



Agenzia Nazionale per le Nuove Tecnologie,  
l'Energia e lo Sviluppo Economico Sostenibile



*Ministero dello Sviluppo Economico*

## RICERCA DI SISTEMA ELETTRICO

### Modello accoppiato per l'area Euro-mediterranea

*S. Calmanti, A. Dell'Aquila, A. Carillo, V. Ruggiero, P. Lanucara, G. Sannino*



## MODELLO ACCOPPIATO PER L'AREA EURO-MEDITERRANEA

Sandro Calmanti, Alessandro Dell'Aquila, Adriana Carillo, Gianmaria Sannino (ENEA)  
Vittorio Ruggiero, Piero Lanucara (CASPUR)

Settembre 2011

Report Ricerca Sistema Elettrico

Accordo di Programma Ministero dello Sviluppo Economico – ENEA

Area : Produzione di energia elettrica e protezione dell'ambiente

Progetto: Studi e valutazioni sul potenziale energetico delle correnti marine

Responsabile Progetto: Gianmaria Sannino, ENEA

# MODELLO ACCOPPIATO PER L'AREA EURO-MEDITERRANEA

*Architettura, validazione, simulazioni climatiche XXI secolo*

## Sommario

1. Introduzione .....	3
2. Modello accoppiato PROTHEUS .....	6
2.1 RegCM3 .....	6
2.2 MITgcm .....	7
2.3 OASIS .....	8
3. Implementazione del modulo OASIS .....	8
3.1 Installazione, compilazione e test della libreria .....	9
3.2 Preparazione e compilazione dei due moduli .....	11
3.3 Creazione dei file XML .....	13
3.4 Inserimento delle istruzioni OASIS4 nei moduli .....	14
3.4.1 Fase di inizializzazione .....	14
3.4.2 Definizione della griglia e delle informazioni collegate .....	15
3.4.3 Collocazione delle variabili nella griglia .....	15
3.4.4 Dichiarazione dei campi accoppiati .....	16
3.4.5 Fase di chiusura .....	17
3.4.6 Istruzioni per l'esecuzione di un run .....	17
4. Validazione del modello accoppiato: riproduzione clima presente .....	19
4.1 Validazione dei campi superficiali: Temperatura Superficiale del Mare TSM... ..	19
4.2 Validazione dei campi superficiali: Evaporazione Et .....	25
4.3 Validazione dei campi superficiali: Precipitazione Pr .....	26
4.4 Analisi dell'anno 2000 .....	29
5. Simulazioni climatiche: XXI secolo .....	34
5.1 Forzante globale e simulazioni regionali .....	35
6. Bibliografia .....	42

# 1. INTRODUZIONE

Nel rapporto tecnico intitolato “Modello climatico a scala regionale” è stata sottolineata la necessità di utilizzare modelli regionali atmosferici ad alta risoluzione per caratterizzare lo stato climatico della regione mediterranea. Come ulteriore passo in avanti, per descrivere tutti i complessi fenomeni di interazione tra l'aria e il mare, è stato sviluppato un modello regionale in cui la componente atmosferica, già descritta nel rapporto tecnico “Modello climatico a scala regionale”, fosse convenientemente accoppiata ad un modulo oceanico.

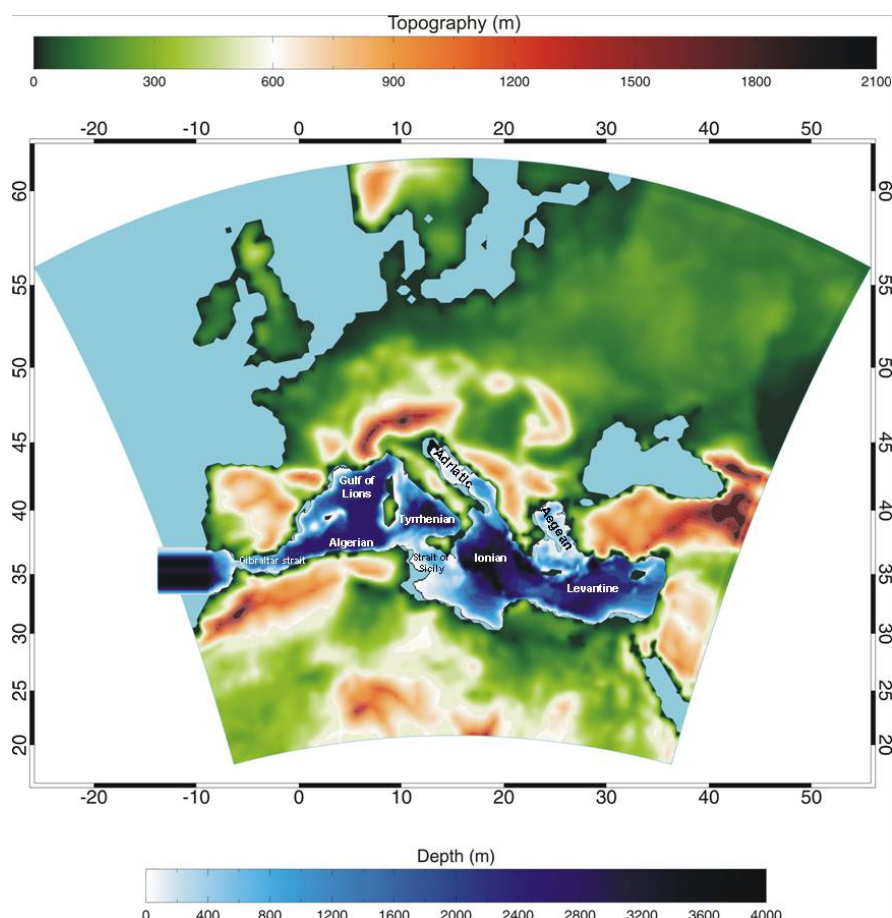
Un certo numero di Modelli Climatici Regionali (MCR) sono stati sviluppati negli ultimi due decenni al fine di ottenere informazioni a scala regionale a partire da simulazioni a grande scala del clima globale. Tali informazioni si sono dimostrate utili ai fini dello studio dei cambiamenti climatici e per la valutazione degli impatti e per studi di adattamento (es. Giorgi 2006a). Fino ad oggi la maggior parte dei MCR erano essenzialmente composti da una componente atmosferica accoppiata ad un modulo che descriveva l'evoluzione della biosfera e forzata alla superficie marina da una temperatura superficiale del mare (TSM) prescritta. Anche se tale configurazione di MCR può essere sufficiente per molte applicazioni, ci sono casi in cui l'interazione aria-mare a piccola scala può influenzare sostanzialmente la struttura spaziale e temporale del clima regionale. Un esempio tipico è l'Oceano Indiano ed i suoi effetti sul monsone, per i quali è stato chiaramente dimostrato che le interazioni aria-mare sono essenziali nel descrivere lo sviluppo del monsone asiatico (ad esempio Meehl, 1994).

Un altro importante esempio è costituito dalla regione Mediterranea. Questa regione è caratterizzata da una linea di costa frastagliata, da penisole estese (italiana ed ellenica), un'orografia complessa (Balcani, Alpi, Appennini e Pirenei), e la presenza di isole grandi e piccole (Baleari, Sicilia, Sardegna, Corsica, Creta e Cipro). Dal punto di vista atmosferico tale complessità morfologica porta alla formazione di fenomeni meteorologici intensi. Un tipico esempio è rappresentato dal maestrone, che soffia attraverso le valli del Rodano e la Garonna nel Golfo del Leone e in tutta la Corsica e la Sardegna attraverso lo stretto di Bonifacio. Un altro esempio è la bora, che soffia da nord-est, attraverso una serie di valli, in Adriatico. Diverse località costiere del Mediterraneo centrale (ad esempio il Golfo di Genova) e orientale (ad esempio l'isola di Cipro) sono anche centri di ciclogenesi intensa indotta dall'orografia (vedi ad esempio Buzzi e Tibaldi 1978; Alpert et al, 1995). Tali eventi possono influenzare notevolmente la circolazione oceanica del Mediterraneo.

Il Mar Mediterraneo è un bacino semi-chiuso in cui si verificano una vasta gamma di processi oceanici e di interazioni regionali con la scala globale. Esso è collegato all'Oceano Atlantico attraverso lo Stretto di Gibilterra, ed è composto da due bacini di dimensioni simili, quello occidentale e quello orientale, separati dal canale di Sicilia (Figura 1). A nord-est è anche collegato al Mar Nero attraverso il canale del Bosforo. Nello stretto di Gibilterra, l'acqua atlantica, relativamente più dolce, entra nel Mar Mediterraneo in superficie, in sostituzione dell'acqua evaporata, mentre l'acqua più salata e densa del Mediterraneo esce in profondità verso l'Atlantico. Le acque profonde del Mediterraneo sono prodotte da intense interazioni aria-mare: nel Golfo del Leone



(Mediterraneo occidentale), nell'Adriatico meridionale, nel bacino levantino e nel Mar Egeo (vedi Golnaraghi e Robinson, 1994; Roether et al., 1996). I progressi nella conoscenza della circolazione del Mar Mediterraneo sono scaturiti sia dalle recenti campagne di osservazione che dalle attività di modellistica (Milot 1999, Marullo et al 2007, Sannino et al 2009). La circolazione del bacino è caratterizzata dalla presenza di vortici a scala di sottobacino, da un'intensa variabilità a mesoscala e da un forte segnale stagionale. E' presente anche una marcata variabilità interannuale, direttamente correlata alla variabilità interannuale dei forzanti atmosferici (Josey 2003, Mertens e Schott, 1998).



**Figura 1: Dominio del modello regionale accoppiato PROTHEUS con la corrispondente batimetria e topografia espresse in metri.**

I processi fisici sopra accennati, tra le altre cose, hanno due caratteristiche fondamentali: derivano da una forte interazione aria-mare e avvengono a scale spaziali piccole. Ciò indica che un Modello Climatico Regionale accoppiato Atmosfera-Oceano (MCRAO) ad alta risoluzione rappresenta uno strumento fondamentale per ottenere dati sul clima passato, presente e futuro della regione mediterranea. Questo anche in considerazione del fatto che il bacino del Mediterraneo è stato identificato come una delle regioni più sensibili al riscaldamento globale (Giorgi 2006b), e quindi potenzialmente vulnerabile ai cambiamenti climatici che potrebbero verificarsi nei prossimi decenni.

Sulla base di tali considerazioni viene presentato in questo documento lo sviluppo, la validazione e alcune simulazioni climatiche di un MCRAO per il bacino del Mediterraneo: il sistema PROTHEUS. Fino ad oggi solo alcuni esempi di MCRAOs accoppiati sono stati presentati in letteratura. Ratnam et al. (2008) hanno accoppiato il modello regionale atmosferico RegCM3 (Pal et al. 2007) con il modello oceanico regionale POM (Mellor, 2004) nella regione dell'oceano Indiano e hanno verificato che l'accoppiamento ha notevolmente migliorato la simulazione delle piogge monsoniche, sia sull'oceano che su terra. Considerando la regione tropicale, il MCRAO del Max-Planck Institute è stato recentemente applicato alla regione indonesiana (Aldrian et al 2005), mostrando un notevole miglioramento nella simulazione dell'intensità delle precipitazioni. Per l'area del Nord Europa differenti MCRAOs sono stati sviluppati per il Mar Baltico (Döscher et al 2002, Lehmann et al 2004) così come per la regione artica (Rinke et al 2003).

Di maggiore interesse per il nostro studio, Somot et al. (2008) hanno presentato l'accoppiamento tra il modello atmosferico globale ARPEGE (Deque e Piedelievre 1995) e il modello regionale oceanico OPAMED (Somot et al 2006) sulla regione del Mediterraneo. Mettendo a confronto una serie di esperimenti accoppiati e non, hanno dimostrato che il segnale del cambiamento climatico su gran parte dell'Europa è più intenso per il modello accoppiato in tutte le stagioni, con inverni umidi sul nord Europa ed estati più secche e calde nell'Europa meridionale e orientale.

Nel sistema PROTHEUS qui presentato vengono accoppiati il modello atmosferico RegCM3, già presentato nel rapporto tecnico intitolato "Modello climatico a scala regionale", e il modello oceanico MITgcm (Marshall et al. 1997a, b). Entrambi i modelli sono ben testati e sono stati ampiamente utilizzati in diverse regioni del mondo per una varietà di applicazioni (Giorgi e Mearns 1999; Giorgi et al 2006; Marshall et al, 1997a, b). Sono accoppiati tramite il programma di accoppiamento OASIS (Valcke e Redler, 2006). In questo lavoro, ci si concentra principalmente sulle prestazioni del sistema accoppiato nel riprodurre le condizioni atmosferiche superficiali su terra, lo stato superficiale dell'oceano e i flussi aria-mare.

Gli obiettivi principali del documento sono: (i) presentare lo sviluppo e l'architettura del nuovo strumento numerico, (ii) validare la descrizione del clima attuale ottenuta con il sistema PROTHEUS rispetto ad archivi di dati osservati e rispetto ai forzanti a grande scala, in particolare rispetto alla rianalisi del Centro Europeo per le Previsioni meteorologiche a medio termine ECMWF-ERA40 (Simmons and Gibson 2000) e alla corrispondente simulazione regionale atmosferica ottenuta con il modello RegCM3 descritto nel rapporto tecnico "Modello climatico a scala regionale", (iii) presentare risultati preliminari sugli scenari climatici regionali prodotti con il modello accoppiato PROTHEUS.

Il documento è organizzato come segue. Nella sezione 2 si descrivono le singole componenti del modello accoppiato, la procedura di accoppiamento e la progettazione dell'esperimento. Il dettaglio dell'implementazione del modulo OASIS è illustrato nella sezione 3. La climatologia del modello accoppiato è validata nella sezione 4 unitamente all'analisi dei venti sul mare per un anno di particolare interesse. La sezione 5 presenta infine un'analisi preliminare delle simulazioni climatiche per il XXI secolo.

## 2. MODELLO ACCOPPIATO PROTHEUS

Il modello accoppiato regionale PROTHEUS, sviluppato dal laboratorio UTMEA-CLIM dell'ENEA in collaborazione con il CASPUR è composto dal modello regionale atmosferico RegCM3 e dal modello oceanico MITgcm, accoppiati mediante l'accoppiatore OASIS3 (Artale et al 2010) .

### 2.1 RegCM3

Il modello atmosferico RegCM3 è stato descritto in dettaglio nel rapporto tecnico “Modello climatico a scala regionale”. Di seguito saranno brevemente descritti solo gli aspetti principali. Il modello RegCM3 è un modello atmosferico idrostatico tridimensionale, che risolve le equazioni primitive del moto di un fluido su coordinate verticali sigma. E 'stato originariamente sviluppato da Giorgi et al. (1993a, b) e poi successivamente aggiornato, come descritto da Giorgi e Mearns (1999) e Pal et al. (2007). Rispetto alle precedenti versioni RegCM3 include diverse opzioni per gli schemi di fisica (Pal et al. 2007). In questo studio si fa uso dello schema di trasferimento radiativo CCM3 (Kiehl et al. 1996) con prescritte concentrazioni di gas serra, il modulo per la descrizione dello strato limite planetario di Holtslag et al. (1990), il modulo che descrive i flussi tra biosfera e atmosfera BATS1E descritto da Dickinson et al. (1993), lo schema per la precipitazione descritto da Pal et al. (2000) e lo schema di convezione di Grell (1993) con l'ipotesi di chiusura Fritsch e Chappell (1980). Gli scambi aria-mare sono trattati con la parametrizzazione di Zeng et al. (1998). Questo modulo è stato inserito per migliorare alcuni dei problemi riscontrati nella versione originale del modulo BATS (Pal et al. 2007). Negli esperimenti sugli Stati Uniti continentali e sull'oceano adiacente, il modulo di Zeng apporta un notevole miglioramento nella descrizione dell'evaporazione e della precipitazione sul Golfo del Messico e il tropicale Atlantico occidentale (Pal et al. 2000).

La configurazione adottata in questo studio ha una griglia orizzontale uniforme di 30 km su una proiezione conforme di Lambert. Il dominio del modello è centrato a 41°N e 15°E con 160 punti della griglia in direzione meridionale, 150 punti della griglia nella direzione zonale e 18 livelli verticali sigma. Questo dominio (la configurazione *Euro\_Med-small* descritta nel rapporto tecnico “Modello climatico a scala regionale”) copre l'intero Mediterraneo (Figura 1).

Le condizioni al contorno laterali per la componente atmosferica sono fornite interpolando ogni 6 ore sulla griglia ad alta risoluzione del modello i campi forzanti su larga scala, in particolare la componente orizzontale del vento, la temperatura, l'umidità specifica e la pressione superficiale. Nella sua configurazione standard RegCM3 legge la TSM da un file di ingresso. Questa procedura viene mantenuta nella configurazione accoppiata. Tuttavia, dopo che le TSM prescritte (indicate con il simbolo  $T_f$ ) sono state lette, vengono combinate con le temperature  $T_o$  ottenute dal modello oceanico in base alla formula:

$$TSM = \alpha \cdot T_o + (1 - \alpha) \cdot T_f$$

con  $\alpha = 0$  al di fuori dello stretto di Gibilterra ed  $\alpha = 1$  all'interno del Mar Mediterraneo. La transizione può essere resa più graduale con l'introduzione di valori idonei di  $0 < \alpha < 1$  nella maschera di accoppiamento.

## 2.2. MITgcm

La componente oceanica di PROTHEUS è stata recentemente implementata e validata da Sannino et al. (2009). E' basata sul modello MITgcm sviluppato da Marshall et al. (1997a, b) che viene utilizzato nella sua configurazione idrostatica, implicita, a superficie libera, con una formulazione della topografia a celle parziali (Adcroft et al. 1997). Nel seguito si descrivono solo le caratteristiche principali del modello, rinviando a Sannino et al. (2009) per una completa descrizione e analisi della validazione. Il modello oceanico è caratterizzato da una risoluzione spaziale di  $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ , che corrisponde ad una risoluzione non uniforme di 14 km x (9-12) km. La risoluzione maggiore è raggiunta nella parte settentrionale del dominio. Dato che nel Mar Mediterraneo il Raggio di deformazione interno di Rossby è di circa 10-15 km (con l'eccezione del Mare Adriatico, dove è ~5 km, Bergamasco e Gacic 1996). La viscosità orizzontale e i termini diffusivi sono modellati con una formulazione bi-armonica con coefficienti di diffusività e viscosità pari a  $1.5 \times 10^{10} \text{ m}^4 \text{ s}^{-1}$ . La diffusività verticale è modellata attraverso una formulazione laplaciana con coefficienti di diffusività che vanno da  $3.0 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  in superficie a  $1.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  sul fondo dell'oceano. Il coefficiente di viscosità è mantenuto costante a  $1.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  su tutta la colonna d'acqua. Al fine di garantire la presenza di convezione profonda, la diffusività verticale può essere localmente intensificata fino a  $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  nelle regioni in cui la stratificazione diventa instabile. La batimetria viene interpolata dall'archivio ETOPO5 (dati dal US National Geophysical Data Center) ad  $1/12^\circ$  di grado, con alcune correzioni ad hoc per punti di griglia isolati situati in corrispondenza di isole e stretti. In verticale sono utilizzati 42 livelli zeta spaziatati irregolarmente, con una risoluzione che varia da 10 m in superficie a 300 m nella parte più profonda del bacino, con un risoluzione intermedia di circa 40-50 metri nello strato tra 200 e 700 m. La simulazione è stata inizializzata con i dati climatologici di gennaio dell'archivio MEDATLAS-II (Gruppo Medar (2002)).

