

ALMA MATER STUDIORUM

UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali

Corso di Laurea Specialistica in Scienze per l'Ambiente e il Territorio

**STUDIO DEGLI EFFETTI DELL'APPORTO FLUVIALE SULLA
CIRCOLAZIONE DEL MARE MEDITERRANEO**

Tesi di Laurea in Oceanografia Fisica

Relatore

Prof.ssa Nadia Pinardi

Presentata da

Damiano Delrosso

Correlatori

Dr. Mario Adani

Dr. Marco Zavatarelli

I Sessione

Anno Accademico 2009/2010

Indice **Errore. Il segnalibro non è definito.**

1	Introduzione	3
1.1	Il Mare Mediterraneo	3
1.2	La circolazione del Mare Mediterraneo	4
1.3	Mediterranean Forecasting System	12
1.4	Il fiume Nilo e la costruzione della diga di Aswan	15
1.5	Obiettivi della tesi	20
2	Modellistica numerica	22
2.1	Modello a scala di bacino	22
2.2	Discretizzazione e caratteristiche numeriche del modello	22
2.3	Equazioni ed approssimazioni	26
2.3.1	Approssimazioni ed equazioni che governano il moto	26
2.3.2	Condizioni al contorno	30
3	Dati idrologici	34
3.1	Il bacino idrografico del Mare Mediterraneo	34
3.2	Banche dati esistenti	41
3.3	Scelta dei fiumi rilevanti per la modellistica numerica e calcolo delle climatologie di portata	46
4	Esperimenti numerici	59
4.1	Disegno sperimentale	59
4.2	Implementazione dei flussi di acqua dolce nel modello numerico	64
4.3	Risultati degli esperimenti	70
4.3.1	Serie temporali delle medie di superficie	71
4.3.2	Campi orizzontali di temperatura e salinità	83
4.3.3	Andamento del flusso di calore	141
4.3.4	Andamento del flusso d'acqua	143

4.3.5	Campo di circolazione superficiale	150
4.4	Validazione dei risultati	173
5	Conclusioni e possibilità di sviluppo.....	207
	Bibliografia.....	209

CAPITOLO 1

1 Introduzione

1.1 Il Mare Mediterraneo

Il Mare Mediterraneo è un bacino semi-chiuso localizzato alle medie latitudini fra Europa, Asia ed Africa; è collegato ad Ovest all'Oceano Atlantico, attraverso lo stretto di Gibilterra, mentre ad Est, attraverso il Mar di Marmara, i Dardanelli ed il Bosforo, è collegato al Mar Nero. A Sud-Est il canale di Suez collega il Mediterraneo al Mar Rosso.

Il Mare Mediterraneo può essere suddiviso in due grandi bacini collegati tra loro dal Canale di Sicilia: il Mediterraneo occidentale ed il Mediterraneo meridionale; questi a loro volta possono essere ulteriormente distinti in diversi sotto-bacini (fig. 1.1)

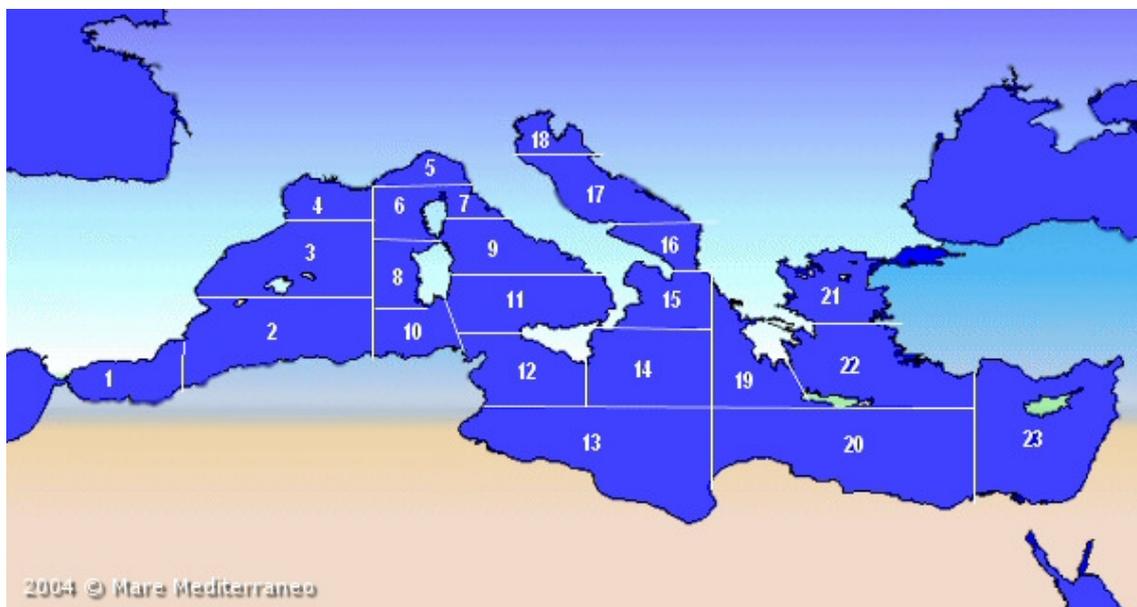


Figura 1.1 – Morfologia del Mare Mediterraneo. Da www.mediterraneo.harbours.net

1 Mare di Alboran, 2 Mar delle Baleari Meridionale, 3 Mar delle Baleari Settentrionale, 4 Golfo del Leone, 5 Mar Ligure, 6 Mar di Corsica, 7 Tirreno Settentrionale, 8 Mar di

Sardegna, 9 Tirreno Centrale, 10 Canale di Sardegna, 11 Tirreno Meridionale, 12 Stretto di Sicilia, 13 Mar Libico, 14 Ionio Meridionale, 15 Ionio Settentrionale, 16 Adriatico Meridionale, 17 Adriatico Centrale, 18 Adriatico Settentrionale, 19 Ionio Orientale, 20 Mare di Creta, 21 Egeo Settentrionale, 22 Egeo Meridionale, 23 Mar di Levante.

1.2 La circolazione del Mare Mediterraneo

Il forzante principale della circolazione del Mediterraneo è quello atmosferico: esso presenta un'elevata complessità ed una forte variabilità stagionale.

L'atmosfera forza le masse oceaniche trasferendo momento, calore ed acqua attraverso la superficie dell'oceano: i flussi di momento, calore ed acqua all'interfaccia aria-mare mostrano una variabilità a scala interannuale (Pinardi, 1993) molto accentuata.

Le aree che presentano le maggiori perdite di calore sono il giro del Golfo del Leone, il giro di Rodi, il Mar Egeo settentrionale e il Mar Adriatico, dove si formano le acque profonde ed intermedie.

L'altro forzante della circolazione è il flusso entrante di acqua atlantica dallo stretto di Gibilterra, che è uno dei termini che contribuiscono al bilancio d'acqua del Mediterraneo (F):

$$F = E - P - \frac{R}{A} - G - B$$

dove E è il termine corrispondente all'evaporazione, P quello corrispondente alle precipitazioni, R/A rappresenta il rapporto tra lo scarico fluviale e la superficie delle foci fluviali, G è il flusso netto da Gibilterra e B è il flusso dal Mar Nero.

Anche considerando l'apporto degli input provenienti dallo stretto di Gibilterra e dal Mar Nero, il Mediterraneo risulta avere un bilancio negativo di acqua; il deficit di calore e di acqua produce una circolazione di tipo antiestuarino in corrispondenza dello stretto di Gibilterra: acque superficiali entrano in Mediterraneo mentre acque profonde ne fuoriescono, con un'interfaccia posta a circa 150 m di profondità.

La circolazione generale del bacino del Mediterraneo è stata largamente studiata negli ultimi venti anni ed è ormai ben determinata attraverso datasets di osservazioni e simulazioni numeriche.

Dal punto di vista della dinamica delle masse d'acqua nel Mare Mediterraneo si possono distinguere:

- L'Acqua Atlantica Modificata (Modified Atlantic Water – MAW), caratterizzata da una bassa salinità (da 36.5 psu a 38.5 psu rispettivamente ad Ovest e ad Est del Canale di Sicilia).

Tale massa d'acqua penetra nel Mediterraneo attraverso lo stretto di Gibilterra e forma uno strato di profondità non superiore ai duecento metri: procedendo da Ovest verso Est la MAW tende ad inabissarsi sempre più a causa dell'aumento di densità causato dall'evaporazione.

- L'Acqua Levantina Intermedia (Levantine Intermediate Water – LIW), caratterizzata da un range di temperatura compreso tra 15 e 17.5 °C, e da un intervallo di salinità compreso tra 38.95 e 39.1 psu).

La formazione di questa massa d'acqua avviene nel bacino Levantino orientale, in modo particolare nella zona del giro di Rodi, attraverso processi di convezione intermedia, ossia rimescolamento convettivo sino ad una profondità di 200-300 metri, che si verificano nel tardo periodo invernale.

Successivamente si ha una propagazione della LIW verso il bacino occidentale del Mare Mediterraneo con il raggiungimento di una profondità di 400-500 metri nelle zone più occidentali del bacino.

- L'Acqua Mediterranea Profonda (Mediterranean Deep Water – MDW), caratterizzata da un intervallo di temperatura compreso tra 12.6 e 13.3 °C e salinità compresa tra 38.4 e 38.6 psu.

La MDW si origina nel periodo invernale nel Golfo del Leone per quanto riguarda il bacino occidentale (WMDW), mentre si forma nell'Adriatico e nell'Egeo per il bacino orientale (EMDW).

Dal momento che la EMDW raggiunge profondità superiori a quelle del Canale di Sicilia non entra mai in contatto con la WMDW. Quest'ultima fuoriesce dallo stretto di Gibilterra dopo essersi ulteriormente rimescolata con la LIW.

La circolazione del Mare Mediterraneo è determinata da un equilibrio che si instaura tra variabilità di mesoscala, variabilità stagionale e scale interannuali (Robinson *et al.*, 2001).

A causa del delicato equilibrio tra queste componenti il comportamento dinamico dei due sotto-bacini (occidentale ed orientale) è molto differente: nel Mediterraneo occidentale, il segnale di variabilità stagionale è grande e coinvolge l'intensità delle correnti, l'inversione delle correnti regionali e la variabilità di mesoscala.

Nel Mediterraneo orientale, invece, la variabilità interannuale è di grandezza paragonabile al segnale stagionale e coinvolge cambiamenti delle caratteristiche delle masse d'acqua profonde ed intermedie (Korres *et al.*, 2000). In questa zona anche la variabilità di mesoscala è molto accentuata, ne sono un esempio i vortici, che compaiono e si rinforzano senza un'apparente regolarità.

Emblematico in questo senso è il caso del giro di Ierapetra (Grecia meridionale): si tratta di un giro anticiclonico che si forma come risultato delle interazioni del vento con l'orografia di Creta e della dinamica delle masse d'acqua nello stretto di Kasos; quando presente, è osservabile come anomalia positiva del livello del mare superiore ai 20 cm e come anomalia positiva di temperatura.

Dal 1993 è stata riscontrata un'elevata variabilità interannuale nel manifestarsi di questo giro: dal 1993 al 2001 è stato chiaramente osservabile, per poi scomparire nel 2002 e riapparire nuovamente nel luglio del 2004.

La circolazione del Mediterraneo può essere suddivisa in tre componenti principali in funzione delle proprie scale spazio-temporali:

- a) Circolazione a scala di bacino (comprendente la circolazione termoalina)
- b) Circolazione a scala di sotto-bacino
- c) Circolazione di mesoscala

A scala di bacino, la circolazione termoalina (fig. 1.2) è costituita da tutti i movimenti verticali e orizzontali delle masse d'acqua dovuti a differenze di densità.

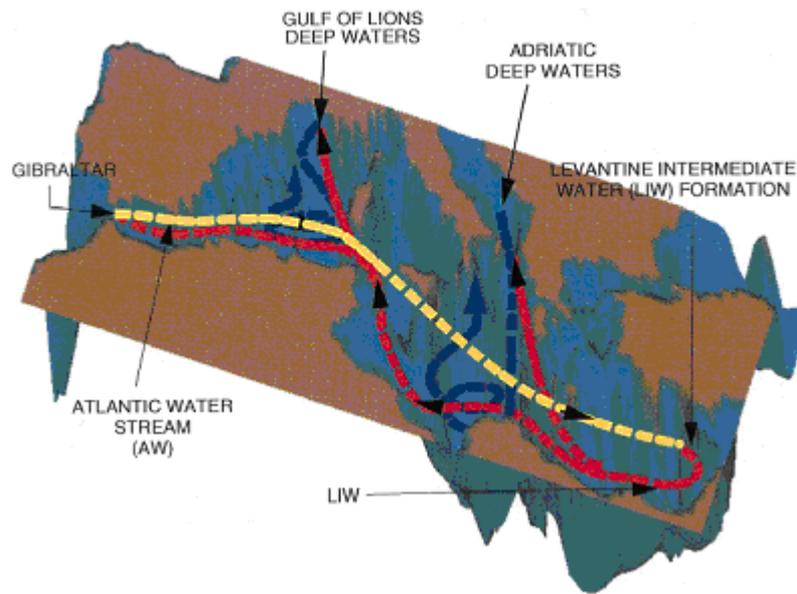


Figura 1.2 – Schema della circolazione termoalina. Da Pinardi *et al.* (2000).

Questa circolazione in Mediterraneo è schematicamente rappresentabile come un “nastro trasportatore”, a sua volta suddivisibile in due componenti:

- la componente zonale (in rosso e in giallo) rappresenta le acque atlantiche in ingresso dallo stretto di Gibilterra: queste, procedendo verso la parte orientale del bacino del Mediterraneo, si trasformano in Acqua Intermedia Levantina (LIW) nella zona compresa tra Cipro e Rodi; in questo punto la LIW inverte la propria direzione muovendosi verso la parte occidentale del Mediterraneo e fuoriuscendo dallo stretto di Gibilterra. La variabilità osservata nella dinamica della componente zonale è a scala stagionale.
- la componente meridionale (in blu) è forzata nel Mediterraneo orientale dalla formazione di acque profonde nell’Adriatico meridionale e nel Mar Egeo, mentre nel Mediterraneo occidentale è forzata dalla convezione di acqua profonda di origine oceanica nella zona del Golfo del Leone. Questo ramo della circolazione termoalina presenta una variabilità a scala interannuale.

Dunque il “motore” della circolazione termoalina è rappresentato dai processi di formazione delle acque intermedie e profonde; tali processi sono innescati principalmente da tre fattori:

- 1) L'arrivo di masse continentali d'aria fredda e secca sul mare.
- 2) La presenza di una circolazione ciclonica, che rende la stratificazione della colonna d'acqua molto debole al centro del vortice.
- 3) L'aumento di salinità dell'acqua, dovuto ad un fenomeno di formazione del ghiaccio o alla risalita d'acqua salata da strati profondi.

Nel bacino occidentale del Mediterraneo la formazione di acque profonde si verifica nella zona del Golfo del Leone (intorno a 42°N, 5°E) e si genera come risposta all'azione invernale del Maestrone, che estrae calore all'interfaccia aria-mare, fino a 1000 W/m² (Pinardi, 1993).

Nel bacino orientale sono due le zone di formazione di acque profonde, una nell'Adriatico settentrionale e la seconda nell'Adriatico meridionale.

Studi recenti (Robinson *et al.*, 2001) hanno dimostrato che nella zona di formazione della LIW, a Nord-Est del bacino levantino, si possono creare le condizioni per la formazione di Levantine Deep Water (LDW), per lo più in occasione di inverni eccezionalmente rigidi.

È stata inoltre verificata la presenza di una zona di formazione di acque profonde per le pianie abissali del Mar Ionio, localizzata nel Mar Egeo (AGDW). Questo fenomeno, documentato con il nome di Eastern Mediterranean Transient (EMT, Roether *et al.*, 1996) ha assunto rilevanza nella dinamica della circolazione termoalina a partire dal 1987, determinando importanti modificazioni a scala di bacino.

Recentemente è stato osservato (Manca *et al.*, 2003) che il Mar Egeo ha interrotto la produzione di acque profonde e il Mar Adriatico è nuovamente tornato ad essere l'unica zona di produzione di acque profonde nel Mediterraneo orientale.

In Mediterraneo la principale zona di formazione di acque intermedie (che si inabissano fino a 300-500 m, profondità del termoclino permanente) è localizzata in corrispondenza del giro di Rodi, dove nel tardo periodo invernale (febbraio-marzo) si origina la LIW, che si propaga successivamente in direzione Ovest.

Superato il passaggio di Creta si assiste ad una biforcazione della LIW: un ramo dirige verso Nord, superando lo Stretto di Otranto, mentre l'altro supera il Canale di Sicilia per raggiungere il Mar Tirreno. Qui la corrente assume una dinamica ciclonica prima di fuoriuscire dal bacino del Tirreno lambendo la costa meridionale della Sardegna: in questa

zona si assiste ad un'ulteriore diramazione della LIW, una parte della quale contribuisce alla formazione di acque profonde nel Golfo del Leone, mentre la rimanente massa d'acqua fuoriesce dallo Stretto di Gibilterra (fig. 1.3).

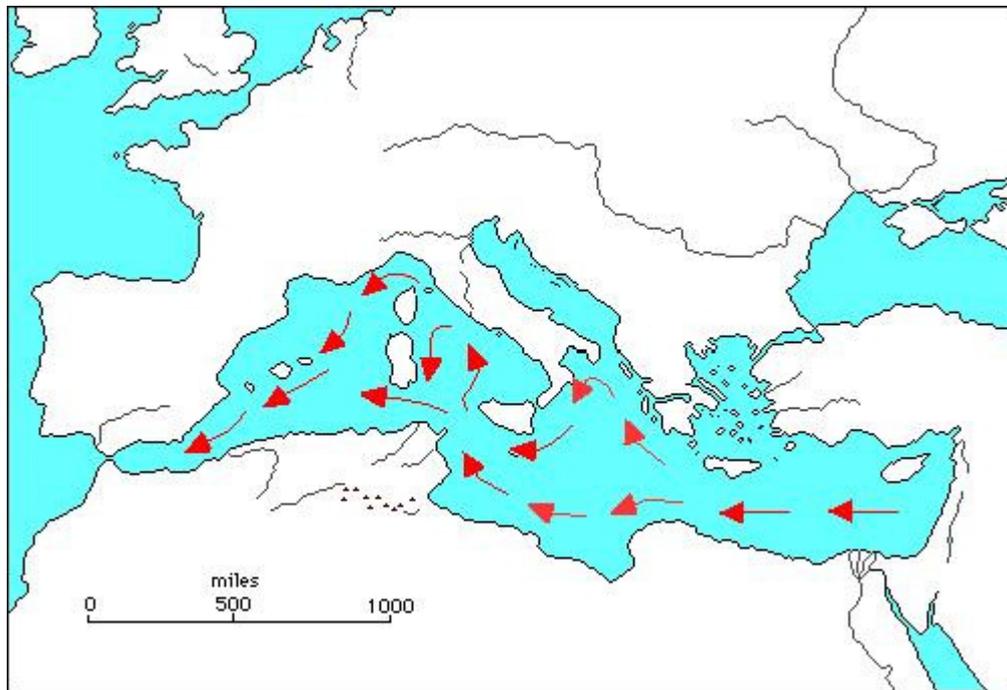


Figura 1.3 – Circolazione dell'Acqua Intermedia Levantina (LIW). Da www.wikipedia.it.

La conoscenza della circolazione di sotto-bacino è relativamente recente (Robinson *et al.*, 1991): è caratterizzata da diverse scale temporali e una delle principali è la componente di stato stazionario; quest'ultima consiste di giri ciclonici ed anticiclonici permanenti forzati da vento e da flussi di calore, sovrapposti ed interagenti col sistema di input di Gibilterra.

Procedendo da Ovest verso Est le prime notevoli strutture che si possono osservare (fig. 1.4) si riscontrano nel Mare di Alboran, dove l'acqua di provenienza atlantica da origine a uno o due giri anticiclonici.

Spostandosi verso la parte orientale del Mediterraneo, l'acqua proveniente dallo Stretto di Gibilterra assume il nome di corrente Algerina. Lungo le coste marocchine risulta relativamente ben definita e profonda (200-400 m), mentre proseguendo verso Est, lungo la scarpata algerina ed il Canale di Sardegna diviene più ampia ed irregolare (Robinson *et al.*, 2001).

Dal momento che la piattaforma algerina è molto stretta, le correnti di oceano aperto e di scarpata si spingono sino alla piattaforma continentale; la corrente algerina forma ampi meandri e vortici dovuti all'instabilità barotropica e baroclinica della corrente.

I vortici più ampi e più persistenti sono di tipo anticiclonico: dopo essersi originati si distanziano dalla costa e seguono una traiettoria in direzione Nord-Est finché, quando raggiungono una certa distanza dalla costa invertono la propria direzione propagandosi verso Ovest.

La corrente Algerina prosegue verso la parte orientale del bacino del Mediterraneo subendo una biforcazione in corrispondenza delle coste meridionali della Sardegna: un ramo si dirige verso Nord, circola ciclonicamente nel Tirreno e arriva nel bacino Ligure-Provenzale, dove prende il nome di corrente Ligure-Provenzale-Catalana (LPC); tale corrente scorre lungo il margine della piattaforma continentale, ma può formare meandri che penetrano all'interno della piattaforma continentale.

Il secondo ramo della corrente Algerina supera il canale di Sicilia, assumendo il nome di corrente Ionica-Atlantica, e attraversa lo Ionio suddividendolo in due zone: una a Nord, composta dal giro ciclonico dello Ionio occidentale, e l'altra a Sud, composta da uno o più giri anticiclonici.

A Sud di Creta la corrente di acqua di origine atlantica assume il nome di corrente Mediterranea Medio-Oceanica e subisce una suddivisione in due rami, uno in direzione Nord verso il giro di Rodi, l'altro prosegue verso le coste del Libano.

In questa zona si osservano importanti strutture di sotto-bacino, come il giro di Rodi (ciclonico), il giro di Mersa-Matruh, il giro di Shikmona e quello già citato di Ierapetra (anticiclonici).

Le strutture di mesoscala hanno una scala temporale minore delle strutture associate alla circolazione termoalina e alle strutture di sotto-bacino, con ampiezza delle correnti comunque rilevante e vortici di segno opposto che appaiono e scompaiono nell'arco di poche settimane.

I vortici di mesoscala hanno un diametro pari a 4-5 volte il raggio locale di deformazione di Rossby (circa 10 km in Mediterraneo); si formano per instabilità idrodinamica delle forti correnti a getto (corrente Algerina, Atlantico-Ionica, Medio-Oceanica, ecc.) e perdono intensità mano a mano che ci si allontana dalla loro sorgente di energia.

Da dati altimetrici da satellite (Ayoub *et al.*, 1998) si osserva la tendenza dei vortici di mesoscala alla propagazione verso Ovest ed una stagionalità nell'energia cinetica dei vortici; in Adriatico è stato osservato (Artegiani *et al.*, 1997) che i vortici sono più frequenti durante la primavera e l'estate, quando il forzante atmosferico subisce un rilassamento e l'energia è convertita da scale spaziali più ampie a scale spaziali minori.

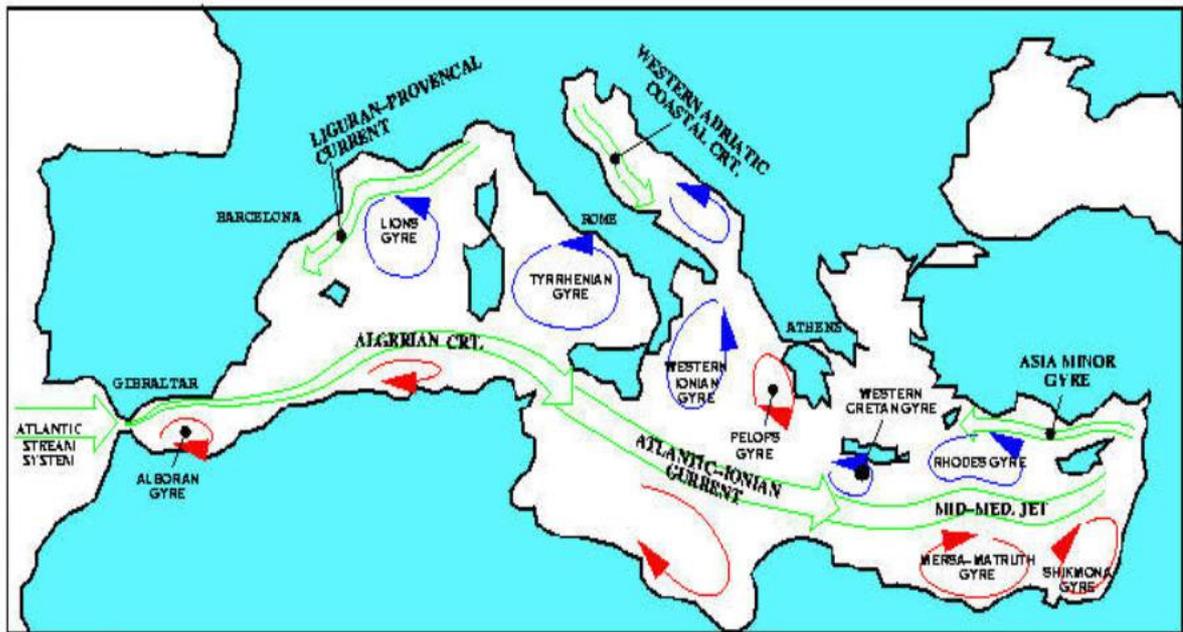


Figura 1.4 – Schema di circolazione generale del Mediterraneo. Da www.vglobale.it

1.3 Mediterranean Forecasting System

Al fine di approfondire le conoscenze sulla previsione delle correnti nel Mediterraneo, per una gestione sostenibile delle risorse e la protezione dell'ambiente costiero nel 1995 è stato avviato un programma di ricerca nel Mediterraneo, sotto la supervisione di EuroGOOS (European Global Ocean Observing System, www.eurogoos.org, Pinardi e Fleming, 1998) denominato Mediterranean Forecasting System - MFS, con l'obiettivo di esplorare la prevedibilità dell'ecosistema marino a livello di produzione primaria dalle scale di bacino alla costa.

Nel 1998 è cominciato il primo progetto europeo, il Mediterranean Forecasting System Pilot Project – MFSP (Pinardi *et al.*, 2003), finalizzato alla formulazione di previsioni di temperatura, salinità e correnti nel Mediterraneo, con primi studi sulle simulazioni ecologiche della produttività primaria.

La seconda parte del programma è un progetto, Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Predictions – MFSTEP, che ha come scopo un ulteriore sviluppo di un sistema previsionale a scala di bacino, fino alle aree regionali e di piattaforme continentale.

Vi è poi una terza parte del programma, iniziata nel 2005, denominata Mediterranean Operational Oceanography Network – MOON, finalizzata principalmente allo sviluppo di previsioni di produttività primaria e altri parametri geochimici in zone costiere campione.

All'interno del programma MFS l'acquisizione dati è stata sviluppata attraverso differenti sistemi:

- 1) L'acquisizione di dati di temperatura è stata effettuata mediante l'MFSTEP VOS Monitoring System, che ha cominciato la registrazione di dati di temperatura nell'estate del 2004, con l'utilizzo di sonde XBT (Expandable BathyThermograph) da parte di operatori specializzati imbarcati su navi (Voluntary Observing Ship – VOS) che seguono rotte commerciali predefinite (fig. 1.5).

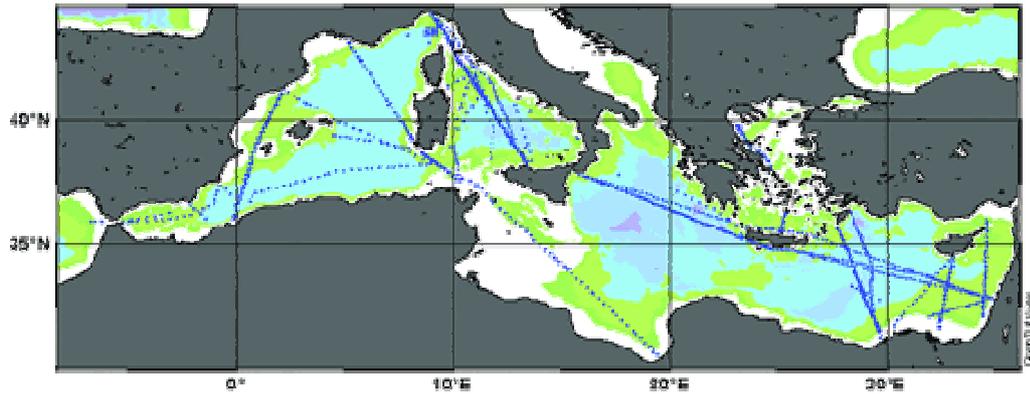


Figura 1.5 – Rotte delle navi VOS. Da <http://gnoo.bo.inv.it>.

- 2) Il Mediterranean Multisensor Moored Array System (M3A System) è un sistema di monitoraggio multiparametrico attraverso boe fisse che è stato sviluppato e testato nel Mare di Creta (col nome E1-M3A) durante il progetto MFSPP. Esso consente la trasmissione in tempo reale di parametri fisici quali la temperatura, la salinità, le correnti, l'ossigeno disciolto, la torbidità ed altre misure biogeochimiche e ottiche, ed inoltre permette la calibrazione-validazione di modelli numerici.

Il progetto MFSTEP ha incrementato la funzionalità del sistema M3A sviluppando due ulteriori sistemi: uno per l'Adriatico meridionale (E2-M3A) ed uno per il Mar Ligure (W1-M3A), con inizio del periodo operativo nel Settembre 2004.

- 3) La raccolta e l'elaborazione di dati da satellite in tempo quasi reale (Near Real Time satellite data – NRT), cioè disponibili entro tre giorni dalla data di acquisizione reale del dato, con misurazioni di anomalia del livello marino (SLA) e misurazioni di temperatura della superficie marina (SST).
- 4) Il progetto MFSTEP ha introdotto l'utilizzo di un sistema di profiling sub-superficiale (MEDARGO) allo scopo di monitorare la temperatura e la salinità nella colonna d'acqua. Più di venti profilatori sono stati messi in opera da navi di ricerca ed unità volontarie; gli strumenti sono stati programmati per scendere sino ad una profondità di 350 m e per campionare temperatura e salinità da una profondità di 700 m (da 2000 m ogni dieci cicli) fino alla superficie ogni cinque giorni.

- 5) Un'ulteriore innovazione introdotta dal progetto MFSTEP è stato l'utilizzo di gliders autonomi, in grado di muoversi all'interno della colonna d'acqua lungo traiettorie a zig-zag utilizzando per spostarsi (ad una velocità di circa 20-40 cm/s) variazioni di buoyancy. I gliders sono in grado di misurare temperatura, salinità ed altre proprietà ottiche per applicazioni biogeochimiche.

I dati sono trasmessi in tempo reale via satellite mentre il glider è in superficie; il glider si pilota autonomamente, ma può anche essere controllato in remoto per modificare il programma di missione o essere richiamato alla base.

Una volta acquisiti, i dati sono stati utilizzati per:

- a) Creazione di condizioni iniziali ottimali per il modello numerico, ossia vicine il più possibile alla realtà.
- b) Simulazione ad alta risoluzione nelle zone di piattaforma tramite modelli accoppiati dalla scala di bacino alla scala costiera.
- c) Validazione di modelli fisici e biogeochimici.
- d) Realizzazione settimanale delle previsioni a scala di bacino.

1.4 Il fiume Nilo e la costruzione della diga di Aswan

Il fiume Nilo ha una lunghezza di circa 6700 km e un bacino di drenaggio di circa 3 milioni di km².

Il Nilo nasce sull'Altopiano dell'Africa Orientale, a est dei laghi Kivu e Tanganyika; il fiume Rurakara, uno dei tributari del fiume Kagera che si immette nel Lago Vittoria, è considerata la sorgente del Nilo.

Lungo il suo corso attraversa Rwanda, Tanzania, Uganda, Sudan ed Egitto per poi sfociare nel Mar Mediterraneo.

La testa del delta del Nilo si trova circa a 20 km a nord del Cairo, si estende per circa 250 km lungo la linea di costa (dalla città di Alessandria a quella di Port Said) e copre una superficie di circa 24000 km² (fig. 1.6).

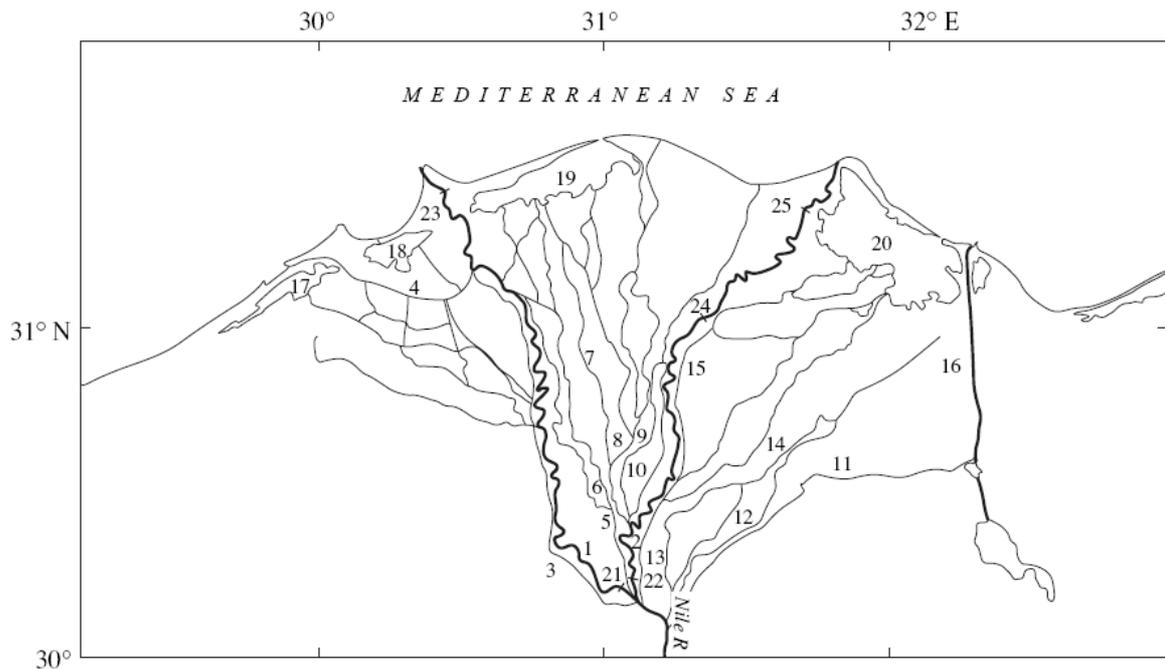


Figura 1.6 – Il delta del fiume Nilo. (1-2) Rami di Rosetta e Damietta, rispettivamente; (3-16) Canali di El Beheira, El Mahmoudia, El Menufia, El Bagouria, El Kasid, El Shibin, El Atf, El Hadra Wiya, Ismailia, El Sharkawiya, Et Tawfiki, Fagus, El Mansouria, Suez, rispettivamente; (17-20) lagune di Maryut, Idku, Burullus, Manzala, rispettivamente; (21-22) sbarramenti del delta; (23-24) sbarramento di Edfina sul ramo di Rosetta e sbarramento di Zifta sul ramo di Damietta, rispettivamente; (25) diga di Damietta. Da Mikhailova (2001).

Al fine di regolare lo scarico a mare del fiume, rifornire d'acqua i canali d'irrigazione, eliminare la minaccia di inondazioni e generare energia elettrica, nel corso del tempo sono state costruite alcune grandi dighe all'interno del bacino del Nilo: la diga delle cascate Owen sul Nilo Vittoria, la diga di Gebel Aulia sul Nilo Bianco, la bassa diga di Aswan e l'alta diga di Aswan sul fiume Nilo propriamente detto (fig. 1.7); queste ultime sono state costruite con lo scopo di regolare la portata del Nilo, di costituire una riserva d'acqua per l'agricoltura e successivamente per la produzione di energia elettrica.

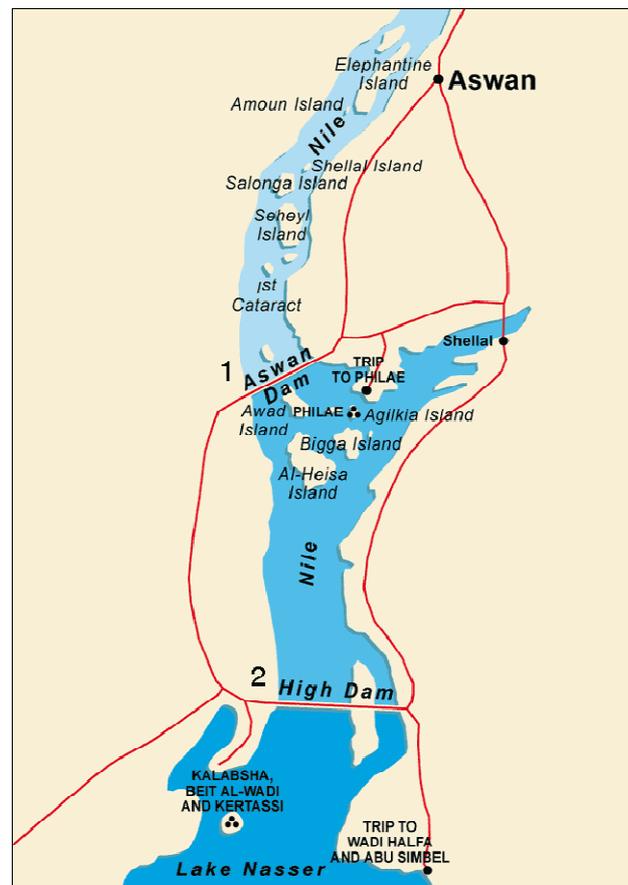


Fig. 1.7 – Ubicazione della bassa diga di Aswan (1) e dell'alta diga di Aswan (2).

La bassa diga di Aswan è situata a breve distanza dalla prima cataratta del fiume Nilo, a monte della città di Aswan; in seguito all'invasione ed occupazione dell'Egitto, gli Inglesi ne iniziarono la costruzione nel 1898, portandola a termine nel 1902.

Il progetto originale prevedeva una lunghezza di 1900 metri ed un'altezza di 22 metri, ma si dimostrò presto inadeguato e dunque la sua altezza fu aumentata in due successive fasi,

tra il 1907 e il 1912 e tra il 1929 e il 1923, innalzando la capacità del bacino a 2.25 e 5.25 km³ rispettivamente (Mikhailova, 2001).

Quando nel 1946 il livello dell'acqua quasi superò il coronamento della diga si decise, anziché aumentare nuovamente l'altezza della struttura, di procedere alla costruzione dell'alta diga di Aswan.

L'alta diga di Aswan è situata circa 6 km a monte della bassa diga, ha una lunghezza di 3600 metri, un'altezza di 111 metri e una larghezza di 980 metri alla base e 40 metri al coronamento; la costruzione iniziò nel 1960 ed ebbe termine nel 1970, mentre il bacino artificiale (chiamato Bacino di Nasser) che avrebbe contenuto le acque del fiume Nilo fu completato nel 1964 e dal 1971 fu iniziato il suo riempimento, raggiungendo la capacità massima di 169 km³ nel 1978 (Mikhailova, 2001).

La costruzione dell'alta diga di Aswan rese possibile prevenire le annuali inondazioni nei rami più a valle del Nilo ed inoltre aumentò considerevolmente la disponibilità di acqua a fini irrigui in Egitto e Sudan. In termini di risorse energetiche la costruzione della diga, dotata di 12 generatori di corrente, ha permesso una produzione annuale di circa 10 miliardi di kWh di energia elettrica (Mikhailova, 2001).

Ma oltre a notevoli benefici socio-economici la costruzione delle dighe di Aswan, in percentuale preponderante quella dell'alta diga, ha determinato importanti variazioni della portata annua totale e del naturale regime idrologico del fiume Nilo.

Prima della costruzione dell'alta diga di Aswan la portata media del fiume Nilo in corrispondenza della città di Aswan era di circa 84 km³/anno, con variazioni comprese tra 42 km³/anno nel 1913 e 151 km³/anno nel 1878; da 10 a 20 km³/anno venivano persi tra prelievi a scopi agricoli, evaporazione ed infiltrazione nel sottosuolo nel tratto del corso del fiume tra la città di Aswan e la testa del delta; dunque una media di 64-74 km³/anno raggiungeva la testa del delta.

L'effetto più evidente della costruzione dell'alta diga di Aswan è stata una drastica riduzione del volume d'acqua in grado di raggiungere il delta del fiume Nilo e conseguentemente di scaricarsi nel Mar Mediterraneo, a cui si deve aggiungere anche una notevole perdita di acqua dal bacino artificiale per evaporazione, intorno ai 10 km³/anno.

Gli intensi prelievi di acqua dal bacino artificiale della diga hanno causato una forte riduzione del volume d'acqua anche nei rami più prossimi al delta del fiume, abbassando

la portata del Nilo in corrispondenza dello sbarramento di Assyut (544 km a valle dell'alta diga di Aswan) ad un valore medio di 37 km³/anno negli anni successivi alla costruzione della diga, a fronte di un valore medio di circa 70 km³/anno prima della messa in opera della struttura, come si può notare dalla figura 1.8 (Mikhailova, 2001).

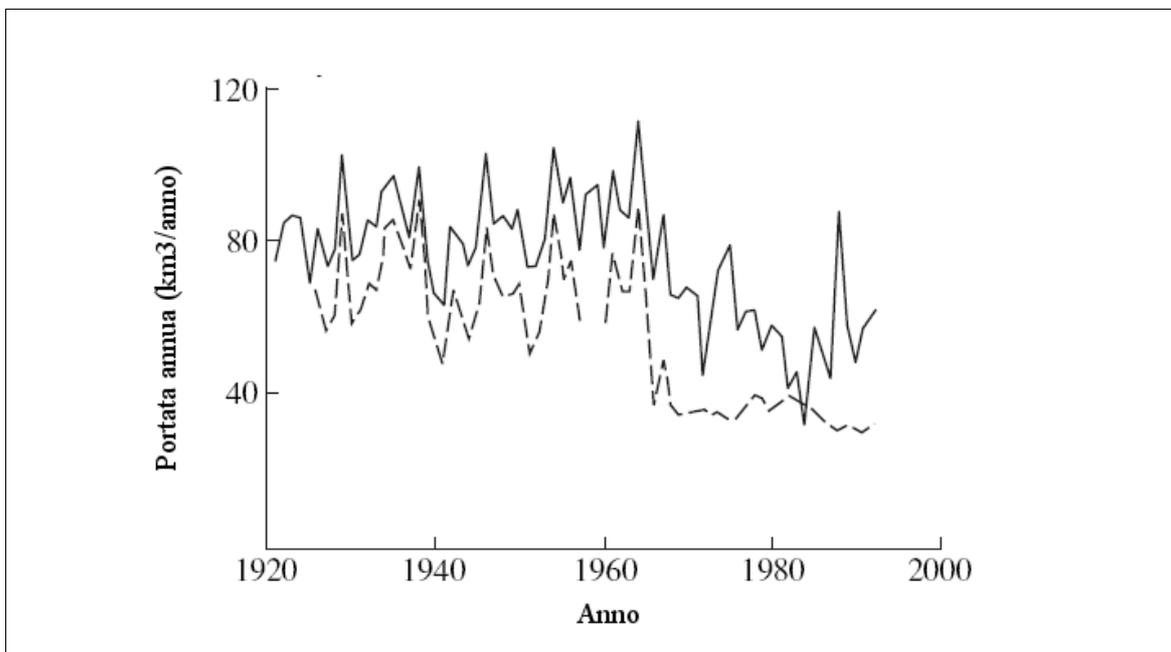


Fig. 1.8 – Portata annua del fiume Nilo in corrispondenza della città di Aswan (linea continua) e in corrispondenza dello Sbarramento di Assyut (linea tratteggiata). Da Mikhailova (2001).

Considerando l'inevitabile perdita di acqua a causa di evaporazione ed infiltrazione nel sottosuolo nel tratto tra lo Sbarramento di Assyut e la testa del delta si può concludere che il delta attualmente riceve, in corrispondenza all'incirca della città di El Ekhsase, molta meno acqua rispetto al periodo precedente alla costruzione della diga di Aswan, circa 35 km³/anno anziché 70 km³/anno.

Risulta estremamente difficile calcolare con esattezza in quale percentuale questo volume d'acqua riesca a raggiungere il Mar Mediterraneo, ma vari studi hanno fornito valori che oscillano tra i 13.5 km³/anno (Pinaridi *et al.*, 2005), i 14 km³/anno (Nixon, 2003) e i 17.1 km³/anno (Hamza *et al.*, 2003).

La regolazione del fiume ha cambiato drasticamente il regime idrologico annuale del Nilo: prima della costruzione della alta diga di Aswan il periodo tra agosto e novembre

contribuiva in percentuale preponderante (73.5%) allo scarico annuale del fiume Nilo nel Mediterraneo (Mikhailova, 2001), mentre dopo la messa in opera della struttura la distribuzione dei contributi allo scarico a mare tra i diversi mesi dell'anno è risultata essere più uniforme. Nel periodo tra dicembre e giugno il contributo è leggermente aumentato, è rimasto pressoché inalterato in luglio, mentre è diminuito notevolmente nel periodo compreso tra agosto e novembre.

In particolare si può osservare, nella figura 1.9, come vi sia stato uno spostamento del periodo di massima portata dal mese di settembre, negli anni precedenti la costruzione dell'alta diga di Aswan, al mese di giugno, successivamente alla realizzazione della struttura.

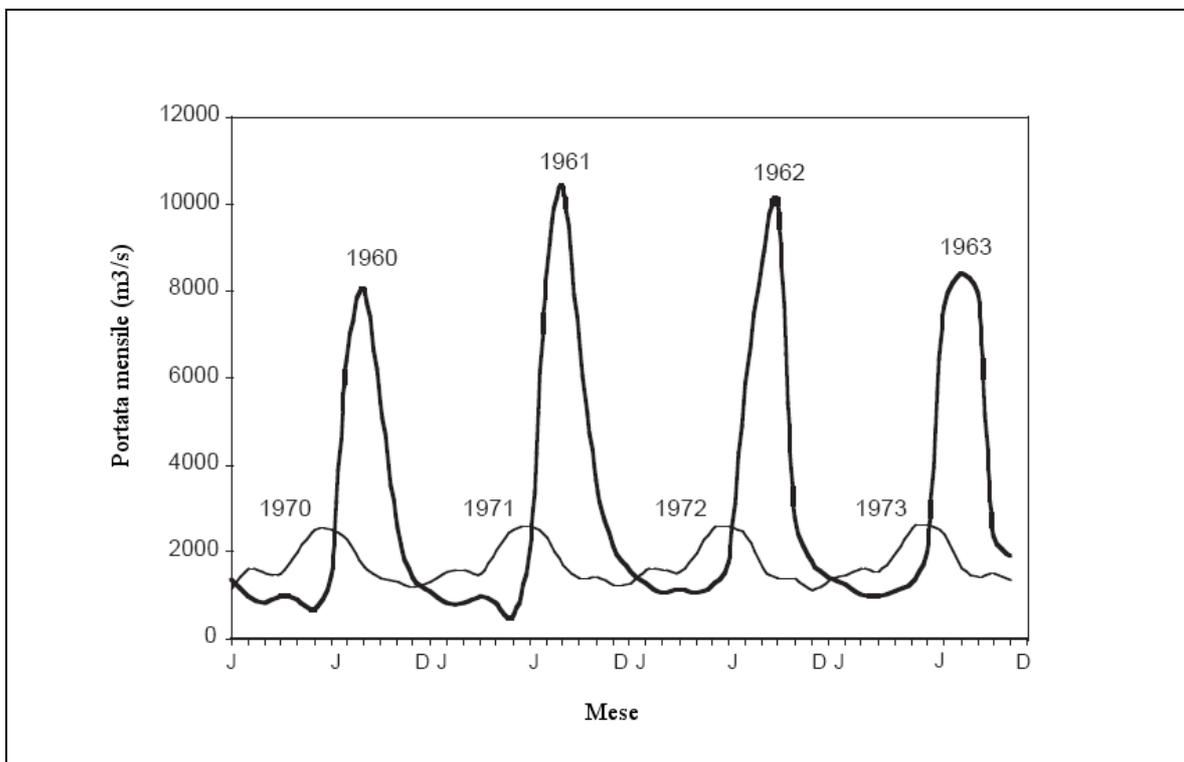


Fig. 1.9 – Portata mensile del fiume Nilo in corrispondenza della città di Aswan. Da Nixon (2003).

1.5 Obiettivi della tesi

Nonostante il flusso generato dall'apporto fluviale possa essere considerato molto piccolo se paragonato al volume d'acqua di un intero bacino come il Mare Mediterraneo, è attualmente confermato che l'input di acqua dolce ha un importante impatto sulla dinamica delle masse d'acqua, in modo particolare nelle zone di convezione profonda, come dimostrato per il Nord Atlantico da Rahmstorf (1995).

È dunque evidente la necessità di implementare correttamente l'apporto fluviale all'interno dei modelli di circolazione, finalizzata ad aumentare l'affidabilità delle simulazioni della dinamica delle masse oceaniche e conseguentemente a migliorare la precisione degli studi sulla dispersione di inquinanti, nutrienti e sedimenti.

La prima parte di questo lavoro di tesi si propone di individuare i dati più adatti ad ottimizzare l'implementazione in un modello numerico dell'apporto di acqua dolce fluviale al Mare Mediterraneo.

Successivamente saranno realizzati due esperimenti con l'utilizzo del modello numerico: un primo esperimento (Exp1), che fungerà da controllo, ed un secondo esperimento (Exp2) che prevederà uguali condizioni iniziali rispetto ad Exp1, ma una differente parametrizzazione dello scarico a mare delle acque fluviali.

In seguito si intende analizzare l'influenza sull'intero bacino del Mediterraneo dei nuovi dati implementati nel modello numerico sui campi di temperatura e salinità superficiali, sul flusso di calore e di acqua, sulla circolazione superficiale e sulle loro reciproche interazioni, supportando l'analisi dei risultati attraverso una loro validazione mediante osservazioni.

La seconda parte di questo lavoro di tesi si propone di individuare un dataset che consenta di determinare una climatologia mensile per lo scarico a mare del fiume Nilo, su un intervallo di tempo precedente alla costruzione dell'alta diga di Aswan.

Si procederà dunque in maniera simmetrica rispetto alla prima parte di questo lavoro di tesi, utilizzando in questo caso l'esperimento denominato Exp2 come esperimento di controllo ed effettuando un confronto con un terzo esperimento (Exp3) che prevede l'implementazione nel modello numerico della nuova climatologia mensile per lo scarico a mare del Nilo.

L'obiettivo di tale comparazione è determinare quale sia l'influenza che la regolazione imposta al corso del fiume Nilo ha sulla circolazione del Mare Mediterraneo e sugli altri parametri fisici investigati nella prima parte di questo lavoro di tesi.

CAPITOLO 2

2 Modellistica numerica

2.1 Modello a scala di bacino

In questo lavoro di tesi le simulazioni numeriche sono state prodotte utilizzando un Ocean General Circulation Model (OGCM) basato su codice numerico OPA 8.2 (acronimo per Océan PARallélisé), implementato per la prima volta nel Mare Mediterraneo da Tonani *et al.* (2007).

Il primo codice OPA fu sviluppato e implementato da M. Chartier nel 1985, in collaborazione con P. Delecluse, presso il Laboratoire d'Océanographie DYnamique et de Climatologie (LODYC) dell'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). OPA rappresenta un flessibile strumento per lo studio dell'oceano e delle sue interazioni con le altre componenti del sistema clima-terra, su un ampio raggio di scale temporali e spaziali.

2.2 Discretizzazione e caratteristiche numeriche del modello

Il modello è stato implementato in Mediterraneo (Tonani *et al.*, 2008) con una risoluzione orizzontale di $1/16^\circ \times 1/16^\circ$, con una griglia composta da 871 punti in longitudine e 253 punti in latitudine, con una copertura spaziale dell'intero Mediterraneo, da 5° W a 36° E e da 30.5 N a 44.5 N.

La griglia verticale è data da 72 livelli (tab. 2.1) non distribuiti uniformemente nella colonna d'acqua, ma distribuiti in modo tale da avere una risoluzione maggiore nei primi metri, con una profondità massima di 5334.648 metri.

Per produrre la batimetria (fig. 2.1) e la linea di costa del modello è stata utilizzata la Digital Bathymetric Data Base Variable Resolution (DBDB-V), mentre è stata interpolata manualmente lungo la costa Croata attraverso confronto con carte nautiche dettagliate; il modello è chiuso rispetto al boundary atlantico.

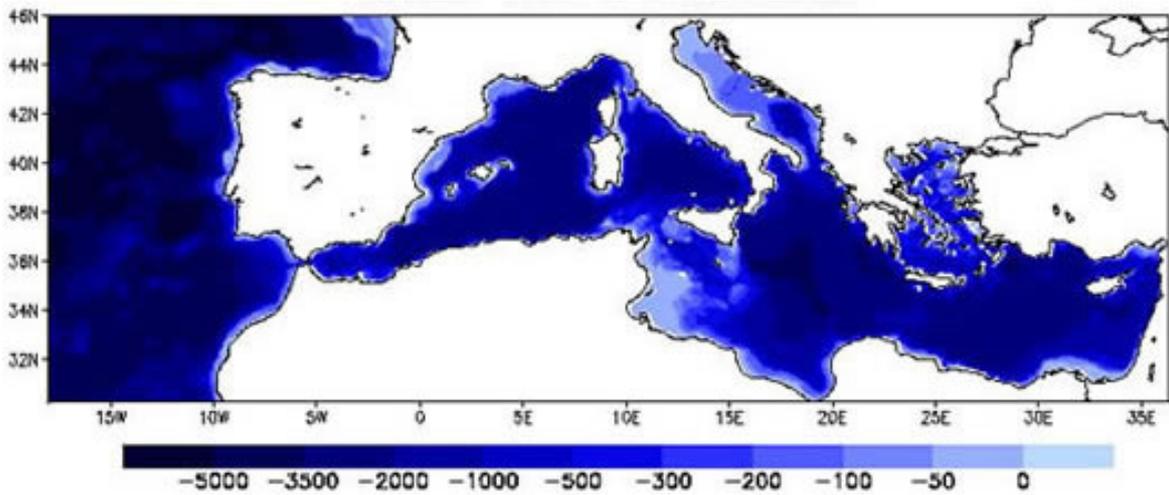


Figura 2.1 – Batimetria del modello. Da <http://gnoo.bo.ingv.it>

Il modello viene integrato con un passo temporale di 600 secondi, intervallo all'interno del quale vengono calcolate le variabili di campo.

Le tecniche numeriche utilizzate per risolvere le equazioni primitive di Navier-Stokes sono basate sullo schema alle differenze finite; particolare attenzione è stata riservata all'omogeneità della soluzione nelle tre direzioni spaziali.

La disposizione delle variabili è la stessa in tutte le direzioni: consiste in celle (fig. 2.2) centrate su un punto scalare (T, S, p, ρ, χ) con punti vettore (u, v, w) definiti nel centro di ogni faccia delle celle. Questa è la generalizzazione in tre dimensioni della griglia di tipo "C" nella classificazione di Arakawa, in cui le quantità scalari e le componenti del vettore velocità vengono calcolate in punti con diverse coordinate geografiche.

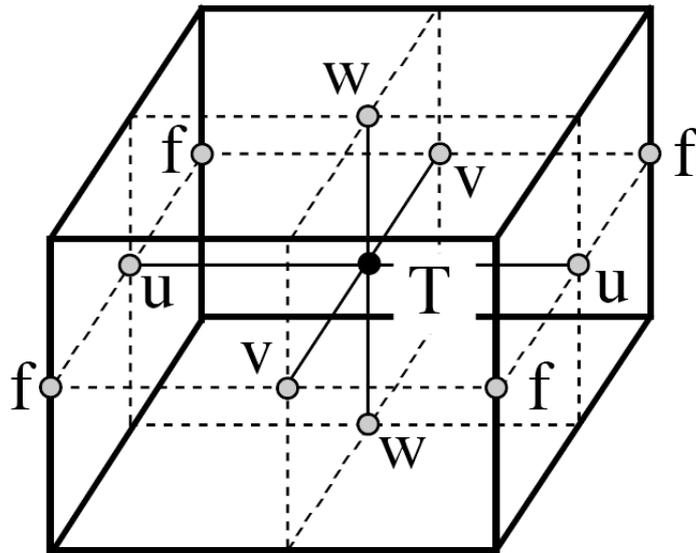


Figura 2.2 – Disposizione delle variabili nello spazio. Da Madec *et al.* (1998).

La vorticità relativa (ζ) e la vorticità planetaria (f) sono definite nel centro di ogni spigolo verticale e la funzione di flusso barotropica (ψ) è definita nei punti orizzontali che si sovrappongono ai punti ζ ed f .

Livello	Profondità (m)	Livello	Profondità (m)
1	1.472	37	493.870
2	4.587	38	531.621
3	7.944	39	571.962
4	11.559	40	615.066
5	15.449	41	661.117
6	19.633	42	710.311
7	24.133	43	762.857
8	28.968	44	818.977
9	34.164	45	878.906
10	39.743	46	942.896
11	45.733	47	1011.211
12	52.161	48	1084.136
13	59.058	49	1161.970
14	66.456	50	1245.031
15	74.390	51	1333.657
16	82.895	52	1428.206
17	92.011	53	1529.057
18	101.780	54	1636.611
19	112.247	55	1751.292
20	123.459	56	1873.549
21	135.467	57	2003.855

22	148.325	58	2142.711
23	162.092	59	2290.645
24	176.829	60	2448.210
25	192.603	61	2615.993
26	209.485	62	2794.607
27	227.548	63	2984.700
28	246.875	64	3186.948
29	267.551	65	3402.060
30	289.666	66	3630.780
31	313.320	67	3873.883
32	338.615	68	4132.178
33	365.663	69	4406.510
34	394.582	70	4697.753
35	425.499	71	5006.818
36	458.547	72	5334.648

Tabella 2.1 – Profondità dei 72 livelli verticali del modello.

2.3 Equazioni ed approssimazioni

2.3.1 Approssimazioni ed equazioni che governano il moto

L'oceano è un fluido che può essere descritto in buona approssimazione attraverso le cosiddette equazioni primitive. Esse sono le equazioni di Navier-Stokes per una Terra rotante con gravità, adottate con approssimazioni ottenute attraverso considerazioni di scala:

- 1) *Approssimazione di Terra sferica*: le superfici geopotenziali sono assunte essere sferiche, in modo tale che la componente locale della gravità risulta essere parallela al raggio della Terra.
- 2) *Approssimazione di fluido sottile*: la profondità dell'oceano è trascurabile rispetto al raggio della Terra.
- 3) *Ipotesi di chiusura della turbolenza*: i flussi turbolenti (che rappresentano gli effetti di processi di piccola scala su larga scala) sono espressi in funzione delle quantità di larga scala.
- 4) *Approssimazione di Boussinesq*: le variazioni di densità sono trascurabili eccetto che nel loro contributo alla forza di galleggiamento (buoyancy).
- 5) *Approssimazione idrostatica*: l'equazione del momento verticale è ridotta ad un bilancio tra il gradiente di pressione verticale e la forza di galleggiamento, a causa del piccolo rapporto tra le scale spaziali verticali e quelle orizzontali: ciò rende trascurabili i termini di convezione verticale. Dunque i moti convettivi verticali, rimossi dalle equazioni di Navier-Stokes, devono essere parametrizzati.
- 6) *Ipotesi di incompressibilità*: la divergenza tridimensionale del vettore velocità è assunta essere uguale a zero.

La Terra è rappresentata come una sfera di raggio a , rotante con velocità angolare di modulo Ω . Il sistema di equazioni descrive la variazione temporale di sette variabili:

- a) Componente zonale del vettore velocità (u).
- b) Componente meridionale del vettore velocità (v).
- c) Componente verticale del vettore velocità (w).

- d) Pressione idrostatica (p).
- e) Temperatura potenziale (θ).
- f) Salinità (S).
- g) Densità (ρ_0).

Dunque le sette equazioni fondamentali sono:

I) *Equazione della componente orizzontale del momento:*

componente zonale del moto

$$\frac{\partial u}{\partial t} = (\zeta + f)v - \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{2a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (u^2 + v^2) +$$

$$- \frac{1}{\rho_0 a \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} - A^{lm} \nabla^2 u + A^{vm} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

componente meridionale del moto

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -(\zeta + f)u - w \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{1}{2a} \frac{\partial}{\partial \varphi} (u^2 + v^2) +$$

$$- \frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial p}{\partial \varphi} - A^{lm} \nabla^2 v + A^{vm} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

dove f è il parametro di Coriolis, definito come:

$$f = 2\Omega \sin\varphi$$

Z è la vorticità relativa definita come:

$$\zeta = \frac{1}{a \cos\varphi} \left(\frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial}{\partial \varphi} [\cos\varphi u] \right)$$

A^{lm} e A^{vm} sono rispettivamente il coefficiente di viscosità turbolenta orizzontale e il coefficiente di viscosità turbolenta verticale.

II) *Equazione idrostatica:*

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

in cui g è l'accelerazione di gravità

III) *Equazione di continuità in approssimazione di incompressibilità:*

$$\frac{1}{a \cos\varphi} \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos\varphi v) \right] + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

IV) *Equazione della temperatura potenziale:*

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = & -\frac{1}{a \cos\varphi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} (\theta u) + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos\varphi \theta v) \right] - \frac{\partial}{\partial z} (\theta w) + \\ & -A^{lt} \nabla^2 \theta + A^{vt} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho_0 c_p} \frac{\partial I}{\partial z} + \delta \mu (\theta^* - \theta) \end{aligned}$$

dove A^{lt} e A^{vt} sono rispettivamente i coefficienti di diffusività turbolenta orizzontali e verticali, δ è l'inverso del tempo di rilassamento, μ è il coefficiente di rilassamento, che assume valori diversi da zero solo in corrispondenza del boundary atlantico, θ^* rappresenta il valore del campo di

temperatura reale; $\partial I/\partial z$ rappresenta la penetrazione della radiazione solare nei

primi strati della colonna d'acqua, C_p è il calore specifico che si assume costante ($4 \cdot 10^3 \text{ (J Kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1})$), $I(z)$ è l'irradianza nell'acqua (Paulson and Simpson, 1977):

$$I(z) = Q_{sr} [R e^{-z/\xi_1} + (1-R)^{-z/\xi_2}]$$

dove Q_{sr} è la radiazione incidente (W/m^2), $\xi_1 = 0.35 \text{ m}$, $\xi_2 = 23 \text{ m}$ e $R = 1$ sono i coefficienti per l'estinzione dell'irradianza in acqua di Tipo I secondo la classificazione di Jerlov (1968).

V) *Equazione per la salinità:*

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos \varphi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} (S u) + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi S v) \right] - \frac{\partial}{\partial z} (S w) +$$

$$-A^{IS} \nabla^2 S + A^{vS} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + \delta \mu (S^* - S)$$

dove A^{IS} e A^{vS} sono rispettivamente i coefficienti turbolenti di diffusività verticale ed orizzontale, S^* rappresenta il valore del campo di salinità reale; anche in questo caso $\mu = 0$ al boundary atlantico.

VI) *Equazione di stato:*

$$\rho = \rho(\theta, S, p)$$

dove la densità *in situ* (ρ) è una funzione della temperatura potenziale (θ), della salinità (S) e della pressione (p); si assume inoltre che la variazione di pressione sia uguale a zero lungo le superfici geopotenziali.

Il modello integra inoltre un'equazione di superficie libera (descritta dalla variabile η) con uno schema implicito; l'implementazione numerica dello

schema implicito di superficie libera è descritta in Rouillet *et al.* (2000).

2.3.2 Condizioni al contorno

Condizioni al contorno verticali

L'oceano è delimitato da linee di costa complesse, dalla topografia del fondale alla sua base e dall'interfaccia aria-mare o ghiaccio-mare al suo tetto.

Questi *boundaries* possono essere definiti da due superfici: $z = -H(x, y)$ e $z = \eta(x, y, t)$, dove H è la profondità del fondale e η è l'altezza della superficie libera del mare.

La superficie di riferimento per H e η è $z = 0$, assunta essere la superficie media del mare (fig 2.3).

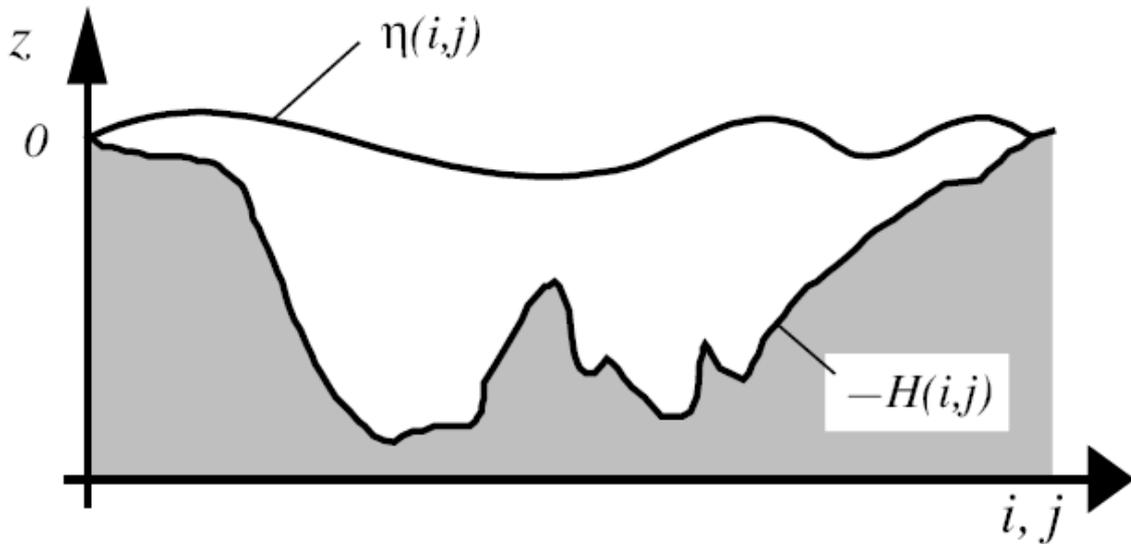


Figura 2.3 – Schema delle superfici verticali del modello. Da Madec *et al.* (1998).

Attraverso questi due *boundaries* l’oceano può scambiare flussi di calore, acqua, sale e momento con la terra solida, le superfici continentali, il ghiaccio marino e l’atmosfera. Alla profondità $z = -H(x, y)$ vengono imposte le seguenti condizioni al contorno:

- 1) Per la velocità verticale:

$$w = -\mathbf{u}_h^{\rightarrow b} \cdot \nabla_h (H)$$

dove $\mathbf{u}_h^{\rightarrow b} = (u_b, v_b)$ è il vettore delle velocità orizzontali nell’ultimo livello del modello; questa condizione deriva dal considerare che non ci sia flusso attraverso i contorni solidi, dunque la componente della velocità normale al fondo e alla linea di costa è nulla (ossia la velocità di fondo è parallela ai contorni solidi).

- 2) Per i flussi di momento, temperatura e salinità:

$$A^{vm} \frac{\partial}{\partial z} (\vec{u}_h) \Big|_{z=-H} = C_D \sqrt{u_b^2 + v_b^2 + \epsilon_b \vec{u}_h^b}$$

dove A^{vm} è il coefficiente di viscosità turbolenta verticale, $\vec{u}_h = (u, v)$ sono le componenti orizzontali del vettore velocità, $C_D = 10^{-3}$ è il coefficiente di

trascinamento, $e_b = 10^{-3} \text{ (m}^2\text{s}^{-2}\text{)}$ è l'energia cinetica turbolenta sul fondo dovuta alle maree, all'energia liberata dalle onde interne quando frangono e alle altre correnti di scala temporale molto corta.

$$A^{vT,S} \frac{\partial}{\partial z}(\theta, S) \Big|_{z=-H} = 0$$

dove $A^{vT,S}$ come già visto in precedenza è il coefficiente di diffusività turbolenta verticale.

Alla superficie libera $z = \eta$, le condizioni al contorno sono:

1) *Per i flussi d'acqua:*

$$w = \frac{D\eta}{Dt} + (P - E)$$

dove:

$$\frac{D\eta}{Dt} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u_{\tau} \nabla \eta$$

Sono state trascurate le tensioni superficiali e le onde capillari, al fine di poter considerare una continuità di pressione lungo la superficie libera $z = \eta$.

2) *Per lo stress del vento:*

$$A^{vm} \frac{\partial \vec{u}_{\tau}}{\partial z} \Big|_{z=\eta} = \frac{(\tau_u, \tau_v)}{\rho_0} \quad \left(\frac{\text{m}^2}{\text{s}^2} \right)$$

dove τ_u, τ_v sono rispettivamente le componenti dello stress del vento zonale e meridionale. Nel modello gli stress del vento sono stati calcolati applicando la formula di Hellerman & Rosenstein (1983) alle componenti zonali e meridionali

del vento a 10 metri, valori forniti dalle analisi del Centro Europeo di Previsioni a Medio Termine (ECMWF).

3) Per il flusso di calore (applicato alla condizione al contorno per la temperatura potenziale):

$$A^{vs} \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{z=\eta} = \frac{Q}{\rho_0 c_p} \quad \left(\frac{m}{s} \text{ } ^\circ K \right)$$

dove $\rho_0 = 1020 \text{ (kg/m}^3\text{)}$ è la densità dell'acqua, $c_p = 4000 \text{ (J/Kg } ^\circ K\text{)}$ è il calore specifico e $Q \text{ (W/m}^2\text{)}$ è la parte del flusso netto di calore che non penetra nella colonna d'acqua.

$$Q = Q_S - Q_B(T_a, T_0, C, rh) - LE(T_a, T_0, rh, |V_w|) - H(T_a, T_0, |V_w|)$$

dove Q_S è la radiazione solare a onda corta che arriva alla superficie e non penetra, Q_B è la radiazione a onda lunga emessa dalla superficie, LE è il calore latente e H è il flusso di calore sensibile.

Questi fattori dipendono dalla temperatura dell'aria a 2 m (T_a), dalla temperatura della superficie del bacino calcolata dal modello (T_0), dalla nuvolosità totale (C), dall'umidità relativa calcolata dalla temperatura di condensazione a 2 m (rh) e dal modulo della velocità del vento a 10 m ($|V_w|$).

I campi meteorologici sono forniti su una griglia orizzontale di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, ad intervalli temporali di sei ore (Demirov *et al.*, 2003).

4) Per la salinità:

$$\rho_0 A^{vs} \left. \frac{\partial S}{\partial z} \right|_{z=\eta} = (E - P) S \rho_0 \quad (\text{PSU Kg / m}^2 \text{ s}^{-1})$$

le condizioni al contorno per la salinità derivano da quel per il flusso d'acqua (equazione 2.14).

Nel modello il flusso d'acqua è descritto come:

$$\rho_0(E - P) = \gamma^{-1} \frac{(S - S^*)}{S}$$

dove S è la salinità superficiale del modello, S^* è la salinità superficiale climatologica e $\gamma = -0.007 \text{ (m}^2\text{s / Kg)}$ è il coefficiente di rilassamento per la salinità.

Il tempo di rilassamento viene espresso dall'equazione:

$$\frac{1}{\rho_0} \gamma^{-1} \frac{(S - S^*)}{S} = \frac{\Delta z}{\Delta t}$$

$$\Delta t = \rho_0 \Delta z \gamma \left(\frac{S}{S - S^*} \right)$$

dove Δz è lo spessore del primo livello del modello.

Condizioni al contorno laterali

- 1) Le velocità orizzontali sia normali che tangenziali alle pareti laterali si annullano (“no-slip condition”):

$$(u, v) = 0$$

- 2) Le derivate perpendicolari alla costa per θ e S si annullano:

$$\frac{\partial \theta}{\partial n} = \frac{\partial S}{\partial n} = 0$$

CAPITOLO 3

3 Dati idrologici

3.1 Il bacino idrografico del Mare Mediterraneo

Il bacino idrografico del Mare Mediterraneo (fig.3.1) copre un'area di più di 5 milioni di km². Questo valore comprende anche l'area del Nilo e le zone interne della costa libica che non sono parti attive del bacino di drenaggio.

Non considerando queste aree molto estese, dall'input fluviale tuttavia relativamente ridotto, il bacino di drenaggio del Mare Mediterraneo si riduce a meno di 1.5 milioni di km² di estensione (Ludwig *et al.*, 2009).

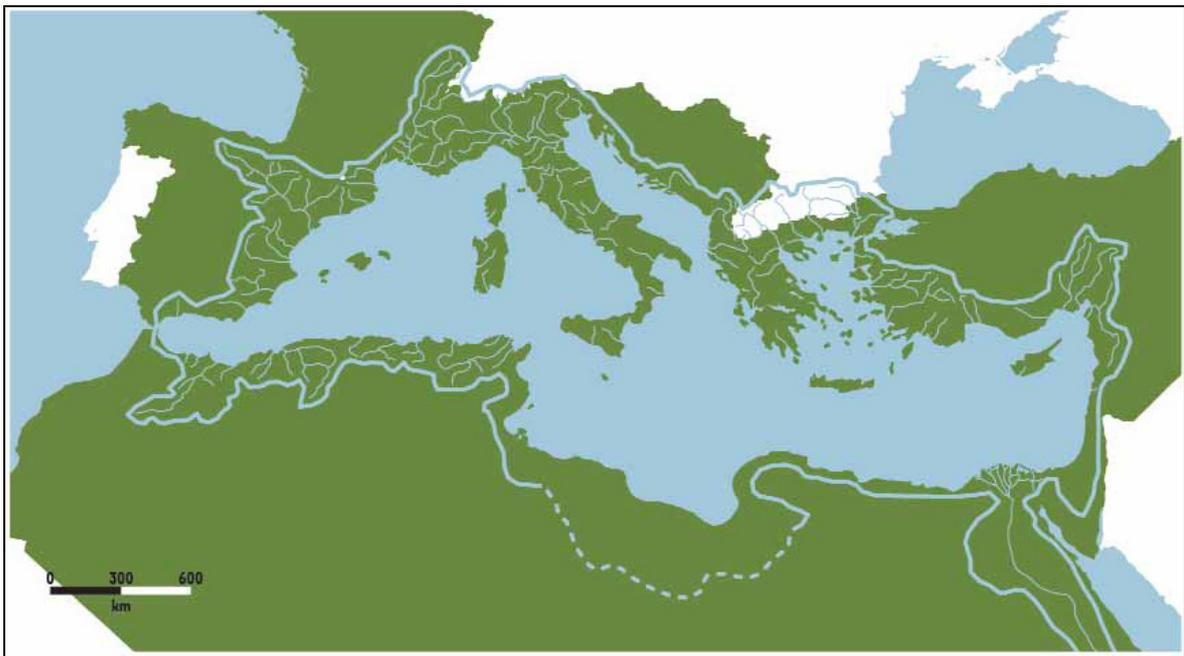


Fig. 3.1 – Confini di idrologici del bacino del Mare Mediterraneo (da UNEP/MAP/MED POL, 2004).

Climaticamente il bacino idrografico del Mediterraneo è caratterizzato da temperature mediamente elevate, inverni caratterizzati da precipitazioni, estati secche che contribuiscono per meno del 10% al totale delle precipitazioni annue ed una grande quantità di microclimi dovuti a condizioni ambientali locali.

Le differenze di temperatura dell'aria tra inverno ed estate sono mediamente limitate a circa 15°C, tuttavia fattori meteorologici e geografici locali possono produrre differenze estreme di temperatura.

La temperatura media annua nell'area del bacino del Mediterraneo segue un marcato gradiente nord-sud, a cui si sovrappongono importanti effetti orografici (fig. 3.2).

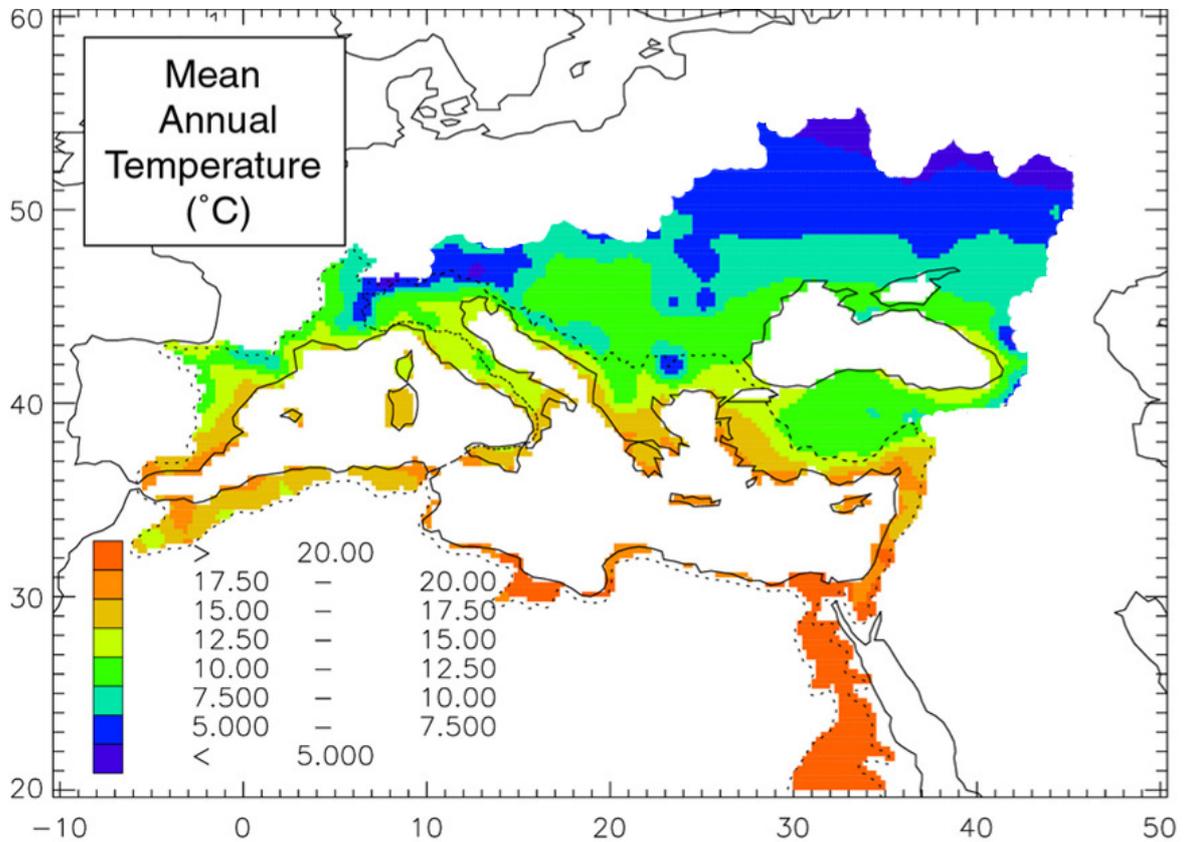


Fig. 3.2 – Temperatura media annua nel bacino di drenaggio del Mare Mediterraneo. La linea tratteggiata delimita il bacino del Mediterraneo e lo separa dal bacino del Mar Nero (da Ludwig, 2003 - modificata).

