni dell'intensità dei flussi di calore ed acqua all'interfaccia aria-mare. Le anomalie atmosferiche potrebbero essere anche parzialmente responsabili della formazione delle acque levantine profonde del giro di Rodi e della formazione di acque profonde dell'Egeo.

Le strutture orizzontali della circolazione nel bacino, regolate in superficie dall'acqua atlantica entrante e in profondità dalle acque formatesi nel Mediterraneo Orientale, prendono il nome dalle aree geografiche in cui si formano (Fig 1-4).

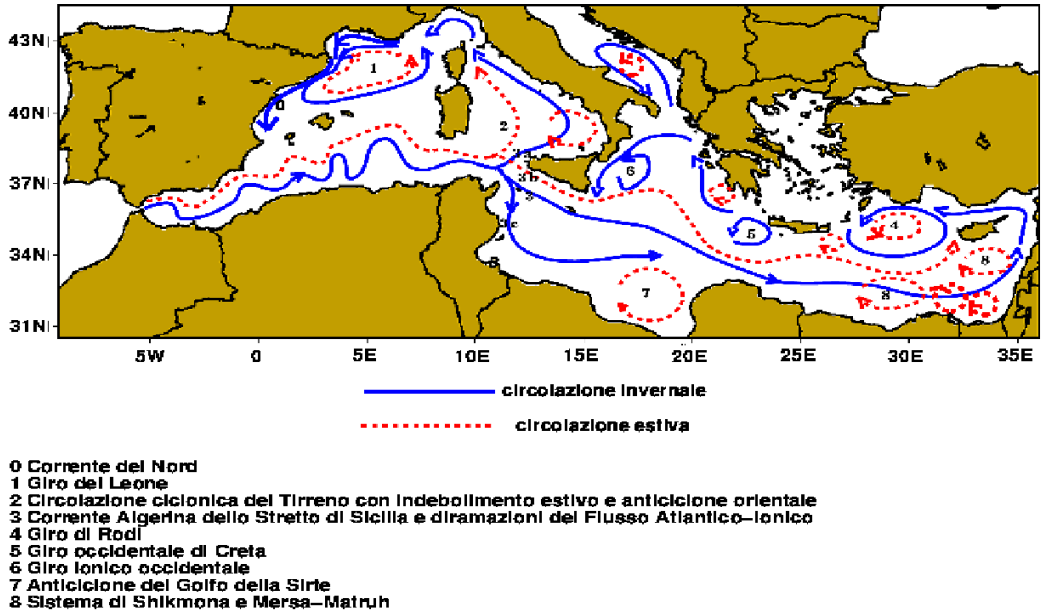

Figura 1-4: Circolazione orizzontale (Pinardi e Masetti, 2000)

Il flusso di acqua Atlantica entrante da Gibilterra forma nel Mare di Alboran due giri anticiclonici : il giro occidentale e quello orientale, la cui diramazione più ad Est costituisce il fronte di Almeran-Oran, caratterizzato da un forte contrasto di densità tra l'acqua Atlantica entrante e l'acqua Mediterranea. Questi giri possono variare in posizione e in dimensioni ed essere assenti anche per mesi.

Proseguendo verso Est, l'acqua Atlantica si sposta dalla Spagna verso la costa africana originando la corrente Algerina che, a sua volta, spostandosi verso Est, diventa instabile e forma dei meandri dai quali si staccano vortici sia ciclonici

che anticiclonici. Questi ultimi si spostano verso Est e solo quelli anticiclonici aumentano di dimensioni raggiungendo un diametro di 50-100 km (Millot, 1991), come messo in evidenza da osservazioni satellitari.

La corrente Algerina prosegue lungo la costa africana verso lo stretto di Sicilia in corrispondenza del quale si ramifica in un ramo che entra nel bacino orientale e in un ramo che, passando per il Canale di Sardegna, entra nel Mar Tirreno. Qui la circolazione invernale è caratterizzata da un giro ciclonico che si estende a tutto il bacino. La MAW che entra nel Canale di Sardegna-Sicilia viene trasportata verso Nord dove o attraversa il Canale di Corsica e va nel Mar Ligure o prosegue il giro nella cella di circolazione ciclonica scorrendo lungo la costa meridionale della Sardegna. In estate il giro è confinato nella parte settentrionale mentre nella parte meridionale la circolazione può invertirsi e passare ad 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, francesi e spagnole la circolazione è dominata dalla presenza della Corrente del Nord che scorre dal Mar Ligure verso Ovest : essa presenta una variazione d'intensità stagionale presentandosi abbastanza intensa in inverno, durante il quale forma meandri, e indebolendosi invece in estate.

Il ramo della corrente Algerina che raggiunge il Mar Ionio, detta Corrente Ionico-Atlantica, attraversa il bacino ionico ad una latitudine di 36°Nord dividendo lo Ionio in due aree, una settentrionale dove troviamo il giro ciclonico dello Ionio occidentale ed una meridionale con uno o più giri di tipo anticiclonico.

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 si biforca verso Nord formando un giro ciclonico chiamato giro di Rodi (Milliff and Robinson, 1991). Quest'ultimo è di notevole importanza poichè da esso emana la circolazione intermedia profonda o LIW, con una ramificazione verso Ovest ed una verso Est (Fig 1-5). Nel bacino ionico la LIW si biforca in un ramo verso Nord attraverso lo Stretto di Otranto ed uno diretto al centro dello Ionio. Oltrepassando il Canale di Sicilia, nel bacino occidentale,

la LIW si insinua nel bacino del Tirreno in una struttura ciclonica, già osservata in superficie, per poi entrare nel bacino balearico passando a Sud della Sardegna. Qui si osserva un'ulteriore biforcazione: un ramo si dirige verso Nord contribuendo, con il suo apporto di acqua salata nel giro del Golfo del Leone, alla formazione delle acque profonde al centro del ciclone, mentre l'altro ramo si dirige verso lo Stretto di Gibilterra per poi riversarsi nell'Atlantico.

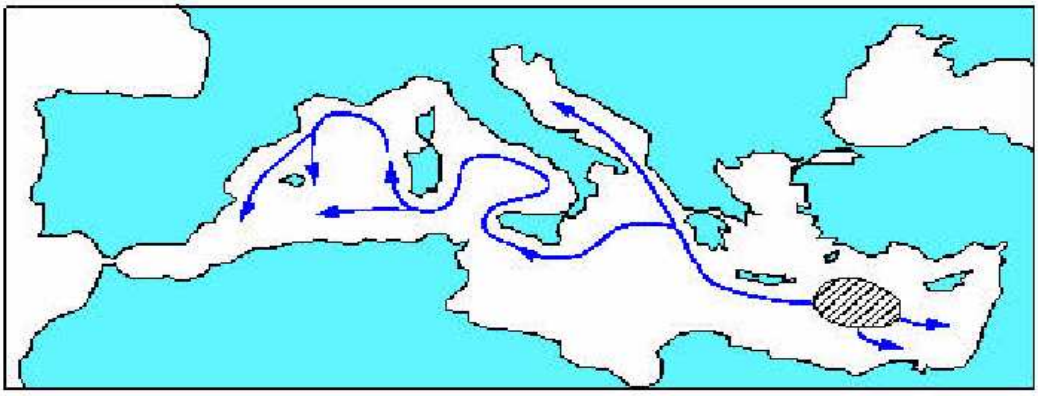

Figura 1-5: Schema di circolazione della LIW (Pinardi and Masetti, 2000)

Tornando allo circolazione orizzontale, nel bacino levantino sono presenti due giri anticiclonici a Sud della dorsale medio-oceanica, quello di Mersa-Matruh (Robinson et al.,1991) e quello di Shikmona (Ozsoy et al.,1989) (Fig 1-4). Tali giri si pensa siano ricorrenti nel tempo ma la ragione della loro esistenza deve essere ancora chiarita. In generale quindi si può affermare che la circolazione orizzontale alla superficie del Mediterraneo può essere suddivisa nella parte settentrionale, a Nord della Corrente Atlantica, dove si osserva una prevalenza di circolazioni di tipo ciclonico, e nella parte merdidionale, dove invece si osservano strutture di tipo anticiclonico.

Accanto a questa circolazione a grande scala o climatologica si osserva anche una circolazione di mesoscala che modifica la circolazione media alla scala temporale della settimana. La dimensione orizzontale dei processi di mesoscala è generalmente 4-5 volte il raggio di Rossby, misura usata 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 ~ 50 km.

Nel bacino Levantino, campionamenti ad alta risoluzione condotti da Robinson ed altri (1987), hanno messo in evidenza l'esistenza di vortici di mesoscala tipici dell'oceano aperto: questi sono importanti perchè contribuiscono al trasporto delle acque levantine che vengono intrappolate all'interno del vortice stesso.

Hetch et al (1988), analizzando le proprietà delle masse d'acqua all'interno dei vortici nel bacino orientale, hanno evidenziato come la distribuzione spaziale della LIW sia fortemente correlata alla variabilità dei vortici di mesoscala. Questi ultimi possono essere considerati come un meccanismo di trasporto delle acque, che, durante il trasporto, riescono a mantenere le stesse caratteristiche.

Al fine di continuare l' indagine sulla circolazione ed i processi ad essa associati, una metodologia usata è quella di combinare osservazioni e modelli. Questo produce serie temporali continue di "dati" ad alta risoluzione spazio-tremporale. Questa combinazione di osservazioni e modello è chiamata tecnica dell' assimilazione e permette di estrarre in modo ottimale l' informazione contenuta nei dati. il modello è visto come un "interpolatore" dinamico tra le osservazioni, il migliore interpolatore in quanto contiene la conoscenza del sistema in termini di equazioni dinamiche.

Uno dei metodi di valutare la qualità dell' assimilazione e quindi dei "dati" è quello di produrre previsioni partendo da una condizione iniziale ottimale con l' assimilazione stessa.

Questa tesi studia quindi le previsioni fatte con un certo sistema di assimilazione nel Mar Mediterraneo per valutarne la qualità e nel futuro studiare la variabilità della circolazione e la natura dei processi dinamici ad essa associati.

1.3 Previsioni operative

Il traguardo di un sistema di previsione operativo (operational forecast) dell'oceano è quello di produrre previsioni dello stato fisico del mare in tre dimensioni per un determinato periodo di tempo.

Importanti spunti sono stati forniti dalle previsioni metereologiche nell'ambito delle quali la capacità di previsione si è andata incrementando saldamente a partire dagli anni '70, arrivando a fornire recentemente previsioni accurate per una durata di una settimana/10 giorni (Fig 1-6).

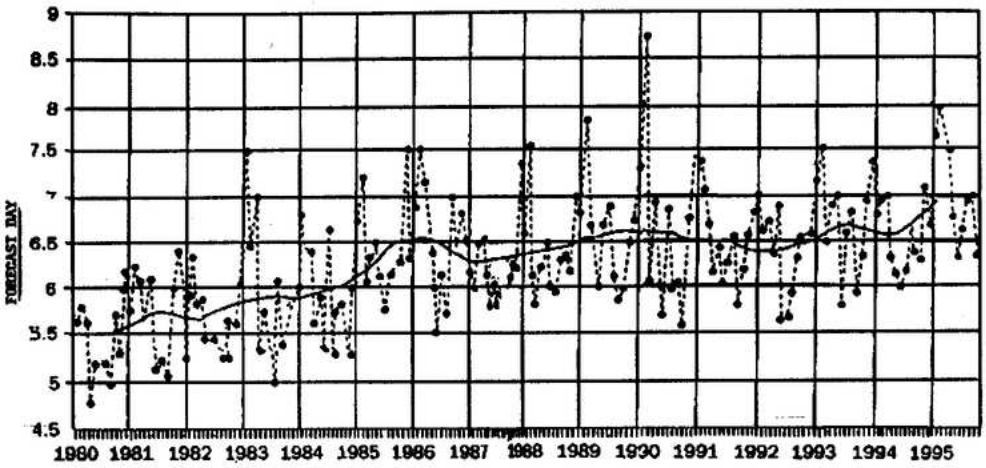

Figura 1-6: Rappresentazione, come funzione degli ultimi 17 anni, dei giorni utili della previsione (EMCWF)

I primi studi di previsioni oceanografiche sono cominciati a metà degli anni '80 ed hanno riguardato in special modo la componente delle onde ed il livello del mare in risposta alla necessità di conoscenza delle piene costiere e per l' instradamento sicuro delle navi. Più lento è stato invece il progredire delle previsioni delle correnti oceaniche a causa della mancanza di misure adeguate per inizializzare i modelli: le previsioni delle correnti, infatti, sollevano problemi simili a quelli riscontrati in ambito meteorologico poichè la scala di prevedibilità del sistema è strettamente correlata all'accuratezza con la quale sono conosciute le condizioni iniziali.

Esistono diversi sistemi "sperimentali" di previsione delle correnti nel mare/oceano: i primi riguardano la mesoscala, cioè fenomeni con scale di tempo settimanali, ed hanno riguardato l'area della Corrente del Golfo. Un esempio è fornito dall'Harvard Ocean Prediction System (HOPS) implementato da Robinson dal 1984. Computers portatili contenenti modelli numerici di una regione sono rapidamente aggiornati con informazioni provenienti da navi, aereoplani, satelliti e sottomarini robotizzati fornendo ciò che il gruppo di Harvard chiama

"nowcast". L'introduzione dei nuovi dati nel modello permette la produzione di previsioni attendibili in una forma pronta all'uso di comandanti di navi, di personale coinvolto nell' attività di pesca e squadre di soccorso. L'HOPS ha trovato applicazioni utili nella previsione delle correnti costiere e di mare aperto per pochi giorni.

L'importanza economica e sociale degli effetti de El Niño ha costituito una spinta importante nello sviluppo delle previsioni oceanografiche: come è ben noto, l'ENSO (El Niño Southern Oscillation, Philander 1990) è un'oscillazione interannuale del sistema accoppiato oceano/atmosfera nel Pacifico tropicale, caratterizzato da anomalie nella temperatura superficiale dell'oceano e nei venti superficiali. El Niño può avere un forte impatto sul tempo globale, sulle precipitazioni e sulla pesca. Lo studio de El Niño ha portato allo sviluppo di modelli accoppiati di oceano ed atmosfera per scale di tempo stagionali: a tutt'oggi essi sono in studio presso l'NCEP (National Center for Enviromental Predictions,Washington DC), l'UK Meteorological Office e l'European Center for Medium-range Weather Forecasting (ECMWF). In quest' ultimo caso il modello accoppiato consiste di un modello atmosferico dell' EMCWF accoppiato ad un modello di circolazione generale dell' oceano che è una versione dell' Hamburg Ocean Primitive Equation Model (HOPE), sviluppato al Max-Planck Institute for Meteorology di Amburgo. I due sistemi fluidi, oceano ed atmosfera, comunicano tra di loro attraverso un' interfaccia aria-mare: i flussi atmosferici di momento, calore ed acqua vengono "passati" all'oceano ogni giorno e in cambio la temperatura superficiale dell'oceano viene "passata" all'atmosfera. Il modello accoppiato è così integrato 3 volte a settimana per i 6 mesi successivi producendo dalle 12 alle 15 previsioni ogni mese. Un esempio dei forecast per la variabile di temperatura superficiale del mare è fornito in Fig 1-7: la linea in blu mostra l'andamento dell'anomalia di temperatura "osservata" , cioè fornita dai dati, mentre le linee rosse mostrano le corrispondenti previsioni. L'andamento di El Niño è ben previsto dal sistema accoppiato sebbene si osservi una mancata previsione dell'intensità dell'evento stesso (Fig 1-7).

In Europa a partire dal 1994 EuroGOOS, un'associazione di agenzie nazionali europee, ha cercato di favorire lo sviluppo dell'oceanografia operativa nelle

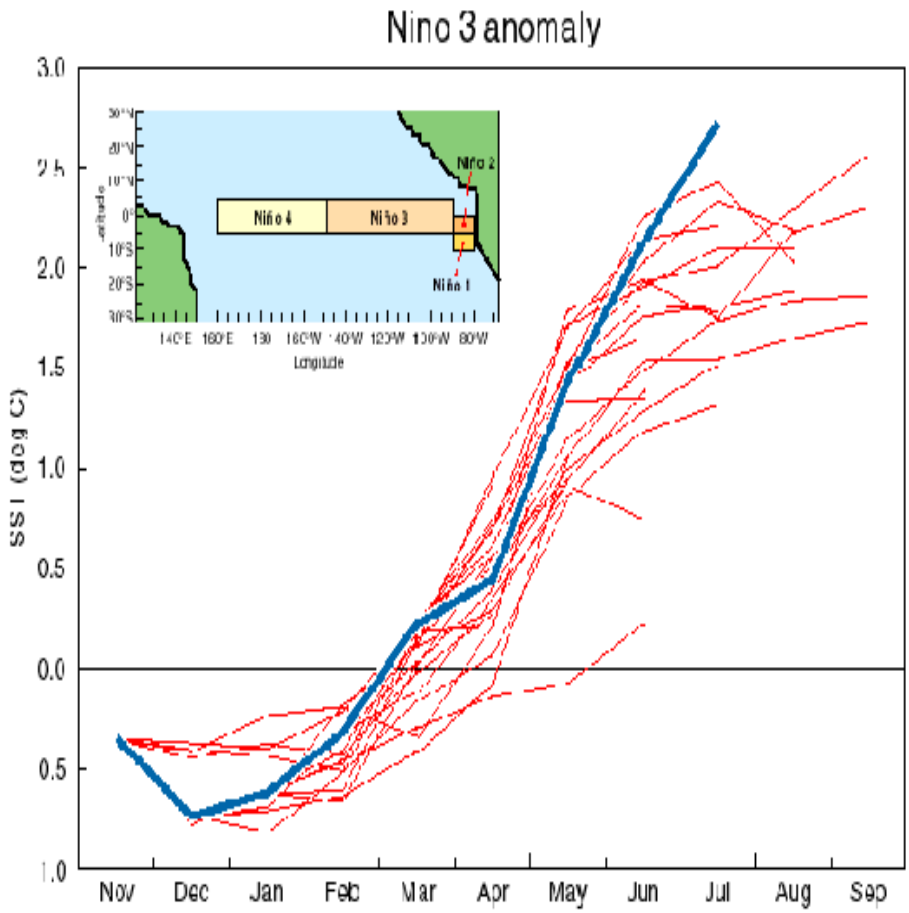

Figura 1-7: Previsioni stagionali dell' EMCWF per la regione NINO 3 mostrata nell'inserzione in termini di anomalia della temperatura superficiale in questa regione.

aree del Mar Mediterraneo e degli oceani adiacenti, promuovendo la partecipazione europea al Global Ocean Observing System (GOOS). Quest' ultimo è un programma di preparazione alla struttura globale permanente delle osservazioni, della modellistica e dell'analisi delle variabili dell'oceano al fine di produrre previsioni attendibili.

Nel 1995 l'EuroGOOS diede vita al Mediterranean Forecasting System (MFS) al fine di elaborare una strategia per la ricerca scientifica nell'ambito dell'oceanografia operativa nel Mar Mediterraneo. Il piano di ricerca dell'MFS si propone come traguardo quello di "esplorare e quantificare la predicibilità potenziale della variabilità dell'ecosistema marino a livello di produzione primaria, dalla scala del bacino completo fino alle aree costiere/di piattaforma per scale di tempo che vanno dalle settimane ai mesi attraverso lo sviluppo e la costruzione di un

sistema di monitoraggio automatico e l'utilizzo di modelli previsionali".

L'MFS è un programma decennale articolato in tre fasi temporali:

-Prima Fase (1998-2001) : Previsione a breve termine (10 giorni) dei processi fisici del Mar Mediterraneo e validazione delle simulazioni ecologiche su cicli stagionali dei nutrienti e della produzione primaria ;

-Seconda Fase (2002-2005): Previsione a breve raggio, nelle aree costiere del Mediterraneo, sviluppo di un modello accoppiato oceano-atmosfera ed esperimenti di simulazione con modelli tridimensionali di ecosistema;

-Terza Fase (2005-2009) : passaggio della rete osservativa ad agenzie marine nazionali ed internazionali, previsioni dell' ecosistema.

La prima fase di implementazione dell'MFS ha avuto inizio con il varo di un Progetto Pilota (Mediterranean Forecasting System Pilot Project, MFSPP), nel settembre del 1998, finanziato dal programma MAST (Marine Science and Tecnology) dell'Unione Europea. L'MFSPP si propone di sviluppare una strategia per l'implementazione di previsioni delle correnti nel Mediterraneo come descritto sopra. Una tale capacità previsionale è richiesta per sostenere lo sfruttamento delle risorse e la loro protezione nell'ambiente costiero.

L'ipotesi di base di MFS è che le fluttuazioni sia idrodinamiche che degli ecosistemi nelle aree costiere/di piattaforma siano intimamente connesse all circolazione generale di larga scala : di qui la necessità di incrementare la disponibilità di dati sia in numero che in qualità sullo stato del mare a scala di bacino, di procedere alla previsione delle correnti sulla base dei dati collezionati in tempo quasi reale (Near Real Time) e di migliorare le conoscenze sui processi chiave della circolazione marina.

Un sistema di previsione di questo tipo richiede due parti essenziali: un sistema di osservazione e una componente di modellazione numerica/assimilazione di dati in grado di utilizzare i dati acquisiti per inizializzare la previsione.

Il Progetto è articolato in otto gruppi di lavoro (WP) :

WP1) Collezione di dati di temperatura forniti da Navi di Opportunità, Voluntary Observing Ship ,VOS.

Il traguardo di questo gruppo di lavoro è quello di realizzare un sistema

di acquisizione di profili di temperatura, in tempo quasi reale (ossia entro due giorni) a scala di bacino. Questi profili costituiscono la "spina dorsale" dell'assimilazione dei dati e del sistema di previsione sviluppato in WP4 e WP5. Il sistema di monitoraggio si avvale del supporto di navi commerciali, non dedite alla ricerca che si rendono disponibili durante la normale attività di navigazione. L'acquisizione dei dati avviene tramite sonde eXpandableBathyTermograph o XBT, sonde a perdere poichè non recuperabili al termine dell'operazione. Nel secondo anno del Progetto sono state rese operative 7 rotte, sotto i 400 m e i 700 m (Scoccimarro, 2000).

WP2) Sistema a boe denominato Mediterranean Multisensor Moored Array (M3A).

Si tratta di una rete di boe fisse che potrebbero monitorare e trasmettere automaticamente in tempo reale un set completo di parametri fisici, quali T, S, correnti, ossigeno e torbidità, insieme a misure biogeochimiche e ottiche al fine di stabilire la fattibilità di un monitoraggio multiparametrico del termoclino superficiale dell'intero bacino e la calibrazione dei modelli ecologici.

WP3) Collezione ed analisi in NRT dei dati da satellite.

Si tratta di un sistema di acquisizione ed elaborazione di dati da satellite quali l' anomalia dell' altezza della superficie del mare (SLA=sea level anomaly), temperatura della superficie del mare (SST=sea surface temperature) e "colore " dell'oceano. Quest' ultima fornisce in modo indiretto una misura della concentrazione di clorofilla e quindi anche di biomassa fitoplanctonica.

WP4) Assimilazione dei dati e impatto della strategia di accoppiamento dei dati atmosferici ed oceanografici.

L'obbiettivo di questo gruppo è di sviluppare, controllare ed implementare tecniche di assimilazione dei dati diversi. Il sistema di assimilazione permette infatti di creare condizioni iniziali ottimali per le previsioni, ovvero una condizione iniziale che contiene la "rappresentazione ottimale" dei campi idrodinamici

usando sia dati osservati che modelli. Questo gruppo ha sviluppato la tecnica di assimilazione dati usata in questa tesi.

WP5) Esperimenti Numerici di previsione durante il periodo operativo (Target Operational Period,TOP).

Lo scopo è quello di implementare un modello numerico a scala di bacino, adeguatamente interfacciato ai dati osservativi descritti in WP1, 2, 3, e produrre ogni settimana una previsione delle correnti a 10 giorni.

L'argomento di questa tesi è strettamente correlato con questo WP, di cui si analizzeranno in seguito i risultati delle previsioni.

WP6) Simulazione ad alta risoluzione nella zona costiera e di piattaforma con implementazione di modelli usati .

Lo scopo di questo gruppo di lavoro è quello di sviluppare tecniche di accoppiamento tra il modello a scala di bacino e quelli a scala costiera.

WP7) Validazione del modello di ecosistema e previsioni nel passato (hindcast).

Questo scopo viene raggiunto attraverso l'implementazione di modelli numerici degli ecosistemi in varie zone costiere del Mediterraneo, il confronto tra i risultati delle simulazioni e i dati dalla boa M3A, lo sviluppo di metodi per l'assimilazione di nutrienti, clorofilla e PAR nei suddetti modelli.

WP8) Gestione dei dati e divulgazione della previsione.

L'obiettivo di questo gruppo è di fornire le capacità amministrative per distribuire i dati dai centri di raccolta ai partner della comunità scientifica e agli utenti esterni.

1.4 Il problema delle previsioni: che cos' è una buona previsione?

Negli ultimi decenni ci si è accorti dell'importanza di studiare il clima della terra e della necessità di fare degli studi predittivi sulle possibili variazioni climatiche indotte da fenomeni naturali o antropici.

Già Lorenz negli anni '60-'70 aveva posto l'attenzione sulla possibilità di prevedere il comportamento dell'atmosfera partendo dal presupposto che le leggi fisiche che governano il comportamento di un sistema fluido siano espresse in una forma che relaziona il cambiamento dello stato del sistema con lo stato attuale del sistema. Questo implica che il sistema è un sistema deterministico, ovvero che lo stato esatto presente determina completamente l'esatto stato futuro (Lorenz,1968). Le leggi fisiche possono essere formulate come un sistema di equazioni differenziali e il problema della previsione dell'atmosfera, e analogamente dell'oceano, si identifica nell'individuazione di una soluzione particolare di queste equazioni, le cui condizioni iniziali corrispondono allo stato presente del sistema fluido. La predicibilità quindi dipende dall'intensità degli errori iniziali, determinati dall'accuratezza e dalla risoluzione del sistema di osservazione e dall'incremento dell'errore dovuto all'equazione del moto (Leith,1970). Di qui la necessità di una verifica costante della previsione per poterla migliorare, capire la limitazione dei modelli usati e l' importanza delle misure.

La verifica della previsione, intesa come il processo di determinazione della qualità della previsione stessa, rappresenta una parte essenziale di ogni sistema di previsione.

Sebbene tale verifica sia stata già affrontata a partire dal 1884, in ambito atmosferico (Muller,1944), tuttavia esistono, tra i "previsori" e gli utenti, diversi punti di vista su che cosa costituisca una buona previsione o "good forecast" (Murphy,1993). Se dal punto di vista del previsore la bontà di una previsione è generalmente correlata al grado di similarità esistente tra le condizioni previste e quelle osservate, per gli utenti la bontà della previsione è invece quantificabile nel beneficio che da essa possono trarre nelle loro decisioni.

Queste differenze di opinione dipendono fondamentalmente da una lacuna di

chiarezza e di conoscenza riguardante la natura stessa della bontà nelle previsioni, che complica il processo di formulazione e di valutazione delle previsioni e ne mina la loro stessa utilità.

Ecco perchè appare di fondamentale importanza dare una risposta alla domanda "Che cosa si intende per buona previsione ?"

Esistono in generale tre diversi tipi di "bontà" per i previsori:

1) Consistenza : ovvero livello di corrispondenza tra le previsioni e ciò che il previsore si aspetterebbe sulla base di conoscenze di base includenti osservazioni, modelli numerici, statistici e concettuali, precedenti esperienze di previsioni. La consistenza è il solo tipo che è completamente sotto il controllo dei previsori, ma risulta di difficile comucatibilità agli altri;

2) Qualità : ovvero corrispondenza tra previsione e osservazioni. Naturalmente le previsioni di alta qualità mostreranno una stretta corrispondenza con le relative osservazioni, che, come vedremo in seguito, sono rappresentate dall' "analisi";

3) Valore : ovvero i benefici realizzati dagli utenti che si avvalgono delle previsioni per guidare le loro scelte. L'impatto sociale delle previsioni del Mediterraneo sarà avvertito in molti settori : esse si rivelano utili come una componente di ogni moderna gestione delle risorse costiere marine, in vista dello stress antropico alle quali queste aree sono sottoposte, dei problemi connessi con la salute del mare, la sicurezza e l'efficienza delle industrie marittime. Inoltre la comunità scientifica beneficierà delle attività di previsione che possono procurare un set di dati coordinati e continui dei parametri marini tali da costituire un archivio a cui attingere per descrivere la variabilità dell'oceano stesso.

1.5 Obiettivi della tesi

Scopo della tesi è quello di procedere ad un' analisi critica delle previsioni oceanografiche nell' area del Mediterraneo. Si cercherà di mettere in luce, partendo dalla definizione di indici di consistenza e di qualità, quanto sia importante aumentare da un lato la quantità e la tipologia dei dati assimilati e dall' altro migliorare la qualità del modello che si avvale di questi dati.

Nel far ciò si è tenuto conto di quanto il modello riesca a riprodurre la variabilità della circolazione nel bacino e si è posta l' attenzione sul peso che sia la scelta della procedura di assimilazione e quindi di inizializzazione del modello sia il modello stesso può avere sulla qualità delle previsioni .

Capitolo 2

Il sistema di previsioni del Mediterraneo

2.1 I dati usati per la previsione

L'MFS ha cominciato a produrre previsioni operative nel gennaio del 2000. Il sistema osservativo che è stato approntato nel Progetto Pilota è schematicamente riassunto in Fig 2-1. Esso è formato da navi di opportunità (VOS) con XBT e dati da satellite.

Le previsioni di 10 giorni dei parametri fisici, quali velocità, temperatura e salinità, sono prodotti, come vedremo in seguito, utilizzando un Ocean General Circulation Model (OGCM), ovvero un modello di circolazione generale dell' oceano. L'inizializzazione delle previsioni è fatta con l'assimilazione di dati di profili di XBT, osservazioni di altezza anomala della superficie (SLA, Sea Level Anomaly) che deriva dai satelliti ERS-2 e TOPEX/POSEIDON e dati da satellite di temperatura superficiale del mare (SST, Sea Surface Temperature) .

In specifico i dati sono:

1) XBT da VOS : si tratta di profili verticali di temperatura, collezionati a bordo di navi commerciali da personale tecnico adeguatamente addestrato.

I dati di XBT, sebbene forniscano solo profili di temperatura, costituiscono un insieme unico di informazioni che permette di studiare l'evoluzione del termoclino superficiale e il trasferimento di calore tra il mare e l'atmosfera.

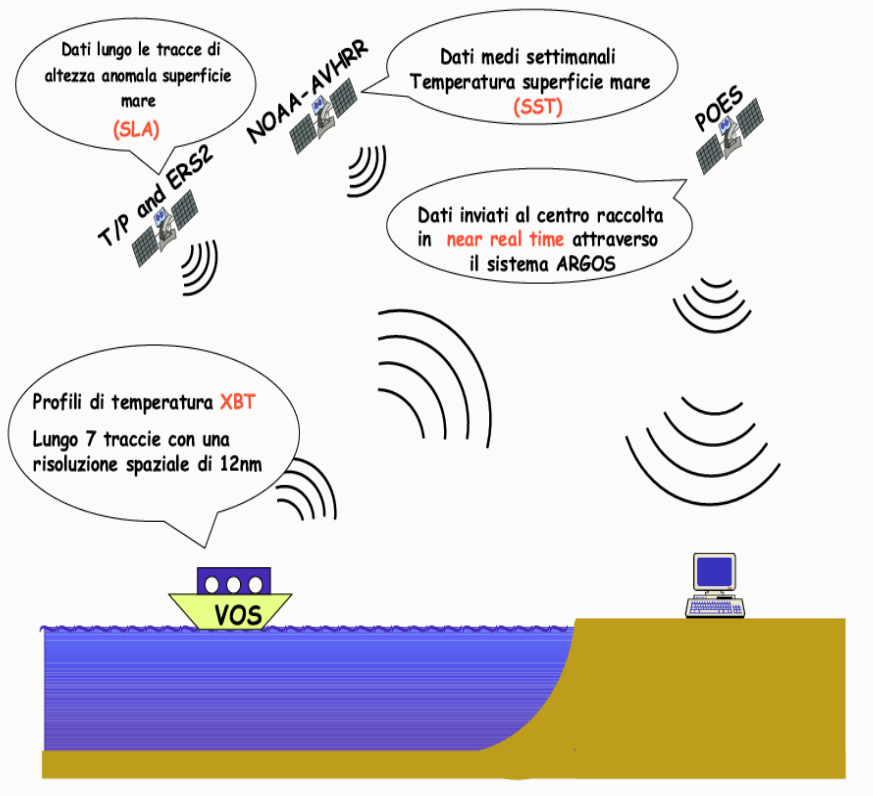

Figura 2-1: Sistema di osservazione a scala di bacino

I dati vengono trasmessi dalle navi, con un ritardo al massimo di poche ore, via satellite (sistema ARGOS) al centro di raccolta presso Tolosa: da questo ogni mercoledì vengono rilasciati dati relativi agli ultimi sette giorni, che vengono acquisiti tramite internet dal centro di modellistica che risiede presso la sezione INGV di Bologna.

I dati utilizzati per l'assimilazione sono quelli che superano un controllo di qualità, consistente in una visualizzazione grafica del profilo verticale e in un controllo della posizione. I dati che arrivano tramite ARGOS sono sottoposti a decimazione, ovvero vengono selezionati attraverso un software applicativo i 15 valori più rappresentativi del profilo di temperatura;

2)SLA da satellite: fornisce un contributo unico per l'osservazione del livello del mare e della circolazione oceanica del Mar Mediterraneo, contenendo un' informazione circa il campo di mesoscala.