Lo scambio d'acqua bidirezionale con l'Oceano Atlantico è stato ottenuto rilassando tridimensionalmente i campi di salinità e temperatura alla climatologia (Levitus 1982). Al fine di ridurre circolazioni spurie, il rilassamento è stato applicato a tutti i punti della griglia all'interno di una regione che si estende fino a  $13^\circ 41.35' \text{W}$  che equivale a circa 30 punti di griglia in longitudine, con un tempo di rilassamento lineare che varia con la longitudine da 5 a 100 giorni. La batimetria nella regione Atlantica è tenuta costante con la longitudine, mentre sono considerate variazioni lungo la latitudine. Fatta eccezione per la regione Atlantica, dove non è applicato nessun forzante superficiale, il modello oceanico è forzato attraverso lo *stress* superficiale del vento e i flussi di calore calcolati dal RegCM3. Il contributo di acqua dolce (evaporazione, precipitazione, portata dei fiumi) viene applicato come un flusso di sale virtuale coerente con l' evaporazione e la

precipitazione calcolate numericamente e con le portate dei fiumi calcolate in modo interattivo dal modulo dei fiumi IRIS (vedi rapporto tecnico “Modello climatico a scala regionale”) e localizzate alle foci dei maggiori fiumi dell’area mediterranea. La portata dei fiumi è calcolata integrando spazialmente il campo medio mensile simulato del flusso totale su ogni bacino idrografico. Tale integrazione si basa su un archivio geografico (TRIP) di dati che riporta le informazioni sulla direzione del flusso d’acqua su una griglia regolare  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  globale (Oki e Sud, 1998). Seguendo la classificazione TRIP, identifichiamo 148 foci dei fiumi che si riversano nel Mar Mediterraneo e 50 foci dei fiumi che si gettano nel Mar Nero. Pertanto, il flusso di acqua dolce che viene passato al modello oceanico presso le foci dei fiumi è consistente con il ciclo idrologico riprodotto dalla simulazione atmosferica. Per ricavare una stima realistica del flusso d’acqua dolce che raggiunge il Mar Mediterraneo dal Mar Nero attraverso lo Stretto di Dardanelli, il valore per il flusso totale d’acqua dal Mar Nero è opportunamente scalato in tempo reale, utilizzando i coefficienti calcolati da una precedente simulazione atmosferica di RegCM3 in modo da seguire la climatologia prodotta da Stanev et al, 2000. Il flusso dell’acqua verso il Mar Egeo così ottenuto è poi trattato come la foce di un fiume.

### 2.3. OASIS

L'accoppiamento dei due modelli RegCM3 e MITgcm viene eseguito mediante il modulo OASIS. Oltre alla sincronizzazione dei due modelli, il compito principale di OASIS è quello di interpolare i campi scambiati tra i due modelli dalla griglia originaria a una di destinazione, dato che i due modelli sono caratterizzati da risoluzioni spaziali diverse. Per minimizzare le incongruenze nell’interpolazione dei campi di accoppiamento nei pressi delle coste, la maschera terra-mare utilizzata da RegCM3 è stata modificata opportunamente.

I campi vengono scambiati ogni 6 ore, che è la stessa frequenza con cui vengono lette le condizioni al contorno laterali nel modello atmosferico. In questa configurazione, MITgcm invia la TSM al RegCM3 mentre il RegCM3 invia al MITgcm le componenti del vettore dello stress del vento, il flusso di calore sensibile, il flusso di calore latente, la radiazione superficiale incidente d’onda lunga e corta. Come già accennato, il vettore dello stress del vento, i flussi di calore latente e sensibile sono calcolati all’interno del modello RegCM3 secondo la parametrizzazione di Zeng et al. (1998) e poi passati al MITgcm dopo l’interpolazione orizzontale.

Il flusso di calore totale, incluse le radiazioni di onda lunga e corta e i flussi di calore sensibile e latente, è passato al MITgcm come un unico campo, così come la somma totale di evaporazione e precipitazioni cumulate durante il periodo di scambio.

Nel paragrafo successivo è descritta in dettaglio l’implementazione del modulo OASIS all’interno del modello accoppiato PROTHEUS.

## 3. IMPLEMENTAZIONE DEL MODULO OASIS

OASIS (Ocean Atmosphere Sea Ice Soil) è un accoppiatore di codici particolarmente diffuso all'interno della comunità climatica, il cui sviluppo ha avuto luogo a partire dal progetto europeo PRISM (*Program for Integrated earth System Modeling*) finanziato dalla Commissione Europea con la partecipazione di 22 istituzioni europee; l'obiettivo di PRISM, che prosegue anche nel *Framework Programme 7*, è di fornire strumenti software che facilitino l'assemblaggio, l'esecuzione ed il post-processamento di simulazioni climatiche.

### 3.1. Installazione, compilazione e test della libreria

OASIS4 è l'ultima versione del software OASIS che permette scambi di variabili in modo sincronizzato tra modelli numerici che rappresentano componenti differenti del sistema climatico. Le componenti del sistema possono rimanere separate, conservando tutte le caratteristiche proprie di un sistema non accoppiato.

Rispetto ad altri software (ad esempio il Mesh based parallel Code Coupling Interface (MpCCI) o il Community Climate System Model (CCSM)) OASIS4 ha numerosi vantaggi

- può essere utilizzato liberamente; è infatti possibile scaricare l'ultima versione dal sito della CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique) sulla macchina di interesse previa apposita richiesta ai creatori e sviluppatori della libreria.
- è completamente parallelo (al contrario ad esempio della nuova versione di MpCCI)
- è modulare, consentendo di effettuare relativamente poche modifiche al codice sorgente dei modelli da accoppiare.

Una volta scaricato il pacchetto è stato installato su un'opportuna area di lavoro. Successivamente il pacchetto software è stato compilato come indicato nelle istruzioni degli sviluppatori utilizzando il file `TopMakefileOasis4` contenuto nella *directory* **oasis4/util/make\_dir**.

Questo file contiene al suo interno tutte le regole del **makefile** e include il file **make.inc** in cui vengono definite tutte le istruzioni collegate alla piattaforma su cui usare OASIS4. E' bene sottolineare che uno dei requisiti più importanti che gli sviluppatori di OASIS hanno maggiormente considerato è stato quello di garantire la massima portabilità del software sul maggior numero di piattaforme di calcolo esistenti, e mantenere nel contempo un alto standard di efficienza computazionale.

Riportiamo di seguito le scelte effettuate per l'architettura utilizzata in PROTHEUS e relativi commenti:

#### **CHAN = MPI1**

Per quanto riguarda la scelta di MPI è stato scelto MPI1; MPI (Message Passing Interface) è lo standard per lo scambio di dati tra applicazioni differenti ed è usato in OASIS per gli scambi tra le varie componenti degli Earth System Models (ESM); prove preliminari sono state realizzate anche con lo standard più recente denominato MPI2.



**COUPLE = \$(HOME1)/oasis4**

HOME1 è la *directory* dove installare il pacchetto scaricato.

**ARCHDIR = \$(COUPLE)/Intel**

La *directory* dove è stato installato OASIS4.

**MPIDIR= openmpi/1.4.1/intel/11.1.064/**

È la *directory* in cui si trova il compilatore MPI da usare. La scelta è andata sulla versione OpenMPI di MPI compilata con il compilatore Intel. OpenMPI è una versione di MPI sviluppata e mantenuta da un consorzio di università, centri di ricerca e privati (tra cui CISCO) con l'obiettivo di ottenere prestazioni e un livello di affidabilità superiori. Di fatto la versione di OpenMPI compilata con il compilatore Intel è risultata quella che ha fornito i risultati migliori per quanto riguarda le prestazioni rispetto alle altre due provate, PGI e GNU. Per quanto riguarda le versioni di OpenMPI e del compilatore Intel, la scelta è ricaduta su quelle più stabili in uso.

**NETCDF\_INCLUDE=**

**NETCDF\_LIBRARY=**

Sono le *directory* in cui sono posizionati rispettivamente l'include file ed i file di libreria di NetCDF, che definisce un formato indipendente dall'architettura per l'input/output. Di questa libreria, che è di dominio pubblico ed è stata scaricata dal sito:

[www.unidata.ucar.edu/downloads/netcdf/index.jsp](http://www.unidata.ucar.edu/downloads/netcdf/index.jsp)

è stata scelta la versione 4.1.1, la più stabile al momento dell'esecuzione del lavoro. Questa libreria è stata compilata con lo stesso compilatore usato nel resto del pacchetto e testata, con successo, seguendo le istruzioni suggerite dagli sviluppatori.

**LIBXML= versione 2.6.26**

La *directory* in cui è stata installata la libreria che serve a gestire i file di descrizione e di configurazione dei modelli accoppiati con OASIS4. Infatti, rispetto alle versioni precedenti di OASIS, l'utilizzatore ha la possibilità di definire questi parametri per mezzo di files XML (Extentable Markup Language). Per quest'ultima valgono le considerazioni fatte per la libreria NetCDF.

**F90**

**CC**

Sono rispettivamente la *directory* del compilatore C e Fortran90 da usare per le parti seriali del pacchetto, la scelta è stata obbligatoriamente la stessa fatta per il compilatore MPI. Le opzioni di compilazione scelte sono state tutte quelle tipiche del *debugging* in fase di sviluppo dei modelli, e quelle di ottimizzazione in fase di produzione. Eventuali cambiamenti e/o aggiornamenti dei compilatori e delle librerie vanno specificati in questo file (**make.inc**) con conseguente ricompilazione nel caso quest'ultima sia necessaria.

Il pacchetto OASIS4 fornisce i codici sorgenti del cosiddetto *driver*, ossia l'eseguibile che gestisce le comunicazioni tra le varie componenti (parallele) e quelli della libreria

PSMILE di cui si parlerà più avanti. Per la compilazione di queste librerie (**common\_oa4**, **psmile\_oa4** e **mpp\_io**) di OASIS4 e la creazione del *driver* nella *directory*:

**oasis4/util/make\_dir**

è stato eseguito il comando:

**make -f TopMakefileOasis4**

Le librerie installate si trovano tutte nella *directory*:

**oasis4/lib,**

mentre il file eseguibile del *driver* **oasis4.MPI1.x**, che estrae le informazioni dai file di configurazione e gestisce il processo di accoppiamento, si trova in:

**oasis4/Intel/bin**

Dopo aver verificato che le fasi di compilazione e il *linking* erano stati completati con successo, è stato testato il pacchetto eseguendo gli esempi contenuti nella *directory*:

**oasis4/examples**

Tra questi particolare attenzione è stata posta su quelli denominati *tutorial1* e *toyoa4*.

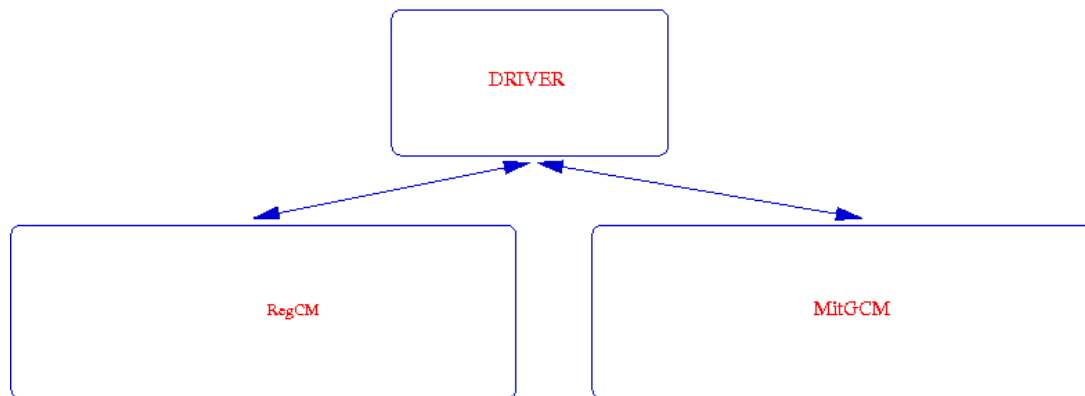
Il primo è un semplice scambio di dati, in modalità “ping-pong”, tra due modelli denominati *model1* e *model2*. Il secondo fornisce un esempio pratico di accoppiamento e scambio dati (I/O) in un reale modello accoppiato con OASIS4. In questo esempio le tre componenti, *atmoa4*, *oceoa4*, e *lanoa4*, non eseguono una simulazione realistica ma al loro interno contengono, in modo completo, le istruzioni di scambio dati ed I/O che dovrebbero essere implementate qualora si vogliano accoppiare modelli usando OASIS4.

## 3.2. Preparazione e compilazione dei due moduli

L'obiettivo finale del lavoro, come detto, è quello di implementare il modulo di accoppiamento OASIS4 nel sistema denominato PROTHEUS, composto dal modello atmosferico (RegCM3) e da quello oceanografico (MITgcm) in modo che il primo possa inviare al secondo le condizioni al contorno (vento, flusso di calore e acqua) in modo interattivo.

Il risultato cercato è pertanto l'esecuzione contemporanea dei due modelli e del *driver*.





Il lavoro è stato svolto inserendo in modo incrementale, per quanto possibile, le istruzioni della libreria OASIS4 all'interno dei due moduli ed eseguendo il *debugging* durante l'esecuzione della simulazione grazie all'ausilio di Totalview. Totalview è uno degli strumenti per il *debugging* più completi e sofisticati a disposizione della comunità scientifica ed offre la possibilità di analizzare le prestazioni di codici che vengono eseguiti su architetture multiprocessore.

Il primo passo è stato quello relativo alla creazione, all'interno dell'albero delle *directory* di OASIS4, di opportune *directory* in cui inserire i pacchetti dei due moduli. In particolare le due *directory* sono state denominate:

**oasis4/src/mod/regcma**

**oasis4/src/mod/mitgcm**

in entrambe è presente una *subdirectory* denominata **src**.

All'interno delle *directory* dei moduli sono stati creati i file degli script di compilazione che si chiamano:

**COMP\_regcma\_cresco**

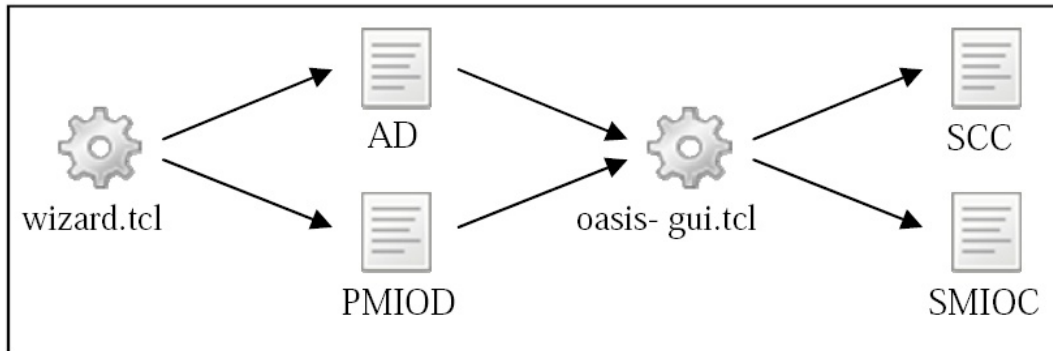
**COMP\_mitgcm\_cresco.**

Al loro interno sono definite le variabili d'ambiente, i *path* dei compilatori e delle librerie, le *flag* di compilazione e tutte le regole tipiche dei *makefile*. Particolare attenzione è stata posta al *link* con la libreria OASIS4; infatti ogni modulo facente parte del sistema accoppiato, per poter comunicare con gli altri moduli appartenenti allo stesso sistema, deve essere linkato al PRISM *System Model Interface Library* (PSMILE). PSMILE rappresenta una parte della libreria OASIS4 che si occupa in particolare di regolare il flusso di dati tra i moduli che compongono il sistema accoppiato.

Questa libreria possiede al suo interno una serie di *Application Program Interface* (API) scritte con l'idea di restare sostanzialmente invariate al variare delle versioni di OASIS. La gestione dei cosiddetti "metadati" (ossia le informazioni associate a una griglia numerica) e il mantenimento di una struttura a oggetti, rendono questa libreria efficiente ed estendibile a nuove strutture dati.

### 3.3. Creazione dei file XML

Per configurare una simulazione accoppiata, OASIS4 nella *directory* **oasis4/util/gui** mette a disposizione un'interfaccia grafica per semplificare e automatizzare la scrittura dei file necessari per la simulazione. La struttura è evidenziata nella figura seguente:



**wizard.tcl** è un programma utilizzato per semplificare la scrittura dei files nel formato XML.

**AD** (*Application Description*) contiene le caratteristiche generali dell'applicazione (ne deve essere presente uno per ogni modulo accoppiato).

**PMIOD** (*Potential Model Input and Output Description*) contiene le relazioni che ciascun componente deve stabilire con le altre componenti del modello accoppiato attraverso i dati di input e di output (ne deve essere presente uno per ogni modulo accoppiato).

Il programma **oasis-gui.tcl** riceve in input i files sopra descritti e permette di scrivere i files:

**SCC** (*Specific Coupling Configuration*), basato sulle informazioni contenute nel file AD, che contiene le caratteristiche generali e il processo di gestione delle informazioni della simulazione accoppiata; è unico per ogni simulazione accoppiata.

**SMIOC** (*Specific Model Input and Output Configuration*), basato sulle informazioni contenute nel file PMIOD contiene le relazioni che la componente del modello stabilirà durante la simulazione con le altre componenti del modello accoppiato attraverso gli scambi e l'I/O; deve essere presente sempre un file PMIOD per ogni modulo accoppiato.

Di seguito in Tabella è riportato il dettaglio delle principali informazioni contenute nei file e le relative scelte fatte riguardo ai due moduli che costituiscono il modello accoppiato PROTHEUS.

<b>MODULO</b>	regcma	Mitgcm
<b>Symbolic name</b>	regcma	Mitgcm
<b>Number of processes</b>	20	10
<b>Grids</b>	AtmoGrid	OceanGrdC
<b>Periodicity</b>	Si i,j,k	Si i,j,k
<b>Coupling Fields</b>	RCMFLOUT,CONSHLDO, COZOTAUX,COZOTAUY, COWATFLU,SOSSTSST	MITFLOUT,CONSHLDO, COZOTAUX,COZOTAUY, COWATFLU,SOSSTSST

Di ogni *Coupling Field* sono state definite le caratteristiche (*intent, units, numeric datatype, minimal exchange period, etc...*).