Nel bacino di drenaggio del Mediterraneo risulta chiaro anche un gradiente nelle precipitazioni medie annue (fig. 3.3), con una diminuzione evidente in direzione nord-sud; anche nel caso delle precipitazioni risultano molto importanti le caratteristiche orografiche dell'area considerata, e i valori più alti di precipitazioni annue (tra 1500 e 2000 mm all'anno) sono riscontrati nelle zone alpine e pirenaiche che alimentano il Po, il Rodano e l'Ebro, così come lungo le catene montuose che cingono la costa dalmata, dall'Istria sino all'Albania (Ludwig *et al.*, 2009).

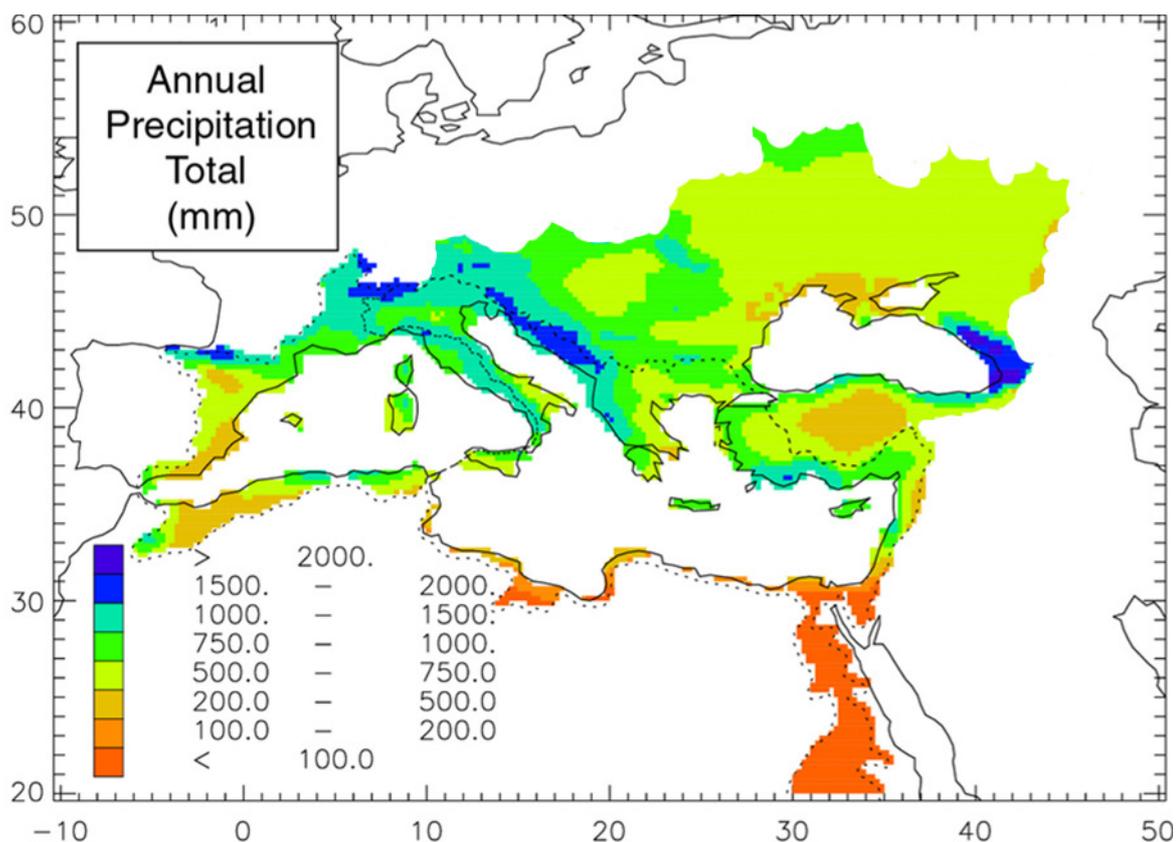


Fig. 3.3 – Precipitazioni annue totali nel bacino di drenaggio del Mare Mediterraneo. La linea tratteggiata delimita il bacino del Mediterraneo e lo separa dal bacino del Mar Nero (da Ludwig, 2003 - modificata).

Una delle caratteristiche più importanti del bacino idrografico del Mare Mediterraneo è il forte contrasto tra estate ed autunno per quanto riguarda le precipitazioni; tale contrasto si accentua sempre più procedendo da nord a sud e da ovest a est (Ludwig *et al.*, 2009).

Le precipitazioni si concentrano durante l'autunno (fig. 3.4d), tipicamente in Spagna, Francia, Italia, Croazia, Serbia, Montenegro, Albania e Grecia, e l'inverno (fig. 3.4a) in Turchia e Libano, mentre l'estate è molto secca (fig. 3.4c).

Durante la primavera il contributo alla precipitazione totale annua è pressoché omogeneo in tutto il bacino idrografico del Mare Mediterraneo (fig. 3.4b).

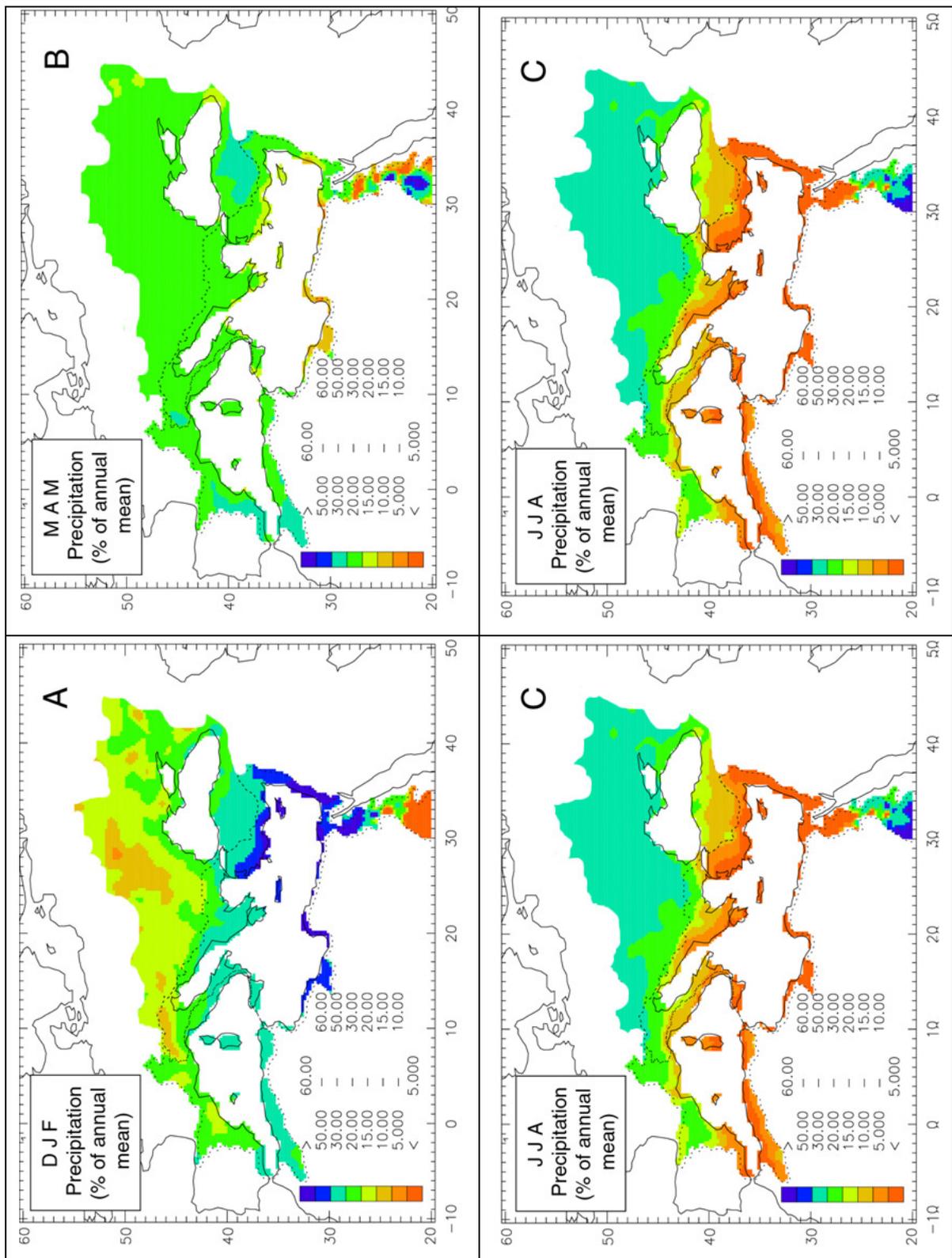


Fig. 3.4 – Variabilità stagionale della precipitazione nel bacino di drenaggio del Mare Mediterraneo.

A – Inverno (Dicembre, Gennaio, Febbraio); B – Primavera (Marzo, Aprile, Maggio); C – Estate (Giugno, Luglio, Agosto); D – Autunno (Settembre, Ottobre, Novembre). La linea tratteggiata delimita il bacino del Mediterraneo e lo separa dal bacino del Mar Nero (da Ludwig, 2003 - modificata).

Il regime di precipitazioni nell'area del bacino idrografico del Mare Mediterraneo caratterizza in maniera determinante lo scarico a mare dei fiumi, ma anche la conformazione morfologica dello stesso bacino di drenaggio influenza le caratteristiche idrologiche dell'area.

La maggior parte dei fiumi che sfociano in Mediterraneo ha infatti una lunghezza relativamente ridotta ed una portata non molto elevata, a causa principalmente del clima secco (nella parte meridionale del bacino idrografico), che favorisce, con alcune eccezioni, la formazione di piccoli fiumi costieri e delle coste tendenzialmente montuose (nella parte settentrionale del bacino), che riducono l'area dei bacini di drenaggio dei fiumi e la distanza tra sorgente e foce.

Il bilancio d'acqua del Mediterraneo (F) può essere riassunto nelle seguente equazione:

$$F = E - P - \frac{R}{A} - G - B$$

dove E è il termine corrispondente all'evaporazione, P quello corrispondente alle precipitazioni, R/A rappresenta il rapporto tra lo scarico fluviale e la superficie delle foci fluviali, G è il flusso netto da Gibilterra e B è il flusso dal Mar Nero.

In un recente studio (Mariotti *et al.*, 2002) il bilancio (E – P – R/A) è stato valutato in un range che oscilla tra 603 e 699 mm/anno per l'intero Mediterraneo, ossia l'evaporazione supera l'apporto da parte dei fiumi e delle precipitazioni.

B è stimato intorno ai 75 mm/anno, che corrispondono a circa $6 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, assumendo un'area di $2.5 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ (Mariotti *et al.*, 2002), mentre G è stato calcolato in 500 mm/anno (o $G = 0.04 \text{ Sv}$).

Dunque l'intervallo che si ottiene per il bilancio d'acqua del Mediterraneo (Pinardi *et al.*, 2006) è:

$$F = [28 - 124] \text{ mm/anno}$$

$$F = [2200 - 9800] \text{ m}^3/\text{s}$$

Quindi anche considerando l'apporto degli input provenienti dallo stretto di Gibilterra e dal Mar Nero, il Mediterraneo risulta avere un bilancio negativo di acqua.

In numerosi studi si è tentato di quantificare il valore dello scarico fluviale totale: Anati e Gat (1989) riportano un valore di $14 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, che è stato dimostrato essere troppo elevato da studi più recenti, come Boukthir (2000) che definisce un valore di $11 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, in Mariotti *et al.* (2002) è stato stimato un valore di $8 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, di $8.1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ in Struglia *et al.* (2004).

L'input dei fiumi del continente europeo è preponderante rispetto a quello dei fiumi del Nord Africa e del Medio Oriente (fig. 3.5): lo scarico medio annuo dei fiumi europei si attesta su un valore di $5.7 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ e rappresenta circa il 76% dello scarico medio annuo totale (Struglia *et al.*, 2004).

Il ciclo stagionale dello scarico a mare dall'area del Medio Oriente (circa $1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$) è molto simile a quello proveniente dall'area europea, con un evidente minimo estivo ed un chiaro massimo invernale (Struglia *et al.*, 2004).

Lo scarico a mare dall'area nordafricana è dovuto principalmente al fiume Nilo, ed è quantificabile un valore di circa $1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ (Struglia *et al.*, 2004).

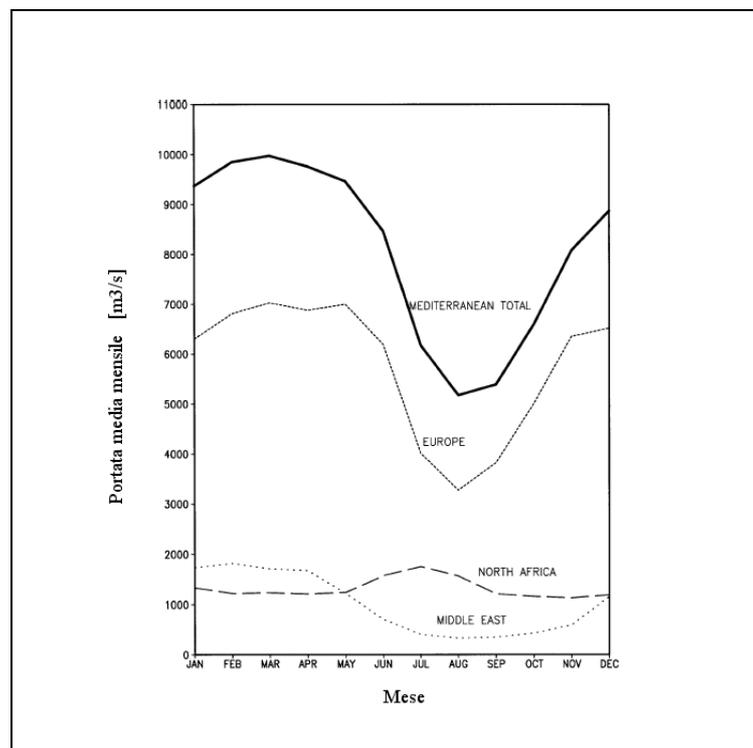


Fig. 3.5 – Ciclo stagionale climatologico dello scarico fluviale totale nel Mar Mediterraneo e sua scomposizione per continente d'origine.

Da Struglia *et al.* (2004).

I sotto-bacini che maggiormente contribuiscono al totale dello scarico a mare nel Mediterraneo (fig. 3.6) sono il Mar Adriatico, il cui apporto è quantificabile in $2.7 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, il Golfo del Leone, $1.8 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, ed il Mar Egeo, $0.5 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ (Struglia *et al.*, 2004).

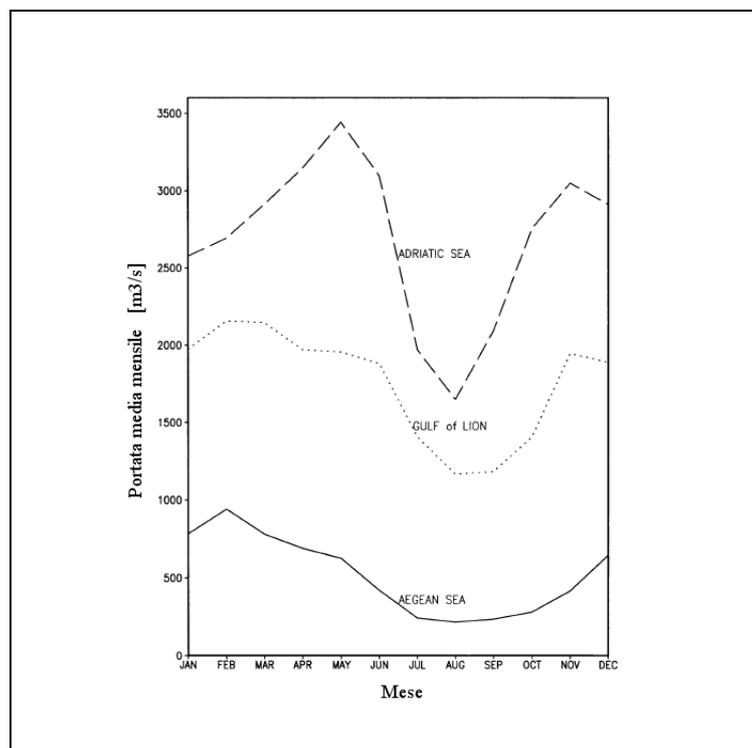


Fig. 3.6 – Ciclo stagionale climatologico dello scarico fluviale in determinati bacini del Mar Mediterraneo. Da Struglia *et al.* (2004).

3.2 Banche dati idrografiche esistenti

I dati di portata fluviale utilizzati in questo lavoro di tesi sono tratti da differenti banche dati e da articoli scientifici.

I data sets consultati sono tre: Global Runoff Database (GRDB), Monthly Discharge Data for World Rivers, excluding former Soviet Union v. 1.3 (MDDWR) e Global River Discharge 1807-1991 (RivDIS v. 1.1).

Il Global Runoff Database è stato costruito presso il Global Runoff Data Centre (GRDC), un centro internazionale di raccolta dati che opera sotto l'egida della World Meteorological Organization (WMO).

Istituito nel 1988 al fine di supportare la ricerca sul cambiamento climatico globale e la gestione integrata delle risorse idriche, il GRDC funge da punto di contatto tra i produttori di dati idrologici e la comunità scientifica internazionale.

Il **Global Runoff Database** è stato realizzato sulla base di un iniziale data set costruito nei primi anni Ottanta, per rispondere alla richiesta della WMO agli Stati membri di organizzare un data set idrologico globale da affiancare ad un data set atmosferico nell'ambito del First Global GARP Experiment (FGGE).

Il data set iniziale di dati di portata mensile fu incrementato con l'utilizzo di dati provenienti dal data set di portate fluviali mensili per il periodo 1965-1985, redatto dall'UNESCO.

Attualmente il data set comprende dati di portata fluviale provenienti da più di 7000 stazioni di misurazione da tutto il mondo (fig. 3.7 e fig. 3.8).

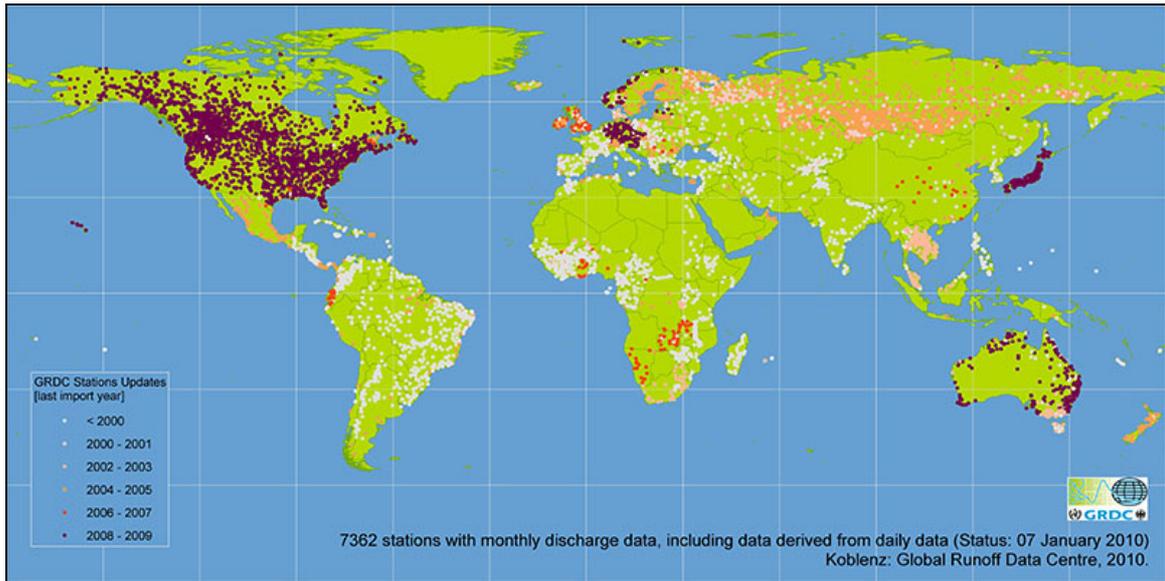


Fig. 3.7 – Stazioni di misurazione del data set GRDB. Da www.bafg.de.

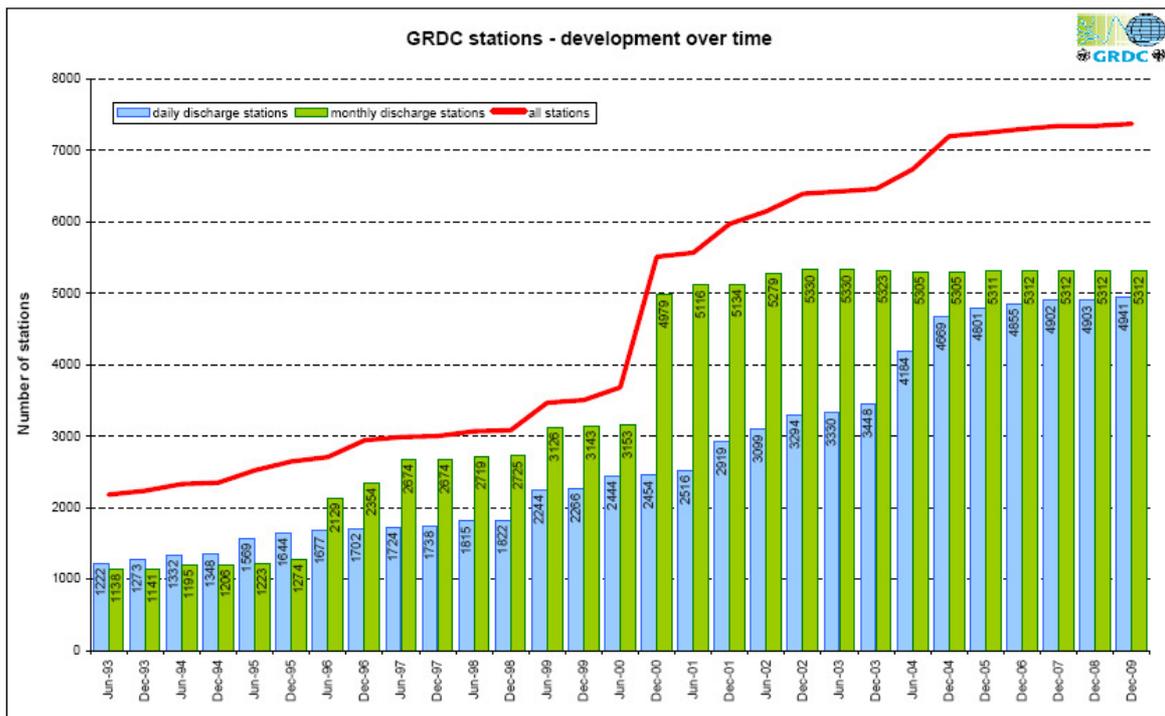


Fig. 3.8 – Sviluppo temporale del numero di stazioni comprese nel data set GRDB. Da www.bafg.de.

I dati relativi al data set prodotto dal Global Runoff Data Centre sono riassunti in tabella 3.1.

WMO Region		data from 156 countries*	number of stations	station-years	individual values	average time series length	shortest record	longest record	earliest data	latest data	latest import
			[-]	[-]	[-]	[years]	[years]	[years]	[year]	[year]	[year]
all	World	monthly data (total)	7,362	284,671	3,416,052	38.7	1	197	1807	2009	2009
		original monthly data	5,573	180,094	1,921,128	28.7	1	192	1807	2004	
		original daily data	4,930	199,330	72,755,450	40.4	1	195	1812	2009	
1	Africa (44 countries)	monthly data (total)	888	19,888	238,656	22.4	1	116	1869	2007	2007
		original monthly data	812	15,598	187,176	19.2	1	116	1869	2001	
		original daily data	506	10,867	3,893,456	21.1	1	100	1903	2007	
2	Asia (26 countries)	monthly data (total)	1,880	55,443	665,316	29.5	1	122	1865	2004	2009
		original monthly data	1,705	51,896	622,762	30.4	1	122	1865	2000	
		original daily data	600	9,047	3,302,155	15.1	1	82	1918	2004	
3	South and Central America (13 countries)	monthly data (total)	585	12,996	155,952	22.2	1	90	1901	2005	2006
		original monthly data	576	12,486	149,832	21.6	1	90	1901	1999	
		original daily data	281	3,170	1,157,050	11.3	1	70	1910	2005	
4	North America (16 countries)	monthly data (total)	2,320	124,297	1,491,564	53.6	1	146	1860	2009	2009
		original monthly data	1,106	33,347	400,164	30.2	1	137	1860	2002	
		original daily data	2,282	123,330	45,015,450	54.0	1	146	1860	2009	
5	Australia and Oceania (14 countries)	monthly data (total)	451	17,829	213,948	39.5	2	123	1886	2009	2009
		original monthly data	406	13,293	159,516	32.7	2	115	1886	2004	
		original daily data	416	16,904	6,169,960	40.6	2	123	1886	2009	
6	Europe (43 countries)	monthly data (total)	1,238	54,218	650,616	43.8	1	197	1807	2009	2009
		original monthly data	965	33,474	401,688	34.7	1	192	1807	2003	
		original daily data	846	36,212	13,217,380	42.8	1	195	1812	2009	

Tab. 3.1 – Dati e statistiche relativi alle regioni comprese nel data set GRDB. Da www.bafg.de.

Il **Monthly Discharge Data for World Rivers** è reso disponibile dal Computational & Information Systems Laboratory (CISL) presso il National Center for Atmospheric Research (NCAR).

Questo data set comprende dati di portata fluviale derivanti da 4425 stazioni di misurazione da tutto il mondo (eccetto l'ex Unione Sovietica) suddivise tra dati UNESCO, 970 stazioni, e dati provenienti da altre fonti, 3455 stazioni (tab. 3.2).

Continent / region	UNESCO ds552.0	v1.2	new in v1.3	total
Europe	126	215		341
Africa	275	126	10	411
Middle East	21	14		35
Indian Ocean	6			6
Asia	146	207	10	363
Australia	10	361		371
Oceania	20	45		65
Antarctica			2	2
North America	204	76	57	337
Central America	39	1		40
Caribbean	17	5		22
South America	106	2,321	5	2,432
totals	970	3,371	84	4,425

Tab. 3.2 – Dati e statistiche relativi alle regioni comprese nel data set MDDWR. Da Bodo (2001).

I dati presenti nel data set derivano dalle fonti riportate in tabella 3.3 e tabella 3.4. Nel caso di disponibilità di dati da fonti differenti per la stessa stazione di misurazione è stato seguito il seguente criterio per la scelta della serie temporale da adottare nel data set:

- 1) I dati provenienti da fonti nazionali hanno la precedenza su dati da altre fonti.
- 2) Le serie temporali comprendenti dati più recenti hanno la precedenza su serie temporali comprendenti dati meno recenti.

A. International Compilations	
UNESCO	global data from UNESCO sources — dss.ucar.edu/datasets/ds552.0.0/
SHI	global data from the archives of Russia's State Hydrological Institute [SHI], St. Petersburg — espejo.unesco.org.uy/index.html
GHCDN	global data — Dettinger–Diaz <i>Global Hydroclimatic Data Network</i>
PACRIM	Chile, Peru, New Zealand, Australia, Taiwan — www.seas.ucla.edu/chpr/pacrimst.htm
R-Arcticnet	Norway, Iceland, Mongolia, and some Canadian gauges — www.R-arcticnet.sr.unh.edu/
R-Hydronet	Argentina — www.R-hydronet.sr.unh.edu/
LBA-Hydronet	Bolivia — www.lba-hydronet.sr.unh.edu/
MED-HYCOS	Mediterranean tributaries — medhycos.mpl.ird.fr/
AP-Friend	Indonesia, Malaysia, South Korea, Japan, Thailand — titan2.cee.yamanashi.ac.jp/FRIEND Australia — www.bom.gov.au/hydro/wr/unesco/friend/data.shtml
IBWC	Colorado and Río Grande tributaries: Mexico and USA — www.ibwc.state.gov/
USGS	some Canadian sites near US border, and small streams of Guam, Marshall Islands, Micronesia, Palau to 1988 included in a US compilation wwwrvaes.er.usgs.gov/hcdn_cdrom/1st_page.html

Tab. 3.3 – Fonti a carattere internazionale dei dati contenuti nel data set MDDWR. Da Bodo (2001).

B. National and Intra-National Compilations	
ANEEL	Brazil — hidroweb.aneel.gov.br/Login.asp
SIGRH	São Paulo state, Brazil — www.sigrh.sp.gov.br/sigrh/basecon/bancodedados/index.html
WA	Western Australia — www.wrc.wa.gov.au/waterinf/wric/SearchByCriteria.asp
VIC	Victoria State, Australia — www.vicwaterdata.net/
JP	Japan — wdb-kk.river.or.jp/e/zenkoku/title.html
INAG	Portugal — www.inag.pt/cgi-bin/snrh/callsnrh
UK-ENV	England, Wales 30 sites — www.environment-agency.gov.uk/gui/dataset4/4nation.htm Address no longer available in early 2001; data removed or url changed
UK-NRFA	recent data (1996-1999) for UK sites from UK National River Flow Archive [www.nwl.ac.uk/ih/nrfa/index.htm]
IT	central Italy — www.gndci.pg.cnr.it/it/idro/table_it.htm
USGS	USA and Puerto Rico waterdata.usgs.gov/nwis-w/US/
ZA	Mpumalanga Region; South Africa — www.dwaf.pwv.gov.za/HydroMpumalanga/

Tab. 3.4 – Fonti a carattere nazionale ed intra-nazionale dei dati contenuti nel data set MDDWR. Da Bodo (2001).

La validazione della qualità dei dati è stata focalizzata soprattutto sui metadati delle stazioni di misurazione che sono stati esaminati al fine di eliminare incongruenze ed errori, comparandoli con metadati provenienti da altre fonti.

Nella realizzazione del data set, le serie temporali sono state esaminate al fine di eliminare errori quali dati replicati ed incongruenze evidenti.

Il **Global River Discharge 1807-1991** è costituito da dati di portata mediati mensilmente per 1018 stazioni di misurazione in tutto il mondo. Il periodo di acquisizione dei dati varia largamente da stazione a stazione, da un minimo di meno di un anno ad un massimo di 178 anni, con una media di 21.5 anni. I dati derivano da archivi UNESCO, verificati con dati forniti dal Global Runoff Data Centre e sono resi disponibili dal Distributed Active Archive Center, presso l’Oak Ridge National Laboratory, Tennessee.

Nella realizzazione del data set, i dati sono stati esaminati effettuando controlli sulle stazioni di misurazione e la loro collocazione, e sui bacini idrologici dei fiumi monitorati.

I bacini di drenaggio e i valori di portata sono stati controllati comparandoli con i valori calcolati attraverso l'utilizzo di un geographic information system (GIS).

3.3 Scelta dei fiumi rilevanti per la modellistica numerica e calcolo delle climatologie di portata

In questo lavoro di tesi sono state presi in considerazione i 19 fiumi sfocianti nel Mar Mediterraneo con portata media mensile alla stazione di misurazione uguale o superiore ai $100 \text{ m}^3/\text{s}$. Nella trattazione è stato incluso anche il fiume Buyuk Menderes che ha un valore di portata media mensile di $99 \text{ m}^3/\text{s}$.

La diffusione di dati idrologici raccolti attraverso reti di monitoraggio nazionale non è comune come per i dati relativi ad esempio al clima; ciò risulta essere particolarmente accentuato nel contesto del Mediterraneo, dove le risorse idriche rappresentano un importante valore economico, cosa che potrebbe influenzare negativamente la circolazione dei dati disponibili.

I dati di portata fluviale utilizzati in questo lavoro di tesi sono tratti da:

- data set del Global Runoff Data Centre (GRDC) per i fiumi Adige, Ceyhan, Ebro, Goksu, Nilo, Po, Rodano e Tevere
- data set Monthly Discharge Data for World Rivers (MDDWR) per i fiumi Acheloos e Buyuk Menderes
- data set Global River Discharge 1807-1991 (RivDIS v1.1) per il fiume Maritsa
- Malacic e Petelin (2009) per il fiume Isonzo
- Pasaric (2004) per il fiume Neretva
- Marini *et al.* (2010) per il fiume Buna/Bojana
- Fujihara *et al.* (2007) per il fiume Seyhan
- Keloglu (1985) per il fiume Manavgat
- Raicich (1996) per i fiumi Drin, Seman e Vijose

Le climatologie mensili relative al fiume Nilo tratte dal data set del GRDC sono state normalizzate al fine di farne coincidere l'ordine di grandezza con le medie annuali tratte da Hamza *et al.* (2003), Nixon (2003) e Pinardi *et al.* (The Sea, 2006).

Per ciascun fiume considerato, nel caso in cui fossero disponibili più stazioni di misurazione, sono stati adottati i dati relativi alla stazione più vicina alla foce fluviale, per rappresentare al meglio lo scarico a mare e nel caso in cui un fiume fosse presente in più di un data set o articolo scientifico è stata utilizzata la serie temporale più lunga a disposizione.

Le serie temporali per i vari fiumi considerati coprono periodi diversi (tab. 3.5).

FIUME	STAZIONE	PERIODO DI MISURAZIONE
Drin	n.r.	1960 – 1968
Ebro	Tortosa(E)	1913 – 1999
Nilo	El Ekhsase (EG)	1973 – 1984
Po	Pontelagoscuro (I)	1918 – 1998
Rodano	Beaucaire (F)	1920 – 1999
Seman	n.r.	n.r.
Vijose	n.r.	1960 – 1968
Acheloos	Kremasta (GR)	1973 – 1975
Adige	Boara Pisani (I)	1922 – 1984
Buna/Bojana	Dajc (AL)	1965 – 1985
Buyuk Menderes	Soeke (TR)	1976 – 1983
Ceyhan	Misis (TR)	1970 – 1983
Goksu	Karahacili (TR)	1967 – 1986
Isonzo	n.r.	1945 – 2000
Manavgat	Homa (TR)	1940 – 1980
Maritsa	Harmanli (BG)	1965 – 1979
Neretva	n.r.	1961 - 2000
Seyhan	Uçtepe (TR)	1994 - 2003
Tevere	Roma (I)	1921 – 1979

Tab. 3.5 – Periodi di misurazione per le portate dei fiumi considerati (n.r. = non riportato).

Sono inoltre stati utilizzati dati relativi alla portata del fiume Nilo precedenti alla costruzione dell'alta diga di Aswan tratti da Mikhailova (2001); i dati originali (tabella 3.6 e 3.7) su cui è basato lo studio effettuato da Mikhailova sono tratti da Dmitrievskii (1967).

I dati coprono il periodo che va dal 1912 al 1942.

Water stream	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Mean annual
Damietta Branch	17.8	14.1	8.8	4.2	6.3	11.5	17.7	24.4	26.4	25.1	25.5	21.4	22.6
Rozetta Branch	65.2	17.9	7.0	4.2	4.2	3.2	8.1	52.9	58.5	54.2	50.2	45.0	47.1
Other branches, canals	17.0	68.0	84.0	91.6	89.5	85.3	74.2	22.7	15.1	20.7	24.3	33.6	30.3
Nile River at Cairo	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tab. 3.6 – Distribuzione media annua (%) calcolata sul periodo 1912 – 1942 dello scarico a mare del fiume Nilo tra i vari rami del delta. Da Mikhailova (2001).

Branch	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Mean annual
Rozetta	$\frac{231}{21}$	$\frac{127}{44}$	$\frac{58}{56}$	$\frac{23}{50}$	$\frac{35}{60}$	$\frac{81}{78}$	$\frac{176}{68}$	$\frac{1030}{32}$	$\frac{1701}{31}$	$\frac{1481}{32}$	$\frac{914}{34}$	$\frac{347}{32}$	$\frac{516}{32}$
Damietta	$\frac{845}{79}$	$\frac{162}{56}$	$\frac{46}{44}$	$\frac{23}{50}$	$\frac{23}{40}$	$\frac{23}{22}$	$\frac{81}{32}$	$\frac{2234}{68}$	$\frac{3762}{69}$	$\frac{3194}{68}$	$\frac{1794}{66}$	$\frac{729}{68}$	$\frac{1076}{68}$
Σ	$\frac{1076}{100}$	$\frac{289}{100}$	$\frac{104}{100}$	$\frac{46}{100}$	$\frac{58}{100}$	$\frac{104}{100}$	$\frac{257}{100}$	$\frac{3264}{100}$	$\frac{5463}{100}$	$\frac{4675}{100}$	$\frac{2708}{100}$	$\frac{1078}{100}$	$\frac{1592}{100}$

Tab. 3.7 – Distribuzione media annua calcolata sul periodo 1912 – 1942 dello scarico a mare del fiume Nilo tra i rami di Rosetta e Damietta (la linea superiore è in m³/s, quella inferiore è la % dello scarico a mare totale dei due rami considerati. Da Mikhailova (2001).

Tramite una semplice proporzione è stata ricostruita una climatologia mensile per lo scarico a mare del fiume Nilo attraverso tutti i rami del suo delta (tab. 3.8).

MESE	SCARICO A MARE (m ³ /s)
Gennaio	1296
Febbraio	903
Marzo	658
Aprile	547
Maggio	552
Giugno	707
Luglio	996
Agosto	4222
Settembre	6434
Ottobre	5895
Novembre	3586
Dicembre	1623

Tab. 3.8 – Climatologia mensile per lo scarico a mare del fiume Nilo attraverso tutti i rami del suo delta calcolata sul periodo 1912 – 1942.

Successivamente lo scarico a mare totale tra tutti i rami del delta è stato ripartito, in base ai rapporti espressi nella tabella 3.6, tra il ramo di Rosetta e il ramo di Damietta, che costituiscono il contributo principale allo scarico a mare totale del fiume Nilo (tab. 3.9).

MESE	SCARICO ROSETTA (m ³ /s)	SCARICO DAMIETTA (m ³ /s)
Gennaio	1018	277
Febbraio	505	398
Marzo	292	366
Aprile	273.5	273.5
Maggio	221	331
Giugno	154	553
Luglio	313	683
Agosto	2889	1333
Settembre	4433	2001
Ottobre	4029	1866
Novembre	2375	1211
Dicembre	1100	523

Tab. 3.9 – Climatologia mensile per lo scarico a mare del fiume Nilo attraverso i rami di Rosetta e Damietta calcolata sul periodo 1912 – 1942.

Per i 12 fiumi per i quali era disponibile una serie temporale è stata effettuata un'analisi della tendenza lineare per le variazioni annuali della portata fluviale alla stazione di misurazione; in figura 3.9a e 3.9b sono riportate le serie temporali e le rispettive tendenze lineari per i record uguali o superiori ai dieci anni di durata relative ai fiumi presi in considerazione.

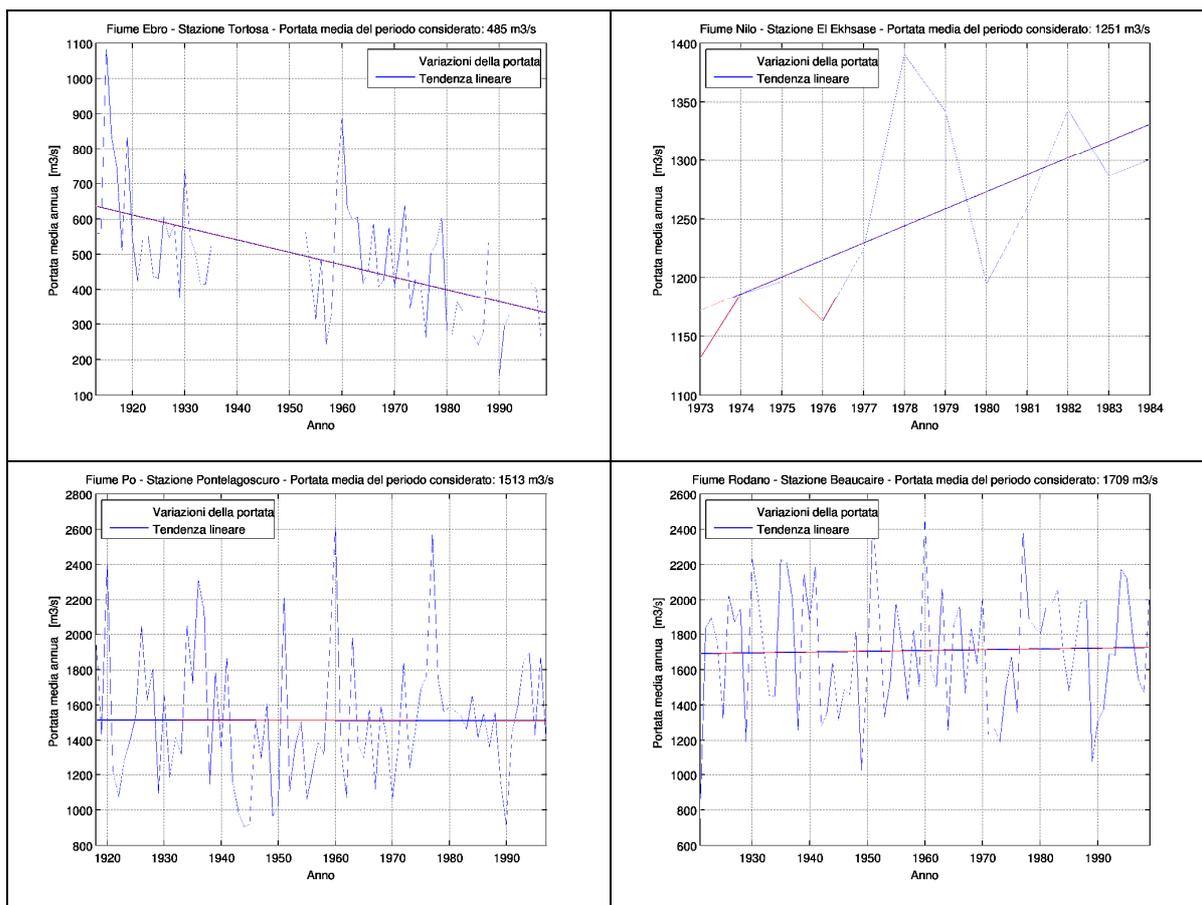


Fig. 3.9a – Variazioni della portata media annua per i fiumi considerati (periodo di copertura dei dati maggiore o uguale a 10 anni).

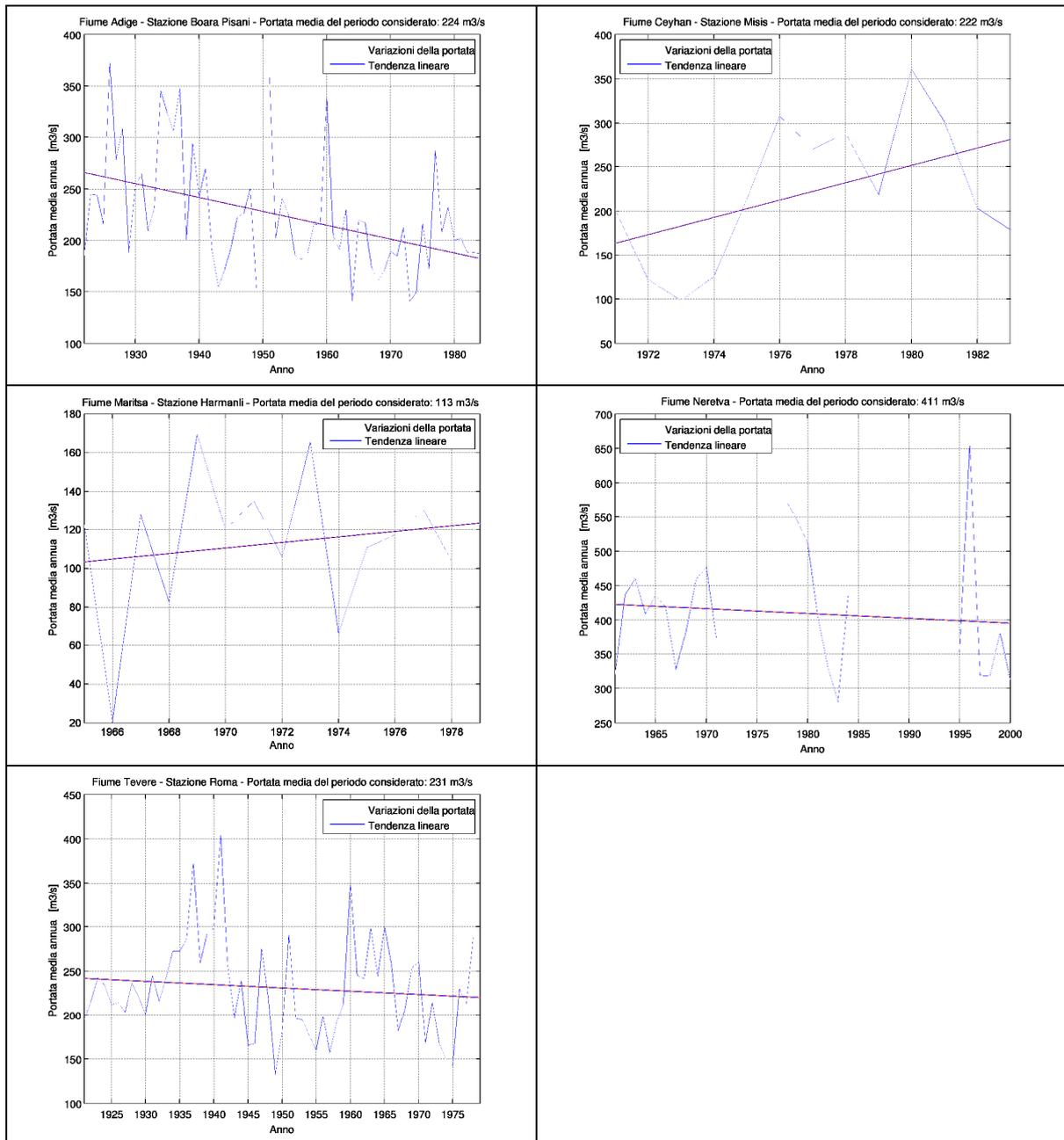


Fig. 3.9b – Variazioni della portata media annua per i fiumi considerati (periodo di copertura dei dati maggiore o uguale a 10 anni).

Le serie temporali dei dati di portata fluviale non coprono lo stesso periodo di tempo e quindi la loro comparazione deve essere effettuata con attenzione. Inoltre in alcuni casi le serie temporali non sono complete per mancanza di dati relativi ad alcuni anni e questo può influenzare il calcolo della tendenza lineare.

Un ulteriore problema è rappresentato dal fatto che non per tutti i fiumi la stazione di misurazione è situata in prossimità della foce, cosa che potrebbe influenzare la corretta stima della portata fluviale.

Appare subito chiaro che il fiume Po ed il Rodano non mostrano alcuna tendenza particolare nelle variazioni annue di portata, mentre per quanto riguarda i fiumi italiani, Adige e Tevere, si nota un trend negativo (più accentuato per l'Adige) in accordo con la diminuzione delle precipitazioni medie annue sulla penisola italiana nel periodo dal 1960 al 1998 (fig. 3.10); la situazione si mostra analoga per il fiume Neretva.

La portata media annua del fiume Ebro mostra una chiara tendenza negativa, dovuta principalmente alla costruzione di numerose dighe, oltre che alla riduzione delle precipitazioni.

Le portate media annua dei fiumi Ceyhan e Maritsa mostra una tendenza chiaramente positiva, in accordo con l'evoluzione delle precipitazioni nel periodo 1960-1998 (fig. 3.10); tuttavia la brevità del periodo di osservazione (14 anni per il Ceyhan e 15 per il Maritsa) suggerisce di effettuare considerazioni con grande cautela.

Il discorso è analogo per il fiume Nilo, che mostra una tendenza positiva in accordo all'evoluzione delle precipitazioni (fig. 3.10), ma i soli 12 anni di dati rilevati non sembrerebbero essere sufficienti per determinare con certezza un trend per la portata media annua.

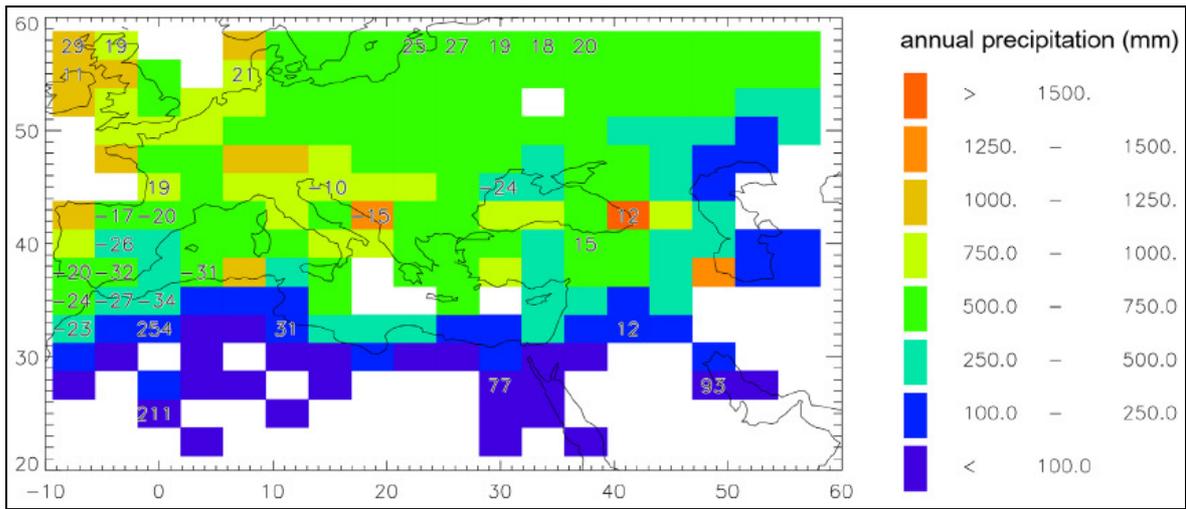
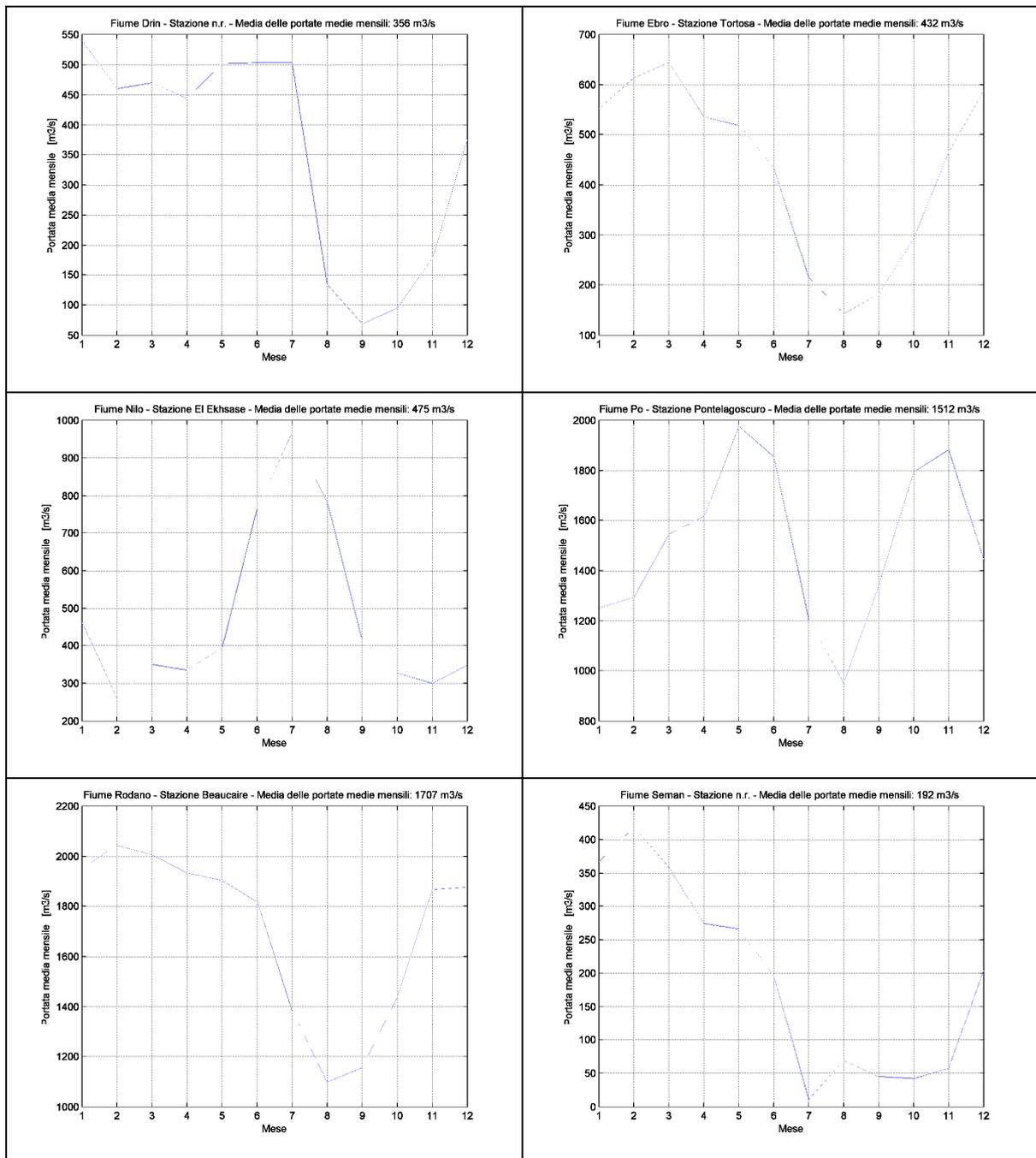


Fig. 3.10 – Precipitazione media annua nel periodo 1960 – 1998 sull’area del bacino idrografico del Mare Mediterraneo e del Mar Nero. I valori numerici riportati sulla mappa indicano i cambiamenti in percentuale della precipitazione nel periodo considerato. Da Ludwig (2003).

Successivamente dalle serie temporali esaminate e dagli articoli scientifici presi in considerazione sono state ricavate medie mensili climatologiche di scarico a mare per i fiumi inclusi in questo lavoro di tesi: tali medie mensili sono state analizzate al fine di ricavare l'andamento del regime idrologico (fig. 3.11a, b, c).



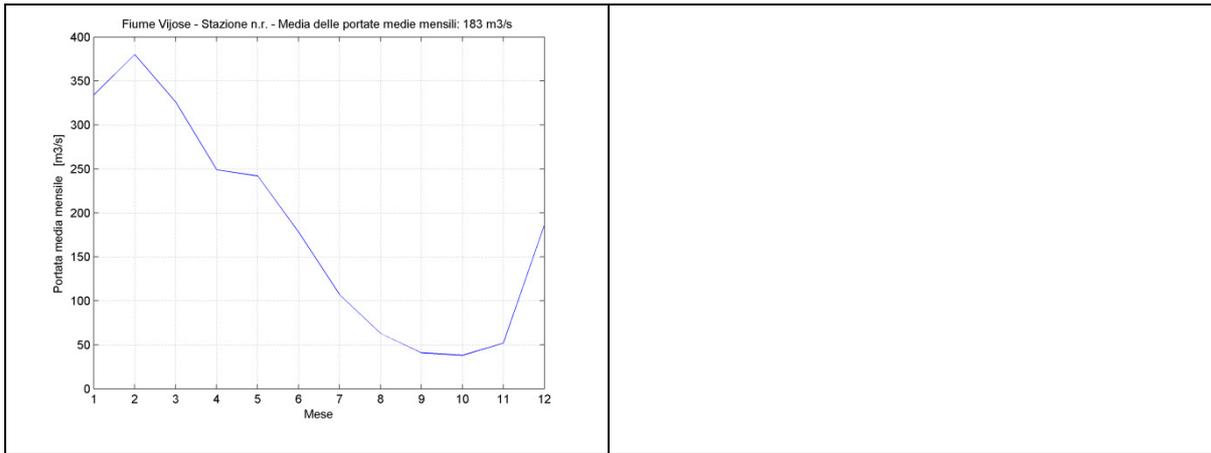
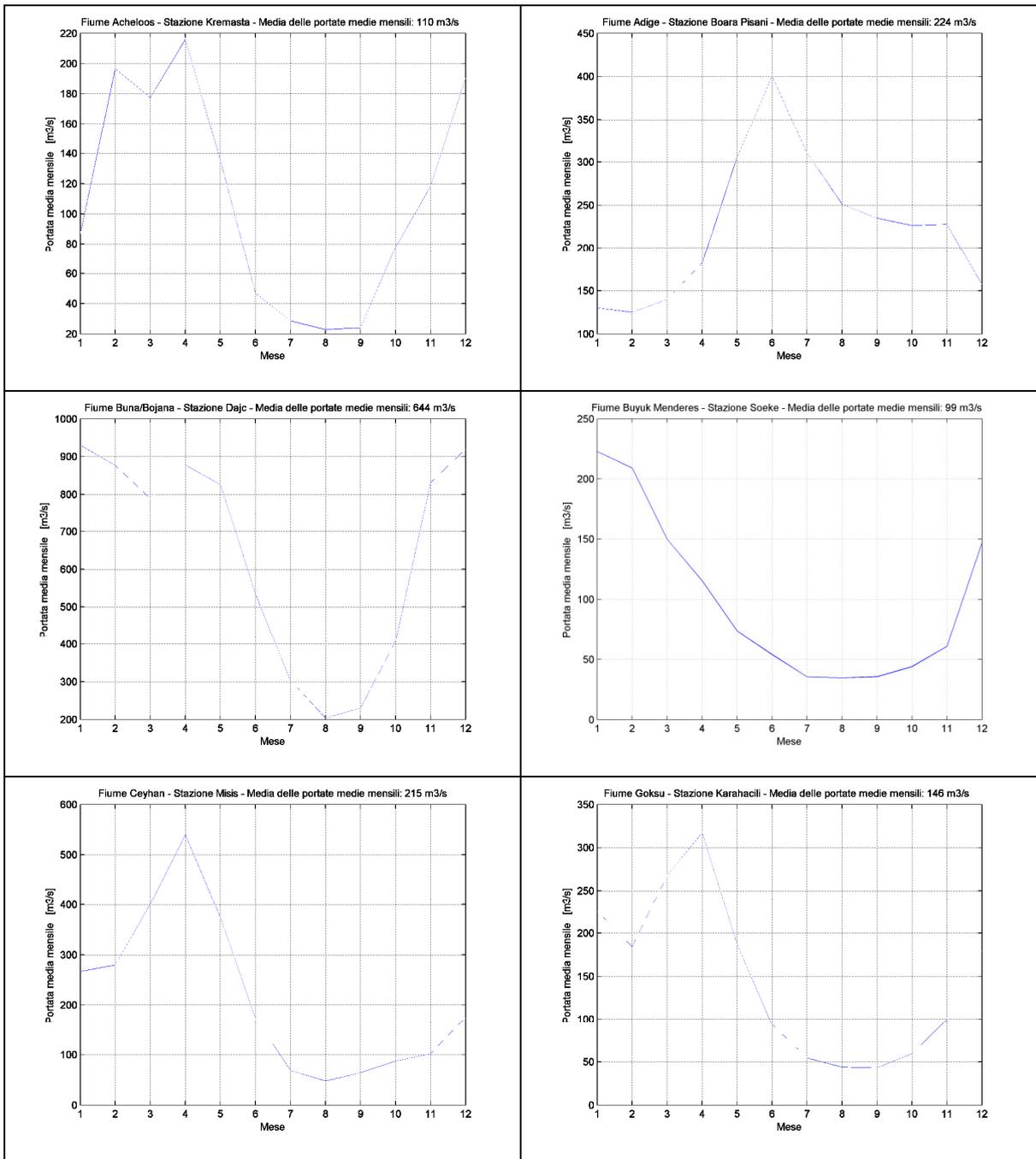


Fig. 3.11a – Variazioni della portata media mensile per i fiumi considerati.



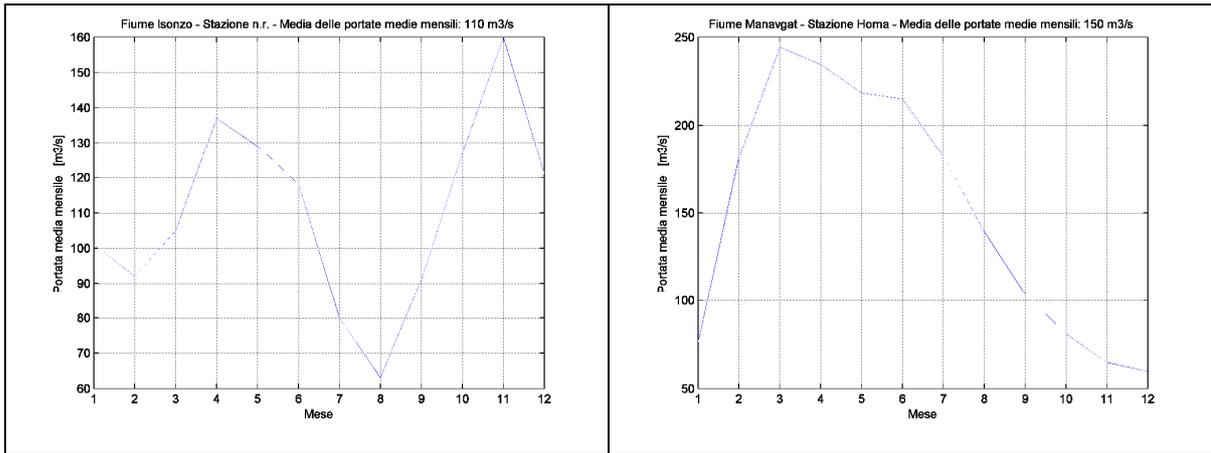


Fig. 3.11b – Variazioni della portata media mensile per i fiumi considerati.

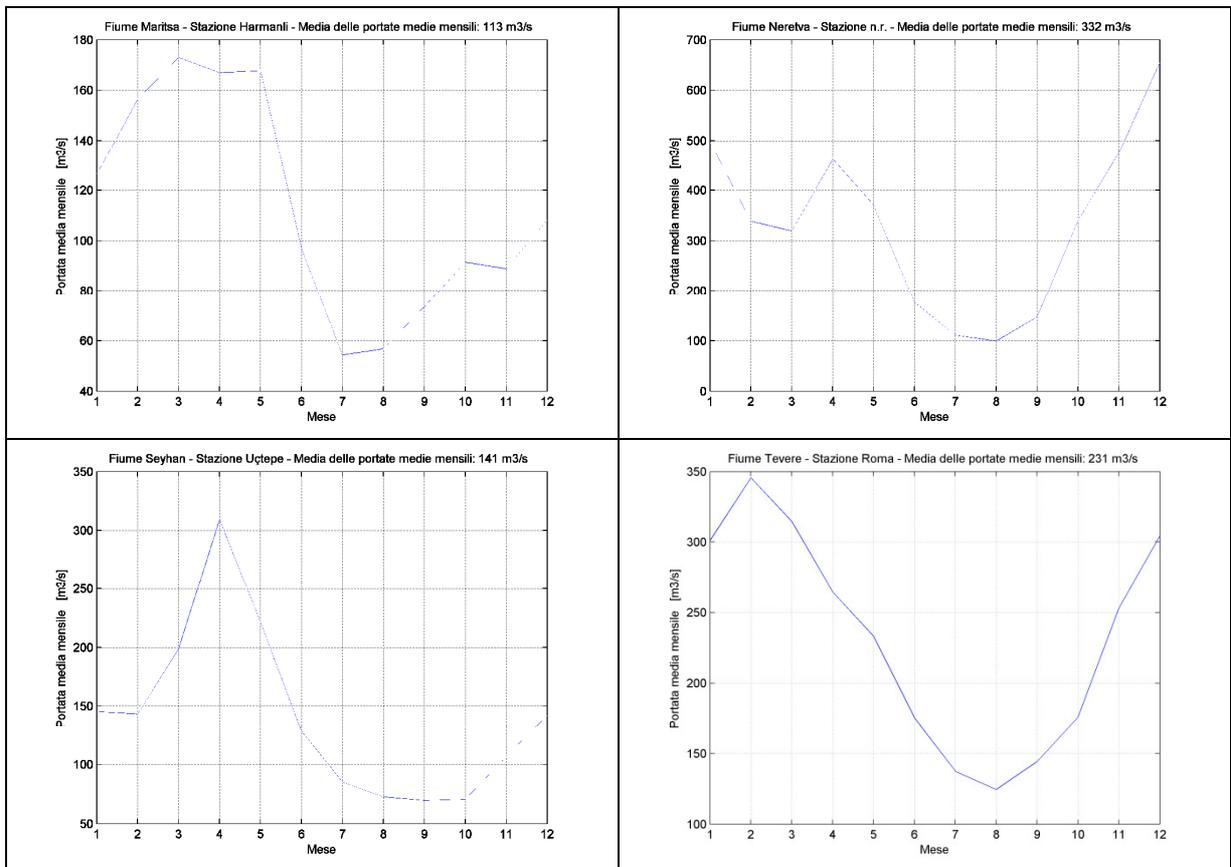


Fig. 3.11c – Variazioni della portata media mensile per i fiumi considerati.

A causa del forte contrasto climatico stagionale il regime idrologico dei fiumi del bacino del Mediterraneo abbastanza particolare; le differenze tra portate massime e minime possono essere drastiche e spesso la maggior parte delle acque fluisce durante brevi periodi di piena.

La causa principale delle piene dei fiumi dell'area del Mediterraneo sono intense precipitazioni in bacini idrologici piuttosto ristretti (Ludwig *et al.*, 2003).

Le variazioni della portata media nel corso dell'anno dei fiumi analizzati evidenzia come la maggior parte di essi abbia valori minimi di portata durante la stagione estiva (da luglio a settembre) a causa della consistente riduzione delle precipitazioni e delle elevate temperature.

Si discostano da questa struttura di regime idrologico i fiumi Nilo e Adige (che presentano la portata minima nel mese di febbraio) e il fiume Manavgat, che mostra il massimo della portata nel mese di dicembre.

I valori massimi di portata sono normalmente osservati tra gennaio e maggio: massimi valori di portata tra gennaio e marzo sono tipici dei fiumi il cui regime è dominato dalle precipitazioni (come Rodano, Seman, Vijose, Buna/Bojana, Buyuk Menderes, Ebro, Manavgat, Tevere), mentre massimi valori di portata tra aprile e maggio sono tipici dei fiumi il cui regime è dominato dallo scioglimento delle nevi (come Ceyhan, Drin, Goksu, Seyhan).

Si discosta da queste due categorie il fiume Adige, che presenta valori massimi di portata all'inizio dell'estate, intorno al mese di giugno.

Il fiume Nilo mostra valori massimi di portata nella stagione estiva, a causa delle intense precipitazioni che caratterizzano in questo periodo il bacino idrologico del suo principale affluente, il Nilo Blu.

CAPITOLO 4

4 Esperimenti numerici

4.1 Disegno sperimentale

La modellistica numerica degli ultimi cinque anni ha messo in rilievo la necessità di implementare correttamente l'apporto fluviale all'interno dei modelli di circolazione, al fine di ad aumentare l'affidabilità delle simulazioni della circolazione delle masse d'acqua corrispondenti

Il lavoro della tesi per la parte di modellistica si compone di tre esperimenti, Exp1, Exp2, Exp3, che si differenziano per la specifica implementazione dei fiumi nel modello numerico utilizzato e descritto nel capitolo 2.

I fiumi implementati nell'esperimento di controllo (Exp1) sono: 1) Ebro, 2) Rodano, 4) Po, 9) Drin, 10) Seman, 11) Vijose (fig. 4.1).

Nel secondo esperimento (Exp2) in aggiunta ai fiumi presenti nell'esperimento di controllo sono stati implementati 12 nuovi fiumi, ognuno dei quali è stato implementato su un solo punto griglia: 3) Tevere, 5) Adige, 6) Isonzo, 7) Neretva, 8) Buna/Bojana, 12) Acheloos, 13) Maritsa, 14) Buyuk Menderes, 15) Manavgat, 16) Goksu, 17) Seyhan, 18) Ceyhan (fig.4.1).

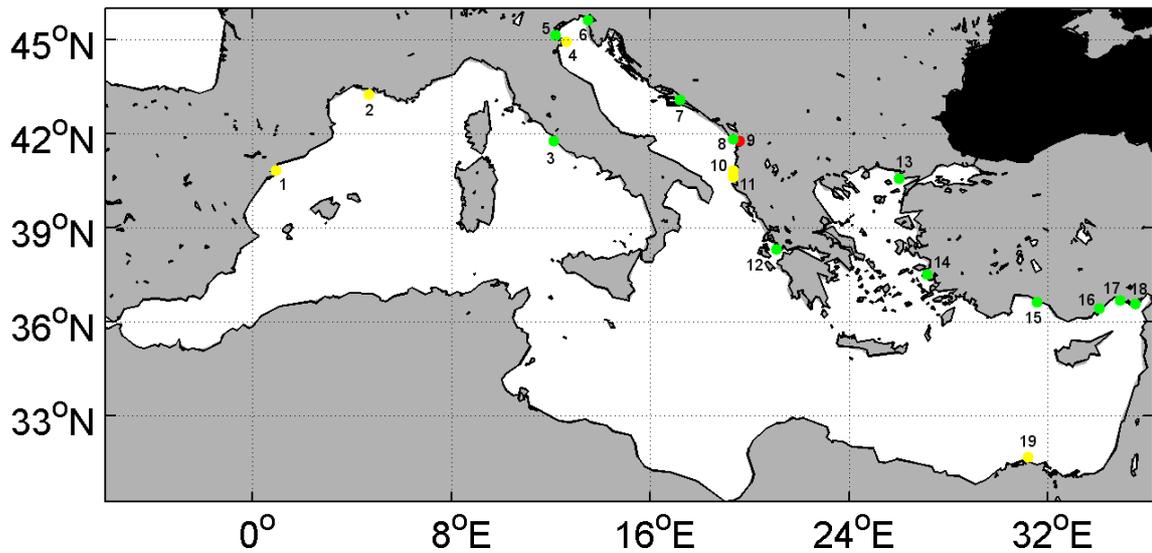


Fig. 4.1 – Posizione delle foci dei fiumi implementati nei tre esperimenti. In giallo sono indicati i fiumi implementati in tutti e tre gli esperimenti, in verde i fiumi implementati solo in Exp2 e Exp3, mentre in rosso il fiume Drin, presente nel solo Exp1.

Nel secondo esperimento il fiume Drin è stato eliminato dall'implementazione degli apporti fluviali in quanto confluisce quasi totalmente nel fiume Buna/Bojana come rappresentato in (fig. 4.2). Sino al 1848 il Drin sfociava completamente nel Mar Adriatico, vicino alla città di Leza, circa 25 km a est dell'attuale delta del fiume Buna/Bojana. Eventi di piena nel 1848, 1858 e 1896 hanno determinato la confluenza del Drin nel Buna/Bojana ed una parziale chiusura del letto naturale del fiume. Il fenomeno è stato accentuato dalla costruzione di canali per la produzione di energia idroelettrica.

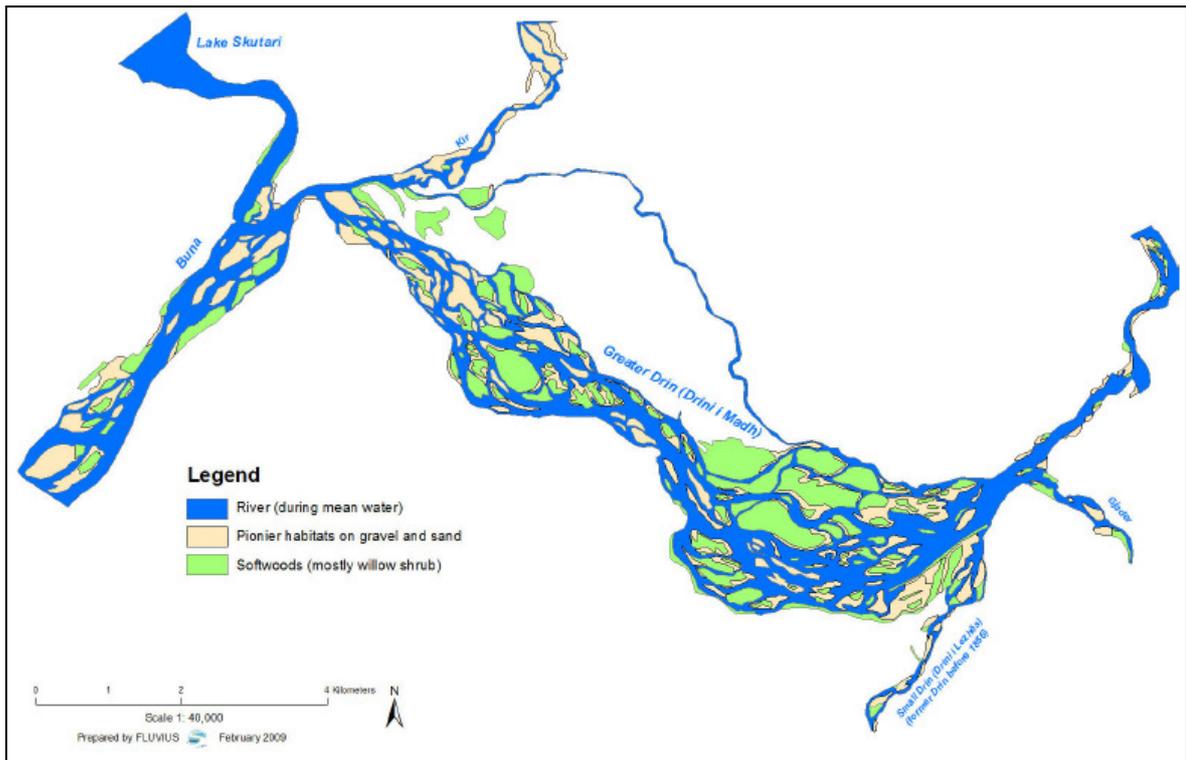


Fig. 4.2 – Confluenza del fiume Drin nel fiume Buna/Bojana. Da Schwarz *et al.* (2009).

Nel terzo esperimento (Exp3) sono state mantenute le condizioni iniziali di Exp2 modificando solamente l'implementazione del Nilo relativamente alla climatologia mensile di portata (tratta da Mikhailova, 2001) e ai punti griglia su cui è stato implementato lo scarico fluviale.

In Exp2 lo scarico a mare del fiume Nilo è posizionato su tre punti griglia prospicienti Capo Burullus, mentre in Exp3 si è deciso di implementare lo scarico su due coppie di punti griglia poste rispettivamente di fronte al promontorio di Rosetta e al promontorio di Damietta, al fine di simulare gli omonimi rami del delta del fiume Nilo (fig. 4.3).

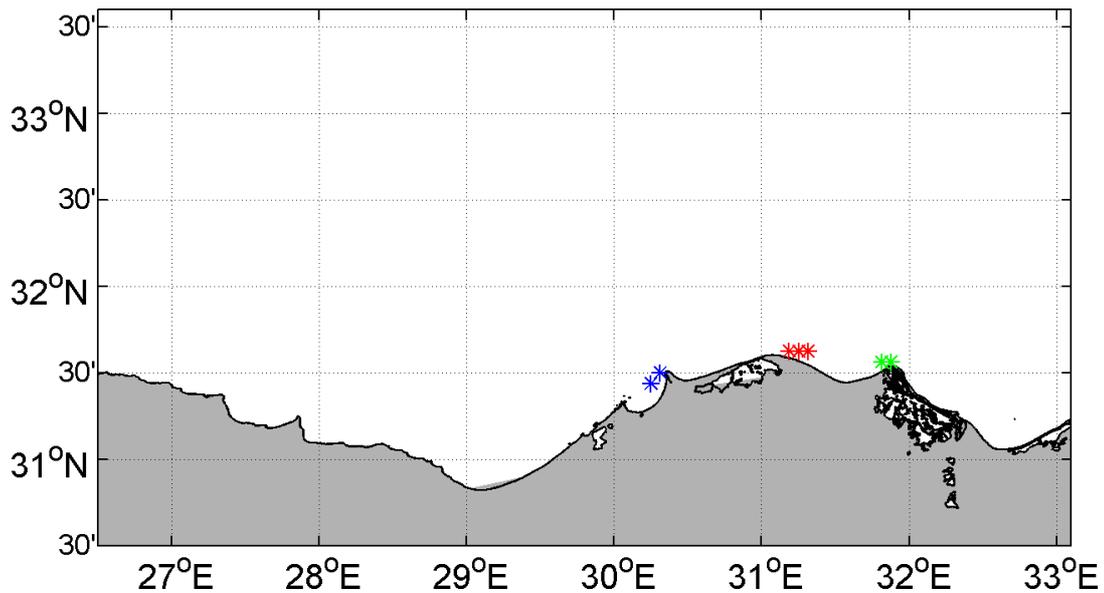


Fig. 4.3 – Punti griglia su cui è stato implementato il fiume Nilo in Exp1 e Exp2 (in rosso); punti griglia su cui è stato implementato il ramo di Rosetta del fiume Nilo in Exp3 (in blu); punti griglia su cui è stato implementato il ramo di Damietta del fiume Nilo in Exp3 (in verde).

In tutti e tre gli esperimenti condotti il flusso d'acqua dal Mar di Marmara al Mar Egeo, attraverso lo Stretto dei Dardanelli, è stato parametrizzato come un fiume, utilizzando i dati da Mariotti *et al.* (2002). La salinità associata al flusso d'acqua entrante dai Dardanelli è tratta dalle medie climatologiche mensili di MedATLAS (Rixen *et al.*, 2002).

Al fine di simulare un delta fluviale, l'apporto di acqua dolce al Mar Mediterraneo per ciascun fiume e il flusso d'acqua proveniente dal Mar di Marmara sono stati distribuiti utilizzando una funzione esponenziale:

$$f(r) = \left[1 - \left(\frac{r}{A}\right)^2\right] \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{r}{B}\right)^2\right]$$

che decresce verso il largo.

Il parametro di zero-crossing (A) è stato scelto uguale a 80 km per i Dardanelli e uguale a 60 km per gli altri fiumi, mentre il parametro di e-folding (B) è stato scelto uguale a 40 km per i Dardanelli e uguale a 10 km per gli altri fiumi.

In prossimità delle foci fluviali è stato implementato uno schema di avvezione diffusivo al fine di permettere il mescolamento di acqua salata ed acqua fluviale.

Per ciascuno degli esperimenti condotti il periodo di simulazione è compreso tra il 31 Dicembre 2005 e il 29 Giugno 2006, per ognuno di essi è stata utilizzata come condizione iniziale il 30 Dicembre 2005 derivante dalla ri-analisi del Mar Mediterraneo (Adani, 2008); i tre esperimenti sono stati forzati con il forzante operativo di ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), spiegato in dettaglio nel capitolo 2 e in Tonani *et al.* (2008).

4.2 Implementazione dei flussi di acqua dolce nel modello numerico

In base alla suddivisione proposta da Cruzado (1985) il Mar Mediterraneo può essere ripartito in 10 sotto-bacini (fig. 4.4).