È misurata attraverso sensori posti su due satelliti chiamati ERS-2 e TOPEX/POSEIDON.

I dati forniti all' assimilazione sono corretti dall'errore relativamente ampio nella determinazione dell' orbita e rapportati ad un livello medio del mare.

I dati di SLA sono messi a disposizione lungo la traccia dei due satelliti ogni mercoledì, relativamente ai precedenti 22 giorni (fig 2-3). Viene inoltre fornita una mappa di SLA risultante dalla combinazione dei dati di T/P ed ERS-2 relativa ai 22 giorni precedenti alla settimane di interesse (fig 2-4);

3) SST : campo di temperatura superficiale dedotto da misure radiometriche da satellite. A piccole scale le misure di SST possono fornire utili informazioni sul campo di mesoscala e sulle posizioni dei sistemi principali delle correnti e delle regioni di upwelling (Fig 2-5).

L'analisi dei dati di SST è basata su due differenti insiemi di dati collezionati presso MeteoFrance per il bacino occidentale e IFA-CNR di Roma per il bacino orientale, entrambi acquisiti da satellite.

I dati sono selezionati e successivamente "fusi" in corrispondenza della Sicilia per formare mappe giornaliere. Il prodotto viene rilasciato in forma di mappe di SST (fig 2-5) che coprono il periodo da Venerdì a Giovedì di ogni settimana. I dati per l' assimilazione sono disponibili ogni Venerdì mattina via internet.

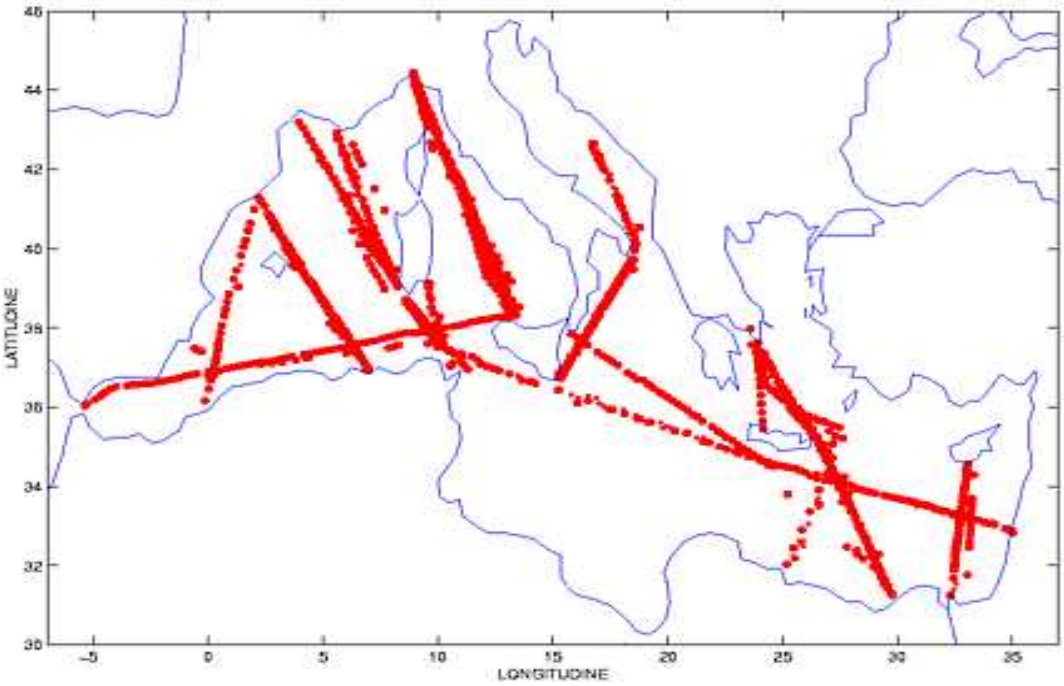

Figura 2-2: Rotte sovrapposte di XBT nel periodo Gennaio-Ottobre 2000 (Scoccimarro,2000)

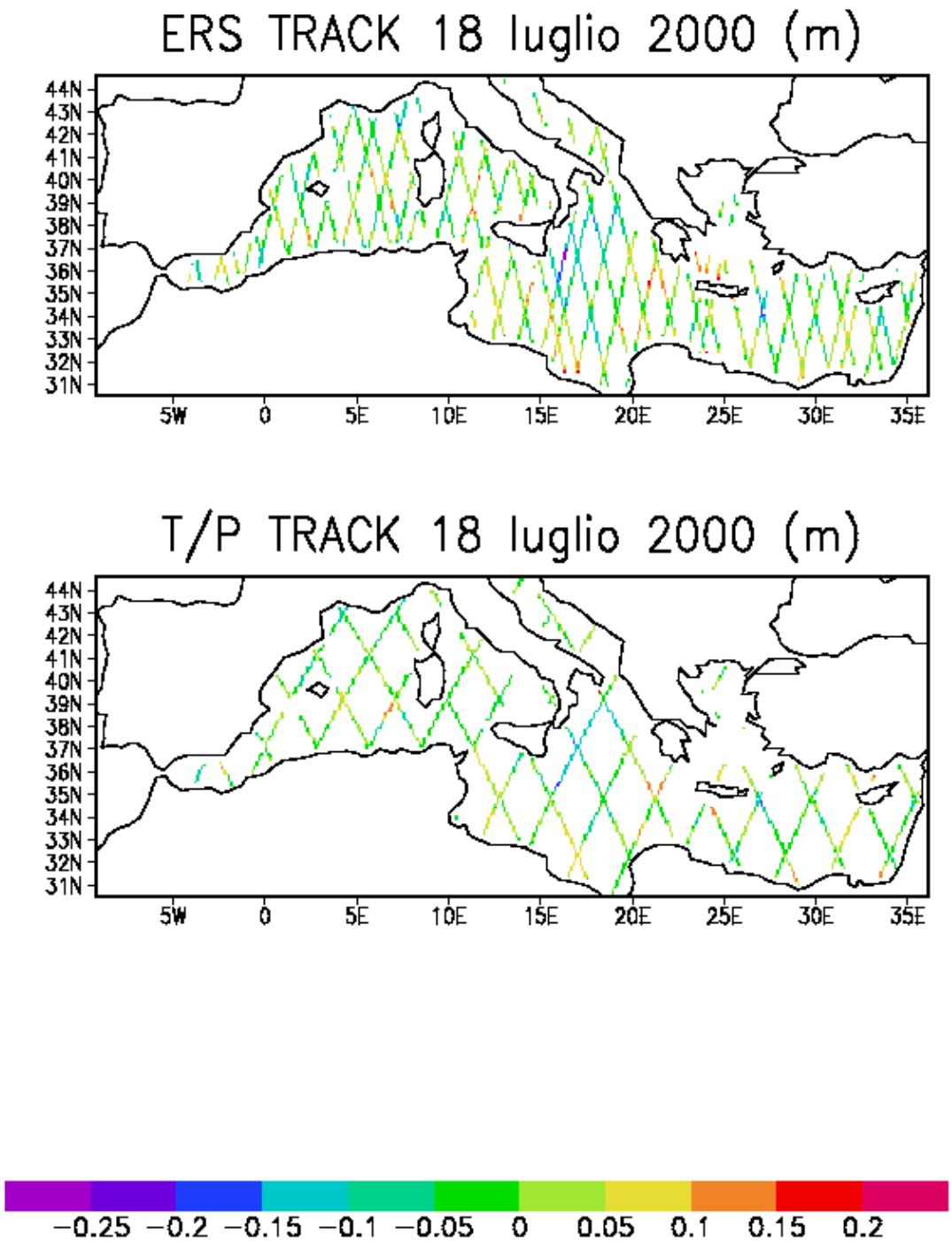

Figura 2-3: Esempi di tracce dei satelliti ERS-2 e TOPEX/POSEIDON per il periodo 27 giugno-16 luglio. Lungo la traccia è inoltre riportato il valore del dato di SLA in unità di metri.

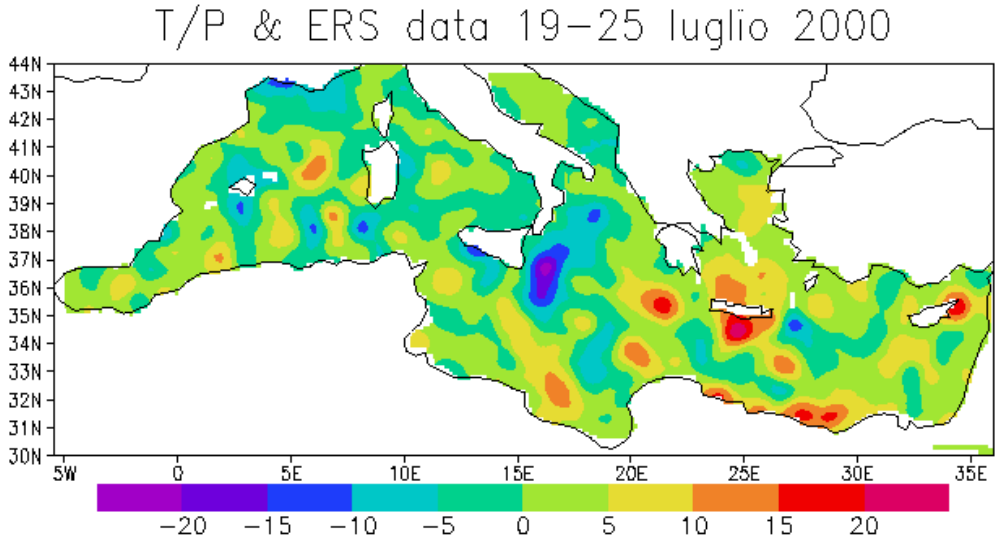

Figura 2-4: Mappa dei dati interpolati dal centro di Tolosa (CLS) usando dati lungo le tracce come mostrato in Fig 2-3

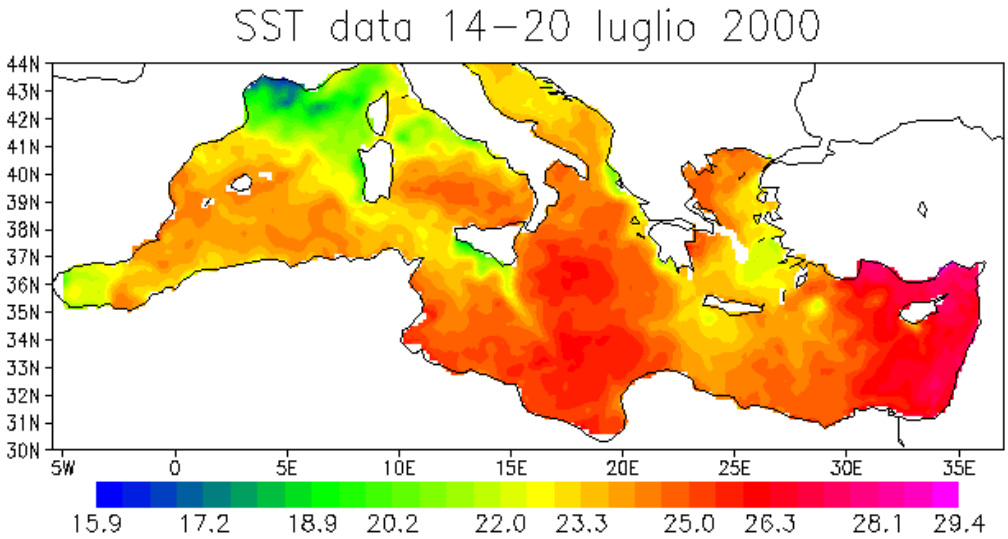

Figura 2-5: Mappa dei dati mediati settimanalmente di SST

Il modello di circolazione o OGCM utilizza inoltre dati relativi al forzante atmosferico per guidare la previsione dei campi dell' oceano e l' assimilazione o analisi.

Nel caso si assimilino le osservazioni i dati atmosferici sono riferiti essere "analisi" ovvero campi atmosferici a loro volta frutto dell' assimilazione di osservazioni atmosferiche. Questo tipo di forzante è considerato essere un dato osservativo sia perchè le osservazioni meteo sono molto frequenti che per la qualità ormai indiscusa dell' assimilazione atmosferica.

Nel momento in cui si decide di lanciare una previsione si useranno a loro volta forzanti atmosferici di previsione ovvero frutto di una previsione fatta con un modello atmosferico. Questo forzante atmosferico può essere diverso da quello dell' analisi come mostrato dal confronto di Fig 2-6, 2-7, fatto a posteriori tra campi di previsione e di analisi per la stessa settimana. Queste differenze naturalmente sono causa di problemi per la previsione oceanica che viene fatta con un forzante atmosferico di per se stesso inaccurato (la previsione atmosferica è buona solo per 3-4 giorni, come mostrato in precedenza).

I campi di analisi e di previsione del forzante atmosferico sono forniti dall' EMCWF ad intervalli di sei ore e consistono in: pressione media al livello del mare (hPa), copertura nuvolosa totale (%), velocità del vento a 10 m (m/s), temperatura dell' aria a 2 m (° K) e temperatura del punto di rugiada a 2 m (° K).

Questi dati vengono acquisiti ogni giovedì via internet. I dati relativi all' analisi coprono l'intervallo dal precedente mercoledì all' ultimo martedì, mentre i dati relativi alla previsione coprono l'intervallo dal martedì ai successivi 10 giorni.

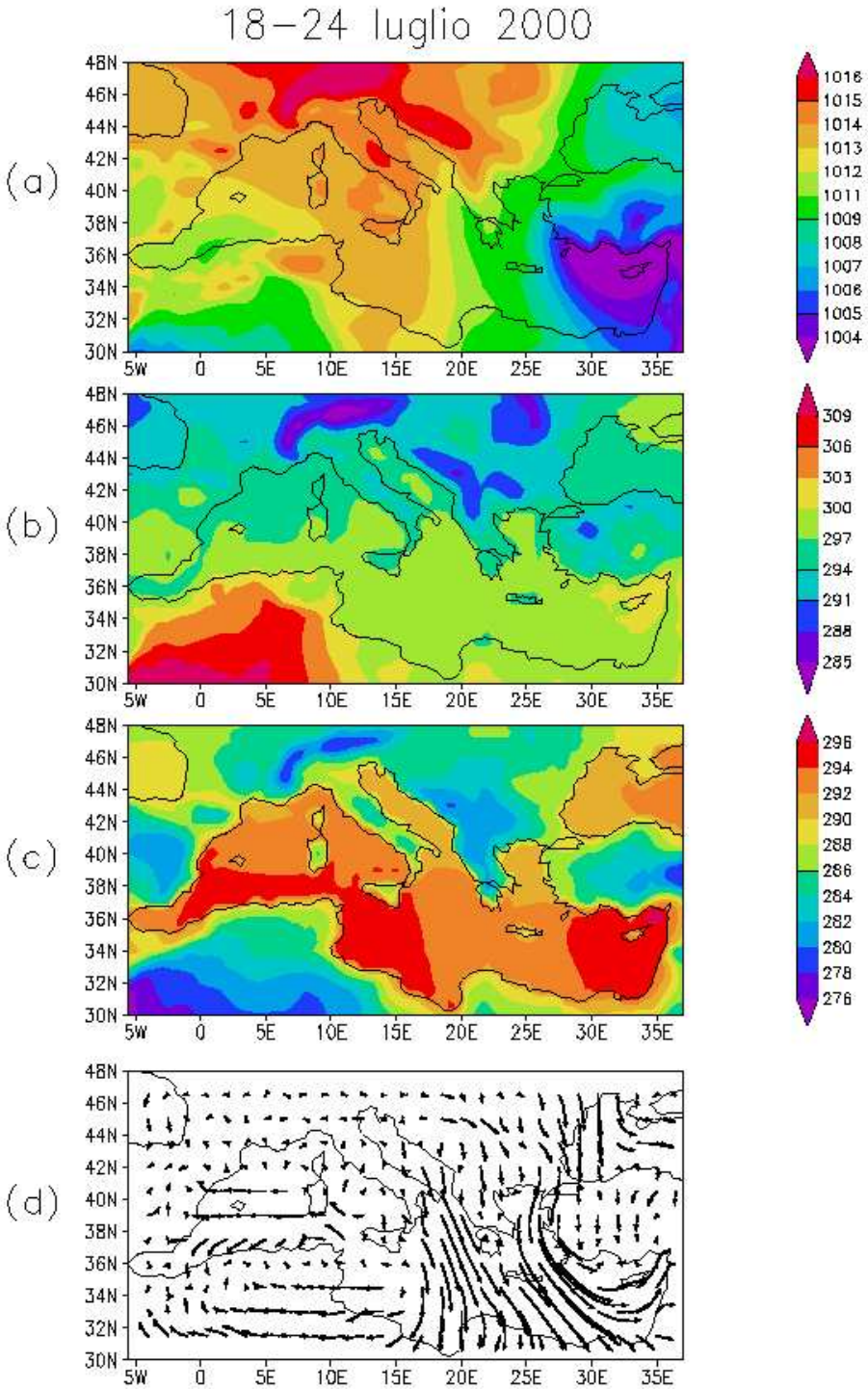

Figura 2-6: Medie settimanali dei parametri di forzante atmosferico usati nella previsione . (a) pressione al livello medio del mare ; (b) temperatura dell'aria a 2 m ; (c) temperatura del punto di rugiada ; (d) velocità del vento a 2 m.

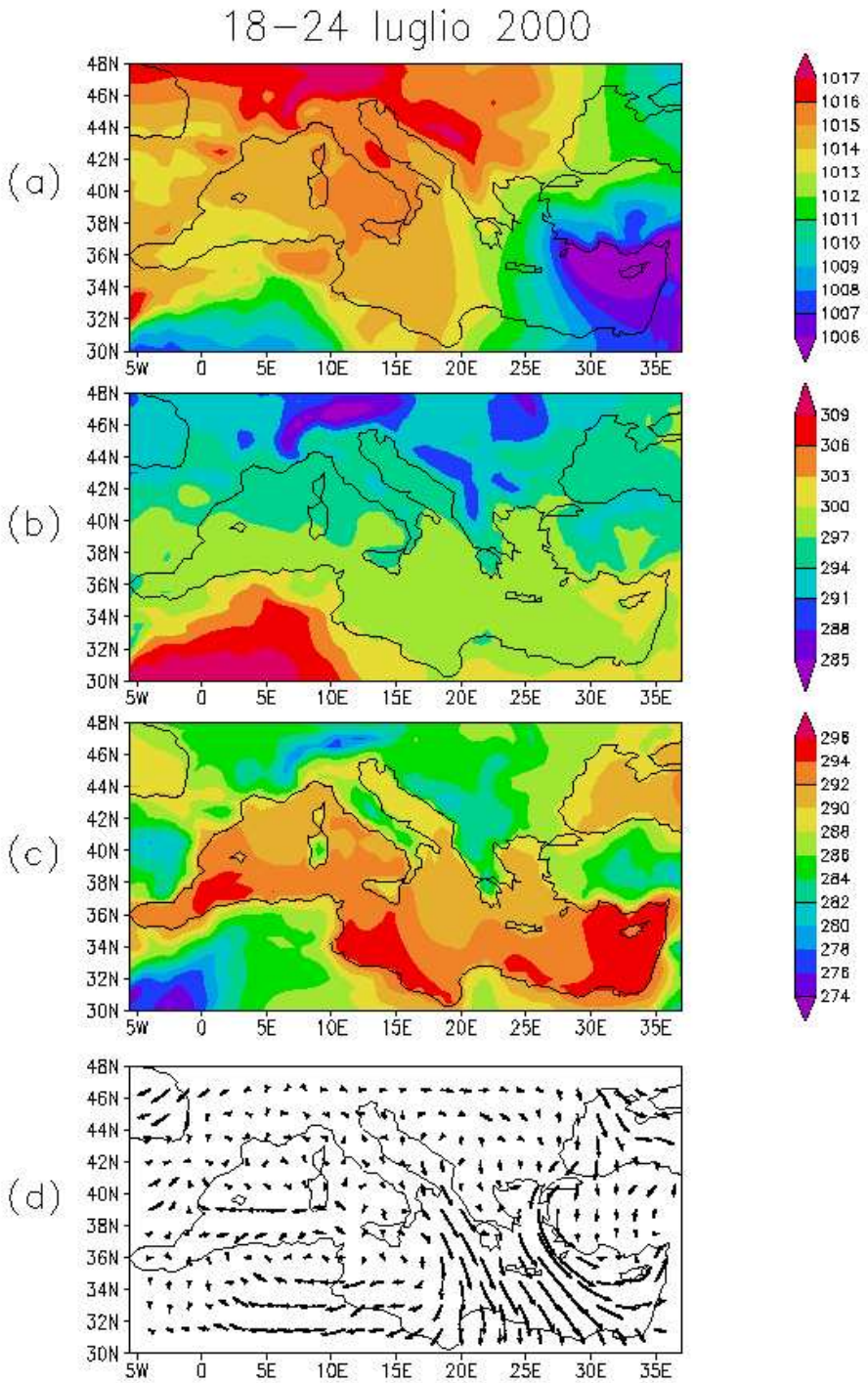

Figura 2-7: Esempio di media settimanale del forzante atmosferico usato nell' analisi. (a) pressione del livello medio mare; (b) temperatura dell' aria a 2 m; (c) temperatura del punto di rugiada; (d) velocità del vento a 2 m.

In fig 2-8 è riportato lo schema complessivo dei dati usati e il periodo al quale la collocazione dei dati stessi si riferisce.

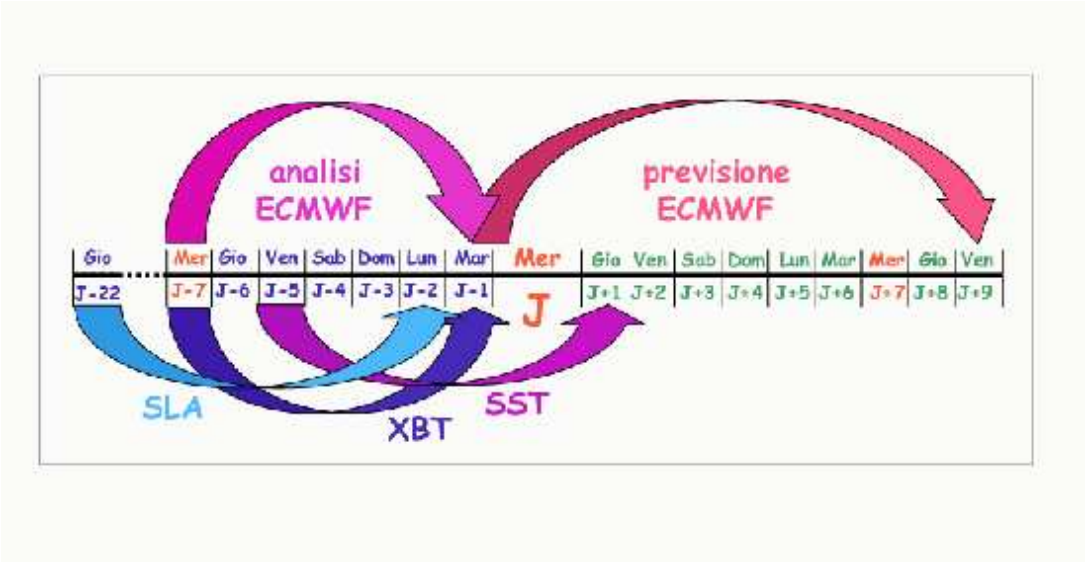

Figura 2-8: Ciclo settimanale di acquisizione dei dati oceanici e di forzante atmosferico

2.2 Tecniche di assimilazione

L'inizializzazione della previsione è basata sull'assimilazione dei dati descritti sopra, disponibili per un periodo pari alle due settimane precedenti il giorno di inizio della previsione.

Assimilazione è un termine largamente usato nelle previsioni numeriche del tempo per descrivere il processo di combinazione del modello con le osservazioni correnti per "aggiornare" il modello stesso in preparazione della previsione.

Un sistema di assimilazione permette infatti di creare condizioni iniziali soddisfacenti per le previsioni, ovvero una condizione iniziale che contiene la "rappresentazione ottimale" dei campi idrodinamici usando sia dati osservazionali che il risultato del modello. Il tipo di assimilazione usata nel nostro caso è chiamata INTERMITTENTE, ovvero la collezione dei dati e l' assimilazione avviene per periodi discreti di tempo.

In questo caso, il campo di una variabile, a cui faremo riferimento con il termine di analisi (x_a) ad un certo time step t+δt può essere calcolato a partire

da una stima preliminare dell'analisi stessa, a cui faremo riferimento con il termine di stato base (x^f). Quest' ultimo è ottenuto dall' applicazione del modello numerico (M) alla precedente analisi, a cui viene sommata una correzione (C) data dalla differenza tra le osservazioni (y^O) ed lo stato di base :

$$x^a_{t+1} = M(x^a_t) + C = x^f_{t+1} + C \tag{2.1}$$

Il valore della correzione, noto anche come INCREMENTO OSSERVATIVO, fornisce una nuova informazione che rappresenta i cambiamenti che le osservazioni apportano allo stato di base. Dal momento che esistono delle discrepanze tra le osservazioni e lo stato di base, dovute sia agli errori delle osservazioni che agli errori del modello, questa nuova informazione deve essere "pesata" tramite la matrice di Kalman, K:

$$x^a_{t+1} = x^f_{t+1} + K(y^o_{t+1} - x^f_{t+1}) \tag{2.2}$$

L'analisi come si vede, dipende da tre elementi: il modello tramite il quale calcolo lo stato di base, le osservazioni e K. Dal momento che le osservazioni ed il modello sono fissati, l'unico elemento su cui si può lavorare per trovare una soluzione ottimale è K.

Ridefiniamo l' analisi come

$$x^a_{n+1} = x^f_{n+1} + K(y^o_{n+1} + Hx^f_{n+1}) \tag{2.3}$$

dove n è il passo temporale e

$$y^o_{n+1} = H(x^t_{n+1}) + \varepsilon \tag{2.4}$$

sono le osservazioni correlate formalmente allo stato reale da un'equazione in cui H è l' operatore osservativo ed ε è l'errore delle osservazioni con media zero ($<\varepsilon>=0$) e matrice di covarianza R diagonale ($<\varepsilon_i(t)\varepsilon_i(t)>=R(t)$).

La matrice K di Kalman viene scritta

$$K = B^f_{n+1}H^T_{n+1}(H_{n+1}B^f_{n+1}H_{n+1} + R_{n+1})^{-1} \tag{2.5}$$

dove B è la matrice di covarianza dell' errore del modello e R quella delle osservazioni.

Il sistema di assimilazione sarà quindi dato dalle equazioni complessive

$$x^f_{n+1} = Mx^a_n \tag{2.6}$$

ovvero il modello prognostico che parte da una condizione iniziale di analisi;

$$B^f_{n+1} = MB^a_n M \tag{2.7}$$

l' evoluzione della matrice di covarianza dell' errore del modello;

$$K_{n+1} = B^f_{n+1} H^T_{n+1} (H_{n+1} B^f_{n+1} H_{n+1} + R_{n+1})^{-1} \tag{2.8}$$

$$x^a_{n+1} = x^f_{n+1} + K(y^o_{n+1} - H_{n+1} x^f_{n+1}) \tag{2.9}$$

La cosiddetta Interpolazione ottimale sostituisce la 2.7 con

$$B^f_{n+1} = D^{1/2}_{n+1} C D^{1/2}_{n+1} \tag{2.10}$$

dove solo le varianze dell'errore dello stato di base nella matrice diagonale D sono predette.

Lo schema di assimilazione usato nel progetto pilota dell 'MFS consiste di uno schema di interpolazione ottimale multivariato (cioè includente più di un campo fisico), chiamato SOFA , acronimo di System for Ocean Forecasting and Analysis (De Mey and Benkiran , 2000). Lo schema usa delle EOF (Empirical Orthogonal Function) calcolate a priori per semplificare il calcolo di K. Le EOF sono calcolate da dati di modello o sperimentali e contengono le relazioni fisiche e statistiche tra le variabili di temperatura e salinità. L'uso delle EOF permette di ridurre la complessità del calcolo delle correzioni tramite K e per questo la scelta di opportune EOF si rivela di fondamentale importanza.

La procedura di assimilazione dell' SLA si basa su una sola EOF multivariata che contiene informazioni sulle funzioni di flusso del campo barotropico, di T ed S e rimane uguale durante tutto l'anno (fig 2-9). Per l' assimilazione di XBT il Mar Mediterraneo è suddiviso in 13 regioni (fig 2-10) per ognuna delle

quali si usano 10 EOF multivariate per T ed S che cambiano a seconda delle stagioni e che correggono i campi di T e S del modello (fig 2-11, 2-12, 2-13, 2-14). L'operatore osservativo H per l' SLA è definito sulla base della formulazione della pressione sulla superficie nei modelli a superficie libera rigida, come spiegato da Pinardi et al ., 1995.

Le osservazioni di SLA e XBT sono assimilate sequenzialmente in due passi: la prima assimilazione per due settimane in modalità "filtro equidistante" e la seconda assimilazione per una settimana in modalità "filtro". La modalità filtro equidistante equivale a dire che l' analisi viene fatta avendo a disposizione sia dati nel passato che dati nel futuro rispetto al momento in cui si produce l' analisi. La modalità filtro invece corrisponde ad usare i dati solo nel passato rispetto al tempo fissato per l'analisi. I gruppi di dati assimilati con la prima e seconda modalità si alternano nel corso del tempo , ovvero una volta si assimilerà la SLA come "filtro equidistante" e gli XBT come "filtro" e la volta successiva il contrario .

L'SST è assimilata continuamente attraverso la correzione del flusso di calore totale alla superficie :

$$Q_t^M = Q_t^D + C(SST^D - SST^{M)} \tag{2.11}$$

dove $\mathrm{Q_t^D}$ è il flusso totale di calore alla superficie calcolata usando il forzante meteorologico, $\mathrm{Q_t^M}$ è il flusso totale di calore alla superficie usato nelle simulazioni del modello, $\mathrm{SST^D}$ sono le osservazioni da satellite di SST e $\mathrm{SST^M}$ è l'SST del modello . La costante empirica C è stata posta uguale a 70 $\mathrm{Wm^{-2}K^{-1}}$.

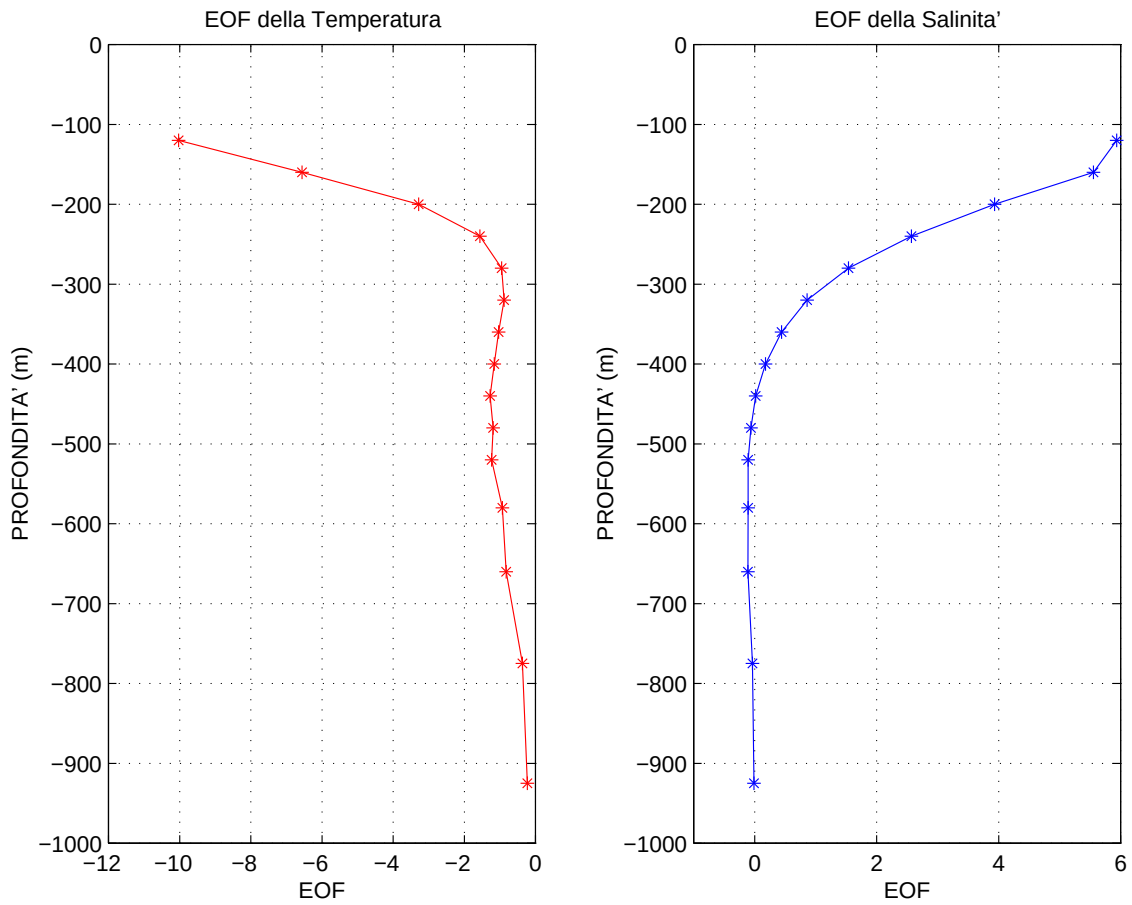

Figura 2-9: EOF per l' assimilazione di dati di SLA calcolate sui dati di una simulazione fatta per il periodo 1993-1997

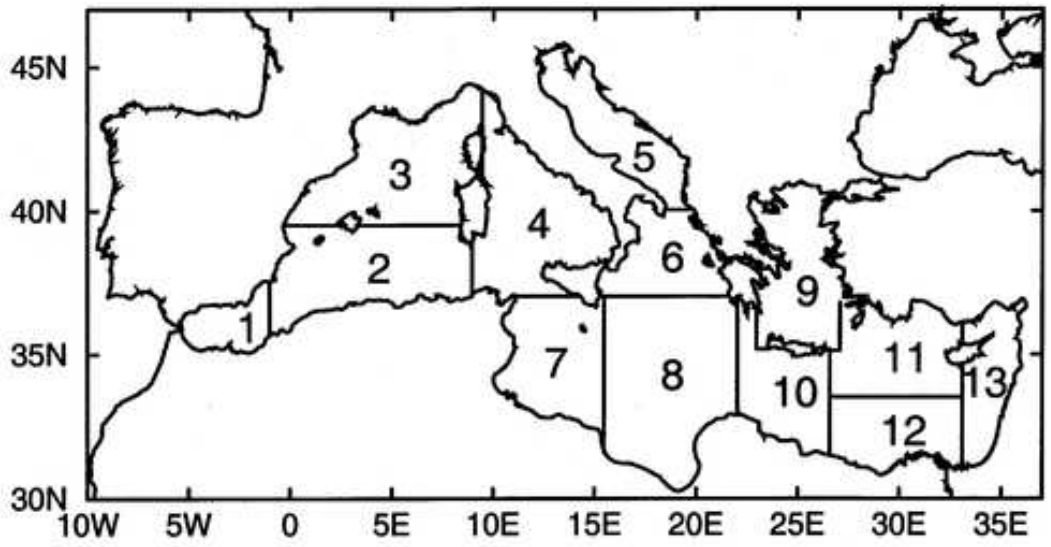

Figura 2-10: Regioni usate nel calcolo degli operatori della riduzione verticale della matrice K di Kalman e per il calcolo dell' assimilazione.