Al termine del programma `wizard.tcl`, salvate tutte le scelte fatte, vengono creati i file:

- **mitgcm\_ad.xml**
- **mitgcm\_mitgcm\_pmiod.xml**
- **regcma\_ad.xml**
- **regcma\_regcma\_pmiod.xml**.

A questo punto, mediante il programma **oasis-gui.tcl** è possibile caricare tutti i file con estensione **ad** e **pmiod** creati con **wizard.tcl** e aggiungere ulteriori informazioni necessarie alla simulazione accoppiata. In particolare è possibile definire il nome dell'eseguibile corrispondente ad ogni modulo accoppiato e stabilire le connessioni tra i campi appartenenti ai moduli accoppiati. A conclusione di questa operazione vengono creati i files:

- **scc.xml**
- **mitgcm\_mitgcm\_smioc.xml**
- **regcma\_regcma\_smioc.xml**.

### 3.4. Inserimento delle istruzioni OASIS4 nei moduli

Nel seguito sono descritte le principali operazioni eseguite.

#### 3.4.1. Fase di inizializzazione

Sono state inserite le chiamate alle funzioni di OASIS4 che servono ad attivare tutte le procedure necessarie a svolgere le operazioni di accoppiamento tra i moduli. Queste operazioni avvengono attraverso chiamate alla libreria MPI, che, grazie alla struttura di OASIS4, risultano trasparenti all'utente. I nomi dei files seguenti si riferiscono a *subroutines* già esistenti oppure create ex-novo per effettuare operazioni e/o chiamate a funzioni di OASIS4:

- **MITgcm:** nella *routine oasis\_init.f*
- **RegCM:** nella *routine oasis\_init.f*.

In queste *routines* sono state inserite le chiamate alle funzioni:

**prism\_init**, **prism\_init\_comp** e **prism\_get\_localcomm**. I parametri da passare a queste funzioni sono per lo più collegati alle scelte fatte all'interno dei file XML; infatti quando vengono eseguite queste chiamate, il *driver* estrae le informazioni contenute nei file **scc** e **smioc** e le trasferisce alle restanti componenti del processo di accoppiamento.

### 3.4.2. Definizione della griglia e delle informazioni collegate

Sono state inserite le chiamate alle funzioni di OASIS4 che servono ad attivare tutte le procedure necessarie a svolgere le operazioni di creazione delle griglie dei diversi moduli. I nomi dei files seguenti si riferiscono a *subroutines* già esistenti oppure create ex-novo per effettuare operazioni e/o chiamate a funzioni di OASIS4:

- **MITgcm:** nella *routine oasis\_grid\_write.F*
- **RegCM:** nella *routine oasis\_inicoupl.f*

In queste *routines* sono state inserite le chiamate alle funzioni:

**prism\_def\_grid**, **prism\_def\_partition** e **prism\_det\_corners**. I parametri da fornire alle *routines* riguardano le caratteristiche delle griglie; anche in questo caso alcuni parametri sono contenuti all'interno dei file XML relativi.

Per la variabile **gridType** è stato scelto il valore **prism\_irrlonlat\_regvrt** il quale rappresenta una griglia irregolare in latitudine e longitudine ma regolare nella dimensione verticale.

### 3.4.3. Collocazione delle variabili nella griglia

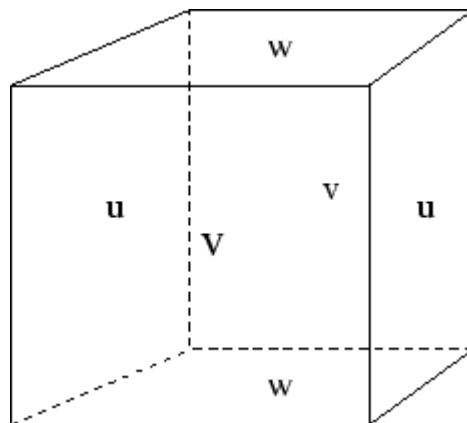
Sono state inserite le chiamate alle funzioni di OASIS4 che servono ad attivare tutte le procedure necessarie a svolgere le operazioni di creazione delle griglie dei diversi moduli. I nomi dei files seguenti si riferiscono a *subroutines* già esistenti oppure create ex-novo per effettuare operazioni e/o chiamate a funzioni di OASIS4:

- **MITgcm**: nella *routine* **oasis\_grid\_write.F**
- **RegCM**: nella *routine* **oasis\_inicoupl.f**

In queste *routines* sono state inserite le chiamate alle funzioni:

**prism\_set\_point** e **prism\_set\_mask**.

I parametri da fornire alle *routines* tengono conto del fatto che il MITgcm è discretizzato secondo una griglia di tipo “Arakawa C” (in figura la collocazione del campo di velocità):



mentre il RegCM fa uso della griglia di tipo “Arakawa B”.

### 3.4.4. Dichiarazione dei campi accoppiati

Sono state inserite le chiamate alle funzioni di OASIS4 che servono ad attivare tutte le procedure necessarie a definire le caratteristiche dei campi scambiati tra i moduli. I nomi dei files seguenti si riferiscono a *subroutines* già esistenti oppure create ex-novo per effettuare operazioni e/o chiamate a funzioni di OASIS4:

- **MITgcm**: nella *routine* **oasis\_declare\_fields.F**
- **RegCM**: nella *routine* **oasis\_inicoupl.f**

In queste *routines* vi è una chiamata alla funzione **prism\_def\_var** per ognuno dei campi scambiati. I parametri passati sono quelli che servono ad individuare le caratteristiche generali dei campi: nome, dimensione totale, tipo di dato, etc..

- **MITgcm**: nella *routine* **oasis\_put.F** è stata inserita la chiamata a **prism\_put**, e in **oasis\_get.fld.F** la chiamata a **prism\_get**.
- **RegCM**: nella *routine* **oasis\_put.F** è stata inserita la chiamata a **prism\_put**, e in **oasis\_get..F** la chiamata a **prism\_get**.

Tra i parametri forniti vi sono le dimensioni locali del campo inviato e/o ricevuto; il campo totale viene diviso tra i processi, ed ogni processo che partecipa alla simulazione si prende carico di eseguire l'operazione per la propria parte di competenza. Un altro parametro fornito è il tempo della simulazione in cui deve avvenire lo scambio. Come detto in precedenza, le informazioni che riguardano le relazioni tra le varie componenti vengono lette all'interno del file `PMIOD`.

### 3.4.5. Fase di chiusura

Sono state inserite le chiamate alle funzioni di OASIS4 che servono ad attivare le procedure di chiusura dei processi. I nomi dei files seguenti si riferiscono a *subroutines* già esistenti oppure create ex-novo per effettuare operazioni e/o chiamate a funzioni di OASIS4:

- **MITgcm**: nel **main.F**
- **RegCM**: nel **regcm.F**

è stata inserita la chiamata alla funzione **prism\_terminate**.

Con questa funzione tutte le operazioni collegate all'uso di OASIS4 vengono terminate correttamente dal punto di vista della gestione dei processi e della memoria del sistema su cui viene eseguita la simulazione.

### 3.4.6. Istruzioni per l'esecuzione di un run

Di seguito vengono illustrate le operazioni necessarie per l'esecuzione di una simulazione. In particolare si possono distinguere le due fasi di preparazione dei moduli e preparazione dell'esperimento.

- **PREPARAZIONE DEI MODULI**

#### REGCMA

- Nella *directory* **oasis4/src/mod/regcma/src** modificare il codice secondo le esigenze della specifica simulazione, con particolare attenzione alla scelta del numero di processi da utilizzare.
- Nella *directory* **oasis4/src/mod/regcma/** lanciare lo script **COMP\_regcma\_cresco**.
- Verificare il risultato dell'esecuzione dello script nel file **COMP\_regcma.log**, ed eventuali errori riportati nel file **COMP\_regcma.err**.
- Il risultato dell'operazione, se eseguita correttamente, è la creazione del file **regcma.MPI1.x** nella *directory* **oasis4/Intel/bin**.

#### MITGCM

- Nella *directory* **oasis4/src/mod/mitgcm/src** modificare il codice secondo le esigenze della specifica simulazione, con particolare attenzione alla scelta del numero di processi da usare per la simulazione.
- Nella *directory* **oasis4/src/mod/mitgcm/** lanciare lo script **COMP\_mitgcm.cresco**.
- Verificare il risultato dell'esecuzione dello script nel file **COMP\_mitgcm.log**, ed eventuali errori riportati nel file **COMP\_mitgcm.err**.
- Il risultato dell'operazione, se eseguita correttamente, è la creazione del file **mitgcm.MPI1.x** nella *directory* **oasis4/Intel/bin**.

- **PREPARAZIONE DELL'ESPERIMENTO**

Nella *directory* **oasis4/experiments** deve essere creata una *directory* col nome da assegnare all'esperimento, che nel nostro esempio è stata denominata **protheus**, ed una *sottodirectory* denominata **work**. In quest'ultima che ha in questo caso il *path*:

**oasis4/experiments/protheus/work**

vengono copiati tutti i file di input necessari a **regcma** e **mitgcm** per eseguire la simulazione. La simulazione deve essere eseguita in modalità MPMD (*Multiple Program Multiple Data*): ossia, programmi diversi vengono eseguiti contemporaneamente ed ogni programma viene eseguito da più di un processo; i dati su cui operano i singoli programmi possono essere, come nel nostro caso, diversi. Per il compilatore Intel che è stato utilizzato, il comando da dare è:

**mpirun -app pgfile\_oa4**

Il file **pgfile\_oa4** è costituito da un numero di righe pari al numero delle applicazioni. Nel caso particolare in esame il contenuto del file è il seguente:

```
-np 1 oasis4/Intel/bin/oasis4.MPI1.x
-np 20 oasis4/Intel/bin/regcma.MPI1.x
-np 10 oasis4/Intel/bin/mitgcm.MPI1.x
```

Ogni riga si riferisce ad una delle applicazioni: oasis4, regcma e mitgcm. La prima *flag* si riferisce al numero di processi su cui si esegue la determinata applicazione; i valori 1, 10 e 20 sono relativi al numero di processi usati nelle simulazioni correnti. Nella terza colonna vi è il *path* dell'applicazione da eseguire.

Eseguita la simulazione, vengono generati nella *directory* di esecuzione, oltre ai normali file di output dei diversi moduli che compongono il sistema accoppiato, dei file denominati:

**oasis.numero\_processo,**

**oasis.err.numero\_processo,**

**regcma.numero\_processo,**

**regcma.err.numero\_processo,**

**mitgcm.numero\_processo,**

**mitgcm.err.numero\_processo**

dove, per ciascuno dei moduli che compongono l'applicazione e per ogni suo processo, sono scritti rispettivamente i dati di standard output ed eventuali errori riscontrati nel corso della simulazione.

## 4. VALIDAZIONE DEL MODELLO ACCOPPIATO: RIPRODUZIONE CLIMA PRESENTE

Gli esperimenti di validazione del clima presente sono stati condotti utilizzando come forzante a grande scala per il RegCM3 la rianalisi ERA40 del ECMWF (Simmons e Gibson, 2000) per i 43-anni dal 1958 al 2002 (Simulazione ERA40, descritta anche nel rapporto tecnico "Modello climatico a scala regionale"). La rianalisi globale ERA40 è prodotta assimilando differenti tipi di dati meteo-climatici (satellite, navi, aerei, stazioni meteorologiche) in un modello di circolazione globale. I dati, con una risoluzione temporale di 6 ore, sono disponibili su un grigliato regolare di passo pari a 2.5° su 23 livelli di pressione. Le temperature della superficie marina sono ottenute dall'archivio Global Ice and Sea Surface Temperature (GISST 2.3) prodotto dalla UKMO (Rayner et al., 2006).

Nel seguito sarà indicata come RCM la simulazione eseguita con il modulo atmosferico RegCM3, e CPL la simulazione effettuata con il sistema accoppiato PROTHEUS. Le TSM mensili a risoluzione di 1° che forzano la simulazione atmosferica RCM sono ottenute dall'archivio GISST 2.3, coerentemente con le simulazioni RegCM3 descritte in Giorgi et al 2004, prodotte nell'ambito del progetto Europeo PRUDENCE. Il medesimo archivio viene utilizzato per fornire le condizioni superficiali al contorno per la componente atmosferica nella regione atlantica nella simulazione accoppiata CPL. Le caratteristiche della massa d'acqua oceanica al di fuori dello stretto di Gibilterra sono rilassate tridimensionalmente alla climatologia ottenuta da Levitus (1982).

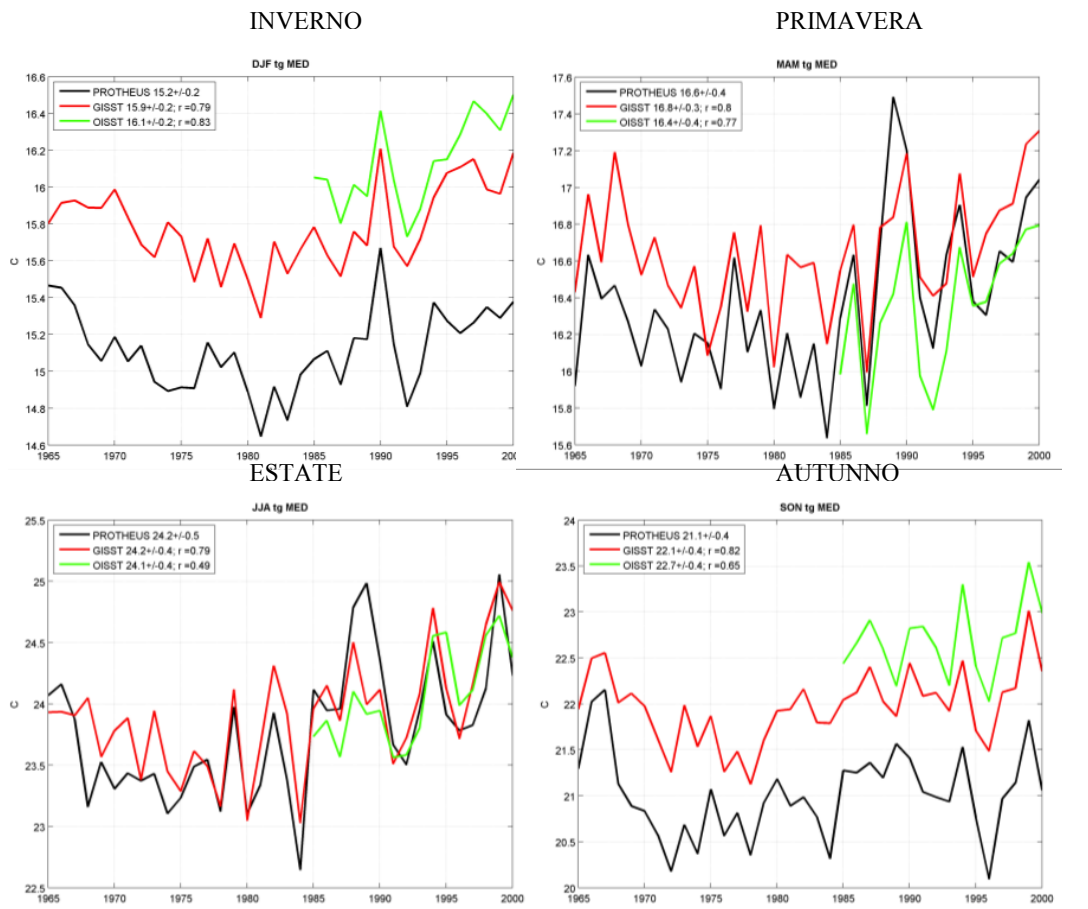
Una breve inizializzazione è necessaria per il modulo della biosfera (BATS). A tale riguardo, è stata effettuata una serie di esperimenti preliminari con RegCM3 a partire da condizioni del terreno estremamente umide e molto secche. Dopo 6-8 mesi le due simulazioni convergono verso un equilibrio comune. Al fine di consentire una corretta inizializzazione anche dello strato superficiale oceanico, tutte le simulazioni iniziano il 1° gennaio 1958 e i primi 7 anni vengono trascurati nelle analisi.

### 4.1. Validazione dei campi superficiali: Temperatura Superficiale del Mare TSM

In questa sezione vengono confrontate le temperature superficiali del mare simulate dal modello accoppiato con due archivi di dati osservati. Per prima cosa, viene considerato l'archivio GISST 2.3 che è stato utilizzato anche come condizione al contorno superficiale del mare nella simulazione RCM. Questo archivio è stato utilizzato anche per la rianalisi ERA40 fino al 1981 e, per la regione mediterranea, è pienamente coerente con i dati

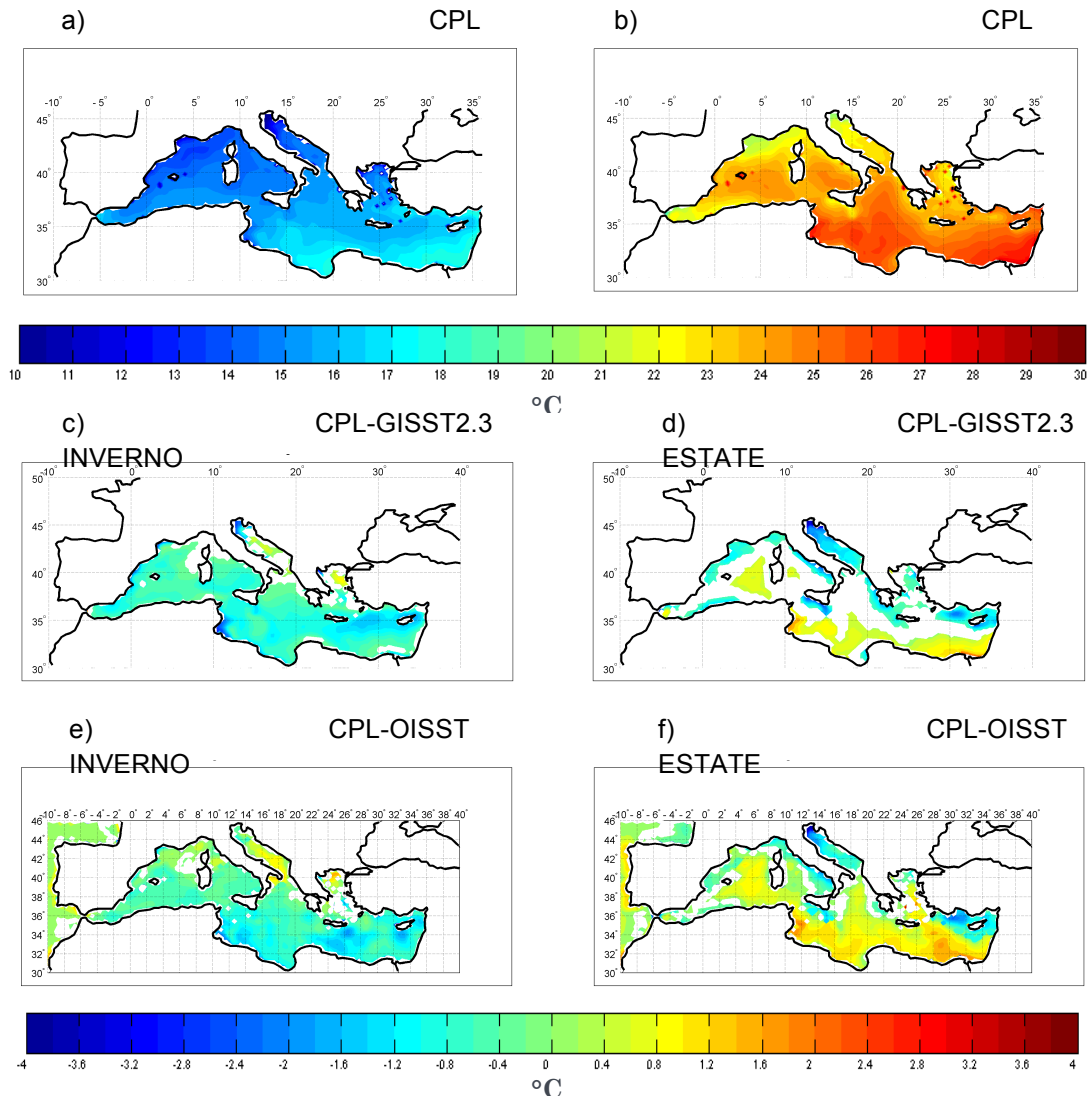


ERA40. Inoltre, si considera anche l'archivio giornaliero di TSM da satellite ad alta risoluzione ( $1/16^\circ \times 1/16^\circ$ ) prodotto da Marullo et al. (2007) disponibile per il periodo 1985-2000 (OISST).