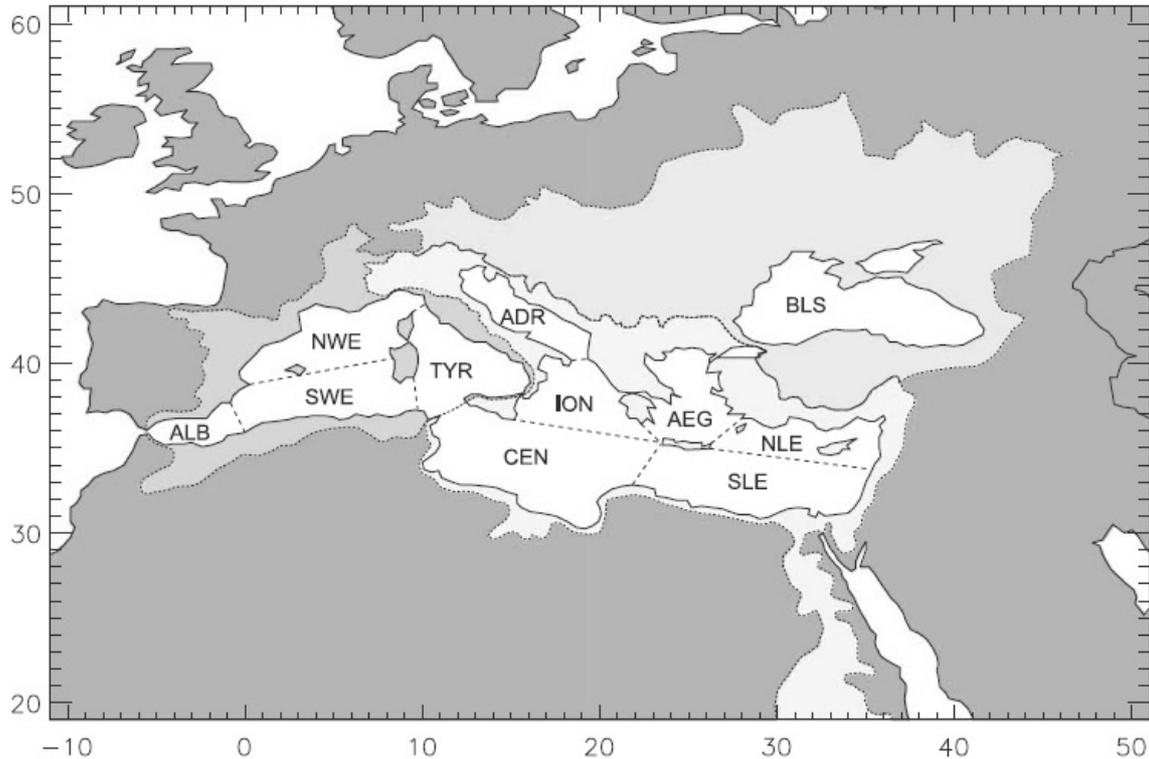


Figura 4.4 – Sotto-bacini del Mare Mediterraneo secondo la suddivisione di Cruzado (1985). Le diverse tonalità di grigio rappresentano i bacini di drenaggio rispettivamente per il bacino occidentale, per il bacino orientale e per il Mar Nero. Da Ludwig *et al.* (2009). Per le abbreviazioni vedi tab. 4.1.

Basin name	Short name
Alboran	ALB
South-Western	SWE
North-Western	NWE
Tyrrhenian	TYR
Adriatic	ADR
Ionian	ION
Central	CEN
Aegean	AEG
North-Levantine	NLE
South-Levantine	SLE

Tabella 4.1 – Sotto-bacini del Mare Mediterraneo e relative abbreviazioni. Da Ludwig *et al.* (2009), modificata.

I fiumi implementati rispettivamente nell’Exp1 e nell’Exp2 sono suddivisi tra i 10 sotto-bacini come indicato nella tabella 4.2.

Sotto-bacino	Exp1	Exp2
ALB	-	-
SWE	-	-
NWE	Ebro	Ebro
	Rodano	Rodano
TYR	-	Tevere
ADR	Drin	Adige
	Po	Buna
	Seman	Isonzo
	Vijose	Neretva
		Po
		Seman
		Vijose
ION	-	Acheloos
CEN	-	-
AEG	-	Buyuk Menderes
		Maritsa
NLE	-	Ceyhan
		Goksu
		Manavgat
		Seyhan
SLE	Nilo	Nilo

Tabella 4.2 – Suddivisione tra i 10 sotto-bacini dei fiumi implementati rispettivamente in Exp1 e Exp2.

Nella tabella 4.3 sono riportati per ciascun sotto-bacino i flussi medi annuali di acqua dolce nel Mediterraneo presenti in letteratura ed i flussi medi implementati nel modello per Exp1 ed Exp2.

Sotto-bacino	Flussi medi in letteratura (m ³ /s)				Flussi medi implementati nel modello (m ³ /s)	
	(A)	(B)	(C)	(D)	Exp1	Exp2
ALB	285	190	32	158	-	-
SWE	380	285	412	507	-	-
NWE	3930	3012	3203	2885	2139	2139
TYR	1363	1236	983	555	-	231
ADR	5103	5200	4217	3884	2243	3197
ION	1205	1110	824	365	-	110
CEN	158	95	127	127	-	-
AEG	2188	1490	1522	1633	-	212
NLE	1554	793	1363	698	-	650
SLE	4883	1490	10750	793	475	475

Tabella 4.3 – Flussi medi annuali di acqua dolce nel Mar Mediterraneo. Fonti: (A) Kourzoun *et al.* (1977); (B) UNEP (1978); (C) Vörösmarty *et al.* (1998); (D) Ludwig *et al.* (2009), media dei valori calcolati per i periodi 1960-1969 e 1991-2000.

Dalle quattro fonti prese in esame tra quelle disponibili in letteratura per i flussi medi si è scelto di utilizzare i dati contenuti nella pubblicazione più recente, Ludwig *et al.* (2009), al fine di confrontare, ove possibile, tali dati con i valori implementati nel modello rispettivamente nell'Exp1 e nell'Exp2 (fig.4.5).

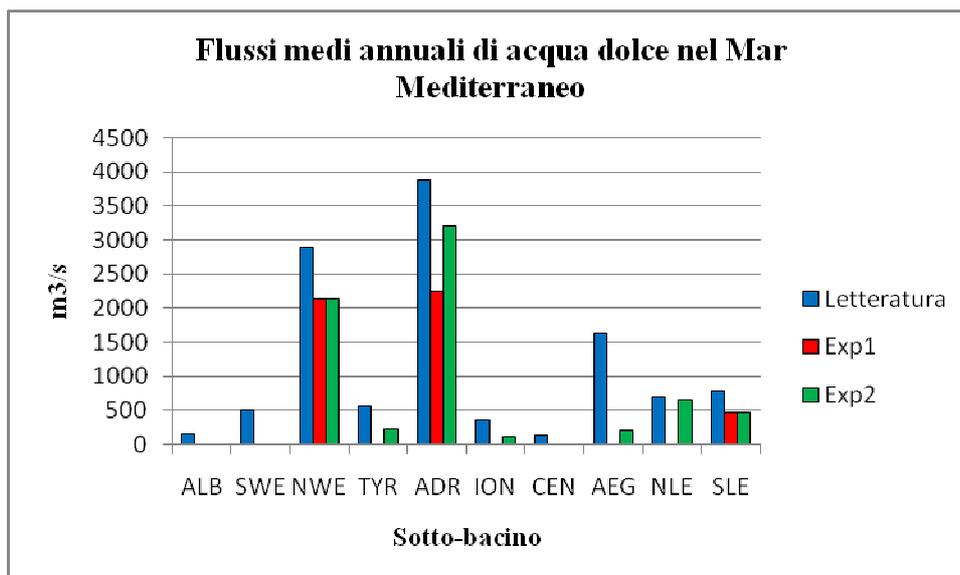


Fig. 4.5 – Flussi medi annuali di acqua dolce nel Mar Mediterraneo, rispettivamente riportati in Ludwig *et al.* (2009) e implementati in Exp1 e Exp2.

I valori di portata implementati nel modello numerico per i vari fiumi sono riportati in tabella 4.4 e 4.5.

Fiume	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic
Nilo	463	259	350	334	394	766	966	783	414	326	299	348
Ebro	552	613	644	536	519	434	214	142	181	292	464	589
Po	1252	1293	1544	1616	1976	1855	1205	949	1339	1794	1882	1443
Rodano	1951	2044	2006	1934	1905	1818	1383	1097	1155	1438	1868	1878
Vijose	334	380	326	249	242	178	107	63	41	38	52	186
Seman	367	418	359	274	266	196	11	69	45	42	57	205
Drin	540	460	470	444	502	503	503	134	69	95	177	375
Mar Egeo	5700	7500	10000	12500	14300	15000	14300	12500	10000	7500	5700	5000

Tab. 4.4 – Medie mensili climatologiche di portata per i fiumi implementati in Exp1 (m³/s).

Fiume	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic
Isonzo	101	92	105	137	129	118	80	63	91	127	160	121
Tevere	301	345	314	264	233	175	137	124	144	175	253	304
Adige	129	125	139	182	305	400	310	251	234	226	227	157
Neretva	496	338	319	462	370	176	110	99	147	339	474	655
Buna/Bojana	930	877	789	878	825	533	303	203	230	407	831	920
Acheloos	86	196	177	215	135	46	28	22	23	77	118	190
Goksu	225	184	267	317	186	93	54	43	43	59	99	180
Ceyhan	266	279	400	540	373	172	68	47	64	87	102	174
Maritsa	126	156	173	166	167	96	54	56	73	91	88	108
Buyuk Menderes	222	209	149	115	73	54	35	34	35	44	60	146
Seyhan	145	143	198	309	221	128	85	72	69	70	106	142
Manavgat	75	181	244	234	218	214	182	139	103	80	64	59

Tab. 4.5 – Medie mensili climatologiche di portata per i fiumi implementati in Exp2 (m³/s).

4.3 Risultati degli esperimenti

In questa sezione vengono presentati e confrontati i risultati ottenuti dagli esperimenti numerici.

Una prima analisi è stata effettuata sulle serie temporali delle medie di superficie per i campi di temperatura e salinità, confrontandole con climatologie mensili di origine SeaDataNet e MEDATLAS.

Successivamente vengono presentate mappe orizzontali di differenza per la temperatura e la salinità per tredici regioni in cui è stato suddiviso il Mare Mediterraneo (fig. 4.6).

I dati di temperatura e salinità degli esperimenti numerici sono stati inoltre confrontati con osservazioni ARGO, e si sono prodotti profili medi mensili di radice quadrata delle differenze quadratiche medie (root mean square error, RMSE) e medie delle differenze, indicate con BIAS.

Nella fase successiva sono state prodotte per ogni regione serie temporali del flusso di calore e del flusso d'acqua all'interfaccia aria-mare.

L'attenzione è poi stata concentrata sulle strutture orizzontali della circolazione superficiale, con la produzione di mappe delle medie mensili della circolazione superficiale.

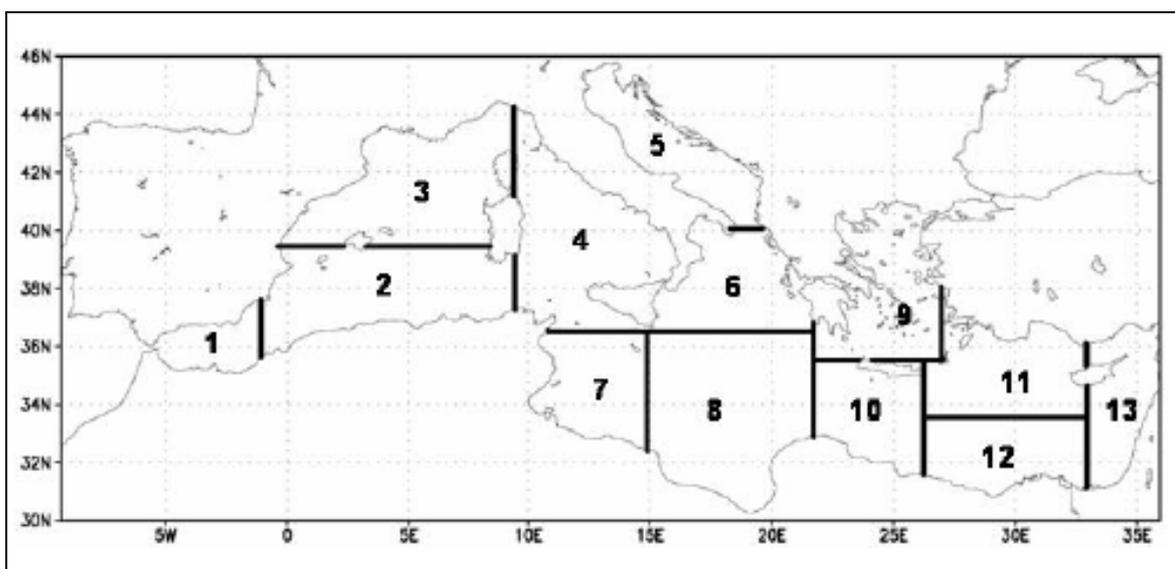


Fig. 4.6 – Regioni del Mare Mediterraneo su cui sono state condotte le analisi. Da Tonani *et al.* (2007).

4.3.1 Serie temporali delle medie di superficie

Le medie dei campi di temperatura e salinità sono state calcolate nel bacino del Mediterraneo per le tredici regioni di fig. 4.6.

In figura 4.7 si può notare come la temperatura media alla superficie per **l'intero bacino** del Mare Mediterraneo abbia un minimo nel mese di Febbraio (intorno ai 14.5 °C), per poi crescere continuamente sino a giugno, ultimo mese considerato negli esperimenti condotti, dove si riscontra la temperatura superficiale massima per l'intero bacino (intorno ai 22.4 °C).

Le serie temporali della temperatura media alla superficie calcolata sull'intero bacino sono del tutto sovrapponibili per i tre esperimenti condotti: le maggiori differenze rilevabili tra Exp1 e Exp2, seppur molto piccole (dell'ordine di 0.02 °C), si riscontrano nel mese di gennaio, mentre non si rilevano differenze significative tra Exp2 e Exp3.

L'andamento del campo superficiale di temperatura per i tre esperimenti condotti rispecchia in maniera abbastanza soddisfacente l'andamento ed i valori della temperatura superficiale delle climatologie SeaDataNet e MEDATLAS per tutti gli esperimenti numerici condotti.

Le climatologie SeaDataNet (Maillard *et al.*, 2007) e MEDATLAS (Rixen *et al.*, 2002) sono state calcolate con tutti i dati storici dal 1912 al 2005.

Il discorso è analogo anche per la media della temperatura superficiale calcolata per il **bacino occidentale** e per il **bacino orientale** del Mediterraneo (fig. 4.8): in entrambi i casi le medie mostrano valori del tutto sovrapponibili per Exp2 e Exp3, mentre si notano, differenze più marcate tra Exp1 e Exp2, per quanto piccole, nel bacino orientale rispetto al bacino occidentale.

Analizzando le differenze di temperatura media alla superficie tra Exp1 e Exp2 per le 13 regioni in cui è stato suddiviso il Mare Mediterraneo (fig. 4.9a, b, c) si può notare come si abbiano variazioni solamente a partire dalla seconda cifra decimale e dunque come l'implementazione dei 12 fiumi in Exp2 abbia una scarsa influenza sulla temperatura media alla superficie su scala regionale. Come prevedibile le differenze si attenuano ulteriormente tra Exp2 e Exp3.

In 12 delle 13 regioni si nota un aumento della temperatura media superficiale nel mese di gennaio, quantificabile mediamente in 0.03 °C; solo nella **regione 5**, corrispondente al Mar Adriatico, non si ravvisa alcun aumento.

La tendenza generale per le 13 regioni è, nel caso si abbiano differenze tra Exp1 e Exp2, un aumento della temperatura media superficiale, in modo più ricorrente nel periodo compreso tra aprile e giugno.

Solamente in due regioni si nota una diminuzione in alcuni mesi della temperatura media superficiale in Exp2 rispetto ad Exp1, nella **regione 9** in aprile e nella **regione 13** in febbraio, marzo e aprile.

Sette regioni mostrano differenze di temperatura media superficiale tra Exp2 e Exp3: la **regione 2** e la **regione 4** registrano un aumento di temperatura nel mese di giugno, la **regione 3** mostra un aumento di temperatura nei mesi di aprile, maggio e giugno.

Nelle regioni da 5 a 9 non si hanno differenze tra Exp2 e Exp3, mentre nel bacino orientale sono interessate da variazioni le regioni da 10 a 13.

Nella **regione 10** si ha in Exp3, rispetto ad Exp2 una diminuzione della temperatura media superficiale nel mese di aprile, mentre si ha un aumento nei mesi di maggio e giugno.

Nella **regione 11** si assiste ad una diminuzione della temperatura in marzo ed aprile, mentre nella **regione 12** la diminuzione interessa il solo mese di giugno, con un aumento invece in aprile.

Infine la **regione 13** sembra mostrare le differenze maggiori tra Exp3 e Exp2, con una diminuzione della temperatura media superficiale che interessa i mesi di febbraio, marzo e aprile.

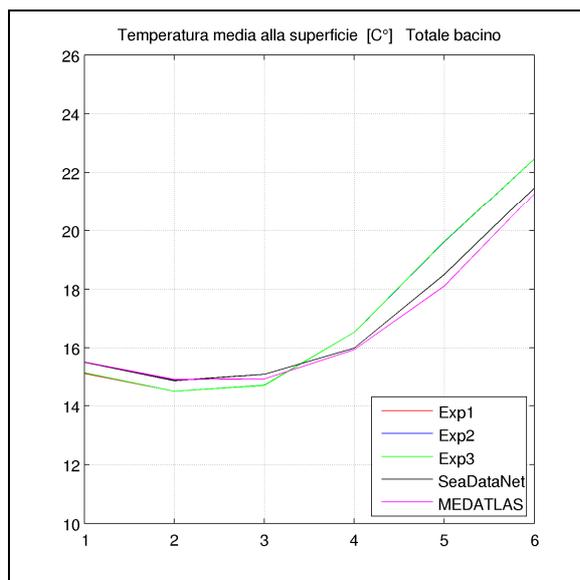


Fig. 4.7 – Temperatura media superficiale per l'intero bacino.

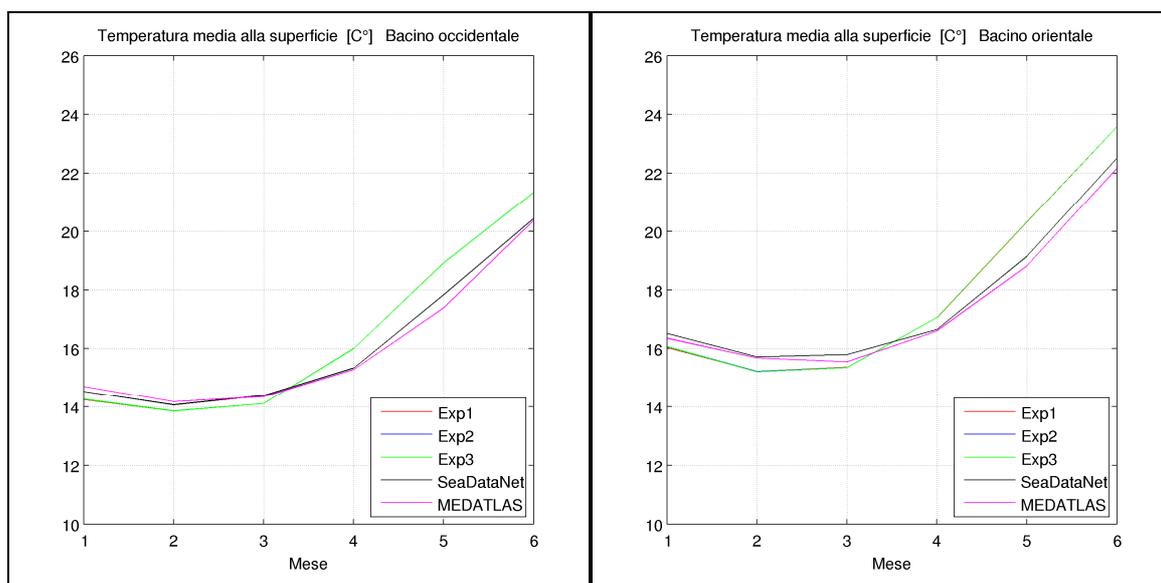


Fig. 4.8 – Temperatura media superficiale per il bacino occidentale (sinistra) e per il bacino orientale (destra).

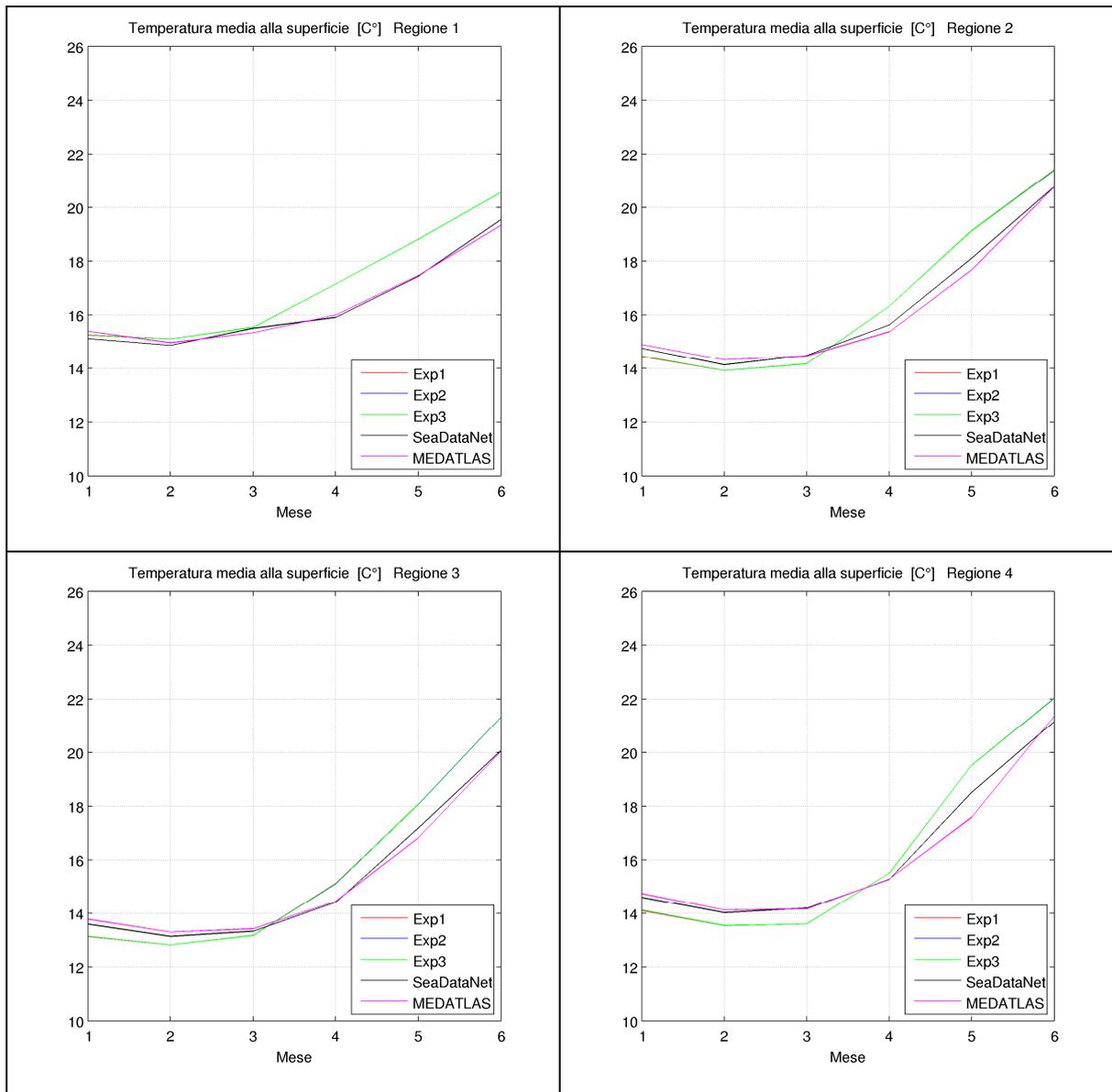


Fig. 4.9a – Temperatura media superficiale per le regioni da 1 a 4.

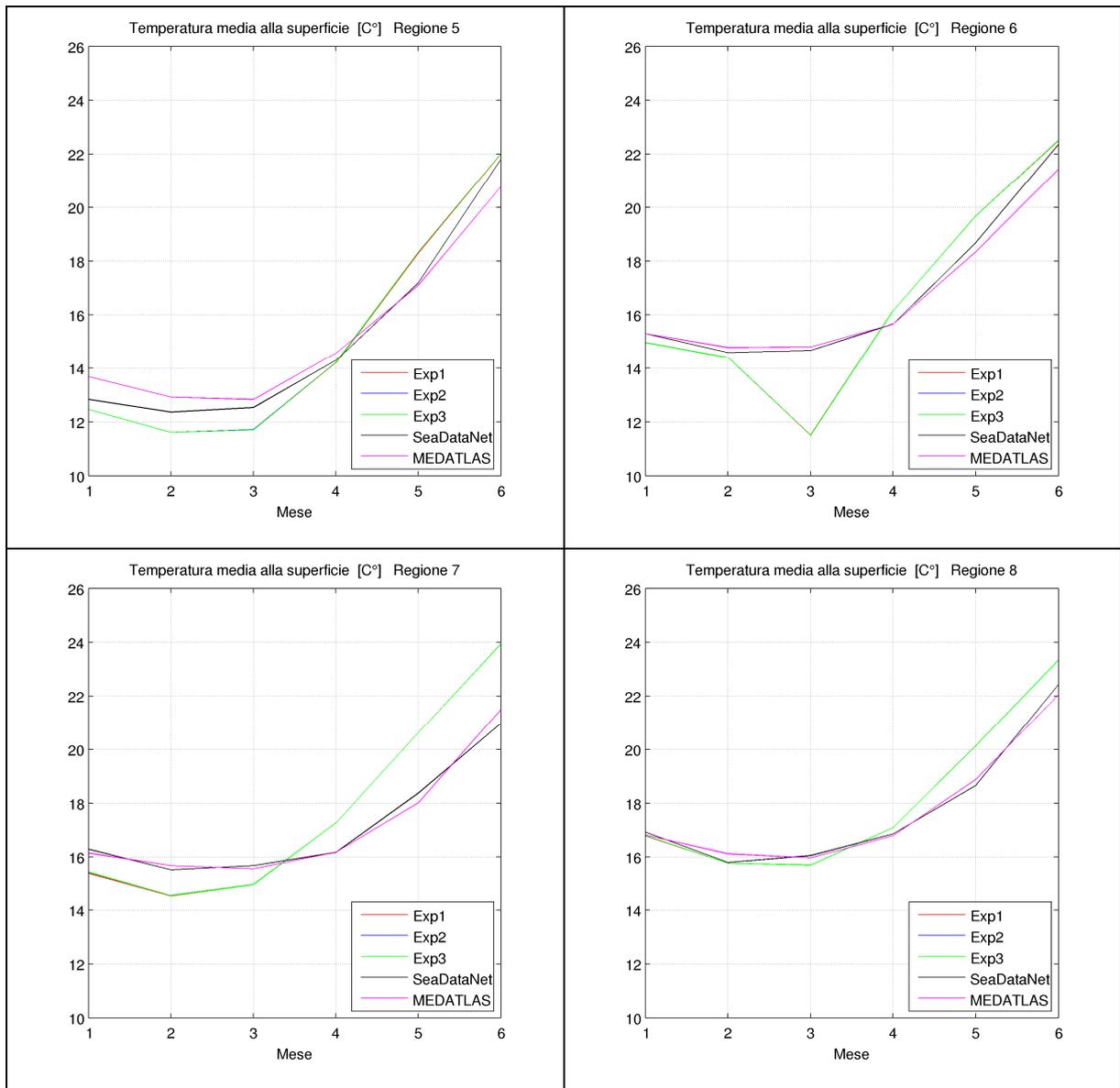


Fig. 4.9b – Temperatura media superficiale per le regioni da 5 a 8.

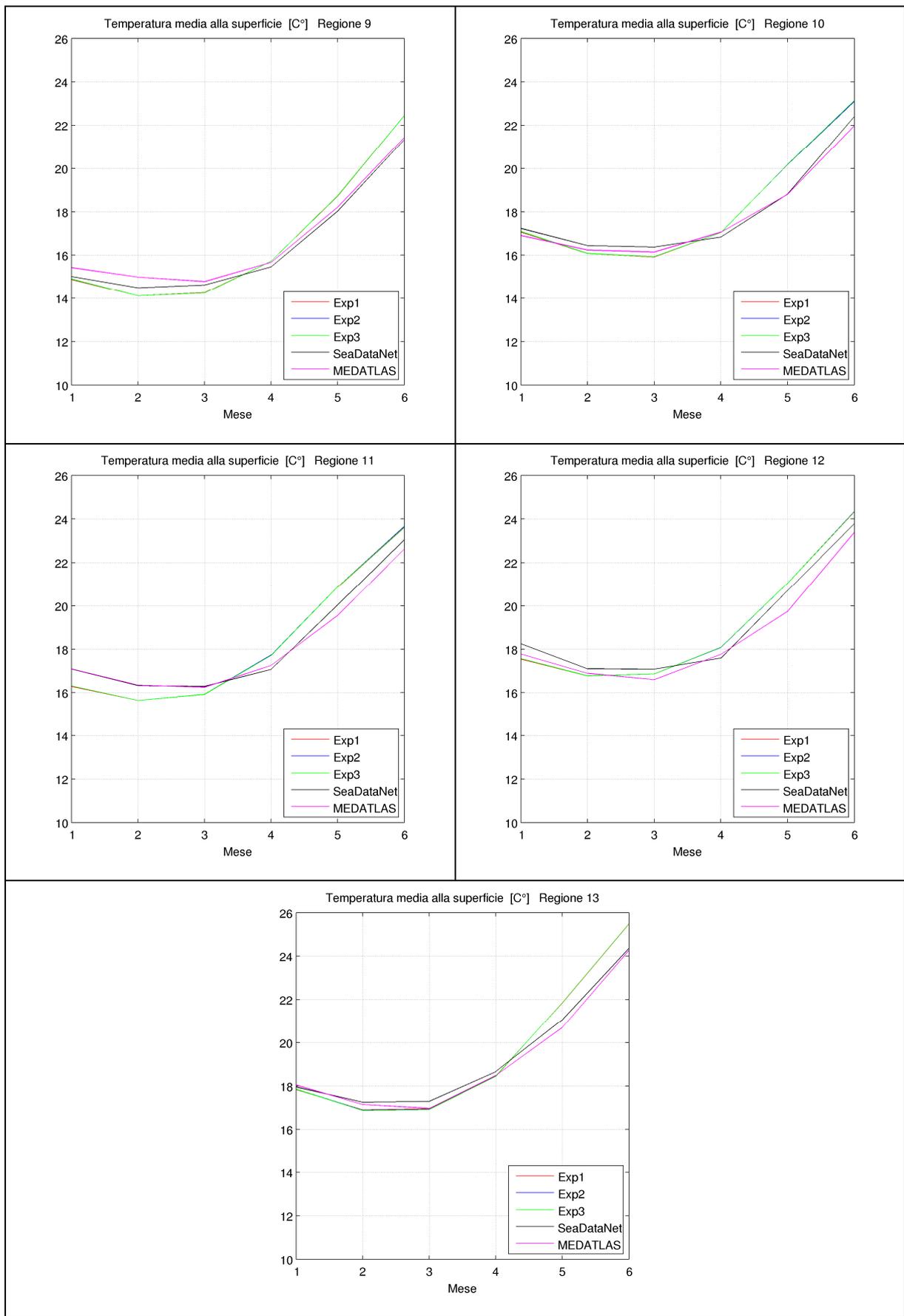


Fig. 4.9c – Temperatura media superficiale per le regioni da 9 a 13.

La salinità media alla superficie per **l'intero bacino** del Mare Mediterraneo (fig. 4.10) mostra un massimo nel mese di gennaio ed un minimo nel mese di maggio per i tre esperimenti condotti.

Si nota tra i tre esperimenti una differenza più marcata rispetto alle differenze riscontrate per la temperatura media superficiale per l'intero bacino, tranne per il mese di gennaio dove le curve che rappresentano i tre esperimenti coincidono.

La curva corrispondente ai valori di salinità di Exp2 risulta sempre inferiore a quella per i valori di Exp1, a causa dell'effetto di diluizione che ha comportato l'aggiunta dell'input di acqua dei dodici nuovi fiumi implementati. Analogamente la curva che rappresenta i valori di Exp3 è inferiore a quella che rappresenta Exp2 nei mesi di marzo, maggio e giugno.

Dal confronto con le osservazioni la curva relativa a Exp3 sembrerebbe riprodurre più fedelmente le caratteristiche del campo superficiale di salinità per l'intero bacino.

L'andamento della salinità media superficiale nel **bacino occidentale** e nel **bacino orientale** (fig. 4.11) mostra andamenti differenti: per il bacino occidentale si riscontrano valori massimi di salinità superficiale nei mesi di gennaio e marzo e valori minimi nel mese di maggio; per il bacino orientale si osserva il minimo della salinità superficiale nel mese di aprile ed il massimo nel mese di giugno.

Le differenze di salinità superficiale tra i tre esperimenti sono molto più marcate nel bacino orientale rispetto a quello occidentale, in virtù del fatto che tutti i dodici nuovi fiumi implementati in Exp2 scaricano acqua nel bacino orientale, con un chiaro effetto di diluizione. Le differenze maggiori tra Exp1 e Exp2 si riscontrano nei mesi di aprile, maggio e giugno, ed oscillano tra 0.03 psu e 0.05 psu.

Analogamente anche le differenze di salinità superficiale tra Exp2 e Exp3 sono più accentuate nel bacino orientale, in quanto più marcatamente influenzato dall'aumentata portata del fiume Nilo implementata nel terzo esperimento.

Dal confronto con le osservazioni si osserva per Exp2 e Exp3 un miglioramento di circa 0.05 psu rispetto a Exp1; la curva relativa a Exp3 sembrerebbe rappresentare meglio la condizione reale del campo superficiale di salinità.

Nel bacino occidentale le differenze maggiori tra Exp1 e Exp2 si riscontrano nei mesi di gennaio e maggio e si attestano su valori di circa 0.02 psu, mentre le uniche differenze riscontrabili tra Exp2 e Exp3 si hanno nel mese di giugno.

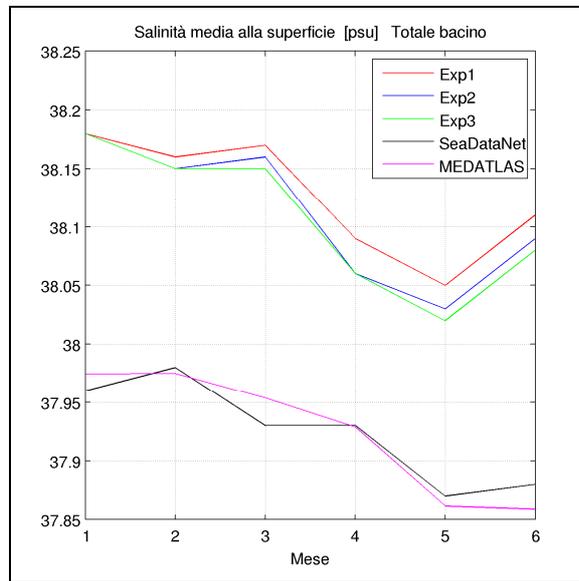


Fig. 4.10 – Salinità media superficiale per l'intero bacino.

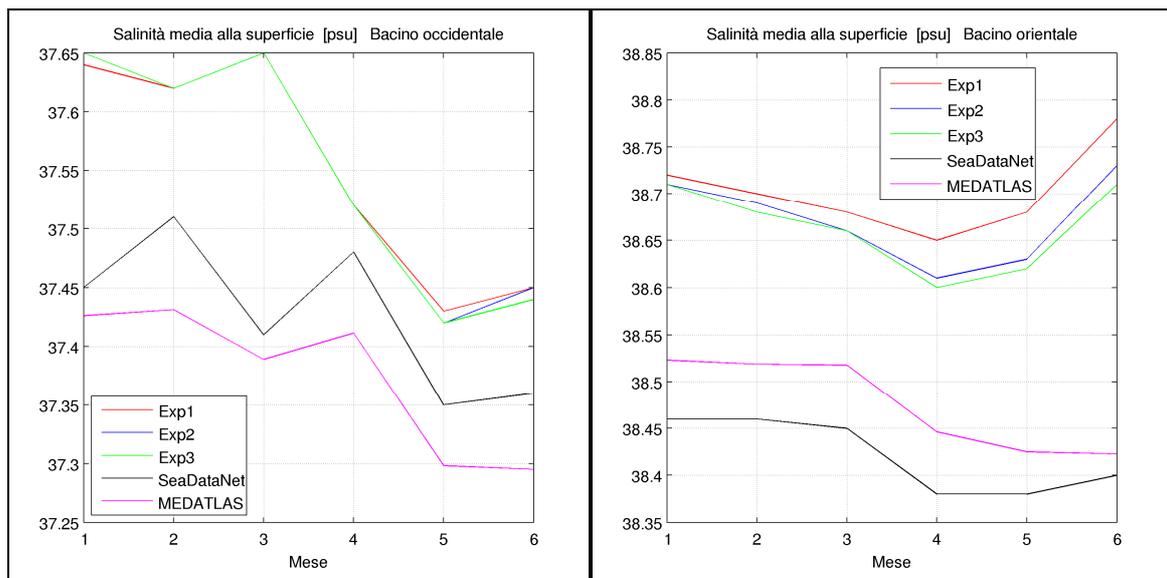


Fig. 4.11 – Salinità media superficiale per il bacino occidentale (sinistra) e per il bacino orientale (destra).

Per quanto le differenze di salinità superficiale nelle tredici regioni considerate (fig. 4.12 a, b, c), nella **regione 1** risultano più marcate le differenze tra la curva di Exp2 e la curva di Exp3 rispetto alle differenze tra Exp1 e Exp2, che differiscono solamente per il mese di giugno.

La **regione 2** e la **regione 3** mostrano andamenti pressoché identici nella salinità media superficiale per i tre esperimenti, con alcune differenze riscontrabili rispettivamente nei mesi di maggio e giugno e nel solo mese di giugno.

Sia nella **regione 4** che nella **regione 5** la curva di salinità superficiale di Exp1 ha valori superiori a quelle di Exp2 e Exp3, che sono pressoché sovrapponibili. Nella regione 4 dal confronto con le osservazioni si nota un lieve miglioramento della salinità superficiale in Exp2 e Exp3 rispetto a Exp1. Nella regione 5 si nota una grande differenza tra i dati di origine SeaDataNet e MEDATLAS, che rende difficile determinare se vi sia stato un miglioramento nella rappresentazione del campo di salinità superficiale in Exp2 e Exp3.

Interessanti differenze si riscontrano nella **regione 6** tra Exp1 e Exp2, in modo particolare nei mesi di aprile, maggio e giugno. Si nota inoltre un miglioramento di circa 0.03 psu in Exp2 e Exp3 rispetto a Exp1.

La **regione 9** mostra importanti differenze tra Exp1 e Exp2, in modo particolare nei mesi di febbraio e marzo. Si nota inoltre un lieve aumento di salinità in Exp3 rispetto a Exp2 nel mese di aprile. I dati SeaDataNet e MEDATLAS mostrano un andamento piuttosto differente tra loro, ma tuttavia sembrerebbe evidenziarsi un peggioramento della rappresentazione del campo superficiale di salinità in Exp2 e Exp3 rispetto a Exp1.

Nella **regione 11** si osserva una differenza di 0.07 psu tra Exp1 e Exp2 nel mese di giugno, mentre Exp2 mostra valori di salinità superficiale maggiori rispetto a Exp3 a partire da aprile. Si evidenzia inoltre un netto miglioramento nell'andamento della salinità superficiale in Exp2 e Exp3, la cui curva si avvicina a quella della osservazione di circa 0.1 psu.

Nella **regione 12** si evidenziano valori superiori di salinità per Exp2 rispetto ad Exp1 a partire dal mese di aprile. Si registra inoltre una notevole riduzione di salinità per quanto riguarda Exp3 causata dall'effetto di diluizione dell'aumentata portata del Nilo.

Si osserva un miglioramento in Exp3 della rappresentazione del campo superficiale di salinità, mentre dal confronto coi dati osservati sembrerebbe verificarsi un peggioramento in Exp2 rispetto a Exp1.

La regione che mostra le differenze di salinità superficiale maggiori è la **regione 13**, in cui si hanno massimi di differenza tra Exp1 e Exp2 superiori a 0.25 psu nei mesi di aprile, maggio e giugno. Si nota inoltre che la curva che rappresenta Exp3 ha valori costantemente minori di quella che rappresenta Exp2. Osservando le curve relative ai dati SeaDataNet e MEDATLAS si nota un miglioramento in Exp2 e Exp3 rispetto a Exp1.

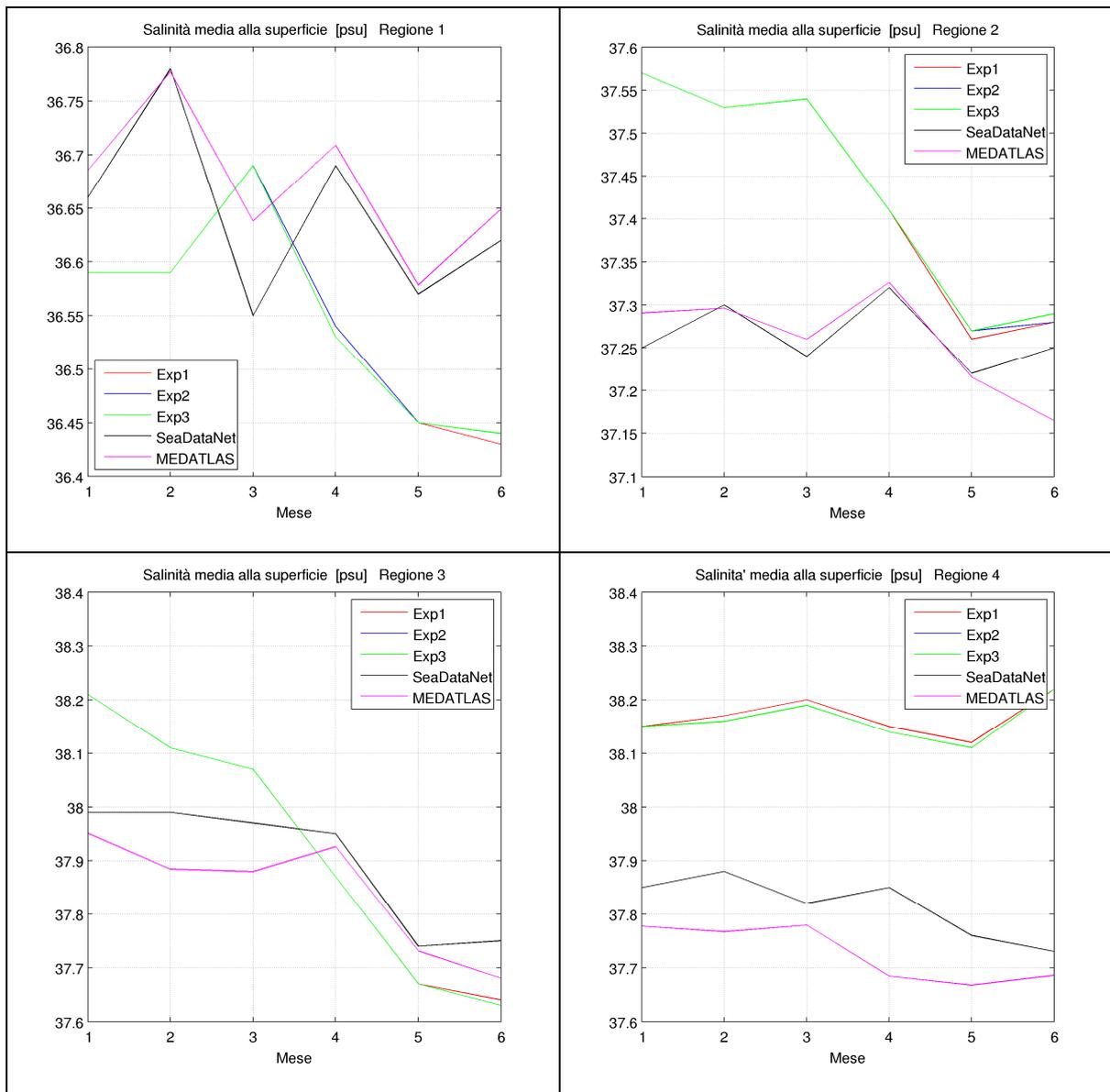


Fig. 4.12a – Salinità media superficiale per le regioni da 1 a 4.

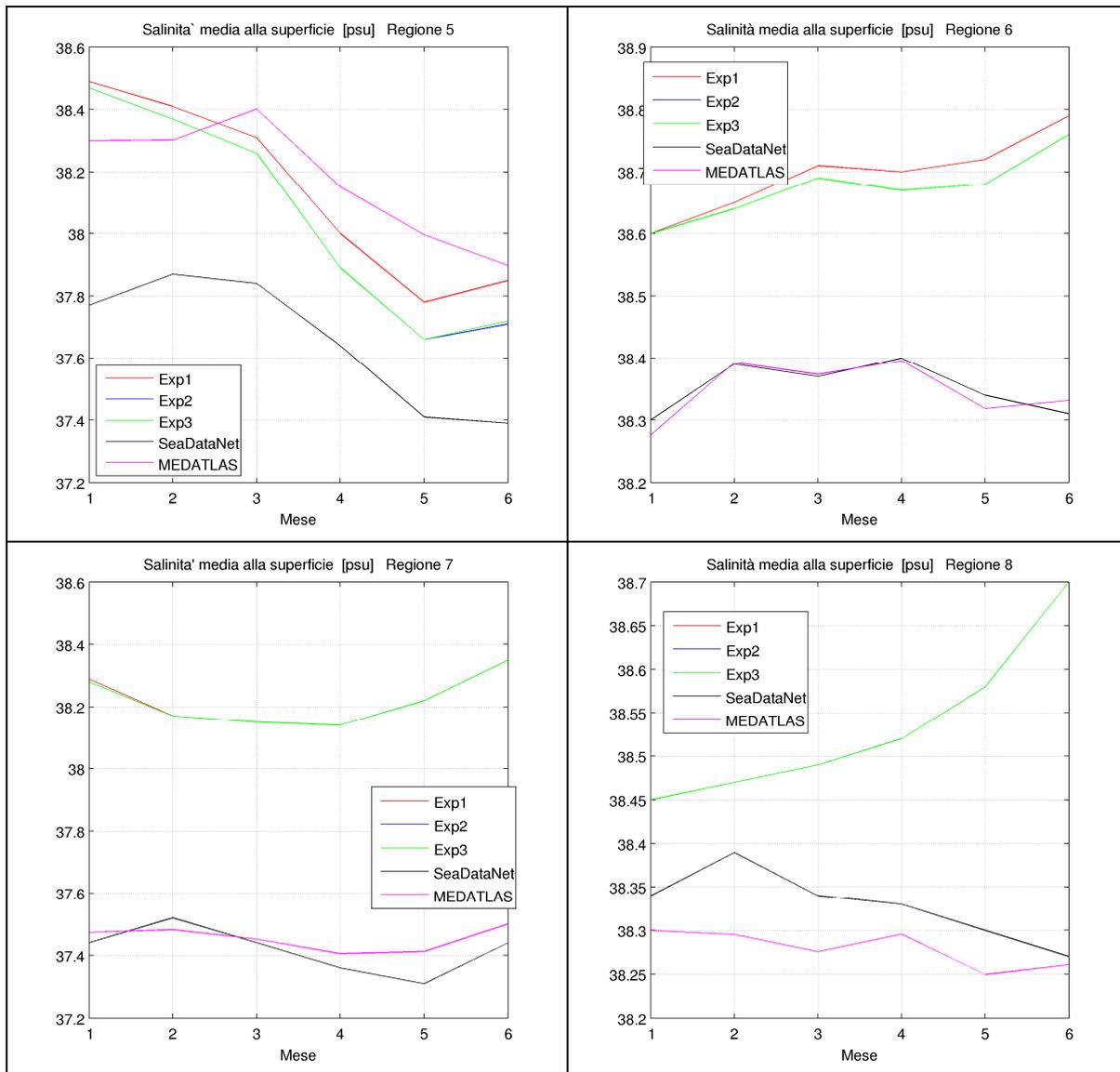


Fig. 4.12b – Salinita' media superficiale per le regioni da 5 a 8.

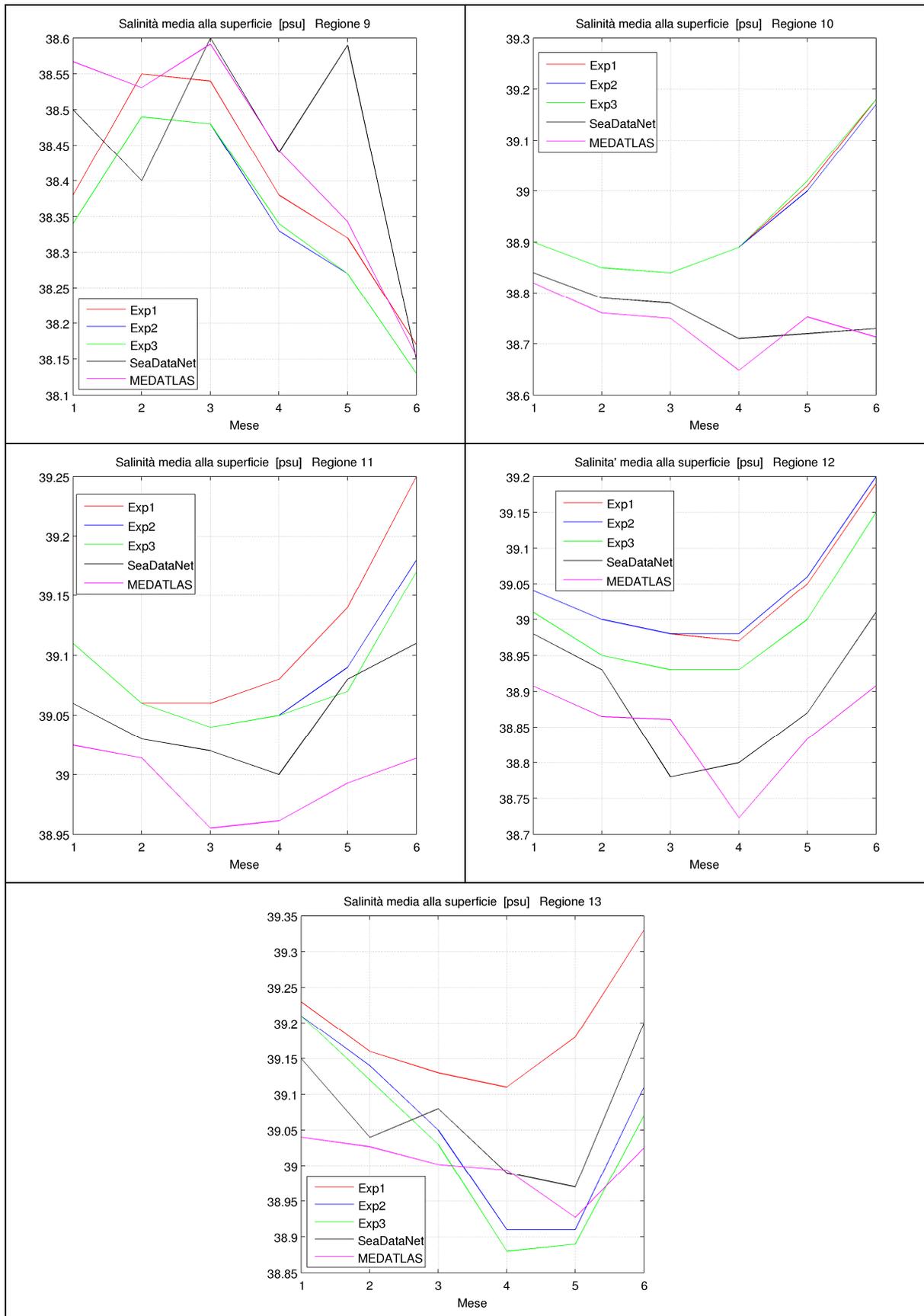


Fig. 4.12c – Salinità media superficiale per le regioni da 9 a 13.

4.3.2 Campi orizzontali di temperatura e salinità

In questa sezione saranno analizzate, per ognuna delle tredici regioni in cui è stato suddiviso il bacino del Mare Mediterraneo, le mappe orizzontali delle differenze di temperatura (Sea Surface Temperature, SST) e salinità (Sea Surface Salinity, SSS) superficiali tra Exp1 e Exp2 e tra Exp2 e Exp3 (fig. da 4.13 a 4.36).

Differenze Exp2-Exp1

Regione 1

Nel campo di temperatura superficiale non si registrano particolari differenze tra Exp2 e Exp1 sino al mese di maggio, quando si osserva la comparsa di un'anomalia positiva di circa 0.2 °C a ridosso della costa spagnola, ed un'anomalia negativa di circa 0.2°C al largo della costa marocchina ed algerina, probabilmente causate dalla concentrazione di acqua rispettivamente di origine mediterranea e di origine atlantica dettata dal sistema di giri e meandri del Mare di Alboran.

Nel mese di giugno l'anomalia positiva tende ad aumentare d'intensità e a spostarsi dalla costa spagnola verso il centro del bacino di Alboran, guidata probabilmente dal flusso entrante da Gibilterra.

Per quanto riguarda il campo di salinità superficiale non si registrano particolari differenze sino a giugno, quando si osserva la comparsa di una vasta area di anomalia positiva seppur di lieve entità.

Regione 2

Le maggiori differenze nel campo superficiale di temperatura si ravvisano in maggio, con la formazione di una coppia di zone di anomalia di segno opposto nei pressi dell'estremità sudoccidentale della Sardegna, e successivamente in giugno, quando le zone interessate dall'anomalia di temperatura (che aumenta evidentemente) si ampliano, probabilmente anche a causa dell'intensificarsi del giro che agisce tra la costa sarda e quella algerina.

Le differenze nel campo superficiale di salinità rispecchiano quelle nel campo superficiale di temperatura, con la formazione in maggio di una coppia di zone di anomalia di segno opposto, che si intensifica ed espande nel mese di giugno.

Regione3

Le differenze si osservano a partire dal mese di aprile ed aumentano gradualmente fino alla fine di giugno sia per il campo di temperatura che per il campo di salinità.

Regione 4

In gennaio e febbraio si nota chiaramente l'influenza dell'implementazione del fiume Tevere in Exp2: un'importante anomalia negativa di temperatura caratterizza la zona della foce fluviale per i primi due mesi di simulazione; successivamente, a partire da marzo, la corrente tirrenica, che ha direzione sud-nord, disperde il plume del Tevere, che tuttavia si ripropone in maggio e giugno, seppur con intensità e ampiezza minori.

L'anomalia negativa dovuta all'implementazione del Tevere si osserva anche nel campo superficiale di salinità, con un'intensità ed una costanza maggiore rispetto al campo di temperatura.

Regione 5

Nei mesi di gennaio e febbraio risultano evidenti le differenze nel campo superficiale di temperatura dovute all'implementazione dei fiumi Isonzo, Adige, Neretva e Buna/Bojana, ma nei mesi successivi l'intensificarsi delle correnti nella regione contribuisce alla dispersione di tali anomalie.

Queste differenze si osservano anche nel campo di salinità, con una costanza maggiore rispetto alle anomalie di temperatura, anche se a partire dal mese di aprile risulta chiaro come la dinamica delle correnti del Mar Adriatico distribuisca le acque dolci di origine fluviale lungo la costa italiana e lungo le coste della penisola balcanica.

Regione 6

Si osserva chiaramente un'importante anomalia negativa di temperatura e salinità, seppur fortemente localizzata, dovuta all'implementazione in Exp2 del fiume Acheloos.

Regione 7

Il mese di gennaio è caratterizzato da un'anomalia positiva nel campo di temperatura superficiale che si estende pressoché all'intera regione, mentre nei mesi successivi anomalie positive e negative sembrano bilanciarsi.

Nel campo di salinità non si rilevano invece importanti differenze tra i due esperimenti.

Regione 8

Come nella regione sette nel mese di gennaio si ha un'anomalia positiva di temperatura che si estende praticamente all'intera regione, mentre nel campo superficiale di salinità non si osservano differenze rilevanti, se non nel mese di giugno.

Regione 9

Si evidenziano anomalie negative di temperatura, particolarmente nei mesi di febbraio e marzo, dovute all'implementazione in Exp2 dei fiumi Maritsa e Buyuk Menderes.

Per quanto riguarda il campo superficiale di salinità si registrano anomalie negative dovute all'input dei due fiumi implementati in quest'area in Exp2; tali anomalie sono più circoscritte rispetto alle anomalie di temperatura.

Regione 10

Nei mesi di marzo e aprile si osserva una zona interessata da due anomalie di temperatura, rispettivamente una positiva e l'altra negativa, che potrebbero essere collegate alla dinamica del giro di Ierapetra.

La stessa coppia di anomalie si osserva, in maniera più attenuata rispetto al campo di temperatura, per il campo superficiale di salinità.

Regione 11

Nel periodo compreso tra gennaio e marzo il campo superficiale di temperatura mostra un'anomalia negativa evidentemente dovuta all'implementazione del fiume Manavgat in Exp2, che nei mesi di aprile e maggio si attenua probabilmente per effetto della corrente in

direzione est-ovest che lambisce la costa turca; nel mese di giugno si osserva invece un accoppiamento di anomalie positive e negative nei pressi della costa turca, probabilmente causato dal giro che nel mese di maggio interessa la costa turca.

Il campo di salinità superficiale risulta influenzato dall'implementazione del Manavgat in Exp2: in gennaio tale influenza è circoscritta alla zona prospiciente la foce fluviale, mentre nel periodo tra febbraio ed aprile la corrente dominante in direzione est-ovest determina una distribuzione dell'acqua scaricata a mare dal fiume Manavgat verso la parte occidentale della regione; successivamente, nei mesi di maggio e giugno, la presenza di un giro anticiclonico nella zona antistante la foce determina una distribuzione verso la parte orientale della regione.

Regione 12

I campi di temperatura e salinità superficiali mostrano lievi differenze solamente nei mesi di maggio e giugno, e la regione sembra non risentire dell'implementazione di quattro fiumi in Exp2 nelle confinanti regioni 11 e 13.

Regione 13

Il campo di temperatura superficiale mostra anomalie negative in corrispondenza dei tre fiumi implementati in Exp2, piuttosto intense per i mesi di gennaio e febbraio, in attenuazione a partire da marzo.

Il campo di salinità superficiale risulta fortemente influenzato dall'implementazione dei tre fiumi in Exp2, con massimi di anomalia negativa di circa 4 psu nelle immediate vicinanze delle foci fluviali. L'anomalia raggiunge il suo massimo nei mesi di aprile e maggio, ma in maggio si può notare la tendenza alla sua distribuzione su un'area più ampia causata dalla corrente dell'Asia Minore che si muove tra Cipro e la costa turca in direzione nordest-sudovest.

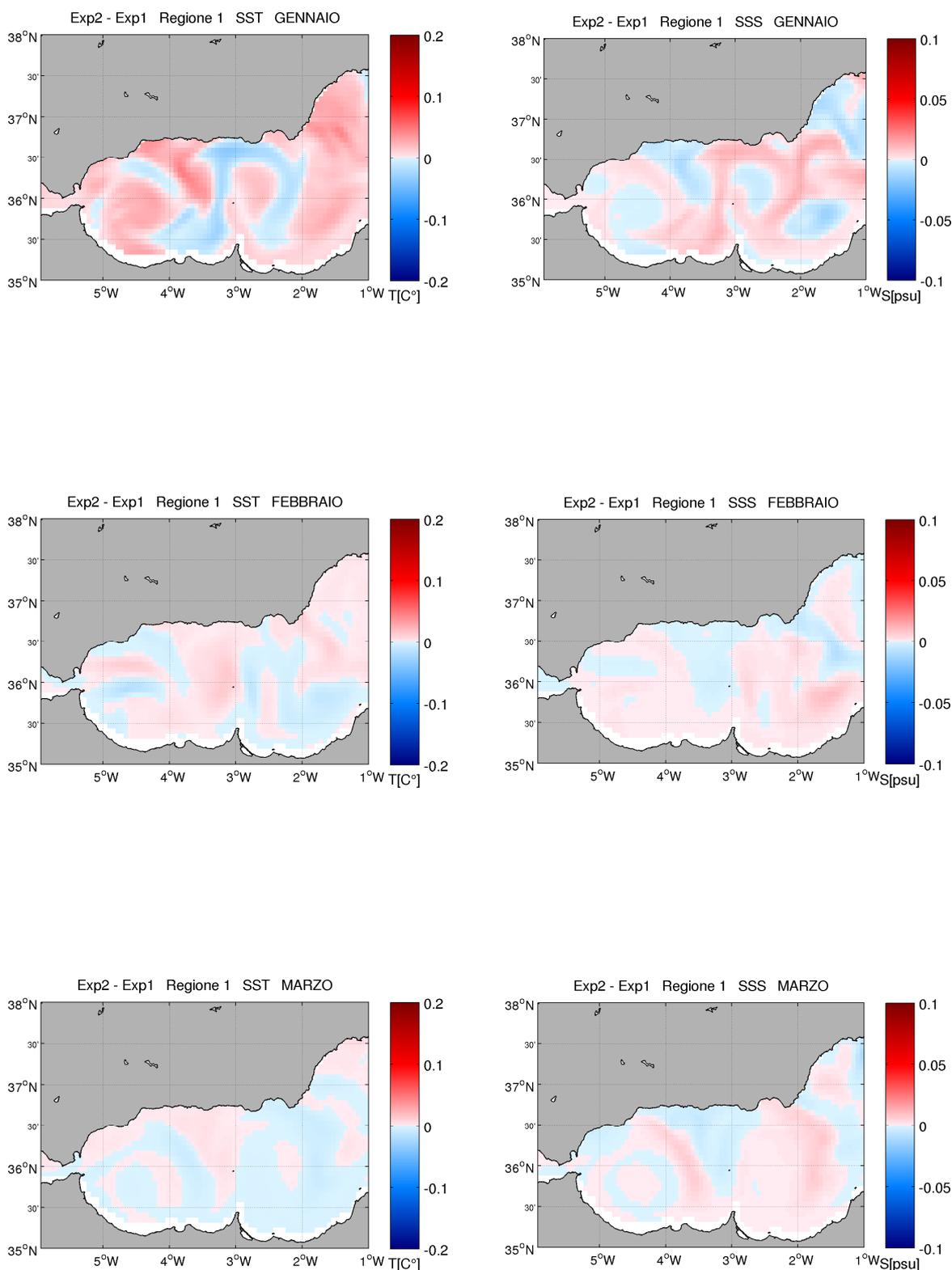


Fig. 4.13 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 1.

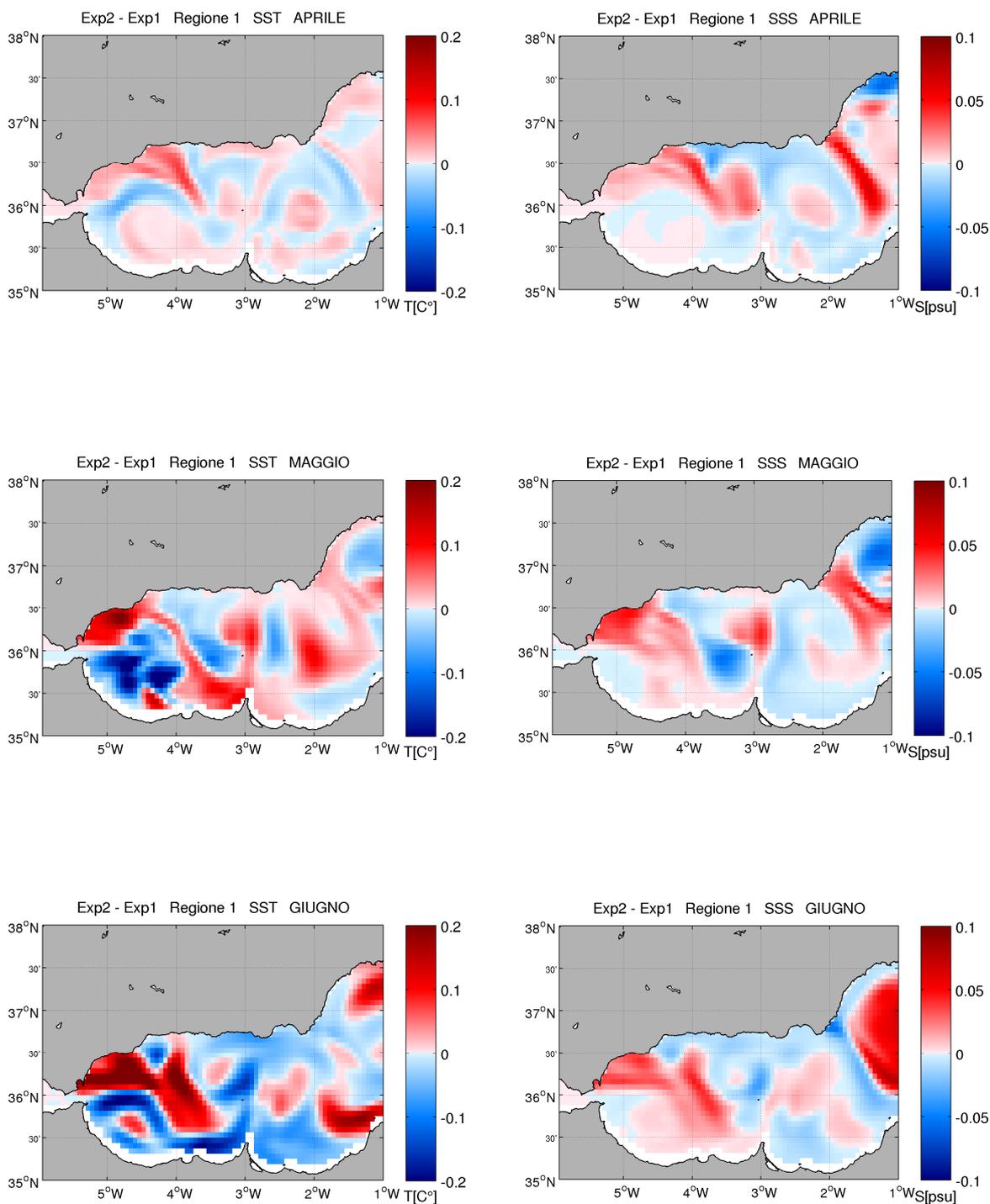


Fig. 4.14 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 1.

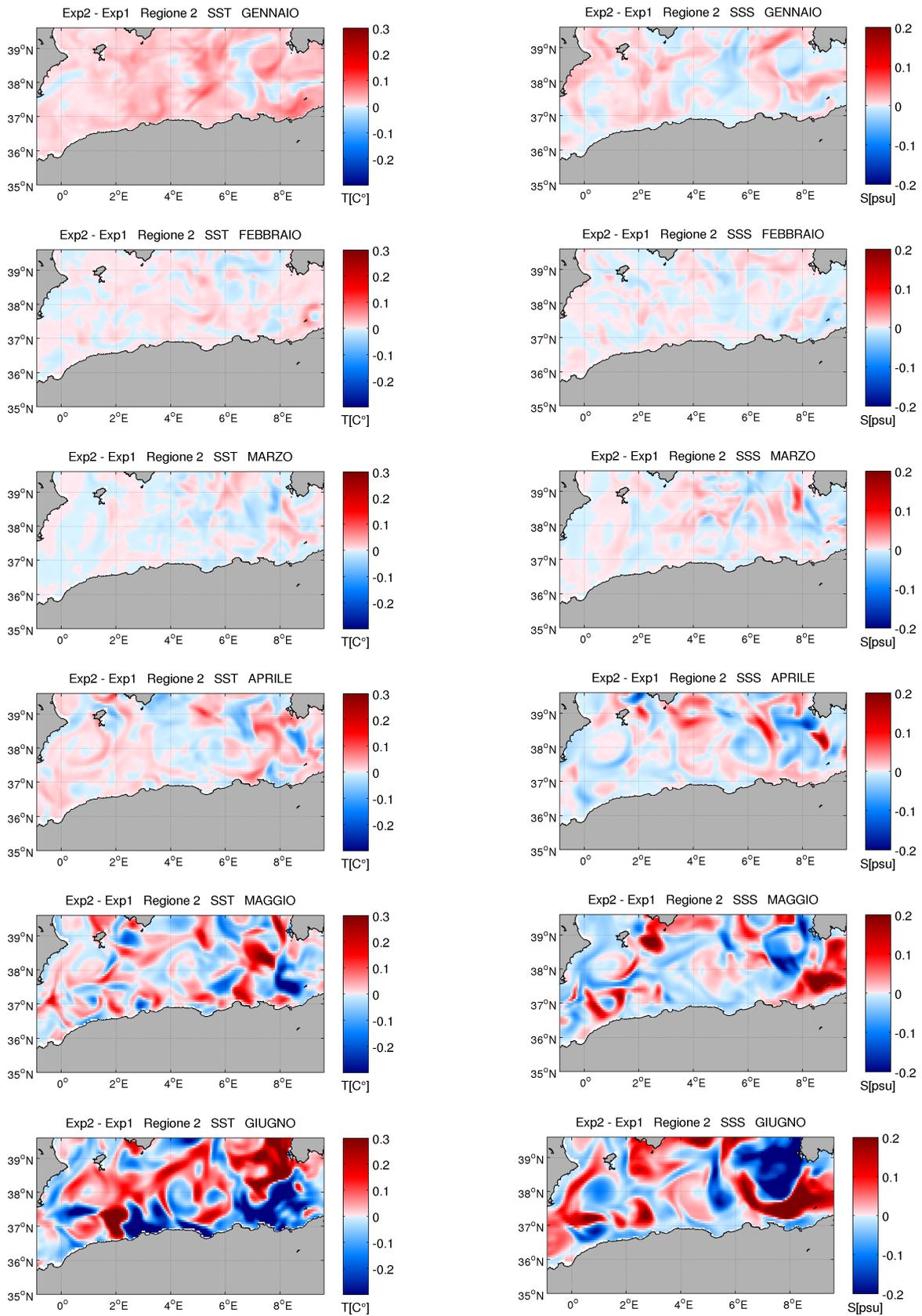


Fig. 4.15 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a giugno per la regione 2.

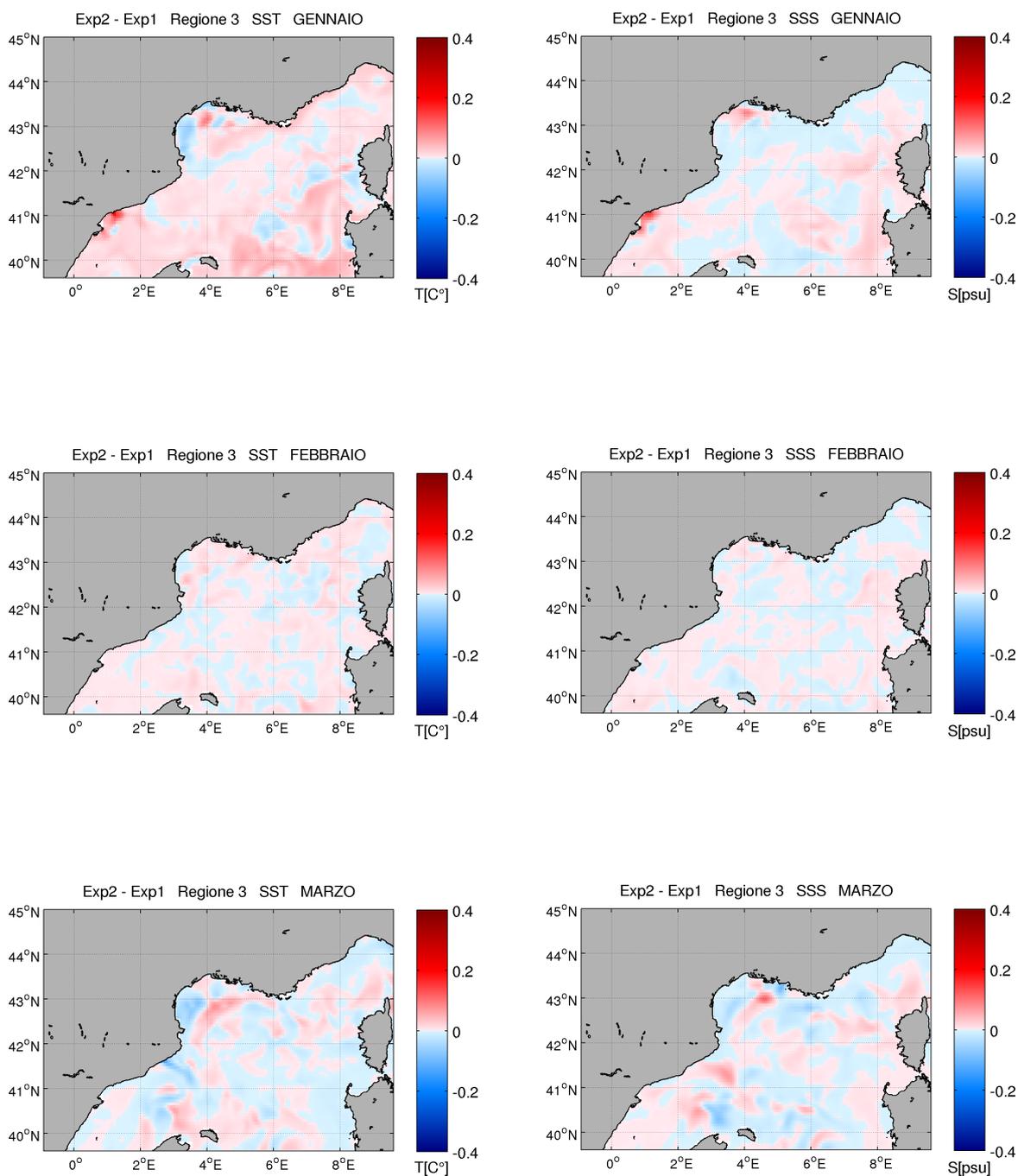


Fig. 4.16 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 3.

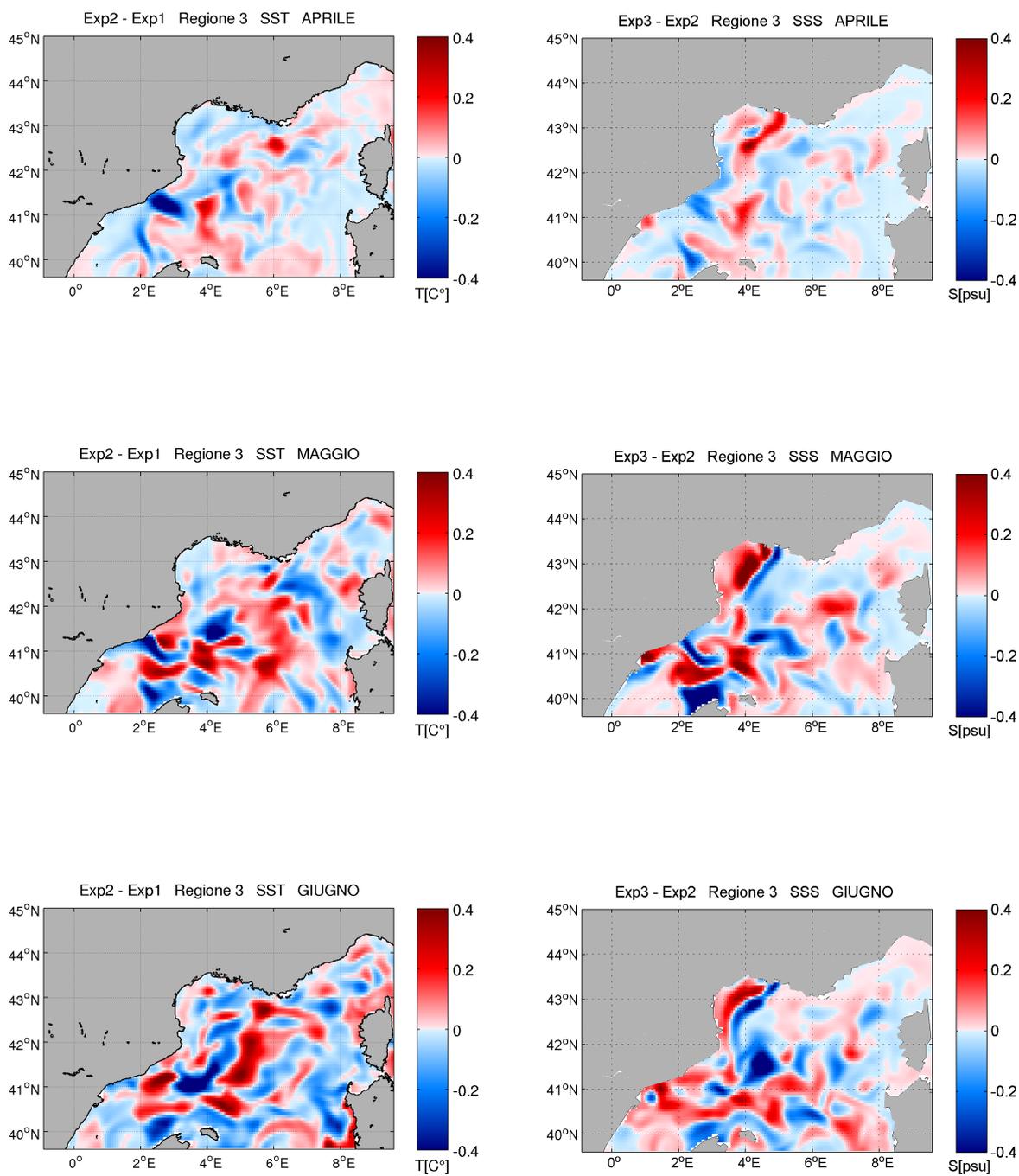


Fig. 4.17 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 3.