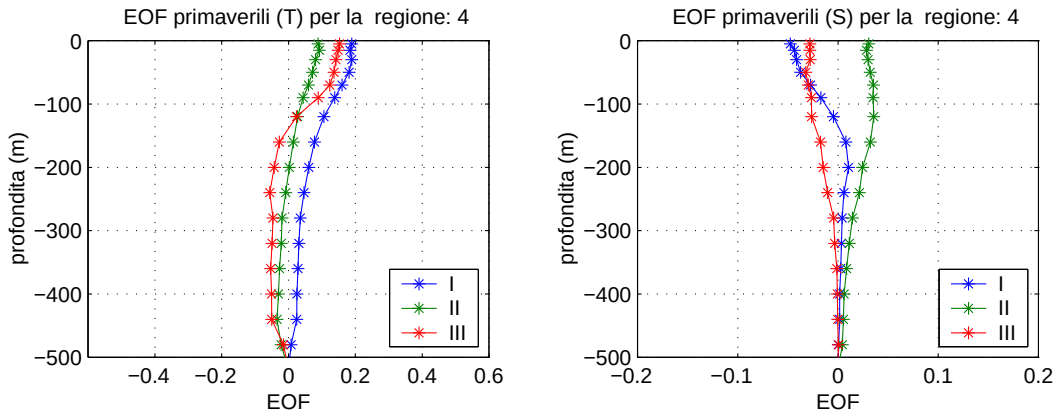

Figura 2-11: Eof primaverili per T ed S. Vengono riportati i primi tre modi in cui si ritiene che sia contenuta la più alta percentuale di variabilità

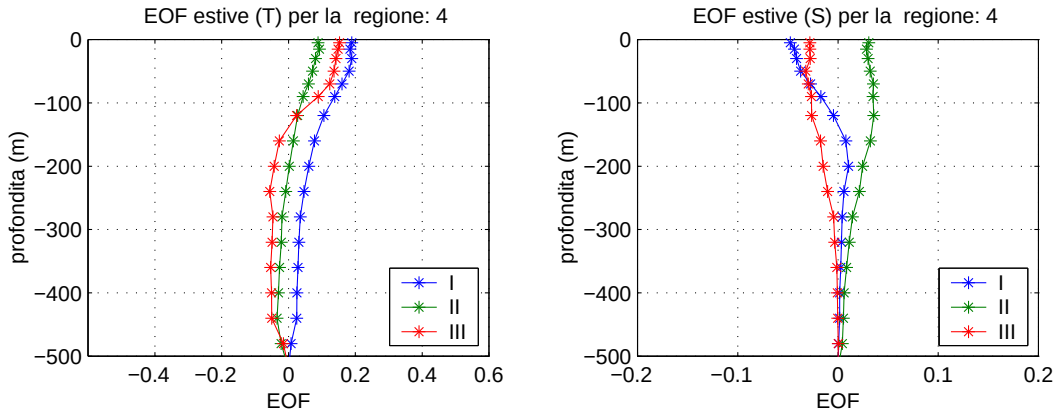

Figura 2-12: EOF estive per T ed S.

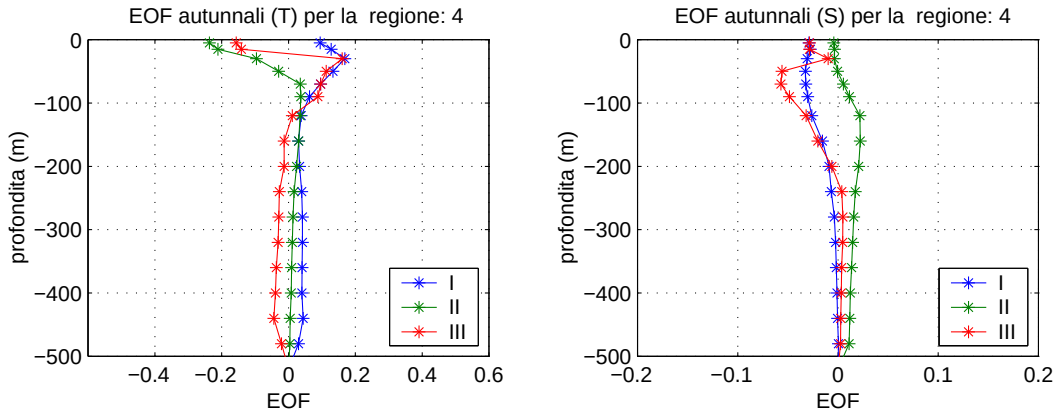

Figura 2-13: EOF autunnali per T ed S.

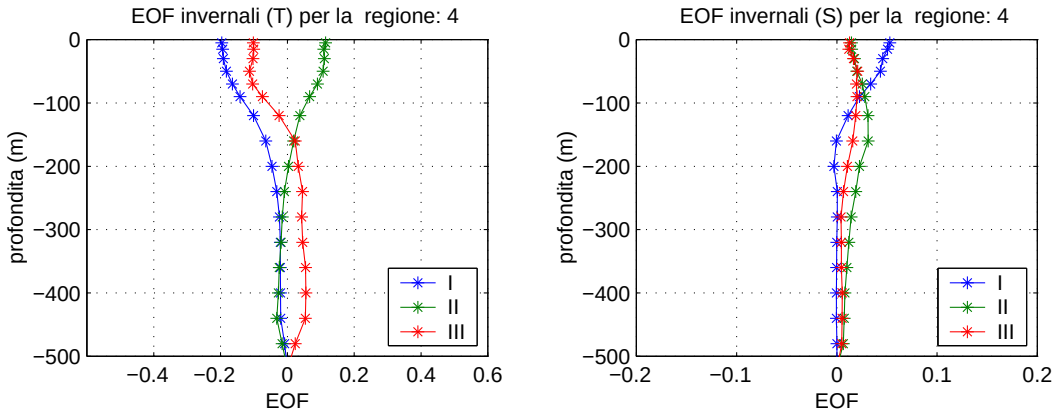

Figura 2-14: EOF invernali per T ed S.

2.3 Il modello numerico

Il modello usato è un OGCM costruito al Geophisical Fluid Dynamics Laboratory di Princeton, New Jersey, USA.

Il modello, composto da equazioni primitive tridimensionali, fu elaborato all' inizio da Bryan (1969), implementato in FORTRAN avanzato più avanti da Cox (1984), succcessivamente ripreso da Pocanowsky, Dixon e Rosati (1991) ed infine implementato nel Mediterraneo (Pinardi and Masetti, 2000).

Il MOM è una versione alle differenze finite delle equazioni primitive dell' oceano, che governano la circolazione dell' oceano di larga scala. Come descritto da Bryan (1969), le equazioni consistono delle equazioni di Navier Stokes soggette ad alcune approssimazioni fondamentali. La prima, l'approssimazione di Boussinesq è giustificata per un modello dell' oceano di larga scala sulla base di variazioni relativamente piccole all' interno dell' oceano nella densità e permette di trattare un fluido come incomprimibile, il che esclude le onde sonore. L'approssimazione idrostatica implica invece che il gradiente di pressione verticale sia legato solo alla densità. Ulteriore approssimazione è quella di superficie libera rigida per filtrare le onde di gravità esterne, la cui velocità ($\sim$250 m/s) pone una severa limitazione all' economicità della risoluzione numerica delle equazioni.

Per considerare i procesi di sottogriglia si fà un' ipotesi di viscosità e diffusività turbolenta secondo la quale l'effetto di moto di sottogriglia sui moti

di scala più ampia può essere spiegato in termini di coefficienti di rimescolamento turbolento. Nella versione del modello usata in questa tesi, la viscosità e la diffusione orizzontale, supposte uguali per i traccianti T ed S, si assume che siano biarmoniche con coefficienti di 5 10^{17}cm^4/sec (A_h) e 1.5 10^{18}cm^4/sec (K_h) rispettivamente. La componente verticale di viscosità e diffusione usa un coefficiente costante uguale a 1.5 cm^2/sec (A_V) e 0.3 cm^2/sec (K_V). L'aggiustamento convettivo, utilizzato per il rimescolamento verticale, è usato insieme alla diffusione verticale costante e fatto funzionare ad ogni time step temporale. L'aggiustamento convettivo è fatto con lo schema dello strato adiacente. Lo step temporale del modello è di 900 secondi.

Le variabili prognostiche sono i due traccianti attivi di T potenziale e di salinità, le due componenti della velocità orizzontale e la pressione alla superficie del mare, da cui si ricava l'altezza della superficie libera ($p_S=\rho_0 gh$).

Le equazioni primitive risolte dal modello sono quindi, considerando un sistema di coordinate sferiche (λ,φ,z)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + Lu - \frac{uvtan\varphi}{a} - fv = -\frac{1}{\rho_0 acos\varphi}\frac{\partial p}{\partial \lambda} + A_v\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + F_\lambda \tag{2.12}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + Lv + \frac{u^2 tan\varphi}{a} + fu = -\frac{1}{\rho_0 a}\frac{\partial p}{\partial \varphi} + A_v\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + F_\varphi \tag{2.13}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \tag{2.14}$$

$$\frac{1}{acos\varphi}\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{acos\varphi}\frac{\partial (vcos\varphi)}{\partial \varphi} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{2.15}$$

con f=$2\Omega sen\vartheta$(con Ω =velocità angolare della terra , ϑ=latitudine) e a raggio della Terra

$$F_\lambda = -A_h \nabla^4 u \tag{2.16}$$

$$F_\varphi = -A_h \nabla^4 v \tag{2.17}$$

A queste tre equazioni si aggiungono le equazioni per la temperatura potenziale T e la salinità S

$$\frac{\partial T}{\partial t} + LT = K_h\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + F_T \tag{2.18}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + LS = K_h\frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + F_S \tag{2.19}$$

con

$$F_T = -K_h \nabla^4 T \tag{2.20}$$

$$F_S = -K_h \nabla^4 S \tag{2.21}$$

Nella scrittura delle equazioni si è fatto uso della seguente notazione per l'operatore di avvezione

$$L(\sigma) = \frac{1}{acos\varphi}\frac{\partial(u\sigma)}{\partial\lambda} + \frac{1}{acos\varphi}\frac{\partial(cos\varphi v\sigma)}{\partial\lambda} + \frac{\partial(w\sigma)}{\partial z} \tag{2.22}$$

Questo sistema di equazioni è chiuso da un'equazione di stato nella forma

$$\rho = \rho(T, S, p) \tag{2.23}$$

e completato da un set di condizioni iniziali e di condizioni al contorno.

Le condizioni iniziali per le previsioni sono le analisi di T ed S provenienti dall' assimilazione dei dati descritta in precedenza.

Per le condizioni al contorno sulla verticale, alla superficie dell' oceano, secondo l'approssimazione di superficie libera rigida, non avendo oscillazione della superficie libera η avremo

$$w = 0$$

In questo modo vengono filtrate via le onde di gravità esterne di alta frequenza senza incidere sui fenomeni di frequenza più bassa nei quali è concentrata la maggior parte dell' energia. Sempre alla superficie avremo per il flusso di calore

$$K_v \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{c_p \rho} \tag{2.24}$$

e per il flusso di sale

$$K_v \frac{\partial S}{\partial z} = \lambda \Delta z_1 (S_0 - S) \tag{2.25}$$

dove c_p è il calore specifico dell'acqua,Q è il flusso di calore netto, S_0 è la salinità alla superficie, S è una salinità climatologica, λ è una costante dimensionale pari ad un inverso del tempo e Δz_1 è la profondità del primo strato del

modello (10 metri). Infine avremo

$$A_v \frac{\partial \overrightarrow{u}}{\partial z} = \overrightarrow{\tau}_w \tag{2.26}$$

dove $\overrightarrow{\tau}_w$ è lo sforzo del vento.

Al fondo dell'oceano si assume che i flussi di momento, calore e sale siano nulli. Ai contorni laterali chiusi (coste) si assume la condizione di *no-slip,* ovvero (u,v)=0 e flussi di traccianti nulli, ovvero $\frac{\partial S}{\partial n} = \frac{\partial T}{\partial n} = 0$ dove $\frac{\partial}{\partial n}$è la derivata locale normale alla parete.

Il modello è implementato nel Mediterraneo a 1/8°x 1/8° di risoluzione, con una discretizzazione consistente di coordinate spaziali fissate nel tempo, con superfici di profondità costanti (31 livelli da 5 m a 3850 m) determinanti la discretizzazione verticale. La batimetria di fondo è stata dedotta dall' insieme dei dati a 1/60° di grado di risoluzione ed è stata disegnata manualmente per parametrizzare i passaggi dello Stretto di Gibilterra alla risoluzione data (fig 2-15). Lo stretto di Gibilterra si assume che sia composto da 3 punti griglia latitudinali, 4 longitudinali e che l' Atlantico si estenda per 0.5 x 0.375 gradi. Il sistema a due strati dello Stretto di Gibilterra è parametrizzato da un rilassamento di T ed S alla media annuale a cominciare dal primo punto griglia ad Ovest dello Stretto stesso. Il rilassamento è fissato per tutti i livelli garantendo la variabilità del flusso in entrata ed in uscita.

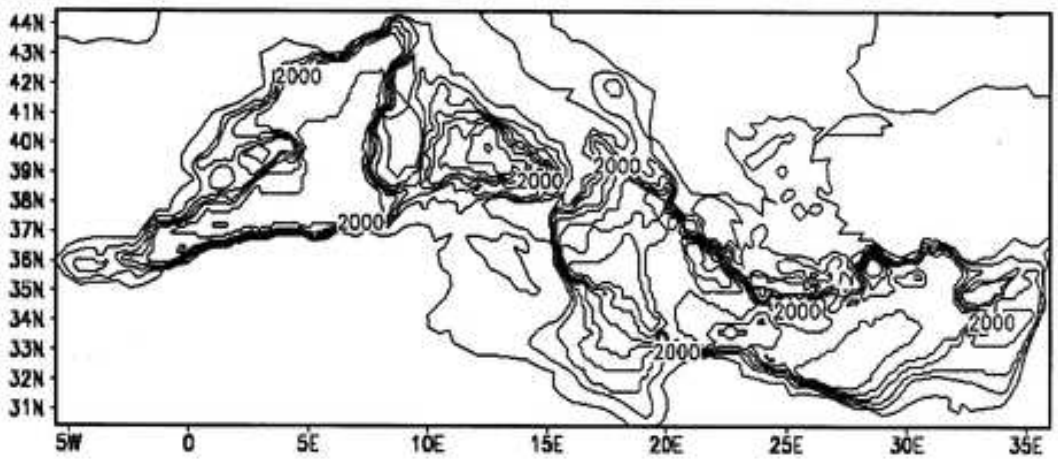

Figura 2-15: Topografia del modello

2.4 Le previsioni operative del Mediterraneo

La previsione del Mediterraneo è realizzata una volta a settimana per i successivi 10 giorni. La procedura di previsione si articola in tre passi fondamentali :

1. collezione dei dati relativi al forzante atmosferico (sia per l'analisi che per la previsione) ed alle osservazioni di SLA, SST e XBT;

2. produzione dell' analisi, fatta con il relativo forzante atmosferico, e con l'assimilazione dei dati delle misure disponibili, al fine di inizializzare la previsione;

3. produzione della previsione a partire dall'analisi e usando il relativo forzante atmosferico.

I campi dinamici predetti sono quelli della velocità, della temperatura e della salinità oltre che il trasporto agli Stretti, la profondità dello strato rimescolato, ecc.

Capitolo 3

Descrizione degli esperimenti in termini di variabilità e consistenza

3.1 Esperimenti numerici

In questo lavoro di tesi sono stati condotti due esperimenti, ognuno dei quali ha interessato un intervallo temporale di sette mesi, esattamente dal 4 aprile 2000 al 31 ottobre 2000. In entrambi è stato preso in considerazione il modello descritto nel paragrafo 1.3, con la differenza che nel primo esperimento, al quale ci riferiremo come esperimento centrale, il modello è stato inizializzato attraverso l'assimilazione sia dei dati di SLA che dei dati di XBT in modalità sia di "filtro equidistante" che di "filtro", mentre nel secondo il modello è stato inizializzato tramite la sola assimilazione di dati di XBT in sola modalità "filtro". Il secondo esperimento ha avuto come scopo principale quello di evidenziare quanto l'assimilazione di dati di SLA contribuisca alla migliore risoluzione orizzontale della circolazione e della dinamica di mesoscala nel bacino del Mediterraneo.

Esperimento	Dati Assimilati	Modalità di assimilazione
Esperimento centrale	XBT, SLA	filtro equidistante e filtro
Esperimento 2	XBT	filtro

Tabella 3.1: Tabella degli esperimenti

3.2 Variabilità della circolazione superficiale nell'esperimento centrale

In questa sessione vengono discussi i risultati dell'esperimento centrale per la circolazione superficiale del Mediterraneo in termini di variabilità, prendendo in considerazione l'andamento mensile dell' altezza della superficie libera, della velocità superficiale (5 m) e della temperatura superficiale, ovvero di parametri che permettono di considerare le tipiche strutture dinamiche e termiche.

In Fig 3-1, 3-2 viene presa in considerazione l'evoluzione temporale dell'altezza della superficie libera, alla quale viene associato l'andamento della velocità superficiale.

Si possono subito notare le strutture caratteristiche del Mediterraneo riportate da molti autori.

Fissando l'attenzione sul bacino occidentale, si può osservare il flusso di acqua Atlantica che entra da Gibilterra formando nel Mare di Alboran alcuni giri anticiclonici. Questi nel corso del tempo tendono a spostarsi verso Est formando la corrente Algerina, che rimane confinata lungo le coste africane e che a sua volta diventa instabile dando luogo ad alcuni giri anticiclonici che aumentano di dimensioni, come evidenziato dalla media di settembre ed ottobre. Nei mesi compresi tra luglio ed ottobre il flusso di acqua Atlantica da Gibilterra si sposta anche più verso Nord interessando la regione delle isole delle Baleari. Spostandosi verso Est l'acqua Atlantica entra poi nel Mar Tirreno, attraverso il canale di Sardegna, formando una corrente lungo la costa orientale del bacino, come risulta ben visibile nei mesi di maggio, giugno e luglio, per poi sconfinare nel mar Ligure. Una parte di questo flusso sembra tornare indietro verso Sud in corrispondenza dello Stretto di Bonifacio e l'altra parte forma un piccolo giro anticiclonico, visibile nella media mensile di giugno. La circolazione diventa maggiormente anticiclonica nei mesi di agosto, settembre ed ottobre come documentato in precedenti studi della circolazione (Pinardi e Navarra, 1993).

Nella parte centrale del bacino Tirrenico si osserva una circolazione ciclonica nei mesi di maggio e giugno che tende a restringersi verso Ovest nei mesi di agosto e settembre, lasciando allargarsi la circolazione anticiclonica originariamente

lungo le coste italiane e poi dominante in tutta la parte Est del bacino nei mesi di agosto, settembre e ottobre.

Sempre nel Tirreno è visibile un vortice anticiclonico che si sposta nel corso dei mesi dalle coste della Calabria (maggio) al centro del bacino (settembre): si tratta di un giro anticiclonico estivo, esempio di un vortice stagionale forse ricorrente. Nel mese di ottobre l'area anticiclonica settentrionale raggiunge la sua massima espansione e la sua parte meridionale sembra ritornare più vicino alle coste siciliane. Nel bacino Provenzale si rileva la circolazione ciclonica con la corrente Liguro-Provenzale lungo la costa. Nei mesi di agosto, settembre e ottobre il Mare Catalano sembra essere sede di una debole circolazione anticiclonica.

Spostandosi più ad Est, il flusso di acqua Atlantica attraversa il Mar Ionio dove si osserva una struttura ciclonica ben stabile nella parte settentrionale ed una struttura con più giri anticiclonici nella parte meridionale dei quali il più stabile per intensità e posizione sembra essere quello corrispondente al giro anticiclonico del Golfo della Sirte. Il flusso atlantico segue poi le coste africane e si dirama verso l'Asia a formare i due giri anticiclonici di Shikmona e Mersa-Matruh che si intensificano nel corso dei mesi estivi . Nel bacino levantino si osserva il grande giro ciclonico di Rodi, compreso tra l'isola di Creta e quella di Cipro, che si mantiene costante e nello spazio e nell'intensità per tutti i mesi considerati.

Nel Mar Egeo si osserva una struttura ciclonica, a sud dello Stretto di Dardanelli, mentre la parte più settentrionale è interessata da due giri anticiclonici che raggiungono la loro massima intensità nel mese di agosto.

Interessante è la situazione della regione del bacino Adriatico dove si osserva una marcata intensificazione nel corso dei mesi considerati del giro ciclonico in corrispondenza dello stretto di Otranto e del giro ciclonico del Sud Adriatico.

Accanto a questa interpretazione dinamica della circolazione superficiale si può considerare anche una interpretazione termica, tenendo conto dell'andamento della temperatura della superficie del mare (SST) (Fig 3-3, 3-4), che permette di evidenziare le zone di formazione delle masse d'acqua e la loro evoluzione temporale.

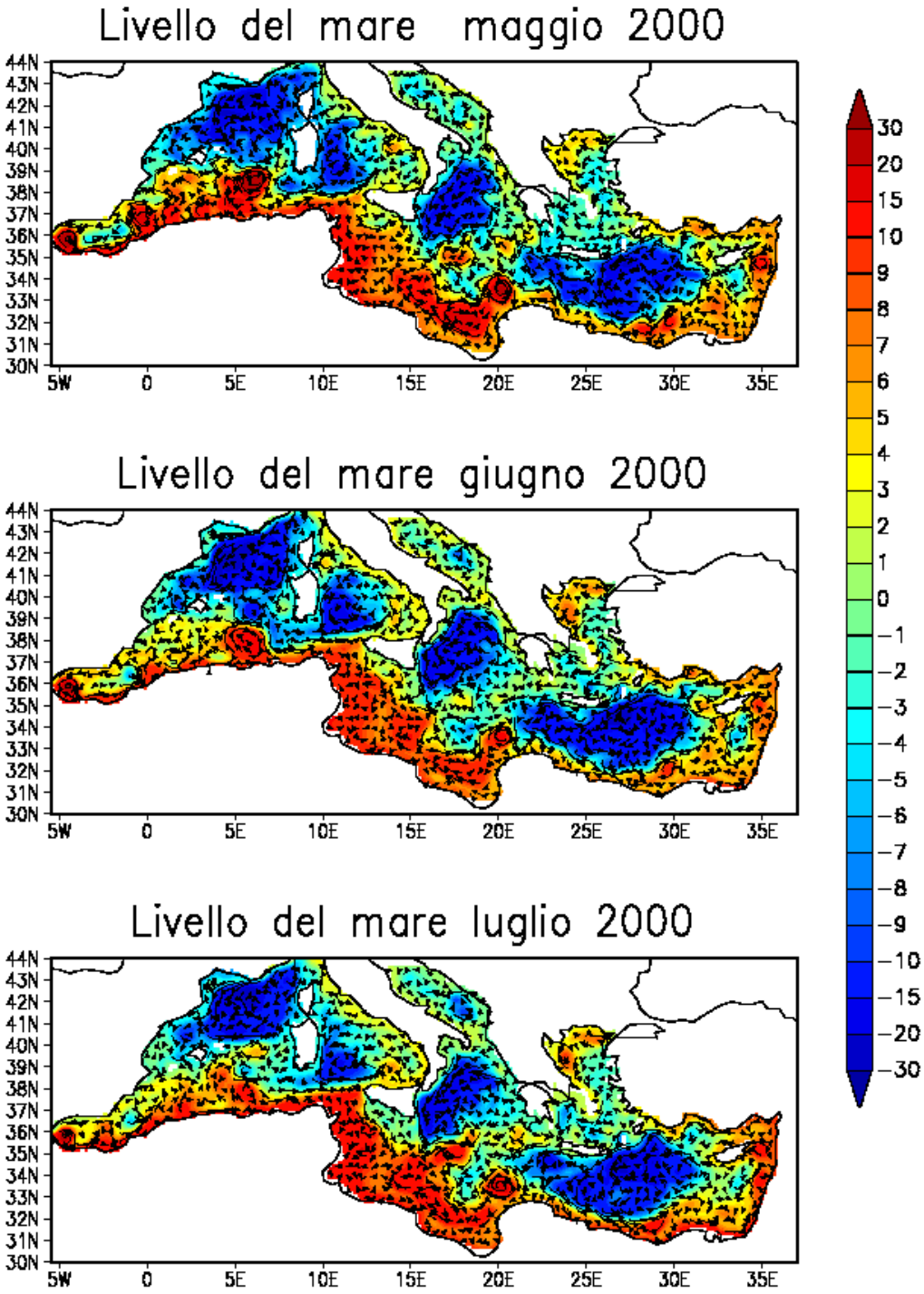

Figura 3-1: Andamento mensile dell'altezza della superficie libera e della velocità superficiale per l'esperimento centrale. I risultati sono mostrati per la media mensile di ciascun mese del 2000.

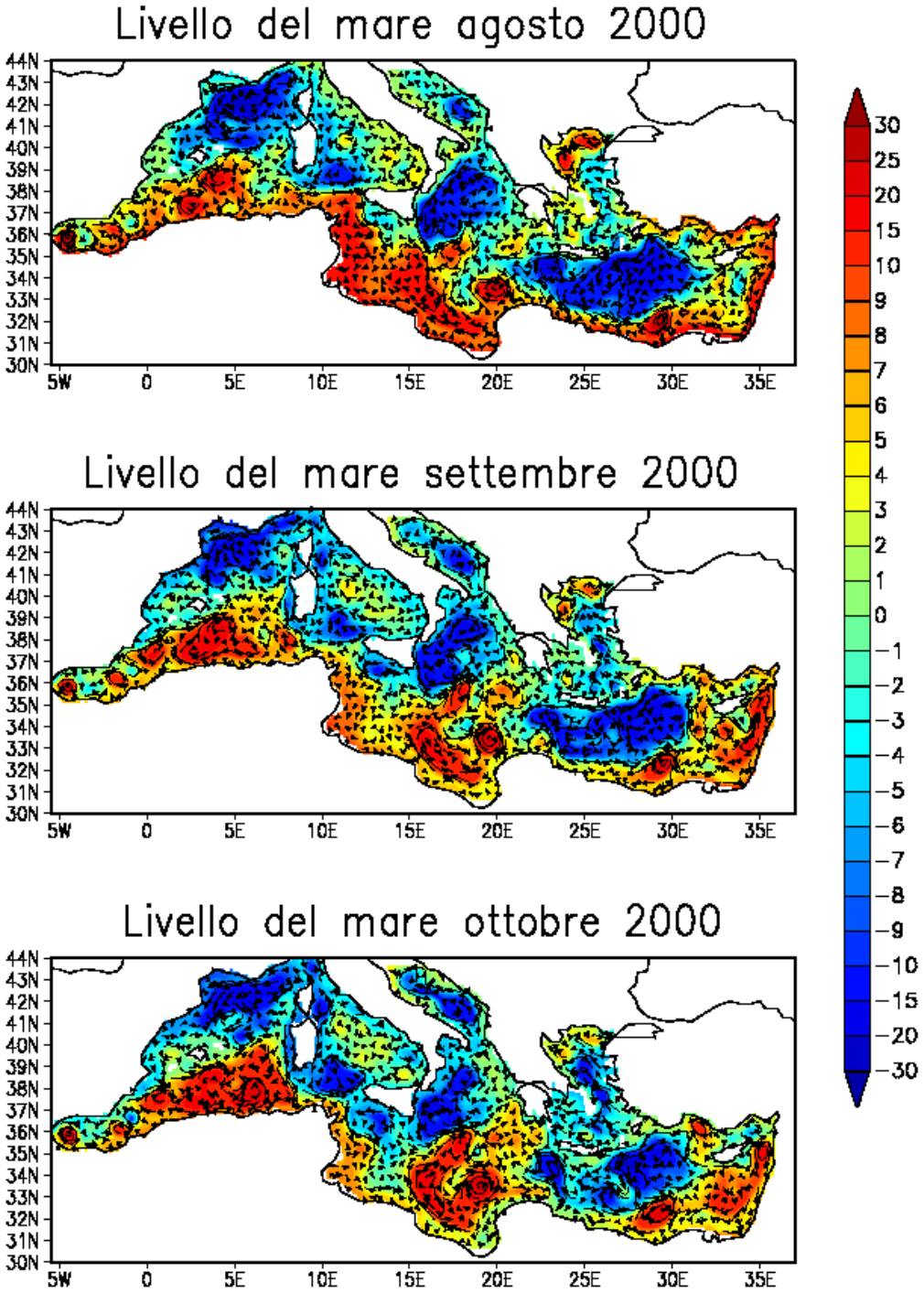

Figura 3-2: Andamento mensile dell'altezza della superficie libera e della velocità superficiale per l'esperimento centrale. I risultati sono mostrati per la media mensile di ciascun mese del 2000.

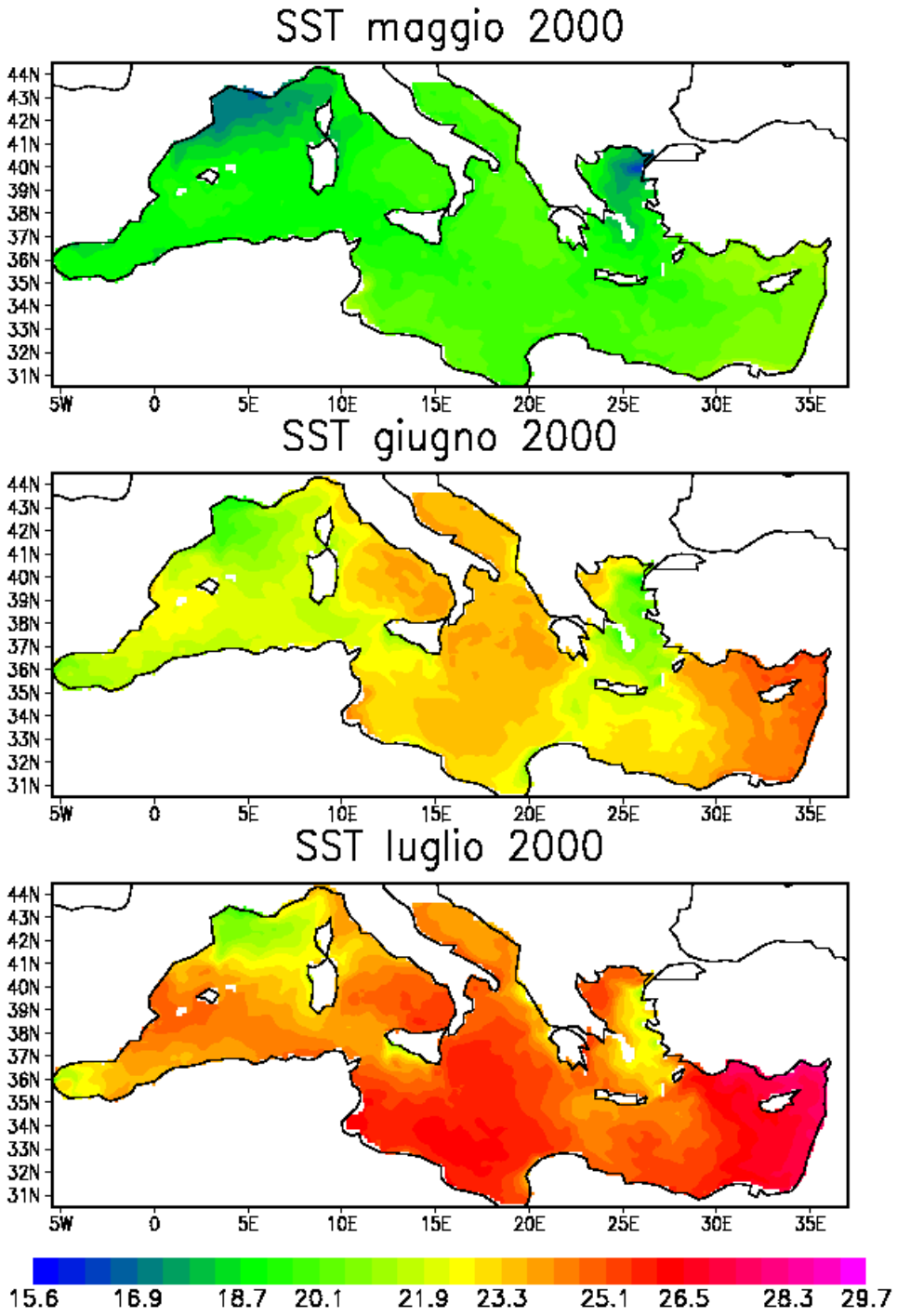

Figura 3-3: Andamento mensile della temperatura superficiale per l'esperimento centrale.