**Figura 2: TSM stagionale del bacino Mediterraneo (°C) in CPL (PROTHEUS, linea nera) e negli archivi osservati GISST 2.3 (linea rossa) and OISST (linea verde). L'archivio GISST 2.3 è anche usato come condizione al bordo superficiale per la simulazione atmosferica RCM. La legenda della figura riporta anche il valore medio con la corrispondente deviazione standard per il periodo comune 1985-2000, e il coefficiente di correlazione r tra le osservazioni e la simulazione accoppiata CPL.**

In Figura 2 è riportata la serie storica della TSM stagionale osservata e simulata da PROTHEUS su tutto il bacino del Mediterraneo. Nella simulazione accoppiata CPL la TSM stagionale segue da vicino la variabilità inter-annuale dei dati osservati, con un'ottima capacità del modello accoppiato nel riprodurre la corretta TSM durante l'estate. Inoltre, per il periodo comune 1985-2000, viene riportato il valore medio e la corrispondente deviazione standard della TSM. Le TSM stagionali dei tre archivi di dati sono equivalenti, in termini dei primi due momenti statistici, per la primavera e l'estate. Al contrario, un errore sistematico nella simulazione CPL di circa  $1^\circ\text{C}$  si riscontra in inverno e in autunno. Inoltre, la variabilità interannuale e decadale durante la primavera e l'estate sono ben evidenziate dal modello accoppiato nonostante quest'ultimo non includa alcun rilassamento della TSM verso i campi osservati.



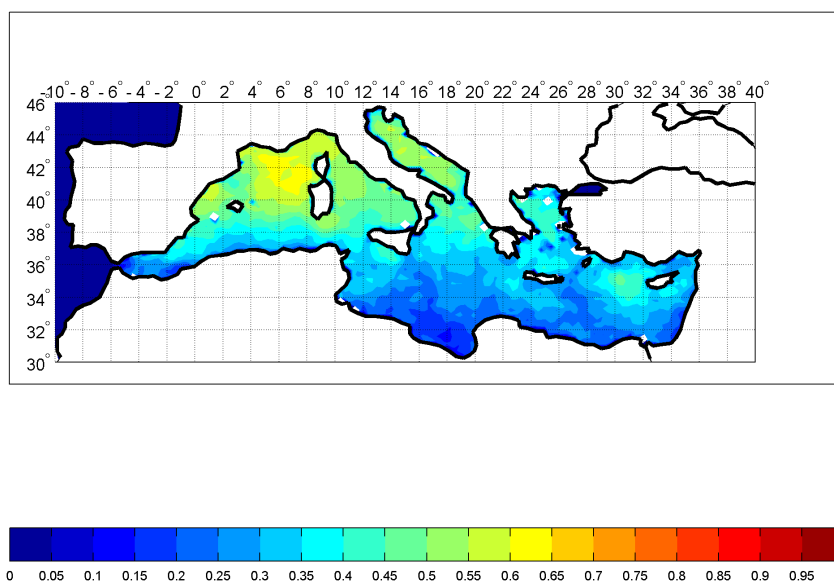
**Figure 3: Mappe della TSM (°C) invernale ed estiva media nella simulazione CPL(a, b) e anomalie stagionali medie CPL-GISST2.3 (c, d) e CPL-OISST (e, f). Le medie stagionali sono calcolate per il periodo 1985-2000. Le aree bianche sull'oceano corrispondono a differenze non significative con un livello di confidenza del 90% (test statistico t di Student a due code).**

In figura 3 si mostrano le mappe della TSM media ottenute per la simulazione CPL in inverno ed estate (Figura3 a-b) e le differenze con i campi corrispondenti derivati da GISST2.3 (Figura3c-d) e OISST (Figura3e-f). Viene considerato il periodo 1985-2000 e riportate le differenze statisticamente significative con un livello di confidenza del 90%, secondo un test statistico t di Student a due code. Si ricorda nuovamente che l'archivio GISST2.3 è stato utilizzato come forzante superficiale per la simulazione RCM. Durante la stagione invernale la simulazione CPL mostra valori di temperatura sistematicamente più bassi su tutto il bacino (più forte sul bacino orientale) rispetto ad entrambe le serie di dati osservati. Eccezioni rilevanti sono l'Adriatico e il Mar Egeo, dove si verifica un'anomalia positiva statisticamente significativa. Durante l'estate vi è una differenza sistematica prevalentemente calda nella parte sud-orientale del Mediterraneo (intorno alla foce del Nilo), e una differenza sistematica fredda nell'Adriatico e nel bacino levantino. Questa struttura corrisponde grosso modo al

prevalente anti-ciclone oceanico presente lungo la costa sud-orientale e alle regioni cicloniche lungo le coste settentrionali del Mediterraneo, separate dalla corrente a getto al centro del Mediterraneo (Robinson e Golnaraghi 1993; Robinson et al, 1991).

Si noti che le differenze CPL-OISST sono sistematicamente più forti rispetto a quelle CPL-GISST. Per spiegare questo risultato si consideri che GISST2.3 è un archivio completamente coerente con la rianalisi ERA40, impiegata come condizione al contorno laterale per la simulazione CPL. Al contrario, OISST è un archivio di dati indipendenti, derivati con una procedura di interpolazione ottimale dei dati satellitari e convalidati rispetto a misure *in situ*. Una maggiore differenza tra CPL e OISST rispetto a quella tra CPL e GISST2.3 suggerisce che le condizioni al contorno laterali sono un vincolo forte per la maggior parte delle caratteristiche climatiche della superficie del mare all'interno del dominio. Ci si può quindi aspettare che un archivio di dati coerente con le condizioni al contorno laterale sia in accordo con le TSM prodotte dal modello accoppiato più di una osservazione diretta indipendente, specialmente se si considerano medie a lungo termine.

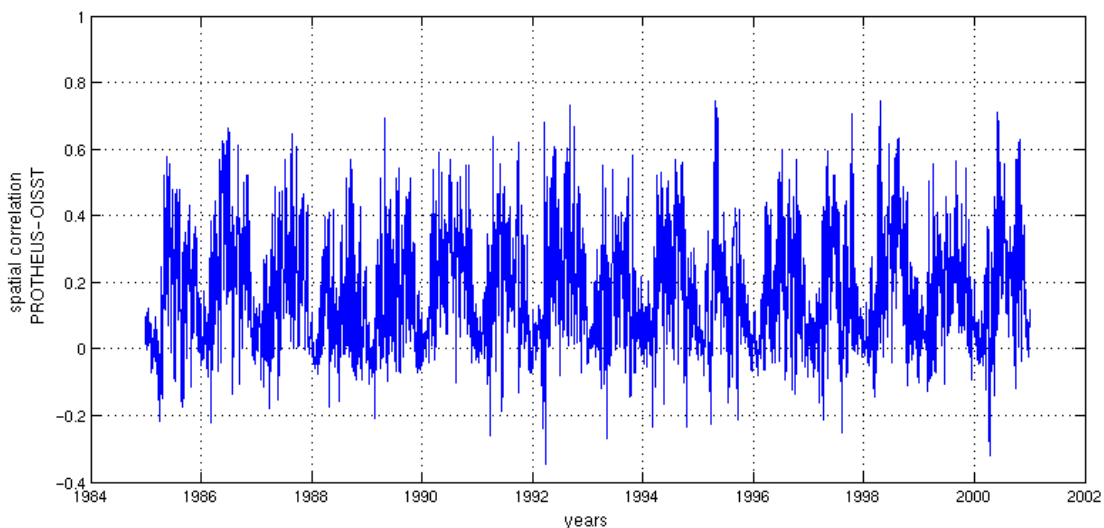
Per approfondire ulteriormente il rapporto tra la TSM prodotta in CPL e l'archivio OISST ricavato da misure da satellite, è stata presa in considerazione la correlazione tra le anomalie di TSM nei due insiemi di dati. Le anomalie sono calcolate sottraendo dalla TSM la media mobile a 30 giorni in ogni punto della griglia. Quindi una correlazione positiva è dovuta alla variabilità su scale di tempo più brevi di 30 giorni.



**Figure 4: Mappa della correlazione temporale tra le anomalie di TSM in PROTEUS CPL SST e nell'archivio OISST per il periodo 1985-2000. Il ciclo stagionale è stato eliminato da ogni campo.**

La mappa di correlazione temporale tra le anomalie di TSM (Figura 4) mostra che la correlazione è più alta nel bacino occidentale e in particolare sul Golfo del Leone (circa 0.65). In generale, la parte settentrionale del bacino è meglio riprodotta, con altri massimi relativi vicino all'isola di Cipro (circa 0.55). In queste regioni la circolazione mediterranea è principalmente determinata dai venti superficiali prevalenti. Valori più bassi si raggiungono nel bacino meridionale, specialmente lungo le coste africane, dove le strutture termiche superficiali sono maggiormente legate all'acqua dolce che entra

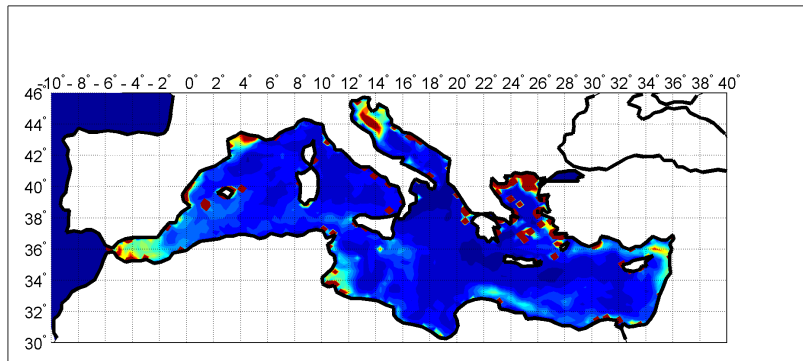
dallo stretto di Gibilterra. Si noti che queste regioni sono anche influenzate dalla sovrastima sistematica evidenziata in Figura 3d-f, che può ulteriormente compromettere una corretta riproduzione delle strutture superficiali. In questa ottica, il flusso entrante di acqua atlantica appare come un ulteriore elemento critico per il miglioramento delle prestazioni del modello.



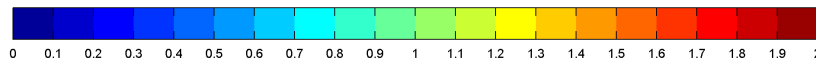
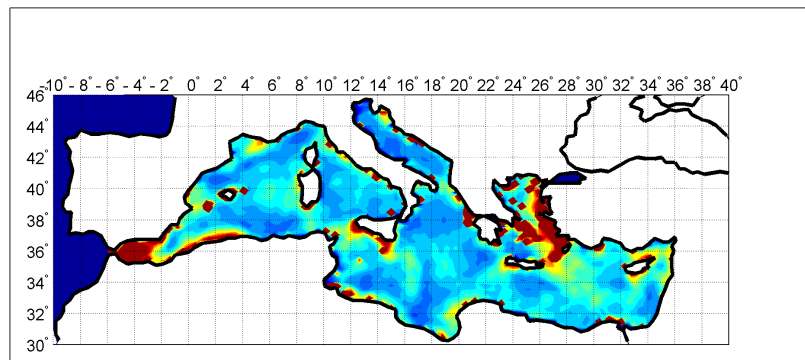
**Figura 5: Serie temporale della correlazioni spaziali tra le anomalie della TSM riprodotta nella simulazione CPL e l'archivio OISST per il periodo 1985-2000. Il ciclo stagionale è stato eliminato da ogni campo.**

Per meglio caratterizzare la coerenza spaziale tra la TSM prodotta da PROTHeUS e osservazioni ad alta risoluzione, viene mostrata in Figura 5 la serie storica della correlazione spaziale tra le anomalie della TSM ottenuta nella simulazione CPL di PROTHeUS e l'archivio OISST su tutto il bacino del Mediterraneo per il periodo 1985-2000. Anche in questo caso si considerano le anomalie di TSM, come già descritto in precedenza. Una forte stagionalità può essere rilevata nella correlazione spaziale a scala di bacino. In particolare, i valori più bassi si trovano in inverno, quando le anomalie di TSM sono caratterizzate da turbolenza su piccola scala spaziale la cui coerenza non è ben catturata dal sistema PROTHeUS. D'altra parte, nelle altre stagioni i disturbi sono ben organizzati in strutture spaziali più coerenti a scala più grande. Queste strutture sono ben riprodotte dal modello accoppiato, con una corrispondente correlazione spaziale con le osservazioni satellitari fino a 0.7. Tale correlazione è stata trovata in tutti gli anni presi in considerazione. Nonostante le differenze sistematiche presenti a grande scala, questi risultati evidenziano la capacità del sistema PROTHeUS di produrre campi di TSM ad alta risoluzione in buon accordo con le osservazioni, soprattutto nella stagione estiva.

a) Rapporto della Varianza nella TSM PROTHEUS/OISST in Inverno



b) Rapporto della Varianza nella TSM PROTHEUS/OISST in Estate



**Figure 6: Mappa della varianza intra-stagionale delle TSM nella simulazione PROTHEUS CPL e nell'archivio OISST per il periodo 1985-2000 calcolata per l'inverno (a) e l'estate (b). Il ciclo stagionale è stato eliminato da ogni campo.**

Sono state ulteriormente evidenziate le differenze tra l'estate e l'inverno nel simulare la variabilità della TSM con il sistema PROTHEUS, mostrando il rapporto della varianza intra stagionale delle anomalie di TSM tra la simulazione CPL e le osservazioni OISST. La varianza invernale della TSM è fortemente sottostimata in CPL su tutto il bacino, con un rapporto di valori simulati rispetto a quelli osservati di circa 0.28. Ciò conferma che PROTHEUS trova delle difficoltà nel riprodurre i disturbi invernali a piccola scala, quando il vento che induce il rimescolamento nei primi strati oceanici è abbastanza forte. In realtà, la risoluzione usata per il modello oceanico è troppo vicina al raggio tipico di deformazione di Rossby (5-15 Km) per risolvere completamente i vortici del Mediterraneo e la loro variabilità orizzontale. Durante l'estate, si ottiene un accordo più stretto con le osservazioni, con un rapporto medio di circa 0.8.

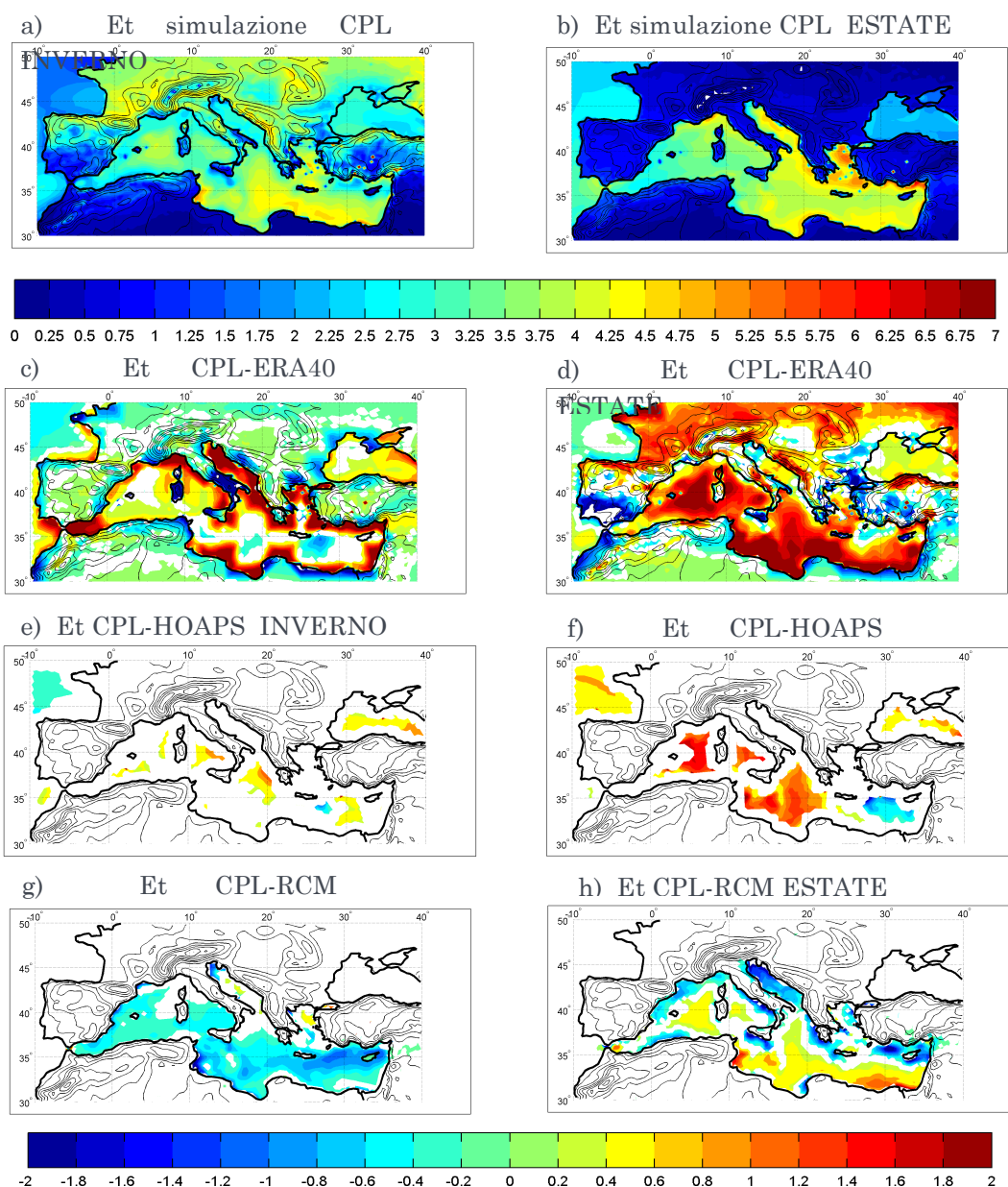
## 4.2. Validazione dei campi superficiali: Evaporazione Et

In questa sezione viene confrontato il flusso di evaporazione (ET) all'interfaccia aria-mare come riprodotto nella simulazione accoppiata CPL con l'evaporazione derivata dalla rianalisi ERA40, che fornisce tra l'altro le condizioni al contorno al di fuori del dominio Mediterraneo, con un archivio di dati osservati (archivio HOAPS), e infine con la corrispondente simulazione atmosferica RCM.