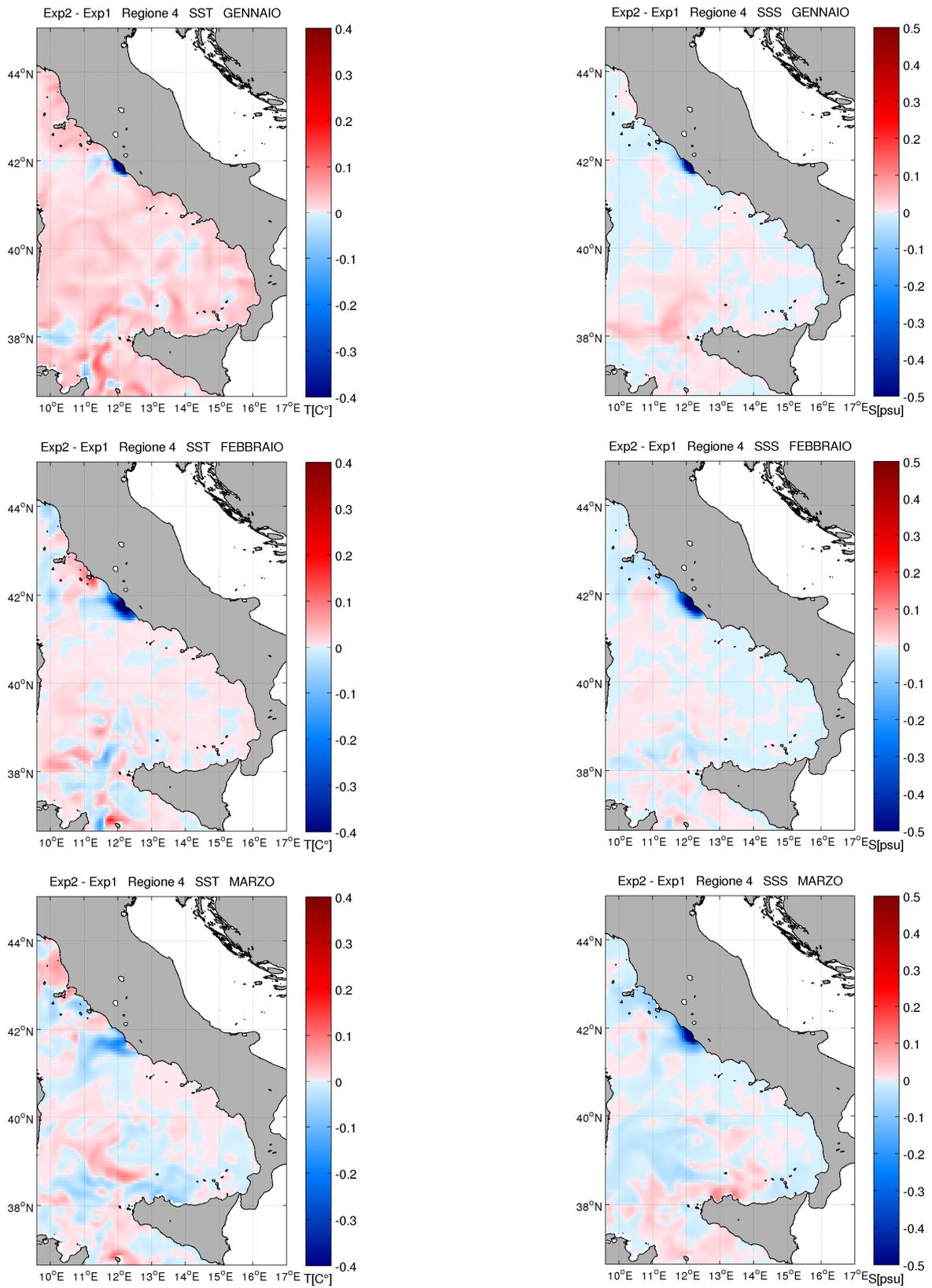


Fig. 4.18 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 4.

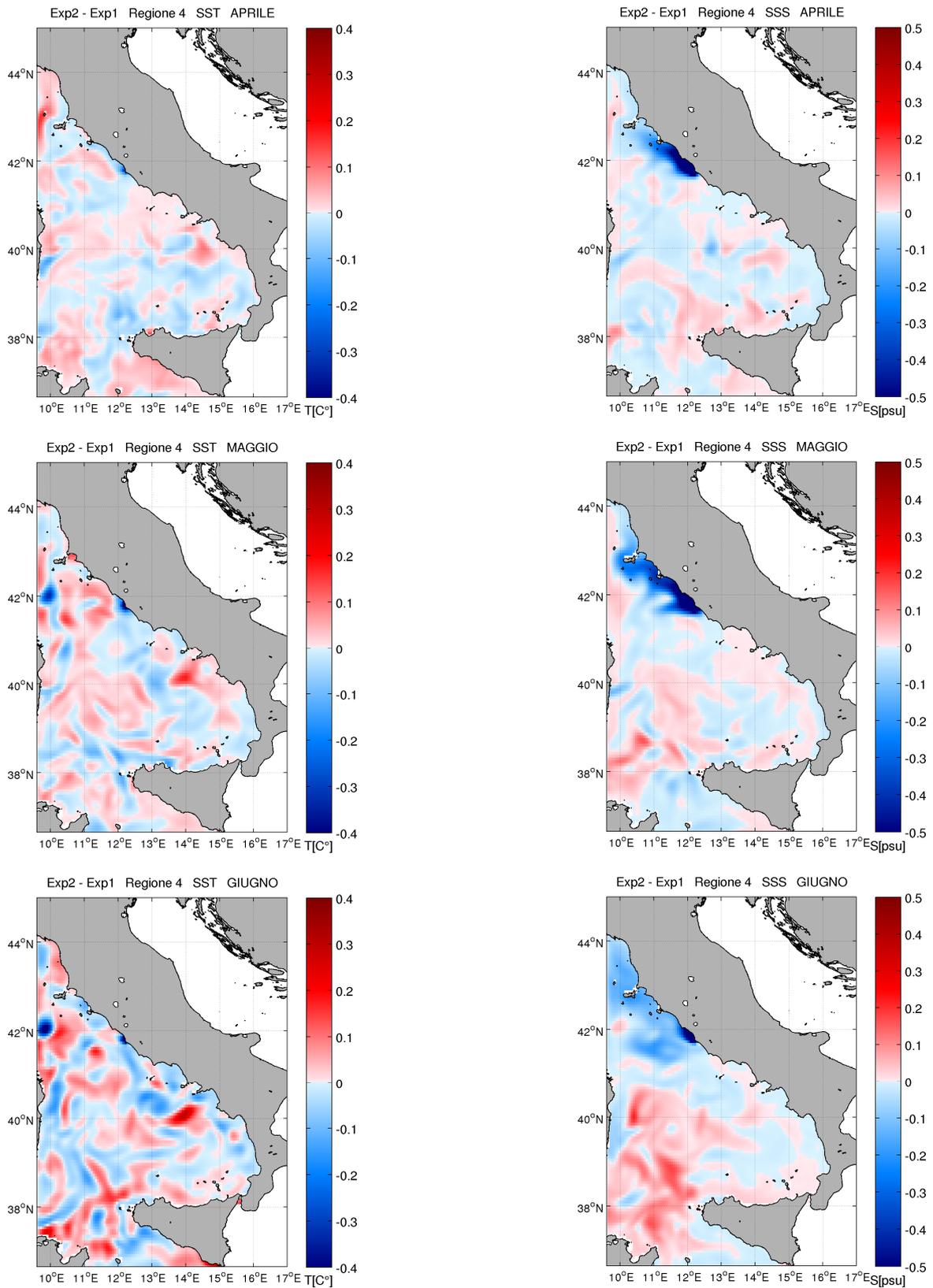


Fig. 4.19 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 4.

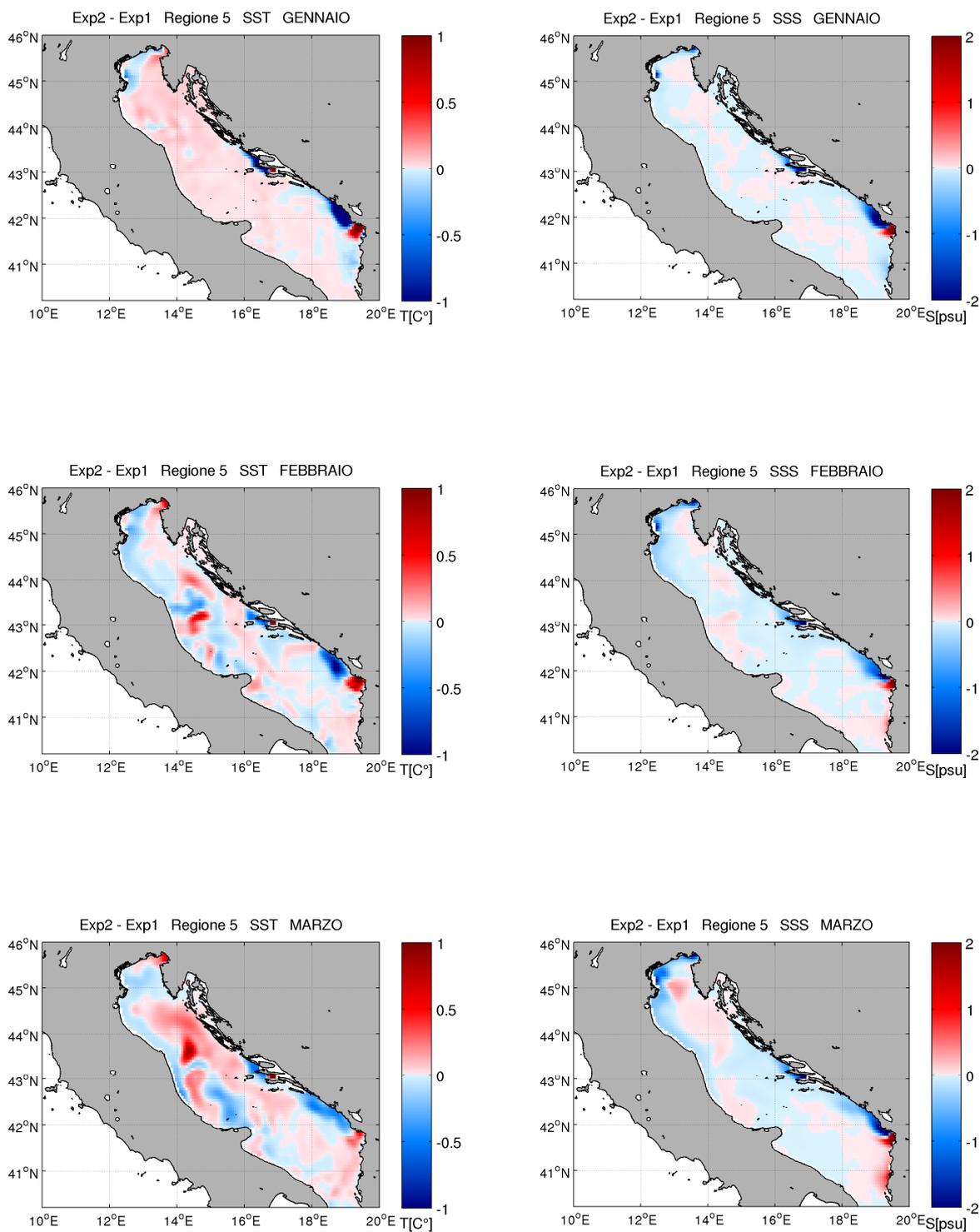


Fig. 4.20 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 5.

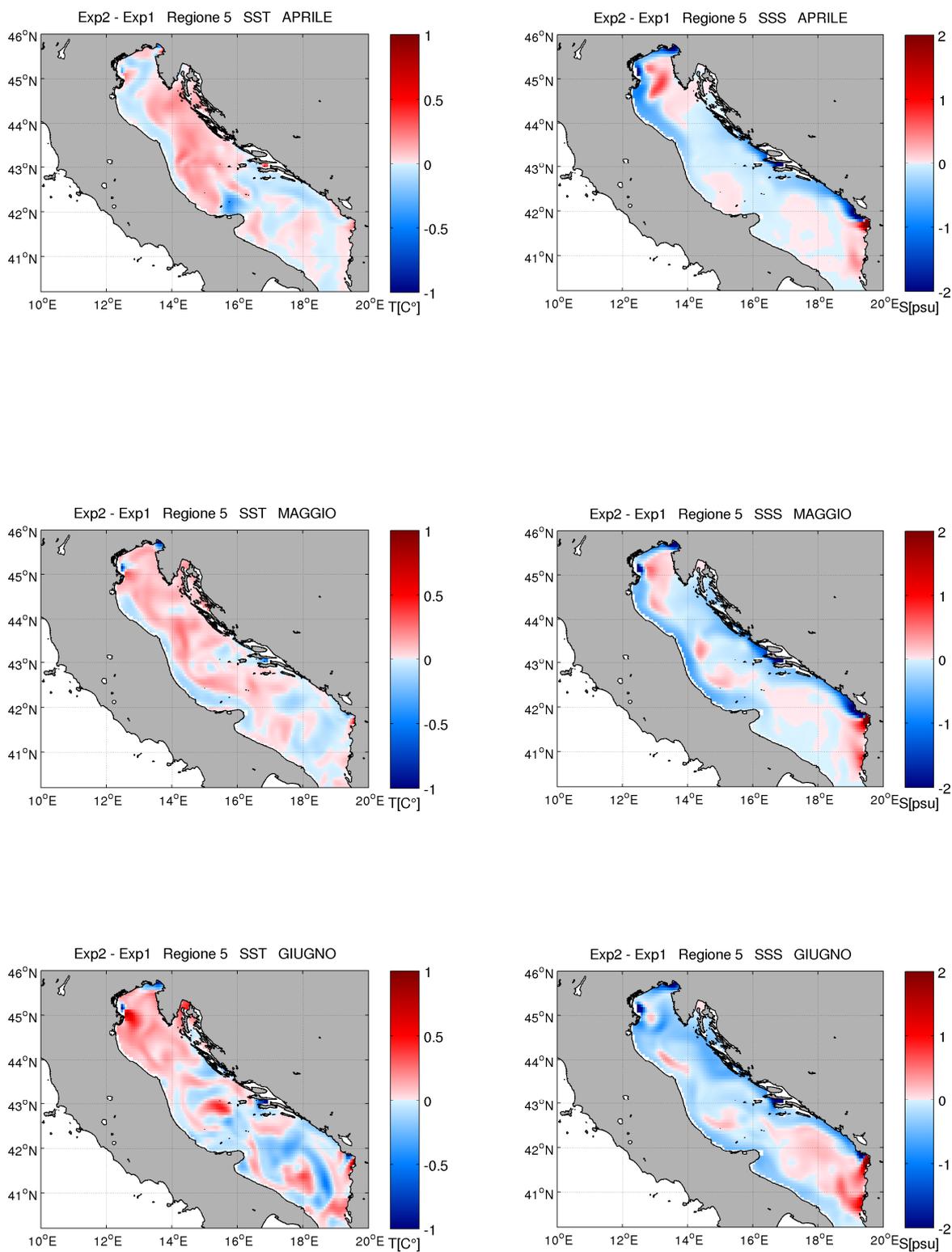


Fig. 4.21 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 5.

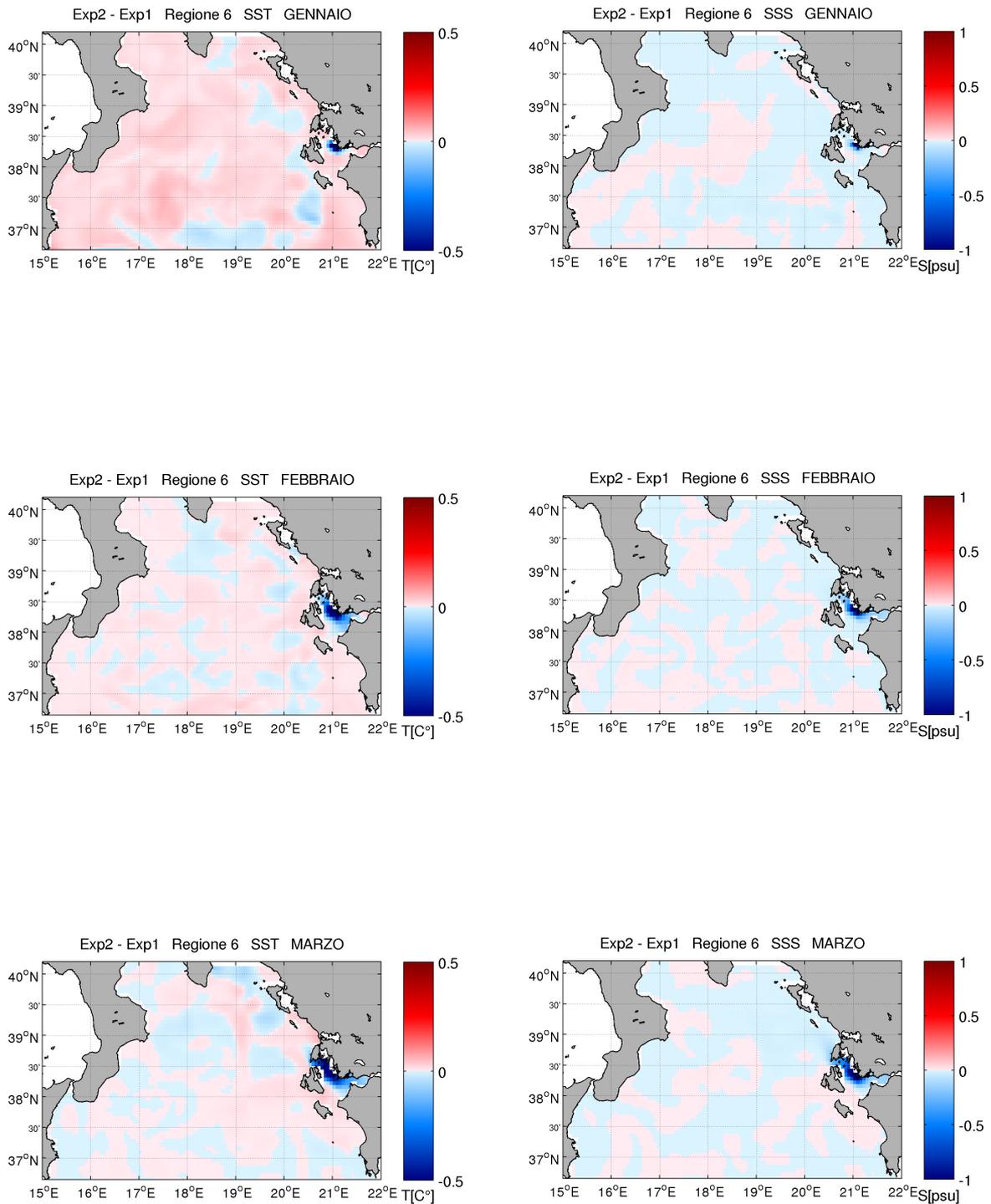


Fig. 4.22 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 6.

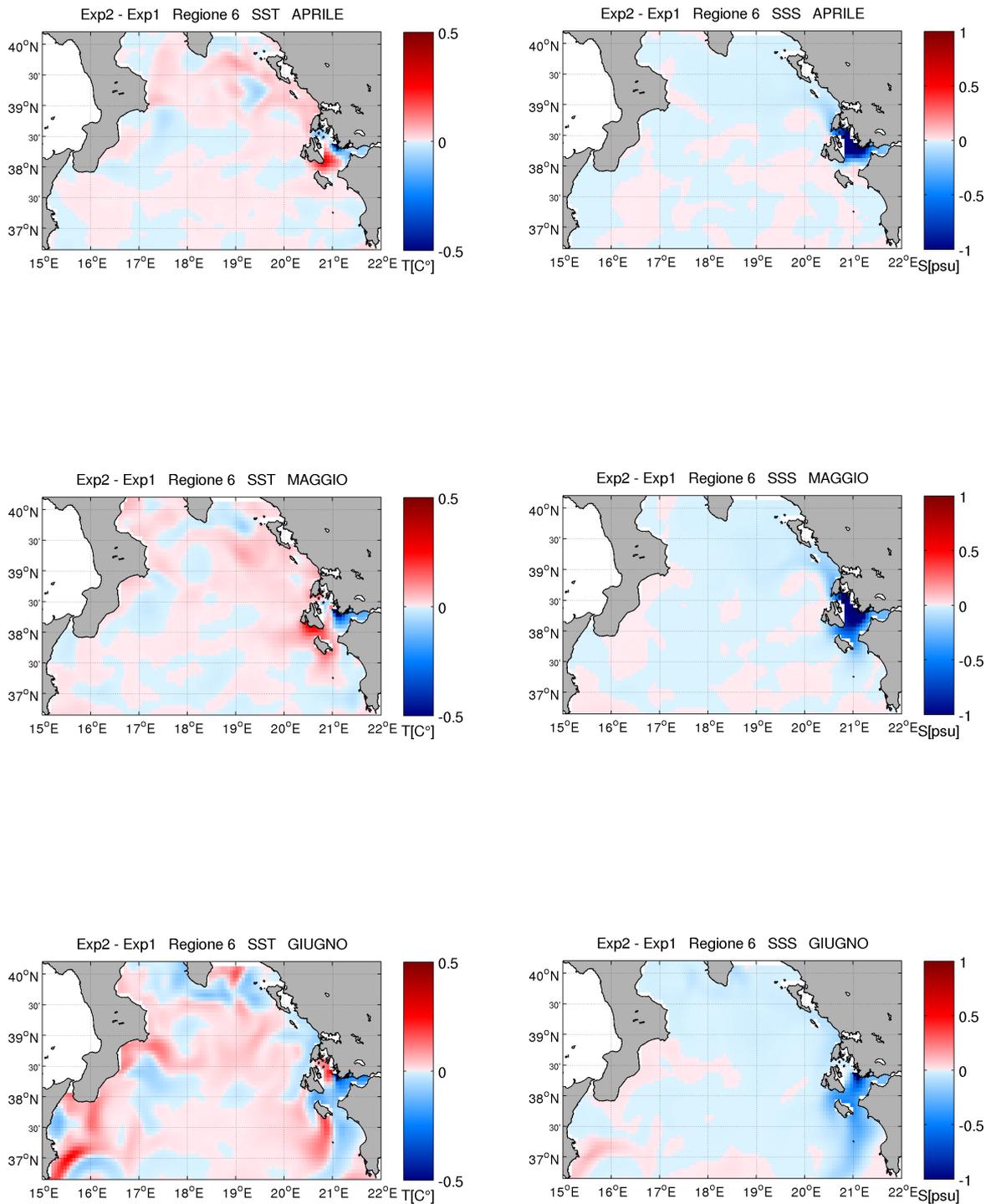


Fig. 4.23 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 6.

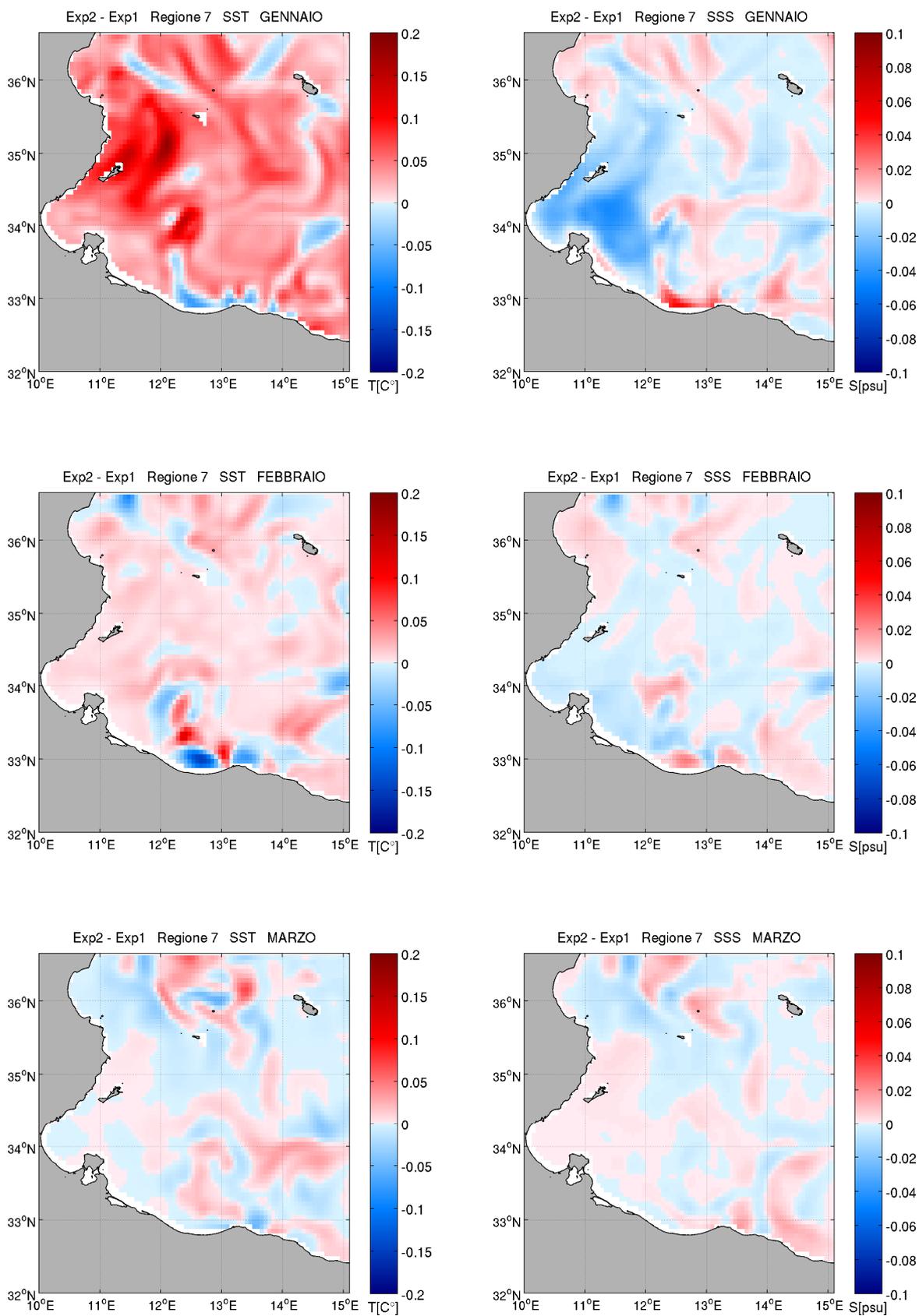


Fig. 4.24 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 7.

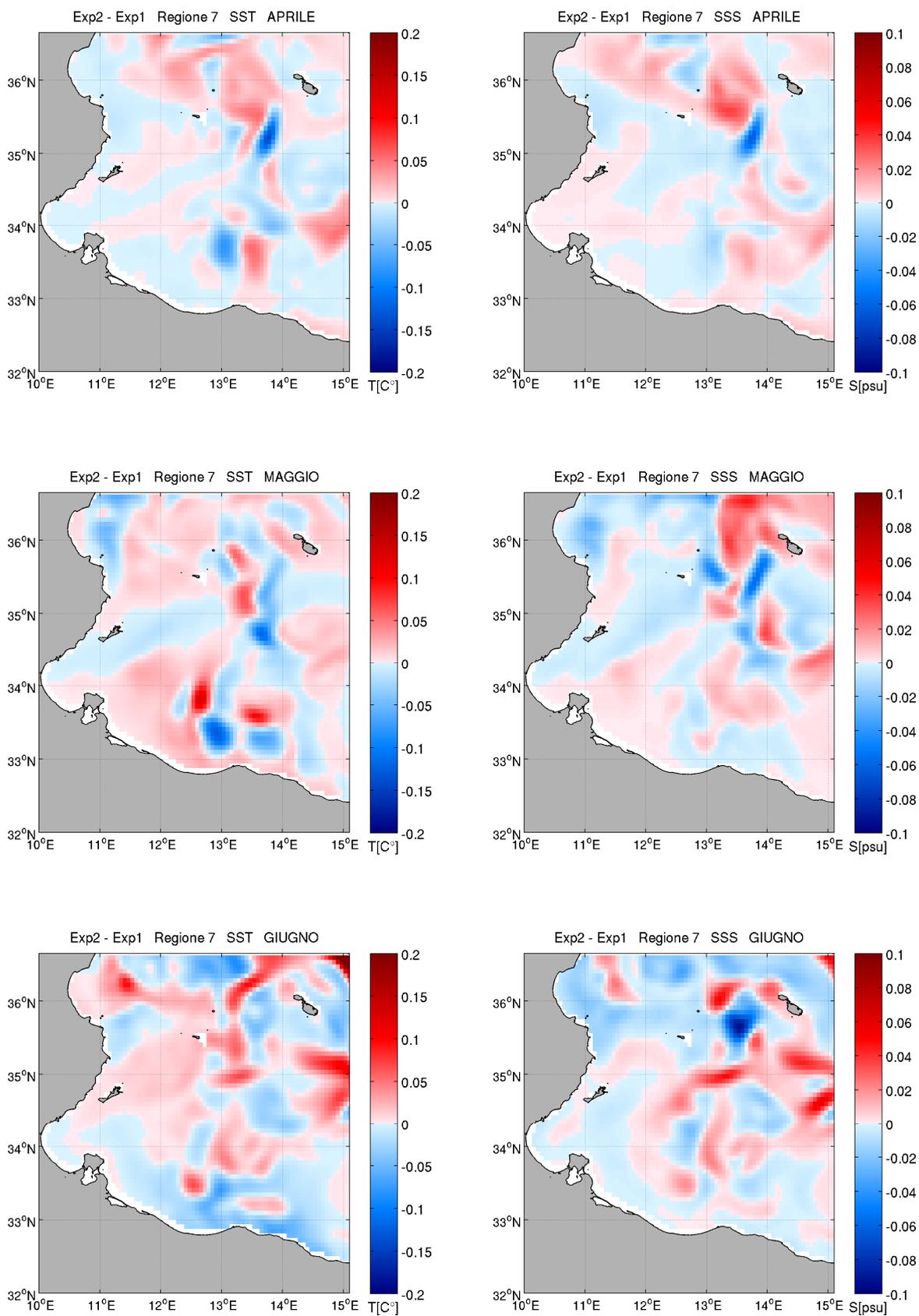


Fig. 4.25 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 7.

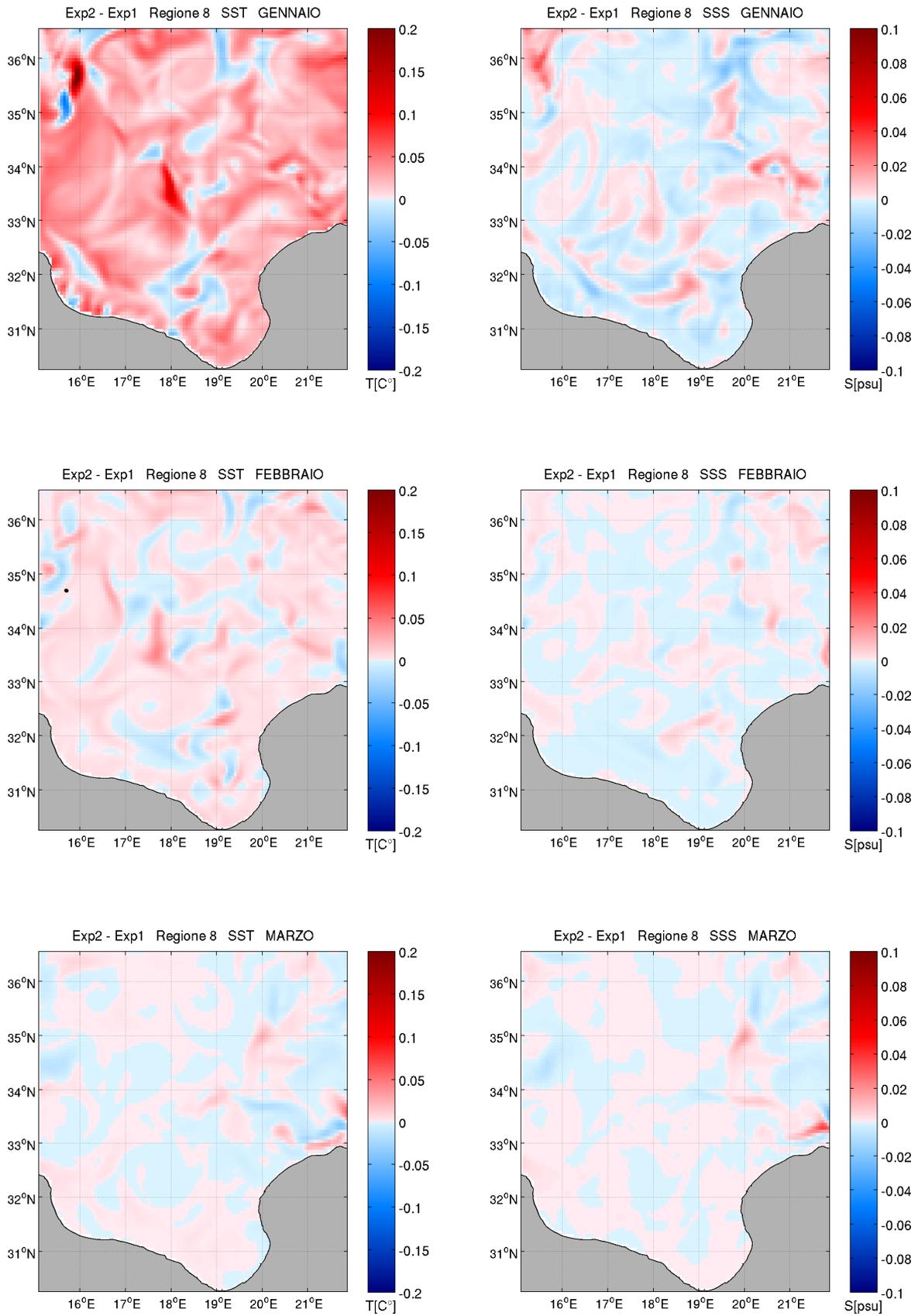


Fig. 4.26 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 8.

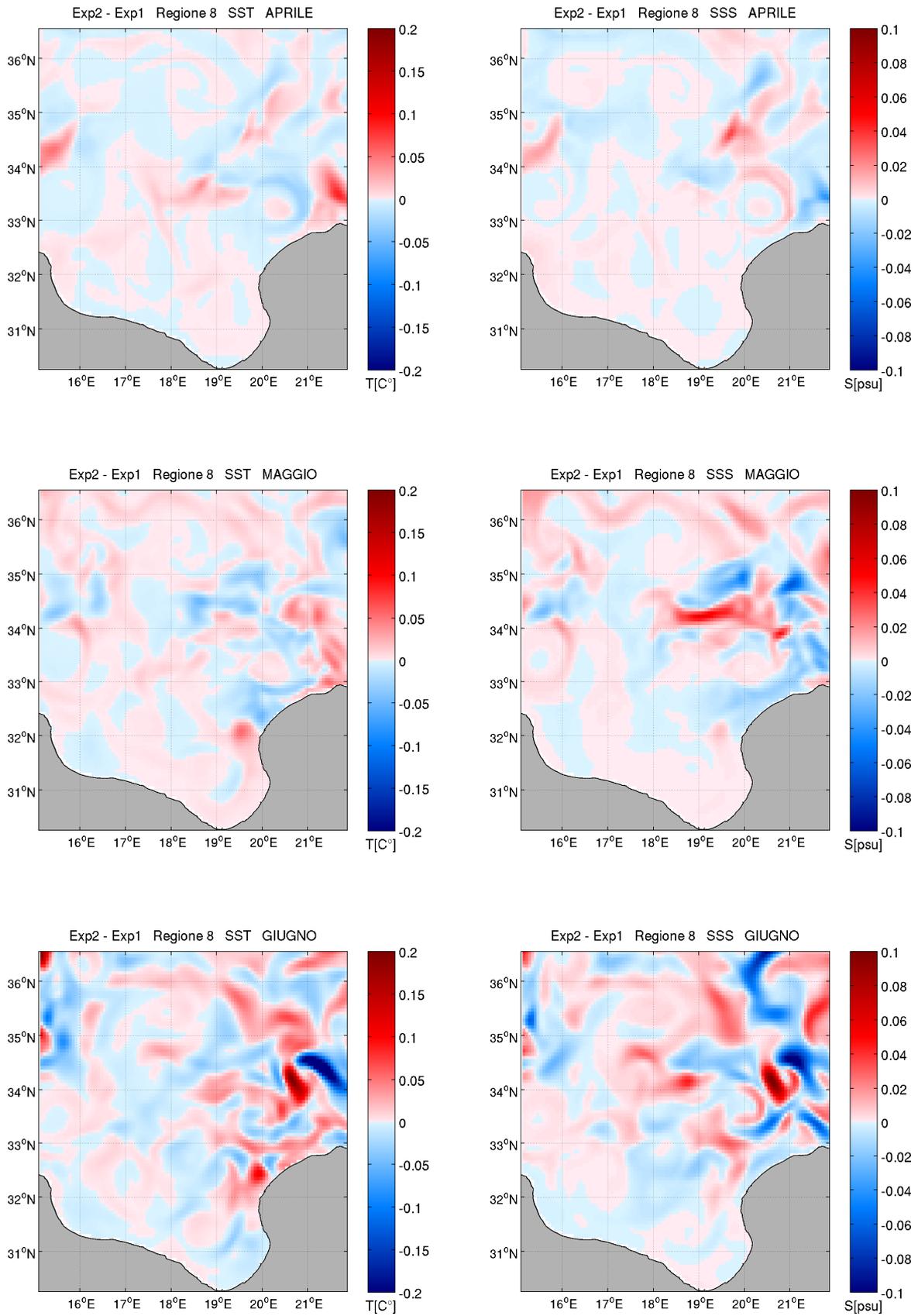


Fig. 4.27 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 8.

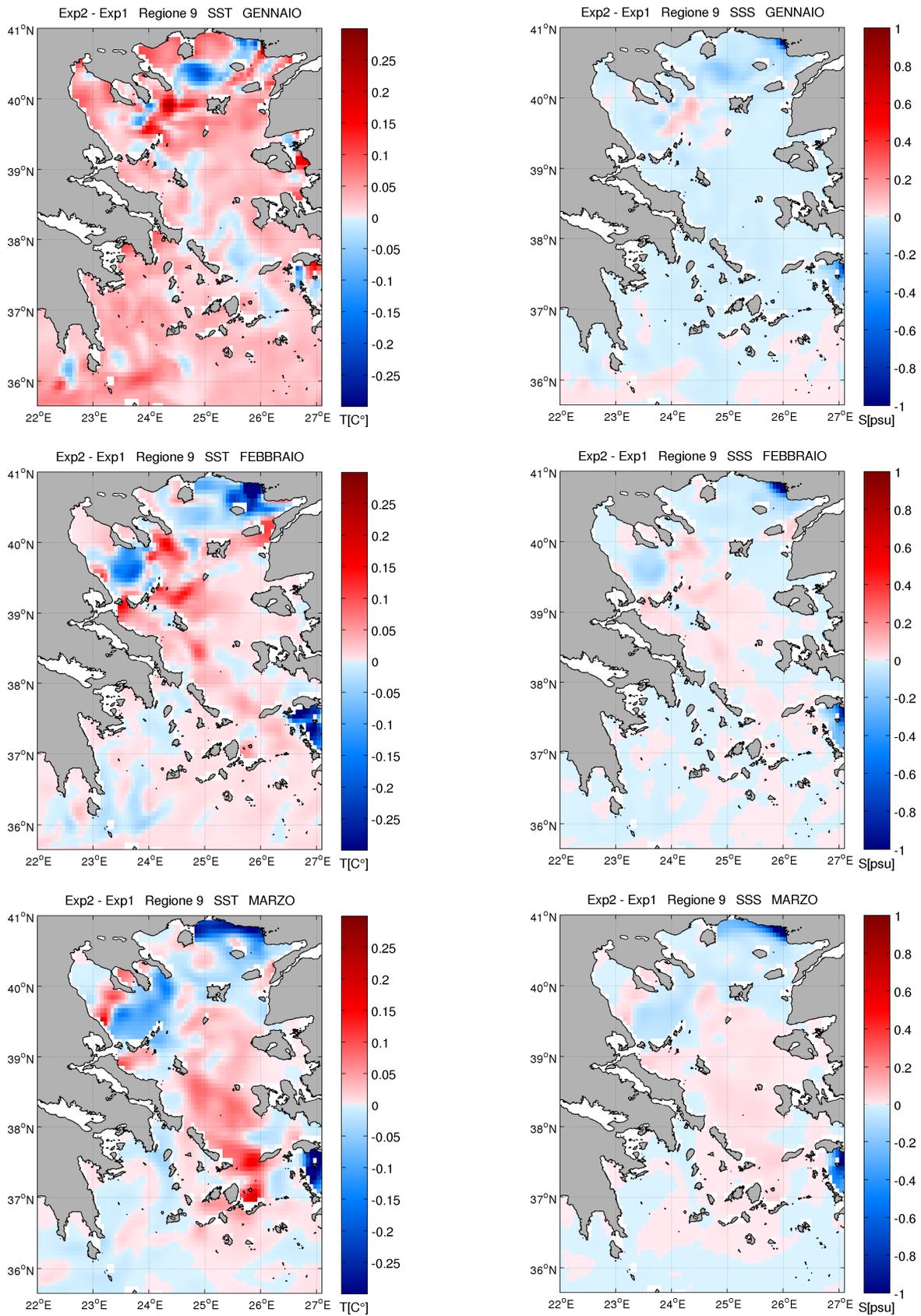


Fig. 4.28 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 9.

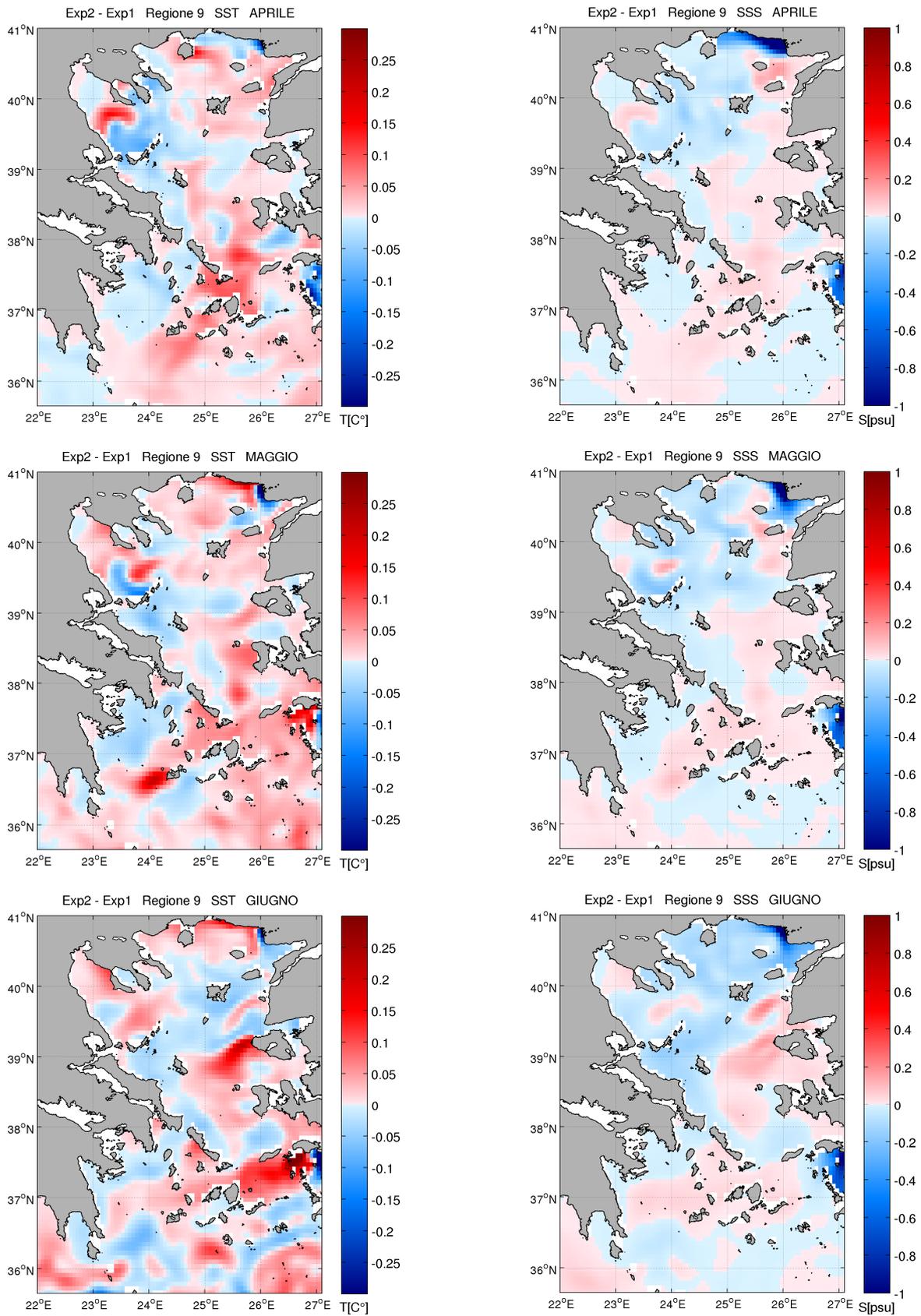


Fig. 4.29 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 9.

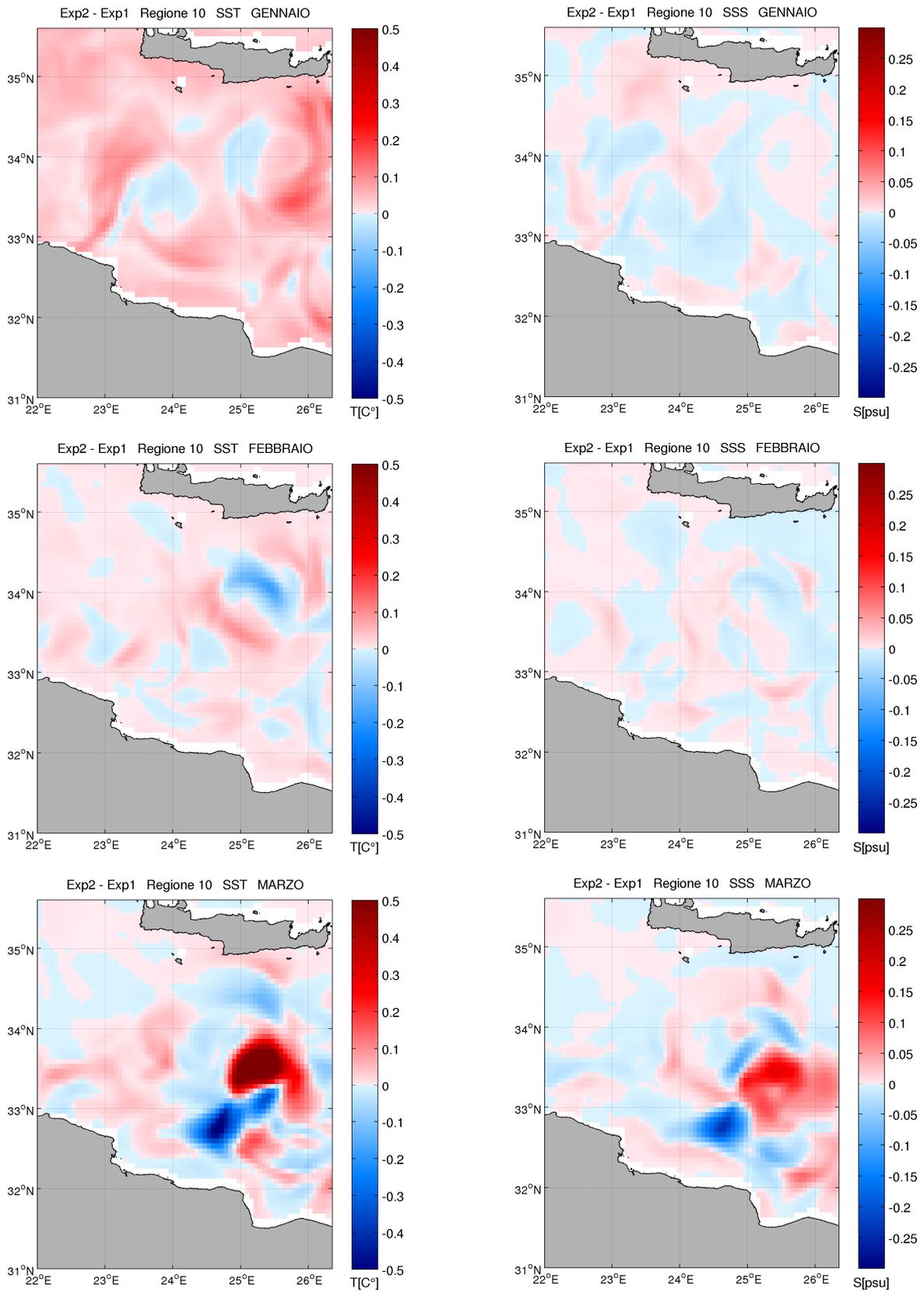


Fig. 4.30 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 10.

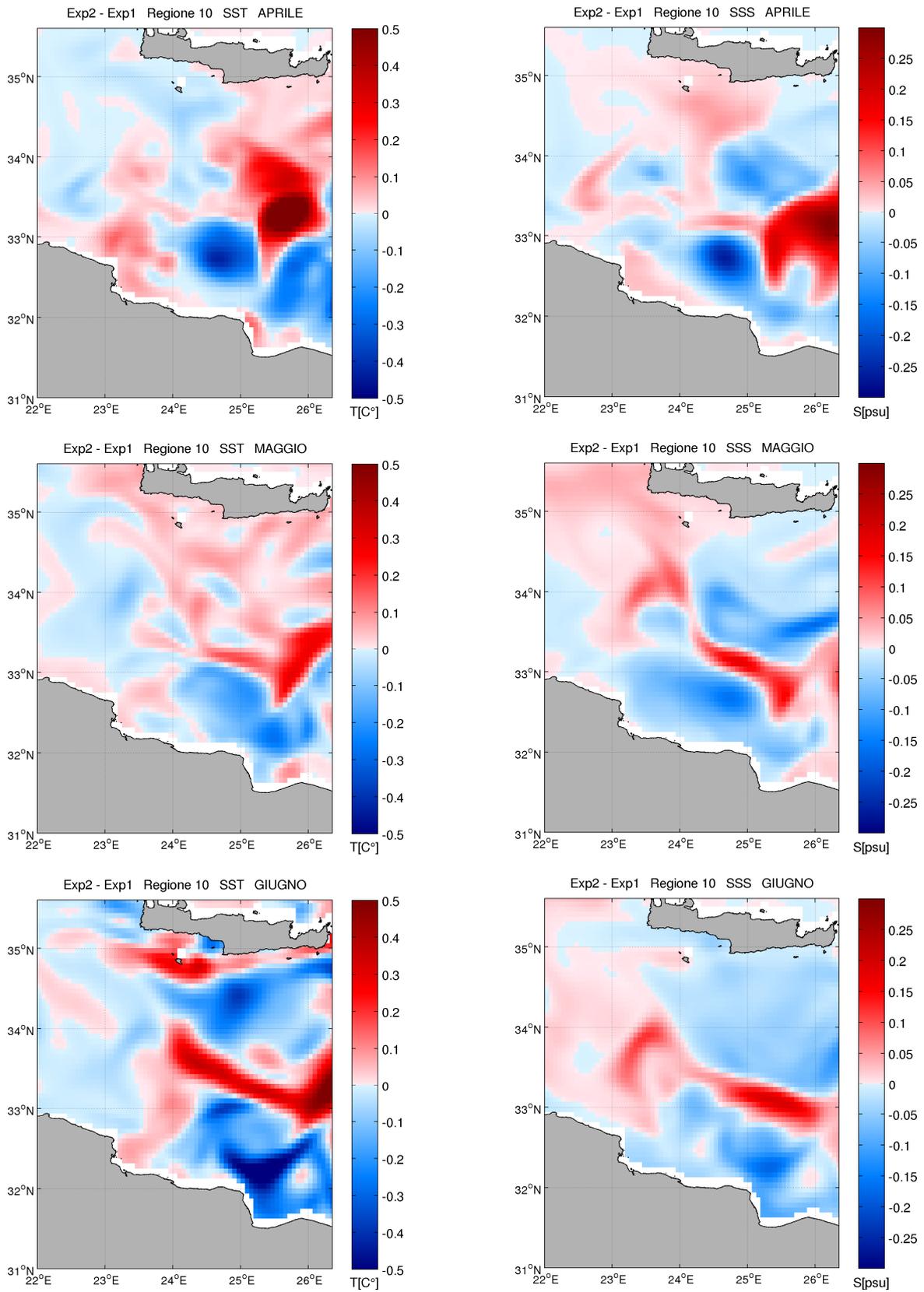


Fig. 4.31 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 10.

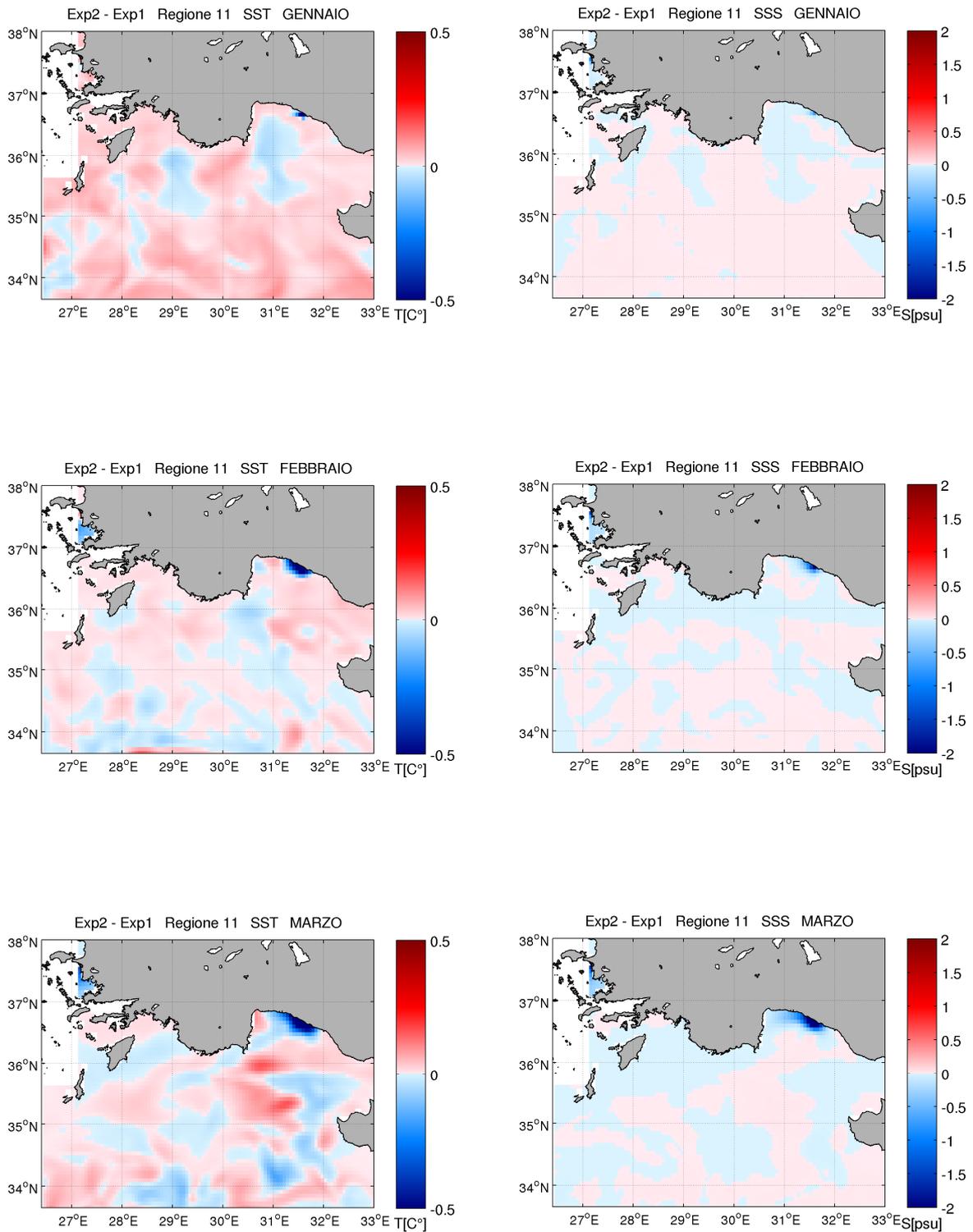


Fig. 4.32 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 11.

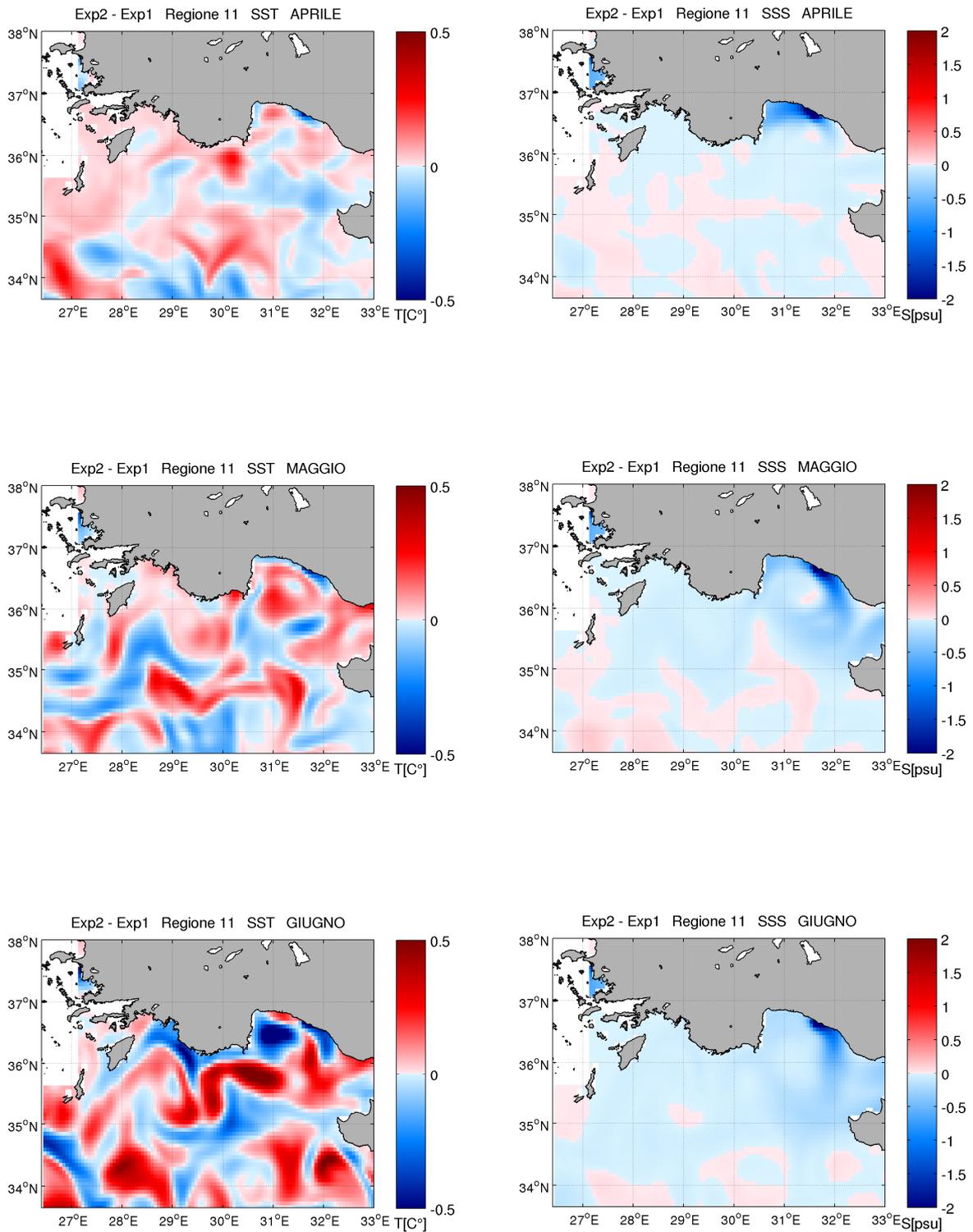


Fig. 4.33 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 11.

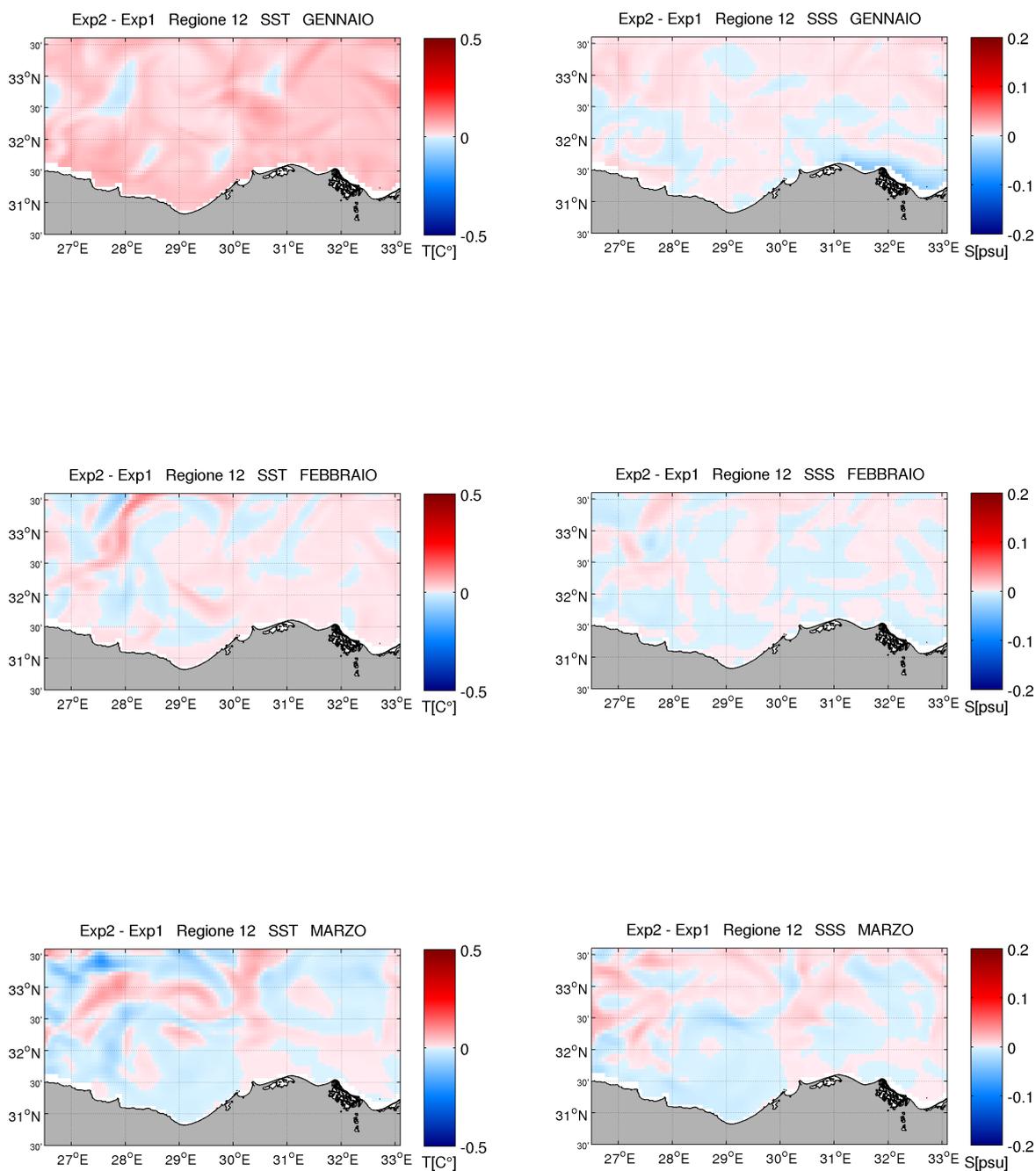


Fig. 4.34 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 12.

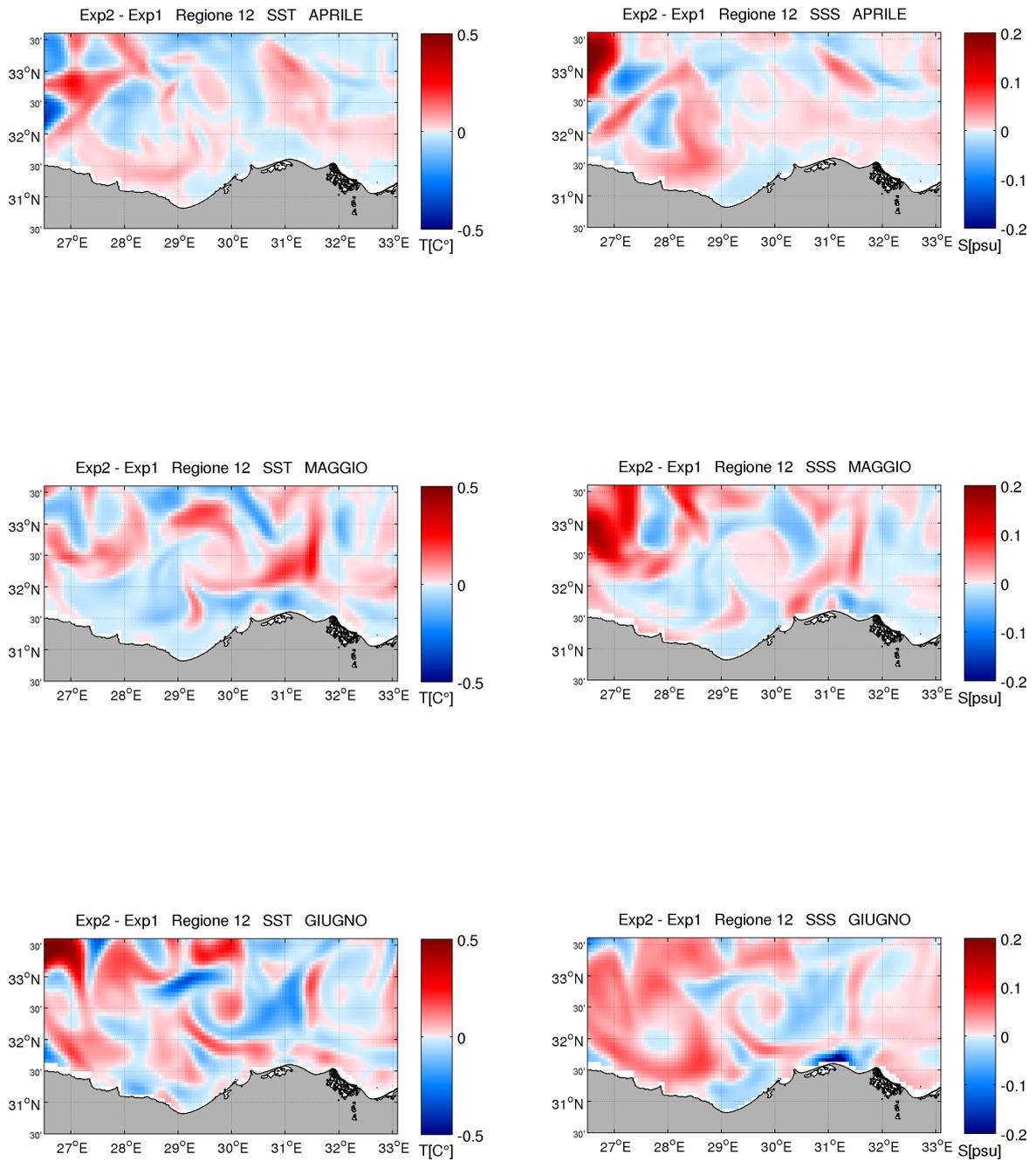


Fig. 4.35 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 12.

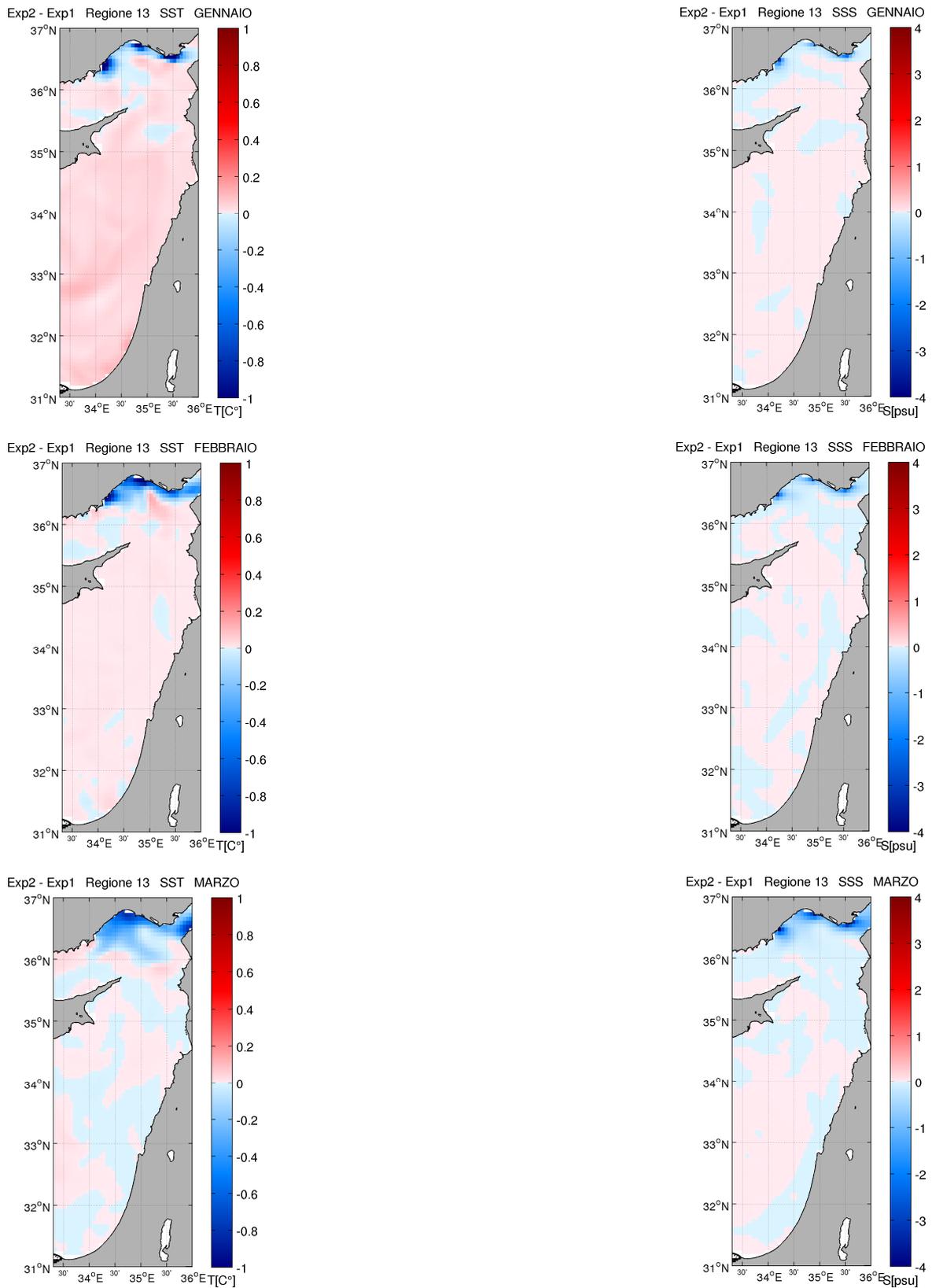


Fig. 4.36 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 13.

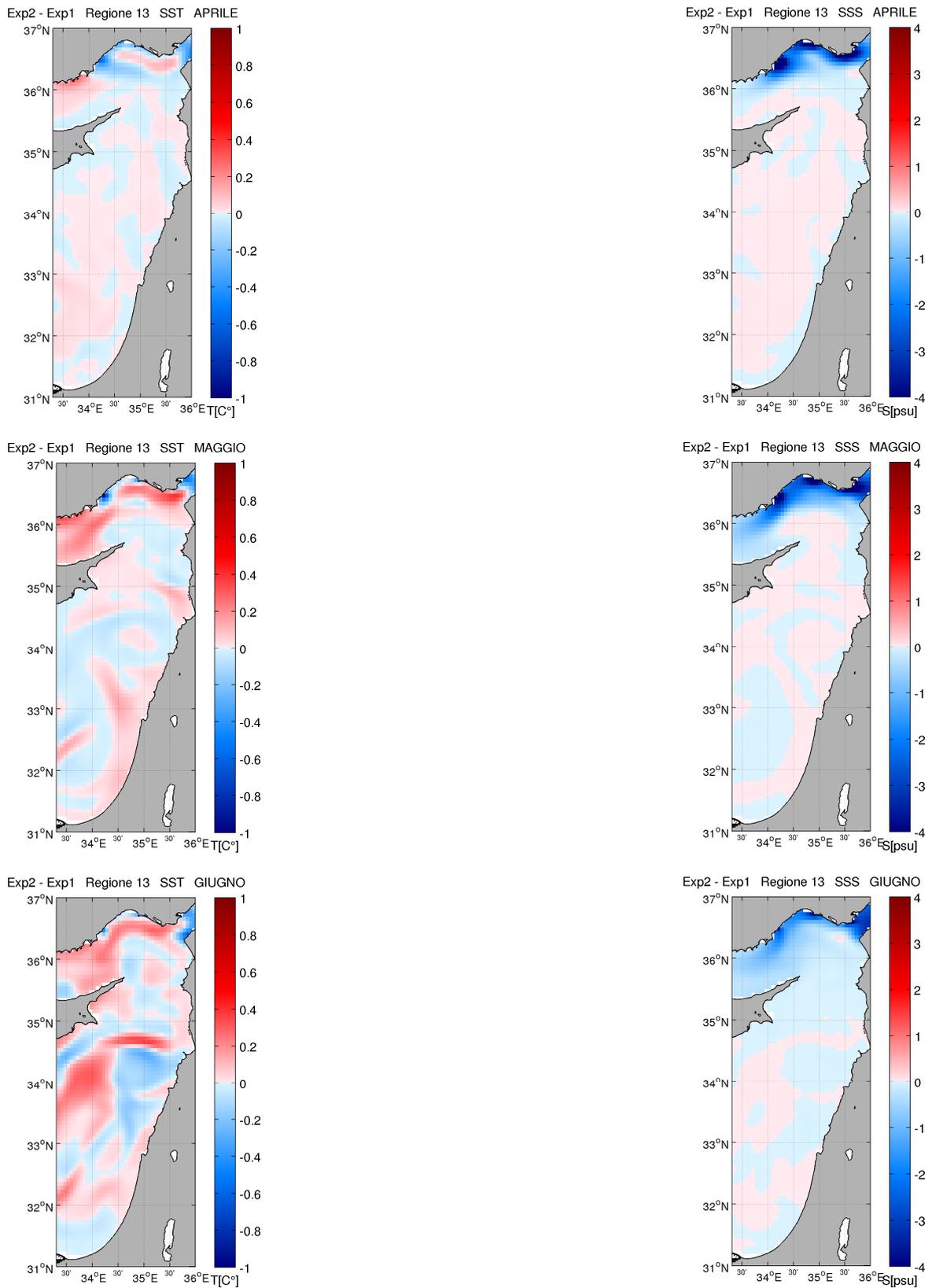


Fig. 4.37 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp2 e Exp1 nei mesi da aprile a giugno per la regione 13.

Differenze Exp3 – Exp2

Le differenze di temperatura e salinità superficiali tra Exp3 e Exp2 sono rappresentate in fig. da 4.37 a

Regione 1

Si osservano differenze nei campi superficiali di temperatura e salinità solo per i mesi di maggio e giugno. L'anomalia positiva del campo di temperatura che si nota in maggio nelle vicinanze di Gibilterra si distribuisce nel mese di giugno lungo la costa nordafricana, probabilmente anche grazie all'influenza della corrente algerina.

Regione 2

Si notano differenze nei campi superficiali di temperatura e salinità a partire dal mese di aprile. Zone di anomalia di temperatura e salinità particolarmente evidenti si osservano nel mese di giugno in corrispondenza delle strutture principali della regione, quali il giro a sud delle Baleari e il sistema di giri e meandri formati dalla corrente algerina a sud-ovest della Sardegna.

Regione 3

La regione presenta notevoli differenze di temperatura e salinità tra Exp2 e Exp3. Per entrambi i parametri si nota un'evidente zona di anomalia al largo del Golfo del Leone, (a circa 4° di longitudine E e tra 41 e 42 ° di latitudine N) molto accentuata nel campo di temperatura superficiale nel mese di giugno.

Nel campo di salinità si nota un'anomalia positiva all'interno del golfo del Leone che si evolve dal mese di aprile a quello di giugno.

Le importanti variazioni che si riscontrano nei campi superficiali in una regione così lontana da quella (regione 13) in cui in Exp3 sono stati modificati il regime idrologico e lo scarico a mare del fiume Nilo potrebbero essere dovuti alla variazione della salinità superficiale nel Bacino Levantino causata proprio dall'aumento della portata del Nilo implementata in Exp3.

L'Acqua Intermedia Levantina (LIW) si forma nella stagione invernale principalmente nella zona del giro di Rodi; la LIW è alimentata dall'Acqua Superficiale Levantina (LSW), una massa d'acqua ad alta salinità che si forma per intenso riscaldamento ed evaporazione

nel Bacino Levantino Orientale ed è trasferita verso la zona del giro di Rodi dalla circolazione ciclonica generale, per poi successivamente raffreddarsi ed aumentare la propria densità in inverno (Skloris *et al.*, 2004).

La variazione della salinità superficiale causata dalla modificata portata del Nilo potrebbe avere influenzato le caratteristiche della LSW e quindi le condizioni iniziali di salinità per la formazione della LIW; successivamente la LIW potrebbe aver veicolato in Exp3 acqua con caratteristiche differenti rispetto ad Exp2 attraverso lo stretto di Sicilia sino alla zona del Golfo del Leone (e quindi alla regione 3), influenzando la stabilità della colonna d'acqua e provocando anomalie superficiali nei campi di temperatura e salinità.

Regione 4

Le anomalie di temperatura e salinità che si osservano in questa regione a partire dal mese di aprile potrebbero essere dovute, come nel caso della regione 3, a caratteristiche diverse della LIW tra Exp2 e Exp3 che influenzano la stabilità della colonna d'acqua: si può infatti notare come le differenze maggiori siano concentrate nella parte centro-meridionale del Mar Tirreno, che è interessata dal fluire di uno dei rami della LIW che poi esce dal Tirreno scorrendo a sud della Sardegna.

Regione 5

Le anomalie che si osservano nei campi di temperatura e salinità sono concentrate nella zona meridionale del Mar Adriatico: questo suggerisce che ci possa essere un'influenza dell'Acqua Superficiale Ionica (ISW) e della LIW, che entrano nel Mediterraneo attraverso lo Stretto di Otranto.

La ISW è alimentata da acque che si originano nel Mar Egeo e da acque che arrivano direttamente dal Bacino Levantino attraverso il passaggio di Creta, entrambe influenzate dallo scarico a mare del fiume Nilo.

Analogamente la LIW è alimentata dalle acque intermedie del Mare di Creta, che sono influenzate dallo scarico a mare del Nilo (Skloris *et al.*, 2004).

Regione 6

Non si notano particolari anomalie di temperatura e salinità, tuttavia si osservano alcune differenze tra Exp2 e Exp3 nella zona prospiciente la costa albanese.

Regione 7

Si riscontrano anomalie nei campi superficiali di temperatura e salinità per i mesi di maggio e giugno, concentrate nella zona a nord della regione, al largo della costa tunisina, che probabilmente risente del fluire della LIW.

Regione 8

Non si ravvisano particolari differenze tra Exp2 e Exp3; solo nel mese di giugno si osservano due anomalie di temperatura che per posizione potrebbero risultare influenzate dal giro del Peloponneso e dal giro Ionico Occidentale.