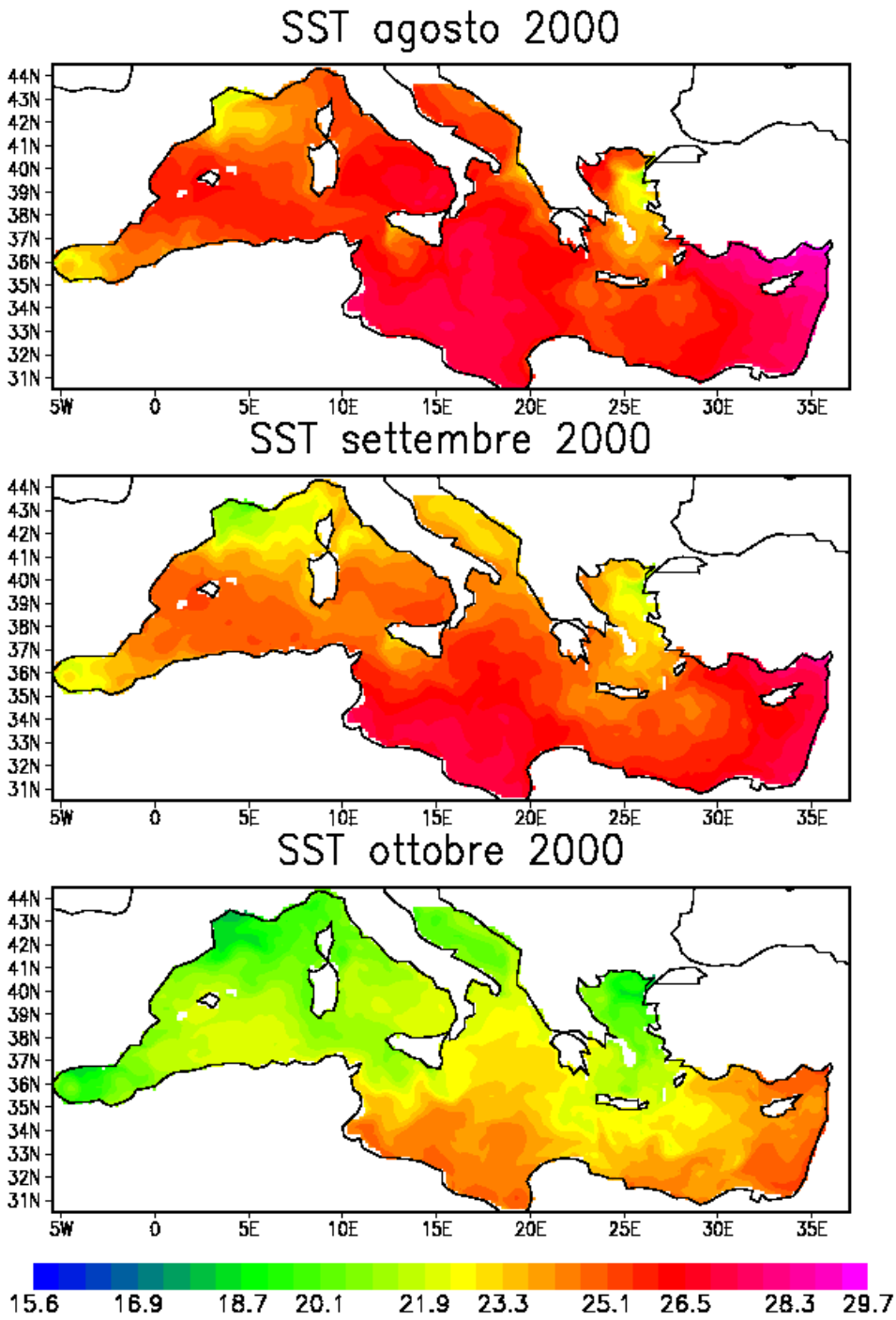

Figura 3-4: Andamento mensile della temperatura superficiale per l'esperimento centrale.

Quello che si osserva, considerando l'evoluzione temporale della SST da maggio ad ottobre è innanzitutto un ciclo "stagionale" con un progressivo riscaldamento del bacino nei mesi estivi di giugno, luglio, agosto e settembre ed un' inversione di tendenza in ottobre quando si osserva un brusco calo di temperatura.

Nella parte del bacino compresa al di sotto dei 37°Nord la temperatura inoltre si mantiene più costante e soprattutto più alta rispetto a quella del bacino sopra i 37°Nord: qui si osserva una temperatura superiore ai 20°C con punte massime in agosto e in settembre che possono essere ricollegate alla formazione dell' acqua superficiale del bacino.

3.3 La circolazione intermedia e profonda nell'esperimento centrale

È stata presa in considerazione la struttura orizzontale della circolazione a 280 m e 660 m tramite mappe di traiettorie di particelle trasportate dalle correnti.

Le strutture individuate nel corso dei mesi analizzando i campi di velocità a 280 m (Fig 3-5, 3-6) sono quelle dell'acqua Levantina intermedia (LIW) che trae origine dal giro di Rodi e si snoda poi, ramificandosi, nel bacino occidentale.

La ramificazione avvviene in corrispondenza del Peloponneso, all'altezza del quale un ramo risale verso il bacino Adriatico ed un ramo invece attraversa lo Ionio e poi il Canale di Sicilia. Il ramo che risale verso l'Adriatico costeggia la Grecia e l'Albania e si fonde con il giro ciclonico presente nel Sud dell'Adriatico.

Il ramo del Canale di Sicilia percorre il centro dello Stretto (a Sud di Malta) e si insinua nel bacino del Tirreno confluendo nella struttura ciclonica, già osservata in superficie, dalla quale fuoriesce a Sud della Sardegna. Se si confronta la direzione della circolazione superficiale con la direzione della circolazione a 280 m nel Canale di Sicilia si osserva come le due abbiano direzione opposta.

Successivamente, costeggiando la Sardegna occidentale, la LIW risale verso il bacino Liguro-Provenzale, contribuendo, con il suo apporto di acqua salata nel Golfo del Leone, alla formazione delle acque profonde al centro del ciclone, per poi ridiscendere, seguendo le coste catalane verso lo stretto di Gibilterra.

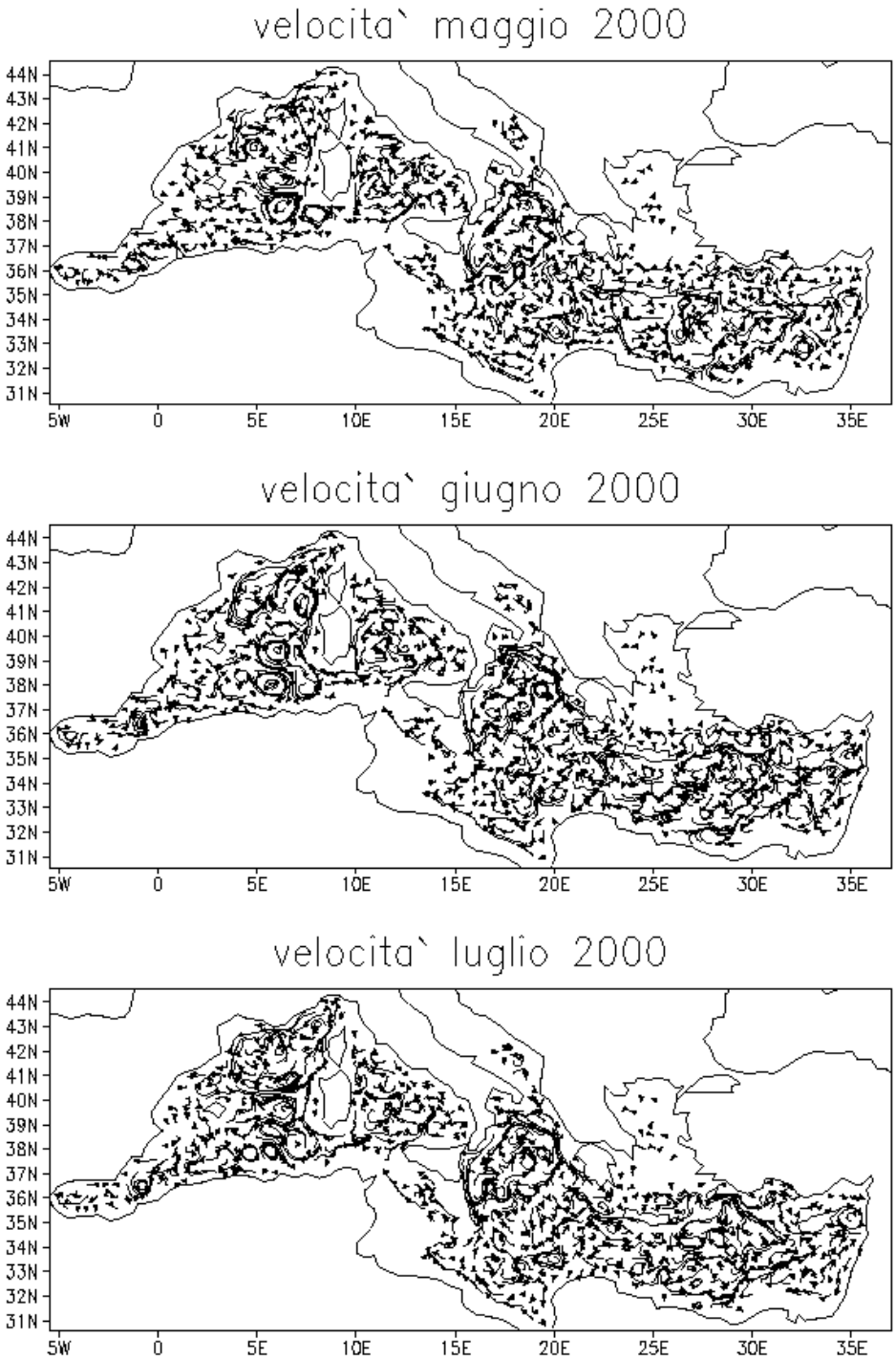

Figura 3-5: Andamento della circolazione intermedia (280 m), nell'esperimento centrale per le medie mensili dell'anno 2000.

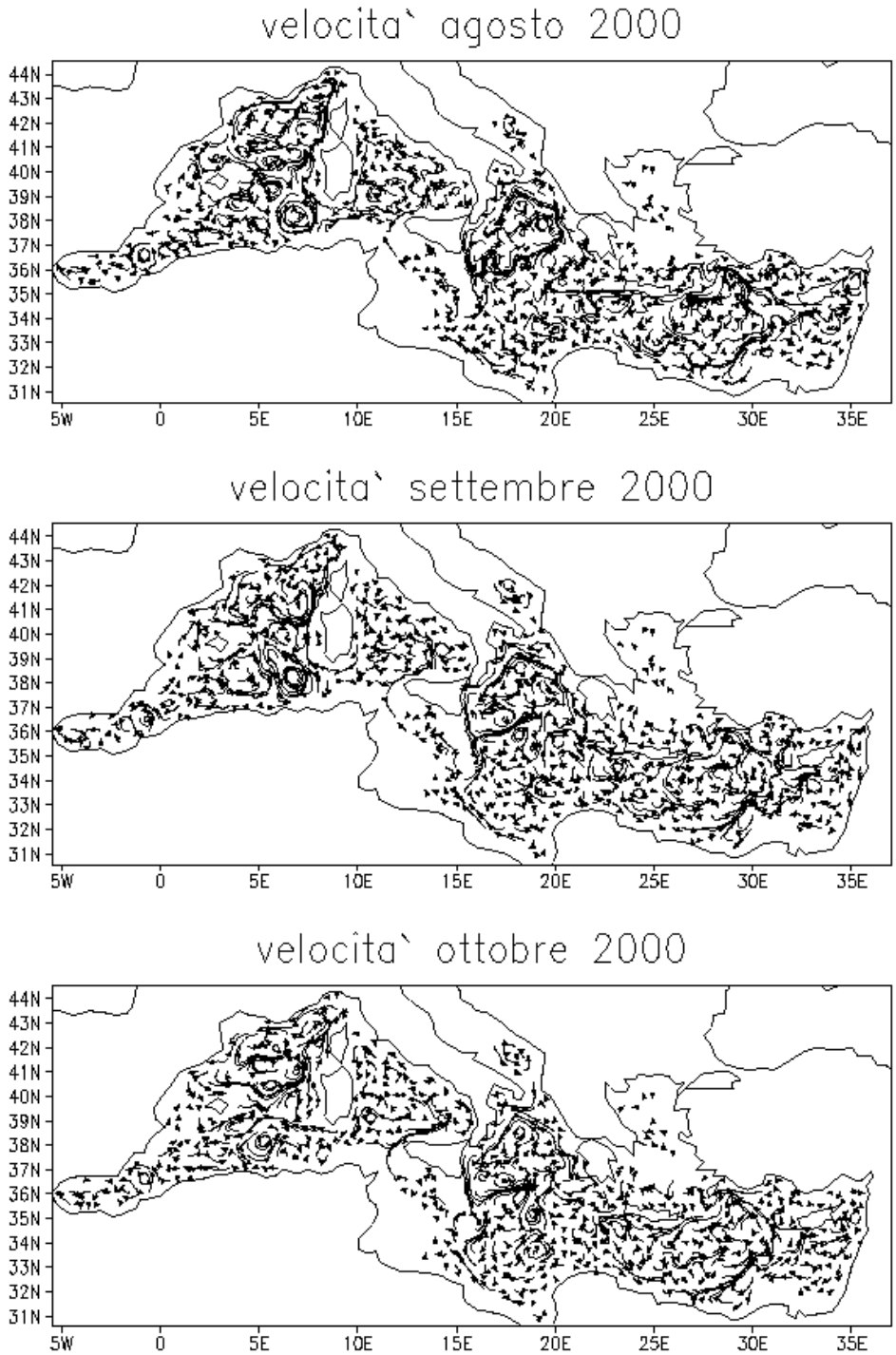

Figura 3-6: Andamento della circolazione intermedia (280 m), nell'esperimento centrale per le medie mensili dell'anno 2000.

Osservando il suo andamento in prossimità del Golfo del Leone per i mesi di giugno ed in particolare di settembre, si può notare come la LIW si richiuda quasi su se stessa, con un ramo che ritorna verso la costa della Corsica.

Accanto a questa circolazione, sempre a 280 m , si osservano vortici anticiclonici nella parte meridionale del bacino Provenzale, più marcati nei mesi di giugno e di settembre, mese nel quale si fondono in un unico giro. Tali vortici sono stati già documentati da Millot (1985), come mostrato in Fig 3-7 e sono nelle nostre simulazioni il risultato delle instabilità della corrente Algerina.

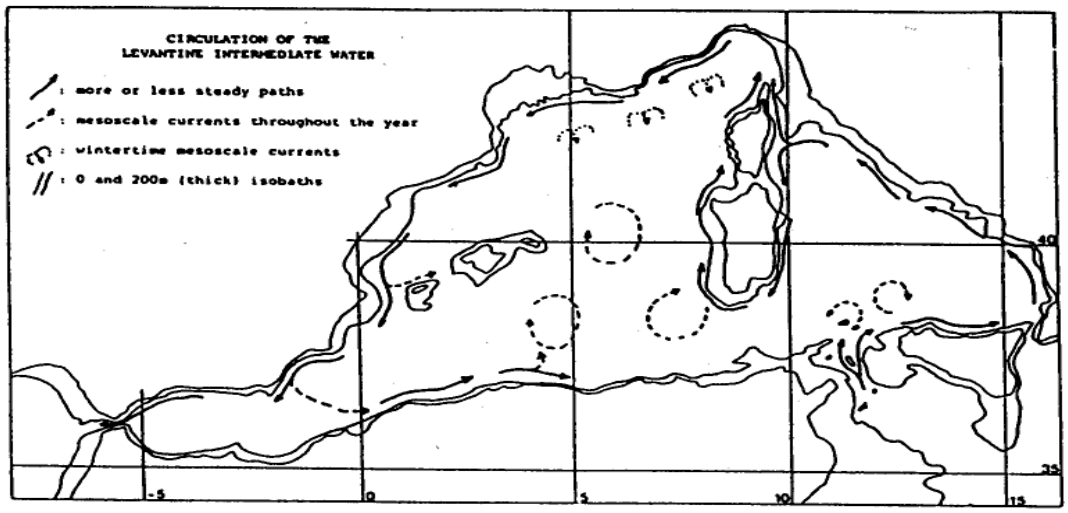

Figura 3-7: Schema della circolazione della LIW nel Mediterraneo occidentale (Millot,1994).

Analizzando l'andamento della circolazione a 660 m (Fig 3-7, 3-8) di profondità ciò che balza subito all' occhio è la netta separazione dei due bacini, quello occidentale e quello orientale, operato dal Canale di Sicilia, che impedisce alle masse d' acqua profonde di mescolarsi tra di loro.

A questa profondità le correnti sono più omogenee e consistenti con le direzioni delle correnti alla superficie fatta eccezione lungo la costa algerina, dove si osserva una corrente diretta verso lo stretto di Gibilterra. Come era da aspettarsi, la circolazione profonda consiste di una serie di vortici disconnessi ed il "segno" delle maggiori correnti alla superficie è presente in segmenti e flussi attorno ai vortici o giri principali. Nel bacino Provenzale si osserva un vortice anticiclonico ad Ovest della Sardegna, più nitido nei mesi di giugno, agosto e settembre.

Inoltre, rispetto alla velocità a 280 m, interessante è notare come la corrente lungo il lato occidentale della Sardegna sia ora in direzione Sud.

Nel Tirreno, rispetto al campo di velocità a 280 m, si osserva un giro anticiclonico nella parte Ovest del bacino ed una parziale inversione della direzione delle correnti lungo le coste italiane.

Nel bacino Levantino la corrente dell' Asia Minore risulta essere opposta a quella che si osserva in superficie. Il bacino Ionico è ancora occupato da un giro ciclonico che però appare debole.

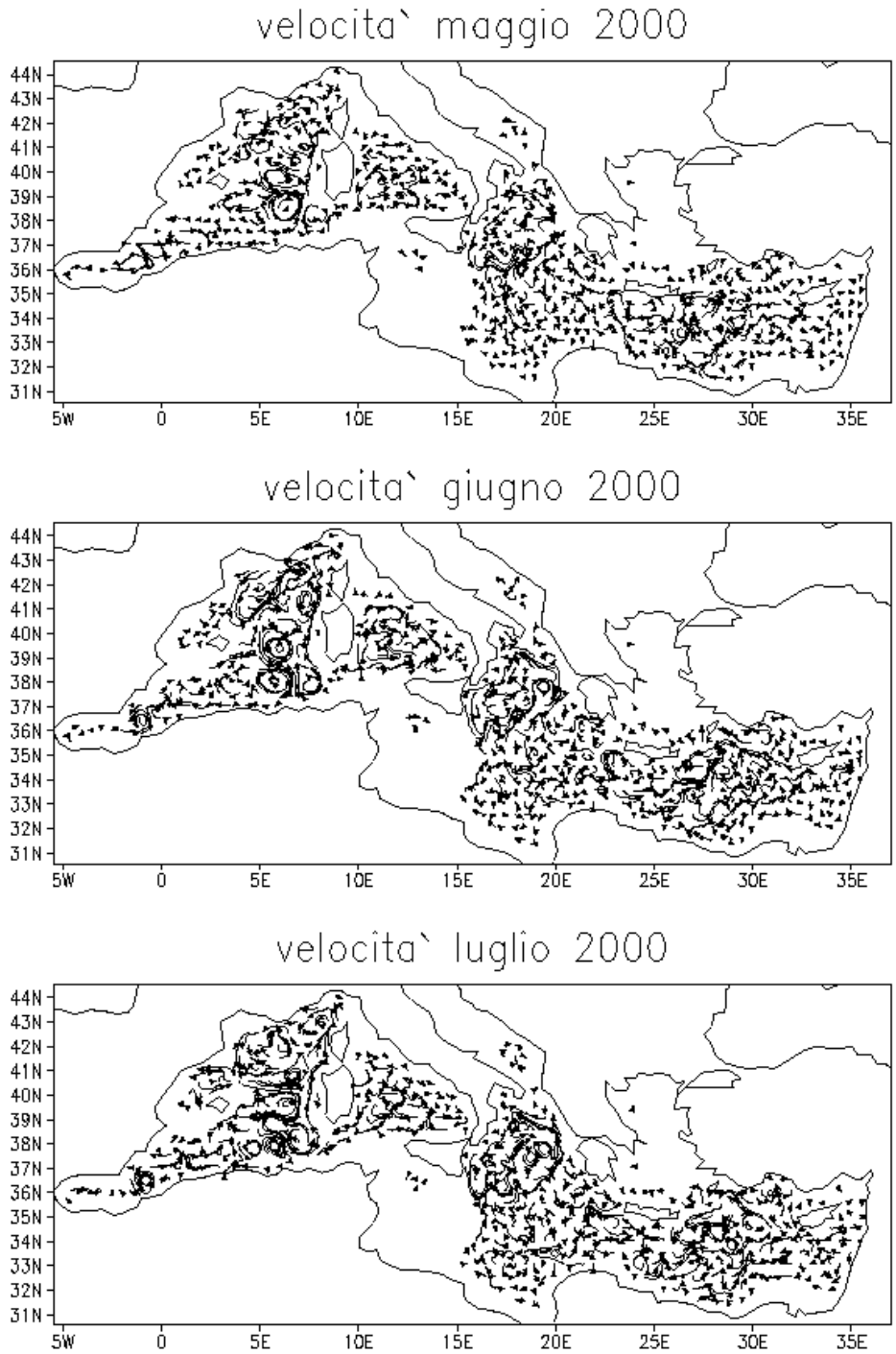

Figura 3-8: Andamento della circolazione profonda (660 m) nell'esperimento centrale.

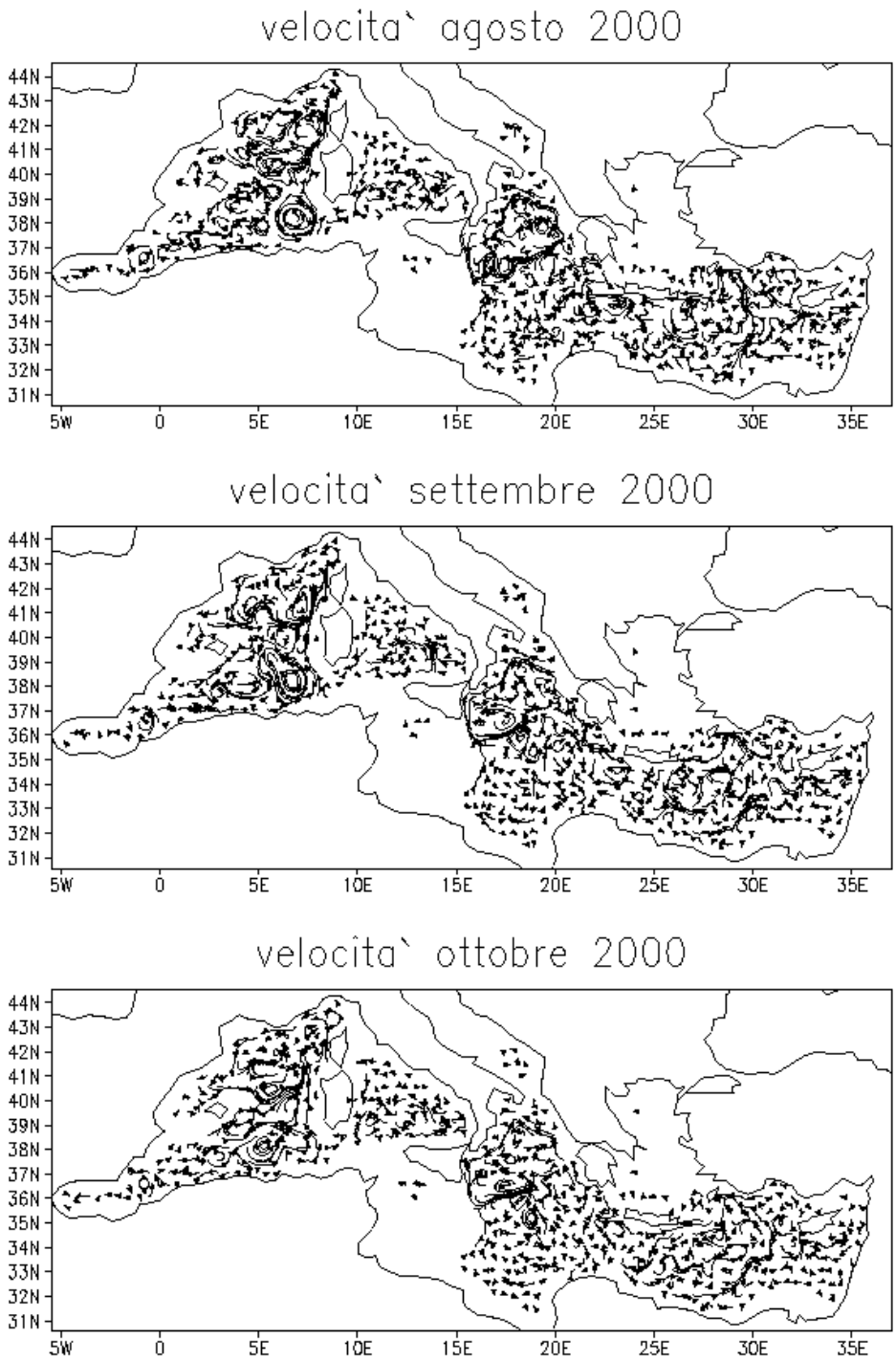

Figura 3-9: Andamento della circolazione profonda (660 m) nell'esperimento centrale.

3.4 La circolazione nell'esperimento 2

In questo secondo esperimento il modello è stato inizializzato solo tramite l' assimilazione dei dati di XBT in modalità "filtro". Questo secondo esperimento è stato condotto al fine di valutare l' impatto che l' assimilazione contemporanea dei dati di SLA e di XBT ha sul modello e quanto l'assimilazione dei dati di SLA influisca sulla risoluzione della circolazione.

Dal confronto della superficie libera risultante dall' esperimento centrale (Fig 3-1, 3-2) con la superficie libera risultante dell'esperimento 2 (Fig 3-10, 3-11), si rileva come in entrambi i casi siano presenti le strutture principali della circolazione superficiale, anche se esse sembrano essere meglio risolte nella loro evoluzione spaziale e temporale nel caso dell' assimilazione congiunta di XBT e SLA. È chiaro infatti che la circolazione mostra un segnale di mesoscala nel caso dell'esperimento centrale molto più evidente.

Nel caso della sola assimilazione di XBT quello che si osserva è una struttura più omogenea della circolazione in cui non vengono riprodotte correttamente alcune strutture dinamiche di piccola scala.

Confrontando la media di maggio, luglio e settembre dell'esperimento centrale con le medie degli stessi mesi dell'esperimento 2, quello che si osserva è una definizione migliore delle strutture circolazione nel bacino Levantino. Nel caso dell'esperimento centrale infatti sono presenti i giri di Shikmona e Mersa-Matruh che invece appaiono spostati e sottostimati nel secondo esperimento. Sempre nell'esperimento centrale il giro di Rodi appare più definito spazialmente rispetto al secondo esperimento dove invece sembra occupare un' area più ampia. Altre zone in cui si osservano le differenze sono quelle della corrente Algerina, che nel caso dell'esperimento centrale è più accostata al continente Africano e quelle della Corrente Atlantica n el Mar Ionio con una migliore definizione del giro ciclonico. Differenze di intensità delle strutture si osservano anche nel caso del bacino dell'Adriatico dove nel caso dell' esperimento centrale è possibile distinguere chiaramente i due giri ciclonici, nella loro evoluzione spaziale e temporale, a Nord e a Sud del promontorio del Gargano che invece si presentano indistinti nell'esperimento 2.

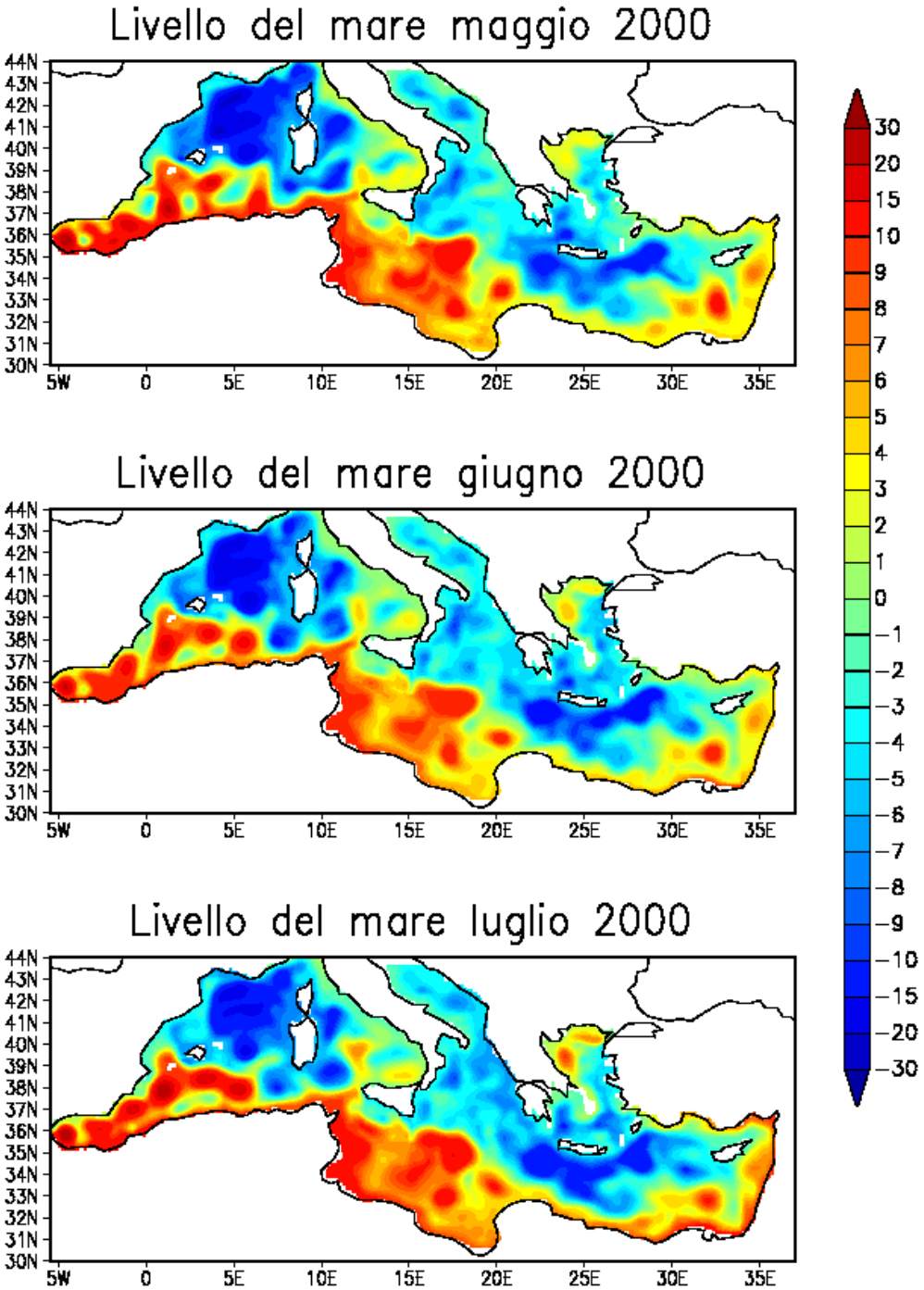

Figura 3-10: Altezza della superficie libera risultante dall'esperimento 2.