L'evaporazione prodotta nella simulazione CPL mostra un forte gradiente est-ovest sul mare, con grandi valori positivi sul bacino orientale (Figura 7a-b) per l'inverno così come per l'estate. Il confronto con ERA40 mostra piccole differenze durante l'inverno, ad eccezione delle aree costiere probabilmente a causa della risoluzione relativamente bassa della rianalisi ERA40 (Figura 7c). Durante l'estate la simulazione CPL è caratterizzata da un'evaporazione superiore a quella riprodotta da ERA40, specialmente sul mare e nelle aree di terra del nord del dominio. Al contrario, lungo le coste del Mediterraneo si trovano anomalie negative (Figura 7d), ancora una volta probabilmente a causa delle differenti risoluzioni spaziali. L'evaporazione della simulazione CPL è stata anche confrontata con quella dell'archivio osservativo mensile HOAPS-3, caratterizzato da una risoluzione spaziale di  $1^\circ \times 1^\circ$  (Andersson et al 2007), disponibile per il periodo 1988-2000 su gran parte del Mediterraneo (Figura 7e-f). Non sono disponibili dati HOAPS per la regione Adriatica, il Mar Egeo e in generale per le regioni costiere. In inverno non si trovano differenze statisticamente significative tra l'evaporazione CPL e i dati HOAPS, se non su piccole regioni del Tirreno e dello Ionio. Durante l'estate la simulazione CPL sovrastima l'evaporazione sul bacino occidentale e la sottostima nel bacino orientale, a sud di Cipro. La differenza di evaporazione tra le simulazioni CPL e RCM (Figura 7G-h) segue da vicino le differenze nelle TSM discusse nella sezione precedente (Figura 3 cd). La correlazione positiva tra la TSM e l'evaporazione comporta che i cambiamenti nella TSM corrispondano a cambiamenti nell'evaporazione. In realtà, la TSM può modificare sia la stabilità verticale dello strato limite atmosferico che la pressione di saturazione del vapor d'acqua alla superficie del mare.

Per quanto riguarda la stagione invernale si riscontrano piccole differenze negative su tutti i bacini, ad eccezione del Mar Egeo e dell'Adriatico, dove il modello accoppiato è caratterizzato da un flusso di evaporazione leggermente maggiore del modello atmosferico. Durante l'estate, il modello presenta una forte differenza legata alla risalita di acque lungo la costa, come osservato per la TSM. Analoghe considerazioni sono valide anche per le differenze di flusso di calore sensibile (non mostrato qui).





**Figure 7:** (a-b) Mappe della evaporazione (mm/giorno) media estiva ed invernale nella simulazione CPL. Differenze medie stagionali invernali ed estive CPL-ERA40, CPL-HOAPS data and CPL-RCM, rispettivamente. Le medie stagionali sono calcolate sul periodo 1988-2000. Le aree bianche corrispondono a differenze non significative con un livello di confidenza del 90% (test statistico t di Student a due code).

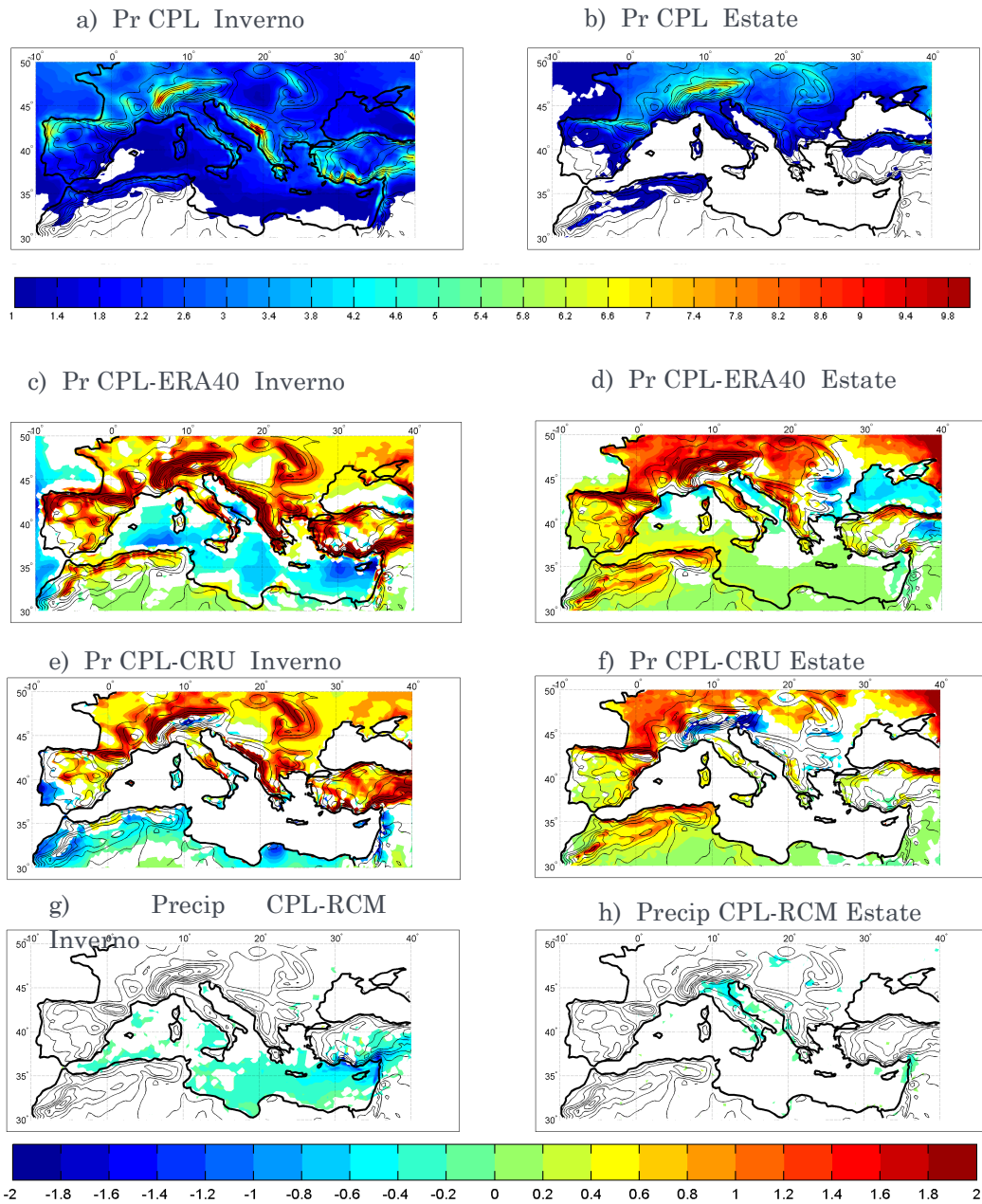
### 4.3. Validazione dei campi superficiali: Precipitazione Pr

Rispetto alla rianalisi ERA40, la simulazione CPL produce più precipitazioni, specie sulle regioni di montagna e durante l'estate (Figura 8 cd). Sul mare, la simulazione CPL

produce maggiori precipitazioni rispetto ad ERA40, in particolare sul mare Ionio durante l'inverno, influenzando il percorso dei cicloni mediterranei invernali (Trigo et al 1999). Rispetto all'archivio osservativo CRU, messo a disposizione dal Climatic Research Unit (CRU) dell'Università dell'East Anglia (New et al. 2002), l'esperimento CPL produce troppa precipitazione orografica (Figura 8e). Per esempio, nel versante settentrionale delle Alpi, una sovrastima sistematica si verifica durante l'inverno, associata a passaggi di cicloni in Europa centrale. Al contrario, le precipitazioni sono generalmente sottostimate lungo il fianco meridionale delle Alpi. Queste differenze nella rappresentazione delle precipitazioni sottolineano il ruolo dominante della orografia nel modulare le piogge nei modelli. Infine, in molte aree del sud del Mediterraneo PROTHEUS sottovaluta pesantemente le precipitazioni.

Nel valutare gli errori sistematici del modello nel riprodurre le precipitazioni va rilevato che i dati CRU non includono una correzione della pioggia dovuta alla relativa esiguità delle stazioni meteo in alcune aree, che può essere fino al 10-30% nelle stagioni fredde (Adam e Lettenmaier 2003), e quindi la sovrastima presente nelle simulazioni RCM e CPL è probabilmente artificiosa, almeno in parte. In estate si trovano piccole differenze (Figura 8f), soprattutto in Italia e Grecia, mentre in Europa centrale una sovrastima delle precipitazioni simulate è ancora presente. Le precipitazioni nelle simulazioni CPL e RCM non presentano differenze sostanziali, suggerendo un debole effetto dell'interazione aria-mare sulla media stagionale delle precipitazioni su terra nel modello PROTHEUS. Questo risultato è in qualche modo prevedibile considerando che l'area mediterranea è prevalentemente soggetta a precipitazioni orografiche di grandi dimensioni associate ai sistemi sinottici che viaggiano verso est dal settore Nord Atlantico. Comunque, nella simulazione CPL, soprattutto nelle stagioni fredde, si riscontrano meno precipitazioni sul mare che nella corrispondente configurazione soltanto atmosferica RCM. Questo è attribuito alla sottostima sistematica delle TSM già descritto (vedi Sezione 4.1), anche se una più attenta analisi del bilancio d'acqua atmosferica è necessaria per confermare questa ipotesi. Si noti che l'unica regione in cui si verifica una differenza significativa CPL-RCM delle precipitazioni durante la stagione calda è la pianura padana, probabilmente a causa del forte raffreddamento evidenziato in Figura 3d nel Nord Adriatico, che potrebbe diminuire l'acqua precipitabile disponibile in questa regione.



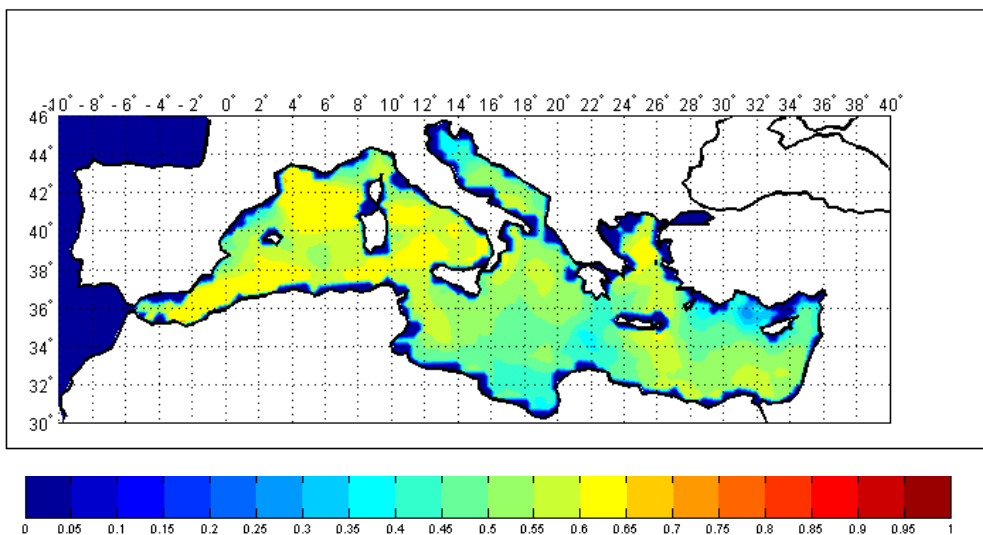


**Figura 8:** Mappe delle precipitazione medie invernali ed estive (mm / giorno) nella simulazione PROTEUS CPL e anomalie medie stagionali CPL-ERA40, CPL-CRU dati e CPL-RCM. Le medie stagionali sono calcolate per il periodo 1965-2000. Sono riportate solo le differenze statisticamente significative con livello di confidenza del 90% (test statistico t di Student).

#### 4.4. Analisi dell'anno 2000

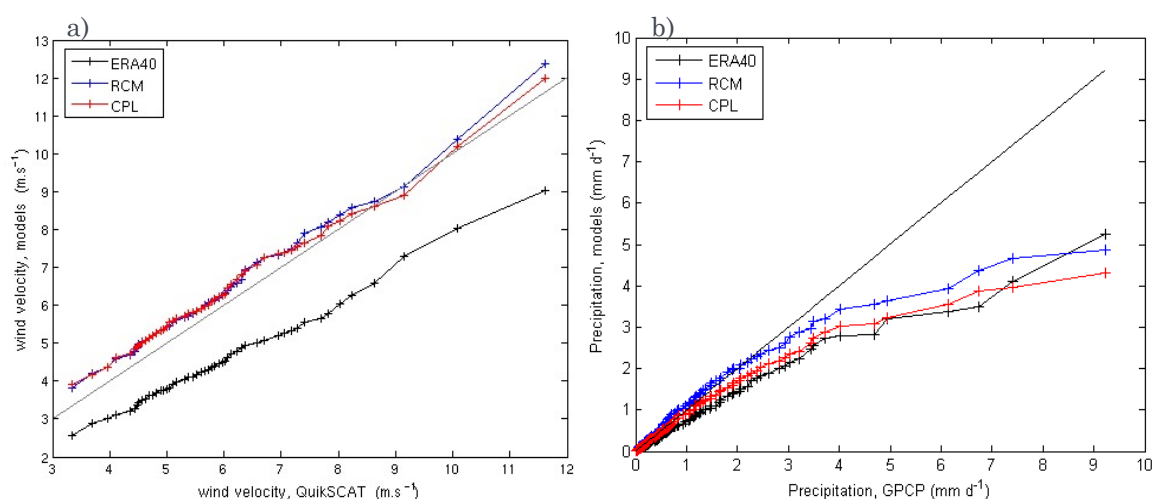
In questa sezione viene analizzata la capacità di PROTHERUS di descrivere la variabilità ad alta frequenza spazio-temporale del sistema Mediterraneo. A questo scopo, si confrontano i dati giornalieri simulati e osservati per l'anno 2000, per il quale è disponibile una grande quantità di dati osservati. Vengono qui utilizzati per l'analisi: l'archivio di dati di vento giornalieri sul mare QuikSCAT LEVEL3 (Physical Oceanography DAAC, GuideDocument, 2001) validato sulla regione mediterranea da Ruti et al. (2008), i dati OISST giornalieri presentati in Marullo et al. (2007), e le precipitazioni giornaliere dall'archivio GPCP (Huffman et al., 2001).

La correlazione temporale media tra i dati del vento giornalieri simulati e osservati su tutto il bacino è 0.92 per ERA40, 0.84 per RCM e infine 0.83 per CPL (anche in questo caso si filtra il ciclo stagionale come descritto in precedenza prima di calcolare la correlazione). La buona correlazione per ERA40 è una diretta conseguenza della assimilazione dei dati del vento nella rianalisi. La buona correlazione per RCM e CPL dimostra che eseguendo un *downscaling* dinamico di ERA40 la cronologia ad alta frequenza degli eventi vento si conserva. Per quanto riguarda le precipitazioni, la correlazione temporale con i dati GPCP su tutto il bacino è 0.71 per ERA40, 0.67 per la simulazione accoppiata CPL e 0.68 per RCM. Più in dettaglio, si riporta in Figura 9 la mappa di correlazione temporale per la velocità del vento giornaliera tra QuikSCAT e la simulazione CPL prodotta dal modello PROTHERUS. Si può notare un buon accordo nella rappresentazione della velocità del vento, soprattutto sulla parte occidentale del bacino e del mare Egeo, dove la struttura dei venti Etesiani è ben riprodotta (correlazione 0.65).



**Figura 9:** Mappa della correlazione temporale per la velocità del vento giornaliera tra la simulazione CPL del modello PROTHERUS e l'archivio di dati osservati da satellite QuikSCAT per l'anno 2000. Il ciclo stagionale è stato eliminato da ogni campo.

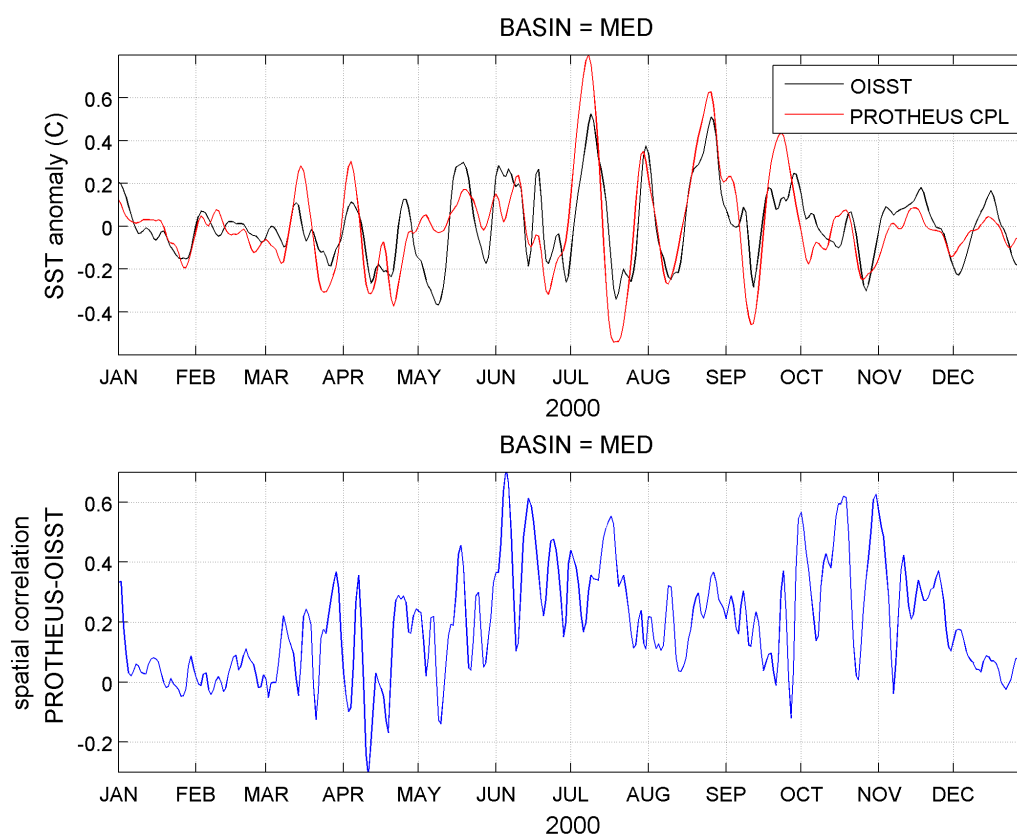
Nonostante la alta correlazione, ERA40 sottostima fortemente la velocità del vento, con una media annuale di  $4.5 \text{ m.s}^{-1}$  contro i circa  $6.0 \text{ m.s}^{-1}$  osservati in QuikSCAT. La Figura 10a mostra che ERA40 sottostima tutti i settori della distribuzione del vento (dai venti più deboli a quelli più forti). Al contrario, la velocità del vento nelle simulazioni RCM e CPL è molto più vicina a quella delle osservazioni QuikSCAT. Questo si traduce anche in un maggiore accordo delle medie annuali con le osservazioni ( $6.3 \text{ m.s}^{-1}$  per RCM e CPL). Un confronto delle precipitazioni giornaliere tra ERA40, CPL e RCM con i dati GPCP sul mare Mediterraneo è riportato in Figura 10b. CPL e RCM tendono a correggere la sottostima osservata in ERA40 (ad eccezione dell'ultimo percentile), anche se il modello sottostima comunque le precipitazioni invernali intense presenti nell'archivio GPCP (piogge superiori a  $4 \text{ mm/giorno}$ , che corrispondono circa agli ultimi 10 percentili). Tuttavia, le differenze nelle distribuzioni delle precipitazioni su mare non sono così rilevanti come quelle delle precipitazioni su terra, suggerendo che gli schemi per la precipitazione a grande scala adottati nella rianalisi e in RegCM3 hanno un comportamento simile sul mare. Le maggiori precipitazioni osservate nella simulazione RCM sul mare sono essenzialmente dovute alle temperature simulate più fredde (specialmente in inverno) nella simulazione CPL. Questo riduce sistematicamente l'evaporazione, e quindi la quantità di acqua precipitabile soprattutto nel bacino orientale (vedi anche figure 3 e 7).