Regione 9

Nella zona nord della regione si osservano importanti anomalie del campo superficiale di salinità a partire dal mese di aprile, mentre per il campo di temperatura si osservano anomalie più uniformemente distribuite, che solo nel mese di giugno si concentrano nella zona sud della regione.

Regione 10

A partire dal mese di marzo si osservano importanti differenze nei campi superficiali di temperatura e salinità tra Exp2 e Exp3.

La collocazione delle anomalie che si evidenziano nei mesi di marzo e aprile e la loro distribuzione su un'area più vasta in maggio e giugno induce a pensare che possano essere controllate dal giro di Ierapetra, che domina nel tardo periodo invernale la dinamica della regione.

Regione 11

Le differenze nei campi di salinità e temperatura che si possono osservare potrebbero essere state veicolate nella regione dalla zona di influenza del fiume Nilo attraverso la Corrente del Bacino Levantino Centrale e la Corrente dell'Asia Minore, che fluisce a nord di Cipro.

Regione 12

Nelle zone prospicienti Damietta e Rosetta (dove in Exp3 è stato implementato lo scarico amare del fiume Nilo) si notano importanti anomalie negative di temperatura e salinità, dovute all'aumentato scarico a mare del Nilo in Exp3.

L'anomalia nel campo superficiale di salinità risulta più persistente e ben osservabile nell'intero periodo di simulazione: da gennaio ad aprile tale anomalia viene distribuita lungo la costa egiziana in direzione ovest-est dalla Corrente Levantina Meridionale, mentre nei mesi di maggio e giugno la corrente costiera lambisce la costa egiziana in direzione ovest-est, determinando una distribuzione dell'anomalia di salinità verso la parte occidentale del Bacino Levantino.

Nel mese di giugno si nota inoltre un'anomalia positiva al centro del tratto di costa prospiciente il delta del Nilo, tra le due anomalie negative prospicienti Damietta e Rosetta.

Regione 13

L'osservazione del campo superficiale di temperatura evidenzia come l'anomalia dovuta all'aumentato scarico a mare del fiume Nilo in Exp3 venga distribuita lungo la costa israeliana e libanese dalla Corrente dell'Asia Minore.

Il fenomeno è osservabile in maniera ancora più chiara per l'anomalia negativa di salinità superficiale, che mostra una graduale distribuzione lungo la costa libano-israeliana per tutto il periodo preso in considerazione.

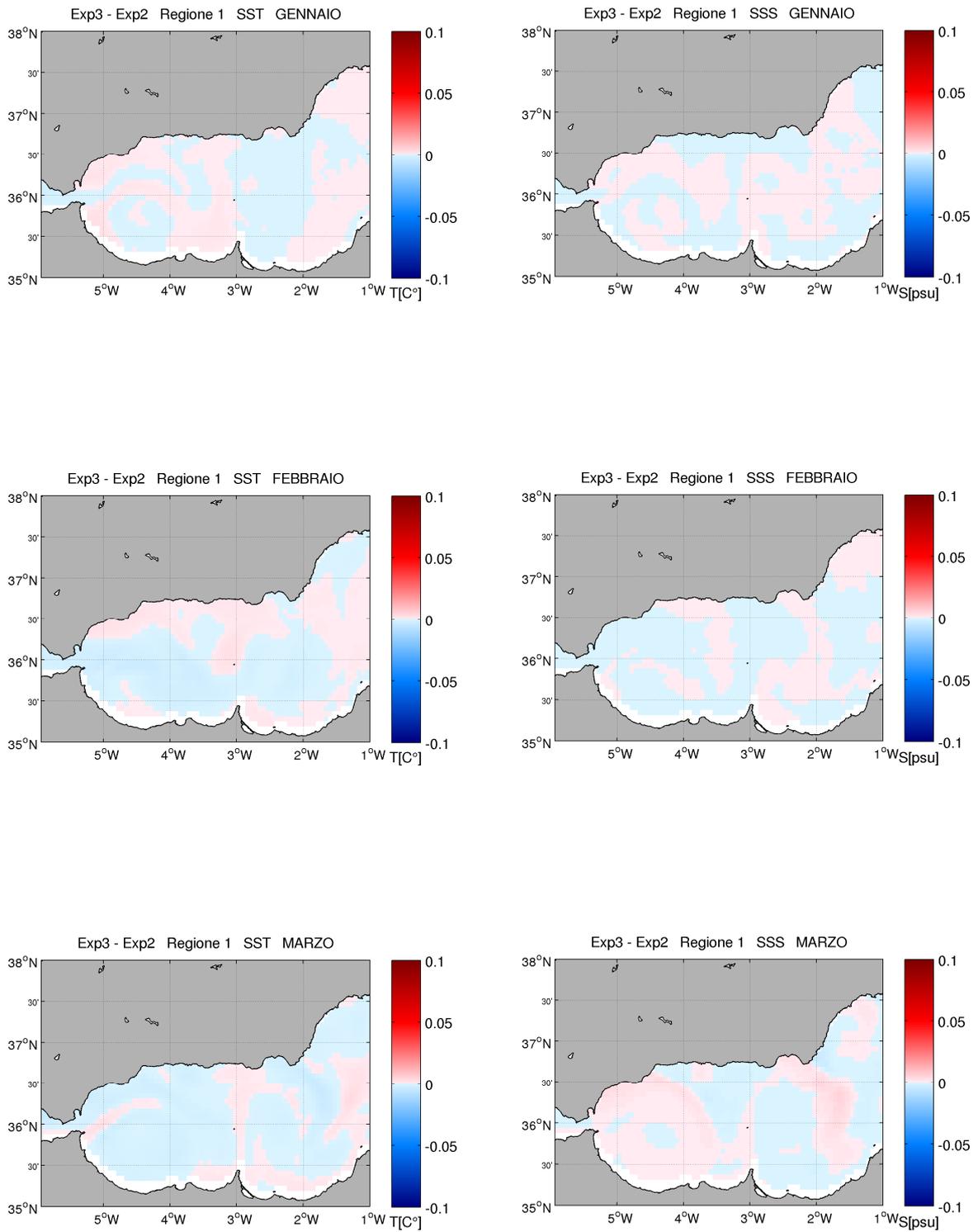


Fig. 4.38 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 1.

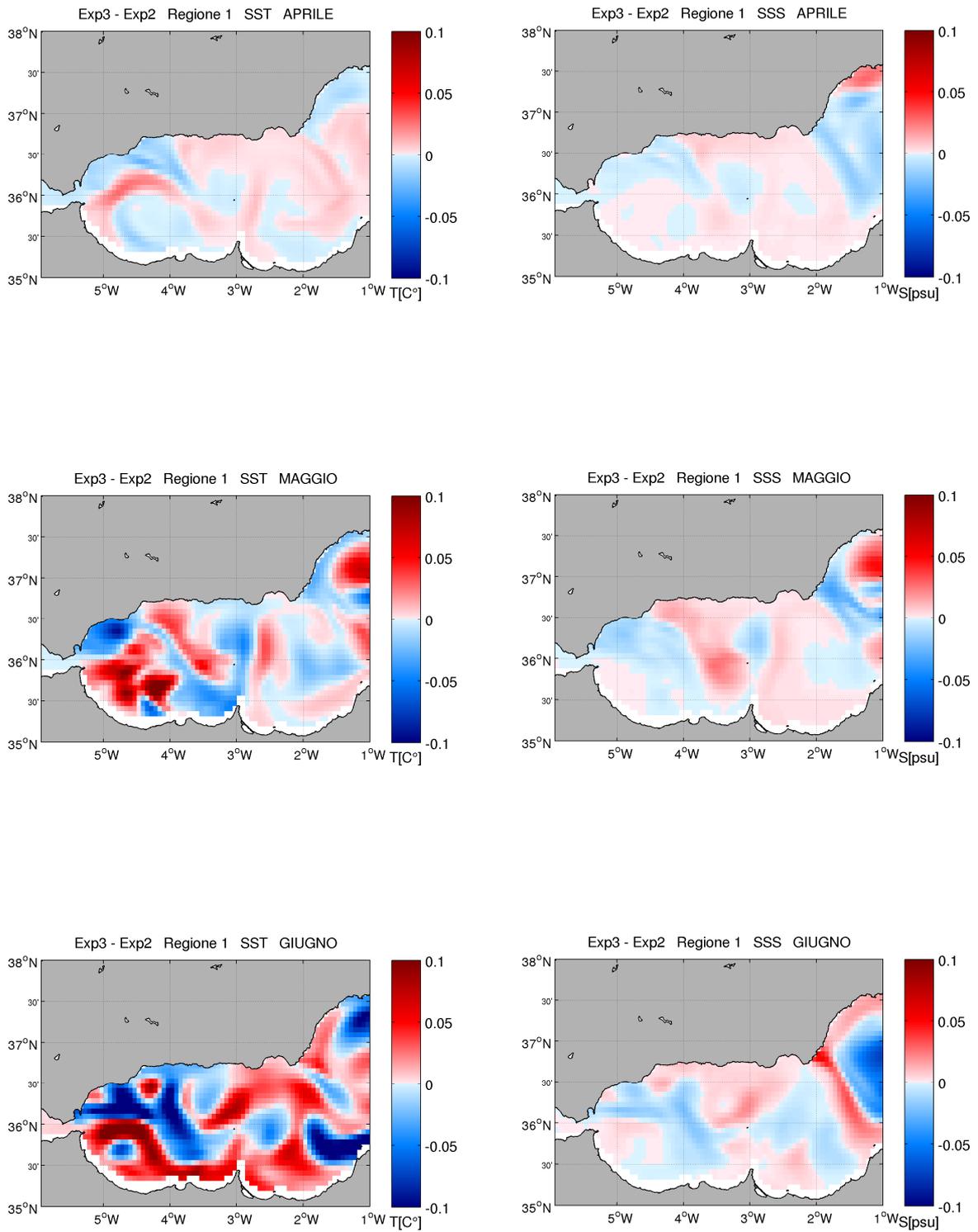


Fig. 4.39 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da marzo a giugno per la regione 1.

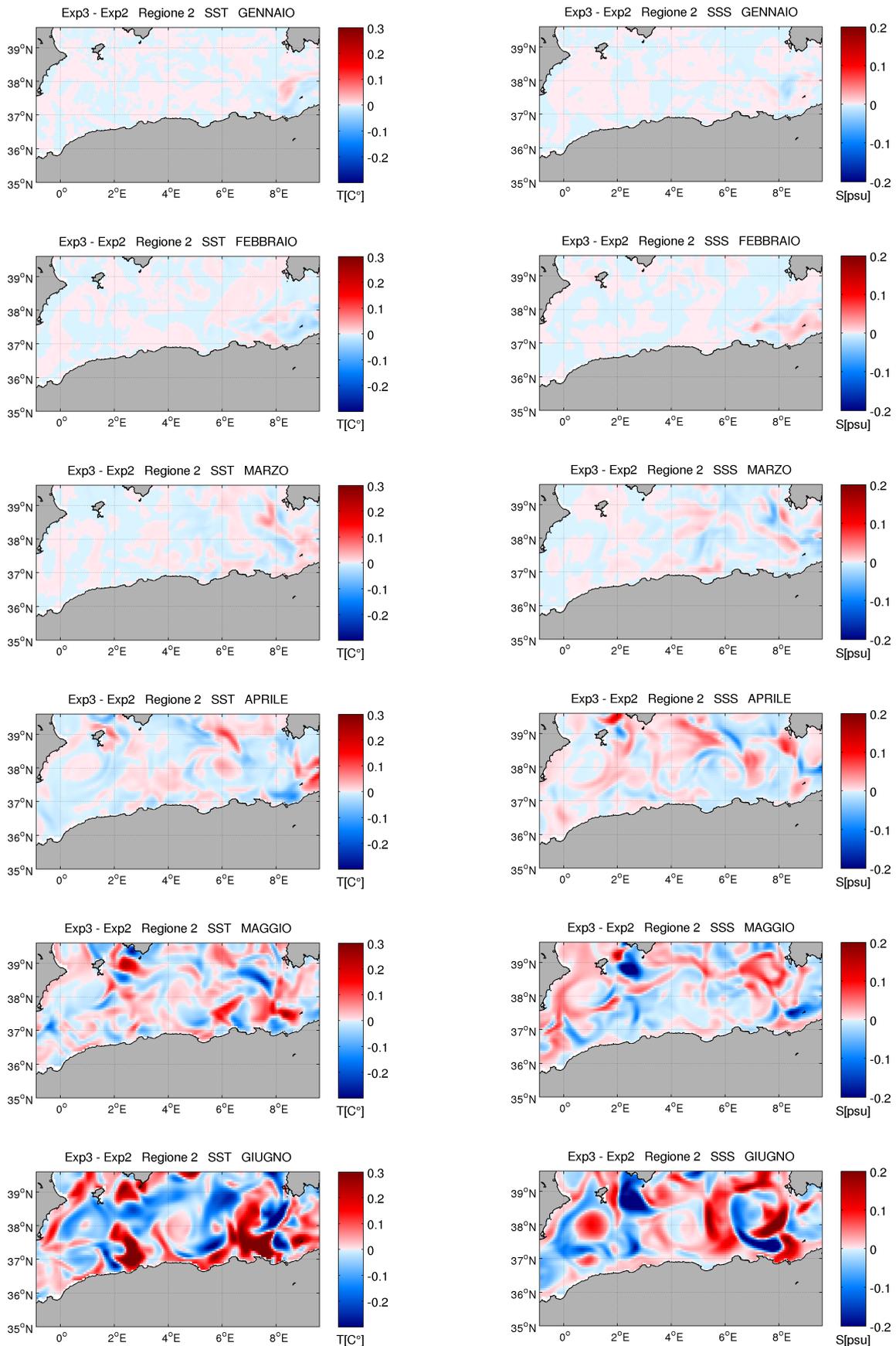


Fig. 4.40 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a giugno per la regione 2.

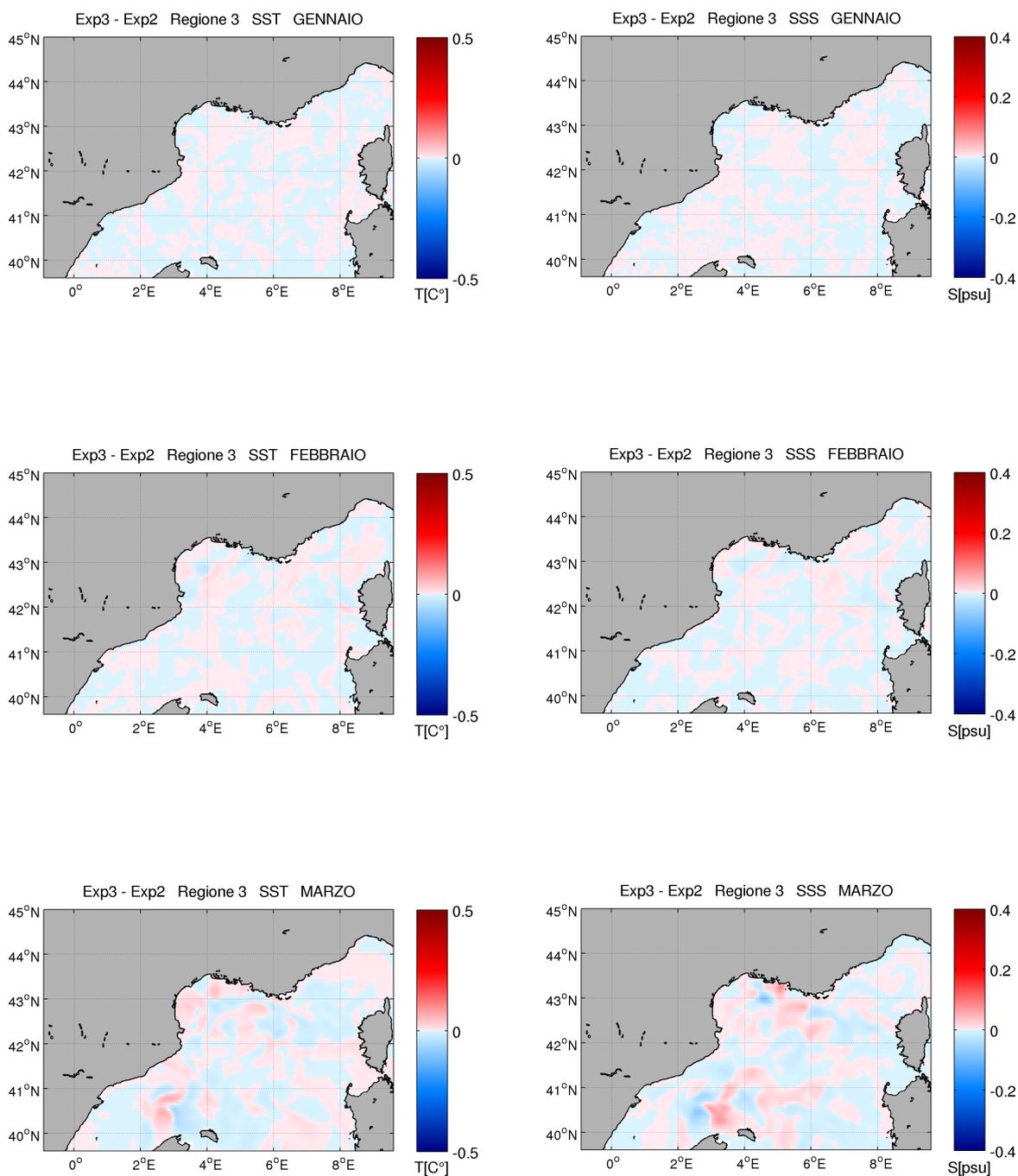


Fig. 4.41 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 3.

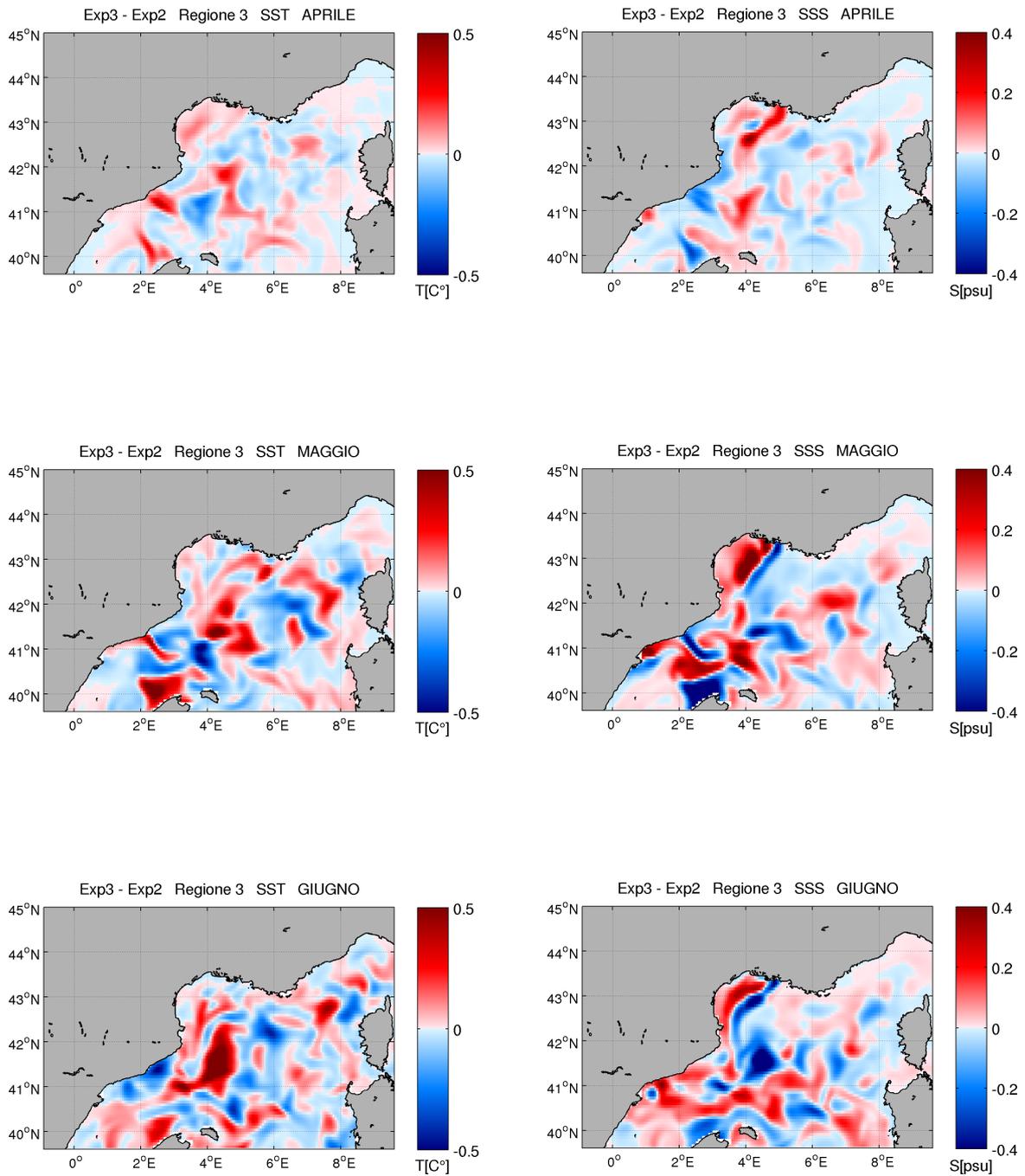


Fig. 4.42 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da aprile a giugno per la regione 3.

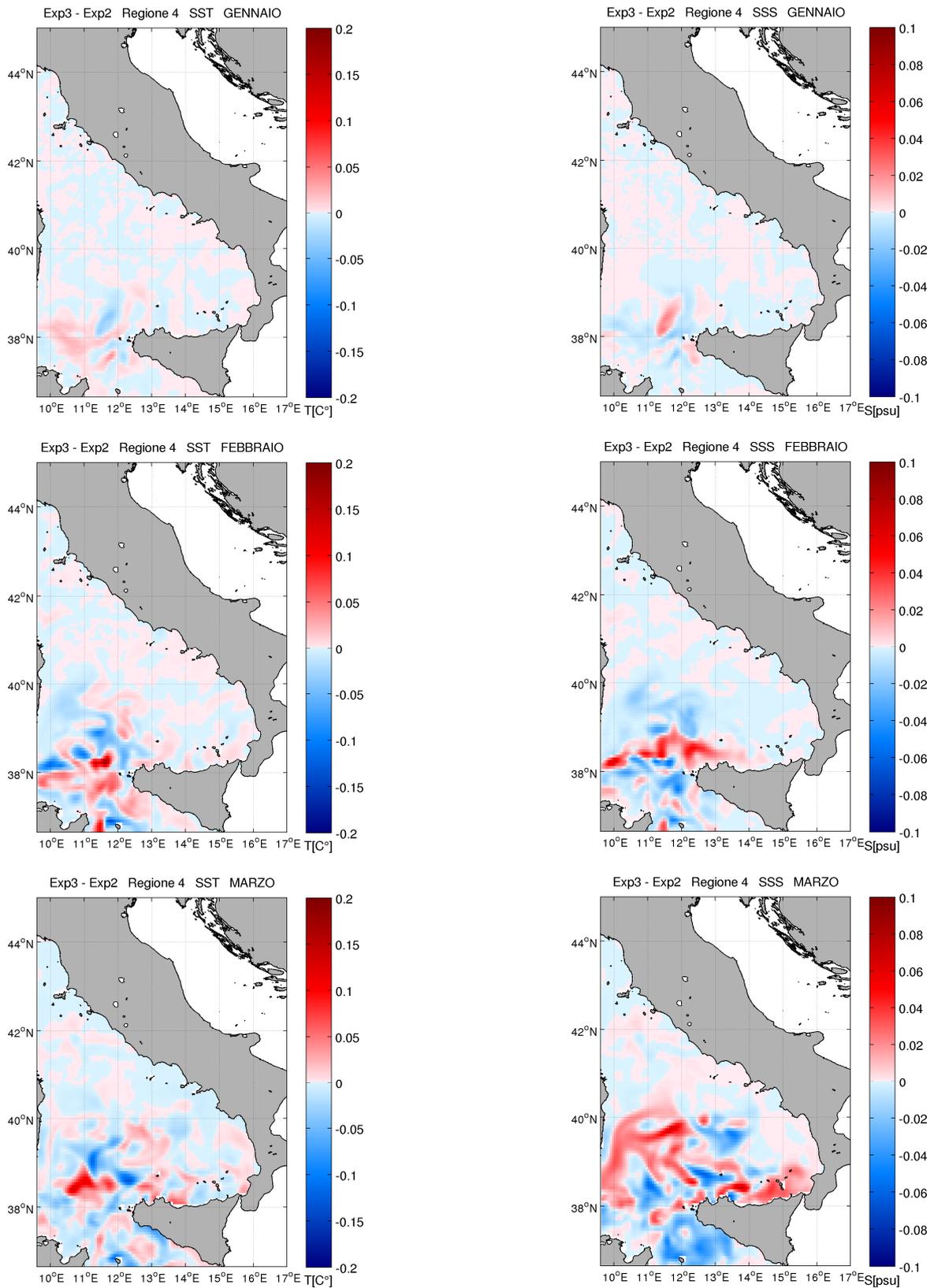


Fig. 4.43 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 4.

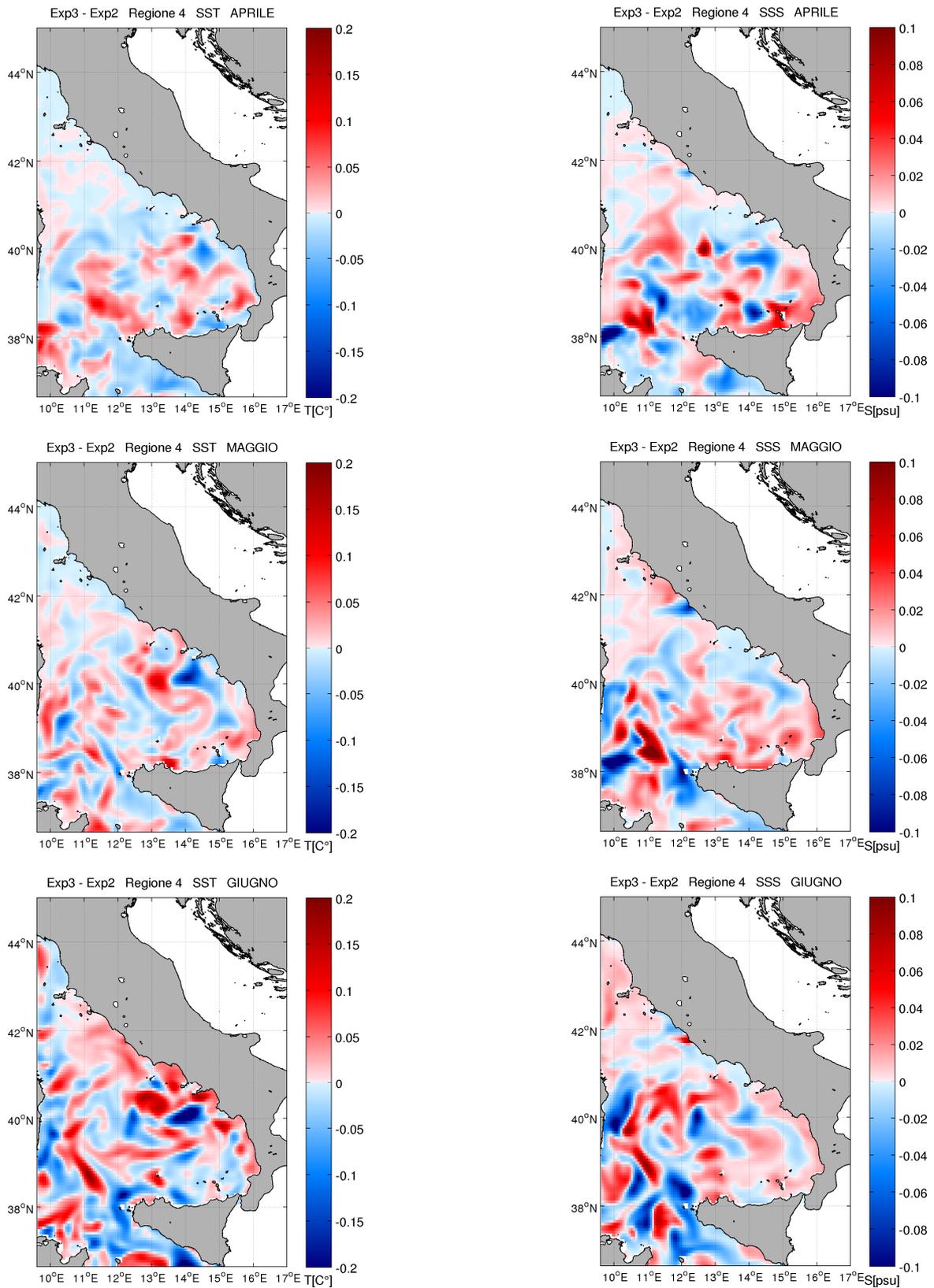


Fig. 4.44 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da aprile a giugno per la regione 4.

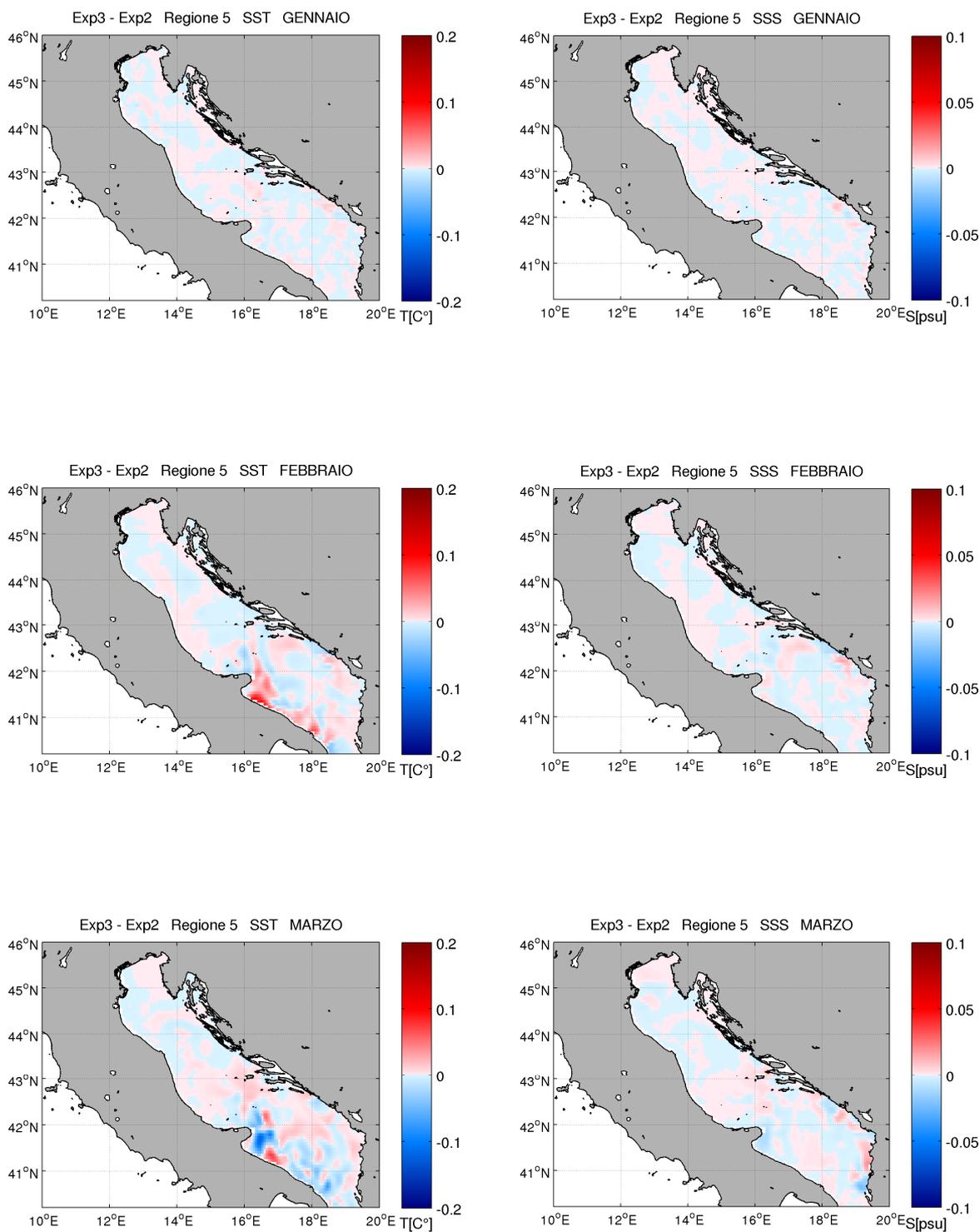


Fig. 4.45 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 5.

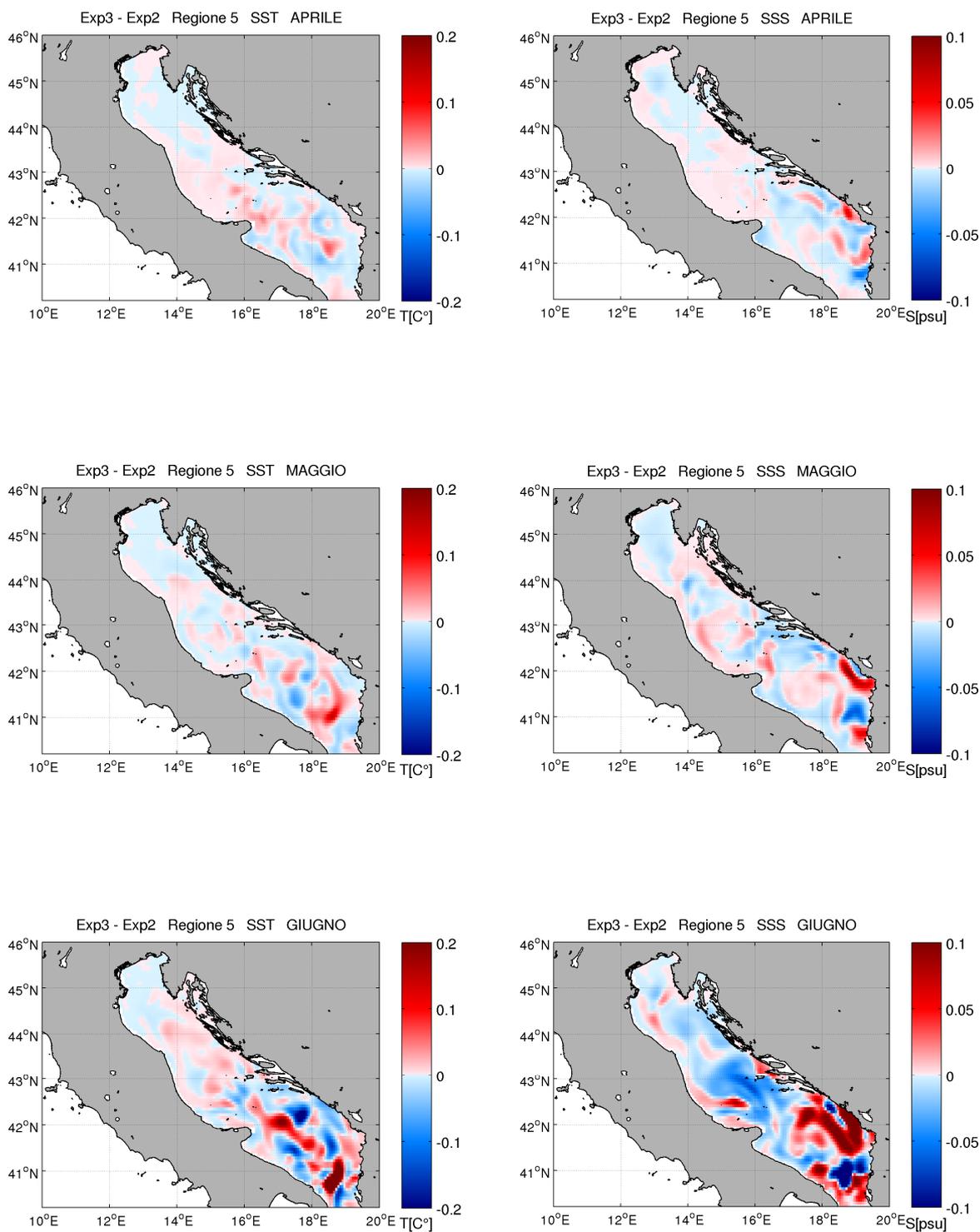


Fig. 4.46 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da aprile a giugno per la regione 5.

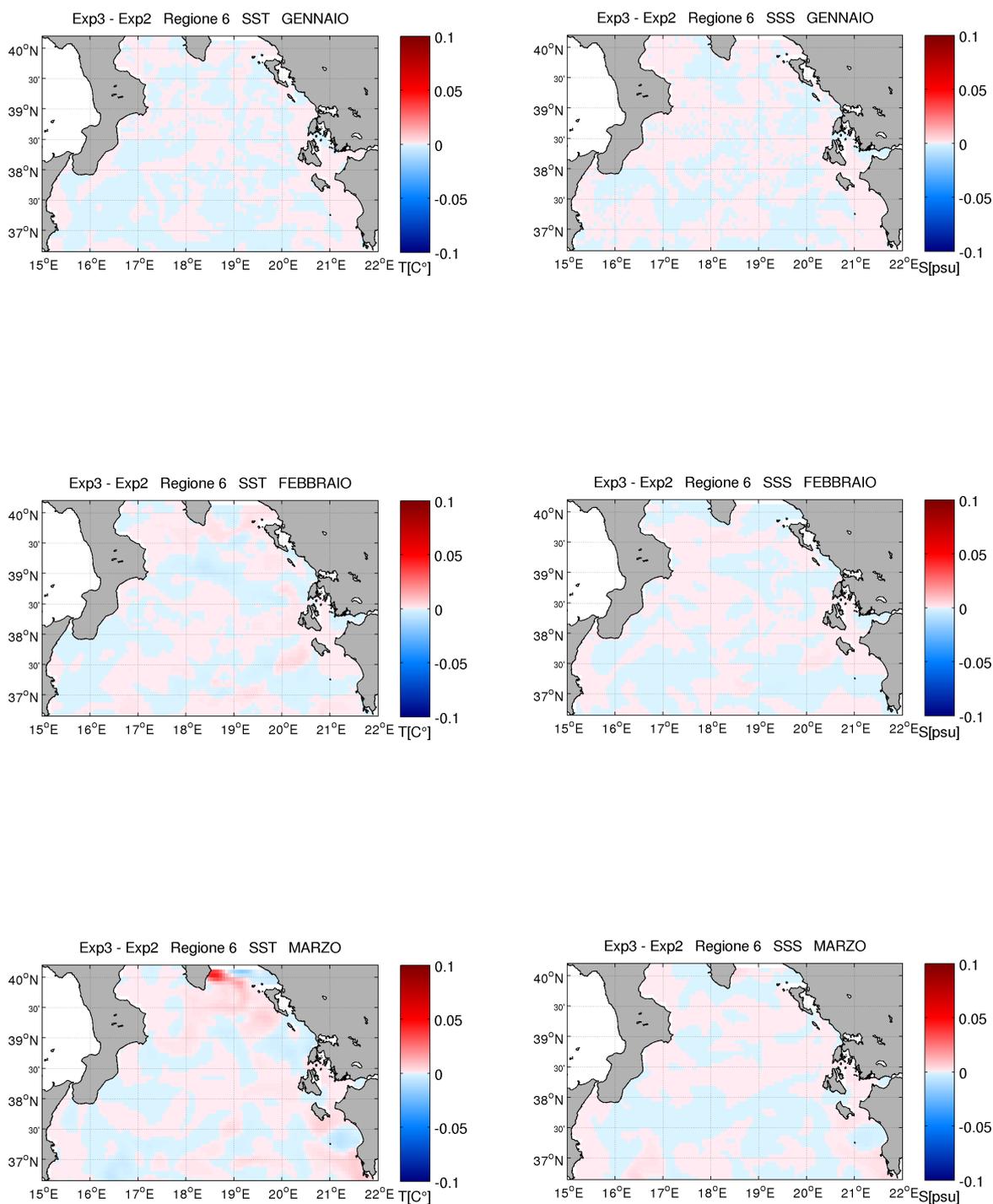


Fig. 4.47 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 6.

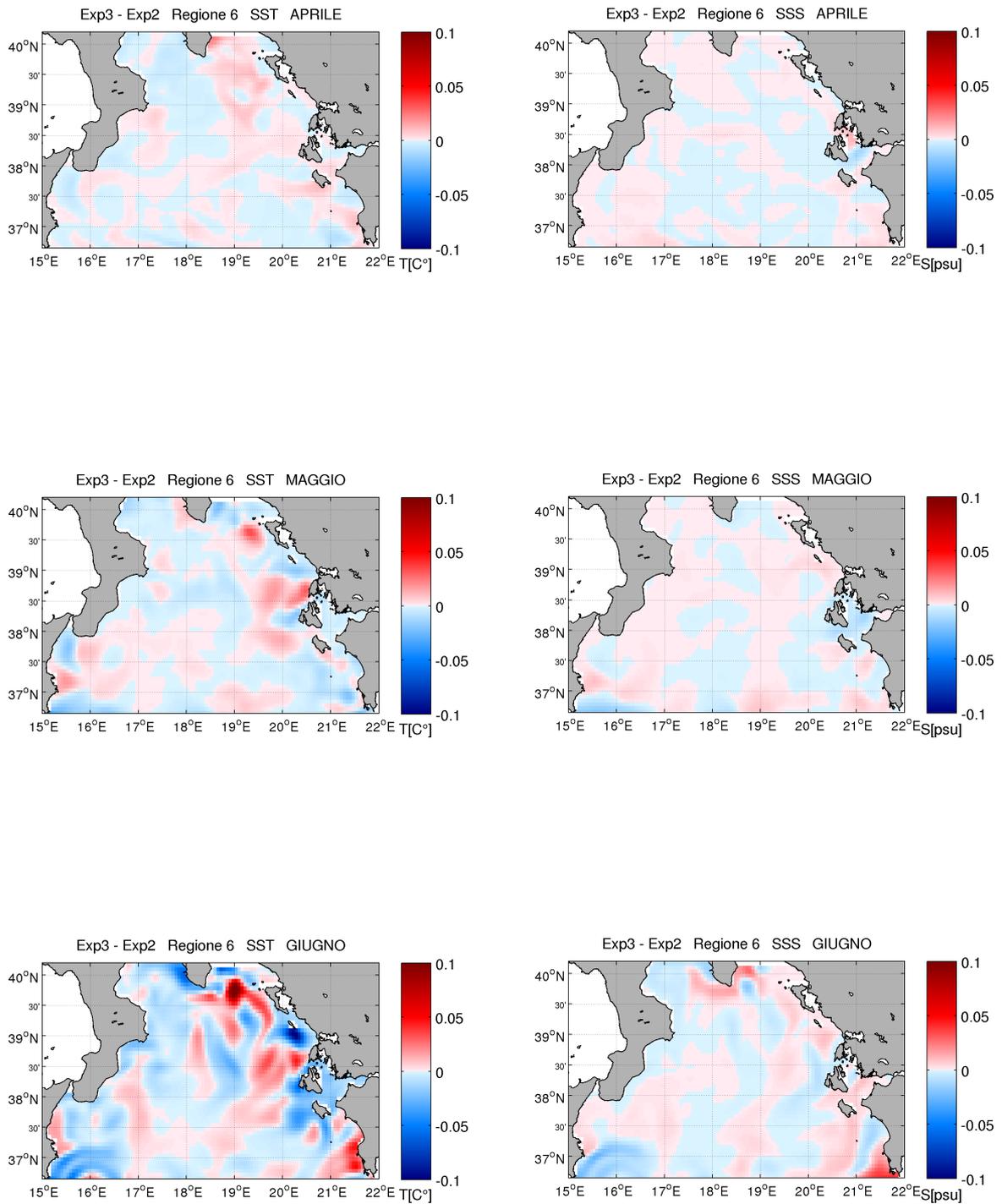


Fig. 4.48 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da aprile a giugno per la regione 6.

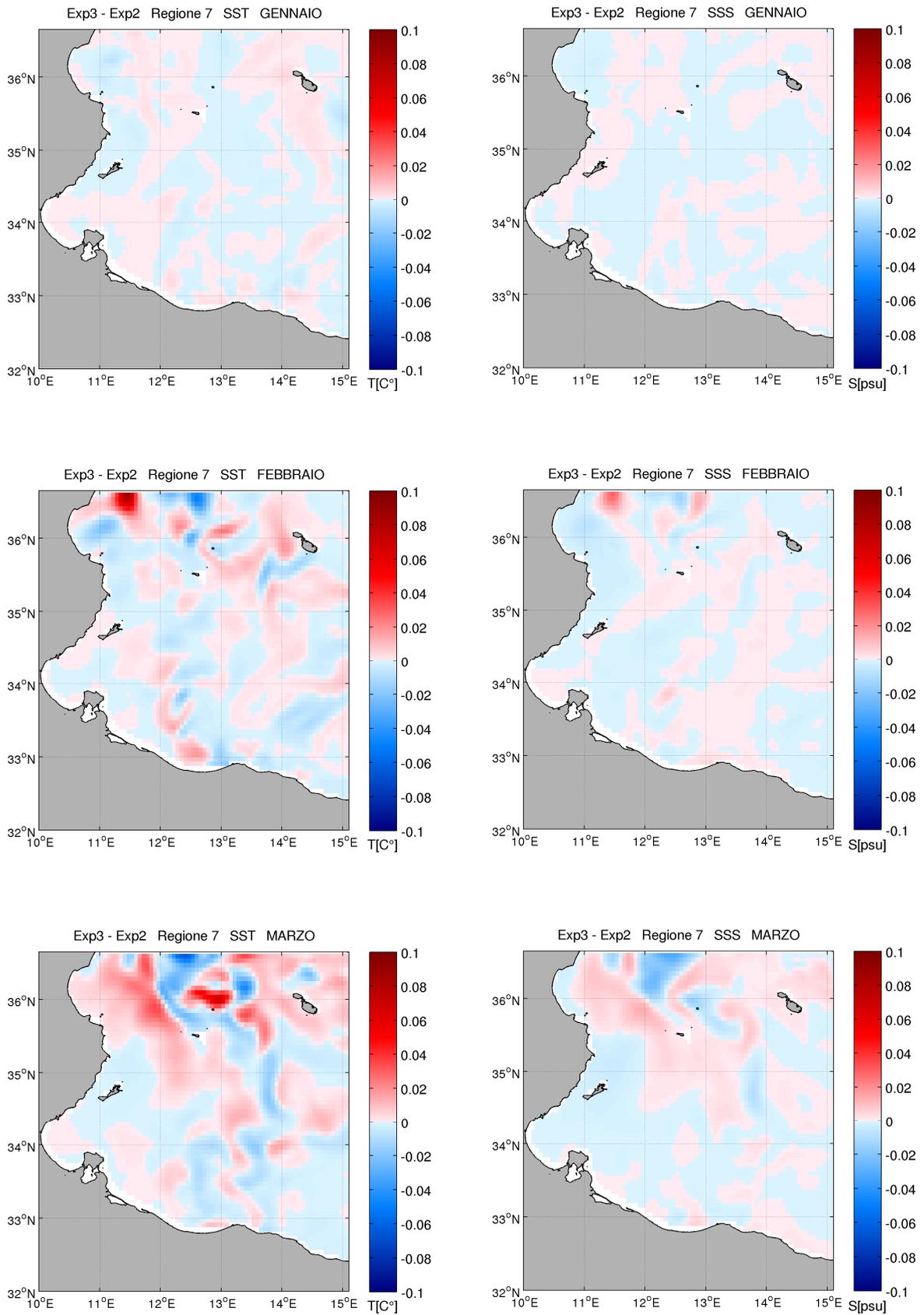


Fig. 4.49 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 7.

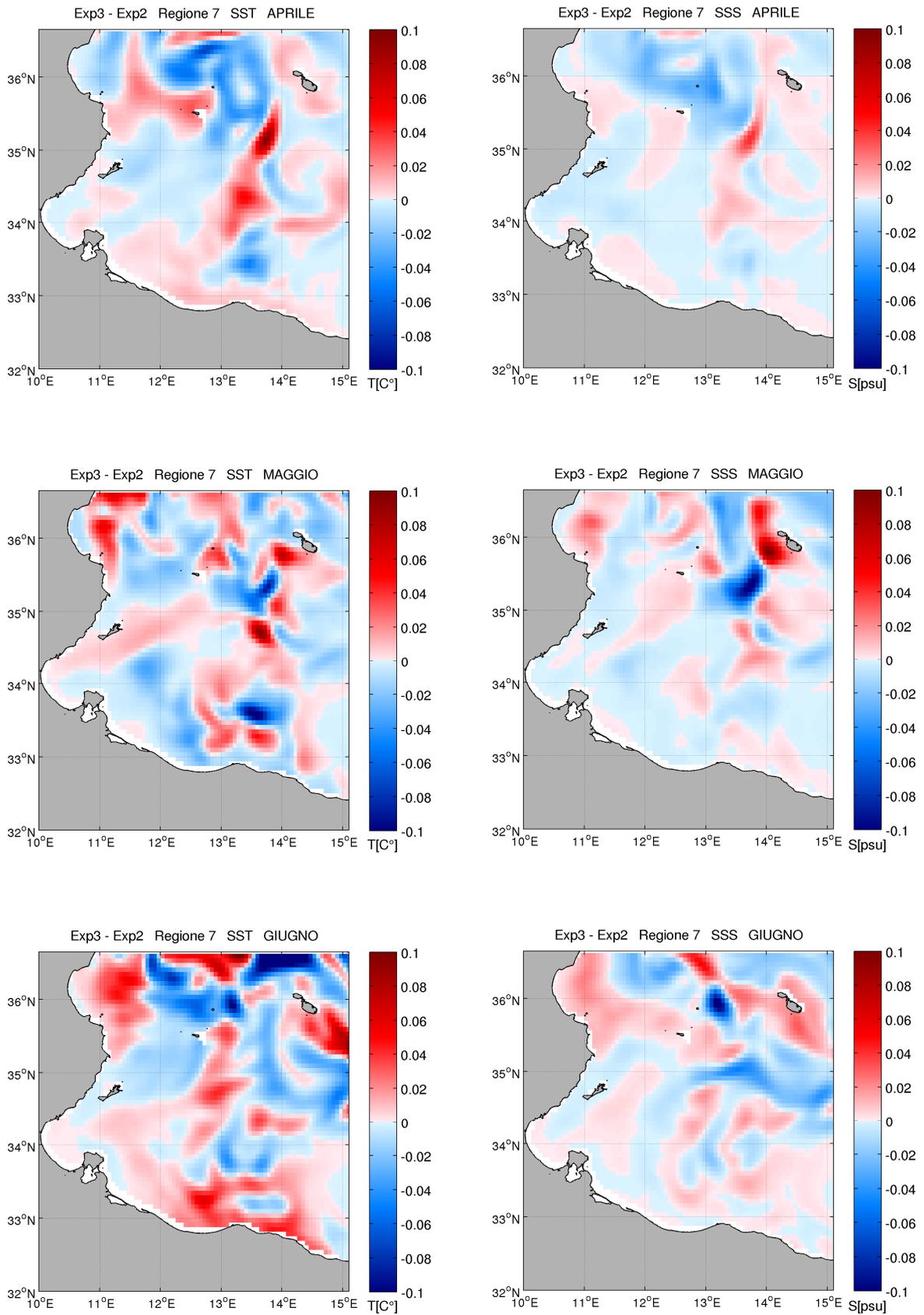


Fig. 4.50 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da aprile a giugno per la regione 7.

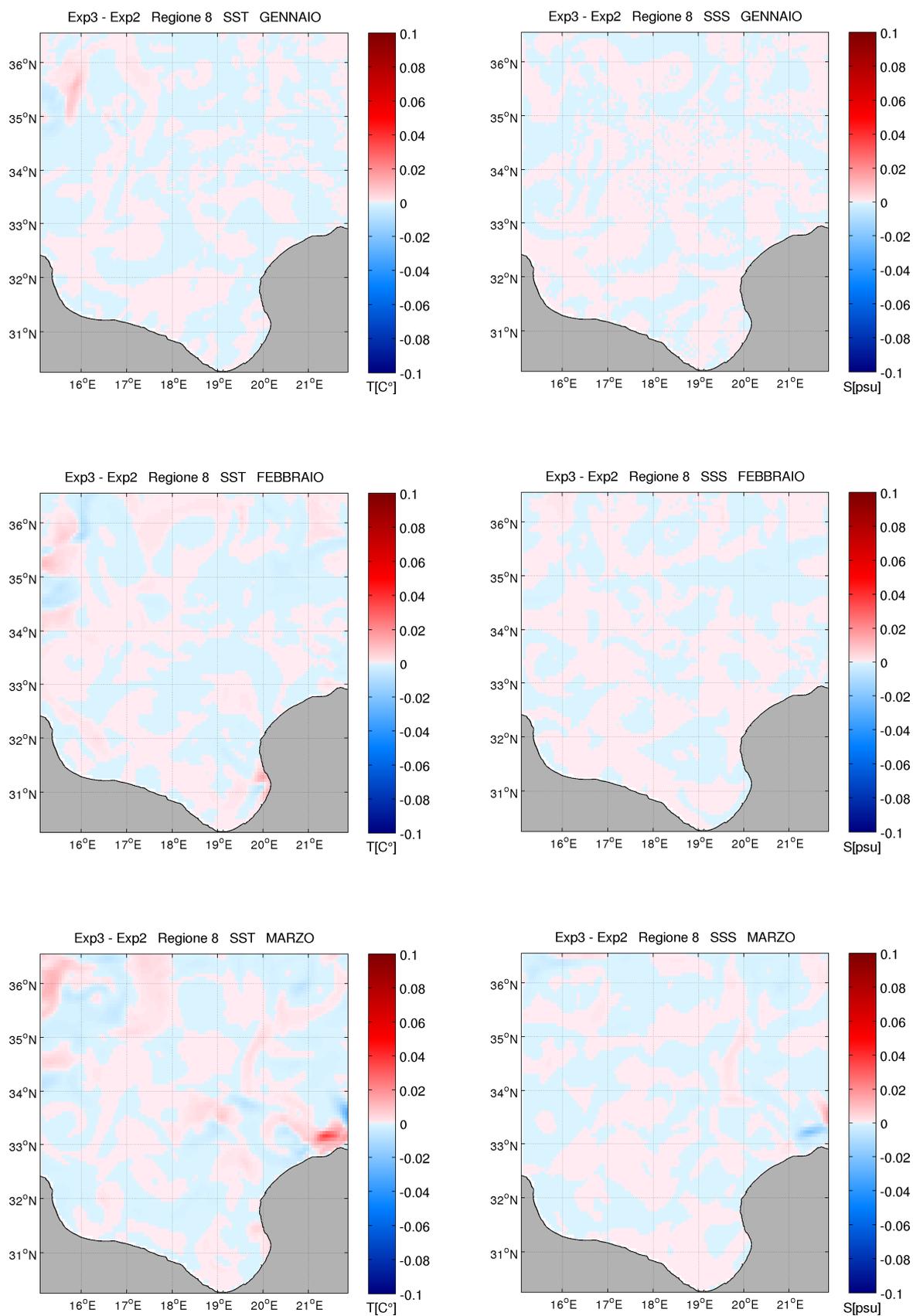


Fig. 4.51 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 8.

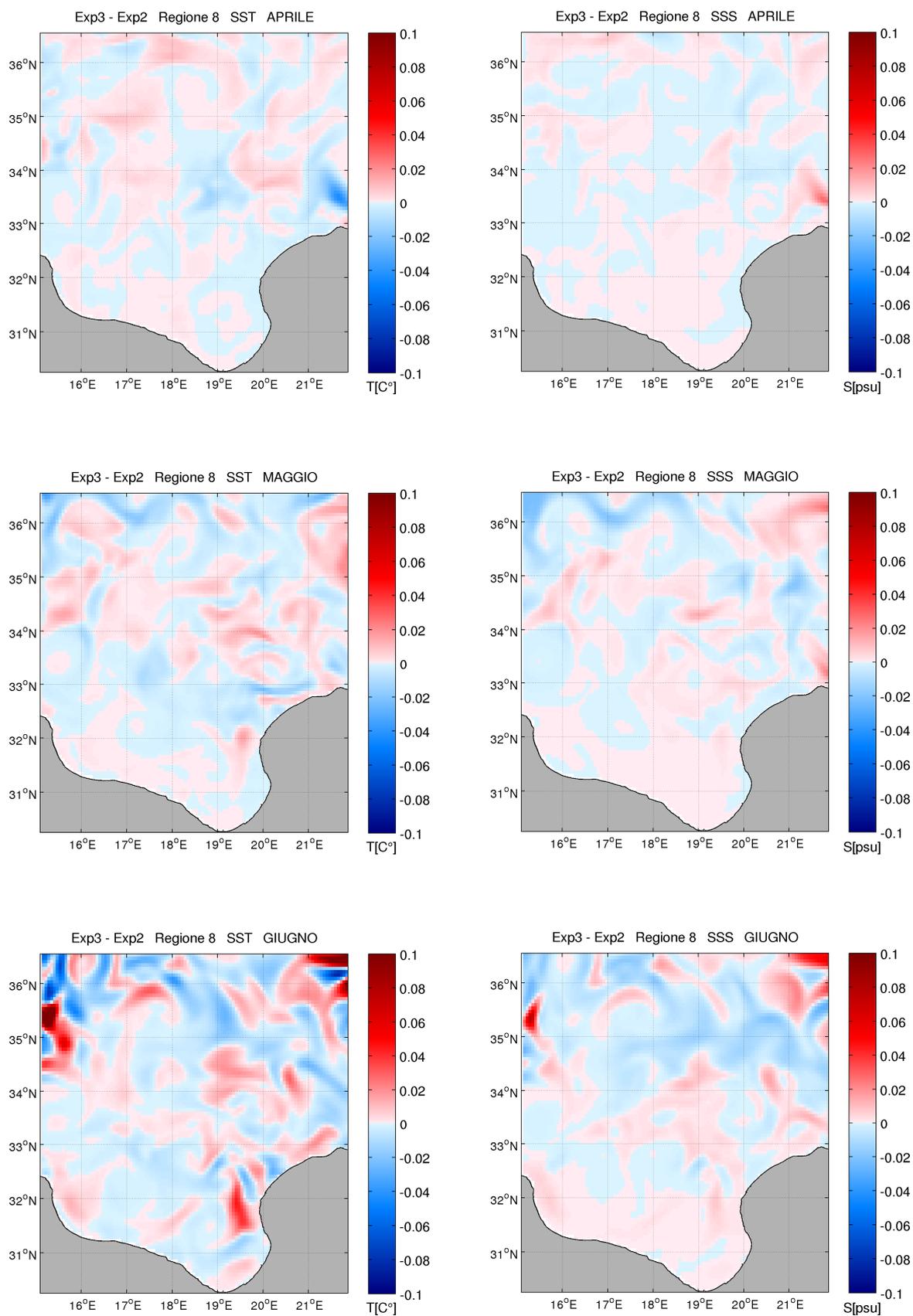


Fig. 4.52 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da aprile a giugno per la regione 8.

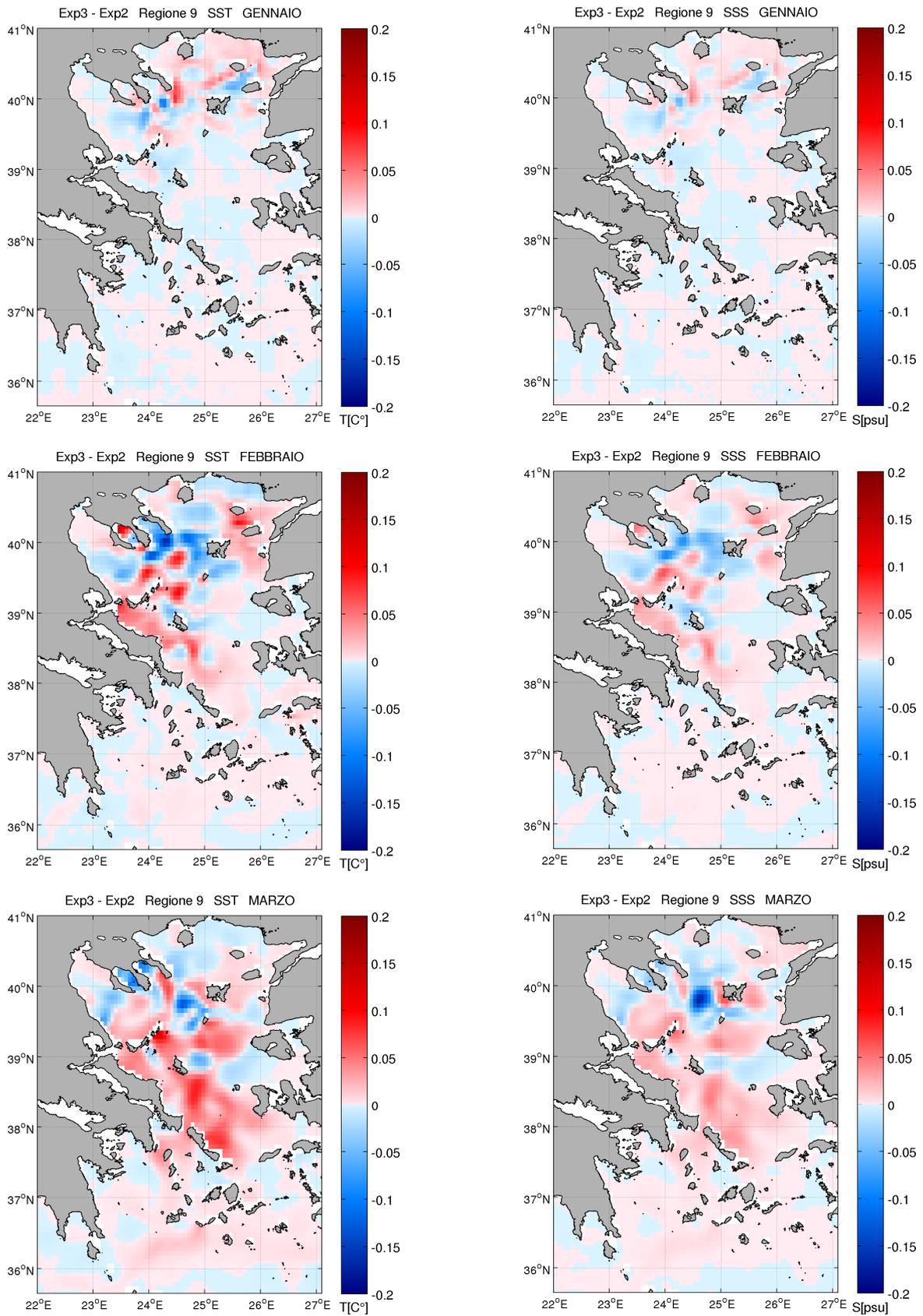


Fig. 4.53 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 9.

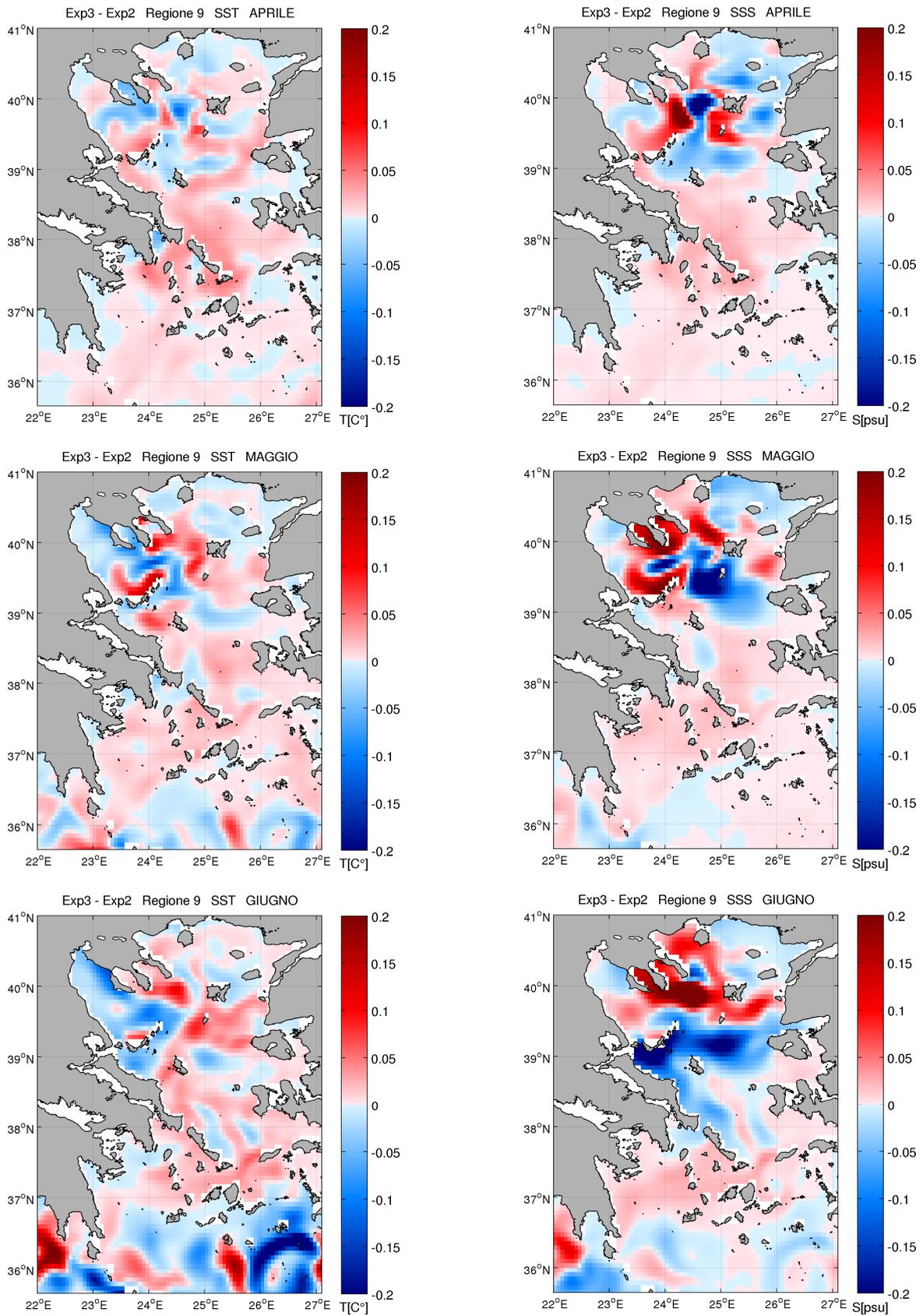


Fig. 4.54 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da aprile a giugno per la regione 9.

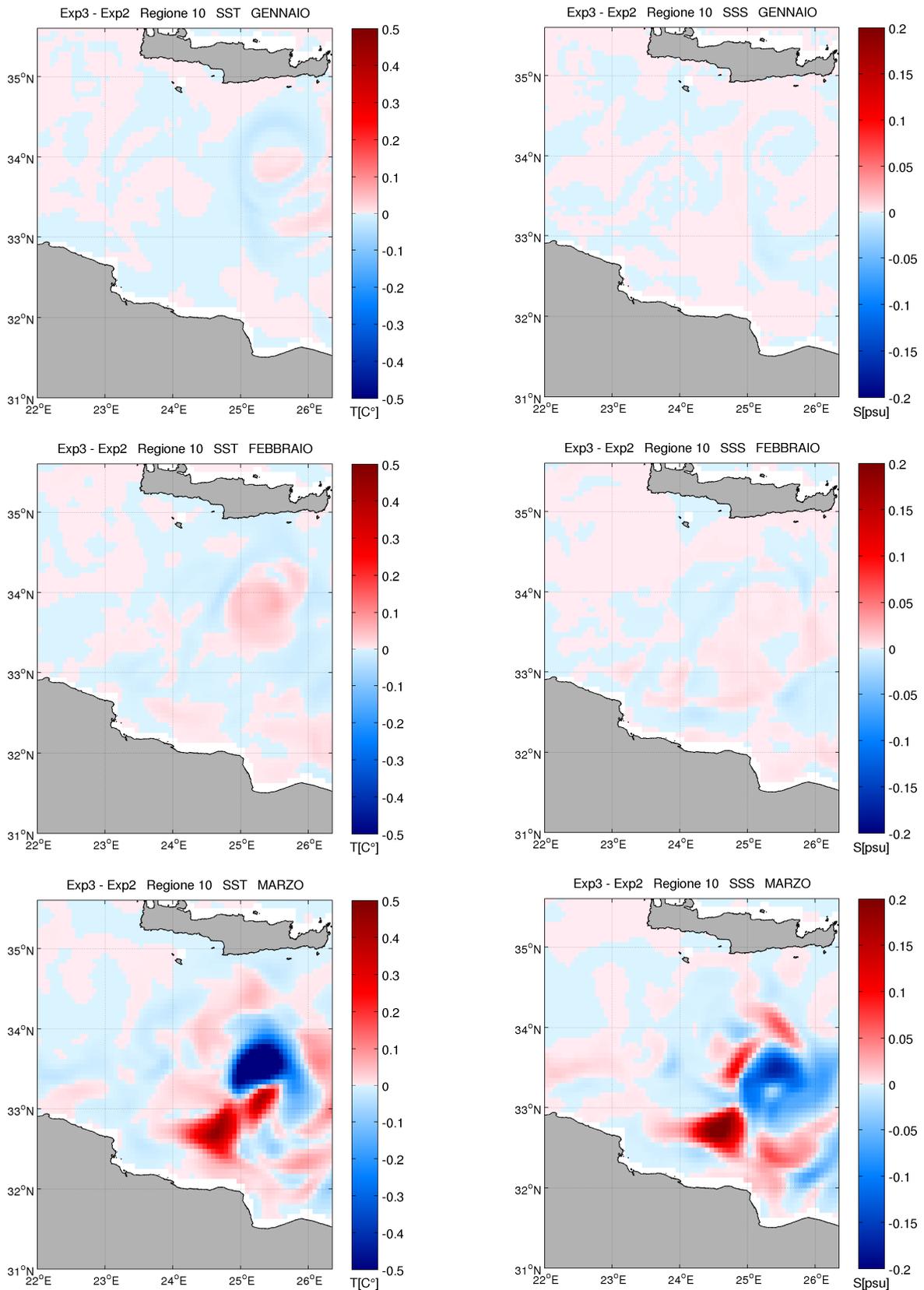


Fig. 4.55 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 10.

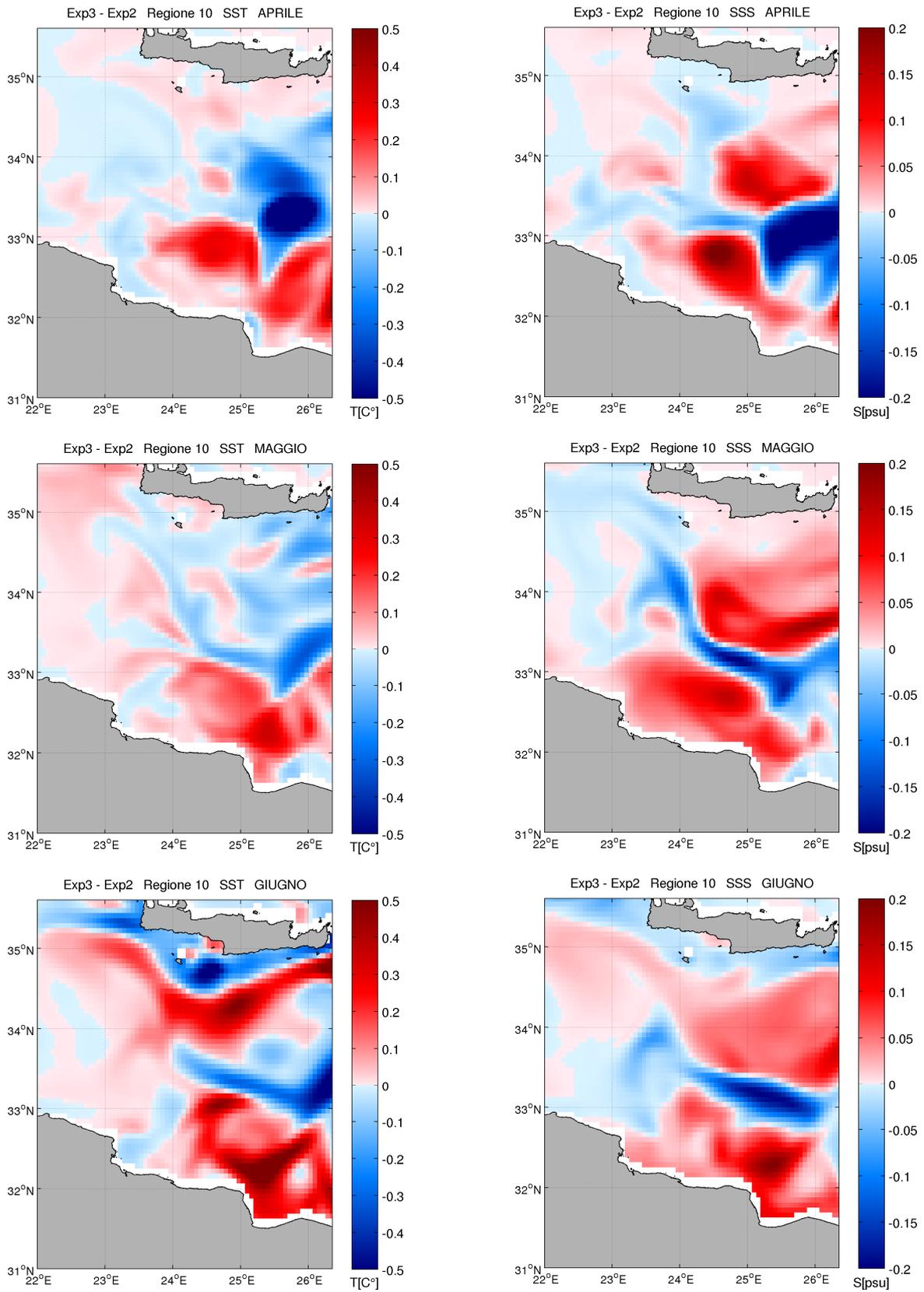


Fig. 4.56 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da aprile a giugno per la regione 10.

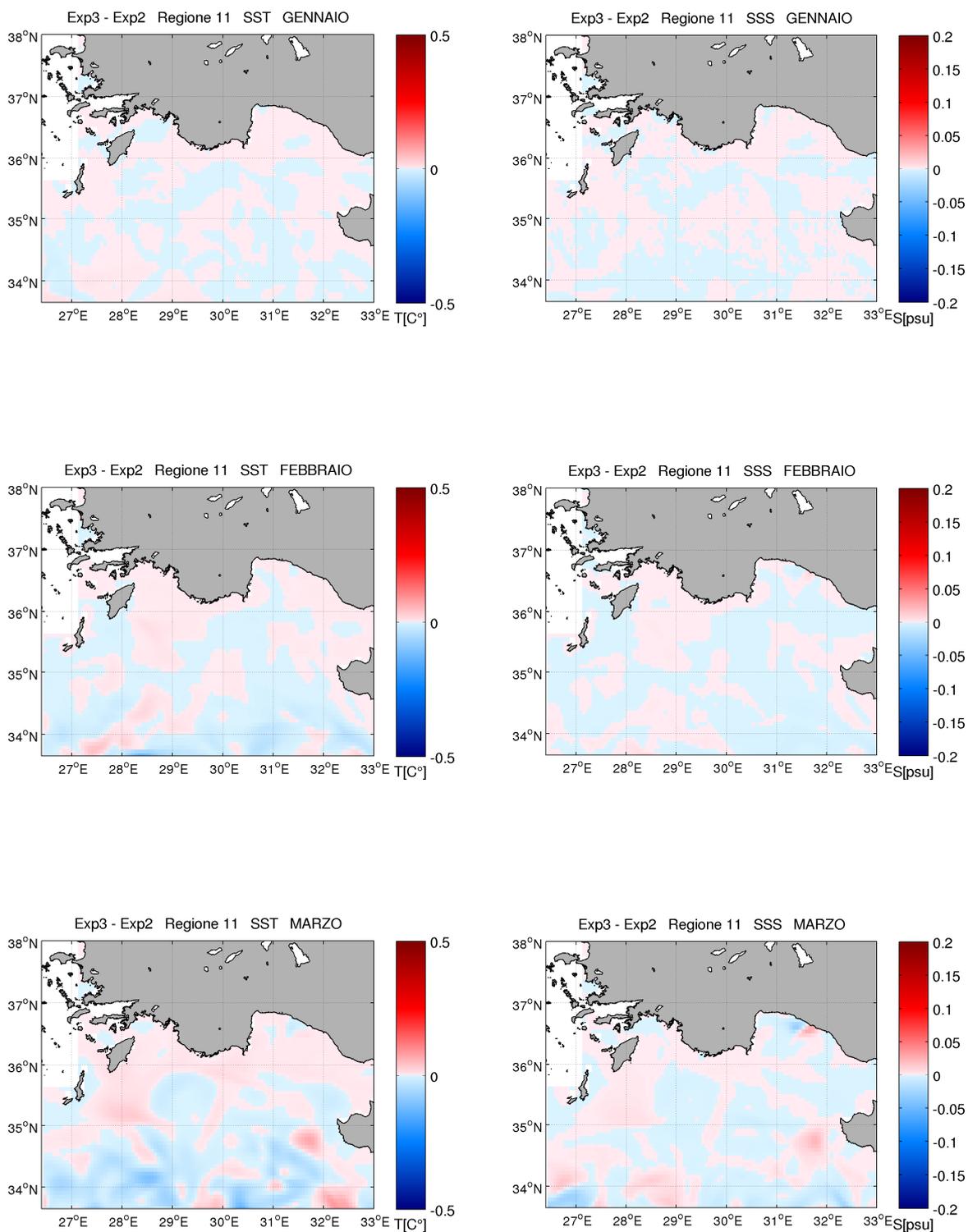


Fig. 4.57 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 11.