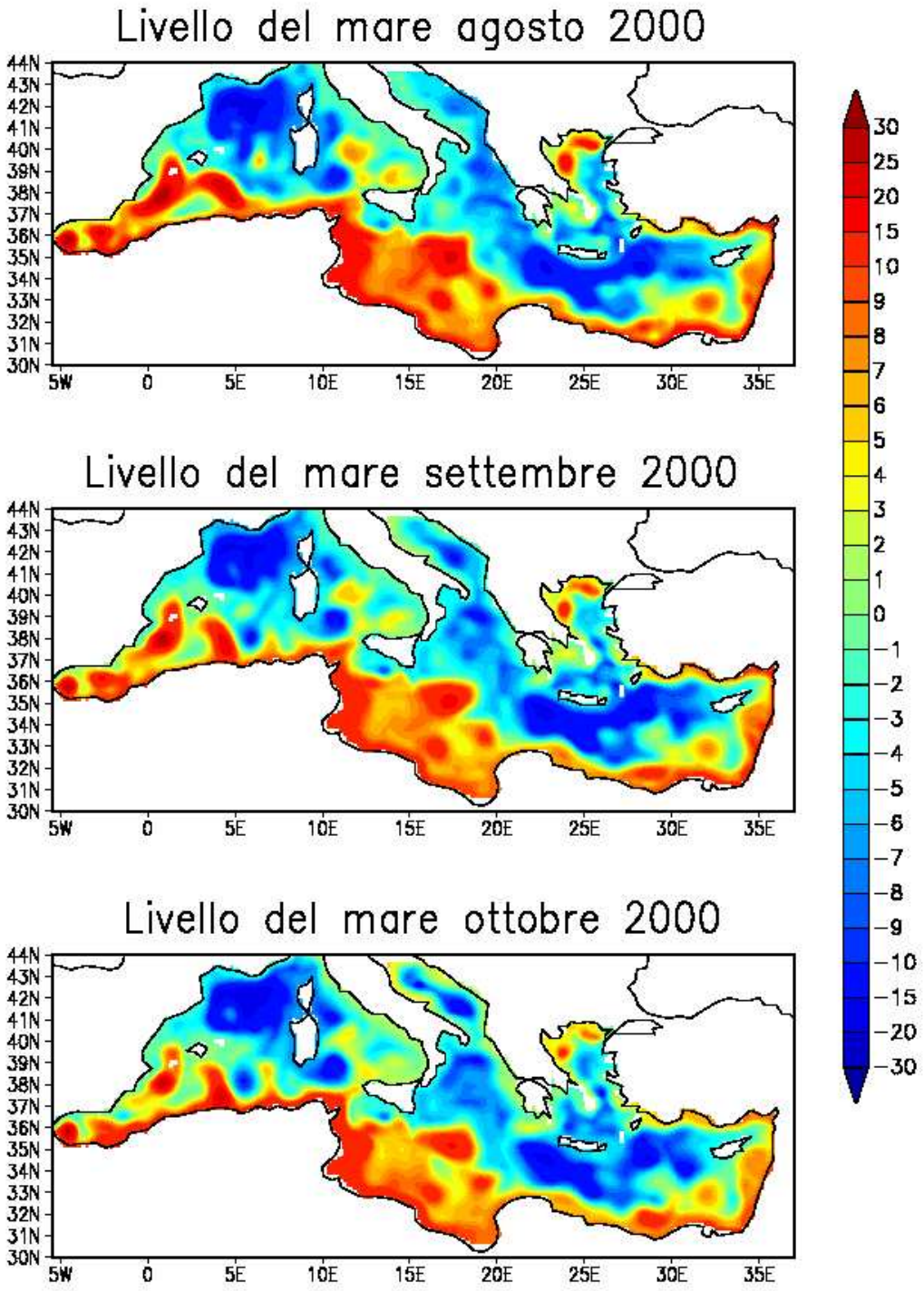

Figura 3-11: Altezza della superficie libera risultante dall'esperimento 2.

Le maggiori differenze (Fig 3-12, 3-13) si rilevano nel bacino Provenzale, nel Mar Ionio e nel bacino Levantino, ovvero in quelle regioni in cui essendo la profondità superiore ai 1000 m è possibile applicare l'operatore osservativo per l'assimilazione di dati di SLA. Qui le differenze sono dell' ordine di 15 cm. Queste differenze si fanno più grandi negli ultimi due mesi quasi ad indicare come l'esperimento centrale è riuscito ad immagazinare nel corso del tempo le informazioni sulla variabilità di mesoscala derivante dai dati di SLA.

Ulteriore parametro di cui si è tenuto conto è stato l' andamento della temperatura in prossimità dei 120 m di profondità: questo perchè gli effetti della SLA assimilata oltre ad influenzare la circolazione superficiale, permettono una maggiore definizione della dinamica a livello del termoclino.

Confrontando i due esperimenti effettuati per il mese di aprile ed agosto (Fig 3-14, 3-15), ancora una volta le aree di maggiori differenze sono quelle del bacino Levantino, del bacino del Mar Ionio e del bacino Algerino-Provenzale. In entrambi i mesi, osservando l'area del bacino Levantino l'esperimento centrale rileva delle strutture termiche che nel secondo esperimento sono o del tutto assenti o comunque più deboli. In particolare, l'esperimento centrale rileva le zone di acqua più calda associate alle strutture dinamiche del giro del Golfo della Sirte e di Shikmona-Mersa Matruh che invece vengono "catturate" più debolmente dall'esperimento 2 o sono del tutto assenti, come nel caso del giro di Shikmona-Mersa Matruh per il mese di agosto.

Definita con maggiore risoluzione è la zona di acqua più fredda associata al giro di Rodi che nell' esperimento centrale trova una sua collocazione spaziale più corretta: per entrambi i mesi considerati le differenze sono di $\sim 1.5°$C.

Spostandosi nel bacino del Mar Ionio, la struttura termica associata alla struttura dinamica del giro ciclonico appare più definita nell'esperimento centrale.

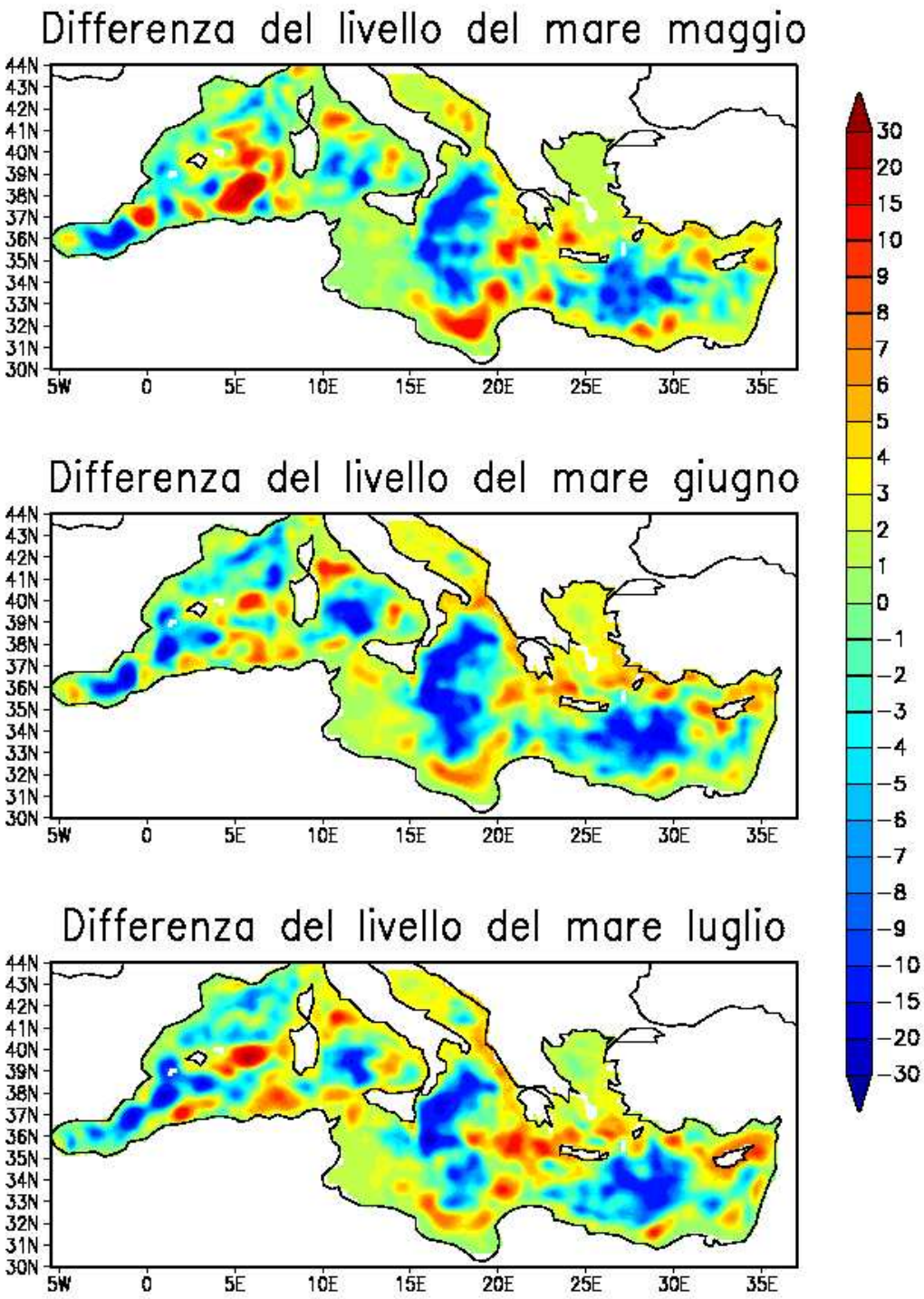

Figura 3-12: Campi mensili di differenze del livello del mare tra l'esperimento centrale e l'esperimento 2.

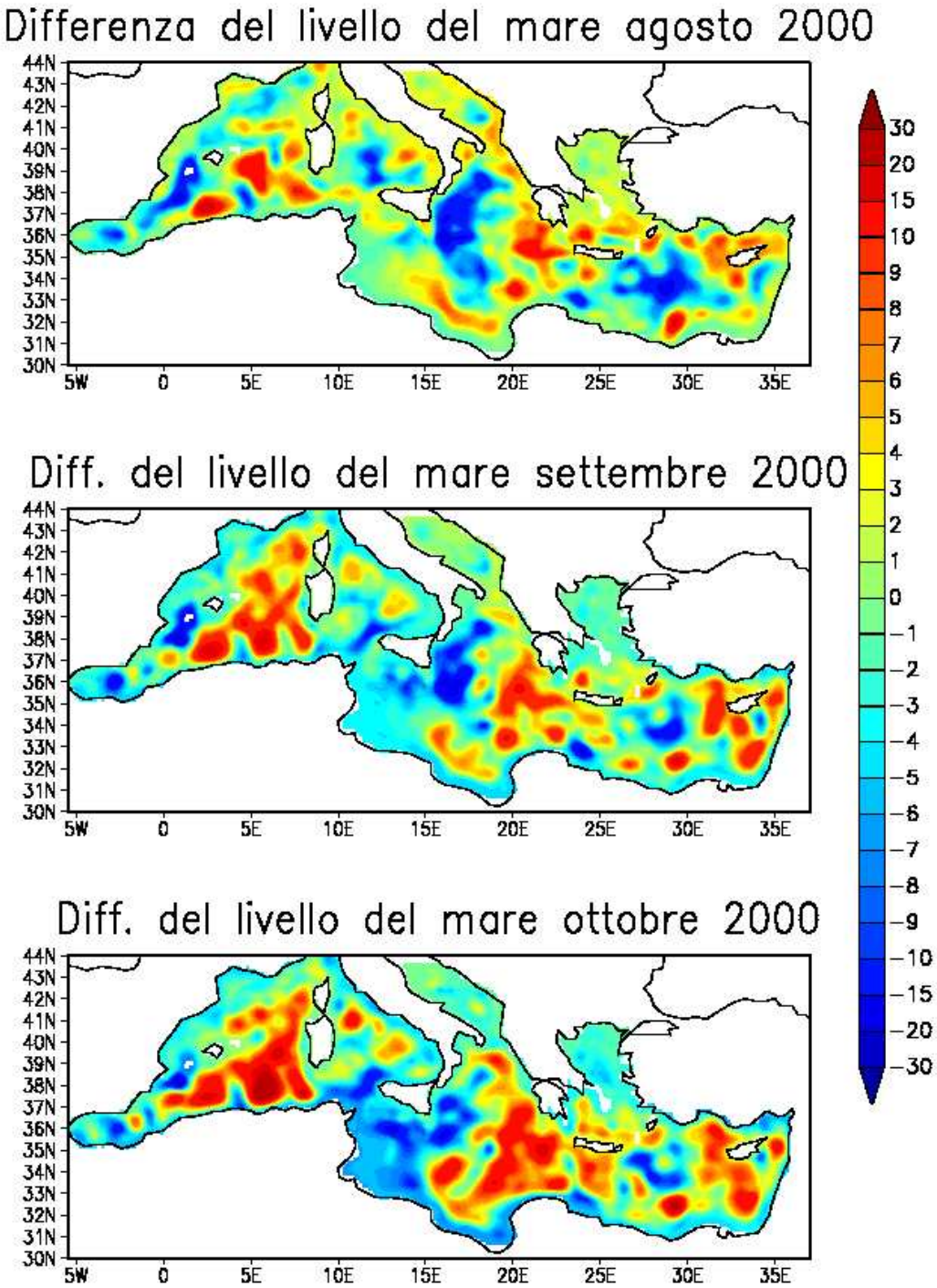

Figura 3-13: Campi mensili di differenze del livello del mare tra l'esperimento centrale e l'esperimento 2.

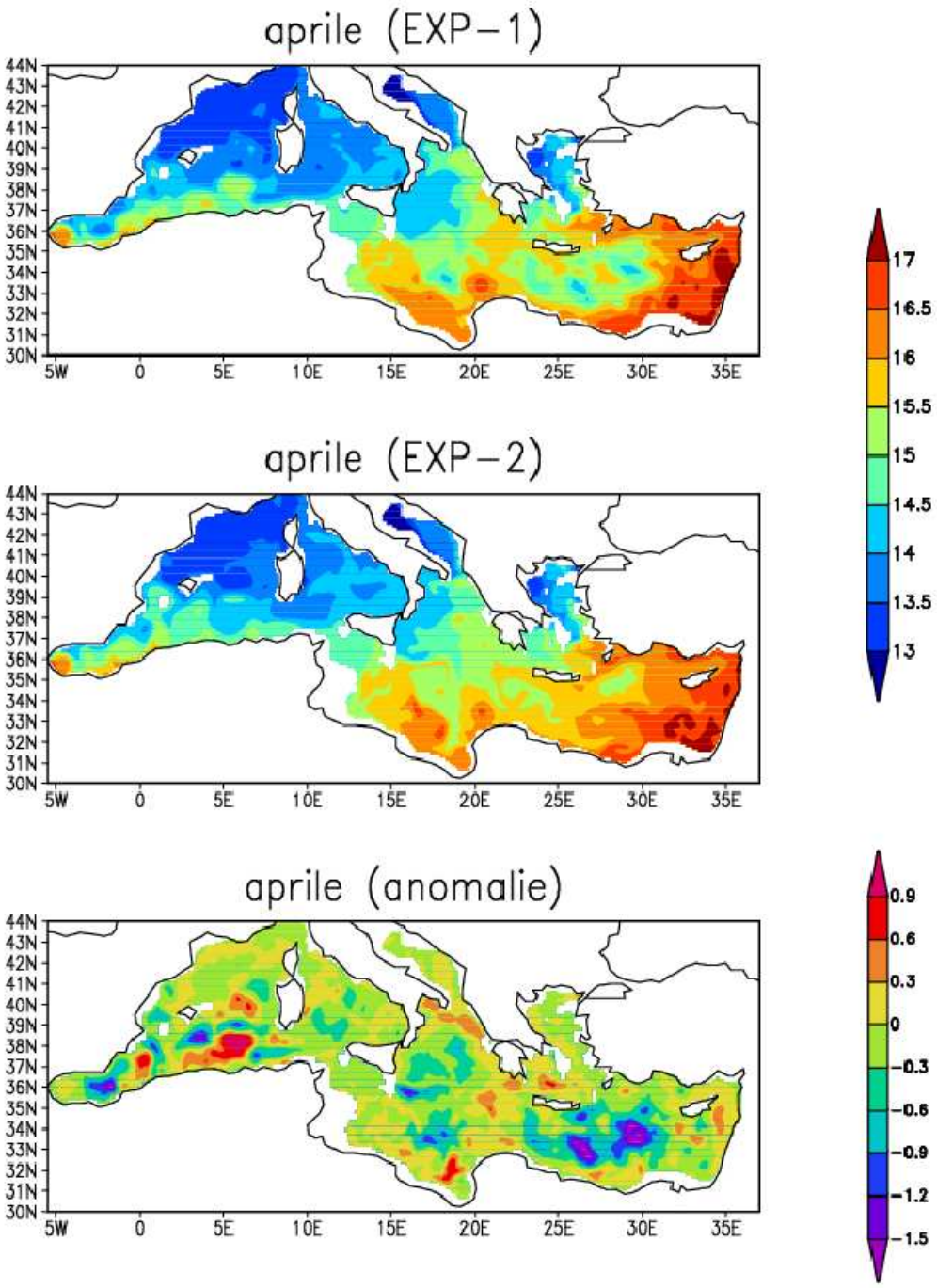

Figura 3-14: Media mensile della temperatura a 120 m per l'esperimento centrale (pannello superiore) e l'esperimento 2 (pannello inferiore) per il mese di aprile 2000.

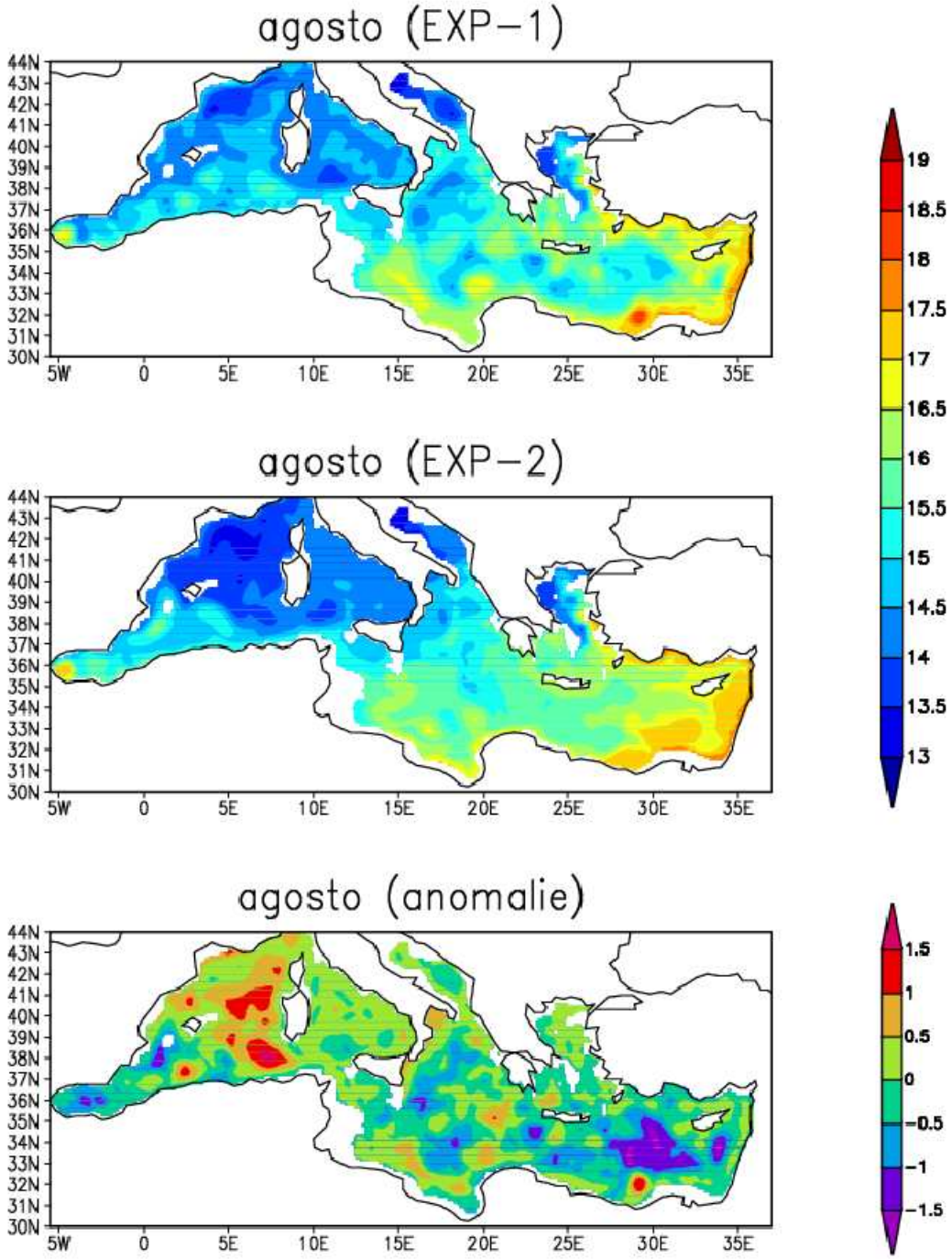

Figura 3-15: Media mensile della temperatura a 120 m per l'esperimento centrale (pannello superiore) e l'esperimento 2 (pannello inferiore) per il mese di agosto 2000.

Interessante è anche la situazione del bacino Algerino-Provenzale dove l'esperimento centrale è in grado di catturare le strutture termiche corrispondenti in superficie ai giri anticiclonici associati al flusso di acqua Atlantica che entra da Gibilterra: in particolare sono ben visibili i giri compresi tra la Maiorca e la Sardegna (Fig 3-16).

Più deboli sono invece le differenze nelle aree del Mar Adriatico e del Mar Egeo ($< 0.5°$C): questo perchè sono zone in cui si hanno pochi dati di SLA per cui le differenze sono minime.

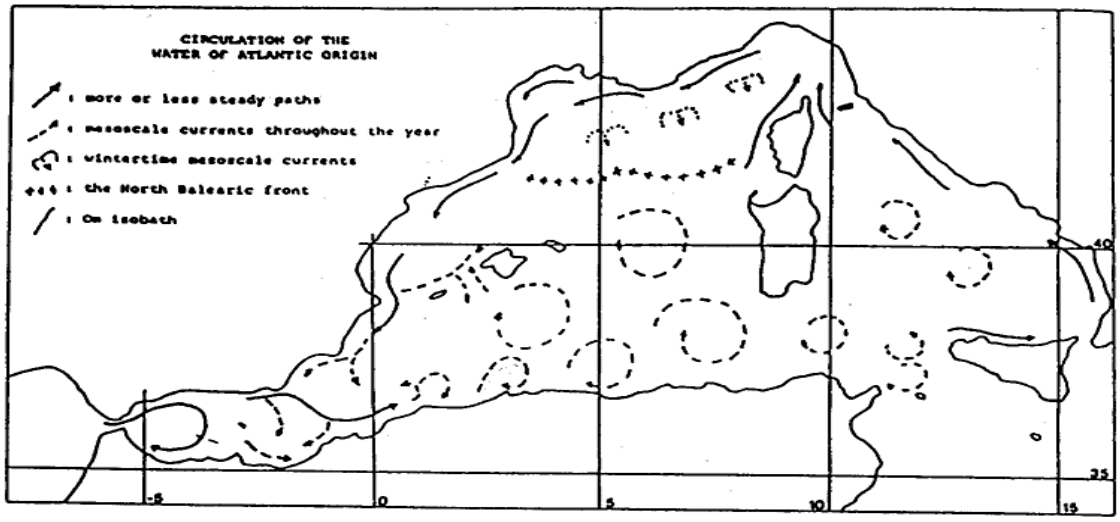

Figura 3-16: Schema della circolazione del flusso Atlantico nel Mediterraneo occidentale (Millot, 1994)

3.5 Analisi di Consistenza

Uno dei criteri di valutazione della bontà di una previsione utilizzato in questo lavoro di tesi è stato quello della consistenza, volto a valutare il grado di corrispondenza tra le previsioni di alcuni parametri ed i relativi dati disponibili. Per tale valutazione si è proceduto ad un confronto visivo tra i risultati del modello previsionale per la SLA ed i relativi dati.

La consistenza tra la SLA calcolata dal modello previsionale ed i dati disponibili forniti dai due satelliti ERS-2 e TOPEX/POSEIDON è stata valutata in termini di medie mensili della SLA. Ricordiamo che le osservazioni della superficie libera sono calcolate sottraendo al livello del mare assoluto un valore

medio proveniente dalla media delle osservazioni da satellite per il periodo 1993-1997. Analogamente quindi si è proceduto a sottrarre alla superficie libera del modello un valore medio calcolato dalle simulazioni con il forzante ECMWF nel medesimo periodo.

I dati di SLA che qui chiamiamo "osservazioni" sono il risultato di una interpolazione statistica dei dati stessi fatta dal gruppo di Tolosa del CLS (www.cls.fr). Sono quindi una stima puramente osservativa della SLA.

Considerando il mese di aprile (Fig 3-17), ovvero il primo mese in cui si assimila la SLA, le previsioni mostrano l'esistenza di differenze significative tra i campi dei dati e quelli del modello per quasi tutto il bacino. I vortici di mesoscala associati alla corrente algerina, che hanno un'intensità relativamente alta nella soluzione del modello, appaiono invece o molto deboli o spostati orizzontalmente nei dati: questo a dimostrazione del fatto che nel modello questi vortici sono relativamente profondi ed intensi. Una buona corrispondenza vi è invece per il giro ciclonico del bacino del Mar Ionio, che si mantiene costante anche nelle successive settimane di previsione.

Con il progredire dell'assimilazione, con l'insersione dei dati da satellite, queste differenze tendono a diminuire: guardando ad esempio al confronto per il mese di agosto, quello che si osserva è una discreta consistenza tra le previsioni ed i dati. Il modello mostra infatti delle strutture che sono qualitativamente simili alle strutture rilevate dai dati: in particolare sono buone le corrispondenze tra le strutture anticicloniche associate al flusso di acqua Atlantica e alcuni vortici della corrente Algerina. Buona corrispondenza si rileva anche nel Mar Tirreno, in particolare per il giro anticiclonico dello stretto di Bonifacio ed il giro anticiclonico orientale vicino alle coste calabre. Nel bacino Levantino consistenti sono le strutture del giro del Golfo della Sirte, del giro di Shikmona e Mersa-Matruh e del giro a Sud dell'isola di Creta: le differenze "quantitative" esistenti tra queste strutture possono essere ricollegate o all'inaccuratezza del forzante atmosferico utilizzato per la previsione o, cosa più probabile, alle limitazioni dell'assimilazione dei dati a causa della vicinanza della costa. La scala relativamente piccola di alcuni vortici non è inoltre ben rappresentata dalla griglia numerica del modello ($\sim$ 2 Km di risoluzione).

Tra agosto e ottobre (Fig 3-19, 3-20) i dati mostrano il passaggio da anomalie cicloniche ad anticicloniche in quasi tutto il bacino. Il confronto della soluzione del modello con i dati mostra in questo caso che l'evoluzione del modello è relativamente lenta e non mostra una parte significativa della variabilità "di transizione".

Potrebbe anche essere che l'analisi osservativa abbia in questo periodo dei problemi concettuali ad essere riportata. Questa seconda ipotesi sarà vagliata nel futuro. Ancora una volta tuttavia rimane forte la consistenza tra le previsioni ed i dati per quanto riguarda il giro ciclonico del Mar Ionio.