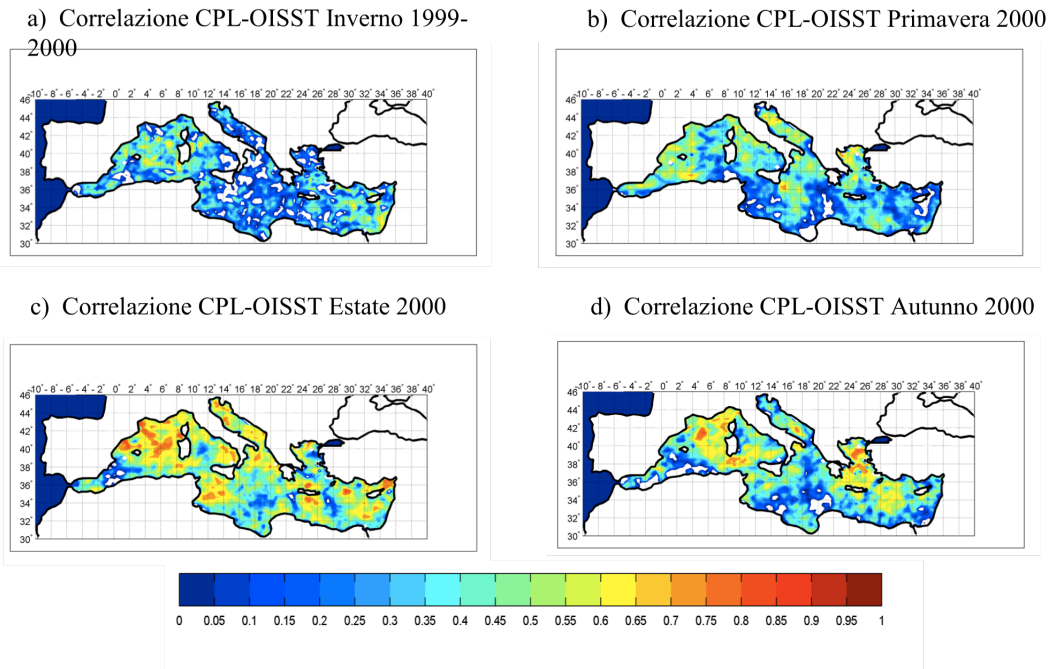
**Figure 10: Distribuzione dei percentili per l'intensità del vento giornaliero e per la precipitazione per l'anno 2000 sul mare nell'archivio ERA40 (croci nere) e nelle simulazioni RCM (croci blu) e CPL (croci rosse) confrontate con la distribuzione dei dati osservati di vento Quikscat (a) e precipitazione GPCP (b)**

In termini di rappresentazione della temperatura superficiale dell'oceano, la Figura 11a mostra l'evoluzione delle anomalie delle TSM, calcolate giornalmente rimuovendo una media mobile a 30 giorni. Anche se la TSM in CPL mostra una differenza sistematica non trascurabile rispetto alle osservazioni (Figura 2), le anomalie giornaliere di TSM sono ben riprodotte, sia in termini di ampiezza che di fase (correlazione temporale di 0,83 ottenuto dopo il filtraggio). Tutto questo viene ulteriormente confermato in Figura 11b, dove è riportata la serie temporale della correlazione spaziale per l'anno 2000,

relativa all'intero bacino, tra la TSM in CPL e quella osservata nell'archivio OISST (vedi anche Figura 5). Nei mesi di gennaio e febbraio, la correlazione spaziale è molto bassa e con una bassa variabilità: in questo periodo, come già spiegato nella sezione 4.1, la distribuzione spaziale della TSM è caratterizzata da strutture di piccole dimensioni che non sono ben riprodotte dal modello oceanico. Dopo la fine di marzo, la correlazione raggiunge valori più alti in corrispondenza della formazione di strutture di anomalie di TSM a scala maggiore. La Figura 12 mostra le mappe stagionali delle correlazioni temporali tra la TSM in CPL e nell'archivio OISST per il 2000 e conferma i valori di correlazione bassa in inverno e primavera. Durante l'estate si trovano valori elevati (fino a 0.75) sul Golfo del Leone e in generale nel bacino occidentale e nel mare Adriatico. In autunno correlazioni alte (circa 0.8) si ottengono sul mare Egeo.



**Figura 11a) Serie temporali di anomalie di TSM (vedi testo per i dettagli) riprodotte nella simulazione PROTHEUS CPL (linea rossa) e nell'archivio OISST (linea nera). I valori sono mediati su tutto il bacino del Mediterraneo. b) Serie temporali di correlazione spaziale tra l'anomalia di TSM in CPL e in OISST per l'anno 2000 calcolato su tutto il bacino del Mediterraneo (vedi Figura 5).**



**Figura 12: Mappe di correlazione temporale tra l'anomalia di TSM nella simulazione CPL e nell'archivio OISST per l'anno 2000 per le quattro stagioni. Il ciclo stagionale è filtrato da ogni campo.**

Un esame più attento dell'evento freddo e piovoso, e caratterizzato da forte vento di Maestrale, del 9-17 luglio 2000 dimostra ulteriormente la capacità di PROTHEUS nel descrivere le strutture superficiali del mare anche a scala di sottobacino. Le osservazioni mostrano una diminuzione della TSM di circa  $0.7^{\circ}\text{C}$  sull'intero bacino in questo periodo (Figura 11b). La simulazione CPL rappresenta correttamente una diminuzione della TSM, in realtà più forte di quella osservata ( $-1.2^{\circ}\text{C}$  in CPL). Le mappe di anomalia di TSM, nel corso di questo episodio (Figura 13), mostrano che in CPL l'evoluzione giornaliera di questo evento, associato ad un forte raffreddamento della zona nord-occidentale, è riprodotta correttamente. In particolare, in CPL viene riprodotta la crescente anomalia negativa sul Golfo del Leone, che in alcuni giorni si estende fino al mare Tirreno e alla maggior parte del bacino occidentale, raggiungendo alla fine anche la regione adriatica. Si può anche notare come le concomitanti strutture presenti nel bacino orientale sono ben riprodotte. In quei giorni la correlazione spaziale CPL-OISST su tutto il bacino raggiunge un massimo relativo di 0.57 (Figura 11b).



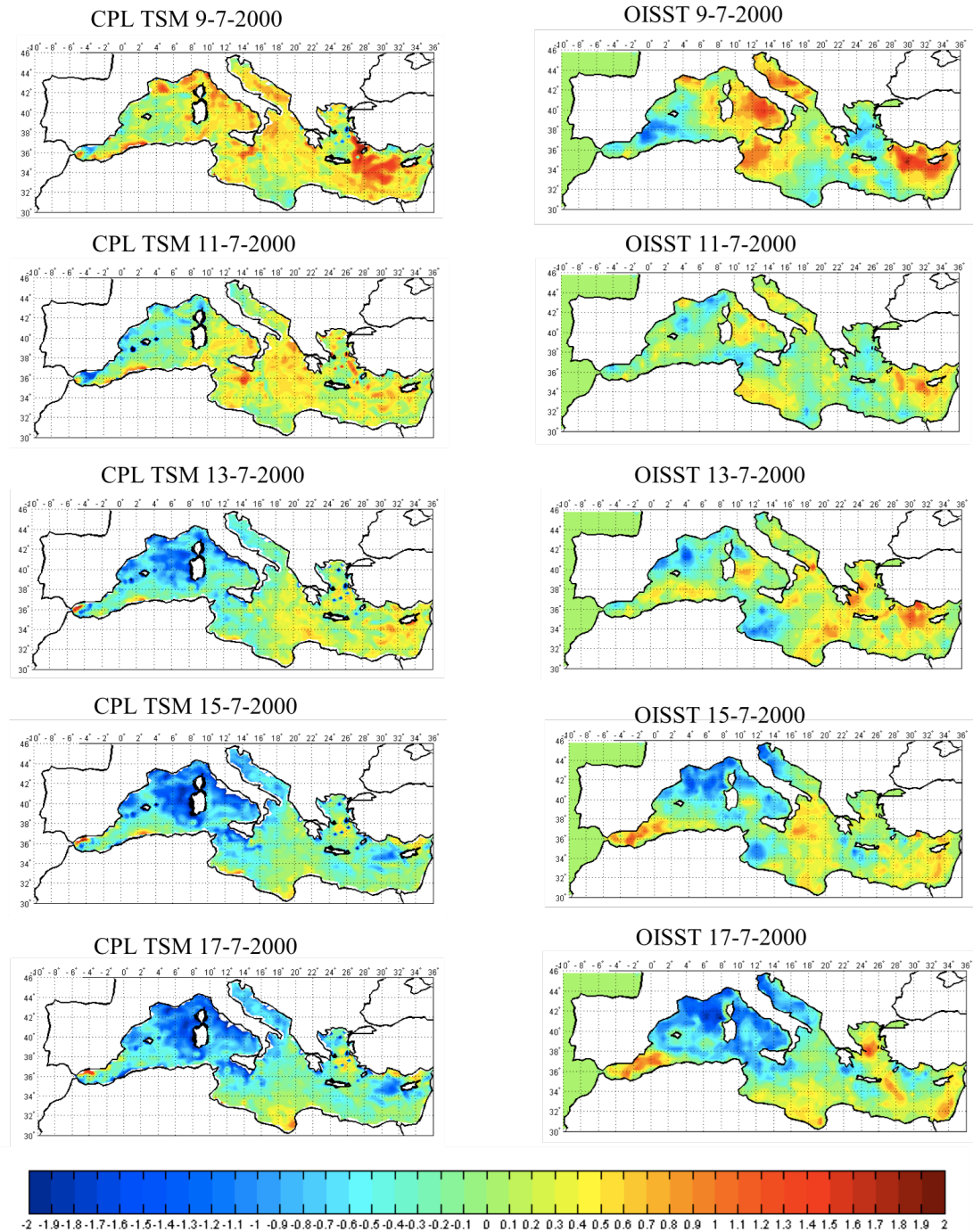


Figura 13. Anomalie di TSM (in °C) tra il 09/07/2000 e 17/07/2000 nella simulazione CPL e nelle osservazioni OISST ad alta risoluzione.

Un confronto della struttura su larga scala del flusso di calore totale durante l'evento per ERA40, RCM e CPL mostra che a grande scala il flusso di calore totale è generalmente legato alla velocità del vento (non mostrato). In particolare, nell'intervallo di tempo considerato, a metà luglio, il flusso di calore sensibile è trascurabile e i flussi radiativi a onde lunghe e corte sono relativamente costanti nel tempo. Le variazioni di

flusso di calore totale sono quindi dovute ai cambiamenti nel flusso di calore latente. Il buon andamento giornaliero della TSM riprodotto nella simulazione CPL suggerisce che le strutture spaziali di piccola scala giocano un ruolo chiave nel modulare le interazioni aria-mare. Dato che per la simulazione RCM sono utilizzate come condizioni al contorno superficiale dei valori di TSM mensili, questo tipo di eventi non può essere correttamente riprodotto. Per esempio, la differenza media di flusso di calore tra RCM e CPL è di circa  $40\text{W/m}^2$  ma può arrivare fino a  $150\text{W/m}^2$  nella parte nord-occidentale del Mar Mediterraneo quando il vento è più intenso. Influenzando le interazioni aria-mare, la TSM ad alta risoluzione spaziale e temporale ha un forte impatto sulle masse d'aria. Ad esempio, la temperatura media dell'aria a 2 metri sull'intero bacino si riduce di  $3.4^\circ\text{C}$  in CPL e di soli  $2.4^\circ\text{C}$  in RCM durante l'evento considerato. Al termine dell'evento, la differenza di temperatura tra le due simulazioni raggiunge i  $2^\circ\text{C}$  nella parte nord-occidentale del Mediterraneo.

In questa sezione è stato dimostrato che eseguendo un *downscaling* dinamico della rianalisi ERA40 con un modello regionale (sia in configurazione solamente atmosferica che accoppiato con un modulo oceanico) è possibile correggere la sottostima della velocità del vento superficiale e delle precipitazioni presente nell'archivio ERA40 sulla regione del Mediterraneo, producendo così flussi d'acqua e di calore più realistici. Inoltre, è stato dimostrato che il modello accoppiato PROTHEUS è in grado di riprodurre fedelmente la variabilità della TSM ad alta frequenza spazio-temporale, così come viene descritta nei più recenti archivi di dati osservati. Questa capacità è importante per la descrizione delle interazioni aria-mare soprattutto per gli eventi più intensi.

## 5. SIMULAZIONI CLIMATICHE: XXI SECOLO

Sono state programmate diverse simulazioni regionali che si differenziano per il periodo in esame e per il tipo di condizioni al contorno utilizzate. La configurazione del modello PROTHEUS in termini di schemi e parametrizzazioni rimane inalterata. In questa sezione vengono presentati alcuni risultati relativi alle simulazioni EH5OM-20C3M e EH5OM-A1B già brevemente descritte nel rapporto tecnico "Modello climatico a scala regionale".

La simulazione regionale di scenario per il periodo 1951-2050 è forzata al di fuori del dominio mediterraneo dai campi prodotti dalla simulazione del modello globale ECHAM5/MPI-OM identificata come "run3" nell'archivio CMIP3 ([www.pcmdi.llnl.gov](http://www.pcmdi.llnl.gov)) e utilizzata nella stesura del rapporto IPCC-AR4. Per il periodo 1951-2000 il forzante globale utilizza la concentrazione di gas serra osservata così come prescritto nel 4° rapporto dell'IPCC. Per il periodo 2001-2050 sono state prese in considerazione le concentrazioni di gas serra dello scenario SRESA1B. Gli stessi livelli di concentrazione di gas serra sono applicati nel modello regionale. Si farà riferimento alla simulazione PROTHEUS per il periodo 1951-2000 come P\_20C e alla simulazione PROTHEUS per il periodo 2001-2050 come P\_A1B. Le corrispondenti simulazioni globali del modello ECHAM5/MPI-OM che forzano il modello regionale fornendo le condizioni al contorno verranno definite rispettivamente E\_20C e E\_A1B.

## 5.1 Forzante globale e simulazioni regionali

Precedenti valutazioni delle prestazioni del modello ECHAM5/MPI-OM sono state presentate nel contesto di studi comparativi tra i vari modelli climatici presi in esame nel rapporto IPCC-AR4. Ad esempio, la capacità del modello di descrivere la variabilità della oscillazione pacifica ENSO, e più in generale del clima tropicale, è stata analizzata in Jungclaus et al. (2006), van Oldenborgh et al. (2005) e Ruti e Dell'Aquila (2010), mentre la sua abilità nel rappresentare il clima a medie latitudini è stata discussa in van Ulden e van Oldenborgh (2006) e in Bengtsson et al. (2006). La sua capacità di produrre una corretta rappresentazione delle perturbazioni atlantiche è stata anche oggetto di un recente studio di Ulbrich et al. (2009) che ha applicato all'altezza della superficie a 500 hPa un filtro passa-banda per le frequenze comprese tra 2 e 6 giorni e ha dimostrato che E\_20C mostra la correlazione più alta con la media dell'insieme dei modelli climatici IPCC e un corretto posizionamento delle traiettorie più probabili per le perturbazioni Atlantiche. D'altra parte, Lucarini et al. (2007), considerando separatamente onde viaggianti e stazionarie, hanno dimostrato che E\_20C è una delle simulazioni che tende a sovrastimare l'attività delle perturbazioni a scala sinottica delle medie latitudini. Dato che il clima mediterraneo è molto sensibile alle perturbazioni a grande scala provenienti dall'Atlantico, la simulazione regionale prodotta con il modello PROTHEUS beneficerà del corretto posizionamento dei disturbi sinottici delle medie latitudini nella corrispondente simulazione ECHAM/MPI-OM, anche se la sovrastima nella loro ampiezza, propagandosi all'interno del dominio mediterraneo, potrebbe influenzare i risultati.

Per quanto riguarda la circolazione oceanica, la simulazione forzante E\_20C mostra acqua sistematicamente più dolce di circa 0.5 psu e più fredda di 1°C negli strati superiori del Golfo di Cadice rispetto alla climatologia di Levitus et al. (1982). Una tale differenza sistematica può influenzare pesantemente lo scambio di masse d'acqua attraverso lo Stretto di Gibilterra e la risultante circolazione termoalina Mediterranea. Pertanto, è stato deciso di utilizzare la climatologia mensile Levitus come condizione al contorno per la simulazione accoppiata regionale P\_20C e di aggiungere le anomalie di temperatura e salinità mensili ricavate da E\_A1B (rispetto a E\_20C) a tale climatologia, nella simulazione di scenario P\_A1B. Le condizioni iniziali per la simulazione oceanica sono derivate da una simulazione soltanto oceanica, durante la quale i campi di temperatura e salinità sono rilassati tridimensionalmente alle osservazioni climatologiche MEDATLAS II (Gruppo Medar; 2002) con un coefficiente di rilassamento di 5 giorni. Tale simulazione è stata eseguita con le TSM di uno stesso anno ripetuto diverse volte come forzante superficiale e facendo evolvere il campo di velocità fino ad ottenere un equilibrio stabile su tutto il dominio.