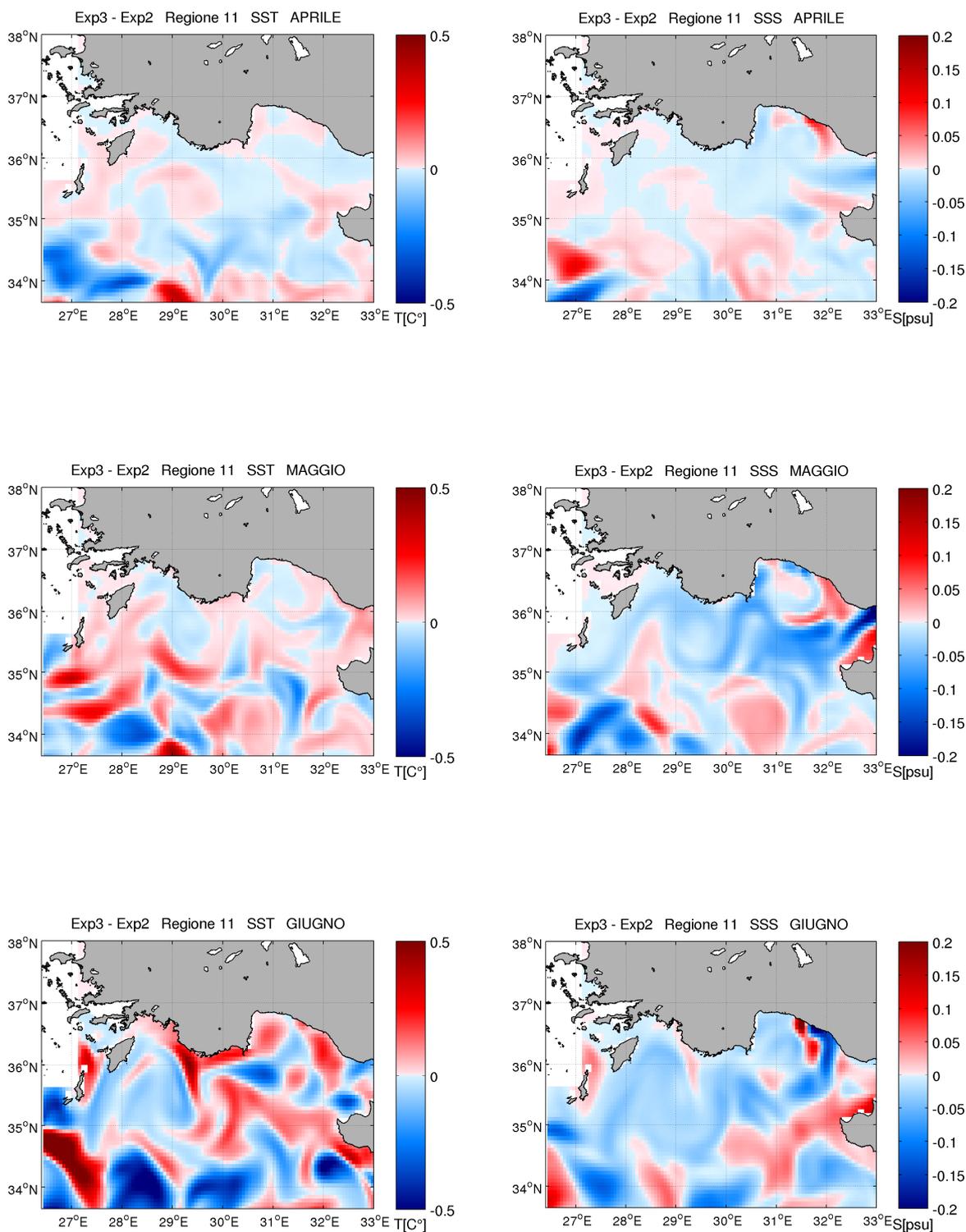


Fig. 4.58 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da aprile a giugno per la regione 11.

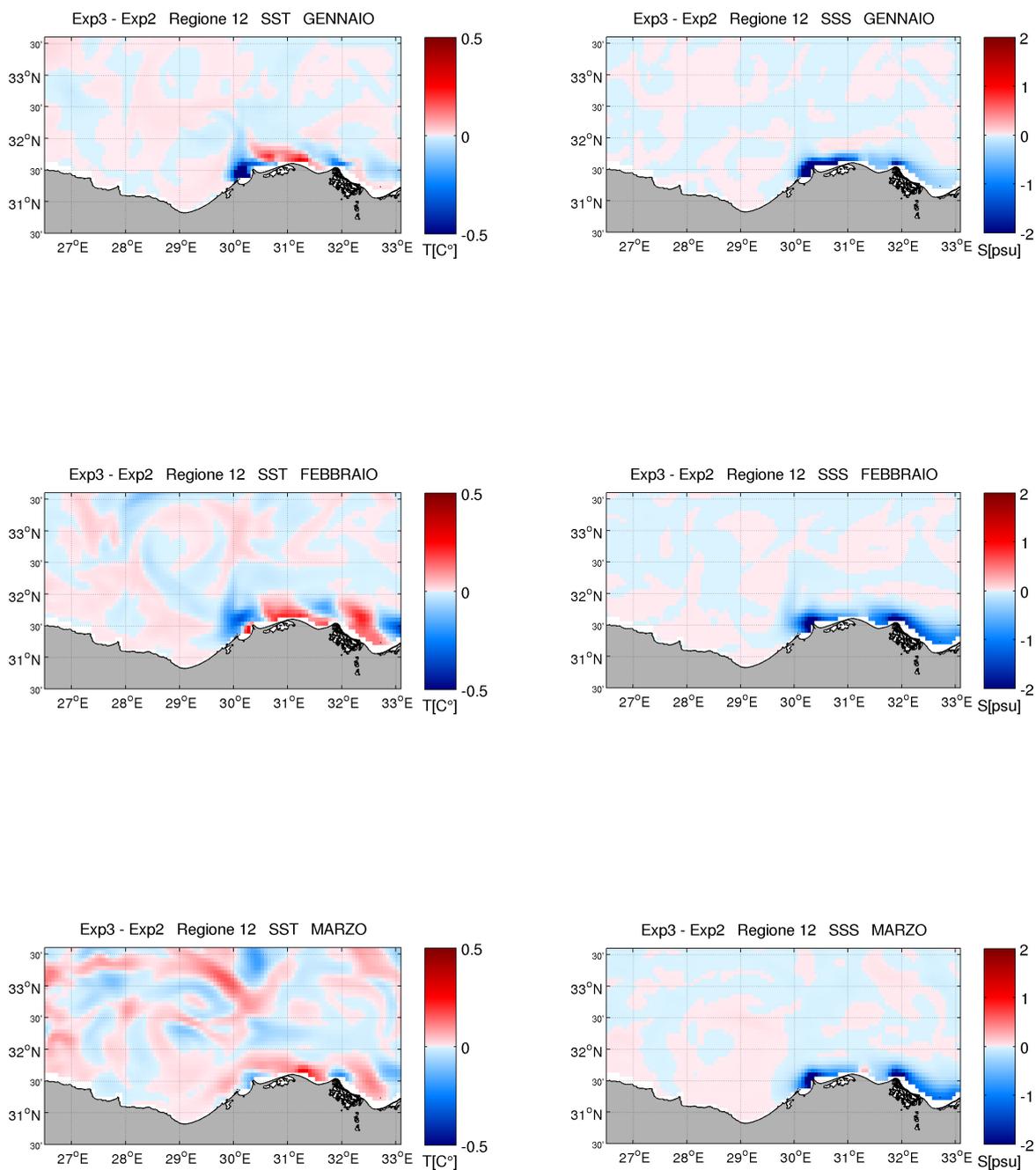


Fig. 4.59 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 12.

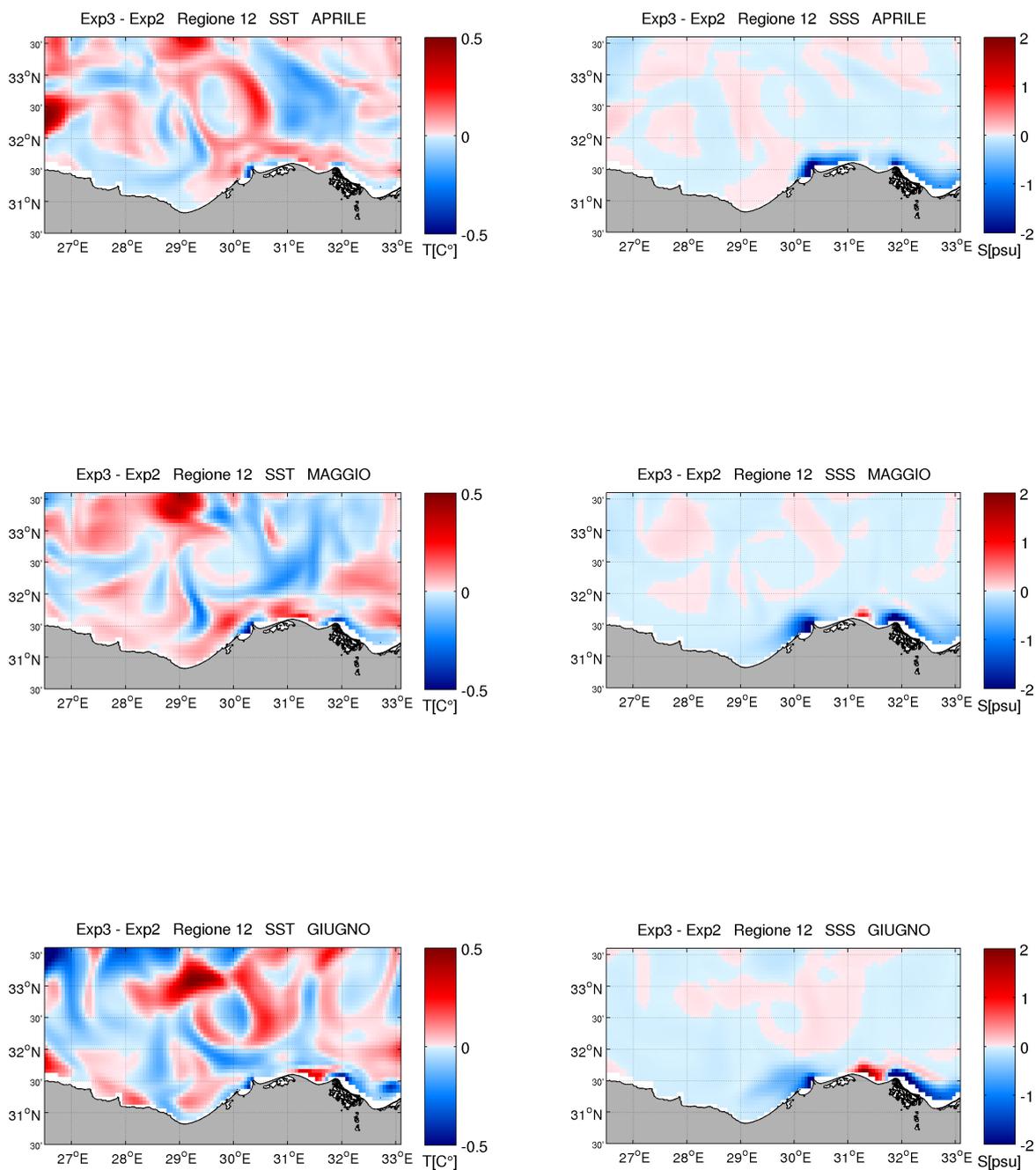
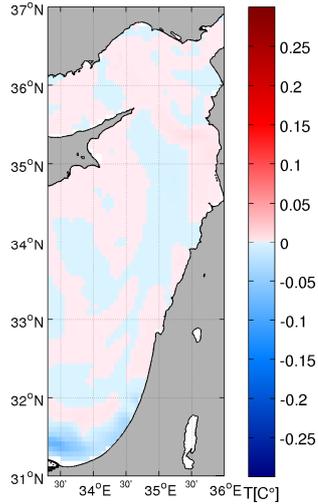
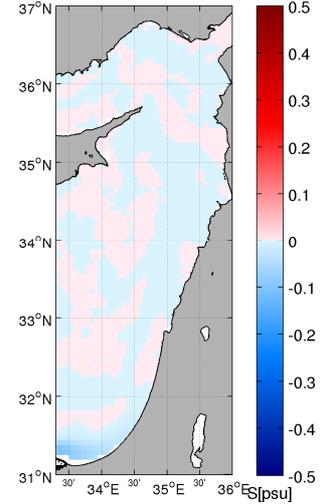


Fig. 4.60 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da aprile a giugno per la regione 12.

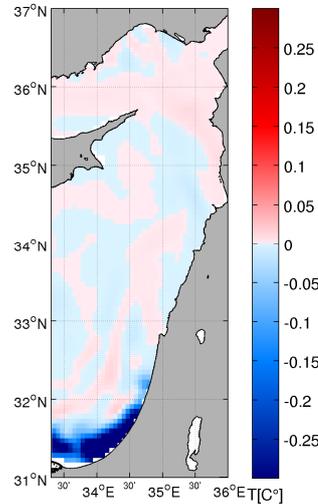
Exp3 - Exp2 Regione 13 SST GENNAIO



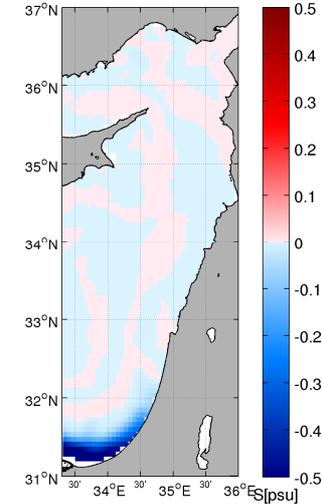
Exp3 - Exp2 Regione 13 SSS GENNAIO



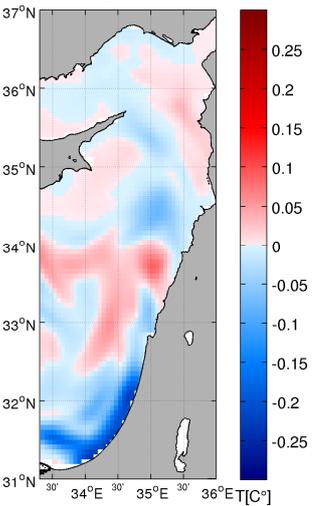
Exp3 - Exp2 Regione 13 SST FEBBRAIO



Exp3 - Exp2 Regione 13 SSS FEBBRAIO



Exp3 - Exp2 Regione 13 SST MARZO



Exp3 - Exp2 Regione 13 SSS MARZO

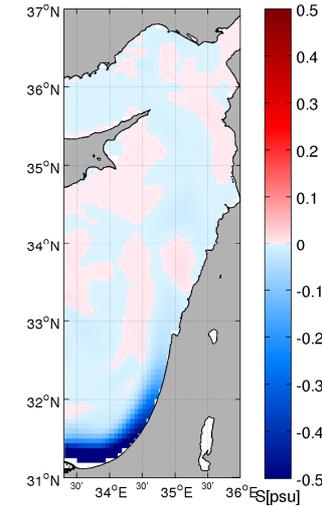


Fig. 4.61 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da gennaio a marzo per la regione 13.

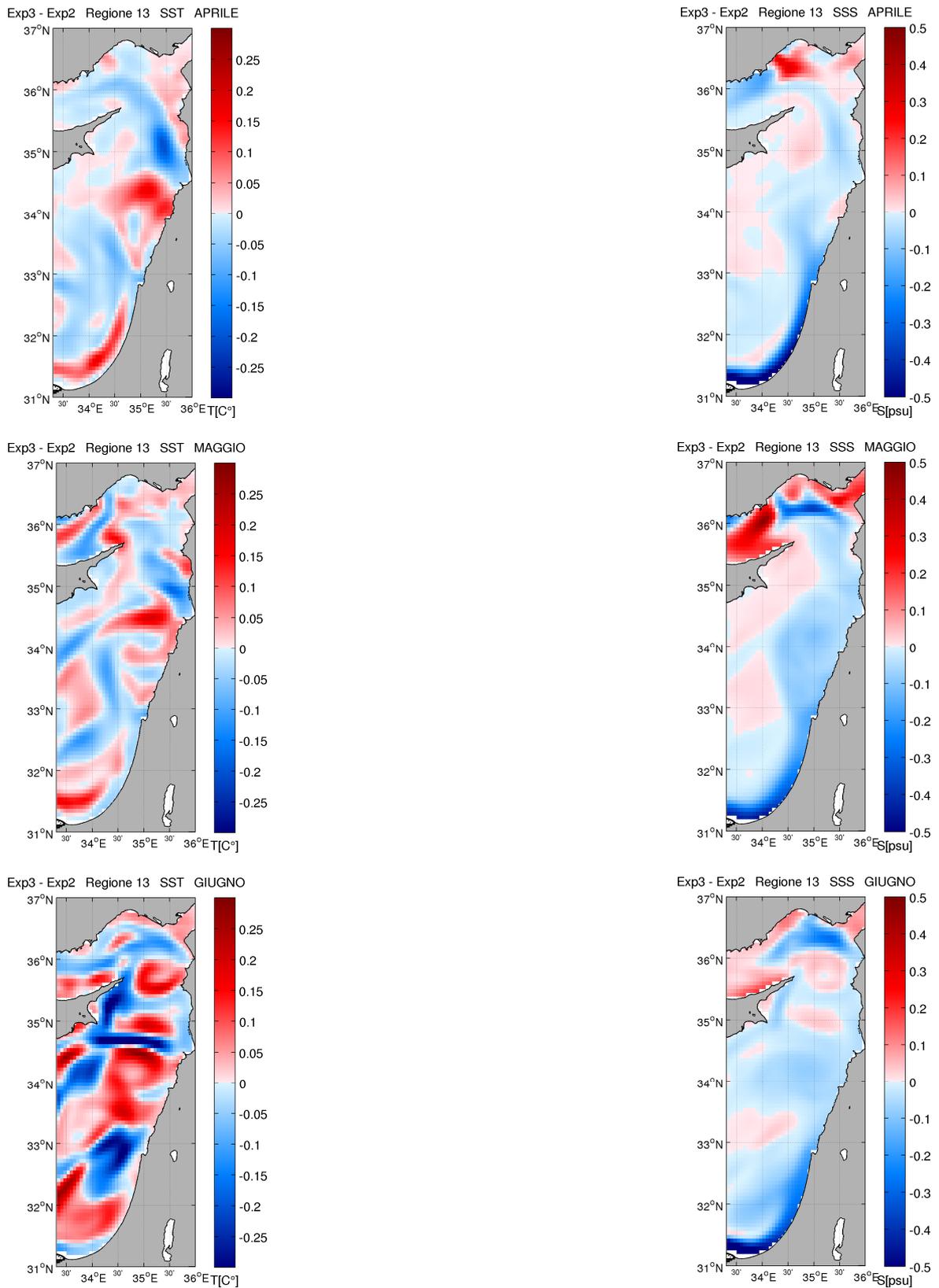


Fig. 4.62 – Differenze di temperatura superficiale (colonna di sinistra) e di salinità superficiale (colonna di destra) tra Exp3 e Exp2 nei mesi da aprile a giugno per la regione 13.

4.3.3 Andamento del flusso di calore

Alla superficie della Terra si verificano due processi fondamentali:

- 1) Un processo radiativo che coinvolge l'assorbimento della radiazione solare incidente e la remissione sotto forma ancora di radiazione (bilancio radiativo)
- 2) Un processo di tipo turbolento dovuto a processi di conduzione/convezione secca con rilascio di calore sensibile e umida con rilascio di calore latente (Pinardi, 2006).

Il bilancio di calore complessivo all'interfaccia aria-mare è dato da:

$$Q_t = Q_S - Q_B - Q_H - Q_E$$

dove Q_S indica la radiazione solare incidente (W/m^2) che arriva alla superficie della Terra

Q_B indica la radiazione solare (W/m^2) riemessa dalla superficie del mare

Q_H indica il calore sensibile (W/m^2)

Q_E indica il calore latente

In Mediterraneo il flusso di calore mostra una media a lungo termine negativa, con valori prossimi a $-10 W/m^2$ (Pinardi, 1993). Il bilancio negativo è dovuto alle grandi perdite di calore durante la stagione invernale che sovrastano il guadagno di calore durante la stagione estiva.

Tra i tre esperimenti condotti non si notano particolari variazioni nel flusso di calore all'interfaccia aria-mare, come si può osservare nelle figure 4.69, 4.70. Non si rilevano differenze nemmeno a scala regionale.

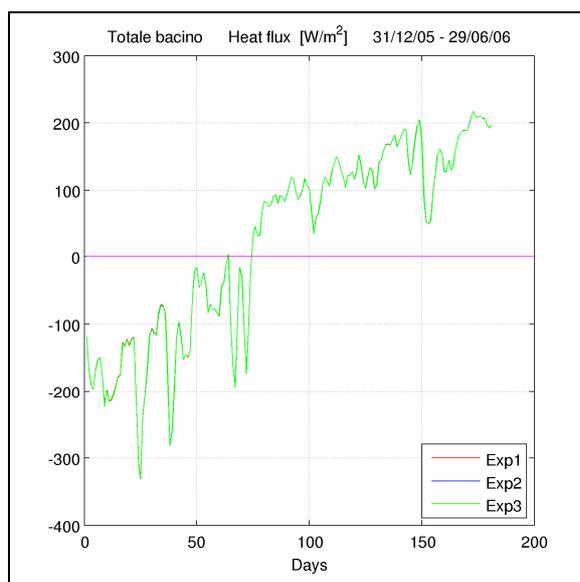


Fig. 4.69 – Valori medi del flusso di calore per l'intero bacino.

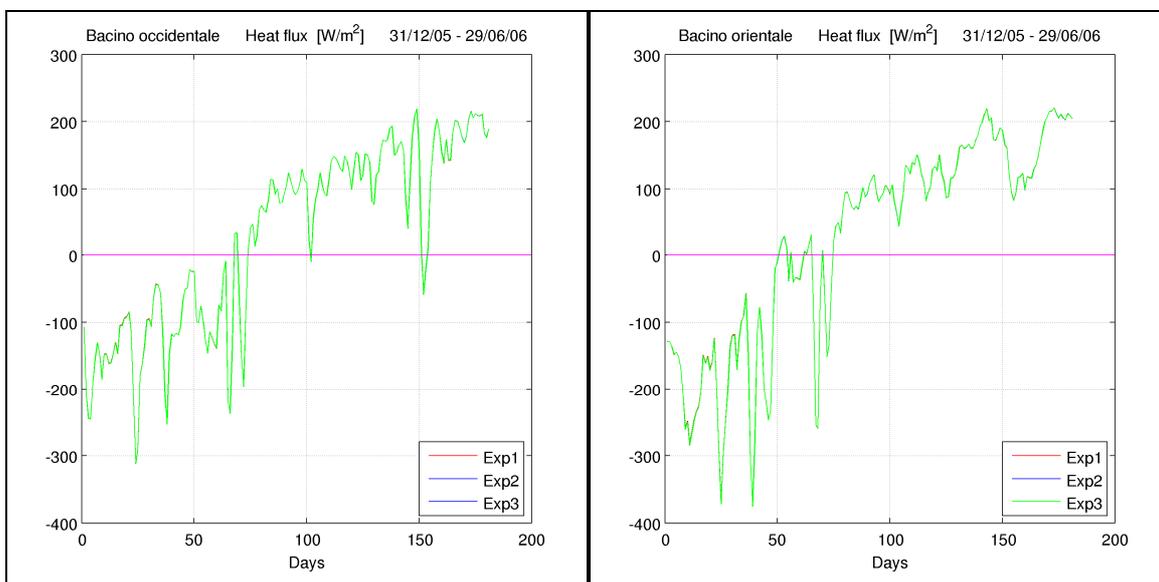


Fig. 4.70 – Valori medi del flusso di calore per il bacino occidentale (sinistra) e per il bacino orientale (destra).

4.3.4 Andamento del flusso di acqua

Escludendo le componenti relative al flusso di acqua entrante da Gibilterra e dal Mar Nero (che è posto come condizione al contorno uguale per i tre esperimenti condotti), il flusso d'acqua (W) è rappresentato da:

$$W = E - P - R$$

dove E è il termine corrispondente all'evaporazione, P quello corrispondente alle precipitazioni ed R rappresenta lo scarico fluviale.

Analizzando l'andamento del flusso d'acqua per l'intero bacino del Mare Mediterraneo (fig. 4.71) si nota una differenza di circa 0.07 mm/giorno tra il valore medio del flusso di acqua di Exp1 e quello di Exp2, pari ad una differenza annua di 28 mm/anno: il valore medio del flusso d'acqua in Exp1 è infatti circa 357 mm/anno, mentre in Exp2 è circa 329 mm/anno.

Questo è dovuto all'aumento del valore del termine R , causato dall'implementazione dei dodici nuovi fiumi in Exp2.

Sono invece trascurabili le differenze tra Exp2 e Exp3.

Osservando l'andamento del flusso d'acqua per il bacino occidentale (fig. 4.72) non si notano particolari differenze tra i valori relativi a Exp1 e quelli relativi a Exp2, con una diminuzione media del valore del flusso d'acqua di 0.03 mm/giorno in Exp2 rispetto a Exp3, pari a circa 10 mm/anno.

Il valore medio del flusso d'acqua in Exp1 è circa 351 mm/anno, mentre in Exp2 è 341 mm/anno.

Il bacino orientale (fig. 4.72) mostra differenze più marcate tra Exp1 e Exp2 rispetto al bacino orientale, a causa del fatto che tutti i 12 nuovi fiumi implementati in Exp2 scaricano nel bacino orientale.

Il valore medio per Exp1 è di 1.1655 mm/giorno (pari a 425 mm/anno), mentre quello per Exp2 è 1.0460 mm/giorno (pari a 382 mm/anno), per una differenza media di 0.1195 mm/giorno (pari a circa 43 mm/anno).

Il valore medio per Exp3 è di 1.0114 mm/giorno (pari a 369 mm/anno), con una differenza media rispetto a Exp2 di 0.03 mm/giorno (pari a circa 12 mm/anno), e l'incremento del valore di \bar{R} (scarico fluviale) causato dall'aumentato scarico a mare del fiume Nilo in Exp3 rispetto a Exp2.

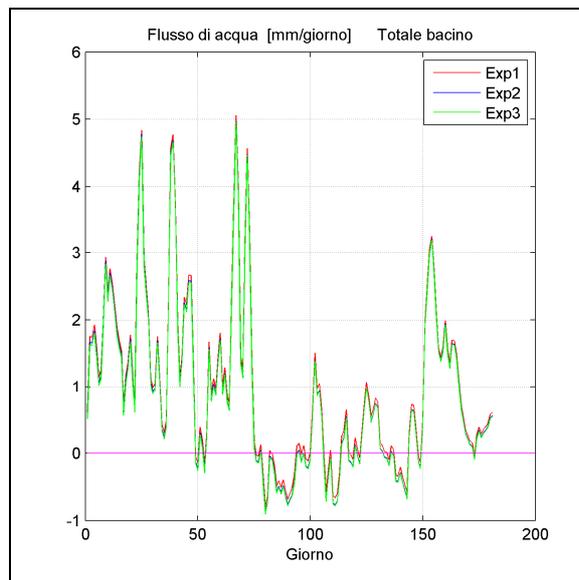


Fig. 4.71 – Valori medi del flusso di acqua per l'intero bacino.

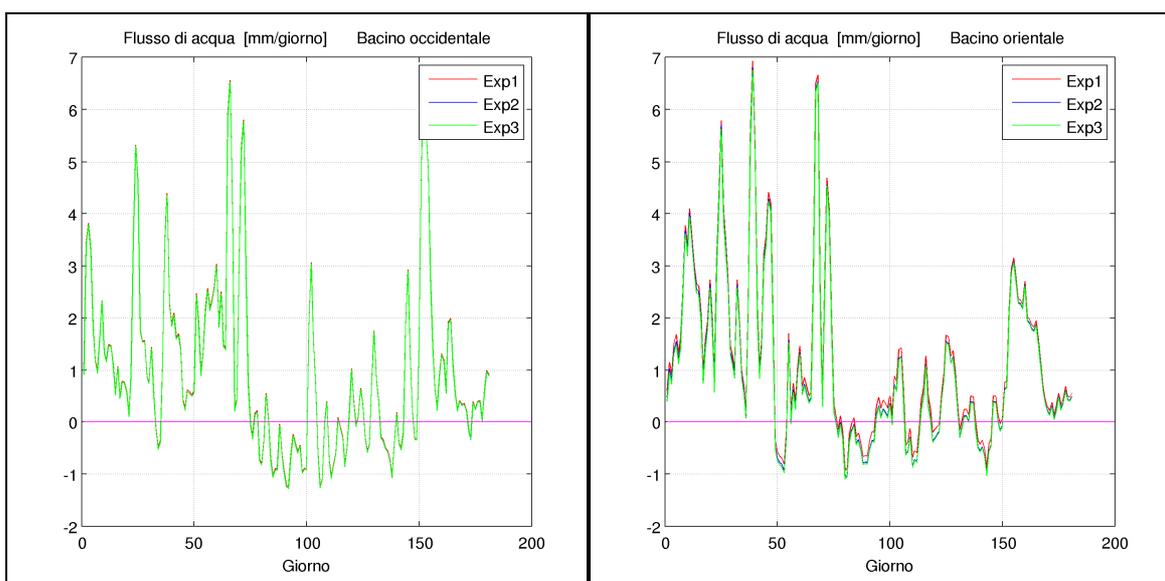


Fig. 4.72– Valori medi del flusso di acqua per il bacino occidentale (sinistra) e per il bacino orientale (destra).

Per le regioni 1, 2, 3, 7, 8 le differenze di flusso d'acqua tra i tre esperimenti condotti sono trascurabili.

Si riscontrano invece differenze del valore medio del flusso di calore tra Exp1 e Exp2 nella regione 4 (fig. 4.73), dove il primo esperimento condotto fornisce un valore di 1.2311 mm/giorno (pari a circa 449 mm/anno), mentre il secondo di 1.1439 mm/giorno (pari a 417 mm/anno); si può dunque osservare una differenza di 0.09 mm/giorno, pari a 32 mm/anno.

Marcate differenze si osservano nella regione 5 (fig. 4.74), dove il flusso d'acqua ha un valore medio negativo per i tre esperimenti, cioè i termini di precipitazione (E) e scarico fluviale superano l'evaporazione (E).

Per Exp1 il valore medio è -1.6231 mm/giorno (pari a 592 mm/anno), mentre per Exp2 è di 2.2571 mm/giorno (pari a 824 mm/anno), con una differenza dunque di 0.6 mm/giorno, pari a 232 mm/anno, dovuta all'implementazione dei fiumi Isonzo, Adige, Neretva, Buna/Bojana.

Nella regione 6 (fig. 4.74) si osserva una differenza di 0.07 mm/giorno (pari a 27 mm/anno) tra il valore del flusso d'acqua di Exp1, 1.3920 mm/giorno (pari a 508 mm/anno), e il valore di Exp2, 1.3196 mm/giorno (pari a 481 mm/anno), dovuta all'implementazione del fiume Acheloos in Exp2.

Nella regione 9 (fig. 4.75) il flusso d'acqua ha un valore medio negativo; si può notare una differenza di 0.14 mm/giorno (pari a 50 mm/anno) tra il valore del flusso d'acqua di Exp1, -3.7129 mm/giorno (pari a -1355 mm/anno), e il valore di Exp2, -3.8511 mm/giorno (pari a -1405 mm/anno), dovuta all'implementazione in Exp2 dei fiumi Maritsa e Buyuk Menderes.

Nella regione 10 (fig. 4.75) i valori dei tre esperimenti sono pressoché sovrapponibili, ma si nota un lievissimo aumento del valore del flusso d'acqua in Exp2 e Exp3 rispetto a Exp1, dell'ordine di 1 – 3 mm/anno.

Nella regione 11 (fig. 4.75) si osserva una differenza di 0.08 mm/giorno (pari a 29 mm/anno) tra il valore del flusso d'acqua di Exp1, 1.5681 mm/giorno (pari a 572

mm/anno), e il valore di Exp2, 1.4891 mm/giorno (pari a 543 mm/anno), dovuta all'implementazione del fiume Manavgat in Exp2.

Si nota inoltre una lievissima differenza tra Exp2 e Exp3 (2 mm/anno) dovuta all'aumentata portata del fiume Nilo in Exp3.

Nella regione 12 (fig. 4.75) i valori di Exp1 e Exp2 sono pressoché sovrapponibili, ma si nota un lievissimo aumento del valore del flusso d'acqua in Exp2 rispetto a Exp1, dell'ordine di 2 mm/anno.

Si nota inoltre un'elevata differenza (0.33 mm/giorno, pari a 123 mm/anno) tra Exp2 e Exp3, dovuta all'incremento del termine R in Exp3 causato dall'aumentata portata del fiume Nilo.

Il valore di flusso d'acqua in Exp2 è 2.5166 mm/giorno (pari a 918 mm/anno), mentre in Exp3 è 2.1795 mm/giorno (pari a 795 mm/anno).

Nella regione 13 (fig. 4.75) i valori di Exp2 e Exp3 sono pressoché sovrapponibili, mentre tra Exp1 e Exp2 si nota una differenza del valore medio di flusso d'acqua di 0.54 mm/giorno (pari a 199 mm/anno), dovuta all'implementazione in Exp2 dei fiumi Goksu, Seyhan e Ceyhan.

In Exp1 si ha un valore di 1.8950 mm/giorno (pari a 691 mm/anno), mentre in Exp2 di 1.3491 mm/giorno (pari a 492 mm/anno).

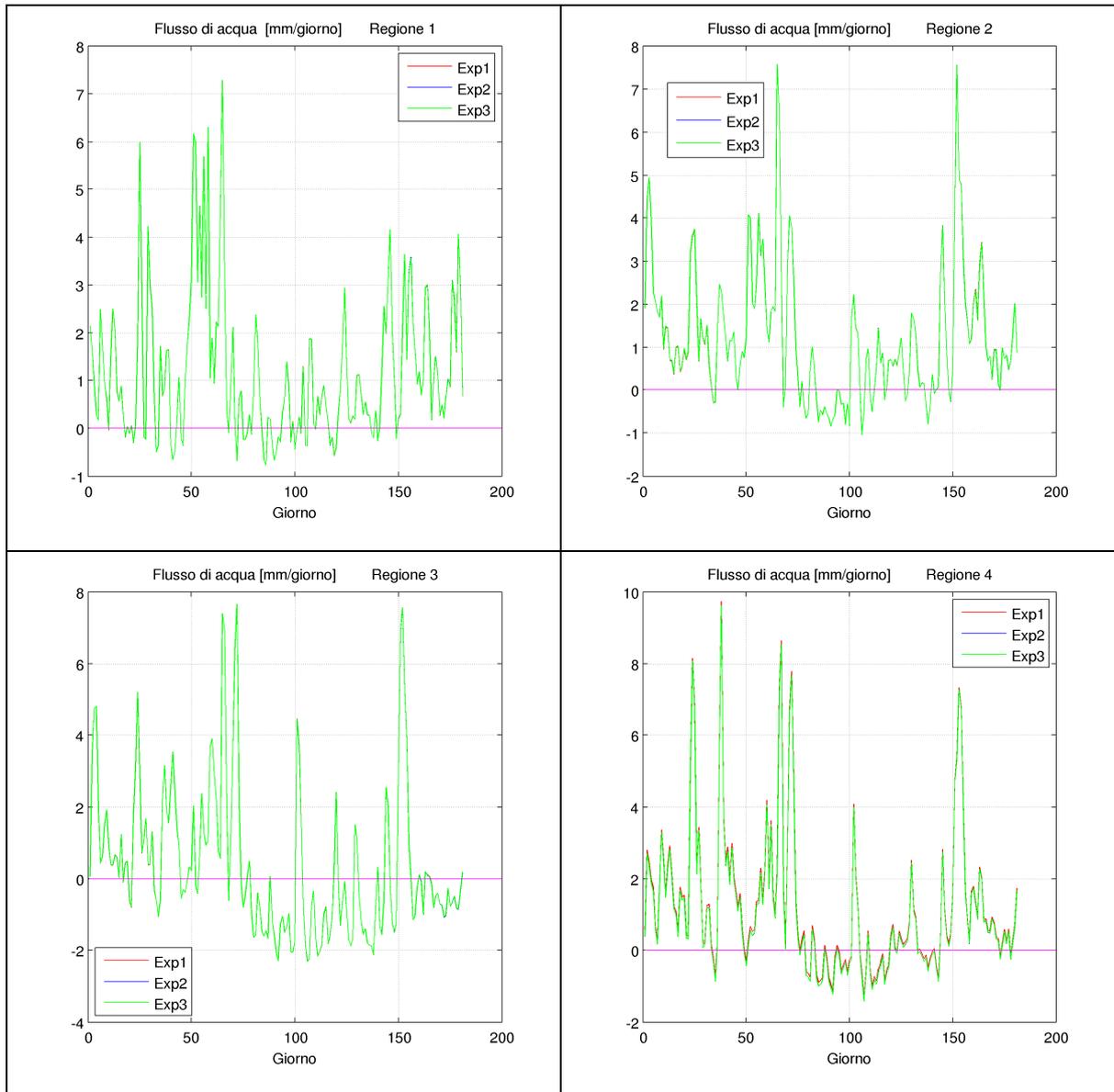


Fig. 4.73 – Valori medi del flusso di acqua per le regioni da 1 a 4.

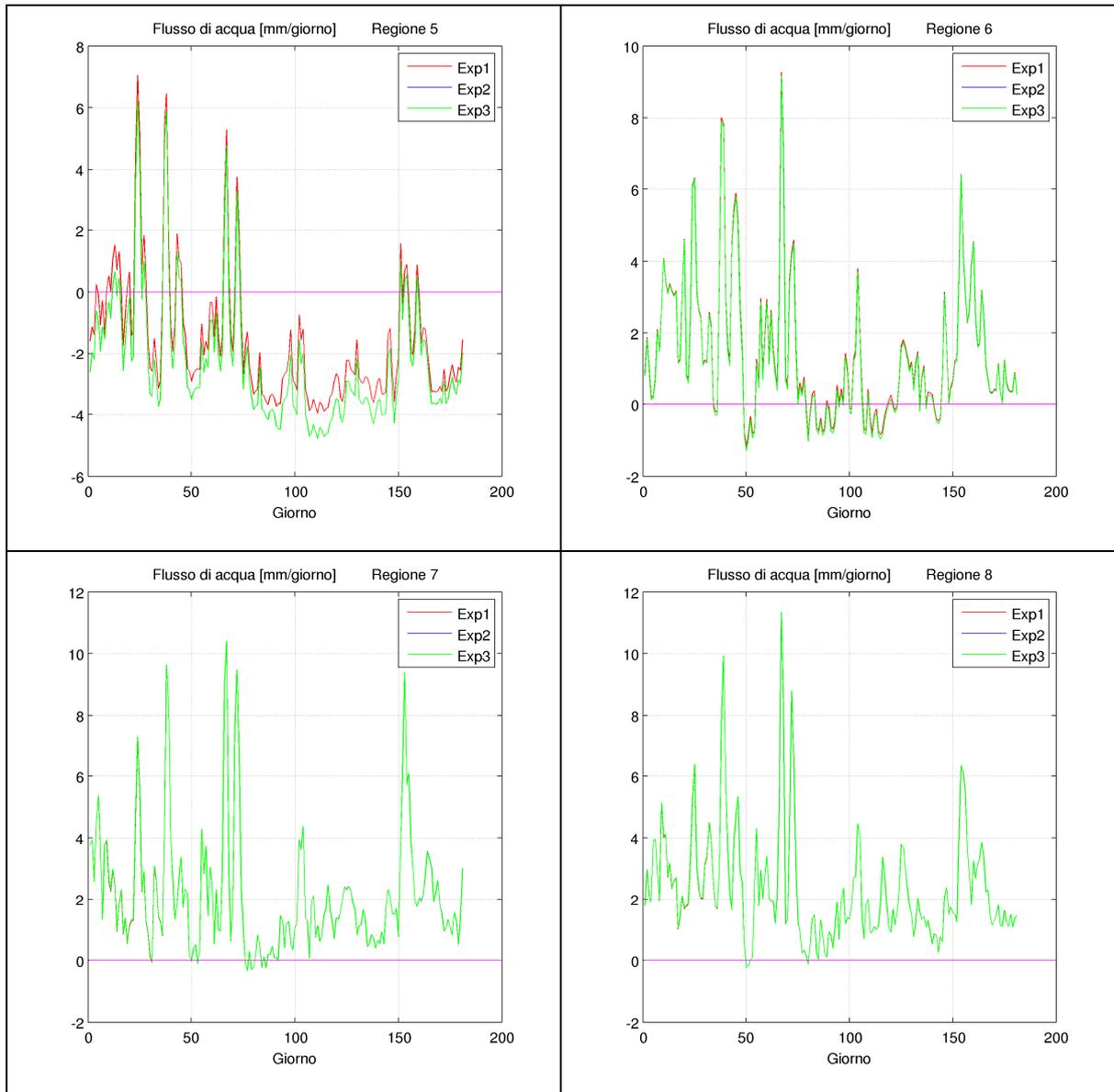


Fig. 4.74 – Valori medi del flusso di acqua per le regioni da 5 a 8.

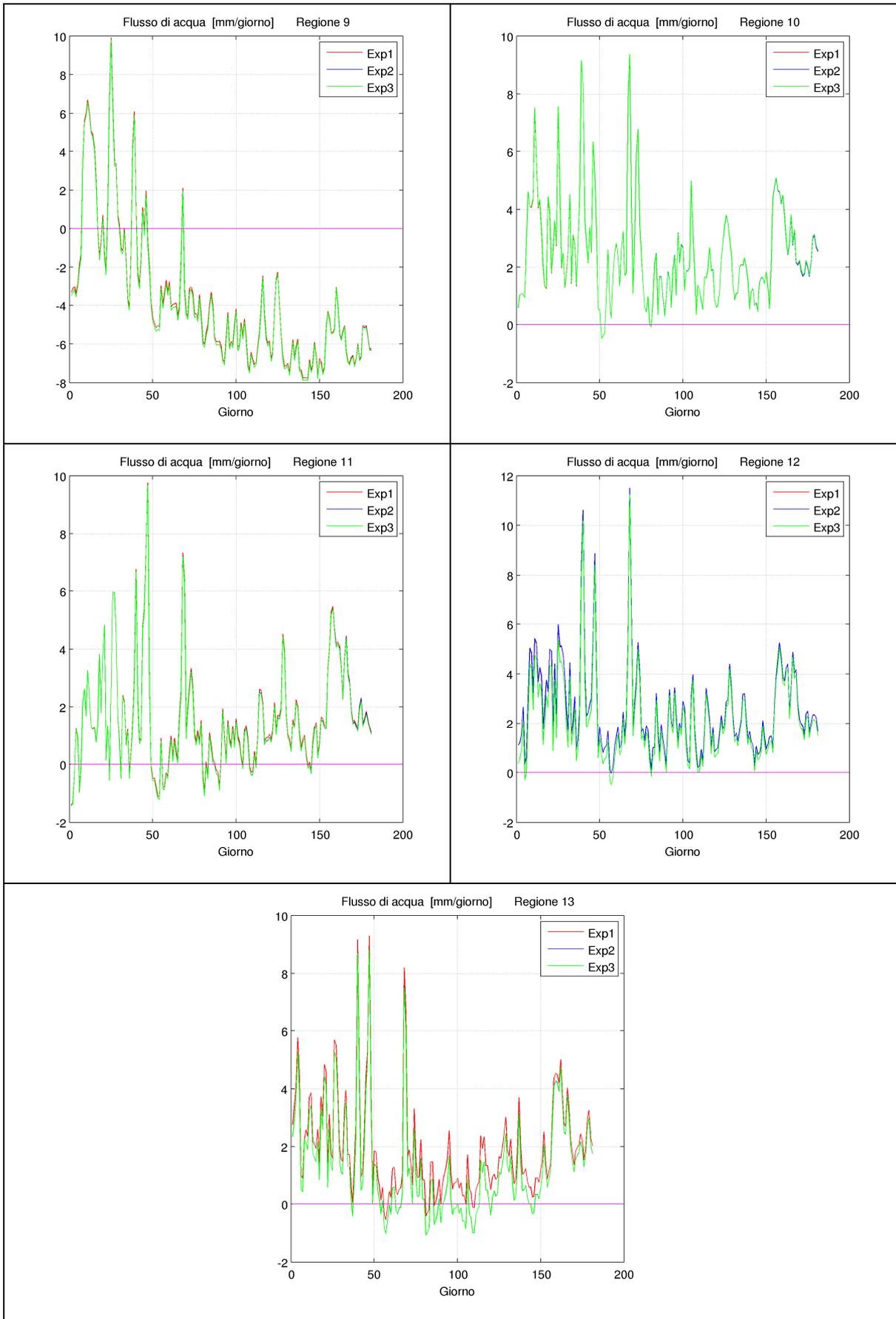


Fig. 4.75 – Valori medi del flusso di acqua per le regioni da 9 a 13.

4.3.5 Campo di circolazione superficiale

In questa sezione saranno presentate le mappe orizzontali di circolazione superficiale relative alle regioni e ai mesi per i quali sono state individuate differenze significative tra i tre esperimenti condotti.

Nella **regione 2** per il mese di **giugno** si individuano principalmente quattro aree in cui si possono riscontrare differenze significative nella struttura della circolazione superficiale tra Exp1 (fig 4.76) e Exp2 (fig. 4.77).

In Exp2 si nota, nella zona delimitata in giallo, una diminuzione dell'intensità del giro a ridosso della costa nordafricana, con una variazione della sua forma che assume contorni più ellittici rispetto a quanto si può osservare in Exp1.

In Exp2, nella zona delimitata in rosso, si può osservare la presenza di un solo giro anticiclonico, mentre la stessa zona, in Exp1, è caratterizzata da una coppia di giri, uno ciclonico e l'altro anticiclonico.

Discorso analogo per la zona delimitata in verde, dove in Exp2 si ha un giro anticiclonico di buona intensità e regolarità, mentre in Exp1 si osserva una coppia di giri, uno ciclonico e l'altro anticiclonico, di minore intensità ed estensione e con una struttura meno regolare.

Nella zona delimitata in azzurro in Exp1 si nota la presenza di una struttura meandriforme nelle vicinanze di un piccolo giro, mentre in Exp2 non c'è traccia di tali strutture.

Nella zona a sud della Sardegna, nei pressi della costa africana, si nota in Exp2 una migliore rappresentazione ed un'intensificazione della corrente algerina.

Exp1 Regione 2 Correnti alla superficie GIUGNO

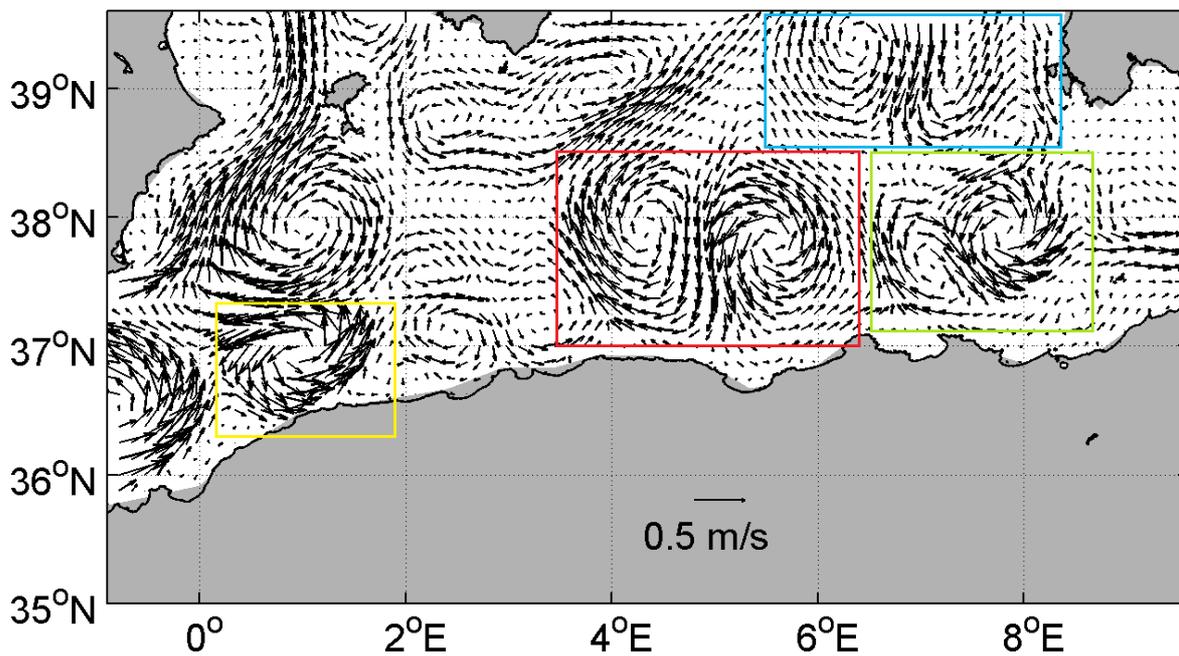


Fig. 4.76 – Mappa orizzontale della circolazione superficiale per il mese di giugno (Exp1).

Exp2 Regione 2 Correnti alla superficie GIUGNO

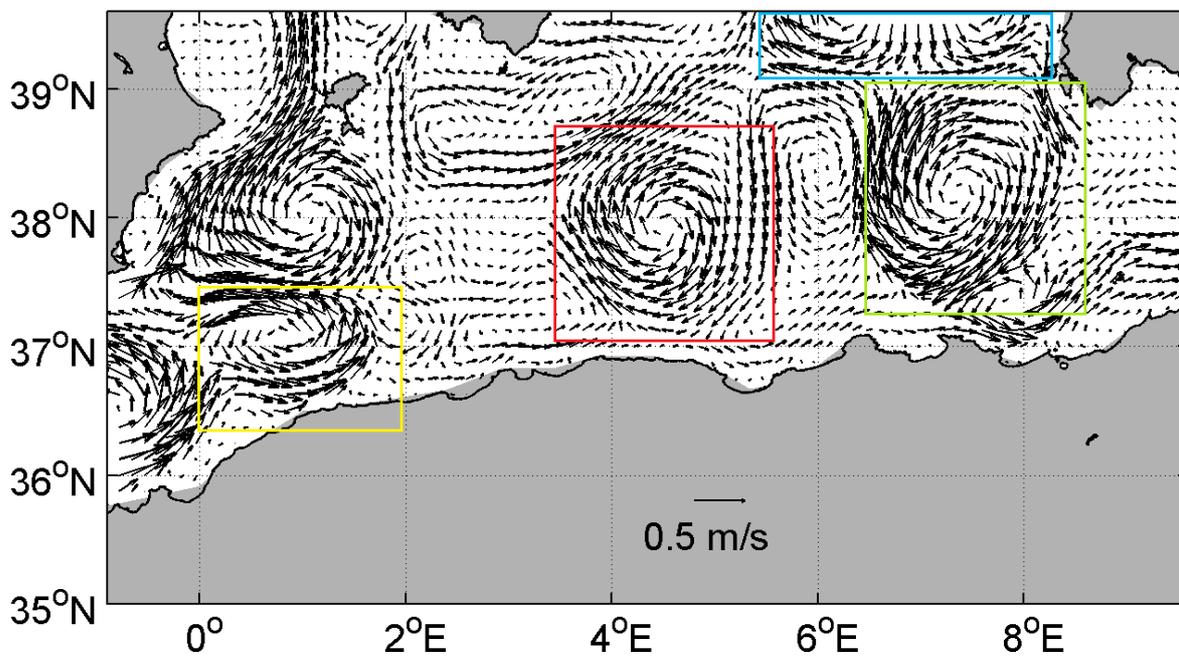


Fig. 4.77 – Mappa orizzontale della circolazione superficiale per il mese di giugno (Exp2).

Nella **regione 3** per il mese di **maggio** si notano, nella zona delimitata in rosso (fig. 4.78 e 4.79), variazioni che interessano la Corrente Liguro-Provenzale-Catalana (LPC) ed inoltre si può osservare, nella zona delimitata in azzurro, che la coppia di piccoli giri presenti in Exp1 sono sostituiti in Exp2 da un unico giro.

Nelle stesse zone si notano variazioni anche in Exp3 (fig. 4.80) rispetto a Exp2; inoltre nell'estremità superiore della zona delimitata in azzurro si nota in Exp3 la comparsa di un piccolo giro ciclonico.

Nel mese di **giugno**, nella parte ovest della zona delimitata in rosso, si nota una variazione nelle corrente che lambisce le Baleari, che in Exp2 rispetto a Exp1 (fig. 4.82 e 4.81 rispettivamente) perde di intensità e non sembra più direttamente connessa al giro che si osserva nei pressi della costa occidentale della Sardegna (in corrispondenza dei 6° di longitudine E); si notano inoltre variazione nelle strutture meandri formi della zona.

In Exp3 (fig. 4.83) la corrente che lambisce le Baleari sembra invece riconnettersi al giro che occupa la parte inferiore della zona delimitata in rosso.

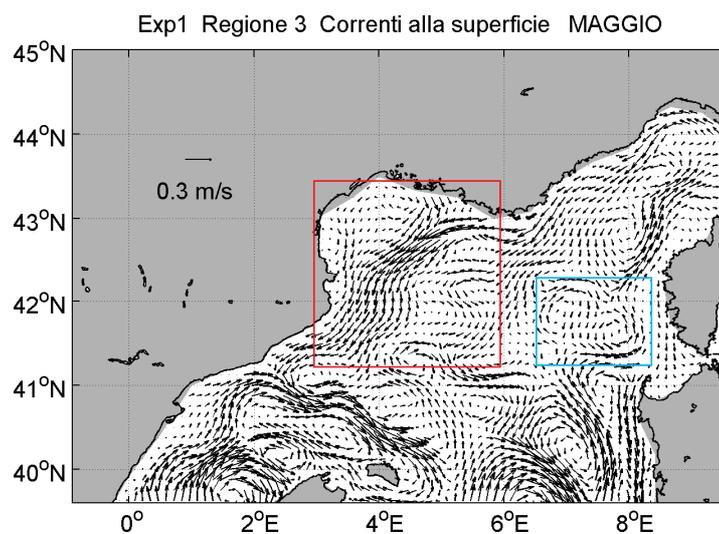


Fig. 4.78 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp1).

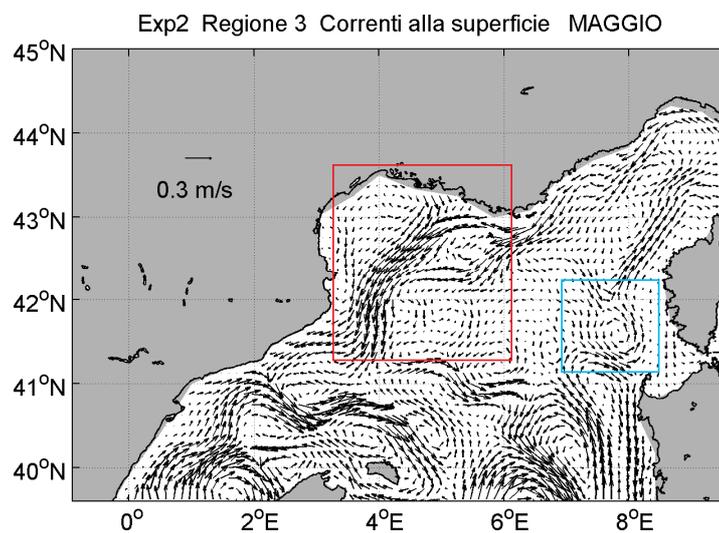


Fig. 4.79 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp2).

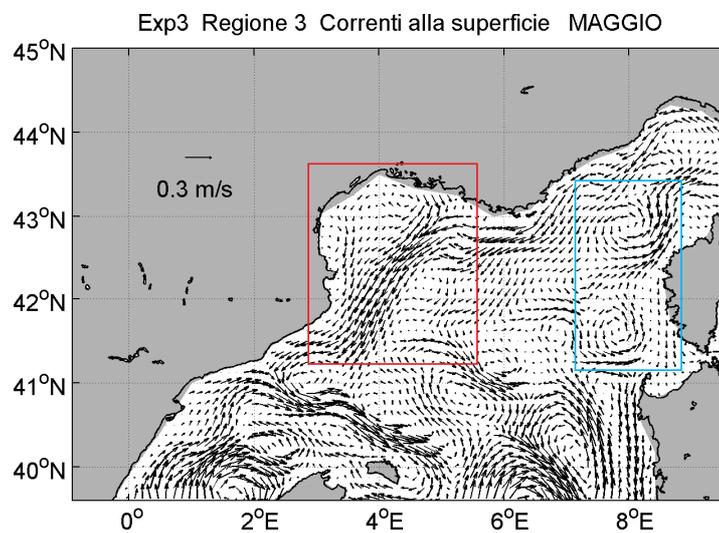


Fig. 4.80 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp3).

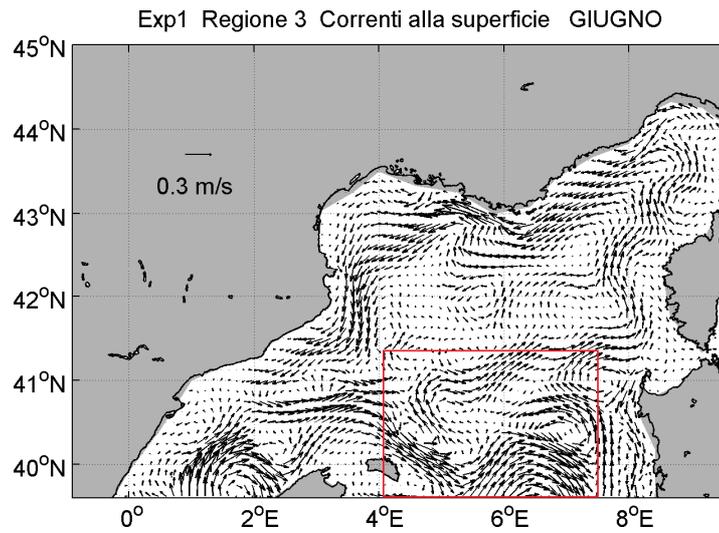


Fig. 4.81 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp1).

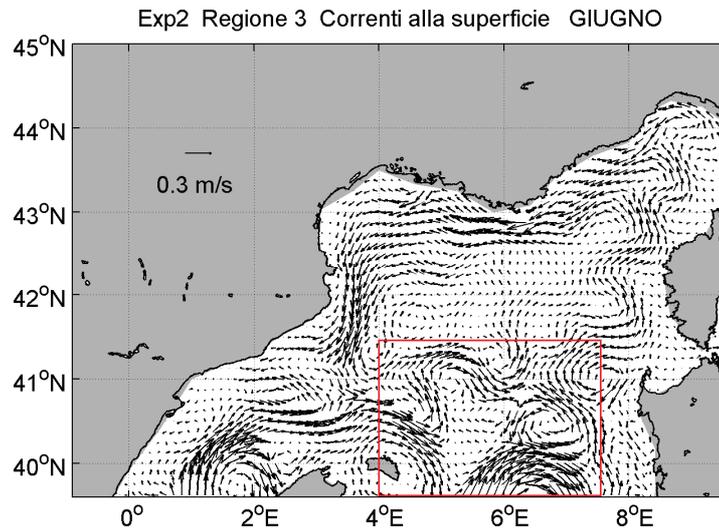


Fig. 4.82 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp2).

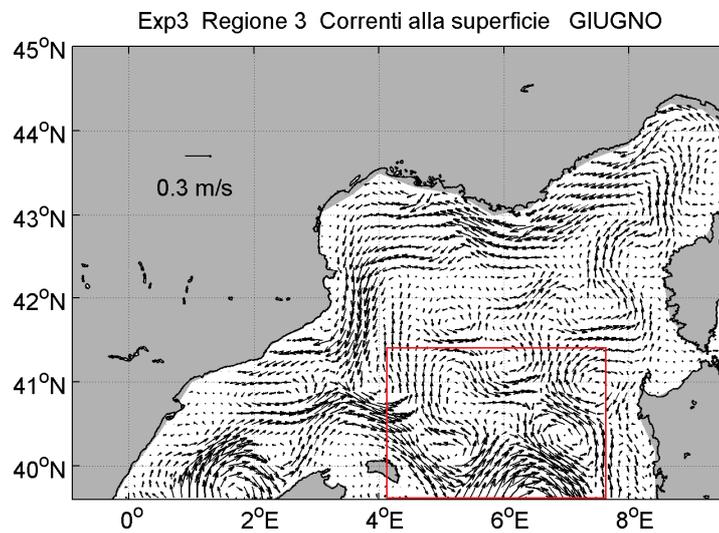


Fig. 4.83 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp3).

Nella **regione 10** nel mese di **marzo**, nella zona delimitata in rosso, si nota la formazione di un giro anticiclonico di elevata intensità che sembra sostituirsi ad una corrente meandriforme che in Exp1 fluisce da nord verso sud (fig. 4.84 e 4.85).

In Exp3 (fig. 4.86) si osserva una situazione paragonabile a quella riscontrata in Exp1.

Nel mese di **aprile**, nella zona delimitata in rosso, si assiste in Exp2 (fig. 4.88) alla formazione di un giro anticiclonico che si affianca alla coppia di giri che si può osservare in Exp1 (fig. 4.87), probabile evoluzione dello stesso giro comparso in marzo.

In Exp3 (fig. 4.89) si osserva una situazione paragonabile a quella riscontrata in Exp1.

Nel mese di **maggio**, nella zona delimitata in rosso, le differenze tra Exp1 (fig. 4.90) e Exp2 (fig. 4.91) sembrano attenuarsi e sono concentrate sulla coppia di giri prospiciente la costa africana, con una variazione della forma del giro anticiclonico, che risulta più ellittica rispetto a Exp1.

In Exp3 (fig. 4.92) la struttura del giro anticiclonico è paragonabile a quella in Exp1, ma si nota una riduzione di intensità.

Nel mese di **giugno** le differenze tra Exp1 (fig. 4.93) e Exp2 (fig. 4.94) interessano ancora il già citato giro anticiclonico, la cui intensità risulta attenuata in Exp2.

Si ravvisano inoltre differenze nella corrente che lambisce Creta, che risulta meno ampia in Exp2.

La circolazione superficiale di Exp3 (fig. 4.95) risulta molto più simile a Exp1 anziché a Exp2, e ciò suggerisce la possibilità di ulteriori approfondimenti futuri.

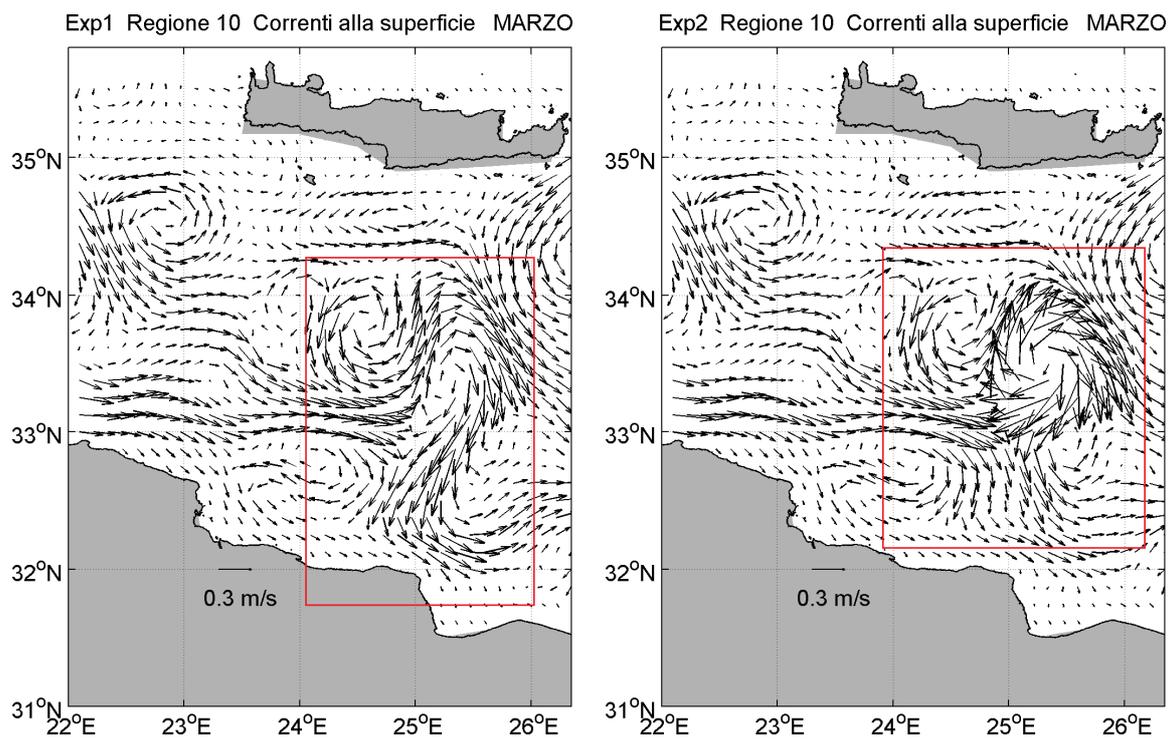


Fig. 4.84 e 4.85 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di marzo (Exp1 a sinistra, Exp2 a destra).

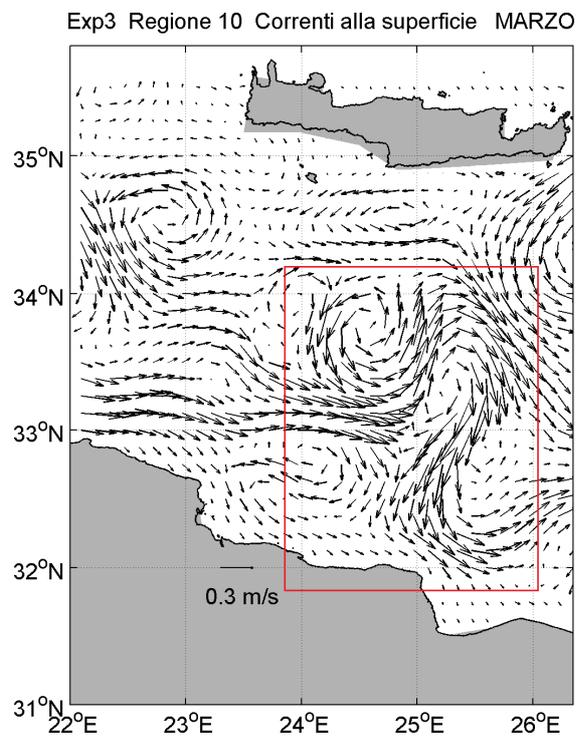


Fig. 4.86 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di marzo (Exp3).

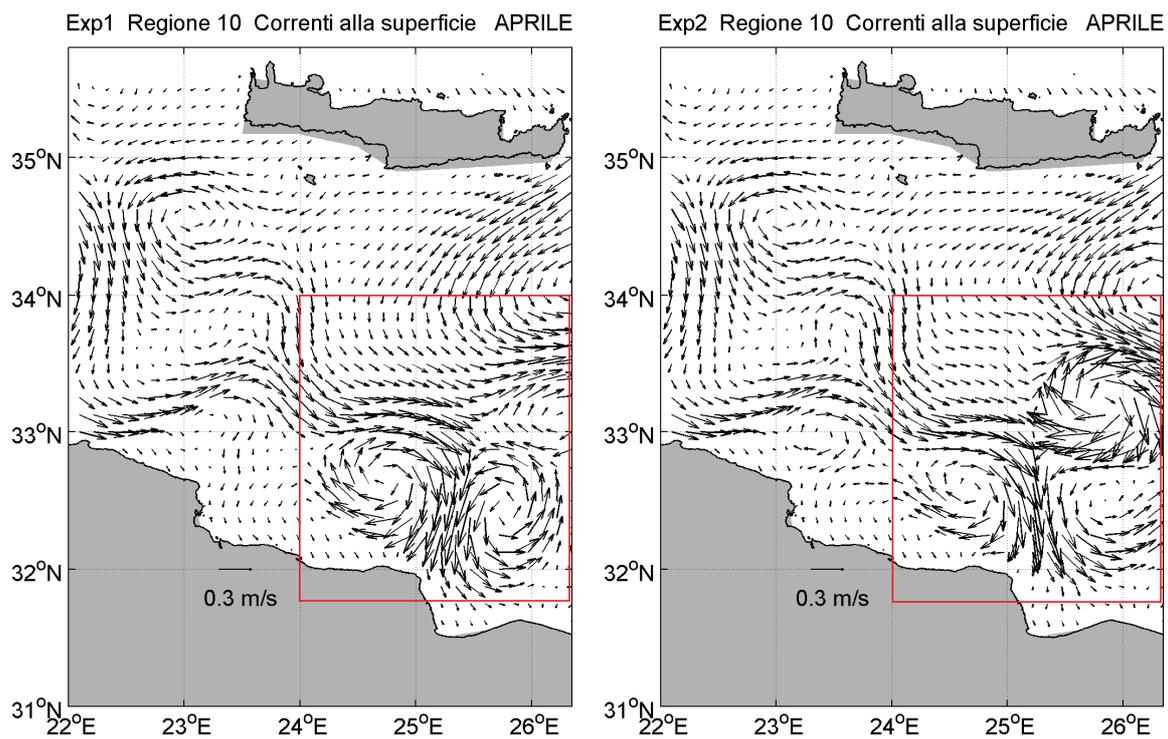


Fig. 4.87 e 4.88 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di aprile (Exp1 a sinistra, Exp2 a destra).

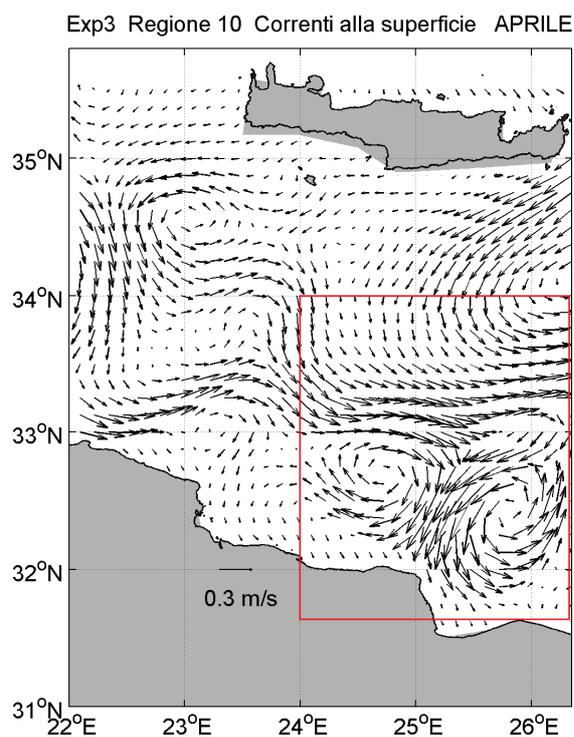


Fig. 4.89 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di aprile (Exp3).

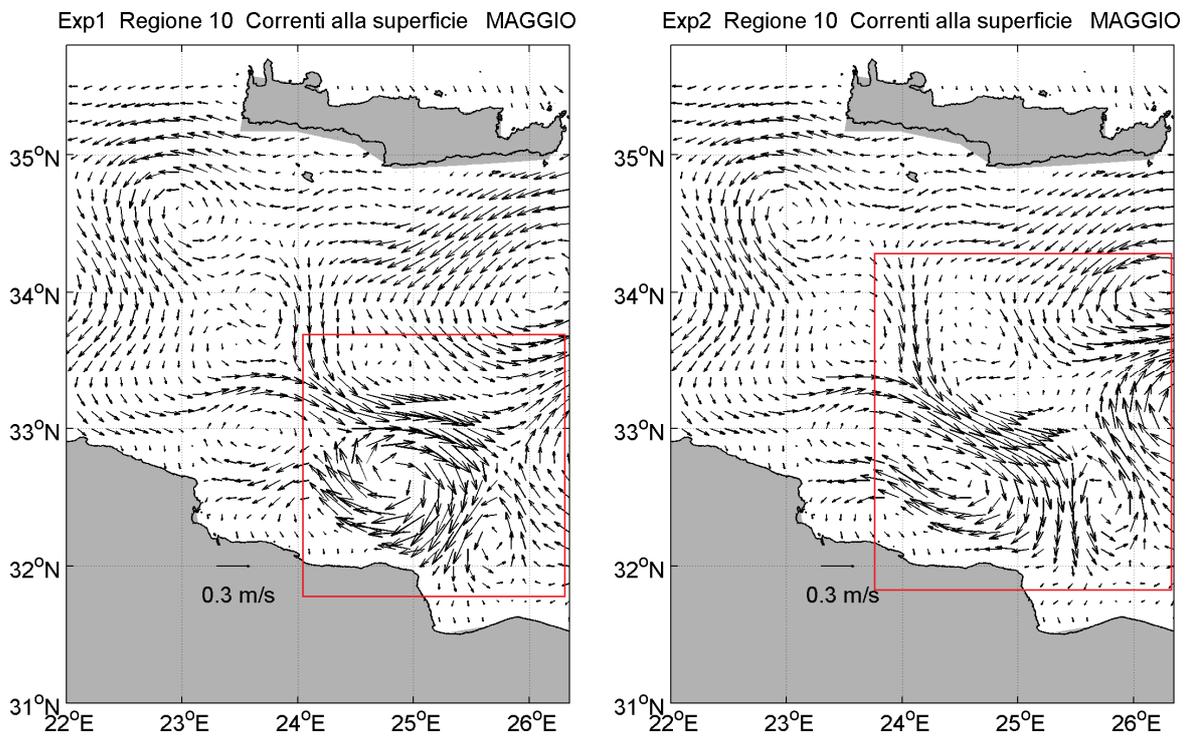


Fig. 4.90 e 4.91 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp1 a sinistra, Exp2 a destra).

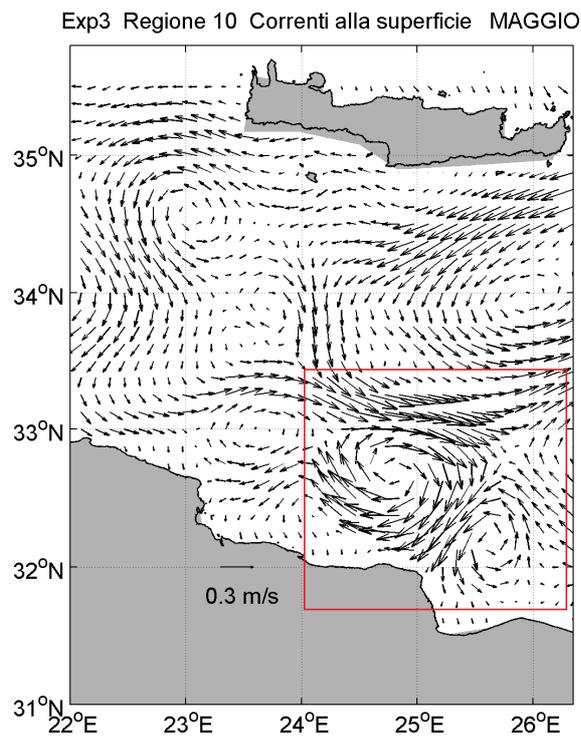


Fig. 4.92 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp3).

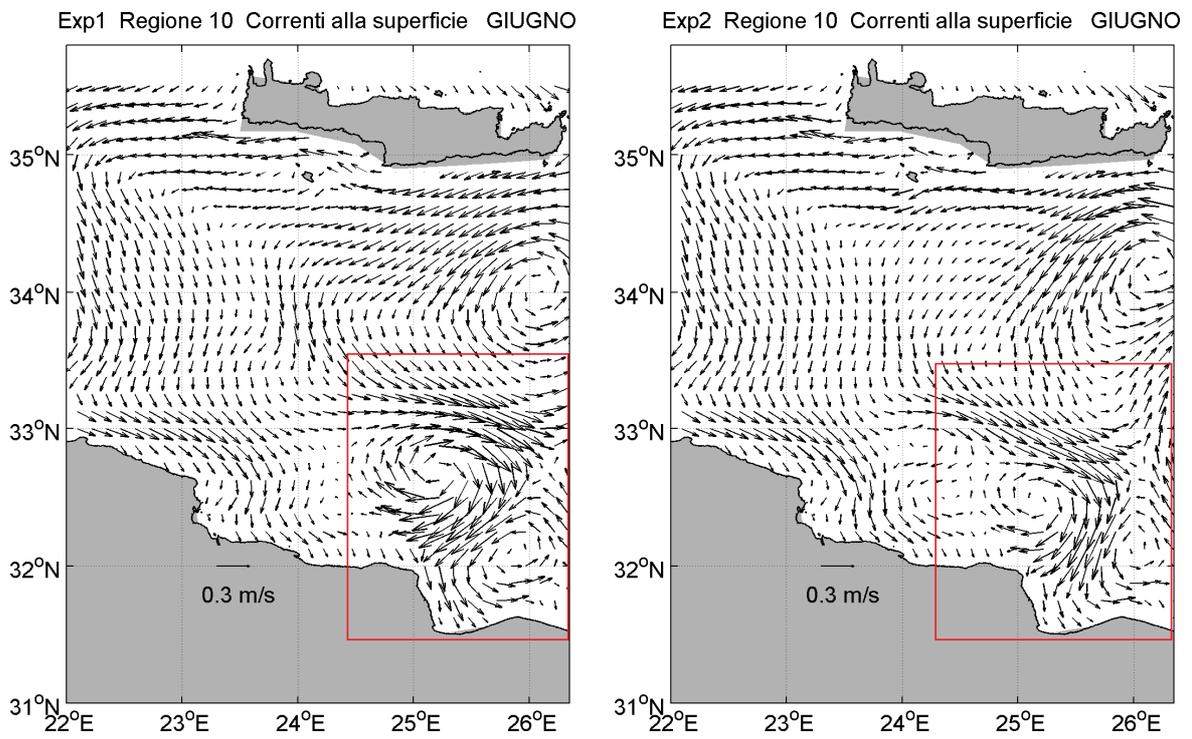


Fig. 4.93 e 4.94 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp1 a sinistra, Exp2 a destra).

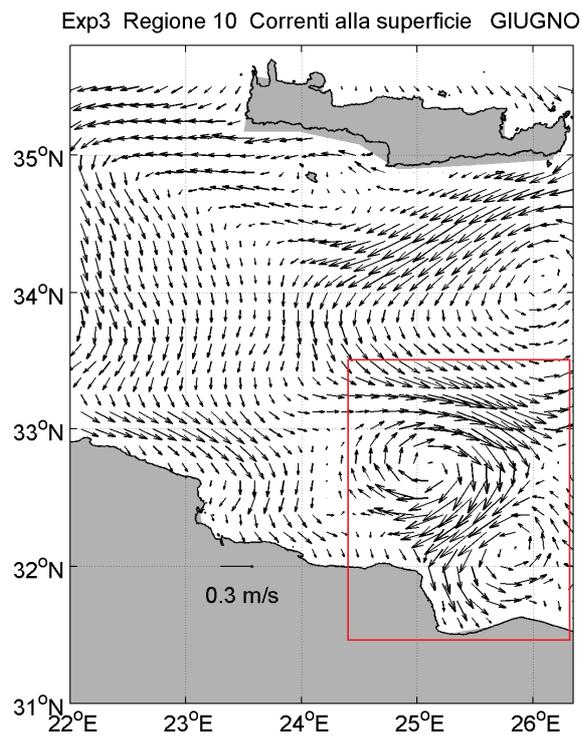


Fig. 4.95 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp3).

Nella **regione 11**, nel mese di **maggio**, si può individuare nella zona delimitata in rosso un'intensificazione in Exp2 (fig. 4.97) rispetto a Exp1 (fig. 4.96) del giro compreso tra 28° e 29° di longitudine, mentre nella zona delimitata in azzurro si assiste in Exp2 ad una diminuzione della superficie coperta dal giro prospiciente la costa turca.