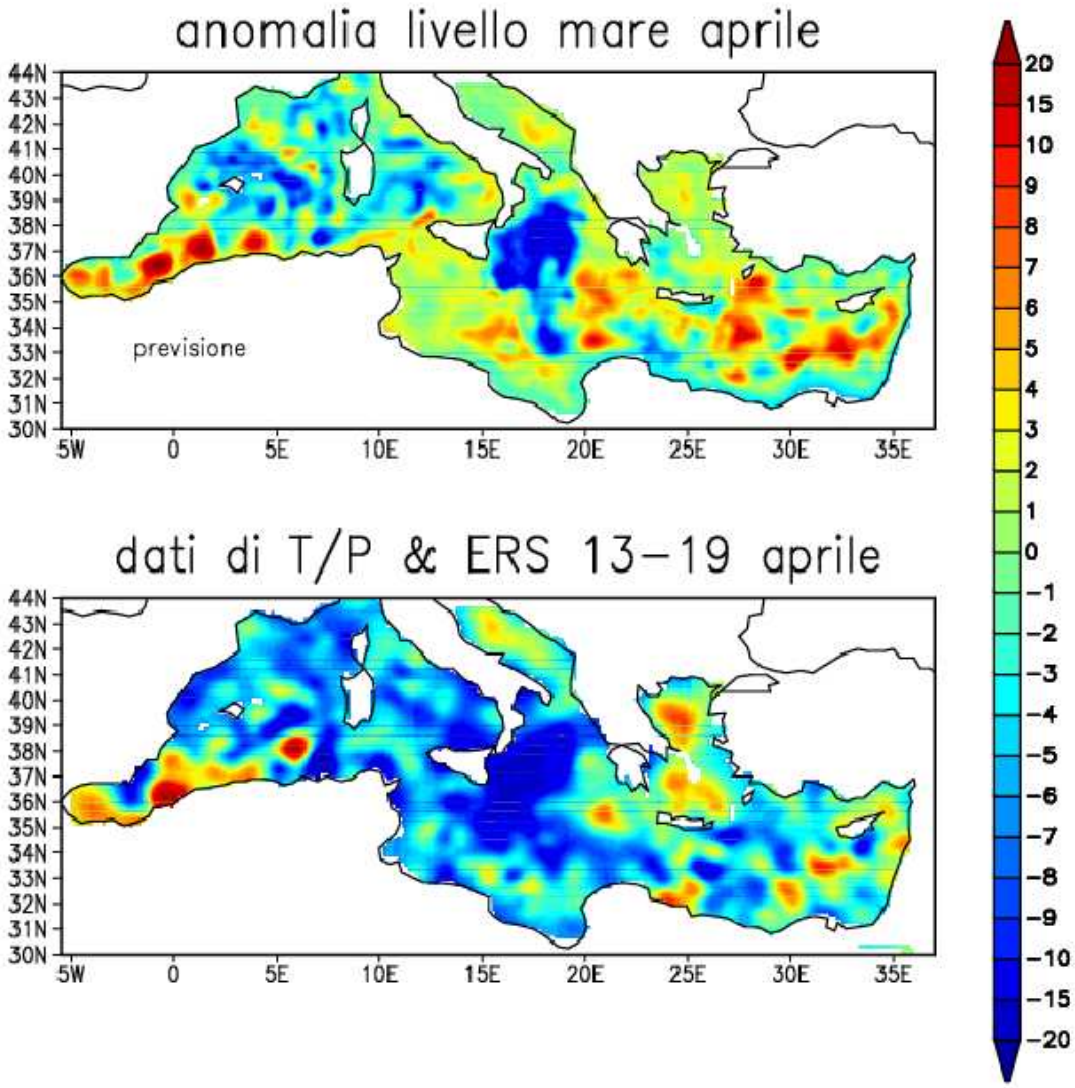

Figura 3-17: Consistenza per il mese di aprile

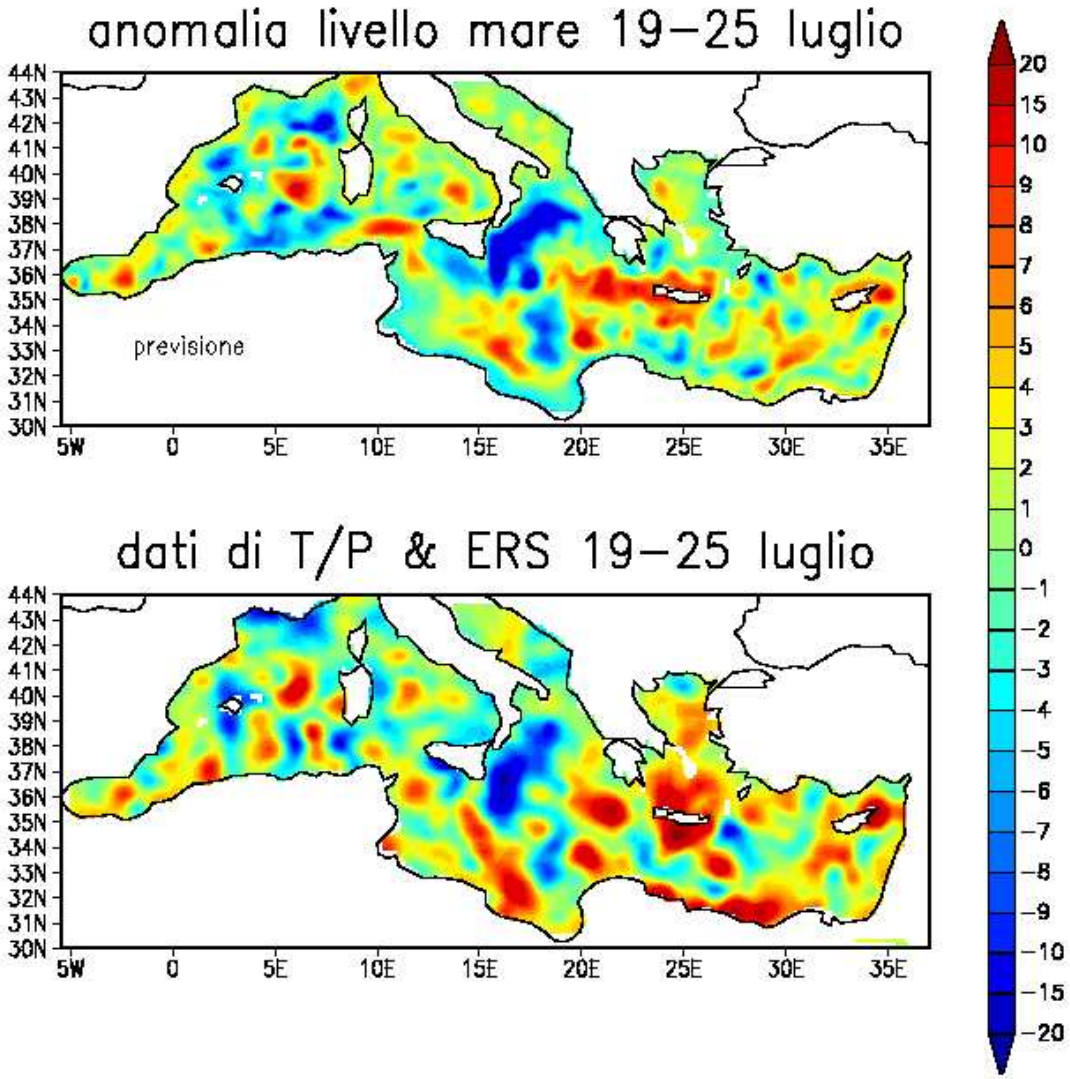

Figura 3-18: Consistenza per il mese di luglio

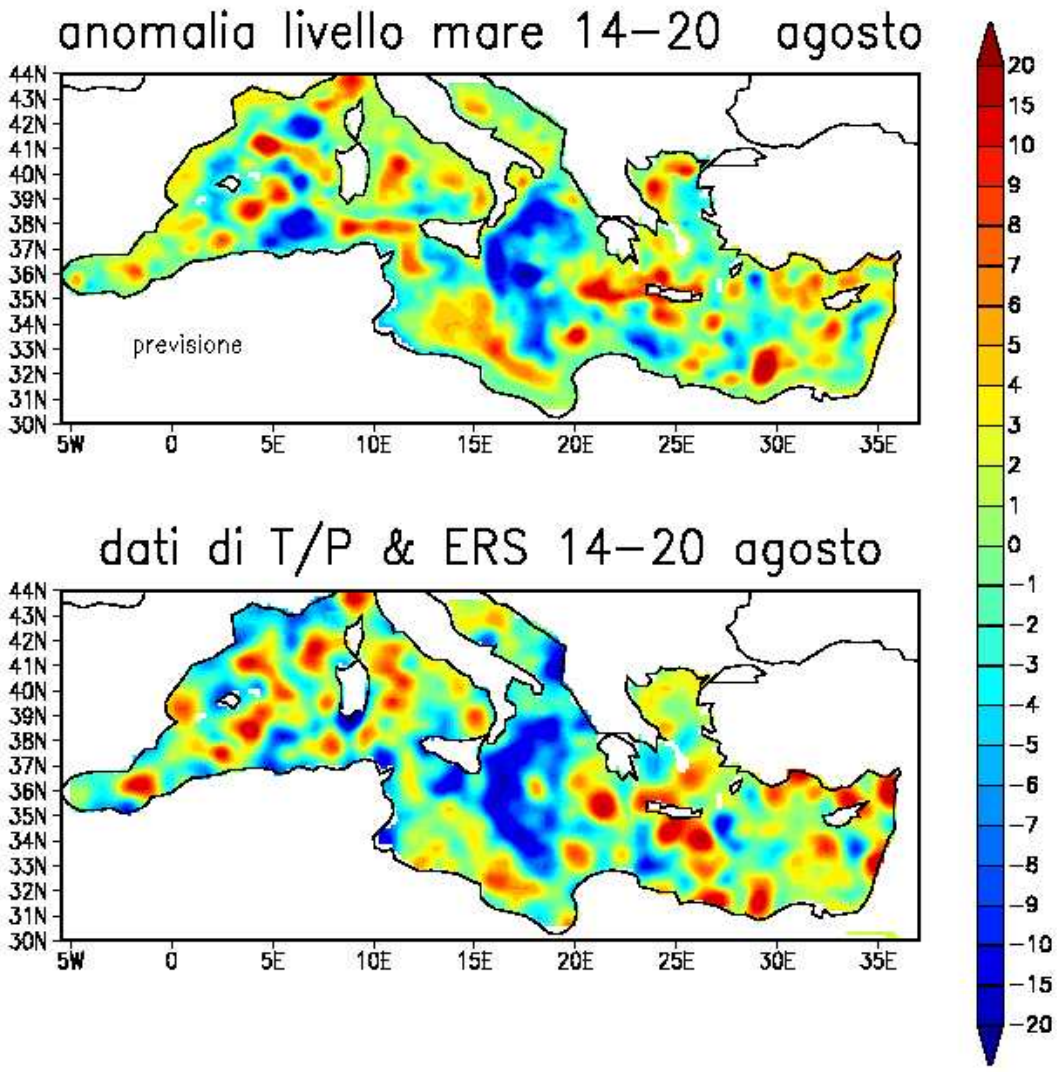

Figura 3-19: Consistenza per il mese di agosto

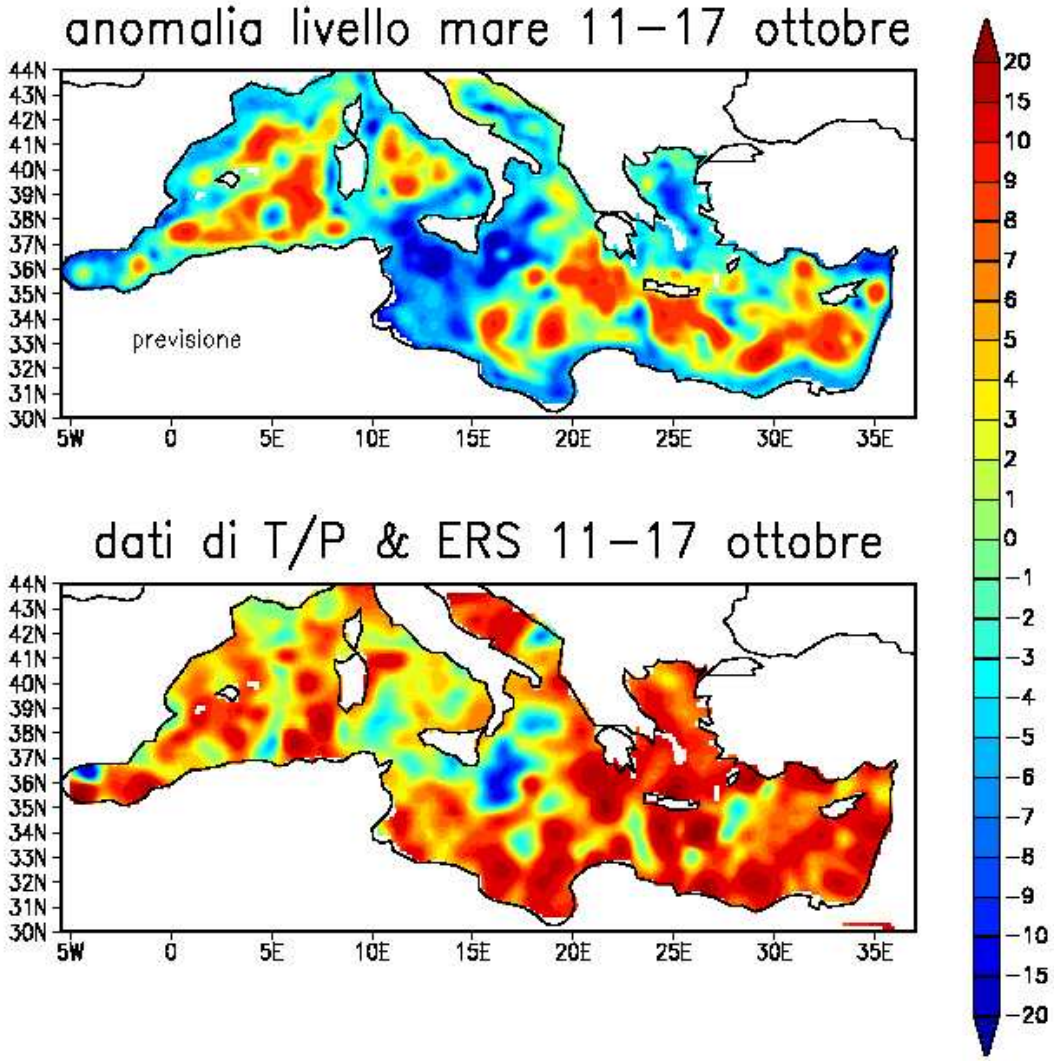

Figura 3-20: Consistenza per il mese di ottobre

Capitolo 4

Criteri di valutazione della previsione: indici di qualità

La bontà di una previsione espressa nei termini della *qualità* si riferisce al grado di corrispondenza esistente tra le previsioni stesse e le osservazioni (Murphy and Daan, 1995), che possono essere intese sia come dati osservazionali che come risultati dell'analisi. Così previsioni di alta qualità mostreranno una stretta corrispondenza con le relative osservazioni.

Gli strumenti utilizzati in questo lavoro di tesi hanno permesso di valutare due degli aspetti più importanti della qualità del forecast: l'*accuratezza* e la *capacità*. La prima permette di stimare quanto accurate e quindi quanto affidabili siano le previsioni, mentre la seconda permette di stimare quanto sia l' effettivo errore commesso dal modello previsionale.

4.1 Indici di accuratezza

Per valutare l'accuratezza sono stati messi a confronto i campi previsti di T con i campi analizzati dello stesso parametro. L'indice utilizzato è la deviazione standard dell'errore (rms), definita come la radice quadrata dell'errore medio, dove con errore si intende la semplice differenza tra le previsioni (y_k) e le analisi (o_k)

$$rms = \frac{1}{n}\sqrt{\sum_{k=1}^{n}(y_k - o_k)^2} \tag{4.1}$$

con n punti griglia.

Si è scelto di considerare la rms perchè molto sensibile ai grandi errori, dal momento che ogni errore dalle osservazioni è elevato al quadrato, e perchè ha il vantaggio di mantenere le unità di misura della variabile considerata, essendo così più facilmente interpretabile come l'intensità dell'errore tipico.

Il calcolo dell'rms, compiuto sull'intera griglia, è stato effettuato per serie temporali di 10 giorni (durata delle previsioni).

La rms è stato calcolata considerando sia l'analisi che la cosiddetta persistenza, ovvero il valore che il campo di analisi del parametro considerato assume il primo giorno, cioè la condizione iniziale. Ci si riferirà quindi all'rms dell'analisi e all'rms della persistenza in ciascuno dei due casi.

La rms dell'analisi può essere considerata come una misura della deviazione della soluzione del modello dalla "migliore stima" dello stato reale dell'oceano, ovvero l'analisi. Questa rms mostra un andamento crescente positivo nel tempo mano a mano che le previsioni aumentano e la predicibilità del campo diminuisce.

La rms della persistenza permette invece di stimare la variabilità del modello rispetto alle condizioni iniziali: in generale le previsioni della persistenza sono buone solo per brevi periodi di tempo e diventano meno accurate mano a mano che il periodo di tempo di previsione aumenta, dal momento che esse non tengono conto dei cambiamenti dinamici che potrebbero avvenire anche molto rapidamente.

Nel corso di questo lavoro di tesi sono state portate a termine 31 previsioni a 10 giorni per il periodo aprile-ottobre 2000 e in questa sezione i risultati saranno analizzati in termini di indice di accuratezza per ognuno dei 10 giorni di previsione.

I due tipi di rms sono stati calcolati per ognuna delle 13 regioni in cui è stato suddiviso il bacino, al fine di stimare le regioni in cui le previsioni si rivelano più o meno accurate e per quattro livelli, alla superficie (5 m), a 30 m, a 280 m e a 400 m. In Fig 4-1 sono mostrati i risultati per l'intero bacino.

Per tutte le regioni, anche se con intensità più o meno forte, quello che si osserva è che il rms calcolato confrontando le previsioni con l'analisi tende in generale ad avere una crescita continua nel tempo, raggiungendo al massimo 0.6°

C a 30 m. La crescita è lineare a livello superficiale e si spiega con la continua assimilazione di dati di SST nell'analisi.

Con la profondità questa crescita tende a diminuire poichè al di sotto della superficie i dati di SLA e XBT sono molto più scarsi e vengono introdotti solo ogni 7 giorni.

Questo è confermato dall'incremento nella crescita del rms in corrispondenza del settimo giorno, quando vengono inserite le nuove correzioni sulla base dei dati di SLA e XBT (Fig 4-1).

I profili di temperatura ed i dati di SLA hanno differenti distribuzioni spaziali e temporali: la SLA ha una risoluzione spazio-temporale migliore dei profili di temperatura che però comprendono al loro interno una corretta definizione della stratificazione.

Il massimo valore di rms viene raggiunto intorno al decimo giorno e si mantiene costante al di sotto di 0.6°C per quasi tutte le regioni, fatta eccezione per la regione dello Stretto di Gibilterra dove si raggiunge il valore più alto di 0.72°C in media (Fig 4-2, 4-5).

Qui infatti il modello non riesce a simulare tutti i complessi processi di aggiustamento tridimensionali, che avvengono a diverse scale temporali e spaziali, dovute all'entrata d'acqua Atlantica, specie per i primi due livelli (Fig 4-2).

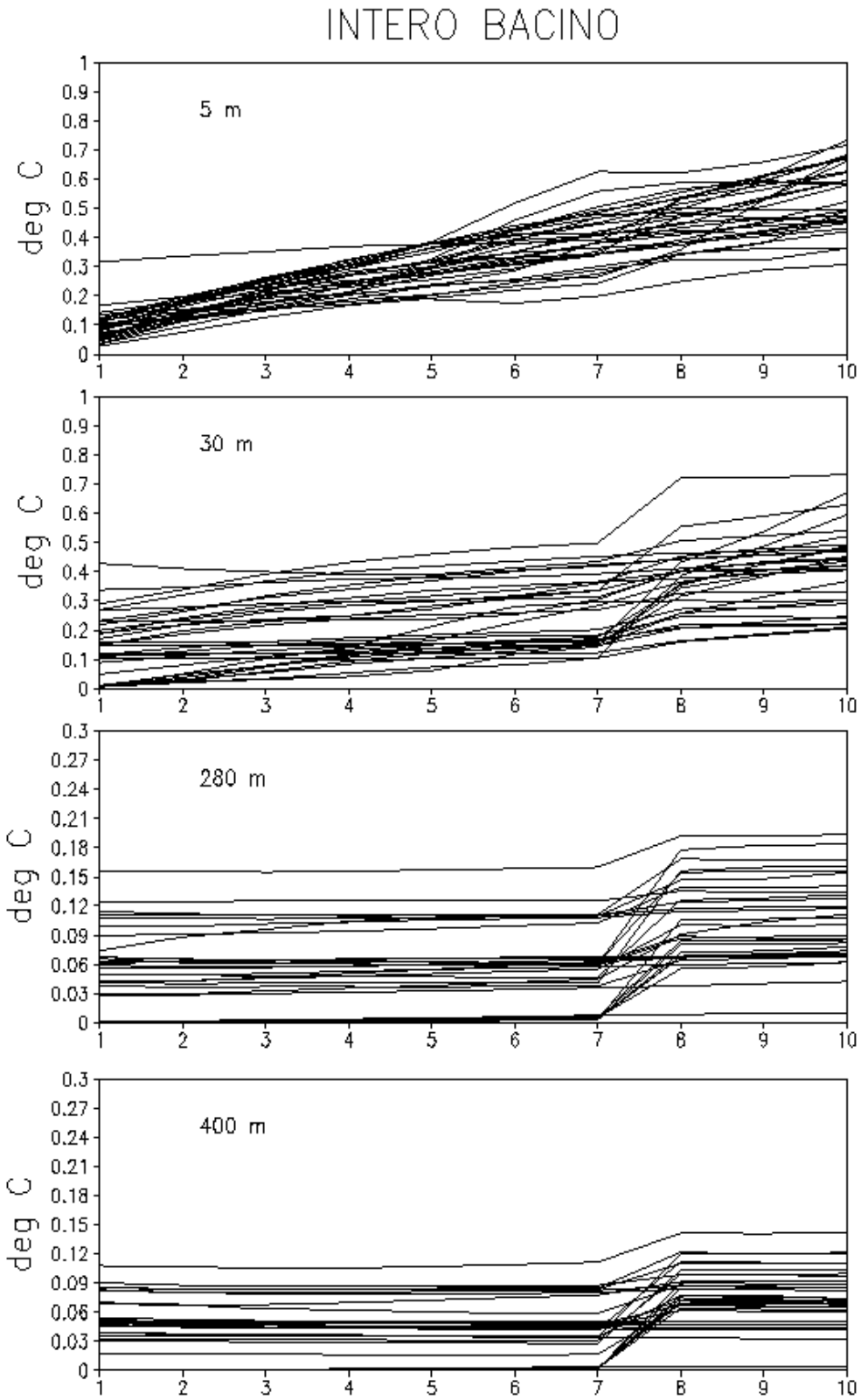

Figura 4-1: Andamento dell'indice di rms per la differenza tra previsioni ed analisi per tutto il Mediterraneo per i quattro livelli indicati in alto a sinistra. L'ascissa riporta i dieci giorni di previsione per ognuna delle 31 settimane.

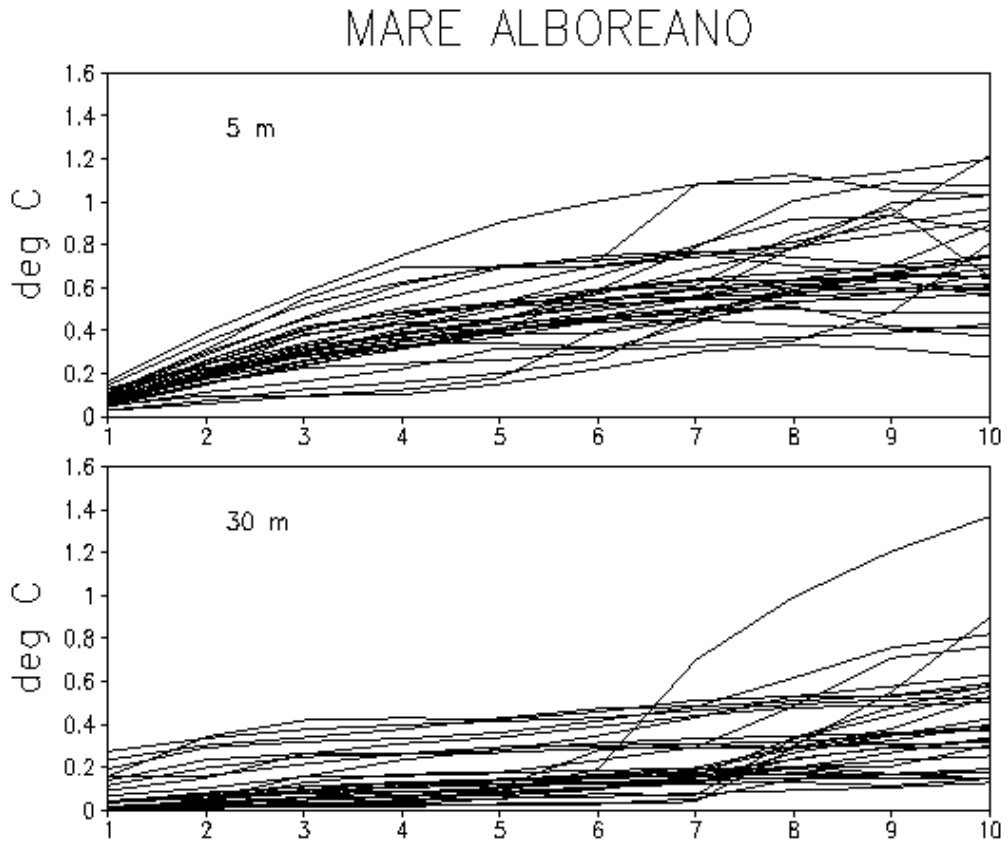

Figura 4-2: Andamento del rms nel Mare Alboreano per i 5 m ed i 30 m per le 31 settimane di previsione a 10 giorni.

In Fig 4-3 si confronta la rms calcolata per la previsione meno l'analisi con la rms calcolata per la previsione meno la persistenza.

Le due rms mettono in evidenza come la persistenza venga sempre battuta, a conferma del fatto che il modello previsionale è necessario per simulare la variabilità temporale della temperatura. Confrontando la rms previsioni-analisi con il rms previsioni-persistenza si osserva come la prima si mantenga costantemente al di sotto della seconda: questo andamento è un buon indicatore di come l'accuratezza della previsione sia migliore di quella della persistenza .

L'importanza delle condizioni iniziali come parametro per una buona predicibilità dei campi delle variabili è sostenuta dal fatto che il valore medio di 0.6°C di scarto tra la previsione e l'analisi, raggiunto al decimo giorno, viene invece raggiunto dalla persistenza in media solo dopo il quarto-sesto giorno (Fig 4-4, 4-17).

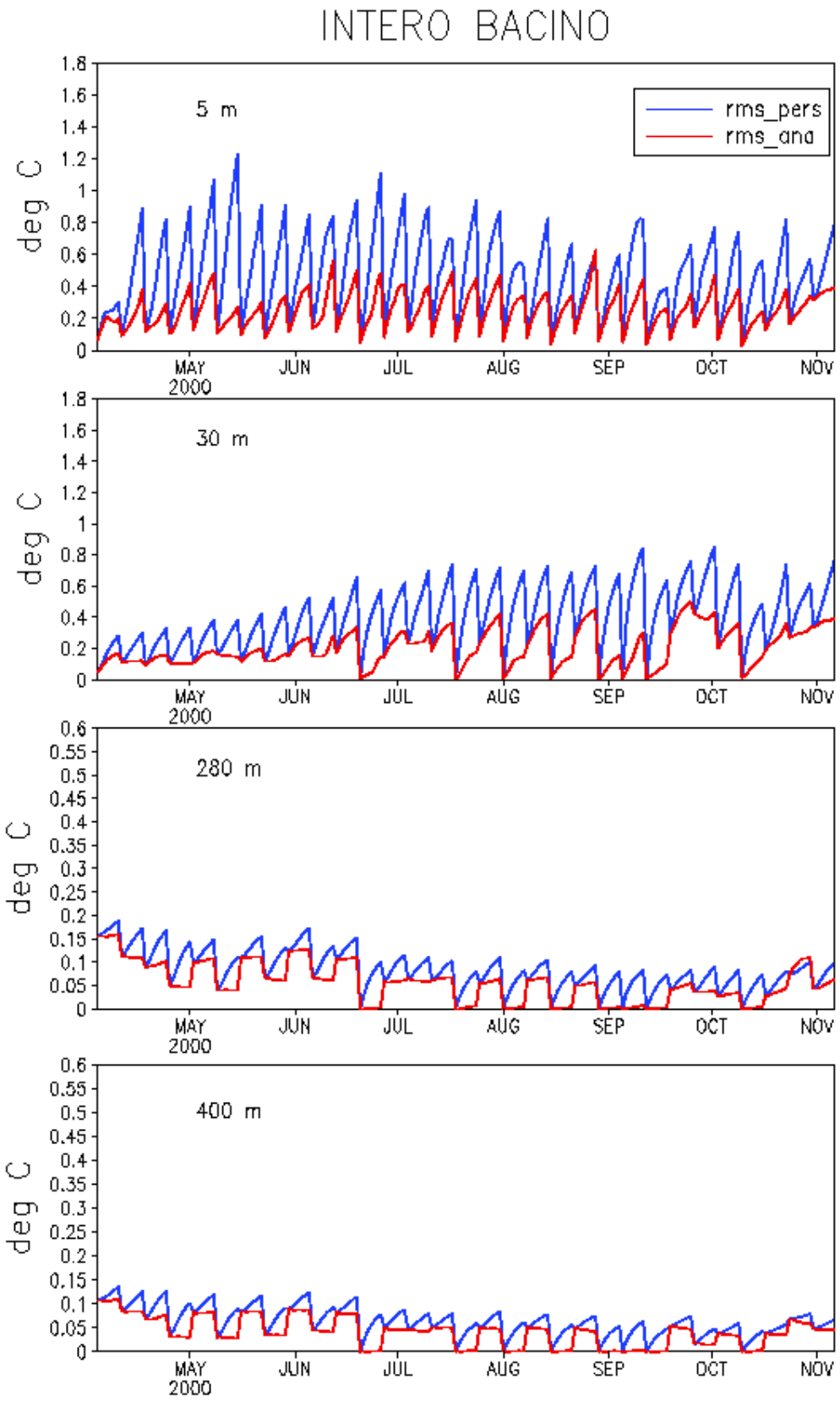

Figura 4-3: Confronto rms dell'analisi con l'rms della persistenza per l'intero bacino.

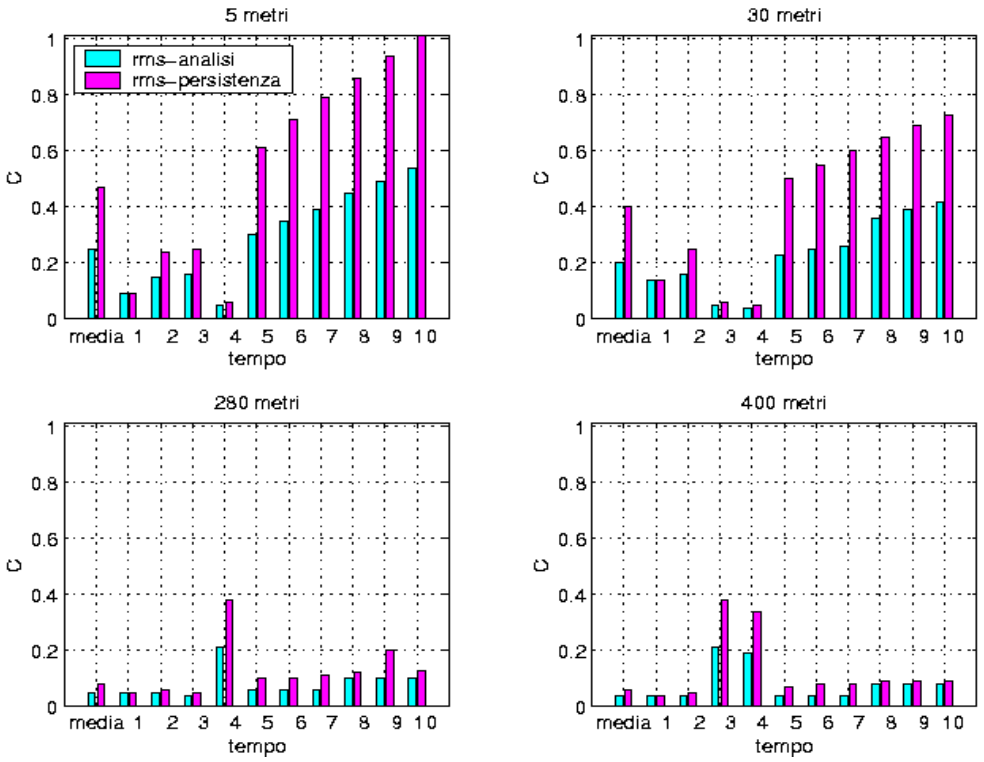

Figura 4-4: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per l'intero bacino. In ascissa sono riportate le medie dei giorni corrispondenti nelle 31 simulazioni e il valore medio totale nei dieci giorni

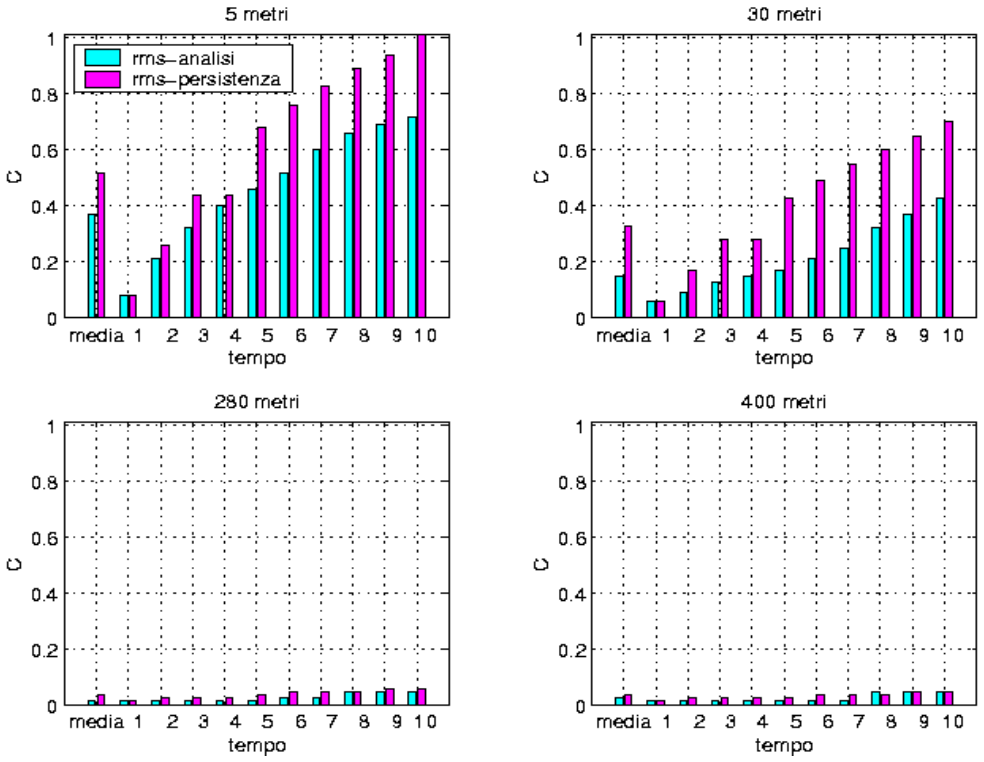

Figura 4-5: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 1 (Fig 2-10).

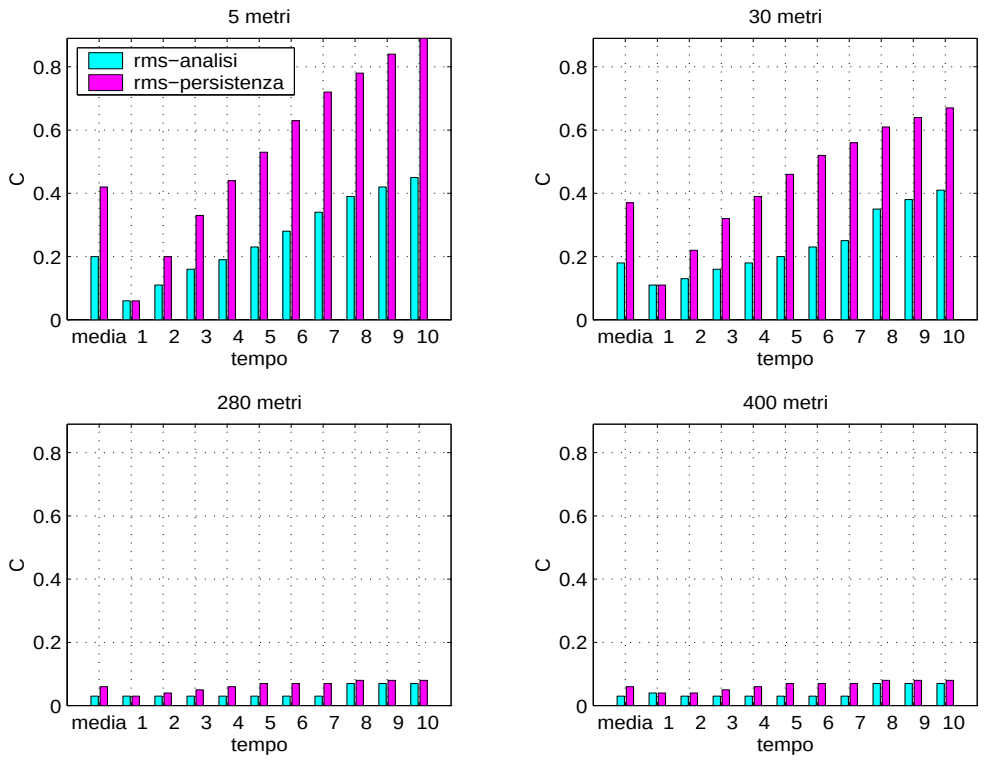

Figura 4-6: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione2 (Fig 2-10).

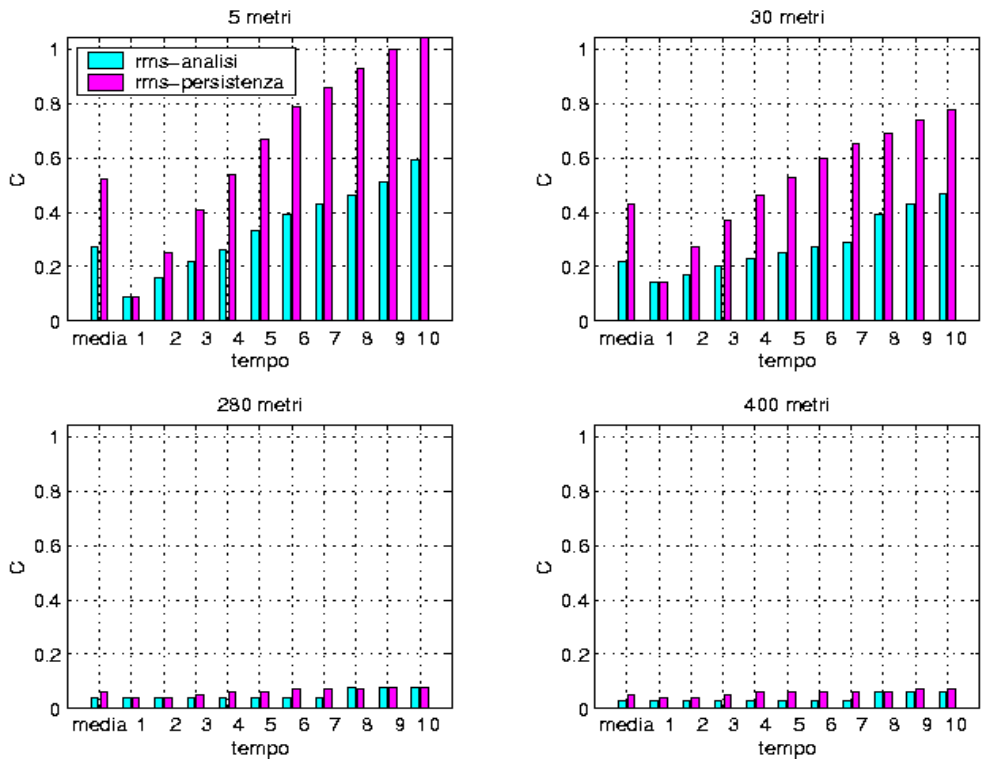

Figura 4-7: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 3 (Fig 2-10).