Una panoramica generale delle principali caratteristiche delle simulazioni considerate in questa analisi (temperatura superficiale  $ts$ , precipitazioni  $pr$ , evaporazione  $et$ ) è riportata in Figura 14 e le statistiche principali sono riassunte nella Tabella 1. Sono stati considerati separatamente i punti di griglia di mare e quelli di terra per meglio identificare potenziali miglioramenti derivanti dall'adozione di un modello regionale accoppiato oceano-atmosfera.

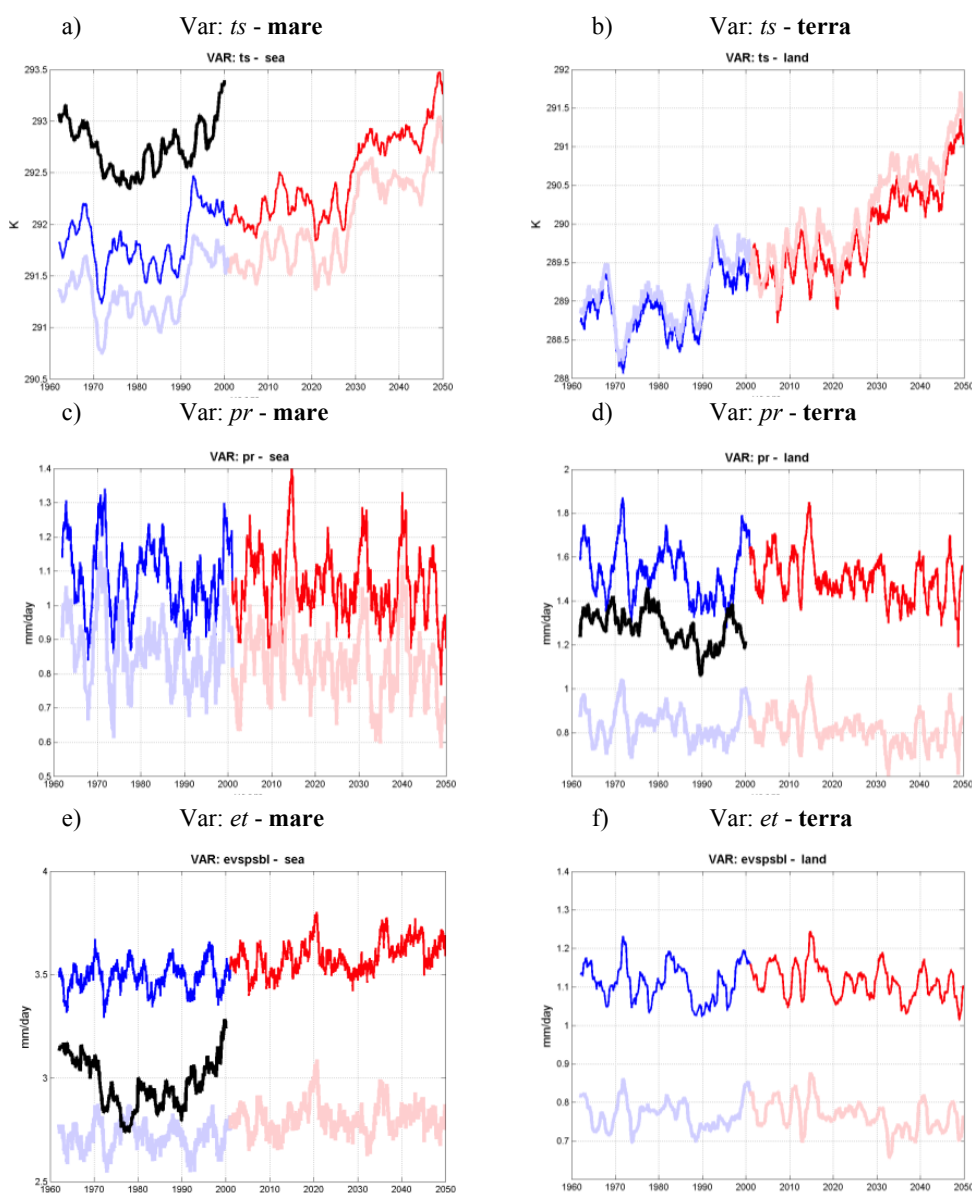


Figura 14. Serie temporali di a-b) temperatura superficiale  $ts$ ; c-d) precipitazioni giornaliere  $pr$ , e-f), evaporazione  $et$  media sul mare e su terra, rispettivamente. La linea blu rappresenta il periodo P\_20C, la linea rossa rappresenta il periodo 2041-2050 P\_A1B. Una media mobile annuale si applica a tutti i dati visualizzati nei pannelli. Le linee nere corrispondono a insiemi di dati osservati (ove disponibili). L'andamento temporale riprodotto nel forzante globale ECHAM5/MPI-OM viene riportato anche come corrispondente (rosso / blu) più tenue. Vedere il testo per maggiori dettagli.

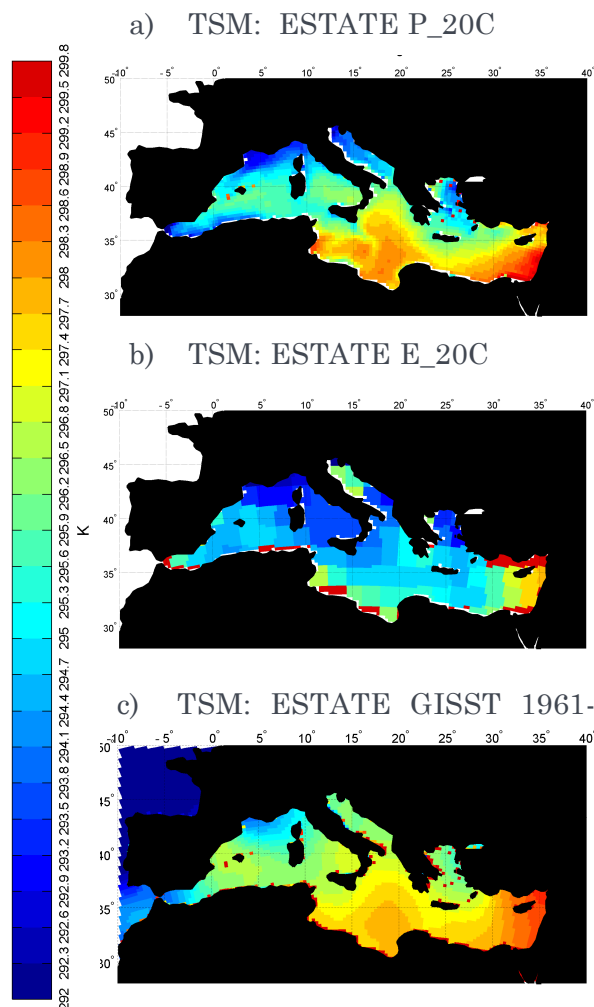
Il primo risultato importante è rappresentato dall'andamento temporale delle temperature superficiali del mare e il confronto con le osservazioni di riferimento (Figura 14a) che mostra che l'approccio modellistico adottato in questo studio produce una parziale correzione del rilevante errore sistematico freddo presente nella simulazione usata come forzante globale. Rispetto all'archivio GISST, qui preso ancora una volta come riferimento, viene ridotto l'errore sistematico che supera 1.5 °C in E\_20C e si riduce a poco meno di 1 °C in P\_20C. Si noti che non si è introdotto come forzante esterno per le simulazioni riportate in figura 14 nessun dato osservato, fatta eccezione per l'utilizzo della climatologia Levitus (e anomalie associate) come condizione al contorno nella regione atlantica della componente oceanica. Pertanto, la strategia di adottare un flusso di acqua con caratteristiche realistiche dall'Atlantico sembra importante per ottenere un *downscaling* coerente.

VAR	PROTHEUS	ECHAM5/MPI-OM
<b>ts: mare</b>	Media: P_20C 291.8 K; P_A1B 292.5 K STD: P_20C 0.3 K; P_A1B 0.2 K Tendenza: 0.16 K/dec	Media: E_20C 291.3 K; E_A1B 292 K STD: E_20C 0.25 K; E_A1B 0.2 K Tendenza: 0.16 K/dec
<b>ts: terra</b>	Media: P_20C 288.9 K; P_A1B 289.9 K STD: P_20C 0.3 K; P_A1B 0.3K Tendenza: 0.23 K/dec	Media: E_20C 289.1 K; E_A1B 290.1 K STD: E_20C 0.3 K; E_A1B 0.3 K Tendenza: 0.26 K/dec
<b>pr: mare</b>	Media: P_20C 1.08 mm/giorno; P_A1B 1.05 mm/giorno STD: P_20C 0.1 mm/giorno; P_A1B 0.1 mm/giorno Nessuna tendenza significativa	Media: E_20C 0.86 mm/giorno; E_A1B 0.82 mm/giorno STD: E_20C 0.09 mm/giorno; E_A1B 0.1 mm/giorno Tendenza: -0.01 mm/giorno/dec
<b>pr: terra</b>	Media: P_20C 1.53 mm/giorno; P_A1B 1.49 mm/giorno STD: P_20C 0.11 mm/giorno; P_A1B 0.09 mm/giorno Tendenza: -0.01 mm/giorno/dec	Media: E_20C 0.83 mm/giorno; E_A1B 0.81 mm/giorno STD: E_20C 0.07 mm/giorno; E_A1B 0.07 mm/giorno Tendenza: -0.008 mm/giorno/dec
<b>et: mare</b>	Media: P_20C 3.49 mm/giorno; P_A1B 3.59 mm/giorno STD: P_20C 0.07 mm/giorno; P_A1B 0.07 mm/giorno Tendenza: 0.02 mm/giorno/dec	Media: E_20C 2.71 mm/giorno; E_A1B 2.80 mm/giorno STD: E_20C 0.07 mm/giorno; E_A1B 0.07 mm/giorno Tendenza: 0.01 mm/d/dec
<b>et: terra</b>	Media: P_20C 1.11 mm/d; P_A1B 1.11 mm/d STD: P_20C 0.05 mm/d; P_A1B 0.4 mm/d Nessuna tendenza significativa	Media: E_20C 0.77 mm/d; E_A1B 0.76 mm/d STD: E_20C 0.04 mm/d; E_A1B 0.03 mm/d Nessuna tendenza significativa
<b>Bilancio d'acqua WR</b>	Media: P_20C 559 mm/anno; P_A1B 606 mm/anno STD: P_20C 77 mm/anno; P_A1B 62 mm/anno Tendenza: 12 mm/anno/dec	Media: E_20C 615 mm/anno; E_A1B 664 mm/anno STD: E_20C 43 mm/anno; E_A1B 46 mm/anno Tendenza: 12 mm/anno/dec

**Tabella 1. Valori medi, deviazione standard e tendenza per temperatura superficiale *ts*, precipitazione *pr*, evaporazione *et*, mediate sul mare e su terra, rispettivamente. Per filtrare il ciclo stagionale una media mobile annuale è stata applicata a tutti i dati (vedi Figura13). Le tendenze sono calcolate dalle medie annuali e sono statisticamente significative con un livello di confidenza del 95% (test Mann-Kendall). Per calcolare la deviazione standard vengono considerate serie a cui è stata sottratta la tendenza temporale.**

Tuttavia, il miglioramento più importante introdotto attraverso l'adozione di un modello accoppiato oceano-atmosfera è illustrato in Figura 15 confrontando le mappe estive medie di TSM in P\_20C e E\_20C con i corrispondenti dati GISST. Il gradiente di temperatura meridionale, principalmente sul bacino orientale del Mediterraneo, è ben riprodotto in P\_20C, mentre in E\_20C il modello è più freddo e più omogeneo. Il bacino

occidentale è sistematicamente più freddo in E\_20C e la zona calda in estate nel Mar Ionio, che non è affatto presente in E\_20C, è ben rappresentata in P\_20C.



**Figura 15. Media stagionale estiva della TSM nella simulazione di PROTHEUS P\_20C, nelle simulazioni ECHAM5/MPI-OM E\_20C e nell'archivio GISST, rispettivamente.**

Le simulazioni regionali sono generalmente caratterizzate da maggiori precipitazioni (Figura2c-d) rispetto al forzante globale. E' anche riportata in Figura14d la precipitazione osservata su terra dell'archivio CRU che conferma una sovrastima sistematica delle precipitazioni nelle simulazioni PROTHEUS, come già evidenziato nella sezione precedente. D'altra parte, le simulazioni globali mostrano una forte sottostima delle precipitazioni su terra. Può essere rilevata anche una significativa, seppur piccola, tendenza negativa delle precipitazioni su terra (Tabella 1). Sul mare, la tendenza nelle simulazioni regionali non è statisticamente significativa, mentre nelle simulazioni globali si può rilevare una tendenza negativa molto debole. In sintesi, anche se qui è stato analizzato un diverso orizzonte temporale, le tendenze sono nella stessa direzione di quelle discusse da Mariotti et al. (2008) e Sanchez-Gomez et al. (2009).

Le simulazioni regionali sono inoltre caratterizzate da forti flussi di evaporazione (Figura15 e-f). Come riferimento, vengono riportati in Figura15e i dati dell'archivio osservativo di evaporazione OAFLEX (Yu et al 2008) che presenta valori

significativamente inferiori ai campi corrispondenti prodotti da PROTHEUS. Per quanto riguarda le tendenze, si osserva un comportamento diverso su terra e su mare. Sul mare si osserva una leggera tendenza positiva, probabilmente a causa del riscaldamento degli oceani. Invece, nessuna tendenza significativa viene rilevata per l'evaporazione su terra.

Vale la pena notare che l'archivio di dati di evaporazione OAFLUX segue da vicino la variabilità a lungo termine della TSM osservata. Lo stesso accordo tra TSM ed evaporazione non si osserva nei modelli. Tale differenza nel comportamento può essere attribuita a carenze nella formulazione degli schemi che riproducono i processi superficiali.

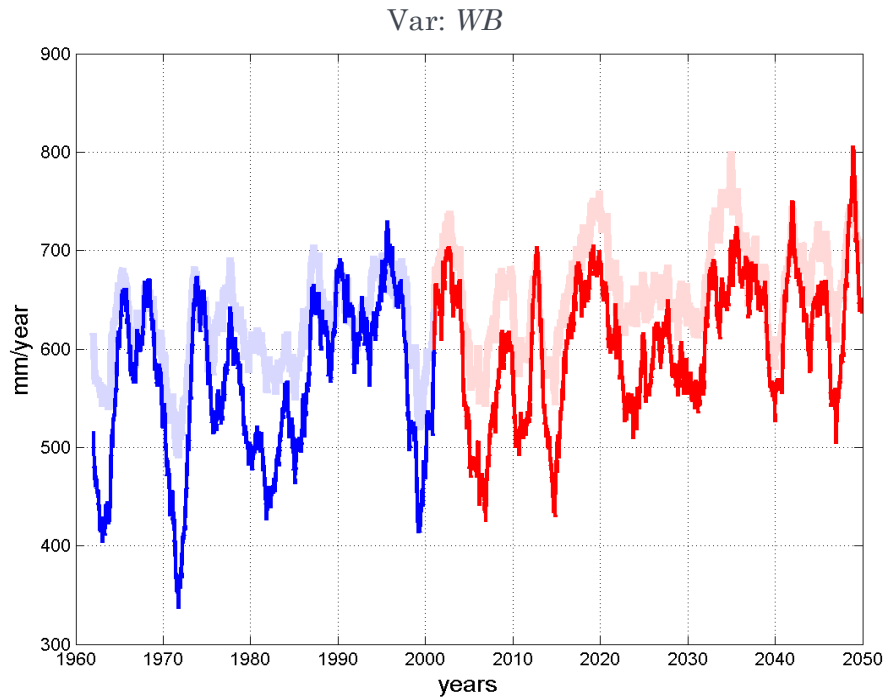
Il bilancio totale d'acqua dolce del Mediterraneo costituisce una diagnostica importante che integra l'effetto combinato delle diverse componenti descritte in questa sezione. Il bilancio d'acqua dolce è semplicemente calcolato come differenza tra evaporazione *et* e precipitazioni *pr* (Sanchez-Gomez et al 2011, Mariotti et al 2002). In questo contesto, la portata dei fiumi che sfociano nel Mediterraneo può essere trattata come una ulteriore componente del bilancio totale (*et* - *pr*) in quanto la portata dei fiumi è essenzialmente una conseguenza dell'equilibrio fra precipitazioni ed evaporazione su terra.

Come discusso precedentemente, il contributo del Mar Nero al bilancio d'acqua del Mediterraneo è derivato in PROTHEUS dal bilancio dell'acqua sul Mar Nero (portata dei fiumi più precipitazioni meno evaporazione sulla regione del Mar Nero). Per confrontare coerentemente il risultato delle simulazioni di PROTHEUS con il modello globale è stata applicata la stessa funzione di trasferimento lineare alla simulazione globale forzante di ECHAM5/MPI-OM.

A partire dai componenti discussi precedentemente, è possibile ora calcolare il bilancio dell'acqua WB come:

$$WB = et_{mare} - pr_{mare} - R - B,$$

dove R rappresenta il flusso totale dei fiumi su tutto il bacino idrografico del Mediterraneo e B è il flusso di acqua dal Mar Nero.



**Figura 16.** Come in Figura 14, ma per il bilancio d'acqua WB

Come mostrato nella figura 16 la variabilità interannuale del bilancio totale di acqua dolce del modello regionale accoppiato segue molto da vicino quella del modello globale. La stessa tendenza positiva è rilevata in entrambe le simulazioni (Tabella 1). Questo non è sorprendente in quanto il bilancio annuale di acqua su una superficie relativamente piccola come il Mediterraneo è certamente guidato dalla scala globale (Mariotti e Dell'Aquila, 2011). I valori medi sono paragonabili a quanto riportato in Sanchez-Gomez et al (2009). Il modello regionale ha un deficit idrico minore coerente con un livello più alto di precipitazioni sulla terra, come mostrato in figura 14. Questo risultato è coerente anche con Sanchez-Gomez et al. (2009) che hanno evidenziato un deficit idrico minore nei modelli climatici regionali rispetto ai modelli globali.