Nella zona delimitata in verde si può osservare in Exp2 un aumento dell'estensione del giro a ridosso della costa turca, con un suo allungamento in direzione sud-est.

Nella zona delimitata in giallo si assiste ad un restringimento in direzione longitudinale del giro a sud-ovest di Cipro, con una suo più marcato protrudersi verso la costa turca.

Nel mese di **giugno** si può osservare in Exp2 (fig. 4.99) rispetto a Exp1 (fig. 4.98), nella zona delimitata in rosso, una variazione in direzione e intensità dell'ultimo tratto della Corrente dell'Asia Minore, mentre nella zona delimitata in azzurro risulta osservabile una compressione in senso latitudinale in Exp2 del prospiciente la costa turca.

Si può notare inoltre, nella zona delimitata in verde, una riduzione in estensione ed intensità del giro collocato a sud-ovest di Cipro.

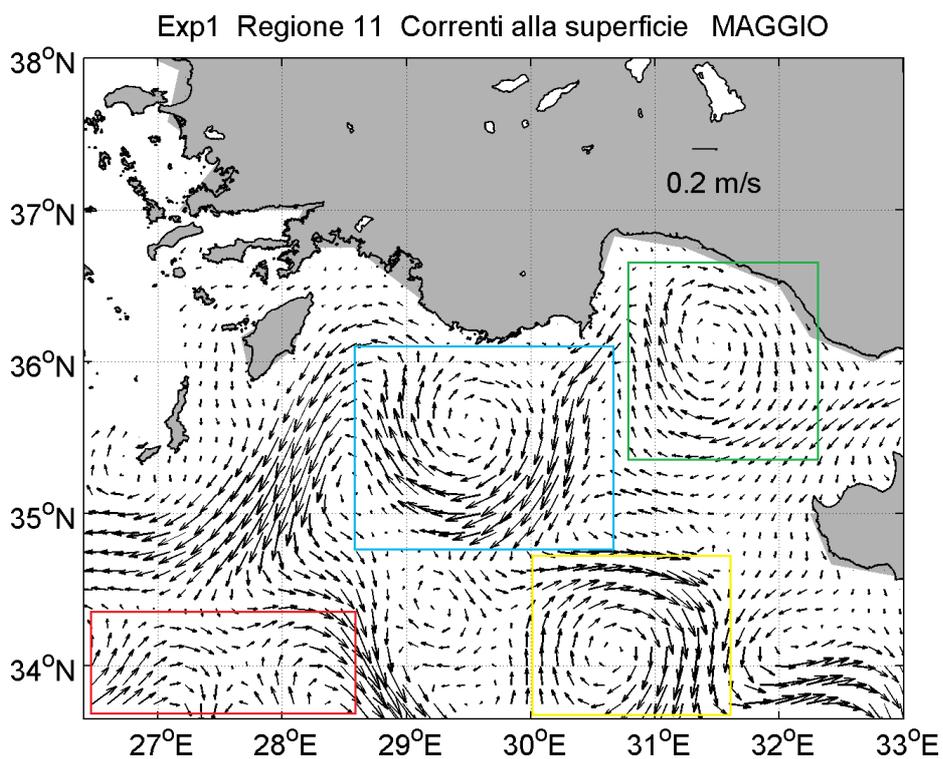


Fig. 4.96 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp1).

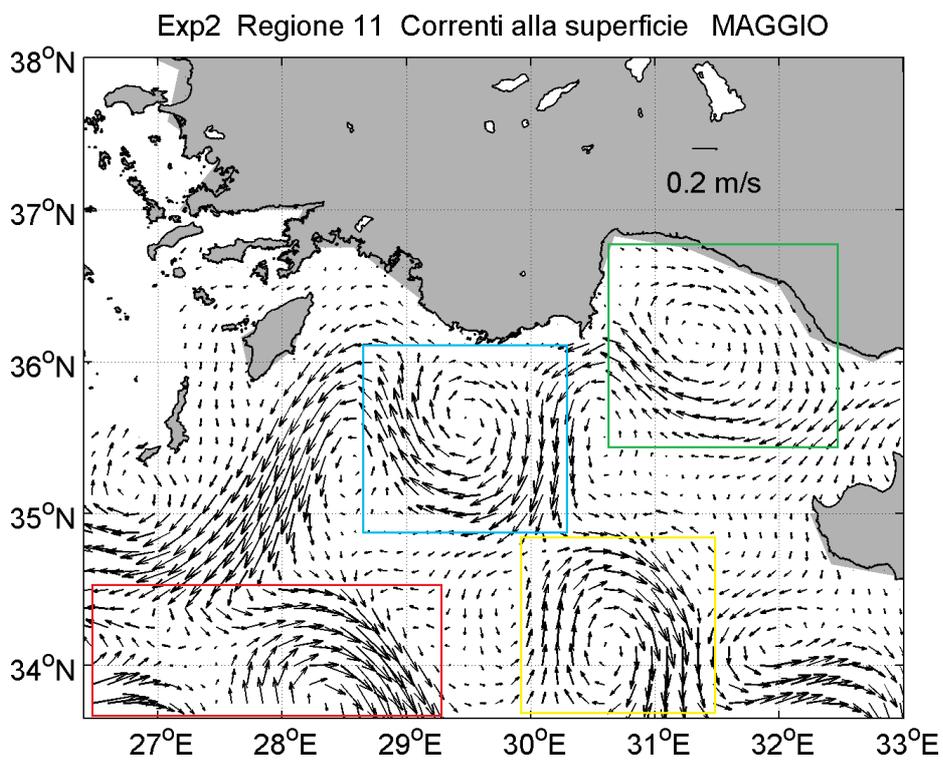


Fig. 4.97 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp2).

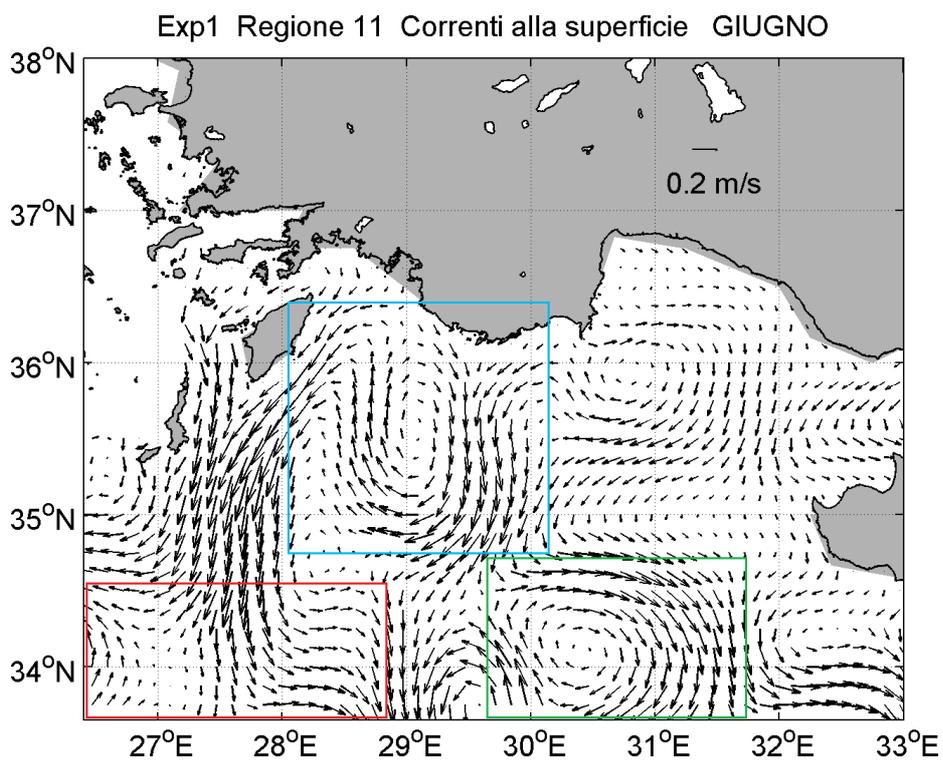


Fig. 4.98 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp1).

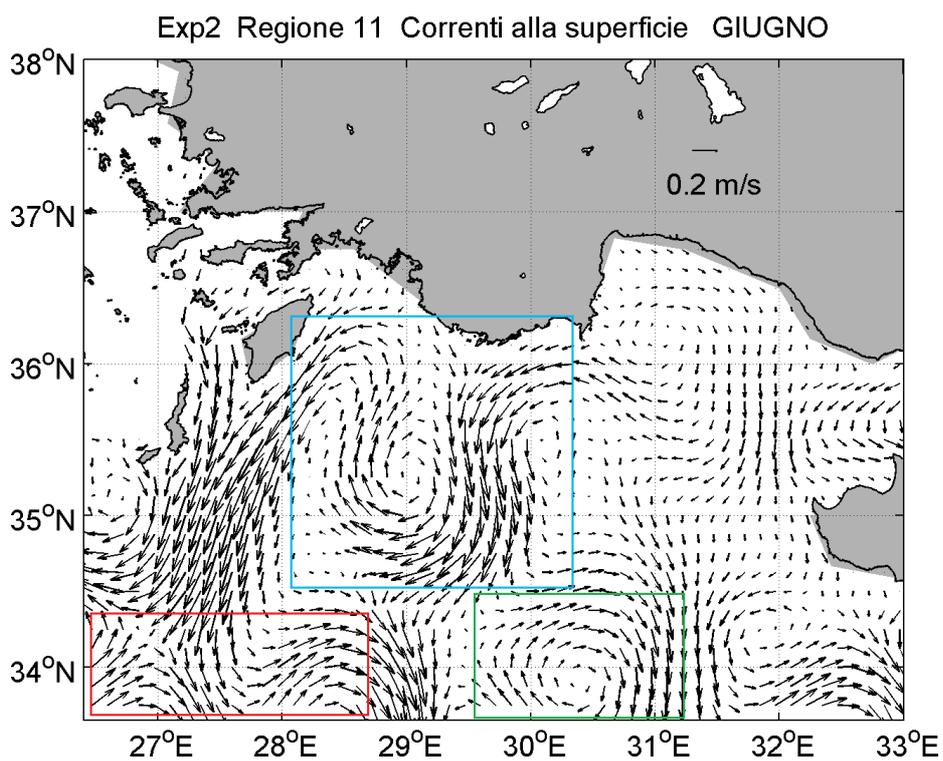


Fig. 4.99 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp2).

Nel mese di **aprile** si osserva, nella zona delimitata in rosso, la scomparsa in Exp3 (fig. 4.101) della coppia di piccoli giri che si può invece osservare in Exp2 (fig. 4.100), con un aumento dell'intensità e della nitidezza della corrente che fluisce nella zona in direzione ovest-est.

Nel mese di **maggio** il giro osservabile in Exp2 (fig. 4. 102) nella zona delimitata in rosso non è più osservabile in Exp3 (fig. 4.103), mentre il giro compreso nella zona delimitata in azzurro risulta meno deformato in senso latitudinale rispetto a Exp2.

Nel mese di **giugno** si può osservare in Exp3 (fig. 4.105), nella zona delimitata in rosso, un'intensificazione del tratto terminale della Corrente dell'Asia Minore rispetto a quanto osservabile in Exp2 (fig. 4.104), ed inoltre in Exp2 non si ha più la coppia di giri osservabili in Exp2 nella zona delimitata in azzurro.

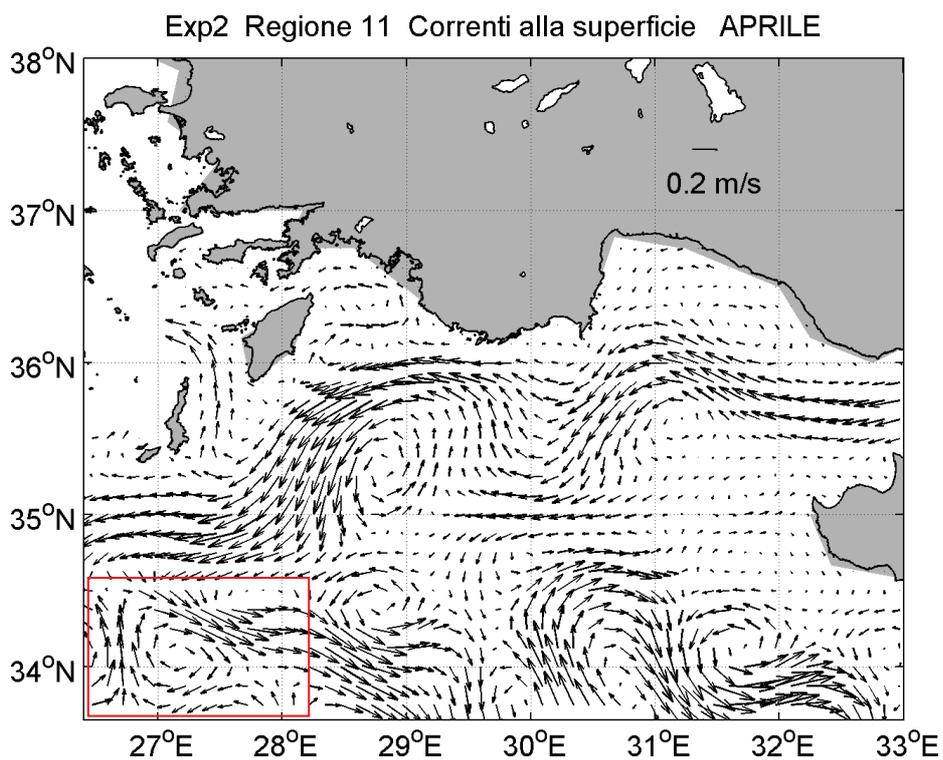


Fig. 4.100 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di aprile (Exp2).

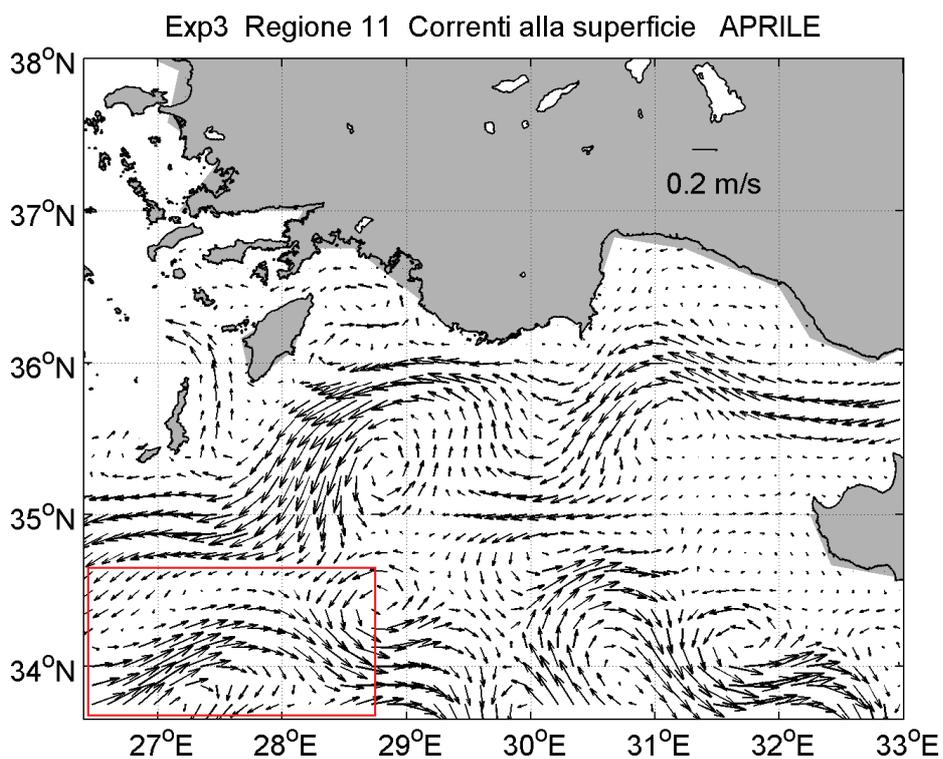


Fig. 4.101 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di aprile (Exp3).

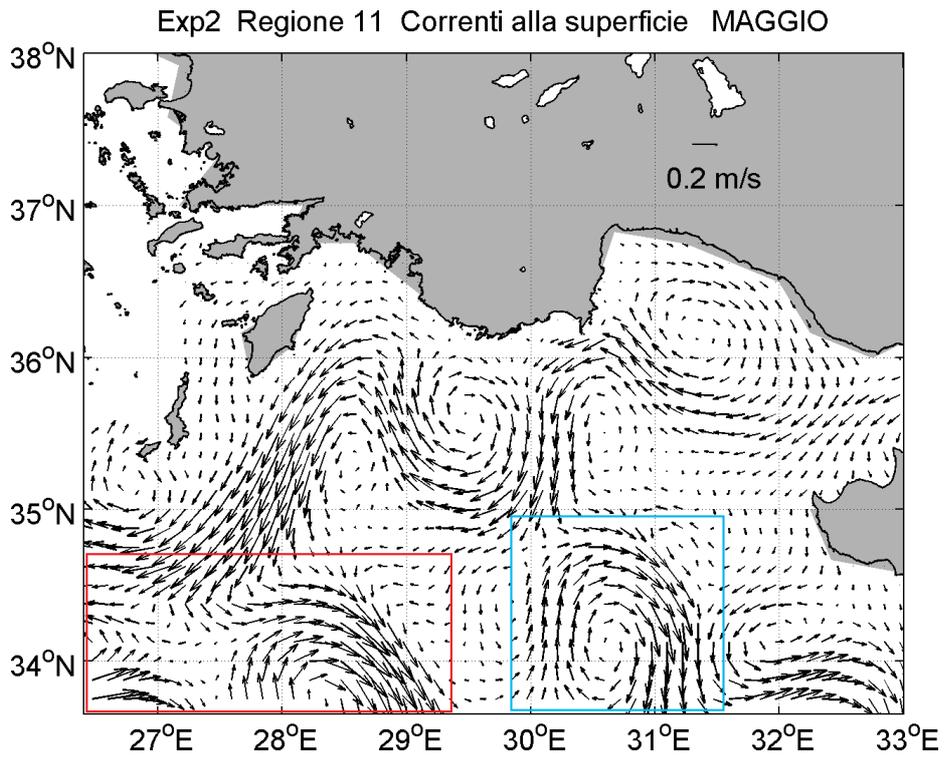


Fig. 4.102 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp2).

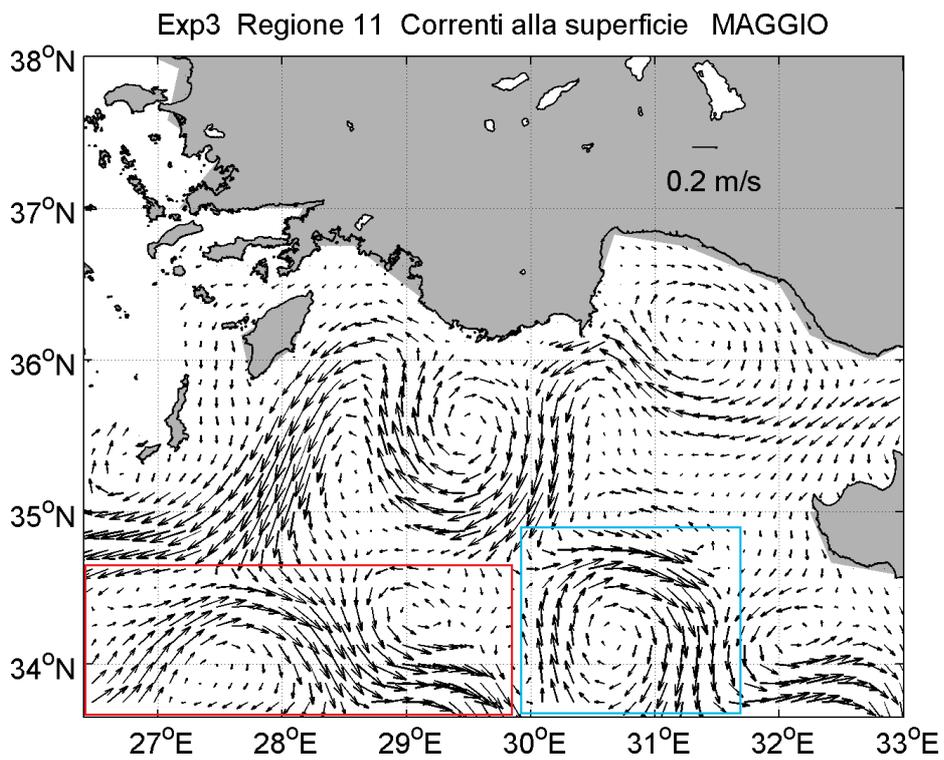


Fig. 4.103 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp3).

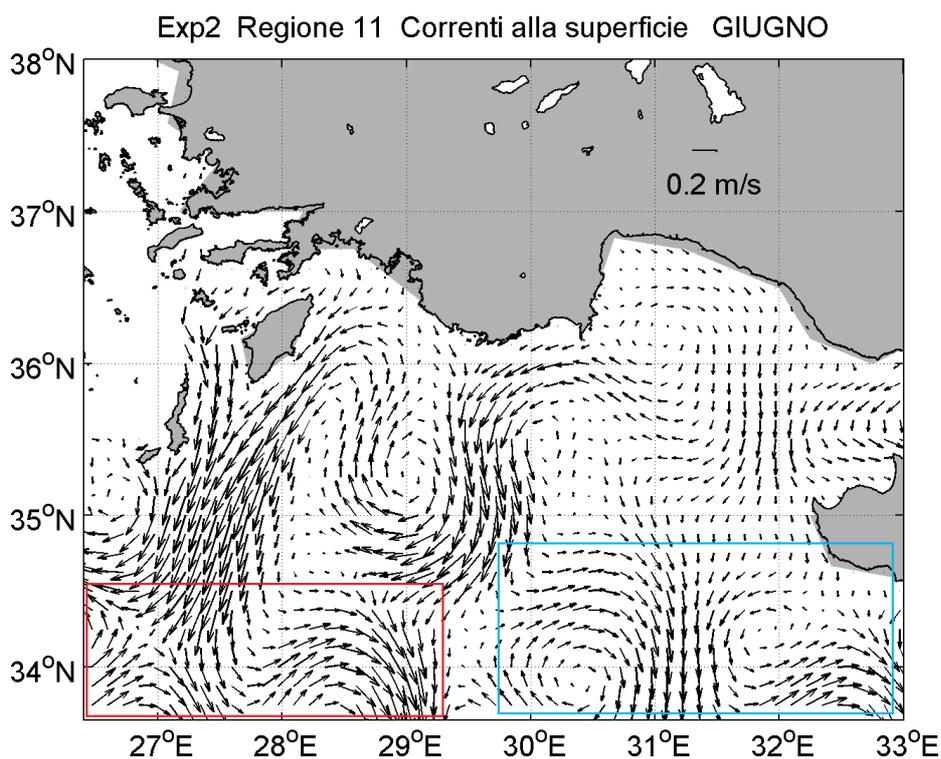


Fig. 4.104 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp2).

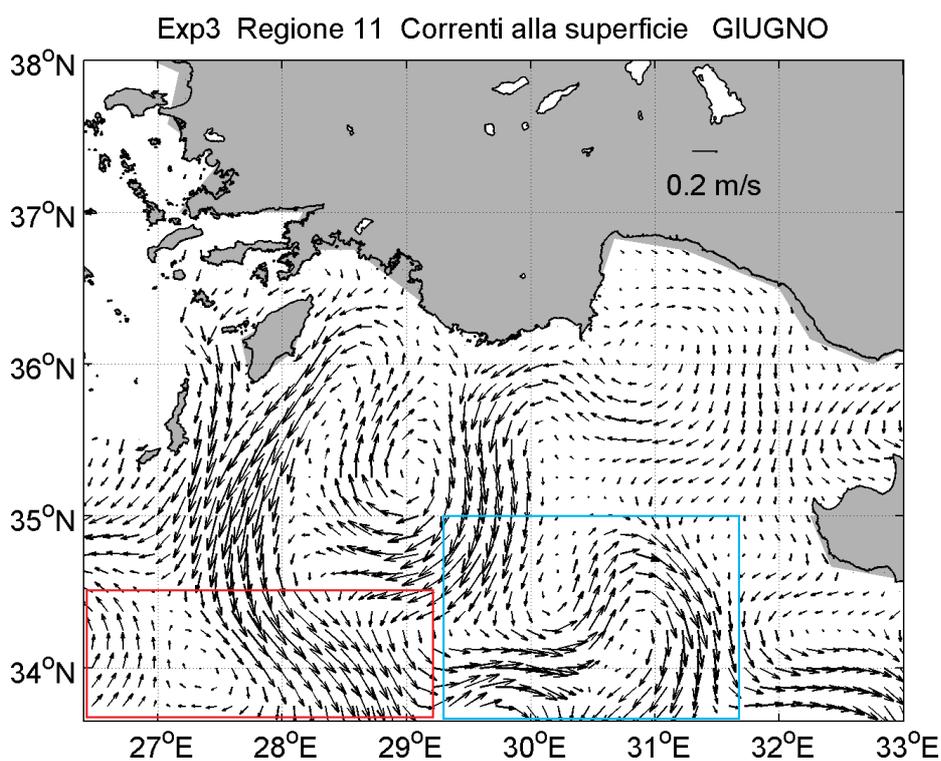


Fig. 4.105 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp3).

Nella **regione 12** per il mese di **maggio** si osserva, nella zona delimitata in rosso, come la corrente che fluisce dalla sovrastante regione 11 entri nella regione 12 con un angolo differente tra Exp2 (fig. 4.107) e Exp1 (fig. 4.106).

Inoltre il giro compreso nella zona delimitata in azzurro risulta deformato in senso latitudinale in Exp2, mentre ha una forma meno ellittica in Exp1.

In Exp3 (fig. 4.108) si osserva come la corrente in ingresso dalla regione 11 e il giro compreso nella zona delimitata in azzurro siano più simili alle corrispondenti strutture rappresentate in Exp1 anziché a quelle rappresentate in Exp2.

Nel mese di **giugno** si osservano interessanti variazioni nella struttura del giro di Mersa-Matruh: in Exp2 (fig. 4.110) nella zona delimitata in rosso si osserva uno spostamento verso est della struttura rispetto a Exp1 (fig. 4. 109) e una tendenza delle zone esterne della parte destra del giro ad allontanarsi maggiormente dal centro della struttura perché non costrette dalla corrente che fluisce in direzione nord-sud in Exp1.

In Exp3 (fig. 4.111) si osserva uno spostamento verso ovest del limite destro del giro di Mersa-Matruh rispetto a Exp2, con una struttura più simile a quella osservabile in Exp1.

Come per il mese di maggio la corrente in ingresso dalla regione 11 entra nella regione 12 con un angolo differente in Exp2 rispetto a Exp1.

Si nota inoltre in Exp3, nella zona delimitata in azzurro, un giro in via di formazione, non riscontrabile negli altri due esperimenti.

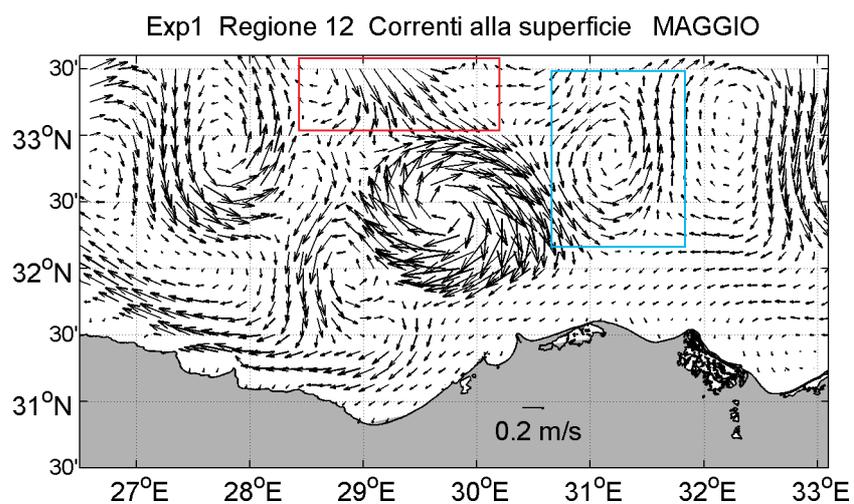


Fig. 4.106 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp1).

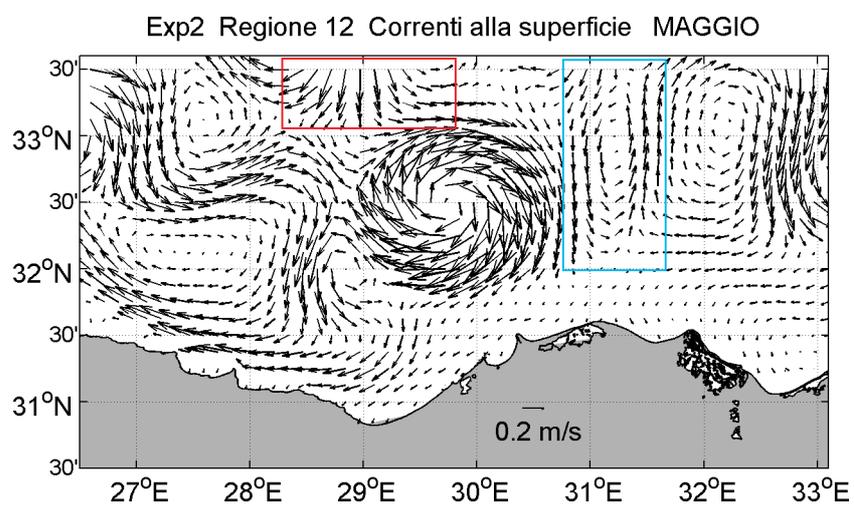


Fig. 4.107 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp2).

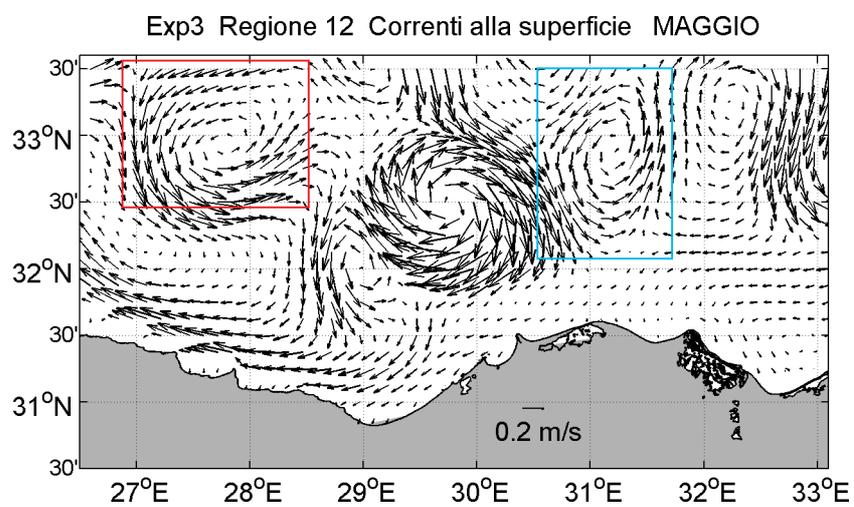


Fig. 4.108 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp3).

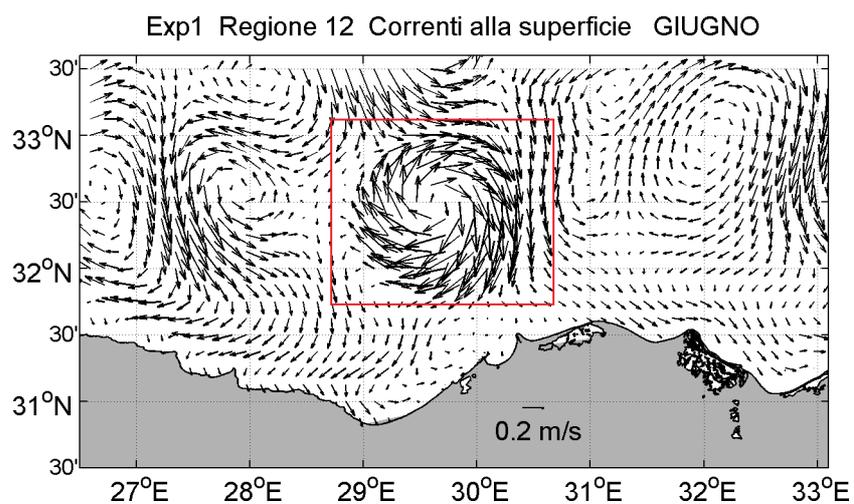


Fig. 4.109 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp1).

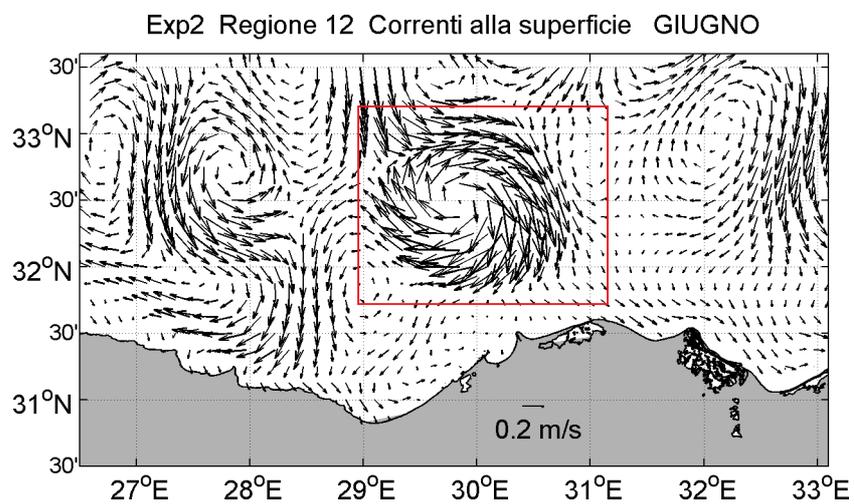


Fig. 4.110 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp2).

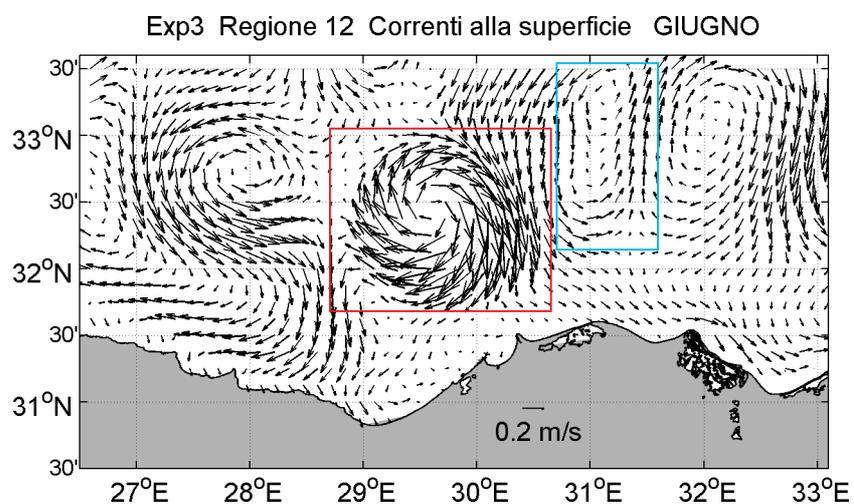


Fig. 4.111 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp3).

Nella **regione 13** nel mese di **maggio** non si registrano particolari differenze tra Exp1 e Exp2, mentre in Exp3 (fig. 4.113) rispetto a Exp2 (4.112) si nota una deformazione in direzione nord-est del giro che si trova tra Cipro e la costa libano-siriana.

Nel mese di **giugno** si nota in Exp2 (4.115) una deformazione in senso longitudinale rispetto a quanto osservabile in Exp1 (4.114) del giro compreso nella zona delimitata in rosso.

In Exp3 (4.116) si nota un'intensificazione del giro compreso nella zona delimitata in rosso rispetto a Exp2; inoltre la struttura compresa nella zona delimitata in azzurro, in Exp3 risulta spostata verso nord rispetto a Exp2.

Infine la struttura compresa nella zona delimitata in verde risulta essere più compatta in Exp3 rispetto a quanto osservabile in Exp2.

Exp2 Regione 13 Correnti alla superficie MAGGIO

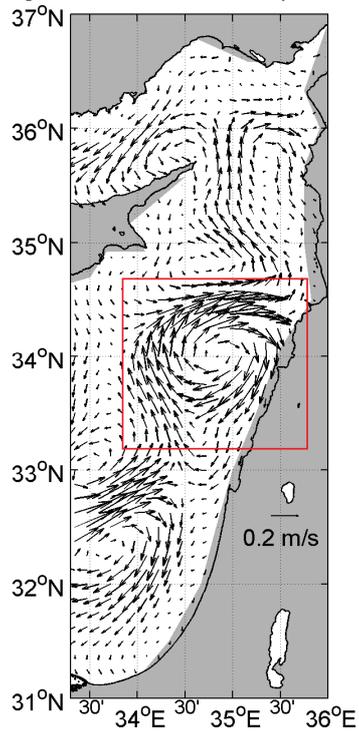


Fig. 4.112 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp2).

Exp3 Regione 13 Correnti alla superficie MAGGIO

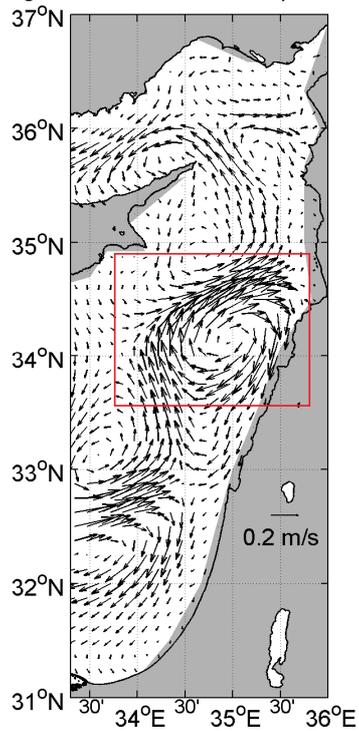
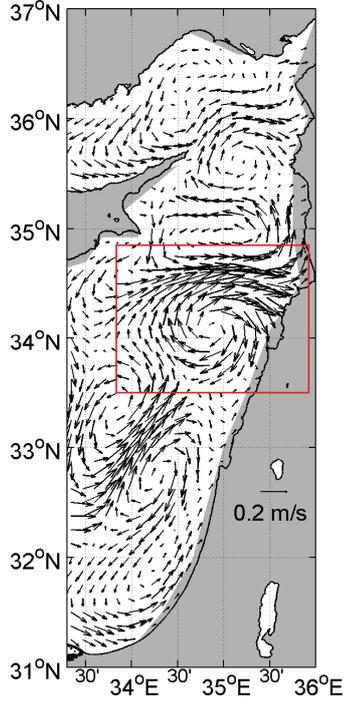


Fig. 4.113 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di maggio (Exp3).

Exp1 Regione 13 Correnti alla superficie GIUGNO



Exp2 Regione 13 Correnti alla superficie GIUGNO

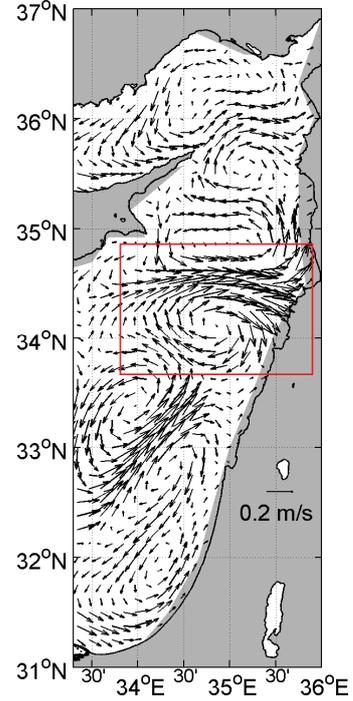
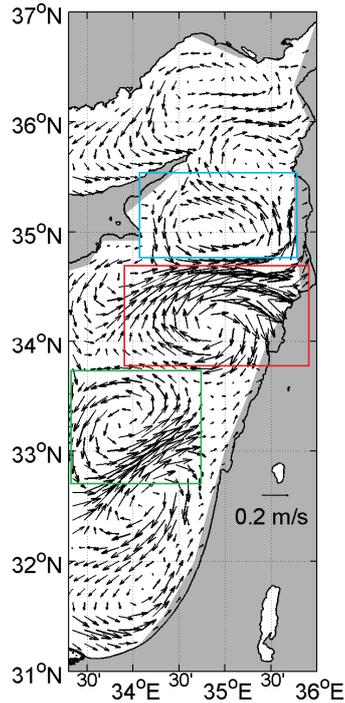


Fig. 4.114 e 4.115 – Mappa orizzontale della circolazione per il mese di giugno (Exp1 a sinistra, Exp2 a destra).

Exp3 Regione 13 Correnti alla superficie GIUGNO



4.4 Validazione dei risultati

I risultati ottenuti dai tre esperimenti condotti con l'utilizzo del modello numerico sono stati validati utilizzando 779 osservazioni ARGO.

Sono stati realizzati profili medi mensili della radice quadrata delle differenze quadratiche medie (root mean square error, RMSE) e medie delle differenze (BIAS) tra dati prodotti dagli esperimenti numerici e osservazioni ARGO al fine di definire quale sia l'errore dei dati ottenuti rispetto alle osservazioni e conseguentemente di determinare quale tra gli scenari proposti nei tre esperimenti si avvicini maggiormente alla situazione reale.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{mod} - x_{obs})^2}{n}}$$

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{mod} - x_{obs})}{n}$$

dove n è il numero totale di osservazioni, x_{mod} è il valore di una variabile ricavato dall'esperimento numerico e x_{obs} è il valore di una variabile derivante da osservazione.

Analizzando l'RMSE di temperatura calcolato sull'intero bacino si nota che i mesi in cui si hanno le variazioni maggiori sono gennaio (fig. 4.117) e febbraio (fig. 4.118) in cui si ha un lieve miglioramento del profilo di temperatura di Exp2 3 Exp3 rispetto all'esperimento di controllo Exp1 e aprile e maggio in cui al contrario si ha un lieve peggioramento.

Osservando il BIAS di temperatura calcolato sull'intero bacino si osserva una generale tendenza alla sottostima del profilo di temperatura, più accentuata nel mese di marzo (fig. 4.119).

Analizzando l'RMSE di salinità calcolato sull'intero bacino si osserva che i mesi in cui si hanno le variazioni maggiori sono gennaio (fig. 4.123) e maggio (4.127) in cui si ha un miglioramento del profilo di salinità di Exp2 e Exp3 rispetto all'esperimento di controllo e giugno (fig. 4.128) in cui si ha invece un peggioramento.

Marzo (fig. 4.125) e aprile (fig. 4.126) mostrano un peggioramento alle profondità minori, ed invece un miglioramento a profondità maggiori.

Osservando il BIAS di salinità si nota come per tutti i mesi abbia un andamento caratteristico per tutti i mesi considerati, con differenze positive rispetto alle osservazioni approssimativamente tra 0 e 50 m e tra 400 e 1000 m, mentre si evidenziano differenze negative tra 50 e 400 m.

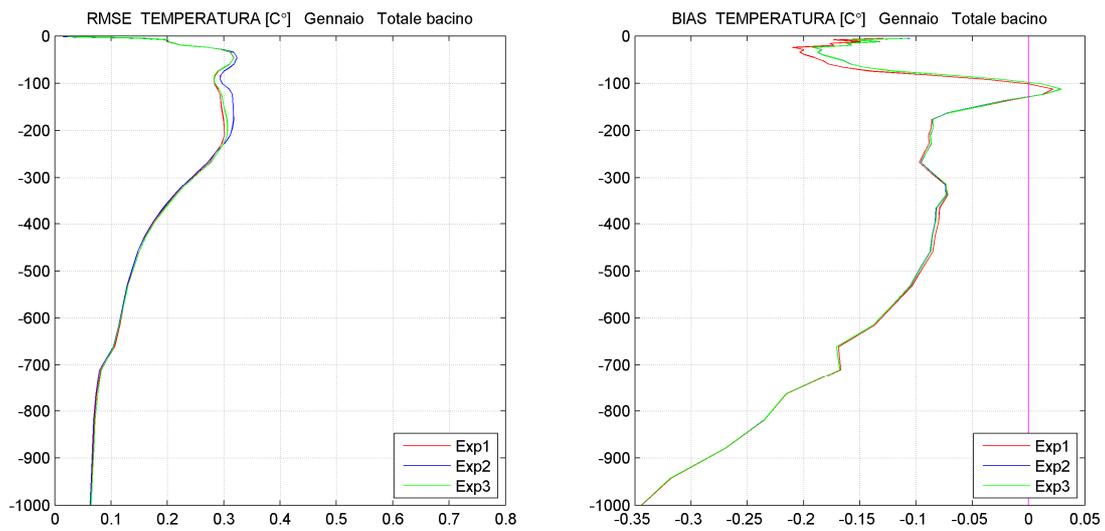


Fig. 4.117 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di gennaio per l'intero bacino.

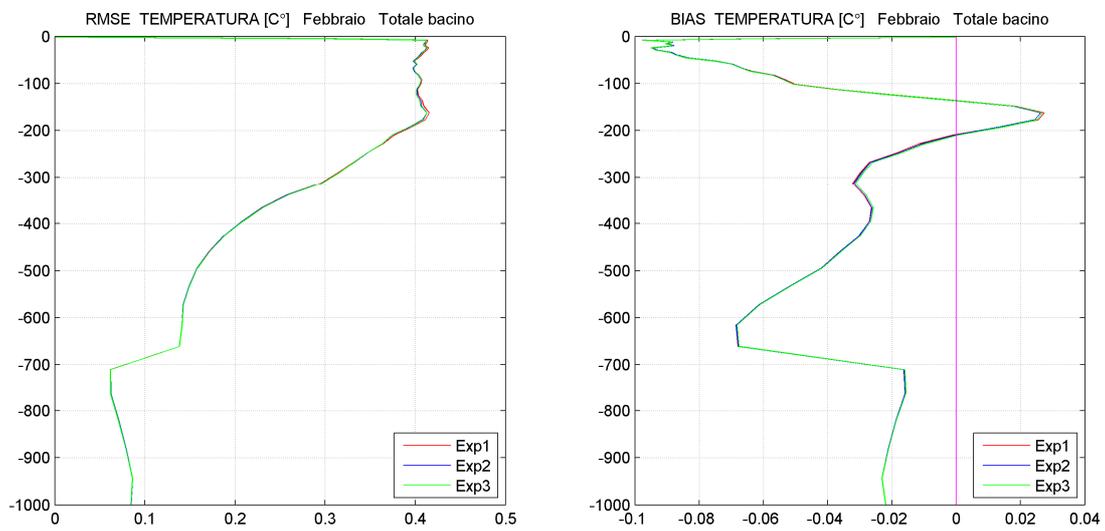


Fig. 4.118 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di febbraio per l'intero bacino.

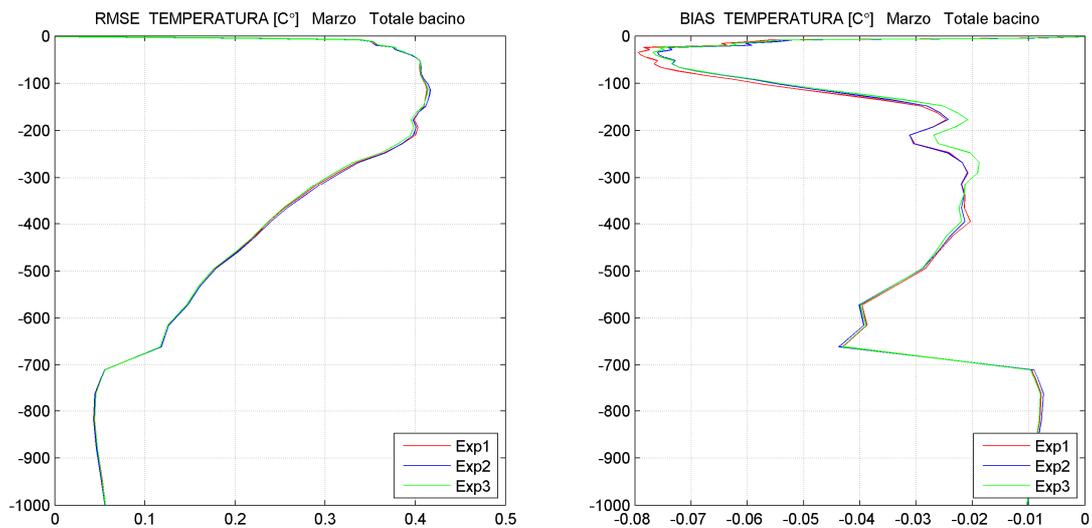


Fig. 4.119 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di marzo per l'intero bacino.

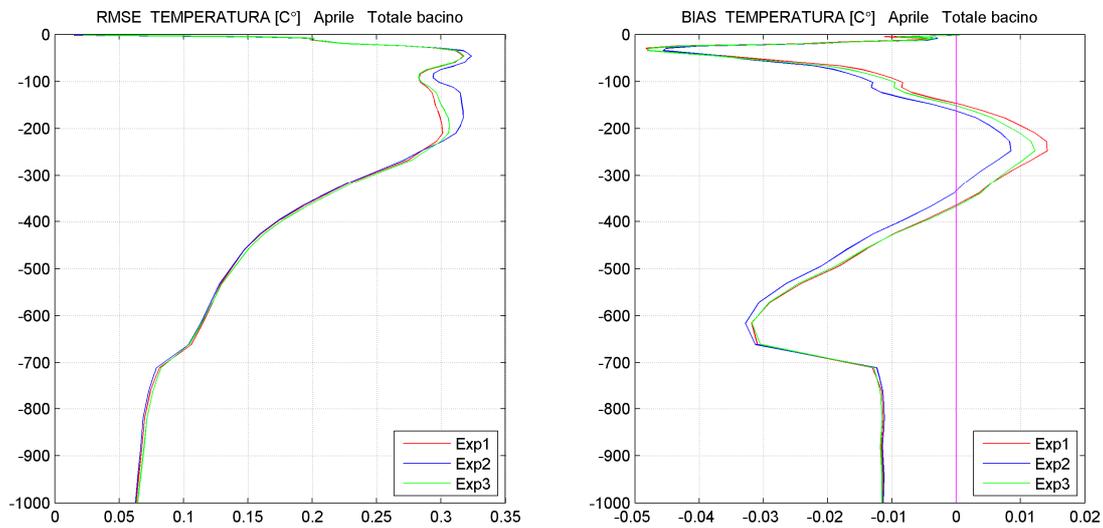


Fig. 4.120 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di aprile per l'intero bacino.

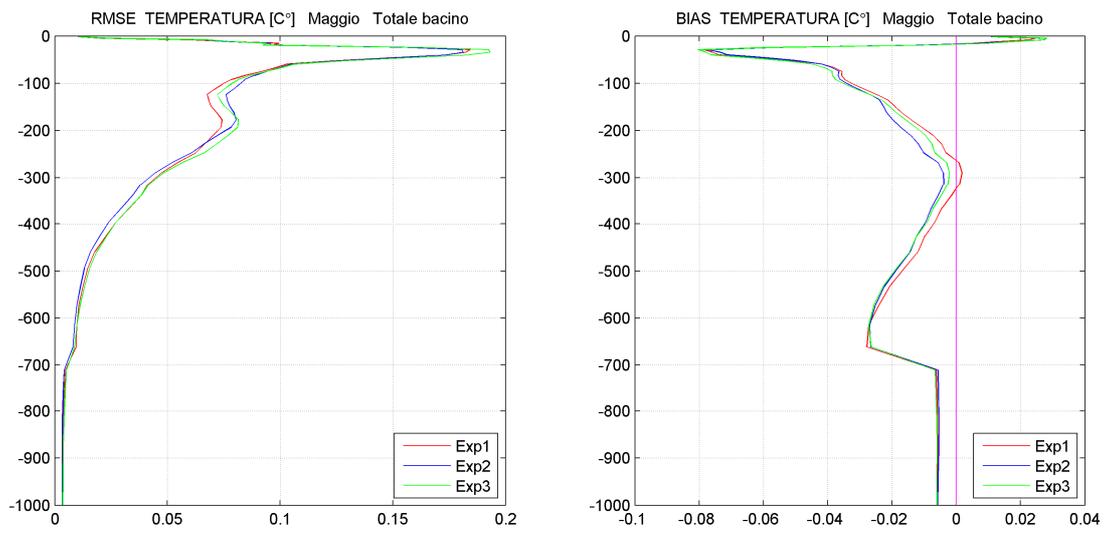


Fig. 4.121 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di maggio per l'intero bacino.

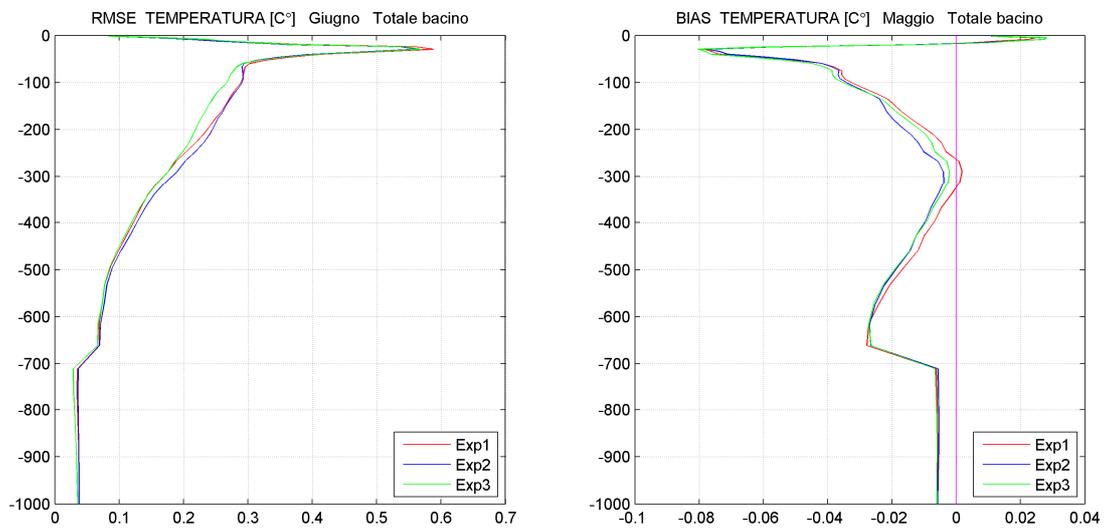


Fig. 4.122 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di giugno per l'intero bacino.

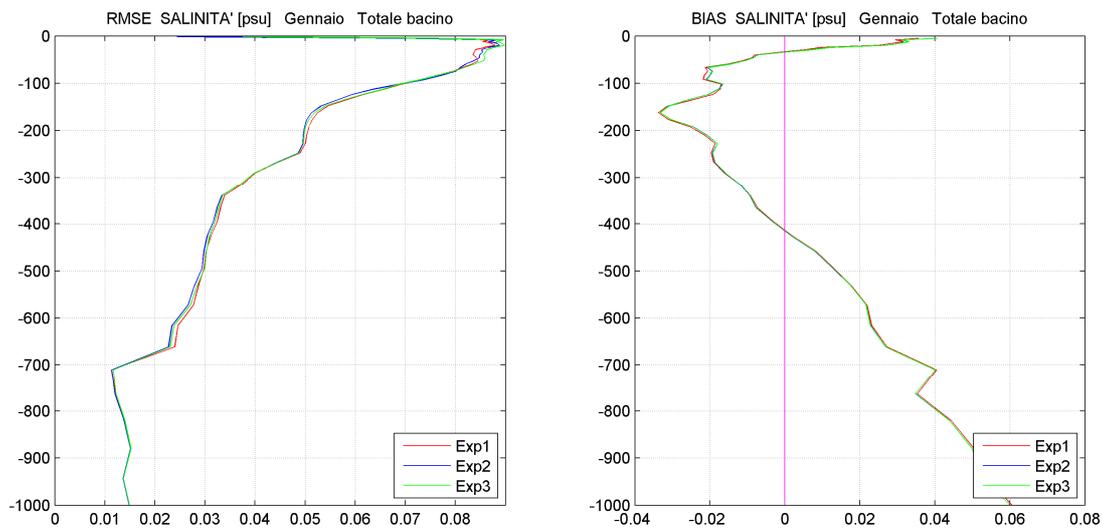


Fig. 4.123 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di gennaio per l'intero bacino.

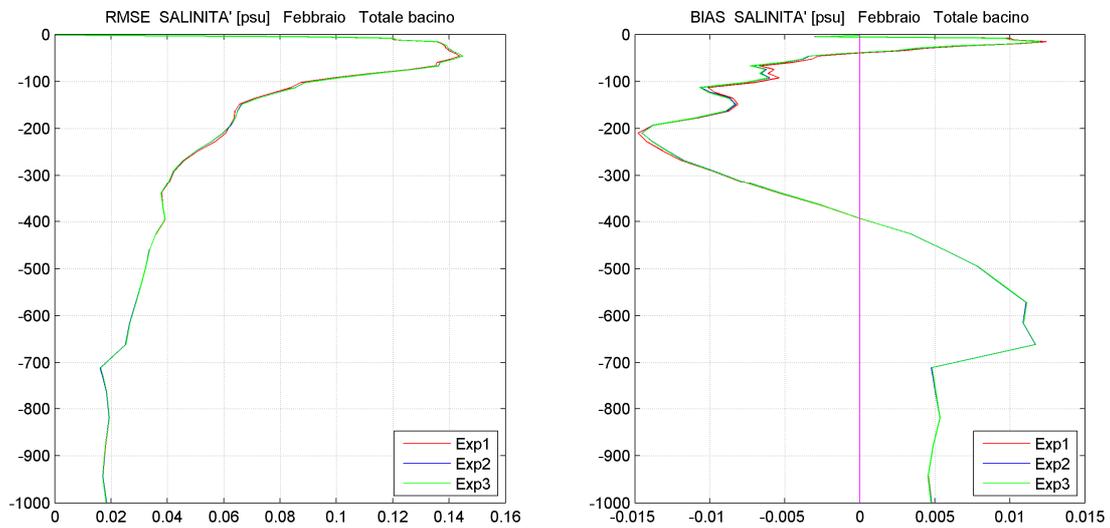


Fig. 4.124 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di febbraio per l'intero bacino.

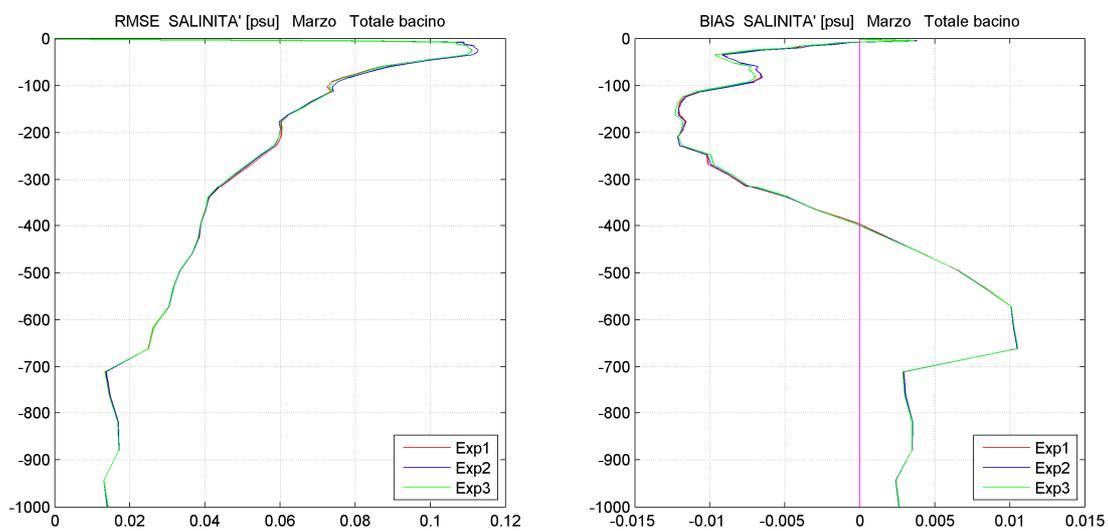


Fig. 4.125 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di marzo per l'intero bacino.

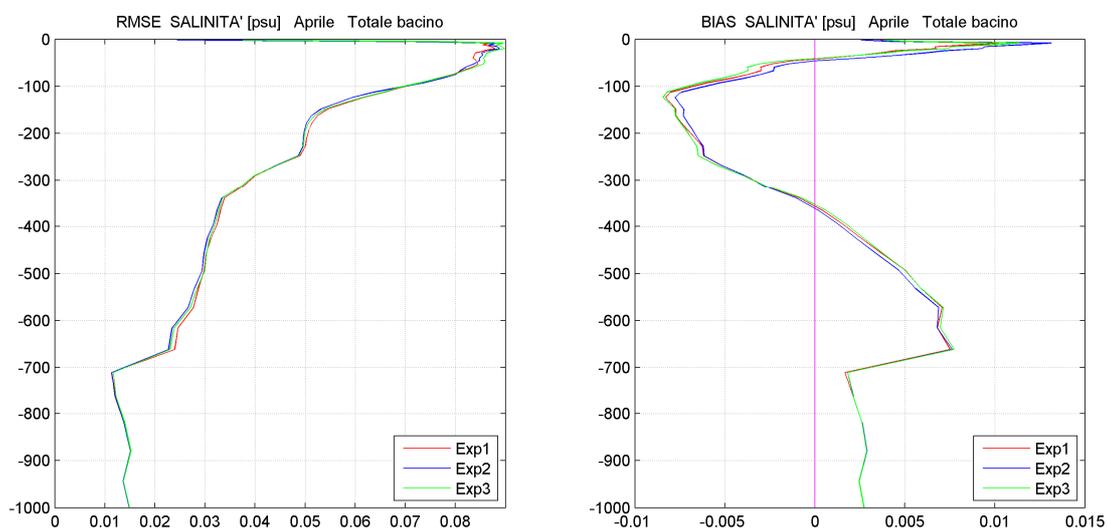


Fig. 4.126 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di aprile per l'intero bacino.

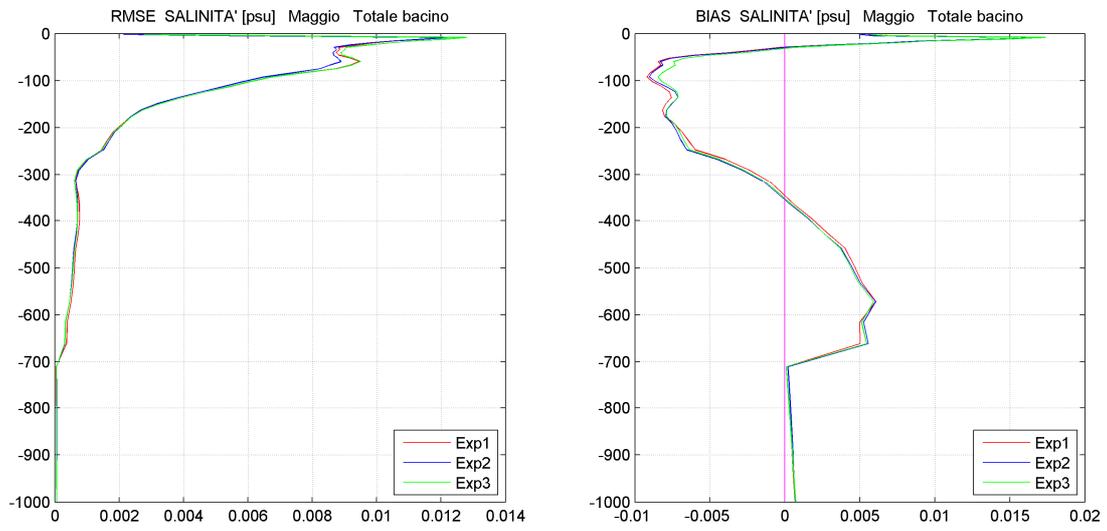


Fig. 4.127 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di maggio per l'intero bacino.

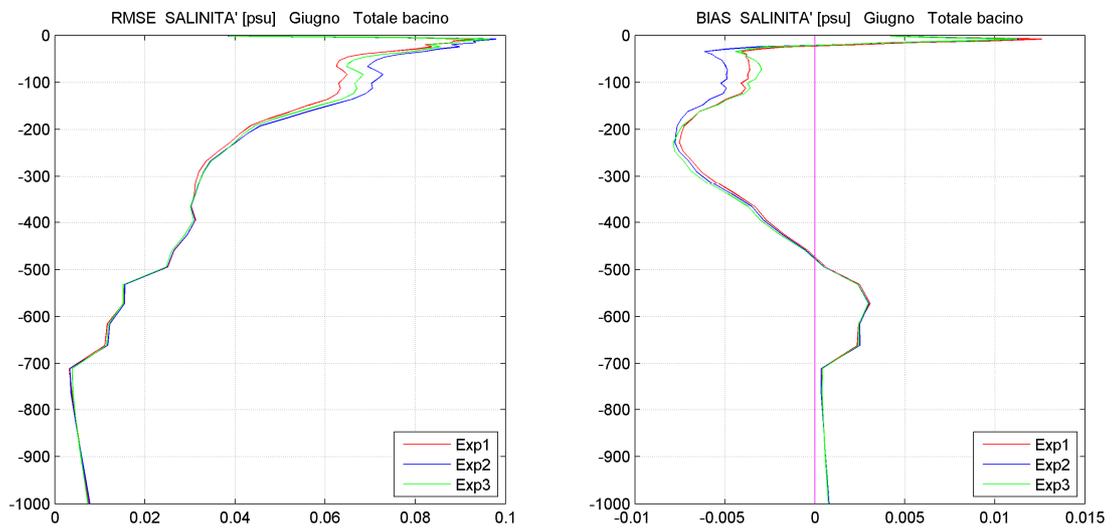


Fig. 4.128 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di giugno per l'intero bacino.

Analizzando RMSE e BIAS di temperatura e salinità calcolati per le 13 regioni in cui è stato suddiviso il Mare Mediterraneo si nota come per la **regione 1** le differenze più significative nel profilo di temperatura di Exp1 e Exp2 rispetto all'esperimento di controllo Exp1 si abbiano nei mesi di gennaio (fig. 4.128) e giugno (fig. 4.129): in modo particolare per il mese di giugno si riscontrano notevoli differenze nei primi 50 m di profondità.

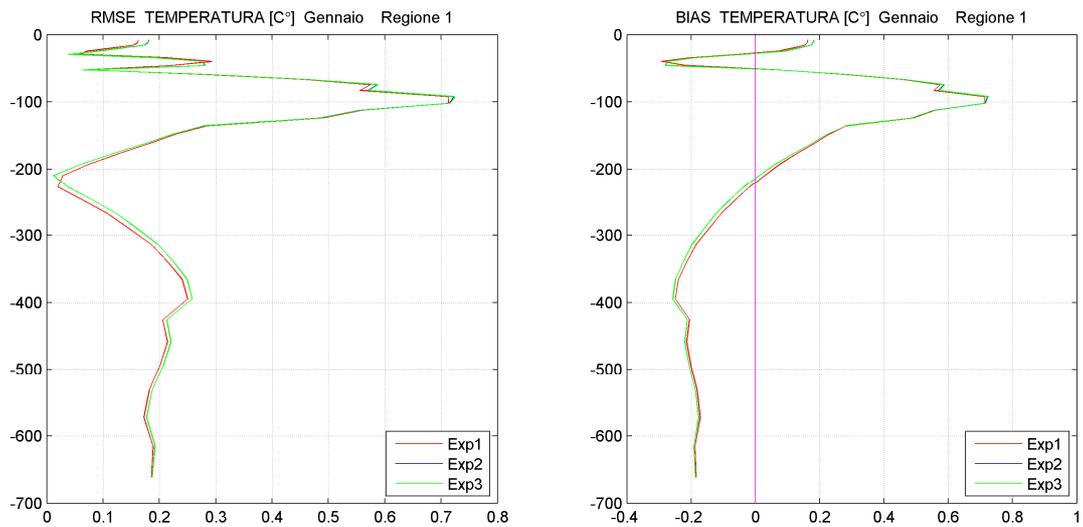


Fig. 4.128 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di gennaio per la regione 1.

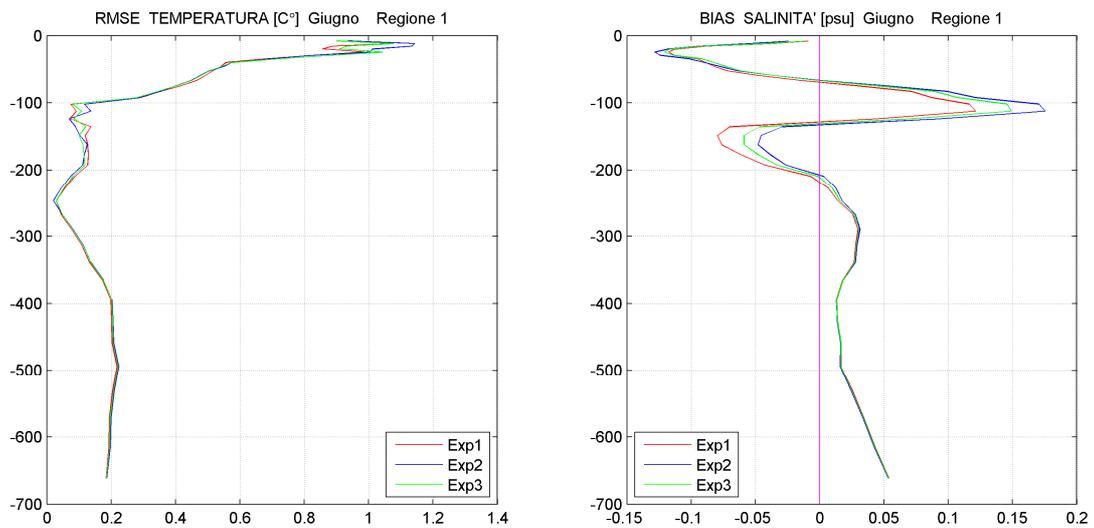


Fig. 4.129 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di giugno per la regione 1.

Per quanto riguarda RMSE e BIAS di salinità le principali differenze tra i tre esperimenti condotti si osservano nei mesi di aprile (fig. 4.130), maggio (fig. 4.131) e giugno (fig. 4.132).

Nel mese di aprile si osservano significative differenze nei primi 100 m di profondità con un peggioramento di Exp2 e Exp3 rispetto al esperimento di controllo.

Nel mese di maggio si osserva un discreto miglioramento del profilo di salinità rispetto all'esperimento di controllo Exp1, mentre nel mese di giugno si osservano notevoli differenze nei primi 300 m di profondità, con un peggioramento del profilo di salinità.

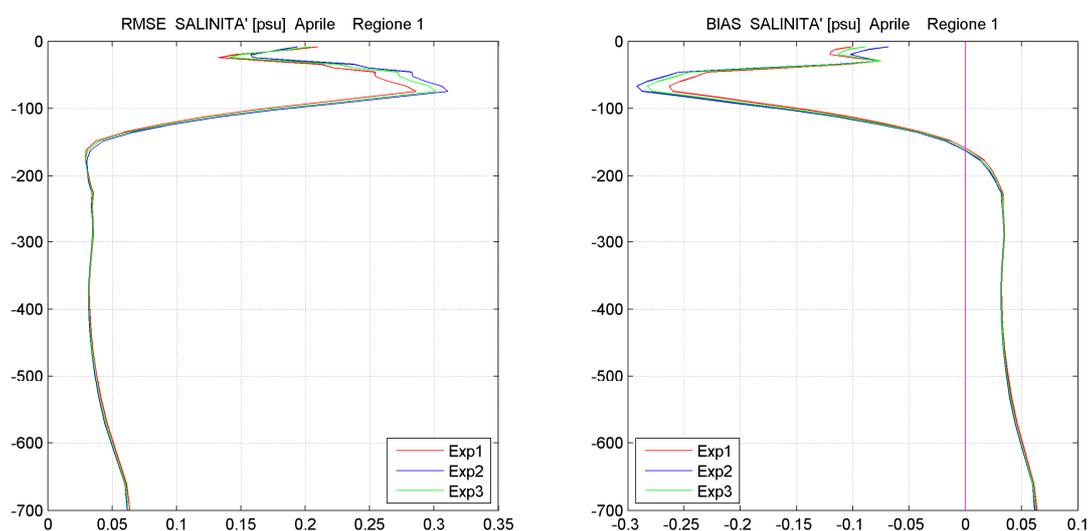


Fig. 4.130 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di aprile per la regione 1.

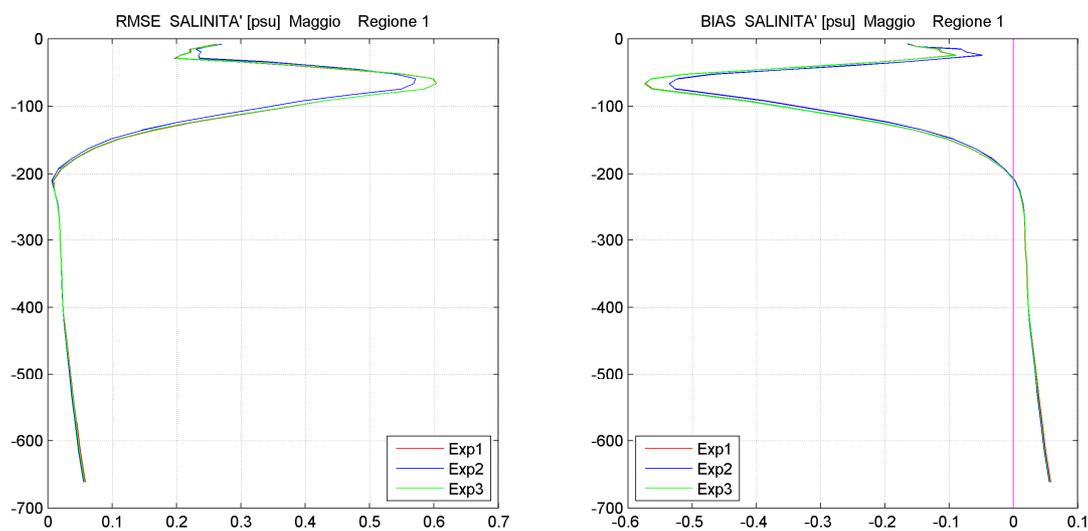


Fig. 4.131 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di maggio per la regione 1.

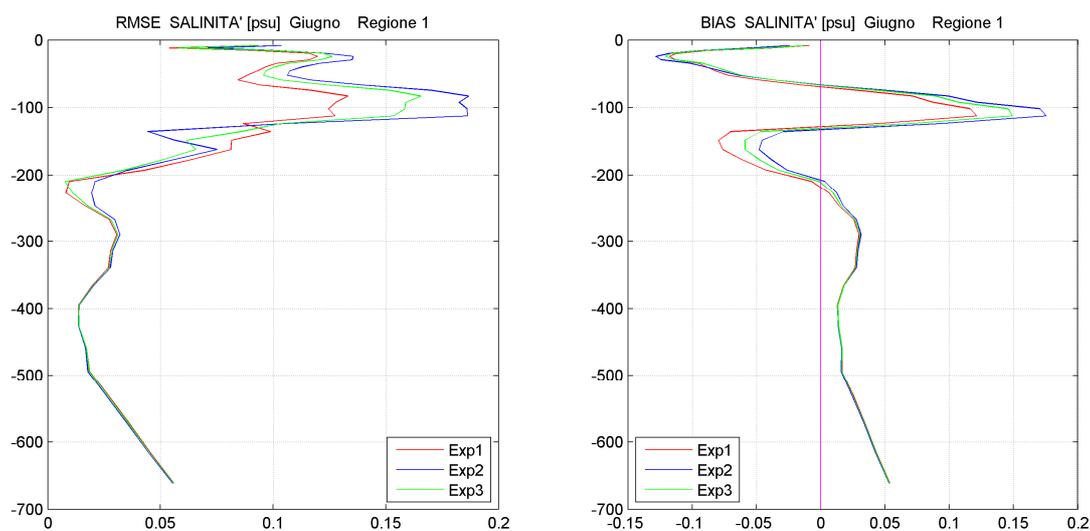


Fig. 4.132 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di giugno per la regione 1.

Nella **regione 2** si osservano notevoli differenze tra i profili di temperatura nei mesi di maggio (fig. 4.133) e giugno (fig. 4.134): in maggio si ha una situazione caotica che rende difficile decretare se si abbia un miglioramento nel profilo di temperatura per Exp2 e Exp3, mentre in giugno a un peggioramento della temperatura superficiale segue un miglioramento del profilo di temperatura tra i 25 e i 50 m.

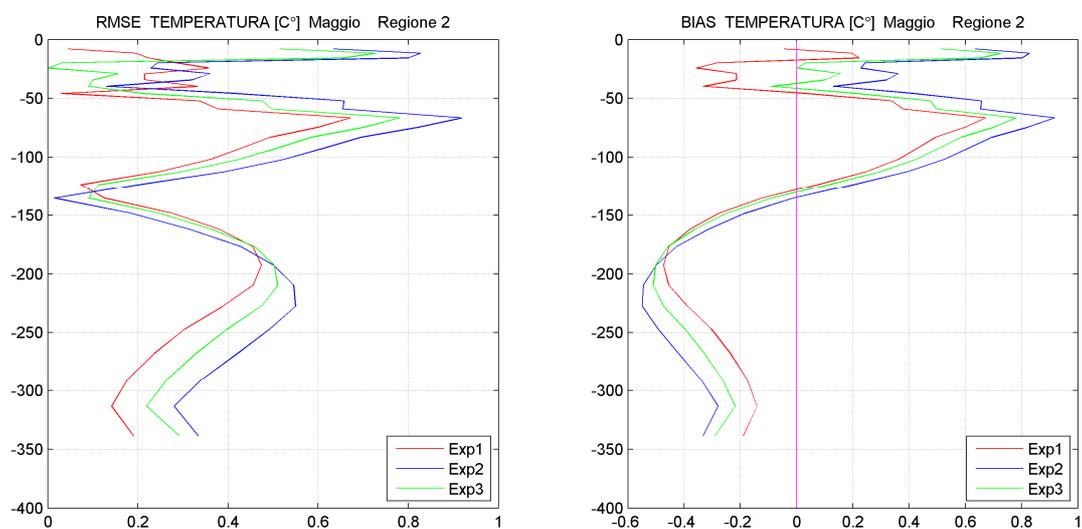


Fig. 4.133 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di maggio per la regione 2.