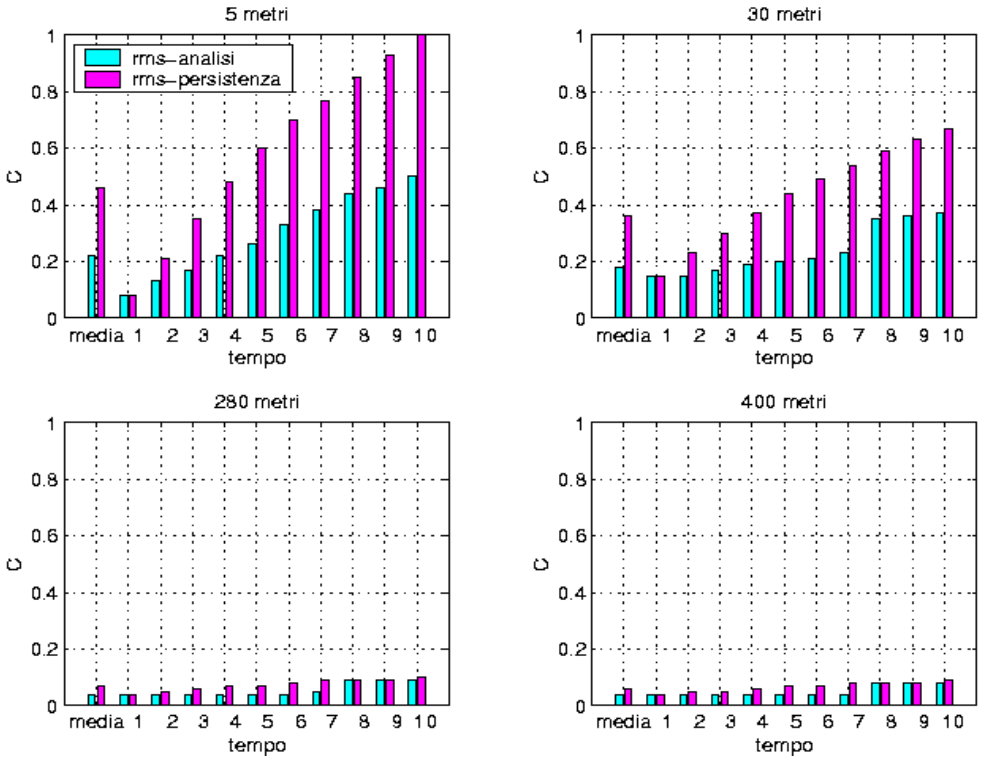

Figura 4-8: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 4 (Fig 2-10).

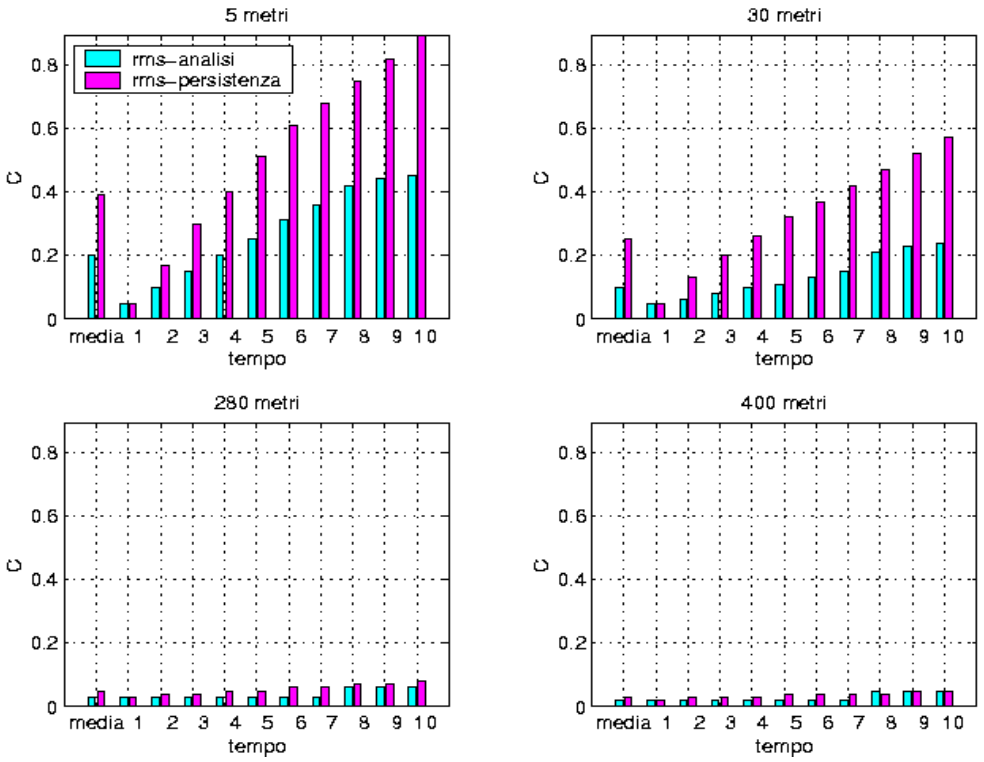

Figura 4-9: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 5 (Fig 2-10).

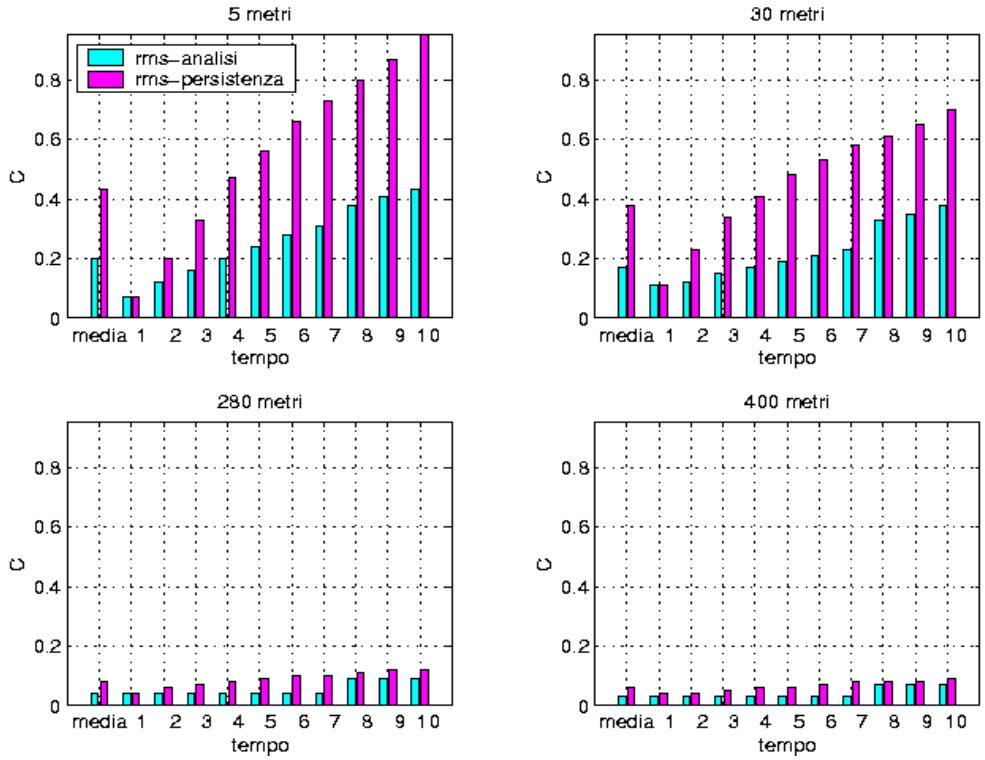

Figura 4-10: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 6 (Fig 2-10).

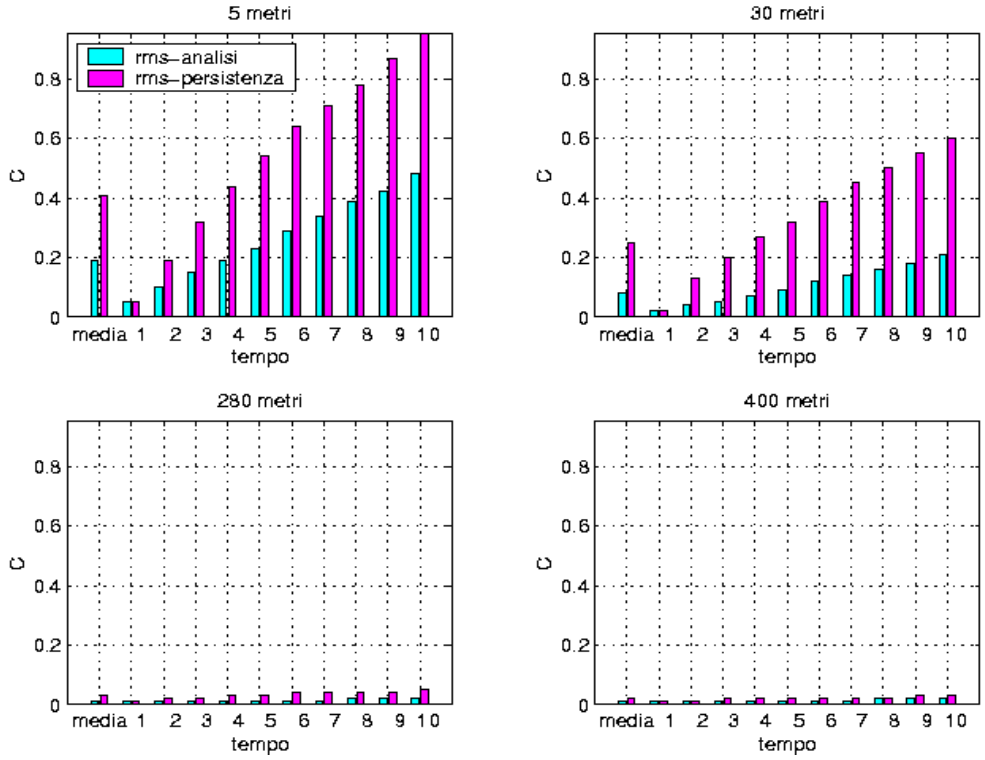

Figura 4-11: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 7 (Fig 2-10).

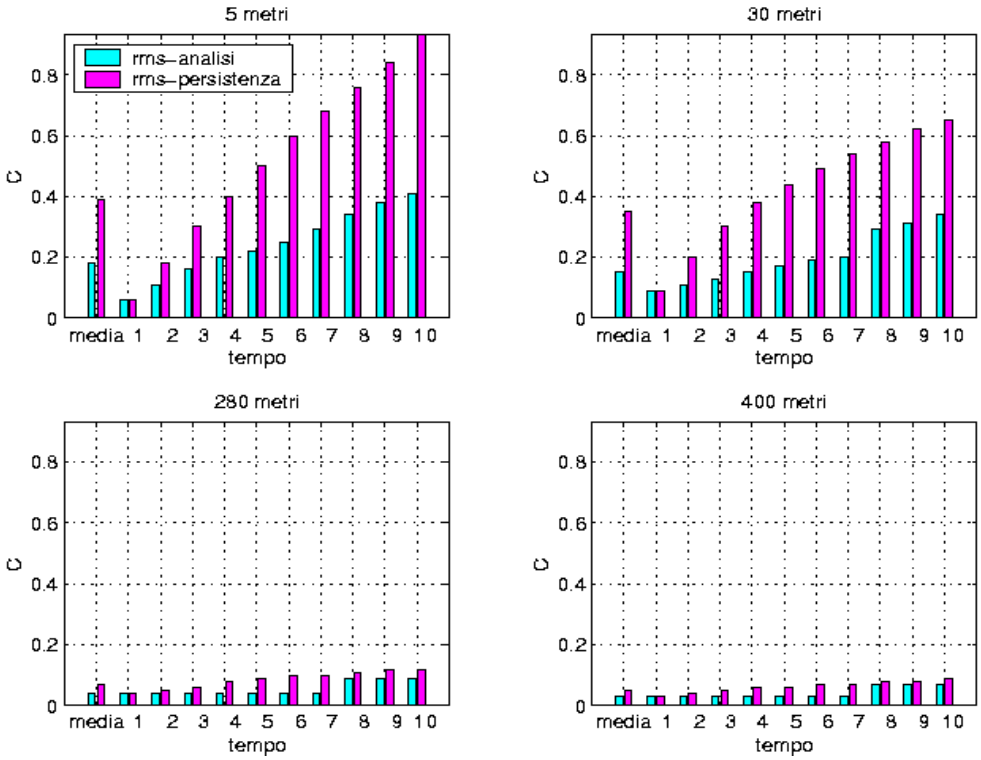

Figura 4-12: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 8 (Fig 2-10).

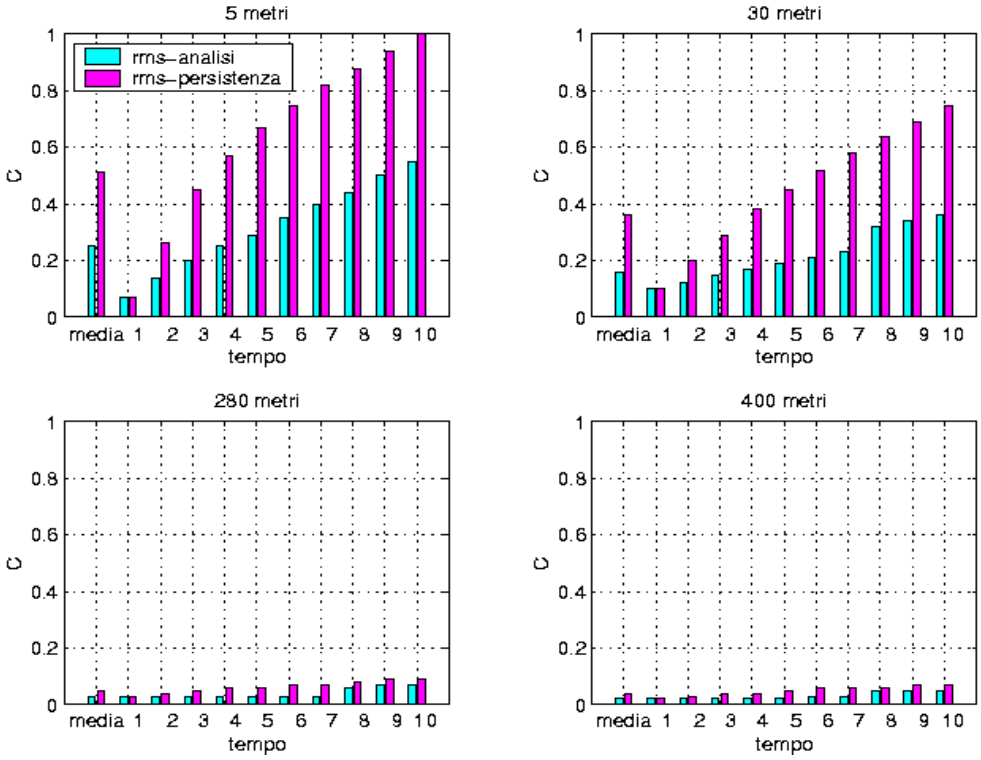

Figura 4-13: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 9 (Fig 2-10).

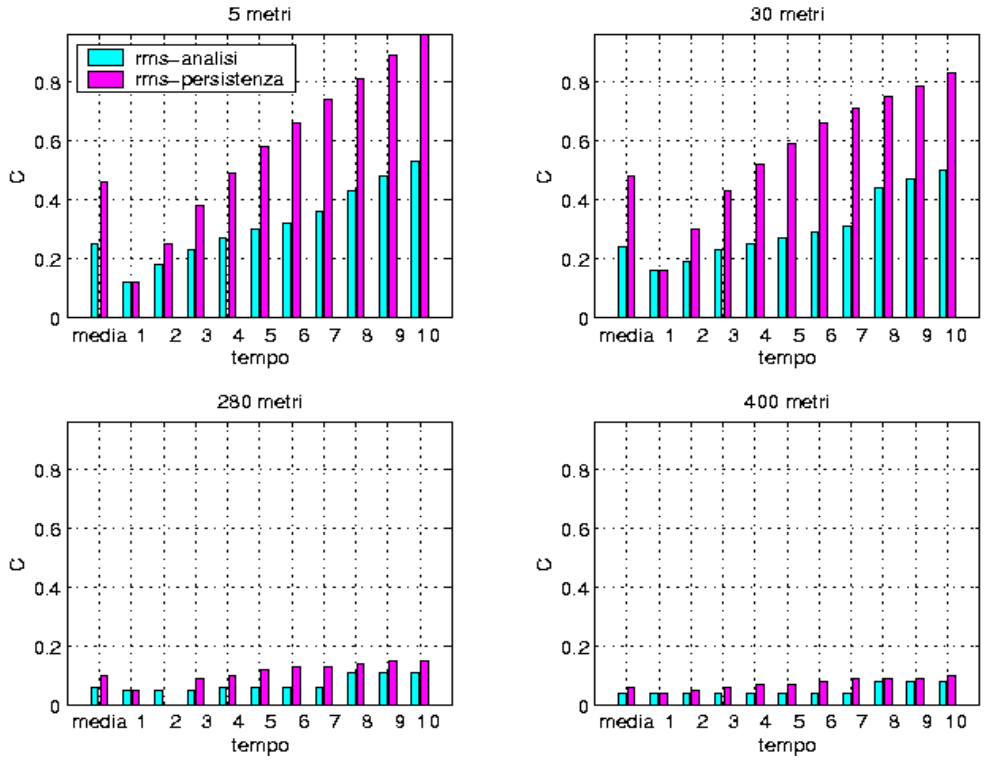

Figura 4-14: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 10 (Fig 2-10).

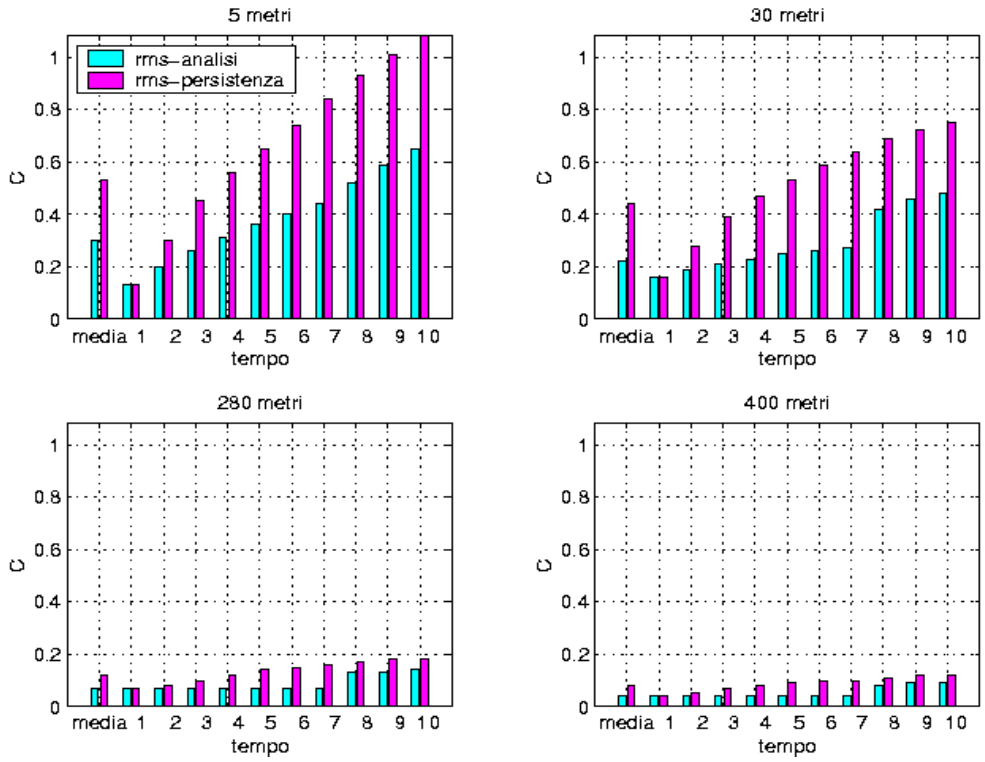

Figura 4-15: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 11 (Fig 2-10).

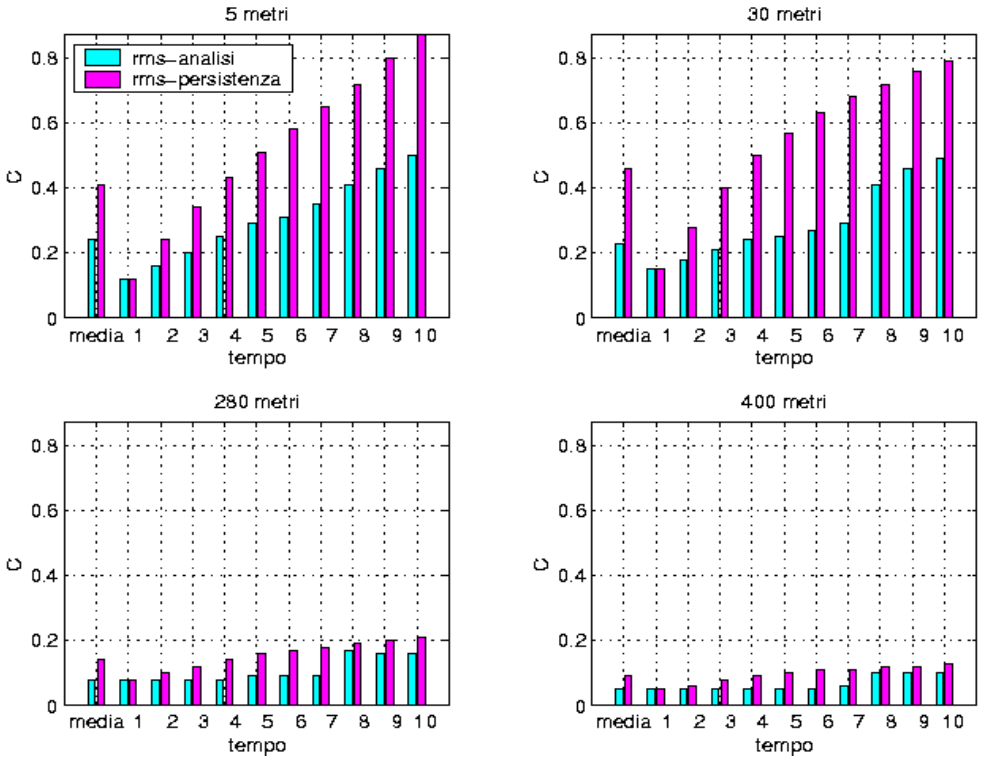

Figura 4-16: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 12 (Fig 2-10).

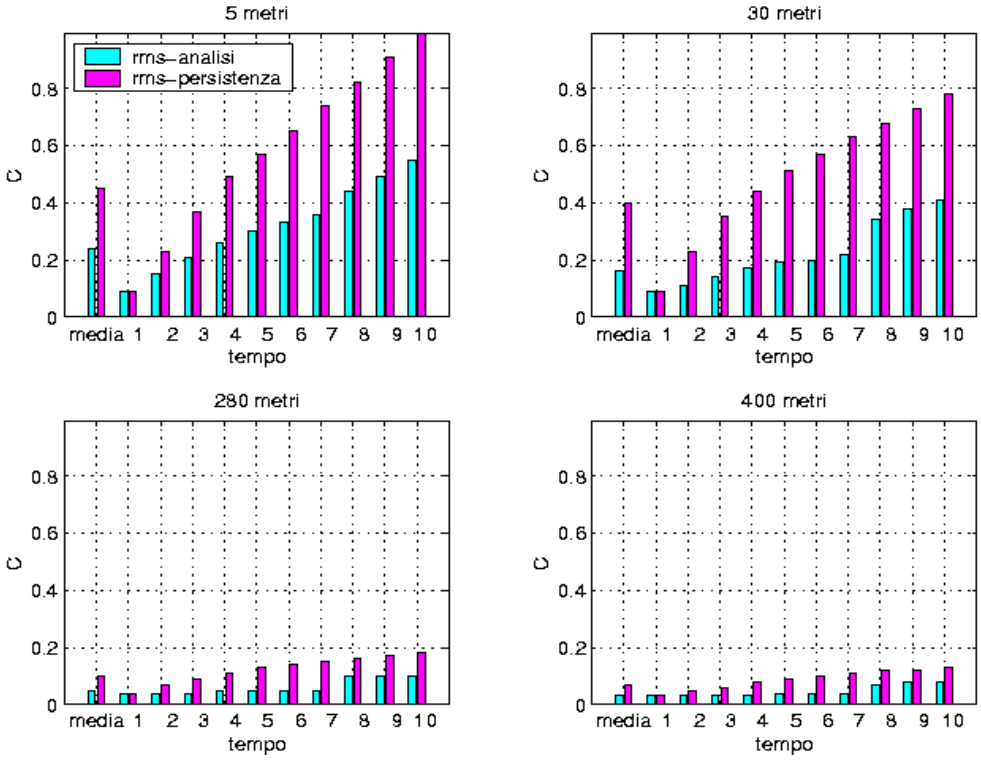

Figura 4-17: Confronto tra la rms dell'analisi e della persistenza per la regione 13 (Fig 2-10).

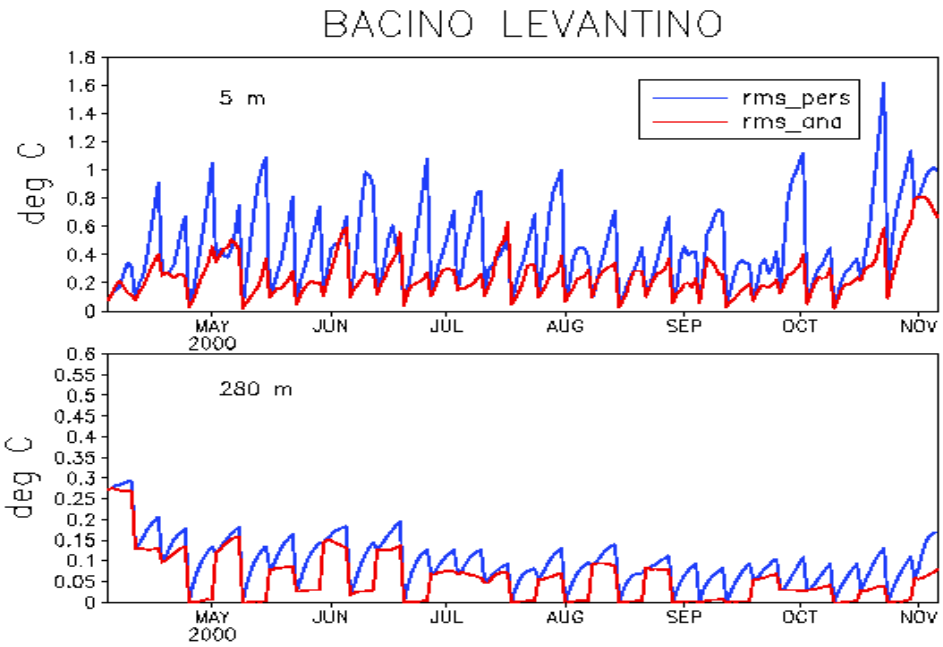

Figura 4-18: Confronto tra rms dell'analisi e rms della persistenza per il bacino Levantino a 5m e 280 m, per le 31 settimane di previsione.

Al fine di valutare la qualità dell'assimilazione e di conseguenza dell'accuratezza del modello previsionale, importante è stato anche considerare l'andamento del rms in quelle regioni in cui la conformazione del bacino fà si che gli effetti dell'assimilazione congiunta di SLA e XBT siano più forti : l'operatore osservativo per la SLA infatti è quasi geostrofico e per essere applicato richiede una profondità superiore ai 1000 m, quindi è valido soprattutto lontano dalle coste. Nel Mediterraneo le aree che presentano questa caratteristica sono essenzialmente tre: il bacino Liguro-Provenzale, il Mar Ionio ed il bacino Levantino. Alla superficie (5 m) il valore più basso di rms dell'analisi si raggiunge nella regione del Mar Ionio (0.41°C - 0.43°C), a testimoniare la grande importanza dell'assimilazione di dati di SLA (Fig 4-10, 4-12).

Nella regione del bacino Levantino si osserva una crescita netta dell'rms dell'analisi e della persistenza attorno alla fine di ottobre-prima settimana di novembre per i primi due livelli ,mentre in profondità (280 m e 400 m) l'incremento si registra all'inizio del periodo di assimilazione : ciò può essere imputabile a cambiamenti nella circolazione stagionale dell'area stessa che non sono catturati propriamente dal modello (Fig 4-18).

4.2 Indici di capacità

Per poter valutare la capacità del modello di prevedere le osservazioni che non sono ancora state assimilate, si sono prese in considerazione le differenze tra il modello e le osservazioni nel punto dove queste sono state collezionate. Queste stazioni sono considerate per i dati di SLA, forniti dai due satelliti Topex/Poseidon (T/P) ed Ers-2, e per i profili di XBT. Si tratta di differenze, anche chiamate come *misfit*, che vengono calcolate ad ogni time step automaticamente dal sistema di assimilazione. Le statistiche dei misfit possono essere considerate verosimilmente come una buona misura della capacità e quindi dell' errore effettivo commesso dal modello.

Per ognuno dei tre set di dati (due di SLA, uno per ciascun satellite, e uno di XBT) sono stati presi in considerazione i seguenti parametri:

1) deviazione standard del misfit, ovvero rmsm, definito come la radice quadrata del misfit medio. Ogni misfit è definito come

$$m_i = obs_i - obseq_i \tag{4.2}$$

$$rmsm = \frac{1}{N}\sqrt{\sum_{i=1}^{N} m_i^2} \tag{4.3}$$

con N numero di osservazioni, obs_i le osservazioni e $obseq_i$ l'equivalente del modello delle osservazioni.

2) deviazione standard normalizzata, ovvero nms, definito come

$$nms(misfit) = \frac{\sum_{i=1}^{N} m_i^2}{\sum_{i=1}^{N} obs_i^2} \tag{4.4}$$

È uno dei primi parametri a cui guardare, poichè dovrebbe mostrare un trend discendente man mano che l'assimilazione procede ed essere più piccolo di 1 se l'assimilazione mostra la capacità di correggere il modello.

3) deviazione standard del misfit rispetto alla persistenza, ovvero rmsmp, definita come in 1, usando la persistenza al posto del campo di previsione del modello

$$mp_i = obs_i - obseq_i(t = 0) \tag{4.5}$$

$$rmsmp_i = \frac{1}{N}\sqrt{\sum_{i=1}^{N} mp_i^2} \tag{4.6}$$

dove la notazione $obseq_i(t = 0)$ indica la persistenza, ovvero l' osservazione equivalente del modello valutata all' istante iniziale.

4) rapporto previsione rispetto alla persistenza, ovvero fcst/pers, definito come

$$\frac{fcst}{pers} = \frac{\sum_i m_i^2}{\sum_i mp_i^2} \tag{4.7}$$

Questo indice dovrebbe decrescere mano a mano che l'assimilazione procede e diventare molto più piccolo di 1 se la previsione è migliore della persistenza.

Ognuno di questi indici è stato calcolato per i dati di SLA separatamente provenienti da TOPEX/POSEIDON ed ERS-2 e per i profili di XBT.

Come per l'accuratezza, gli indici di capacità sono stati calcolati per ciascuna regione del bacino e per tutte le settimane di previsione. Per la SLA si è posta l' attenzione nella regione del bacino Provenzale, del Mar Ionio e del bacino Levantino che presentano profondità superiori ai 1000 m.

Per tutto il bacino, come mostrato nelle Tabelle 4.1, 4.2, i valori della rmsm e rmsmp calcolati per entrambi i satelliti, si mantengono al di sotto del valor medio di 8 cm.

L'errore della persistenza però si mantiene quasi sempre al di sotto del rms. Questo potrebbe essere dovuto alla incapacità del modello di assimilare propriamente l'informazione del segnale di mesoscala contenuta nei dati di SLA. In aggiunta a ciò il modello tende a perdere questa informazione nel corso del tempo, a causa della relativamente bassa risoluzione spaziale. La lunghezza del ciclo di assimilazione potrebbe inoltre facilitare l'immissione dei dati in maniera troppo filtrata.

Questo potrebbe spiegare anche l'alto valore del rapporto tra previsione e persistenza che si mantiene per tutte le regioni superiore ad 1 (Fig4-19) eccetto che nella regione del Mare Alboreano. Questo potrebbe indicare o la mancata capacità del modello previsionale di prevedere i dati non ancora assimilati o l'azione di filtro del modello nei confronti della suddetta variabilità. Inoltre il comportamento della variabilità è non lineare e difficilmente predicibile: piccole

Regione	rmsm	rmsmp	fcst/pers
0	6.14	5.90	1.09
1	5.97	6.31	0.85
2	6.51	6.22	1.14
3	5.74	5.19	1.27
4	5.41	5.18	1.14
5	6.74	6.96	0.94
6	5.50	5.37	1.04
8	5.81	5.75	1.07
9	6.87	6.48	1.18
10	6.40	6.22	1.06
11	6.75	6.38	1.15
12	6.80	6.38	1.19
13	5.69	5.33	1.16

Tabella 4.1: ERS-2 Misfit (cm) mediato sui mesi aprile-ottobre 2000. La regione 0 corrisponde all' intero bacino. Non viene presa in considerazione la regione 7 (Fig 1-10) in quanto non si hanno dati assimilati.