## 6. BIBLIOGRAFIA

- Alpert, P, Stein U, Tsidulko M, 1995: Role of sea fluxes and topography in eastern Mediterranean cyclogenesis. *The Global atmosphere and ocean system*,
- Anthes, R. (1977). A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, *Monthly Weather Review* .
- Artale V., Calmanti S., Carillo A., Dell'Aquila A., Herrmann M., Pisacane G., Ruti P.M., Sannino G., Struglia M.V., Giorgi F., Bi X., Pal J. S., Rauscher S., The PROTHEUS Group. 2009 An atmosphere–ocean regional climate model for the Mediterranean area: assessment of a present climate simulation. *Clim. Dyn*
- Beljaars, A. C. M. (1997), Air-sea interaction in the ECMWF model, paper presented at Seminar on Atmosphere-Surface Interactions, Eur. Cent. For Med. Range Weather Forecasts, Reading, U. K., 8–12 Sept.
- Briegleb, B. (1992). Delta-eddy approximation for solar radiation in the near community climate model, *Journal of Geophysical Research* .
- A. Buzzi, S. Tibaldi 1978: Cyclogenesis in the lee of the Alps: a case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*,
- Clayson, C. A., and J. A. Curry (1996), Determination of surface turbulent fluxes for the Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment: Comparison of satellite retrievals and in situ measurements, *J. Geophys. Res.*,
- Deardoff, J. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture within inclusion of a layer of vegetation, *Journal of Geophysical Research* .
- Dickinson, R., Kennedy, P., Henderson-Sellers, A. and Wilson, M. (1986). Biosphere atmosphere transfer scheme (bats) for the near community climate model, Technical report, National Center for Atmospheric Research.
- Dickinson, R., Errico, R., Giorgi, F. and Bates, G. (1989). A regional climate model for the western united states, *Climate Change* .
- Dickinson, R., Henderson-Sellers, A. and Kennedy, P. (1993). Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version 1e as coupled to the near community climate model, Technical report, National Center for Atmospheric Research.
- Fairall C., W., Bradley E. F., Godfrey J. S., Wick G. A., Edson J. B., 1996: Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature.
- Fritsch J.M. and C.F. Chappell, 1980: Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part 1: Convective parameterisation. *J. Atmos. Sci.*,
- Gentemann, C. L., C. J. Donlon, A. Stuart-Menteth, and F. J. Wentz (2003), Diurnal signals in satellite sea surface temperature measurements, *Geophys. Res. Lett.*
- Giorgi, F. (1989). Two-dimensional simulations of possible mesoscale effects of nuclear war fires, *Journal of Geophysical Research* .



Giorgi, F. (1990a). Sensitivity of simulated wintertime precipitation and soil hydrology simulation over the western united states to lower boundary specifications, *Atmos.Ocean* .

Giorgi F., 1990b: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Climate*,.

Giorgi, F. , 2006a: Regional climate modeling: Status and Perspectives. *Journal de Physique*, IV,

Giorgi, F. , 2006b: Climate change Hot-Spots.

Giorgi, F., Bates, G. and Nieman, S. (1993a). The multi-year surface climatology of aregional atmospheric model over the western united states, *Journal of Climate* .

Giorgi F and Lionello P 2008 Climate change projections for the Mediterranean region *Glob. Planet. Change* **63** 90–104

Giorgi, F., Marinucci, M. and Bates, G. (1993b). Development of a second generation regional climate model (regcm2) i: Boundary layer and radiative transfer processes, *Monthly Weather Review* .

Grell, G. (1993). Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Monthly Weather Review* .

Grell, G. A., Dudhia, J. and Stauer, D. R. (1994a). A description of the fifth-generation Penn state/NCAR mesoscale model (mm5), Technical report, National Center for Atmospheric Research.

Hack, J., Boville, B., Briegleb, B., Kiehl, J., Rasch, P. and Williamson, D. (1993). Description of the near community climate model (ccm2), Technical report, National Center for Atmospheric Research.

Holtstag, A., de Bruijn, E. and Pan, H.-L. (1990). A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting, *Monthly Weather Review*

Hsie, E., Anthes, R. and Keyser, D. (1984). Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere, *Journal of Atmospheric Sciences* .

Kiehl, J., Hack, J., Bonan, G., Boville, B., Breigleb, B., Williamson, D. and Rasch, P. (1996). Description of the near community climate model (ccm3), Technical Report NCAR/TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research.

Mariotti, A., Struglia MV., Zeng N., Lau KM (2002), The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea, *J. Clim.*

Pal, J., Small, E. and Eltahir, E. (2000). Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within regcm, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*

Rayner, N.A.; Parker, D.E.; Horton, E.B.; Folland, C.K.; Alexander, L.V.; Rowell, D.P.; Kent, E.C.; Kaplan, A. UKMO - GITSM/MOHRMATN4/MOHTSM6 - Global Ice coverage

and TSM (1856-2006), [Internet]. UK Meteorological Office, 2006, Date of citation. Available from <http://badc.nerc.ac.uk/data/gi/TSM/>

Reynolds R. W., and Smith T. M., 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Clim.*

Simmons AJ, Gibson JK (2000) The ERA-40 Project Plan, ERA-40project report series no. 1 ECMWF

Simmons AS, Uppala DD, Kobayashi S (2007) ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards, ECMWF Newsletter

Slingo, J. (1989). A gcm parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds, *Journal of Atmospheric Sciences* .

Struglia M.V.,Mariotti A., Filogrosso A. 2004 "River discharge into the Mediterranean Sea: climatology and aspects of the observed variability" *Journ. of Clim.*

Sundqvist, H., Berge, E. and Kristjansson, J. (1989). The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model, *Journal of Climate* .

Uppala S, Dee D, Kobayashi S, Berrisford P, Simmons A (2008) Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim. ECMWF Newsletter

Webster, P. J., C. A. Clayson, and J. A. Curry (1996), Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western Pacific, *J. Clim.*.

Zeng X., Beljaars A., 2005: A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation. *Geophys. Res. Lett.*,

Zeng X., Zhao M., Dickinson R. E., 1998: Intercomparison of Bulk Aerodynamic Algorithms for the Computation of Sea Surface Fluxes using TOGA COARE and TAO Data. *J. Climate*

J.C. Adam and D.P. Lettenmaier, 2003: Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias, *J. Geophys. Res.* **108** (2003), pp. 4257–4268

A.J. Adcroft, C.N. Hill and J. Marshall 1997: Representation of topography by shaved cells in a height coordinate ocean model. *MWR*, 125:2293-2315,.

Aldrian E., D. Sein, D. Jacob, L. Dümenil Gates, and R. Podzun, 2005: Modeling Indonesian rainfall with a coupled regional model. *Climate Dyn.*, **25**, 1–17

Alpert, P, Stein U, Tsidulko M, 1995: Role of sea fluxes and topography in eastern Mediterranean cyclogenesis. *The Global atmosphere and ocean system*, vol. 3, pp. 55-79

Andersson, Axel; Bakan, Stephan; Fennig, Karsten; Grassl, Hartmut; Klepp, Christian-Phillip; Schulz, Joerg, 2007: Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data - HOAPS-3 - monthly mean., electronic publication, World Data Center for Climate, doi:10.1594/WDCC/HOAPS3\_MONTHLY.

Artale V., Calmanti S., Carillo A., Alessandro Dell'Aquila, Marine Herrmann, Giovanna Pisacane, Paolo M. Ruti, Gianmaria Sannino, Maria Vittoria Struglia, Filippo Giorgi, Xunqiang Bi, Jeremy S. Pal, Sara Rauscher, 2010. An atmosphere-ocean regional

- climate model for the Mediterranean area: assessment of a present climate simulation. *Clim Dyn* 35, 721-740, DOI: 10.1007/s00382-009-0691-8
- Bengtsson L, Hodges KI, Roeckner E (2006) Storm tracks and climate change. *J Climate* 19:3518–3543
- Bergamasco, A., and M. Gacic (1996), Baroclinic response of the adriatic sea to an episode of bora wind, *Journal of Physical Oceanography*, 26 (7), 1354–1369.
- A. Buzzi, S. Tibaldi 1978: Cyclogenesis in the lee of the Alps: a case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 271-28
- Déqué, M., Piedelievre, J.P., 1995. High-Resolution climate simulation over Europe. *Clim. Dyn.*, 11: 321-339.
- Dickinson, R., Henderson-Sellers, A. and Kennedy, P. (1993). Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version 1e as coupled to the near community climate model, Technical report, National Center for Atmospheric Research.
- Döscher, R., Willén, U., Jones, C., Rutgersson, A., Meier, H.E.M., Hansson, U., 2002. The development of the coupled ocean-atmosphere model RCO. *Boreal Env. Res.*, 7: 183-192.
- Fritsch J.M. and C.F. Chappell, 1980: Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part 1: Convective parameterisation. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1722–1733
- Giorgi, F. , 2006a: Regional climate modeling: Status and Perspectives. *Journal de Physique*, IV, IV, 139, 101-118
- Giorgi, F. , 2006b: Climate change Hot-Spots. *Geophysical Research Letters*, 33, L08707, doi: 10.1029/2006GL025734
- Giorgi, F., Bates, G. and Nieman, S. (1993a). The multi-year surface climatology of a regional atmospheric model over the western united states, *Journal of Climate* 6: 75–95
- Giorgi, F., Bi, X. Pal, J. S. 2004. Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. I: Present day climate (1961–1990). *Clim. Dynam.* 22 , 733–756
- Giorgi F., Jones C., Asrar G. R., 2009: Addressing climate information needs at regional level: the CORDEX framework. *WMO Bulletin*, 58(3).
- Giorgi F and Lionello P 2008 Climate change projections for the Mediterranean region *Glob. Planet. Change* 63 90–104
- Giorgi, F., Marinucci, M. and Bates, G. (1993b). Development of a second generation regional climate model (regcm2) i: Boundary layer and radiative transfer processes, *Monthly Weather Review* 121: 2794–2813.
- Giorgi, F. and Mearns, L. O. (1999). Introduction to special section: Regional climate modeling revisited, *Journal of Geophysical Research* 104: 6335–6352
- Golnaraghi, M. and A.R. Robinson. 1994. Dynamical studies of the Eastern Mediterranean circulation. In: P. Malanotte-Rizzoli and A.R. Rodinson (eds.) *Ocean processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*, NATO ASI Series, 419, pp. 395-406. Kluwer Academic Publ., Dordrecht

- Grell G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 764–787
- Hagemann, S., and D. Jacob, 2007 Gradient in the climate change signal of European discharge predicted by a multi-model ensemble. *Climatic Change* (Prudence Special Issue), 81, Supplement 1: 309-327
- Holtstag, A., de Bruijn, E. and Pan, H.-L. (1990). A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting, *Monthly Weather Review* 118: 1561– 1575.
- Huffman GJ, Adler RF, Morrissey MM, et al., 2001, Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations, *J. Hydrometeor.*, 2 (1), 36-50
- Jackett, D., and T. Mcdougall (1995), Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability, *J. of Atmos Ocean Tech*, 12 (2), 381–389.
- Josey, S. A., 2003: Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern Mediterranean and their influence on deep water formation. *J. Geophys. Res.*, 108, 3237, doi:10.1029/ 2003JC001778.
- Jungclaus JH, Botzet M, Haak H, Keenlyside N, Luo JJ, Latif M, Marotzke J, Mikolajewicz U, Roeckner E (2006) Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM. *J Clim* 19:3952–3972.
- Levitus, S., Climatological Atlas of the World Ocean, NOAA/ERL GFDL Professional Paper 13, Princeton, N.J., 173 pp. (NTISPB83-184093),1982
- Lucarini, V., Calmanti, S., Dell'Aquila, A., Ruti, P.M., Speranza, A., 2007: Intercomparison of the northern hemisphere winter mid-latitude atmospheric variability of the IPCC models. DOI: 10.1007/s00382-006-0213-x , *Climate Dynamics*
- Mariotti, A., Struglia, M.V., Zeng, N., Lau, K.-M., 2002:The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea., *Journal of Climate*, Vol 15, 1674-1690.
- Mariotti A., Zeng N., Jin-Ho Yoon, Artale V., Navarra A., Alpert P. and Li L. Z.X., 2008: Mediterranean water cycle changes: transition to drier 21st century conditions in observations and CMIP3 simulations *Environ. Res. Lett.* 3, 044001 (8pp) doi:10.1088/1748-9326/3/4/044001.
- Mariotti A., Dell'Aquila A., 2011: Decadal climate variability in the Mediterranean region: roles of large-scale forcings and regional processes. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-011-1056-7.
- Marshall, J., A. Adcroft, C. Hill, L. Perelman, and C. Heisey (1997a), A finite-volume, incompressible navier stokes model for, studies of the ocean on parallel computers, *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 102 (C3), 5753–5766.
- Marshall, J., C. Hill, L. Perelman, and A. Adcroft (1997b), Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling, *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 102 (C3), 5733–5752.
- Marullo, S., B. Buongiorno Nardelli , M. Guarracino, and R. Santoleri, 2007: Observing the Mediterranean Sea from space: 21 years of Pathfinder-AVHRR sea surface temperatures (1985 to 2005): re-analysis and validation. *Ocean Sci.*, 3, 299–310

- MEDAR Group (2002), Mediterranean and Black Sea Database of Temperature, Salinity and Biochemical Parameters and Climatological Atlas [4 CD-ROMs], Ifremer Ed., Plouzane, France. (Available at <http://www.ifremer.fr/sismer/program/medar/>)
- Meehl, GA, 1994: Coupled Land-Ocean-Atmosphere Processes and South Asian Monsoon Variability, *Science*, 266, pp. 263 – 267, DOI: 10.1126/science.266.5183.263
- Mellor G. L. 2004 *A Three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model* Program in Atmospheric and Oceanic Sciences Princeton University, Princeton, NJ 08544-0710
- Mertens C. and Schott F. 1998 Interannual variability of deep-water formation in the Northwestern Mediterranean. *J. Phys. Oceanogr.* **28**, pp. 1410–1424
- Millot C 1999: Circulation in the Western Mediterranean Sea, *Journal of Marine Systems*, 20, pp 423-442,
- New, M., Lister, D., Hulme, M. and Makin, I., 2002: A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research* 21
- Oki, Taikan, Y. C. Sud, 1998: Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A Global River Channel Network. *Earth Interact.*, **2**, 1–37
- Pal, J.S., Small, E. and Eltahir, E. (2000). Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within regcm, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 105(D24): 29579–29594.
- Pal, J.S., F. Giorgi, X. Bi, N. Elguindi, F. Solmon, X.J. Gao, R. Francisco, A. Zakey, J. Winter, M. Ashfaq, F. Syed, J. Bell, N. Duffenbaugh, J. Karmacharya, A. Konare, D. Martinez-Castro, R. Porfirio da Rocha, L. Sloan and A. Steiner, 2007: Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCNET. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 1395-1409.
- Ratnam J. V. ,Giorgi F., Kaginalkar A. and Cozzini S., 2008: Simulation of the Indian monsoon using the RegCM3–ROMS regional coupled model. *Climate Dynamics*, DOI10.1007/s00382-008-0433-3
- Rayner, N.A.; Parker, D.E.; Horton, E.B.; Folland, C.K.; Alexander, L.V.; Rowell, D.P.; Kent, E.C.; Kaplan, A. 2006: UKMO - GISST/MOHMATN4/MOHSST6 - Global Ice coverage and SST (1856-2006), [Internet]. UK Meteorological Office, *Date of citation*. Available from <http://badc.nerc.ac.uk/data/gisst/>
- Reid, J. L., 1979. On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep-Sea Research* **26**, pp. 1199–1223
- Rinke, A., R. Gerdes, K. Dethloff, T. Kandlbinder, M. Karcher, F. Kauker, S. Frickenhaus, C. Köberle, and W. Hiller, 2003: A case study of the anomalous Arctic sea ice conditions during 1990: Insights from coupled and uncoupled regional climate model simulations, *J. Geophys. Res.*, 108(D9), 4275, doi:10.1029/2002JD003146.
- Robinson A. R., Golnaraghi M. ; Leslie W. G. ; Artegiani A. ; Hecht A. ; Lazzoni E. ; Michelato A. Sansone E. ; Theocharis A. ; Unluata U, 1991: Structure and variability of the eastern Mediterranean general circulation. *Dyn. Atmos. Oceans*, 15, 215–240..
- Robinson, A. R., and M. Golnaraghi, 1993: Circulation and dynamics of the eastern Mediterranean Sea: Quasi-synoptic data-driven simulations. *Deep-Sea Res. II*, 40, 1207–1246

- Roether W., B.B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovacevic and A. Luchetta , 1996: Recent changes in the Eastern Mediterranean deep waters. *Science* **271** (1996), pp. 333–335
- P.M. Ruti, S. Marullo, F. D’Ortensio and M Tremant, 2008: Comparison of analyzed and measured wind speeds in the perspective of oceanic simulations over the Mediterranean basin: analyses, QuikSCAT and buoy data. *Journal of Marine System*, 70, 33-48, DOI 10.1016/j.jmarsys.2007.02.026.
- Sanchez-Gomez, E., S. Somot, and A. Mariotti (2009): Future changes in the Mediterranean water budget projected by an ensemble of regional climate models. *Geophys Res Lett*, 36, L21401, doi:10.1029/2009GL040120
- Sanchez-Gomez, E., Somot S., Josey, S., Dubois, C., Elguindi, N., Déqué, M. (2011), Evaluation of Mediterranean Sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models. *Clim Dyn*, 10.1007/s00382-011-1012-6
- Sannino, G. , M. Herrmann, A. Carillo, V. Rupolo, V. Ruggiero, V. Artale, P. Heimbach, 2009: An eddy-permitting model of the Mediterranean Sea with a two-way grid refinement at the Strait of Gibraltar. *Ocean Modelling*, 30, 56-72, doi:10.1061/j.ocemod.2009.06.2002
- Simmons AJ, Gibson JK (2000) The ERA-40 Project Plan, ERA-40project report series no. 1 ECMWF, p 62
- Somot S., Sevault F., Déqué M., 2006: Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the 21<sup>st</sup> century using a high-resolution ocean circulation model. *Climate Dynamics*, 27, 851-879, doi:10.1007/s00382-006-0167-z
- Somot, S., Sevault F., Déqué M., and Crépon M., 2008: 21st Century Climate Change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere-ocean regional climate model. *Global and Planetary Change* , Volume 63 Issue: 2-3 Special Issue: Sp. Iss. SI Pages: 112-126, 2008 ;
- Stanev, E. V., Le Traon, P.-Y., and L., P. E.: Sea level variations and their dependency on meteorological and hydrological forcing: Analysis of altimeter and surface data for the Black Sea., *J. Geophys. Res.*, 105, 17,20317,216, doi:10.1029/1999JC900318, 2000.
- Struglia M.V.,Mariotti A., Filograsso A. 2004 "River discharge into the Mediterranean Sea: climatology and aspects of the observed variability" *Journ. of Clim.* 17 pp.4740-4751
- Trigo, I.F., T.D. Davies, and G.R. Bigg, 1999: Objective Climatology of Cyclones in the Mediterranean Region. *J. Climate*, **12**, 1685–1696.
- Ulbrich U, Leckebusch GC, Pinto JG (2009) Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review. *Theor. Appl. Climatol.*, 96: 117–131
- Valcke S., R. Redler, 2006: OASIS3 User Guide, PRISM Support Initiative Report No 4, 60 pp.
- Van Oldenborgh GJ, Philip S, Collins M (2005) El Nino in a changing climate: a multi-model study. *Ocean Sci* 1:81–95
- Van Ulden AP, van Oldenborgh GJ (2006) Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe. *Atmos Chem Phys* 6:863–881

Yu, L., X. Jin, and R. A. Weller, 2008: Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables. Woods Hole Oceanographic Institution, OAFlux Project Technical Report. OA-2008-01, 64pp. Woods Hole, Massachusetts.

Zeng X., Zhao M., Dickinson R. E., 1998: Intercomparison of Bulk Aerodynamic Algorithms for the Computation of Sea Surface Fluxes using TOGA COARE and TAO Data. *J. Climate*, 11, 2628-2644.