Regione	rmsm	rmsmp	fcst/pers
0	7.03	7.00	1.01
1	8.04	6.32	1.63
2	7.04	6.87	1.07
3	6.90	6.70	1.11
4	6.44	6.32	1.04
5	6.80	6.15	1.26
6	6.11	6.06	1.07
7	4.89	5.60	0.77
8	7.13	7.24	0.97
9	7.67	6.25	1.50
10	7.28	7.75	0.93
11	7.18	7.09	1.06
12	7.04	6.71	1.13
13	6.76	5.92	1.30

Tabella 4.2: Topex/Poseidon misfit (cm) mediato sui mesi aprile-ottobre 2000.

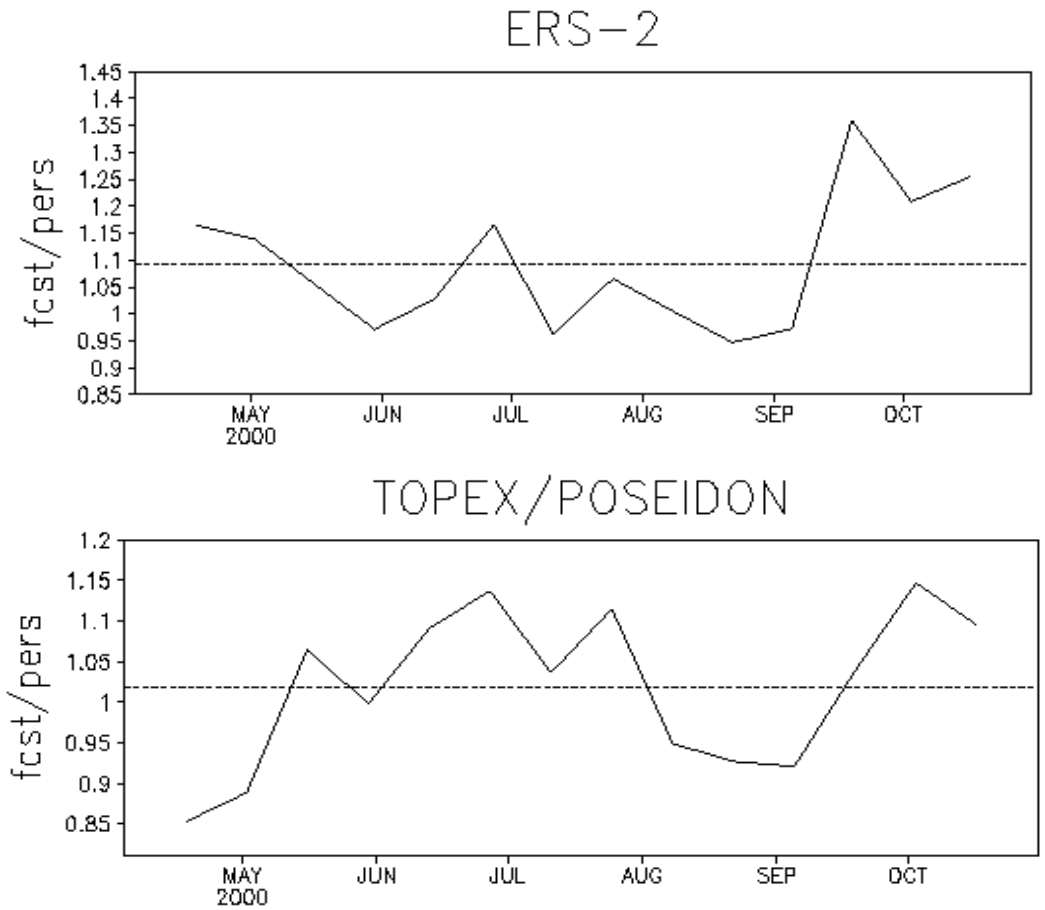

Figura 4-19: Andamento del rapporto tra previsione e persistenza per i dati di SLA del satellite ERS-2 e TOPEX/POSEIDON per l'intero bacino.

differenze nelle condizioni iniziali producono grandi differenze nella simulazione del modello dopo diversi giorni.

In Fig4-19 viene mostrato l' andamento del rapporto tra previsione e persistenza nei sette mesi di studio (aprile-ottobre 2000) per i due satelliti separatamente. Vediamo anche in questo caso che difficilmente tale rapporto rimane sotto il valore di 1, rafforzando l'ipotesi che il modello non riesca a mantenere il segnale che viene introdotto con i dati di SLA. Una più approfondita discussione di tale risultato dovrà necessariamente essere fatta tramite esperimenti di sensitività ai parametri della tecnica di assimilazione.

L'andamento temporale nel tempo evidenziato in Fig 4-20 mostra come l'rms non decresca nel tempo, cosa che ci fa supporre che il modello non riesca a "trattenere " l'informazione data dai satelliti.

Le differenze che si osservano nell' andamento del rms tra i due satelliti

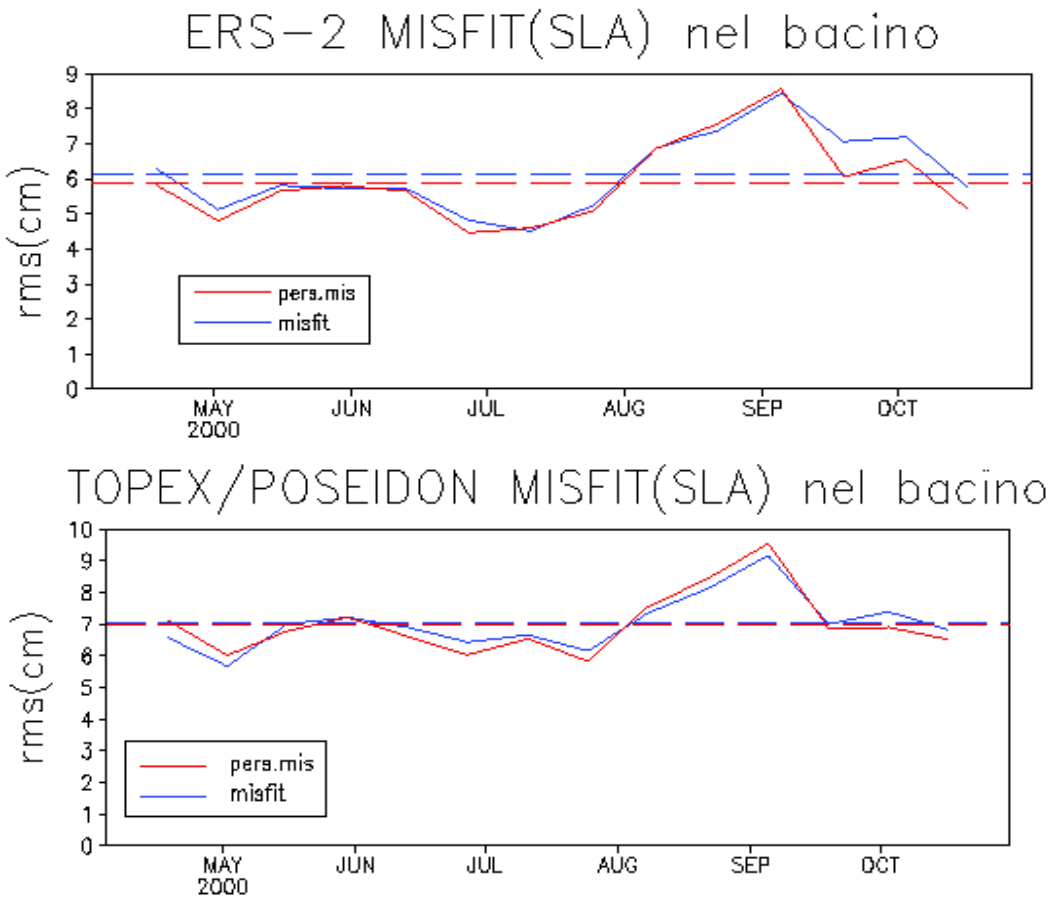

Figura 4-20: Confronto tra la rms del misfit e la rms del misfit rispetto alla persistenza per i due satelliti.

nel bacino (Fig4-20) sono in media dell'ordine di 1 cm. Queste differenze sono imputabili alla semplice differenza di copertura esistente tra di essi (Fig 1-3): questo a testimoniare come la combinazione dei due set di dati sia vitale per il monitoraggio dei segnali di mesoscala nel Mediterraneo.

Dei parametri considerati il più importante è il nms che permette di considerare l'importanza relativa dell' errore rispetto alla varianza dei dati. L'nms nell'intero bacino mostra, per entrambi i satelliti, un'andamento che decresce nel tempo, partendo da valori prossimi ad 1 nelle prime settimane di assimilazione per giungere a valori prossimi a 0.6-0.7 alla fine di settembre (Fig 4-21).

Questo andamento decrescente indica come la continua assimilazione di nuovi dati nel corso del tempo migliori la capacità di previsione dei dati stessi del modello. Un'inversione di tendenza si osserva all'inizio di giugno per il T/P ed alla fine di luglio per l'ERS-2 e questo si può spiegare o in termini di variabilità

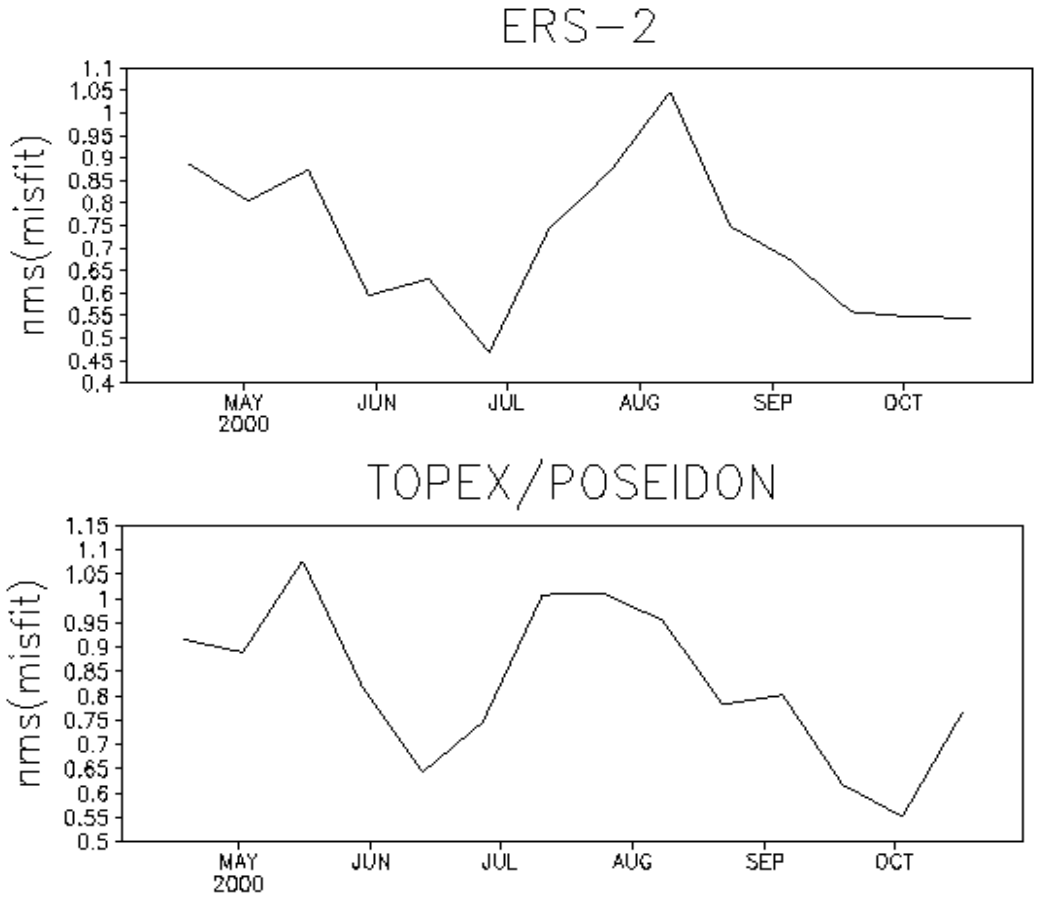

Figura 4-21: Andamento nms per l'intero bacino. Nel pannello superiore è riportato l'andamento per l'ERS-2 in quello inferiore per il TOPEX/POSEIDON

del numero di dati o in termini di variabilità della circolazione. L'inversione di tendenza dell' nms per gli XBT che si colloca a metà giugno (Fig 4-22) sembra far propendere per la seconda spiegazione: di fatto, almeno per il numero di dati di SLA di ERS-2, il loro andamento mantiene una ciclicità costante nel tempo (Fig 4-23).

Nel bacino Provenzale l' nms si mantiene alto per tutto il periodo, raggiungendo il minimo in settembre (Fig 4-24): questo potrebbe essere spiegato con il fatto che la corrente Algerina e la corrente ciclonica Liguro-provenzale sono dominanti nella soluzione del modello e la variabilità di mesoscala è sottostimata. Di questo si trova conferma nell' andamento della rms del misfit che nell' intervallo di tempo considerato spesso supera la rms del misfit rispetto alla persistenza (Fig 4-25, 4-26). Nella regione del Mar Ionio il valore massimo è raggiunto in settembre, con un picco di ~ 3 per ERS-2 e ~ 2.2 per T/P, per

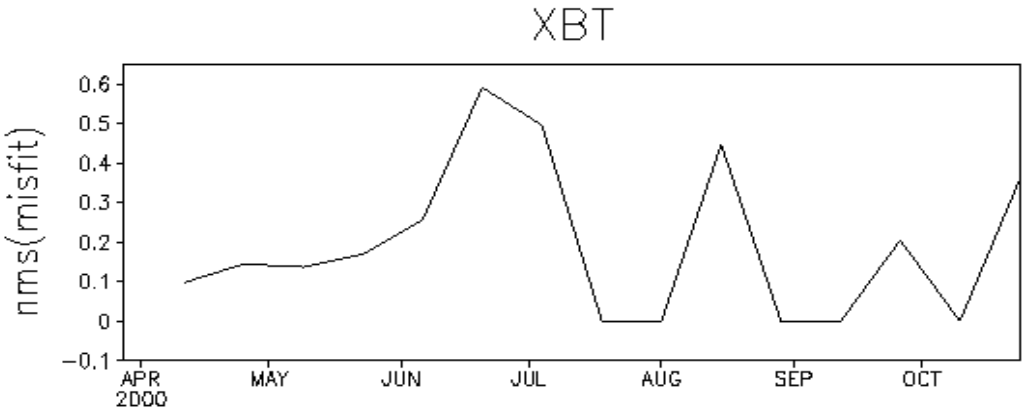

Figura 4-22: Andamento dell'nms per l'intero bacino calcolato sui dati dei profili di XBT a 5 m.

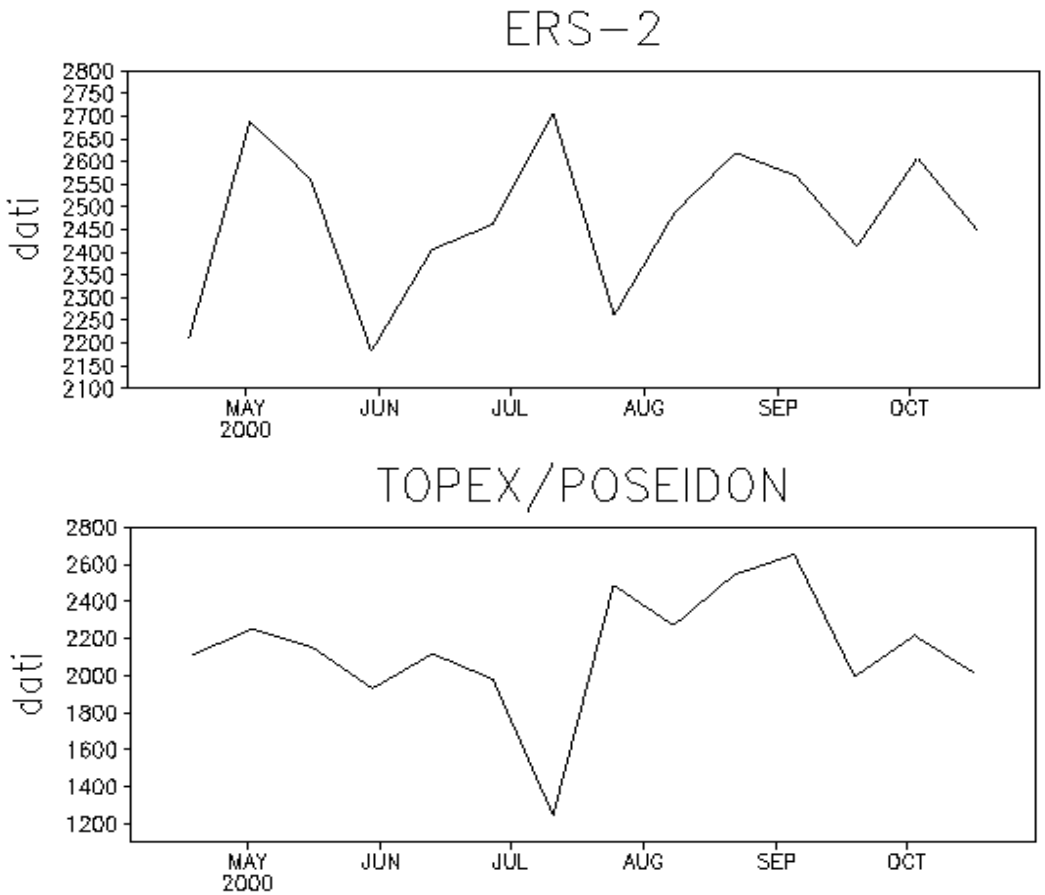

Figura 4-23: Numero di dati per i due satelliti per l'intero bacino.

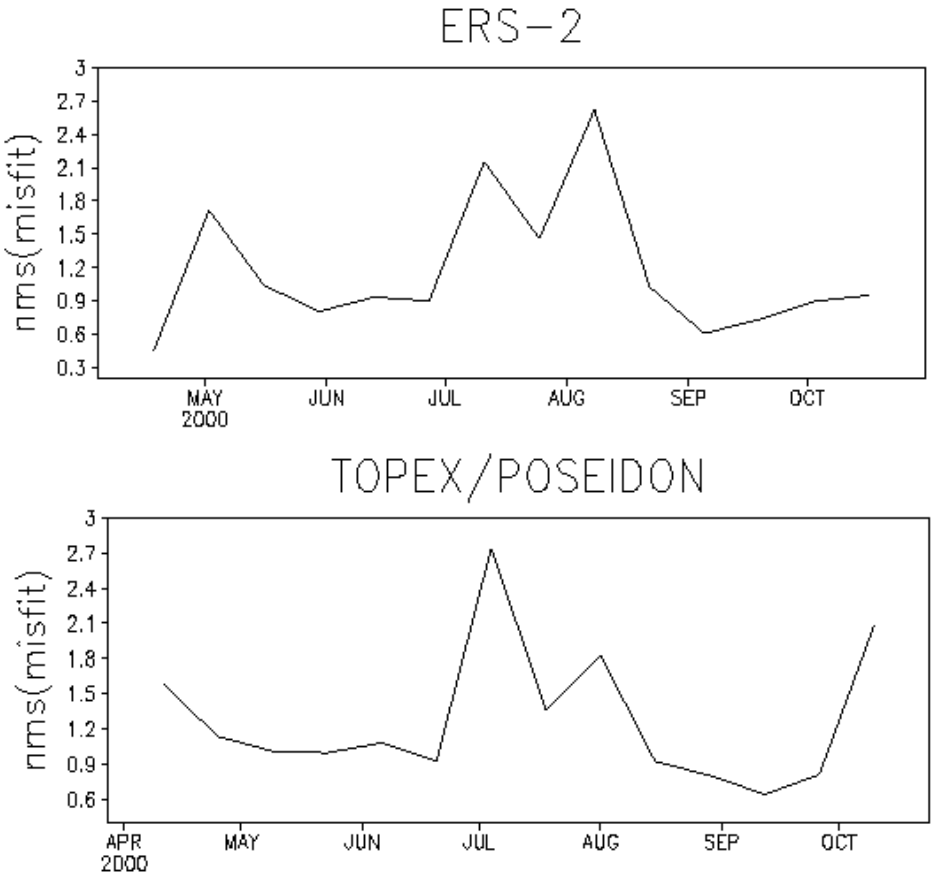

Figura 4-24: Andamento dell'nms per il bacino Provenzale.

poi decrescere ad indicare una buona corrispondenza tra i dati osservativi ed il modello (Fig 4-27).

Infine la regione del bacino Levantino mostra un brusco calo dell'nms da agosto in avanti , visibile soprattutto nel caso dell' ERS-2 (Fig 4-28).

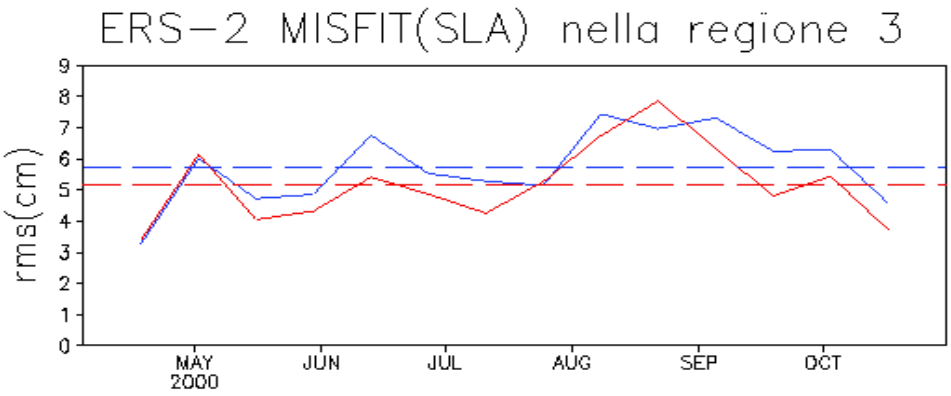

Figura 4-25: Confronto tra la rms della rms del misfit e la rms del misfit rispetto alla persistenza per l'ERS-2 nel bacino Provenzale (regione 3 Fig 2-10).

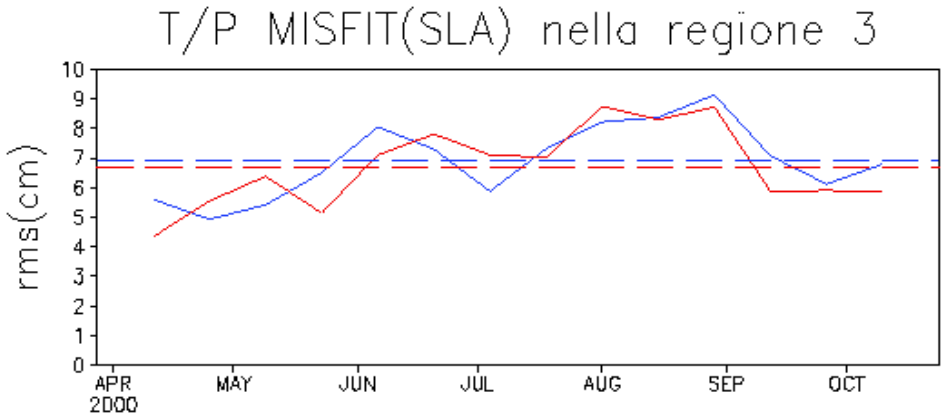

Figura 4-26: Confronto della rms dell'analisi e della persistenza per TOPEX/POSEIDON nel bacino Provenzale.

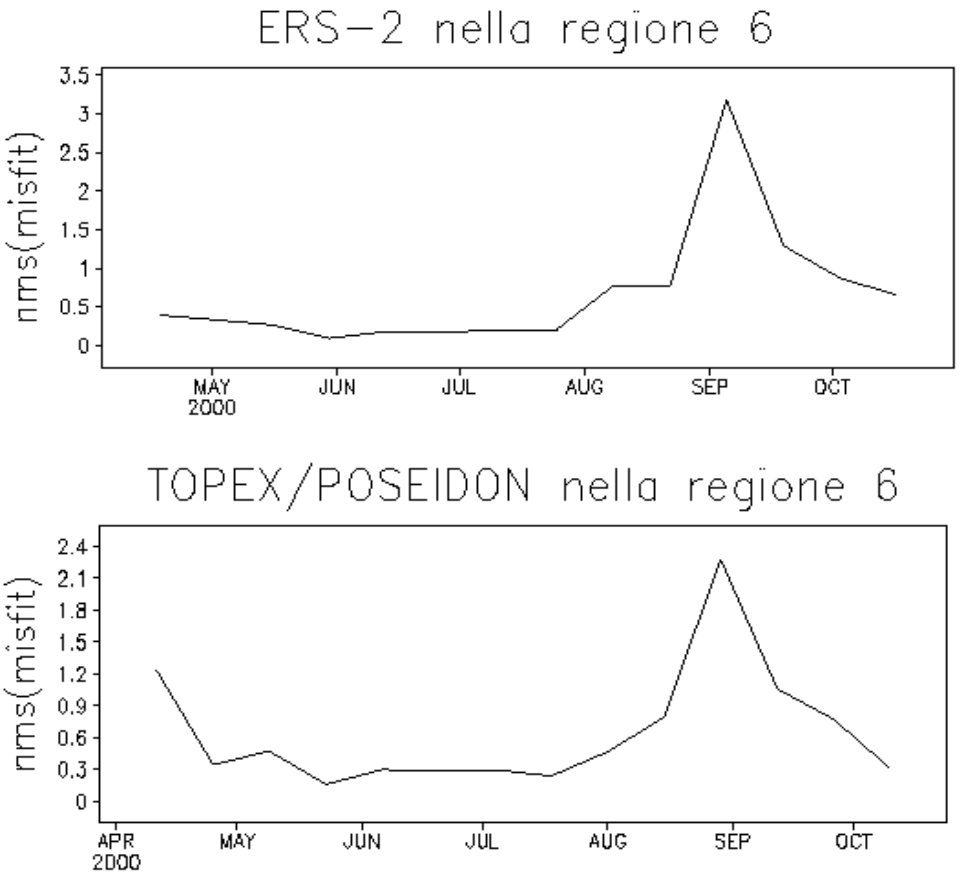

Figura 4-27: Andamento dell'nms per il Mar Ionio. Il pannello superiore si riferisce all'ERS-2 ed il pannello inferiore al TOPEX/POSEIDON (regione 6 Fig 2-10)

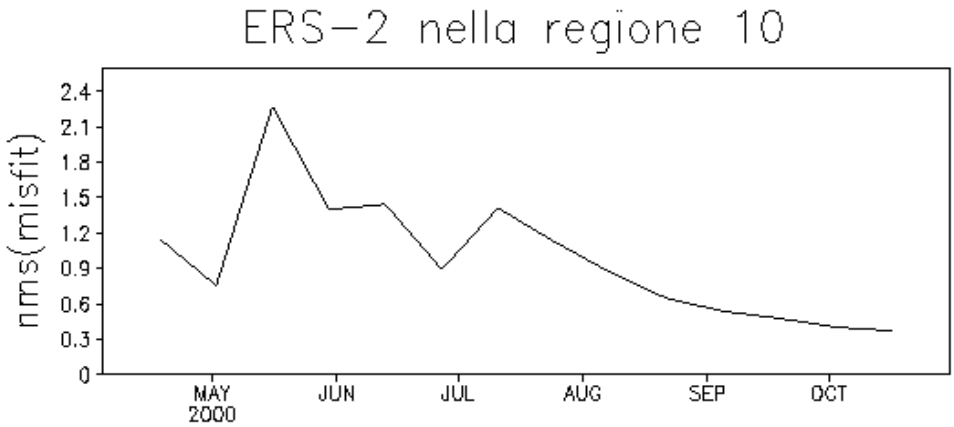

Figura 4-28: Andamento dell'nms nel bacino Levantino per il satellite ERS-2 (regione 10 Fig 2-10).

Nel calcolo dei quattro indici usati per valutare la capacità del modello considerando come osservazioni i dati di XBT, quello che appare evidente è come la capacità di previsione sia fortemente influenzata dal numero di dati disponibili e contemporaneamete penalizzata dalla loro "scarsità". Proprio questa scarsità e quindi la conseguente difficoltà di inserimento nel modello della stratificazione del campo di temperatura tramite i dati rende ancora più importante la scelta di opportune EOF.

Questo soprattutto negli strati compresi tra i 120 m e i 360 m dove si ha un brusco calo nei dati, come mostrato in Fig 4-29 , 4-30.

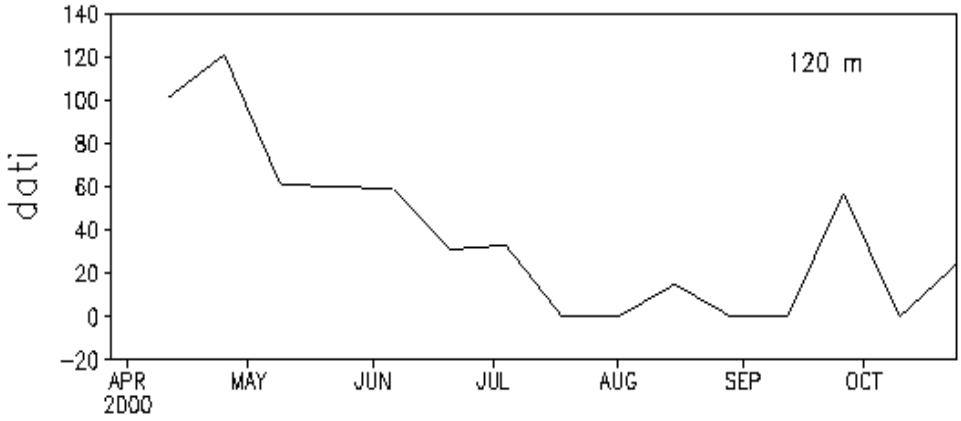

Figura 4-29: Andamento dati di XBT per i 120 m.

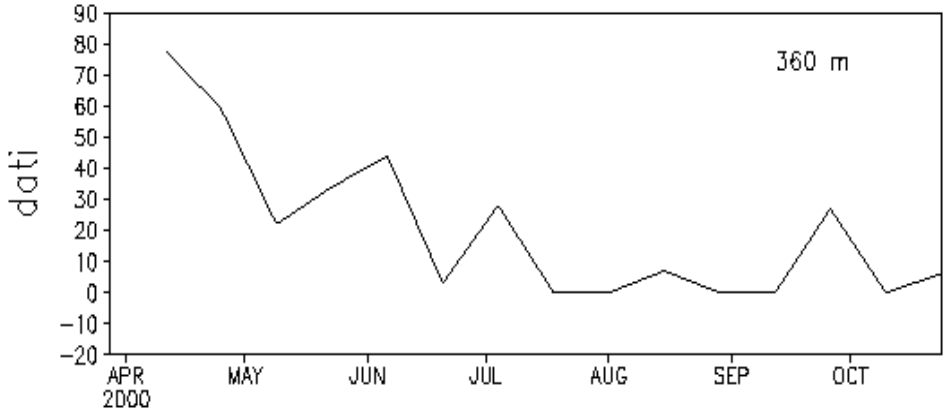

Figura 4-30: Andamento dati di XBT per i 360 m.

Capitolo 5

Conclusioni

Questo lavoro di tesi si proponeva lo studio della qualità di una previsione in termini di indici di qualità e consistenza al fine di valutare quantitativamente la capacità del modello previsionale di predire la variabilità della circolazione nella regione del Mediterraneo.

I risultati ottenuti e le relative analisi effettuate su di essi hanno messo in evidenza come il mdello sia in grado di riprodurre abbastana correttamente le caratteristiche principali della circolazione, evidenziando le strutture cicloniche ed anticicloniche sia nella loro evoluzione spaziale che temporale. I due esperimenti portati a termine, l'uno con l'assimilazione combinata di SLA e XBT e l'altro con l'assimilazione solo di XBT, hanno evidenziato l'importanza dell'assimilazione dei dati di SLA al fine di riprodurre alcune strutture di mesoscala.

L'analisi in termini di accuratezza ha evidenziato come le previsioni riescano a stimare in modo abbastanza corretto la situazione reale espressa attraverso un' analisi diversa delle osservazioni.

L'analisi dei risultati in termini di capacità ha però evidenziato come una parte della variabilità venga perduta dal modello nel corso della stessa previsione a causa presumibilmente della risoluzione spaziale del modello e della lunghezza del ciclo di assimilazione. Interessante sarebbe quindi implementare il modello con una risoluzione spaziale maggiore in modo tale da riuscire a "trattenere" meglio la variabilità di mesoscala, interannuale e stagionale e ridurre il ciclo di assimilazione dei dati disponibili per introdurre più di frequente le informazioni derivanti dai dati e correggere di conseguenza le simulazioni del modello. Si

potrebbe ad esempio passare dall'attuale intervallo di sette giorni a tre giorni: questo permetterebbe di ridurre la differenza tra le simulazioni ed i dati che nel caso della SLA si mantengono comunque nella media.

L' indice di qualità legato all'rms tra la previsione e l'analisi ha mostrato che, nei dieci giorni delle previsioni, l'errore non cresce più di 0.6°C. Il confronto con la rms della persistenza mostra che l'errore è più alto e quindi la previsione dinamica è un valore aggiunto sull'analisi o condizione iniziale assimilata.

In conclusione si può dire che il primo sistema di analisi e previsione del Mare Mediterraneo sia consistente ed accurato e può essere considerato la base per le future previsioni operative del bacino.

Capitolo 6

Bibliografia