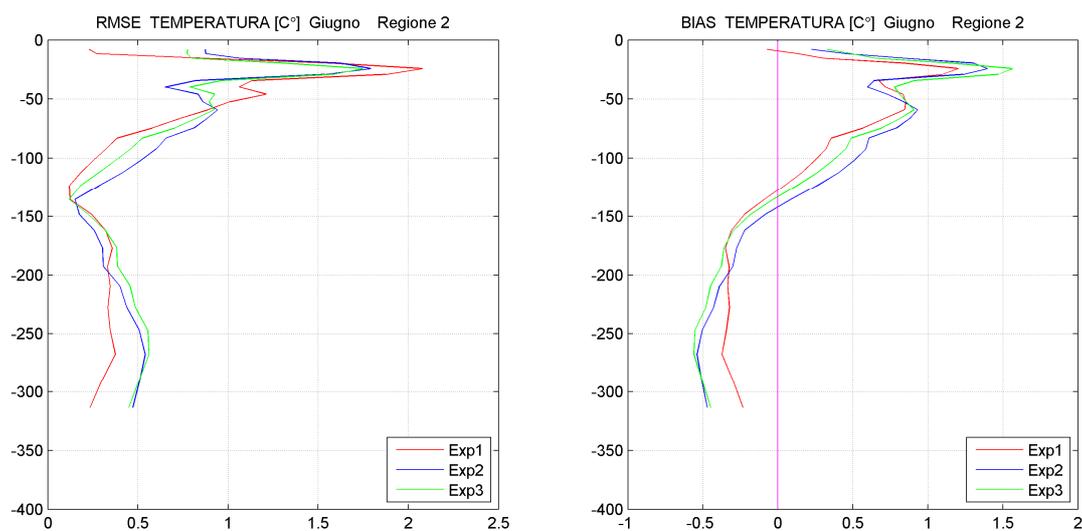


Fig. 4.134 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di giugno per la regione 2.

Nella **regione 3** si osservano differenze significative tra i profili di temperatura nei mesi di febbraio (fig. 4.135), maggio (fig. 4.136) e giugno (fig. 4.137): nel mese di febbraio, dopo una sostanziale coincidenza dei tre profili negli strati più superficiali della colonna d'acqua, a partire da circa 100 m di profondità si assiste ad un miglioramento rispetto all'esperimento di controllo del profilo di temperatura di Exp2 e Exp3; nel mese di maggio, dopo un'iniziale coincidenza dei tre profili si può notare un costante miglioramento rispetto all'esperimento di controllo.

Nel mese di giugno dopo un lieve peggioramento del profilo di temperatura rispetto all'esperimento di controllo nella zona superficiale si assiste ad un costante miglioramento della rappresentazione del profilo di temperatura.

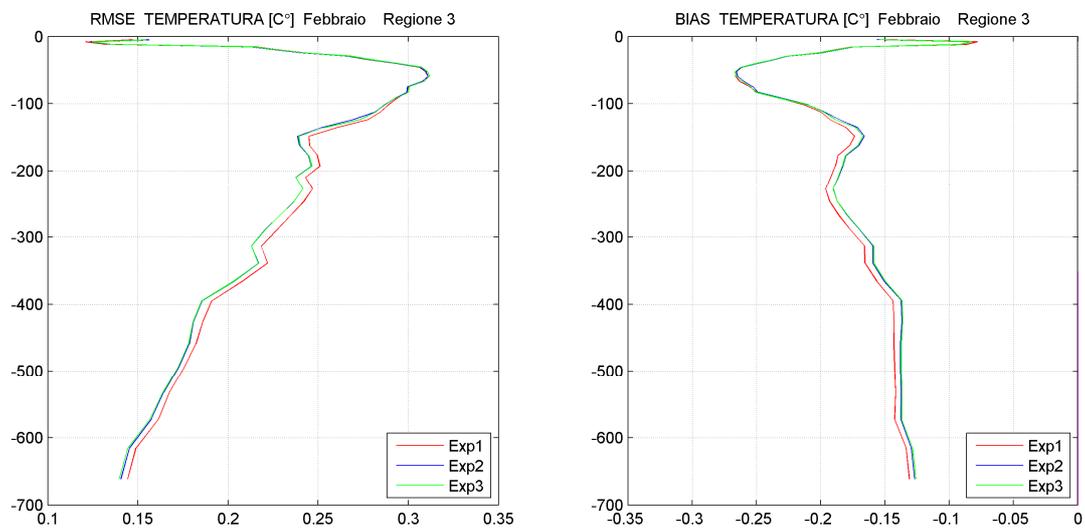


Fig. 4.135 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di febbraio per la regione 3.

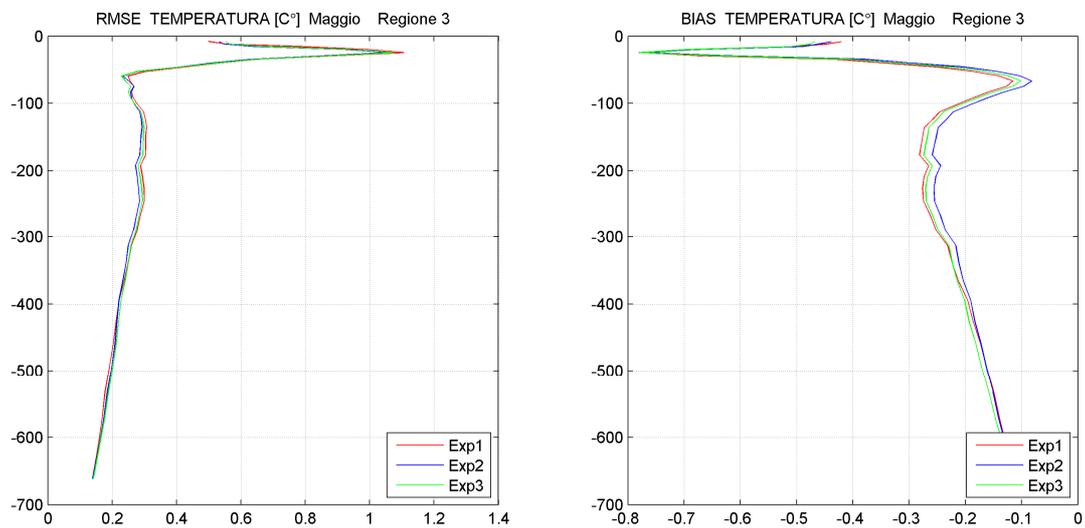


Fig. 4.136 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di maggio per la regione 3.

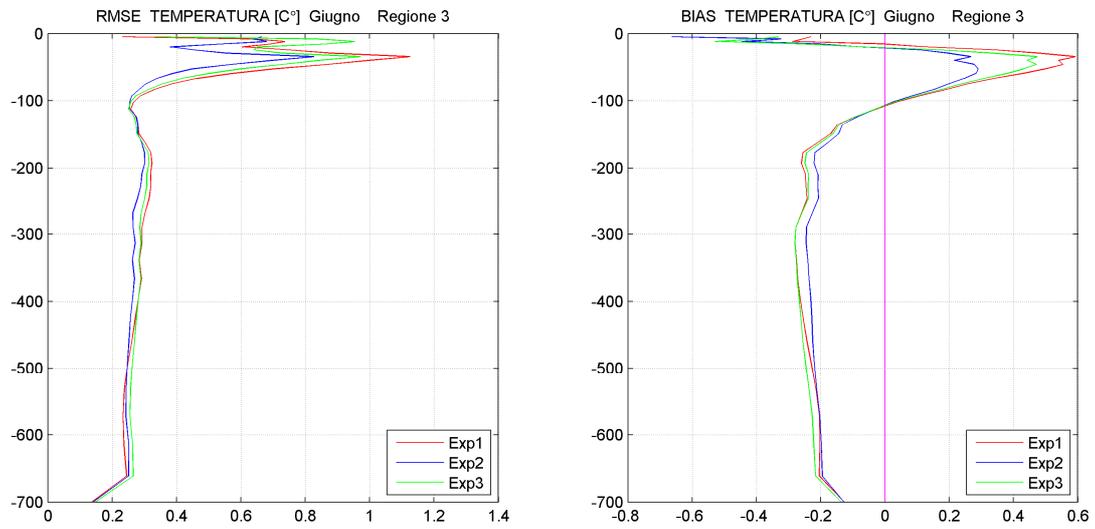


Fig. 4.137 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di giugno per la regione 3.

Per quanto riguarda il profilo di salinità, si assiste nel mese di maggio (fig. 4.138) e nel mese di giugno (fig. 4.139) ad un lieve peggioramento superficiale di Exp2 e Exp3, seguito da un costante miglioramento nel resto della colonna d'acqua, a partire da circa 30 m di profondità.

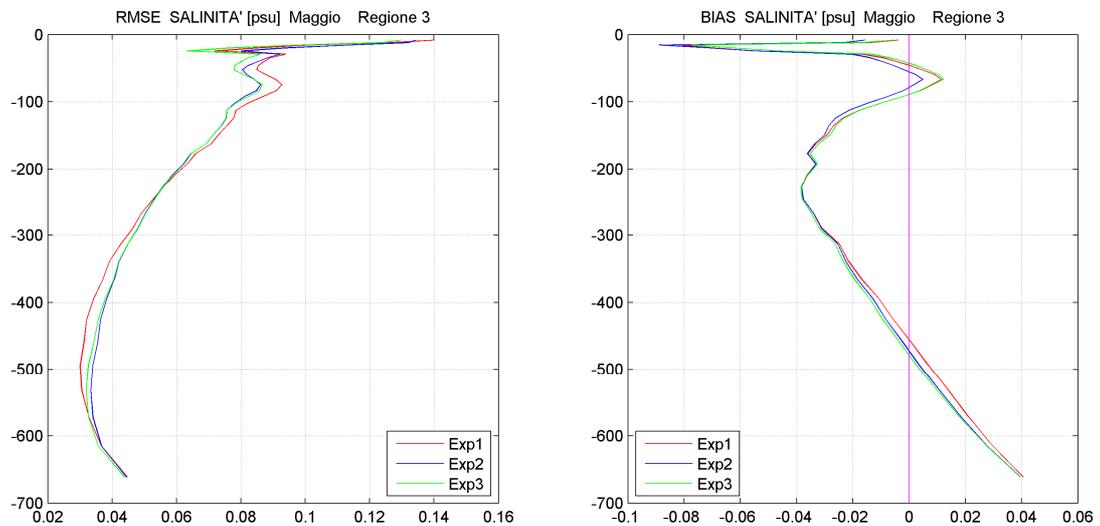


Fig. 4.138 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di maggio per la regione 3.

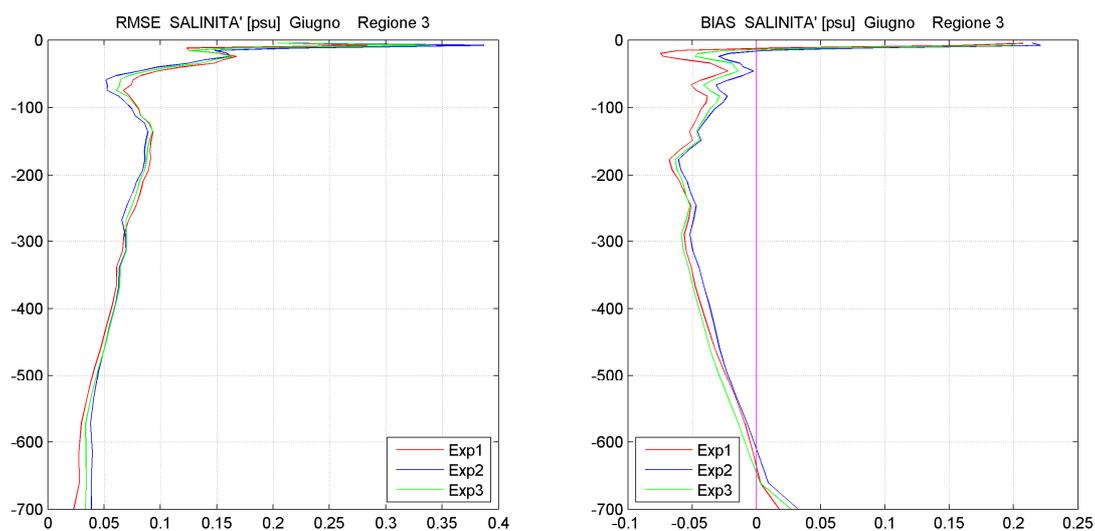


Fig. 4.139 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di giugno per la regione 3.

Nella **regione 4** si assiste ad un miglioramento, dopo una sostanziale coincidenza dei tre profili negli strati più superficiali, del profilo di temperatura di Exp2 e Exp3 rispetto all'esperimento di controllo Exp1 nei mesi di febbraio (fig. 4.140), aprile (fig. 4.141) e maggio (fig. 4.142).

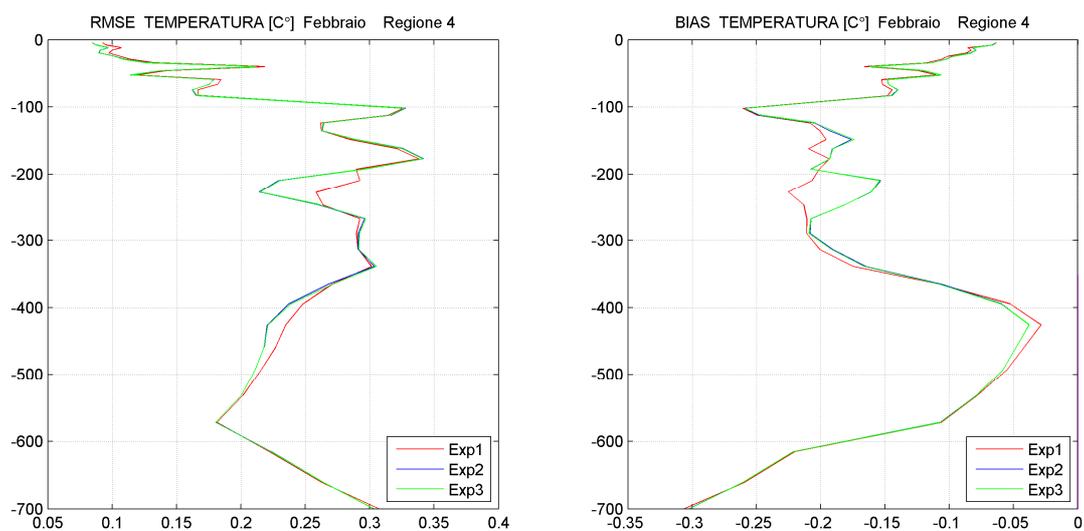


Fig. 4.140 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di febbraio per la regione 4.

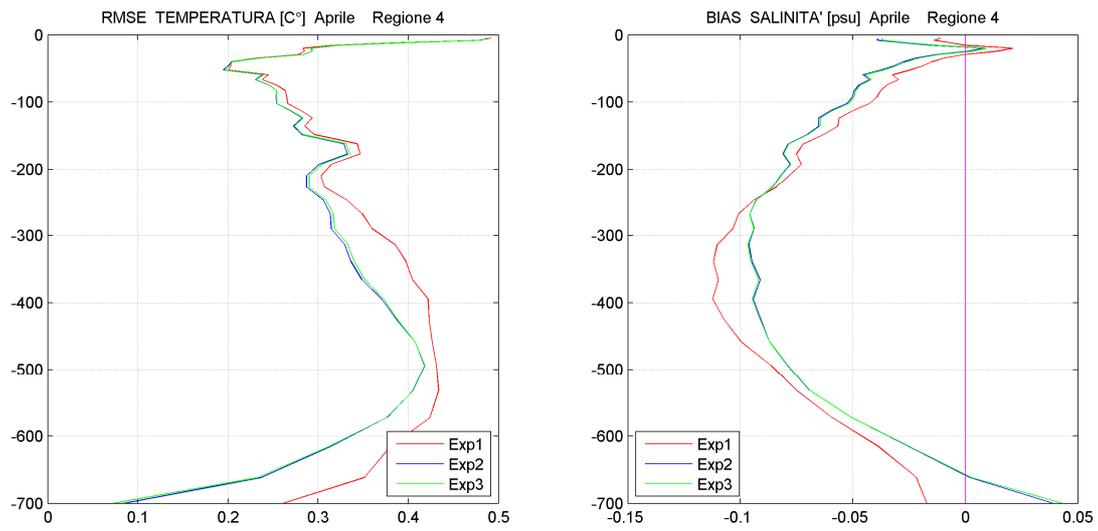


Fig. 4.141 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di aprile per la regione 4.

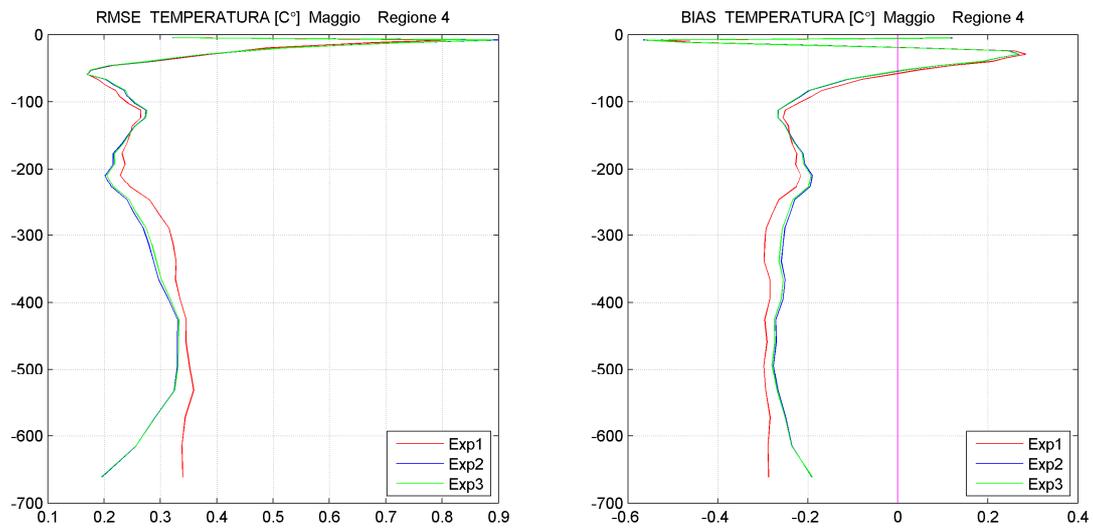


Fig. 4.142 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di maggio per la regione 4.

Il profilo di salinità mostra variazioni nel mese di febbraio (fig. 4.143) e nel mese di aprile (fig. 4.144): in modo particolare nel mese di febbraio si nota una sostanziale coincidenza dei profili relativi ai tre esperimenti, un lieve peggioramento dei profili di Exp2 e Exp3 rispetto all'esperimento di controllo tra 100 e 200 m di profondità, ed un miglioramento tra 200 e 500 m di profondità.

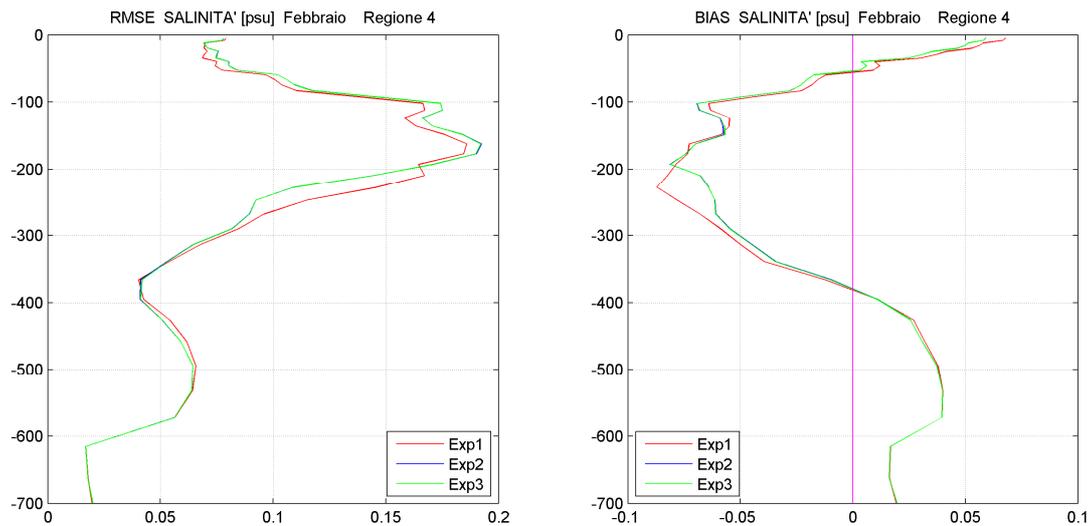


Fig. 4.143 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di febbraio per la regione 4.

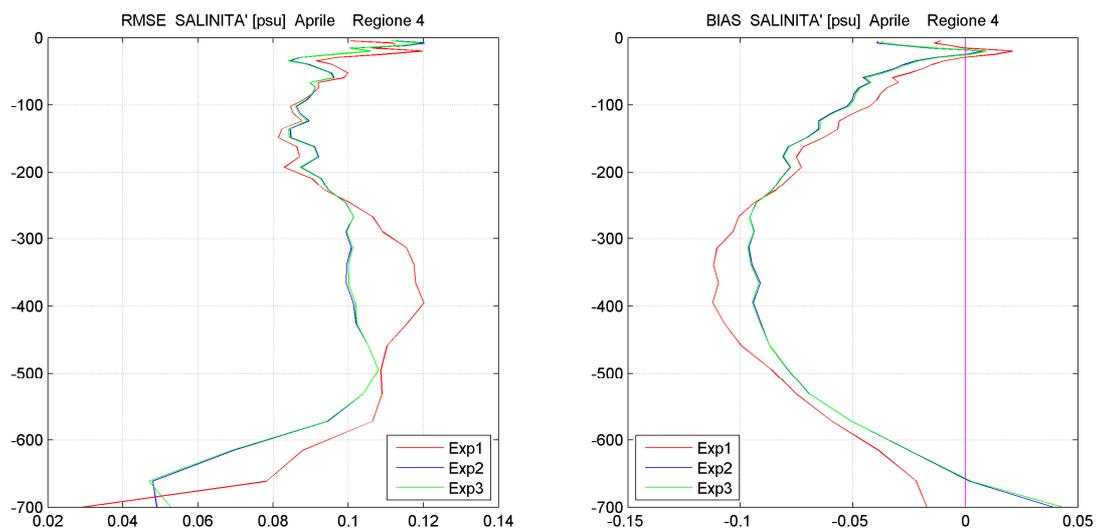


Fig. 4.144 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di aprile per la regione 4.

Nella **regione 5** si assiste ad un miglioramento del profilo di temperatura di Exp2 e Exp3 (fig. 4.145) rispetto all'esperimento di controllo nel mese di gennaio, mentre per quanto riguarda il profilo di salinità (fig. 4.146) i tre esperimenti nel mese di gennaio sono pressoché sovrapponibili, tranne per un lieve miglioramento a partire da 400 m di profondità.

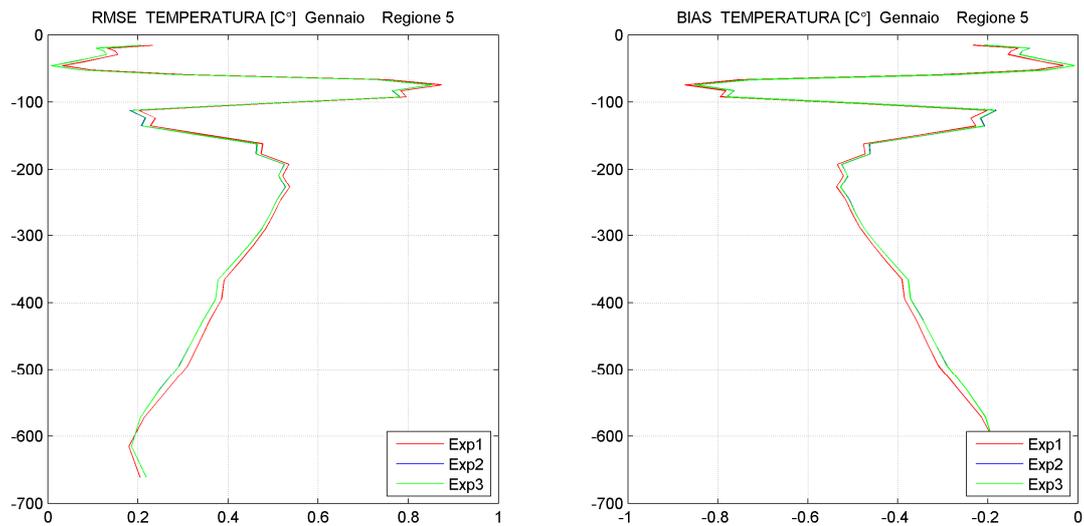


Fig. 4.145 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di gennaio per la regione 5.

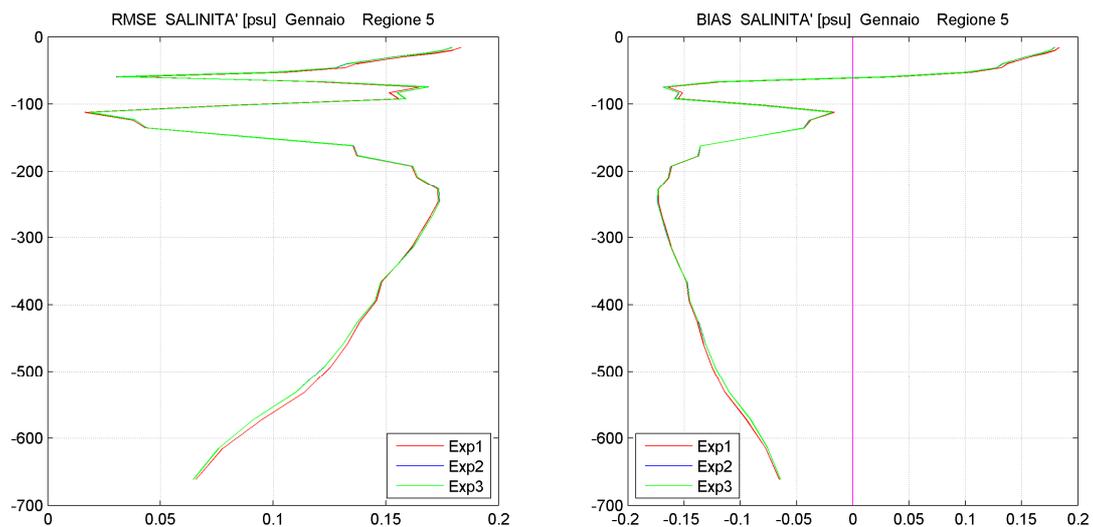


Fig. 4.146 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di gennaio per la regione 5.

Nella **regione 6** si nota un miglioramento del profilo di temperatura di Exp2 e Exp3 rispetto all'esperimento di controllo Exp1 nei mesi di febbraio (fig. 4.147) e marzo (fig. 4.148): in particolare in marzo, dopo una sostanziale coincidenza dei tre profili negli strati più superficiali della colonna d'acqua, si osserva un buon miglioramento del profilo di temperatura di Exp2 e Exp3 rispetto al esperimento di controllo.

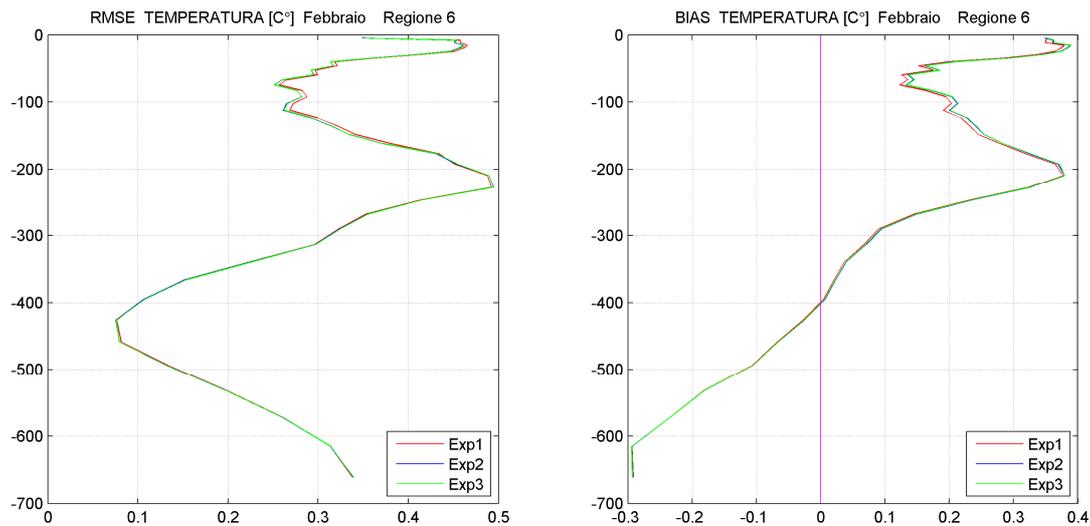


Fig. 4.147 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di febbraio per la regione 6.

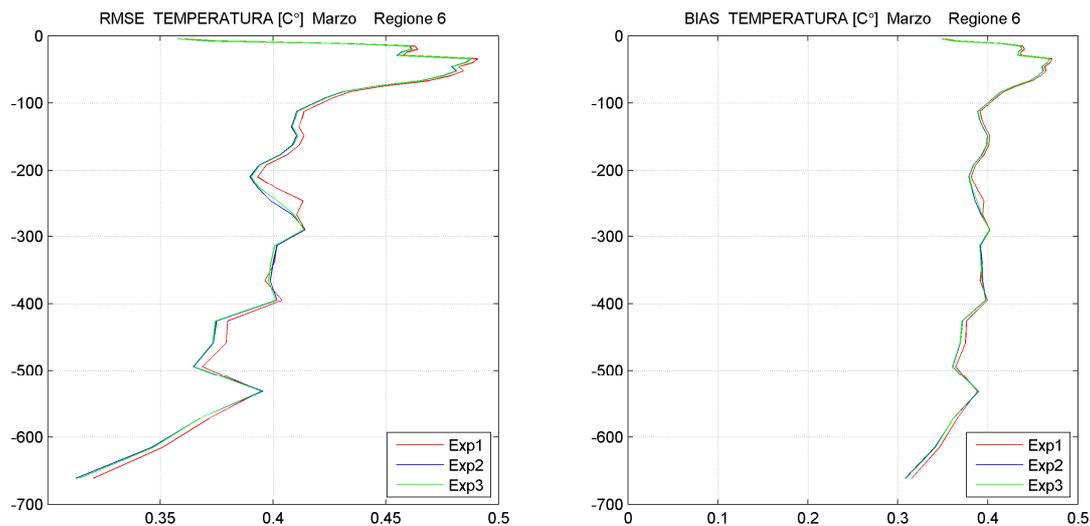


Fig. 4.148 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di marzo per la regione 6.

Per quanto riguarda il profilo di salinità si riscontrano differenze solamente nel mese di gennaio (fig. 4.149), in cui dopo una coincidenza dei profili relativi ai tre esperimenti negli strati più superficiali si nota un miglioramento dei profili di Exp2 e Exp3.

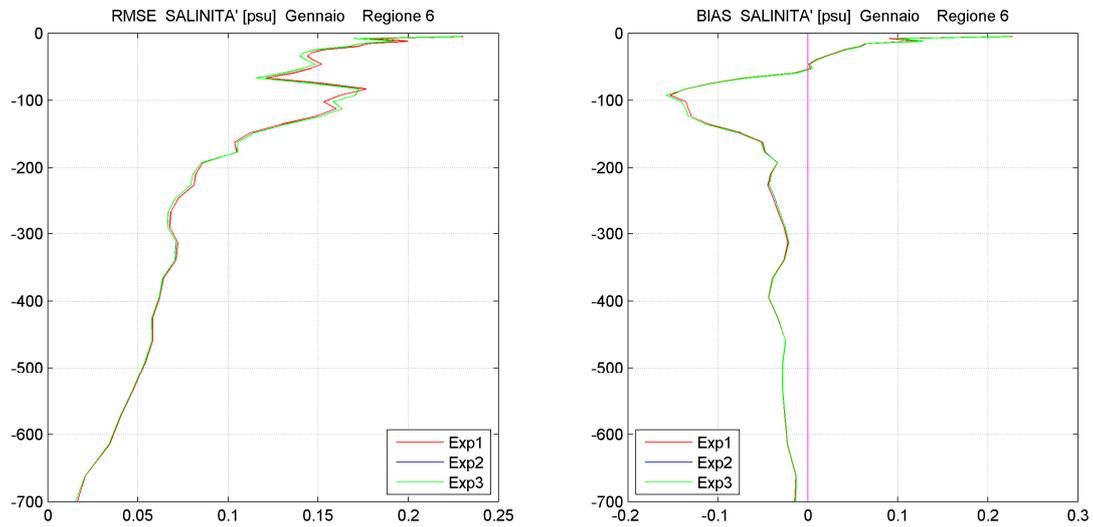


Fig. 4.149 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di gennaio per la regione 6.

Per la **regione 7** non sono presenti osservazioni ARGO.

Per la **regione 8** si riscontrano differenze tra i profili di temperatura nel mese di gennaio (fig. 4.150), in modo particolare si ha un miglioramento dei profili di Exp2 e Exp3 rispetto all'esperimento di controllo Exp1 nei primi 70 m di profondità.

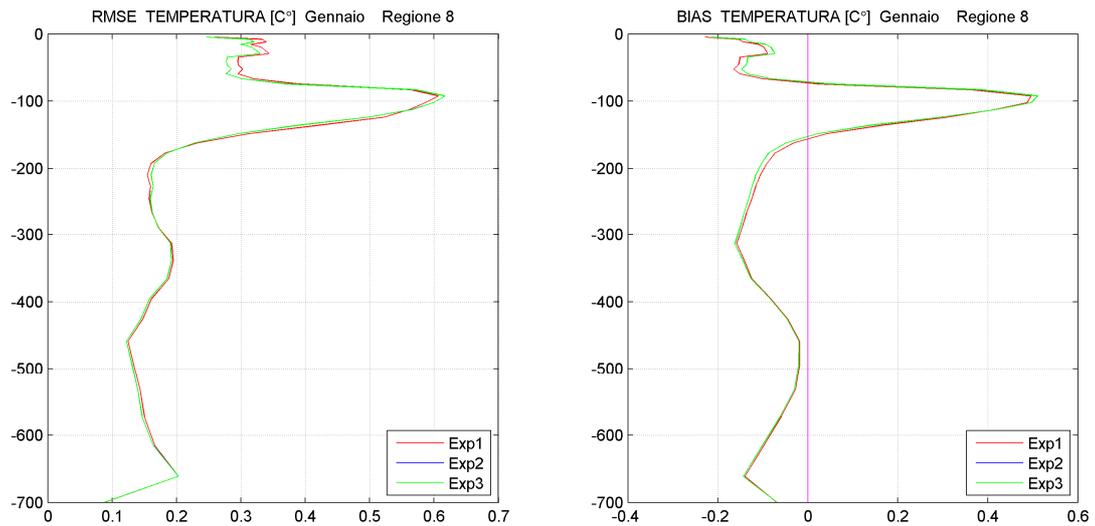


Fig. 4.150 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di gennaio per la regione 8.

Si nota un miglioramento dei profili di salinità di Exp2 e Exp3 rispetto all'esperimento di controllo nel mese di gennaio (fig. 4.151), soprattutto nei primi 70 m della colonna d'acqua, mentre si assiste ad un lieve peggioramento tra i 50 e i 150 m.

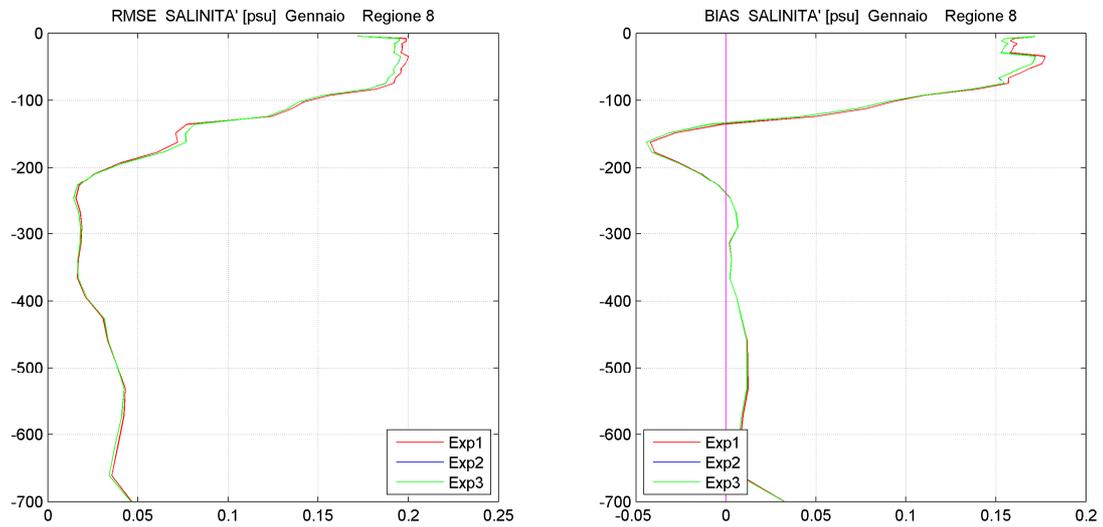


Fig. 4.151 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di gennaio per la regione 8.

Nella **regione 9** si assiste ad un miglioramento dei profili di temperatura di Exp2 e Exp3 rispetto all'esperimento di controllo Exp1 nel mese di marzo (fig. 4.152) in modo particolare tra la superficie e i 200 m di profondità; inoltre si osserva un miglioramento nel mese di giugno (fig. 4.153) tra i 50 e 150 m di profondità.

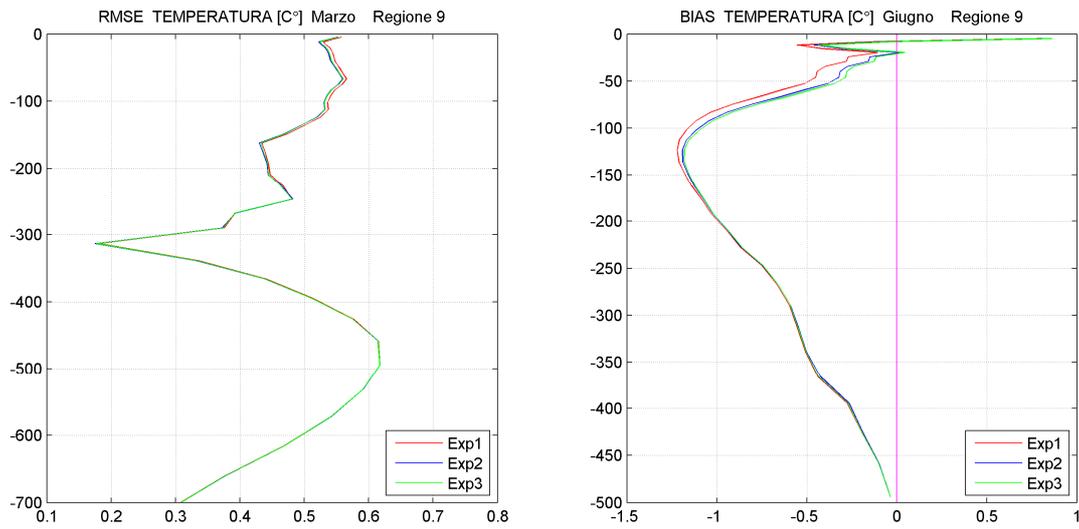


Fig. 4.152 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di marzo per la regione 9.

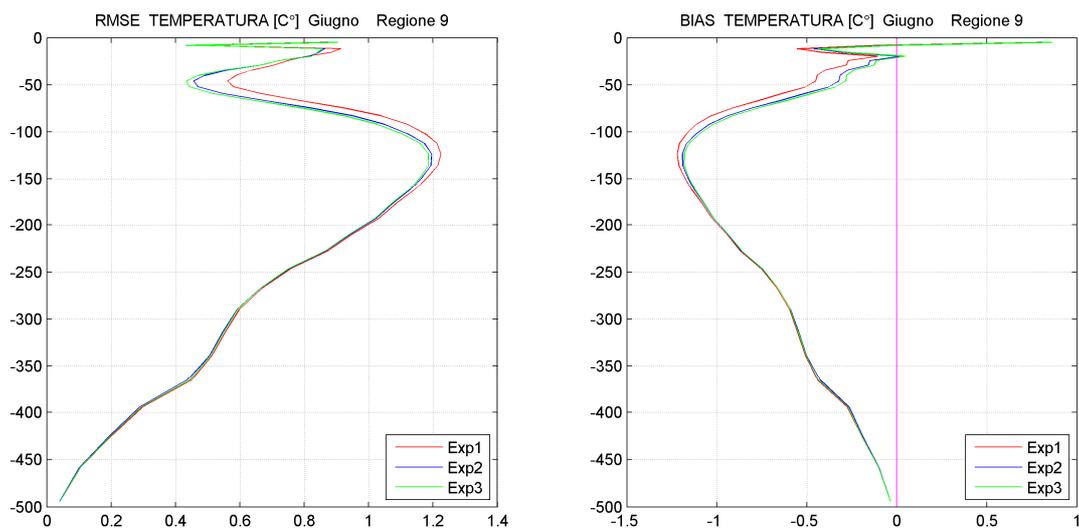


Fig. 4.153 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di giugno per la regione 9.

Per quanto riguarda la salinità si assiste ad un miglioramento dei profili di di Exp2 e Exp3 rispetto all'esperimento di controllo nel mese di marzo (fig. 4.154) in modo particolare tra la superficie e i 100 m di profondità; inoltre si osserva un miglioramento nel mese di giugno (fig. 4.155) ancora tra la superficie e i 100 m di profondità.

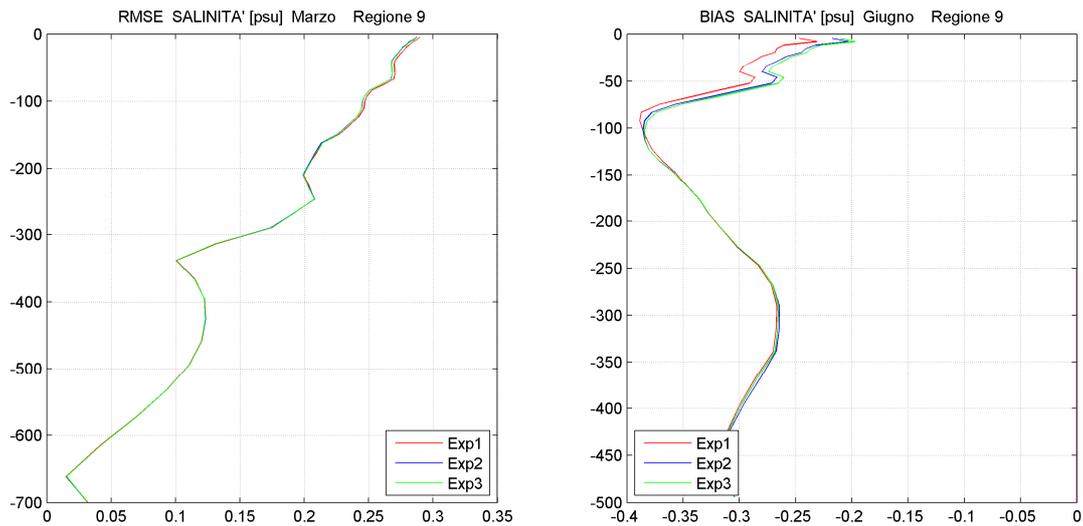


Fig. 4.154 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di marzo per la regione 9.

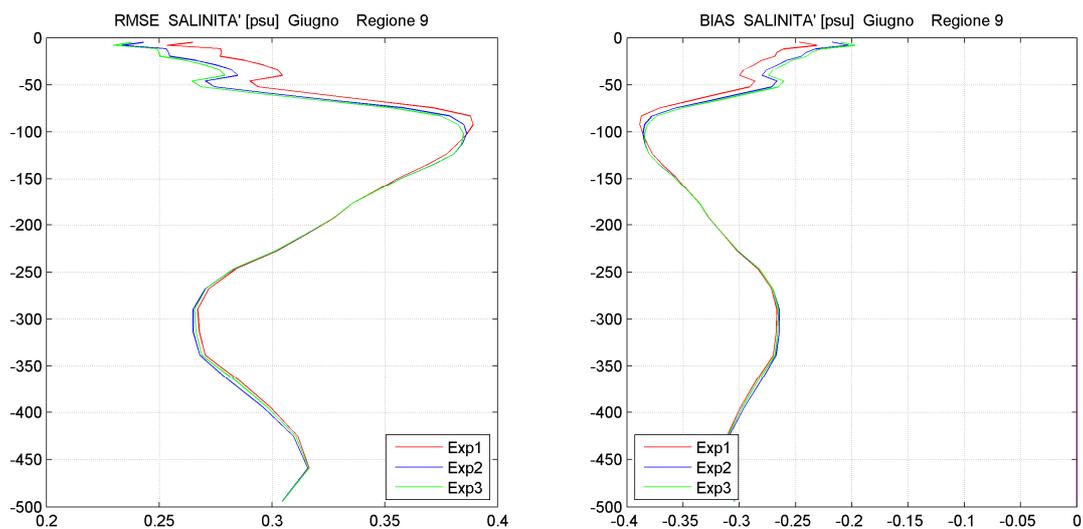


Fig. 4.155 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di giugno per la regione 9.

Nella **regione 10** si nota un miglioramento dei profili di temperatura di Exp2 e Exp3 rispetto all'esperimento di controllo Exp1 nei mesi di gennaio (fig. 4.156), aprile (fig. 4.157) e giugno (fig. 4.158); il miglioramento nel mese di aprile è solo superficiale, mentre nel resto della colonna d'acqua si osserva un peggioramento.

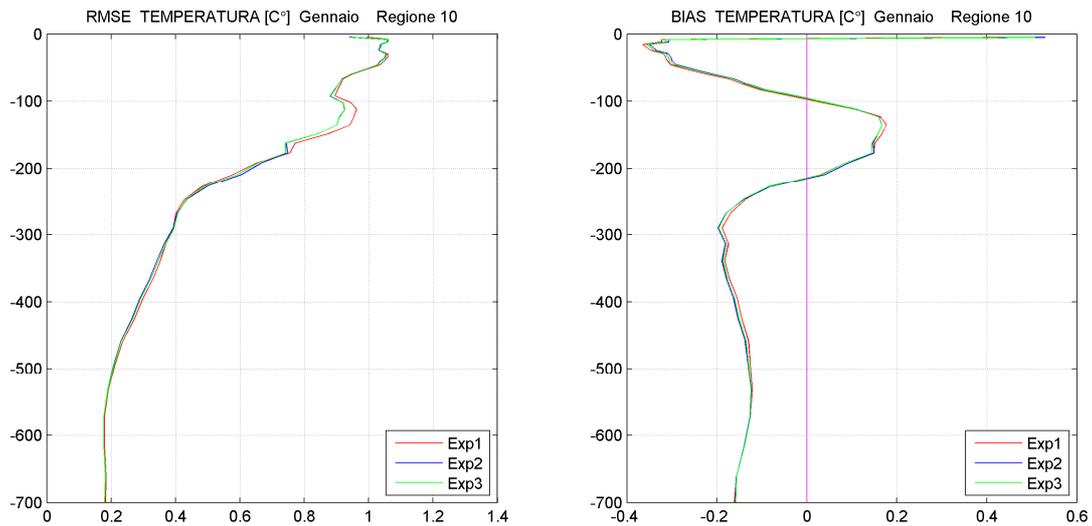


Fig. 4.156 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di gennaio per la regione 10.

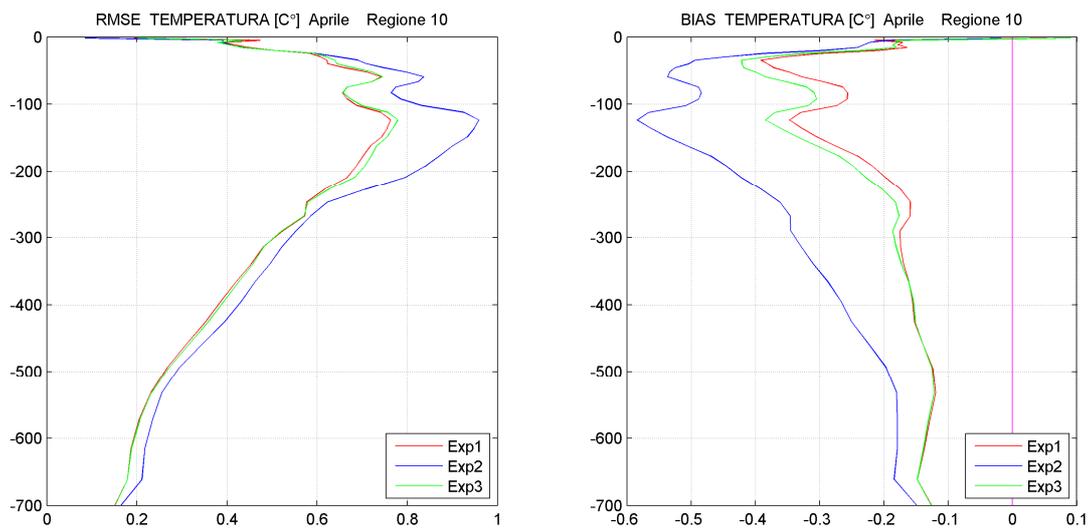


Fig. 4.157 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di aprile per la regione 10.

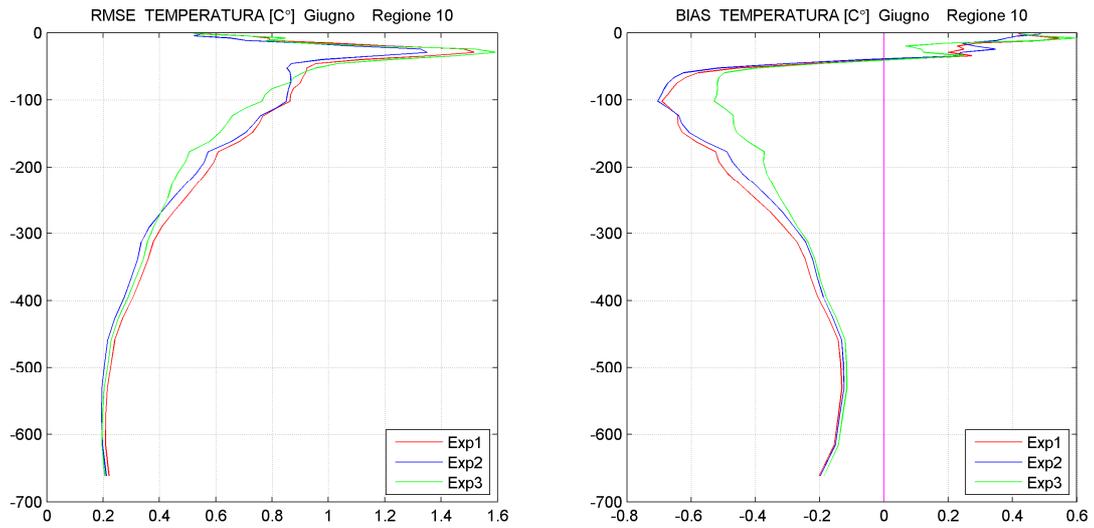


Fig. 4.158 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di giugno per la regione 10.

Si osserva un miglioramento del profilo di salinità di Exp2 in superficie nel mese di aprile (fig. 4.159), mentre nel mese di maggio (fig. 4.160) il miglioramento è più costante lungo la colonna d'acqua.

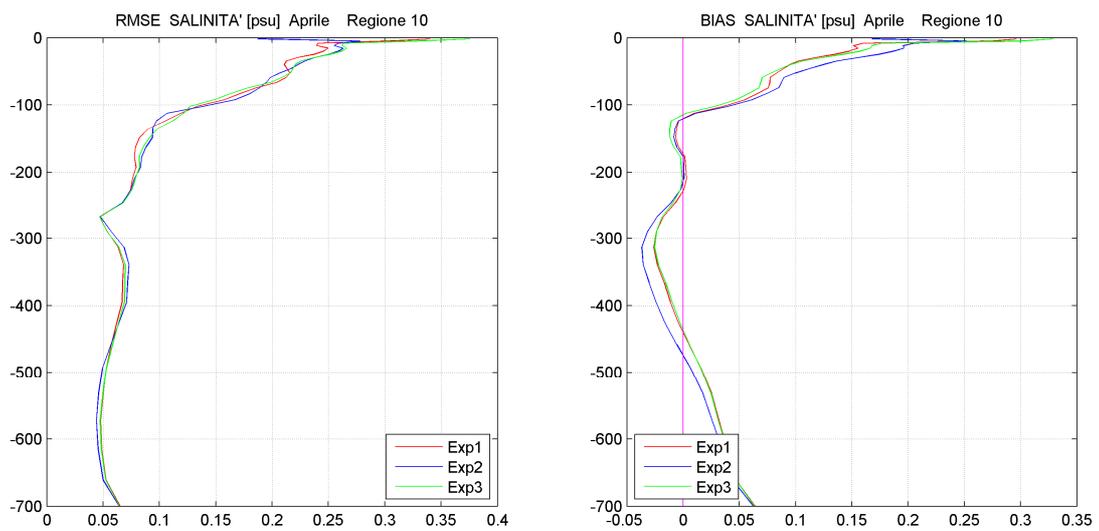


Fig. 4.159 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di aprile per la regione 10.

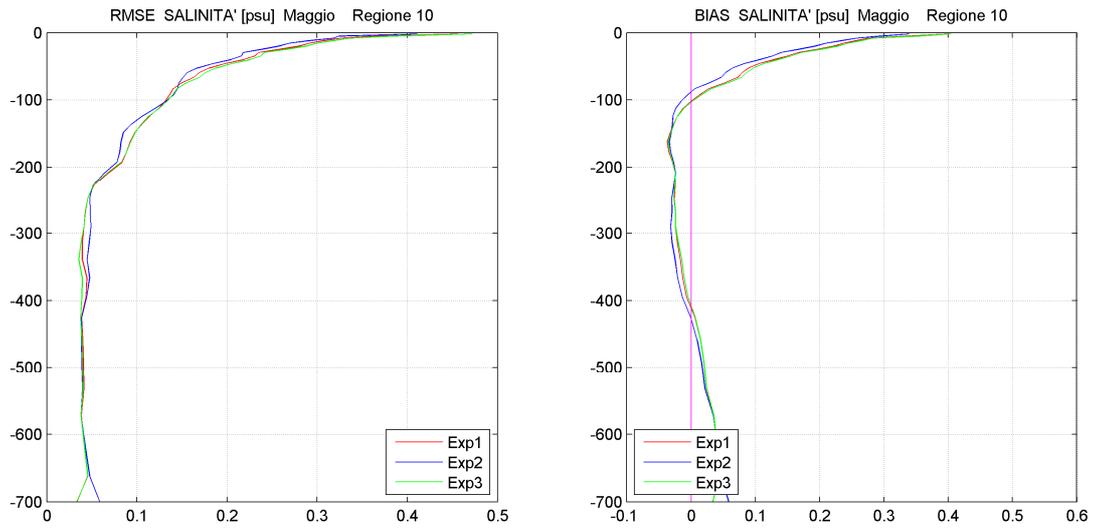


Fig. 4.160 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di maggio per la regione 10.

Nella **regione 11** si assiste ad un miglioramento dei profili di temperatura di Exp2 e Exp3 rispetto a Exp1 nei mesi di maggio (fig. 4.161) e giugno (fig. 4.162), costante lungo tutta la colonna d'acqua.

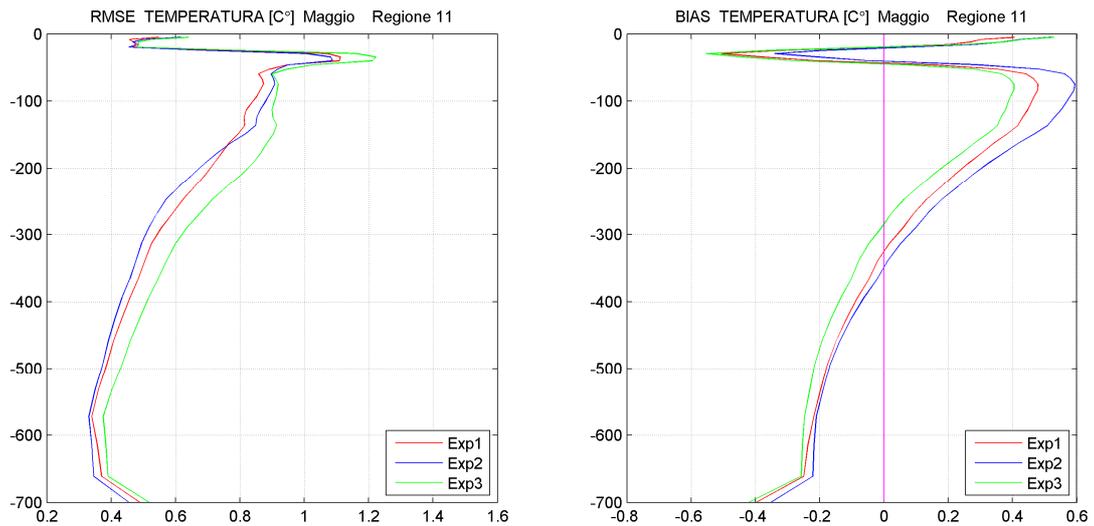


Fig. 4.161 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di maggio per la regione 11.

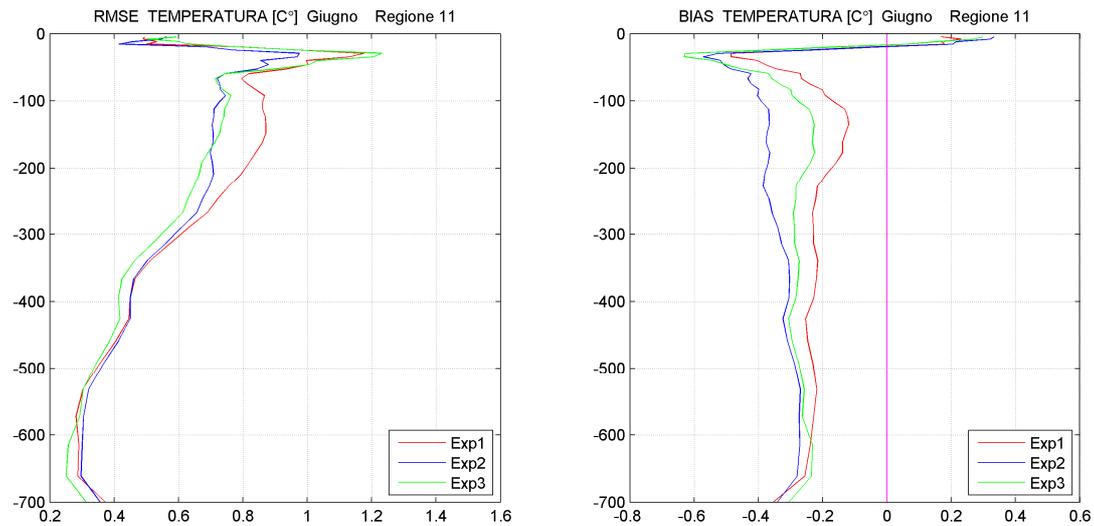


Fig. 4.162 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di giugno per la regione 11.

I profili di salinità di Exp2 e Exp3 mostrano differenze rispetto all'esperimento di controllo nei mesi di maggio (fig. 4.163) e giugno (fig. 4.164): un miglioramento in maggio sino ai 200 m di profondità, un miglioramento limitato invece oltre i 400 m di profondità nel mese di giugno.

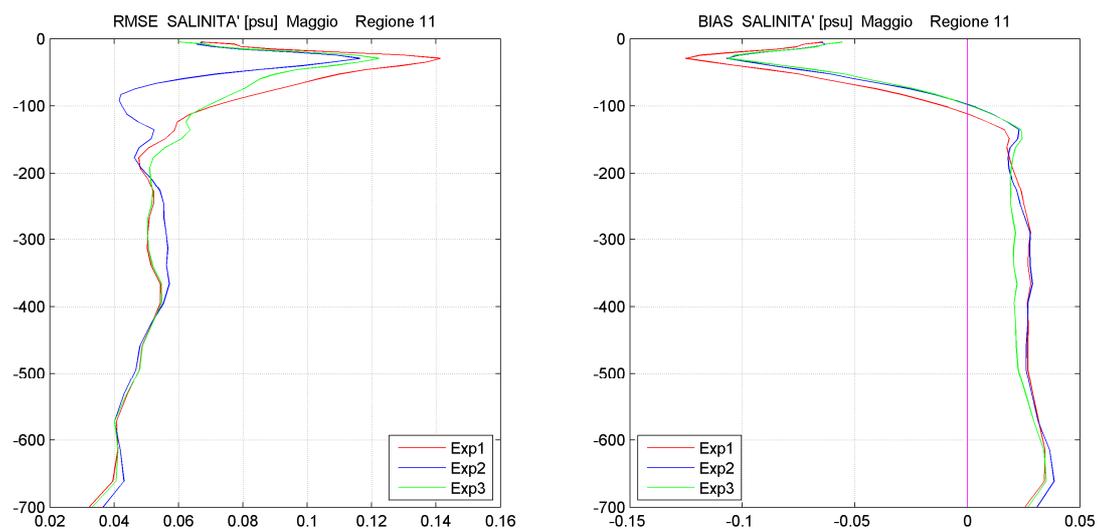


Fig. 4.163 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di maggio per la regione 11.

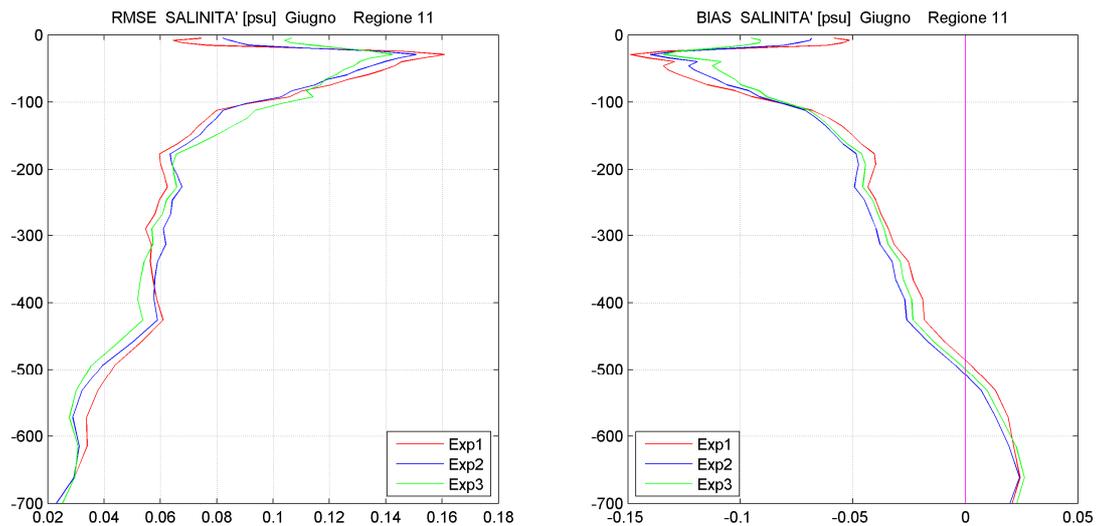


Fig. 4.164 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di giugno per la regione 11.

Nella **regione 12** si osserva un miglioramento del profilo di temperatura di Exp2 e Exp3 rispetto all'esperimento di controllo Exp1 nel mese di maggio (fig. 4.165) a partire da circa 50 m di profondità; nel mese di giugno (fig. 4.166) si osserva invece un miglioramento di Exp3 ed un peggioramento di Exp2.

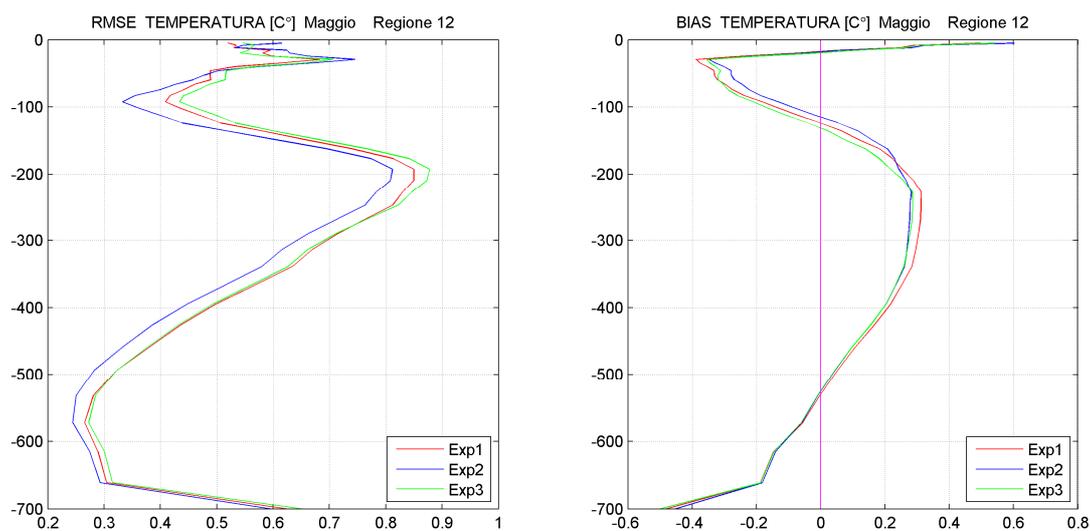


Fig. 4.165 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di maggio per la regione 12.

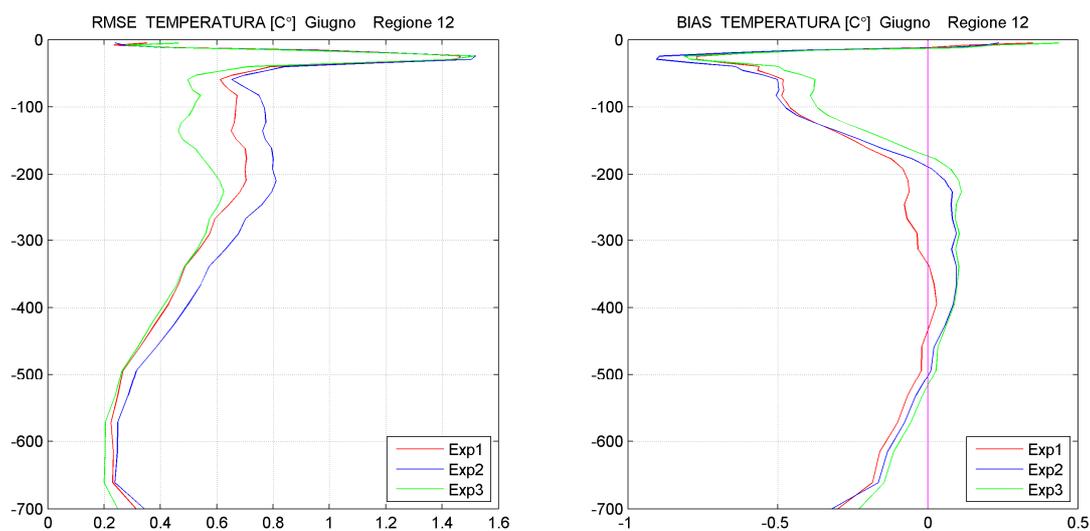


Fig. 4.166 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di giugno per la regione 12.

Si osserva un netto miglioramento superficiale rispetto all'esperienza di controllo dei profili di salinità di Exp2 e Exp3 nei mesi di aprile (fig. 4.167) e maggio (fig. 4.168).

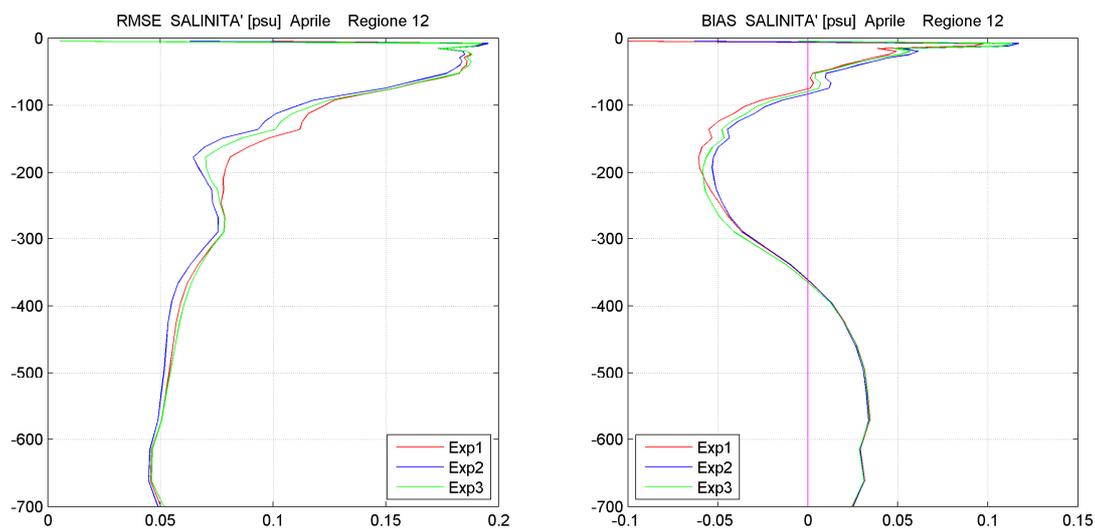


Fig. 4.167 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di aprile per la regione 12.

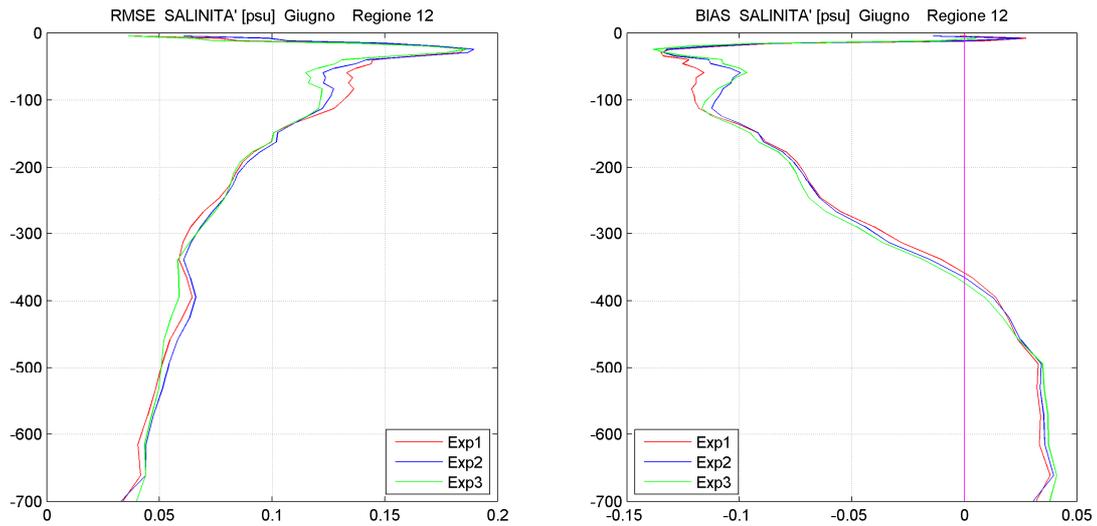


Fig. 4.168 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di giugno per la regione 12.

Nella **regione 13** si osserva un miglioramento del profilo di temperatura di Exp3 rispetto all'esperimento di controllo Exp1 nel mese di marzo (fig. 4.169), ed un miglioramento di Exp2 nel mese di aprile (fig. 4.170) fino a 200 m di profondità.

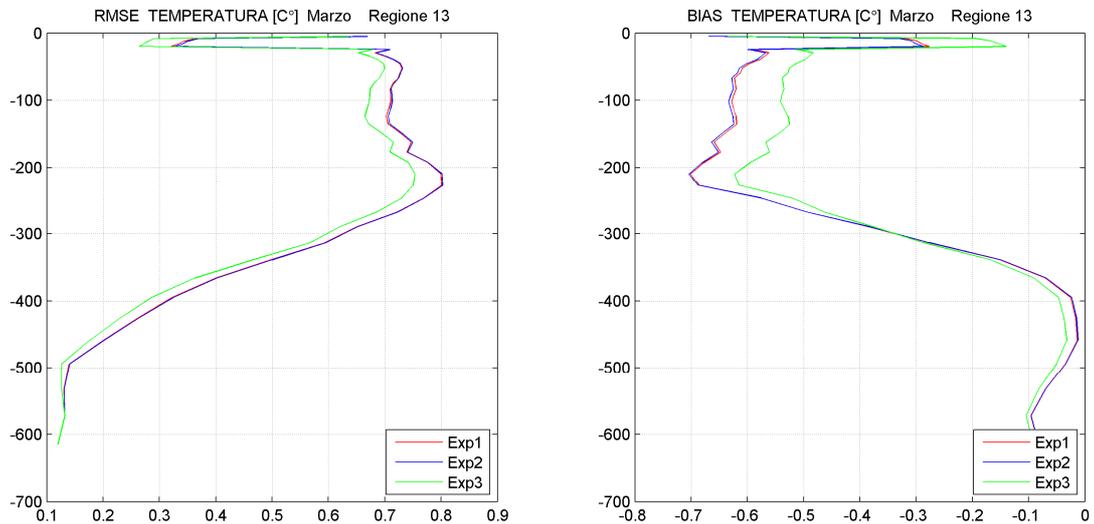


Fig. 4.169 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di marzo per la regione 13.

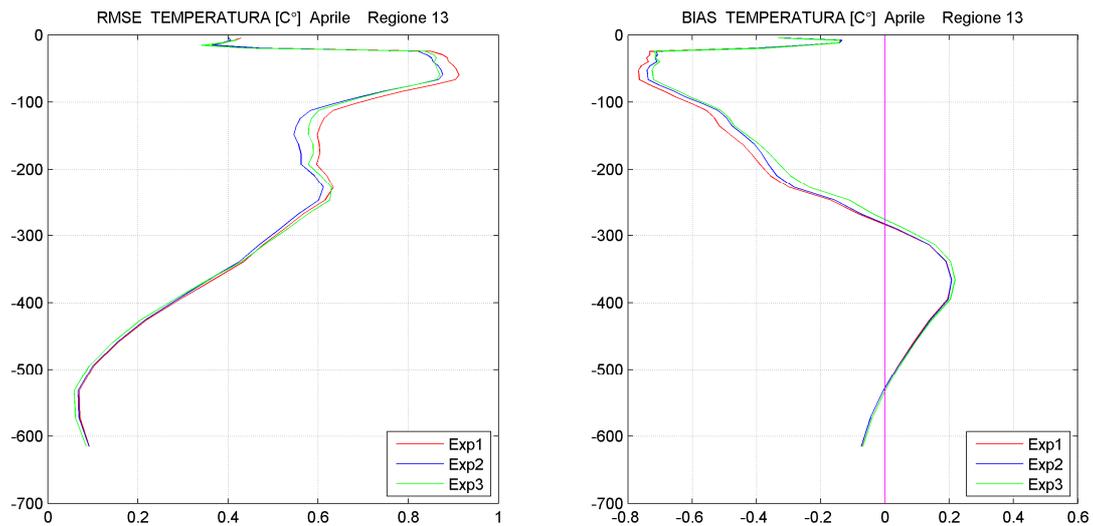


Fig. 4.170 – RMSE e BIAS di temperatura nel mese di aprile per la regione 13.

Per quanto riguarda il profilo di salinità si nota nel mese di marzo (fig. 4.171) un miglioramento di Exp3 rispetto all'esperimento di controllo Exp1 fino ad una profondità di circa 200 m.

Nel mese di aprile (fig. 4.172) si osserva un miglioramento del profilo di Exp2 rispetto all'esperimento di controllo fino alla profondità di circa 250 m.

In maggio (fig. 4.173) e in giugno (fig. 4.174) il miglioramento del profilo di Exp2 è osservabile sino ad una profondità di circa 150 m.

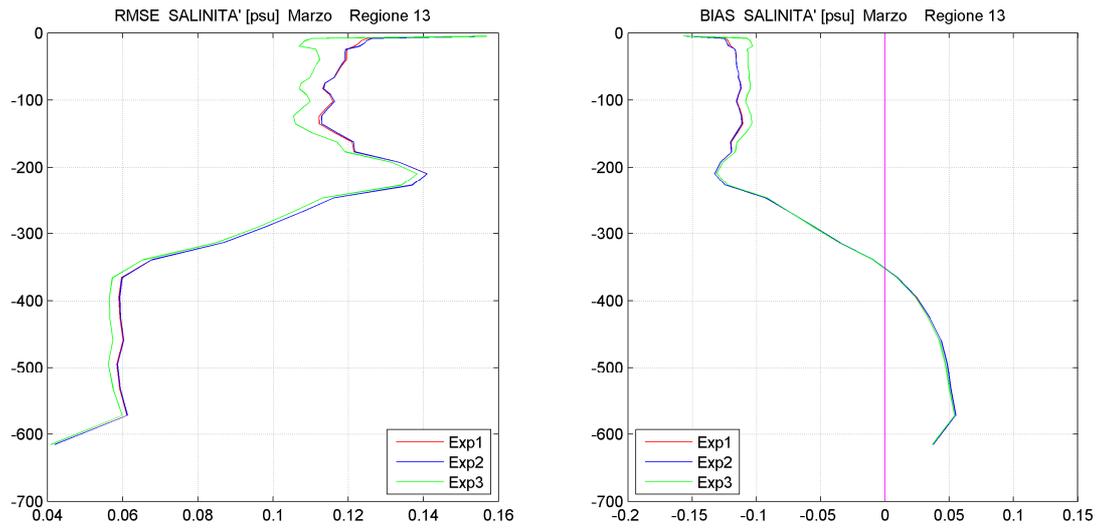


Fig. 4.171 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di marzo per la regione 13.

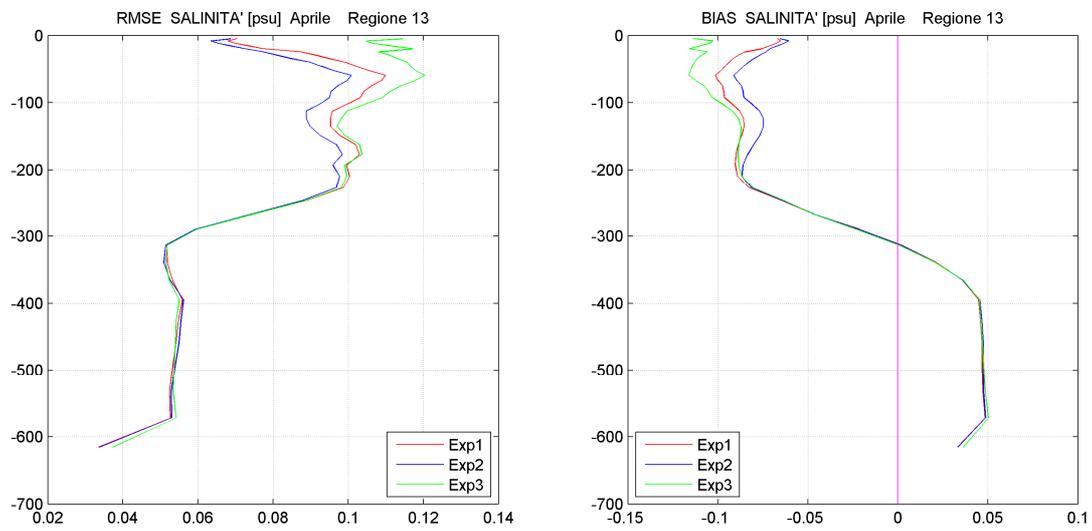


Fig. 4.172 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di aprile per la regione 13.

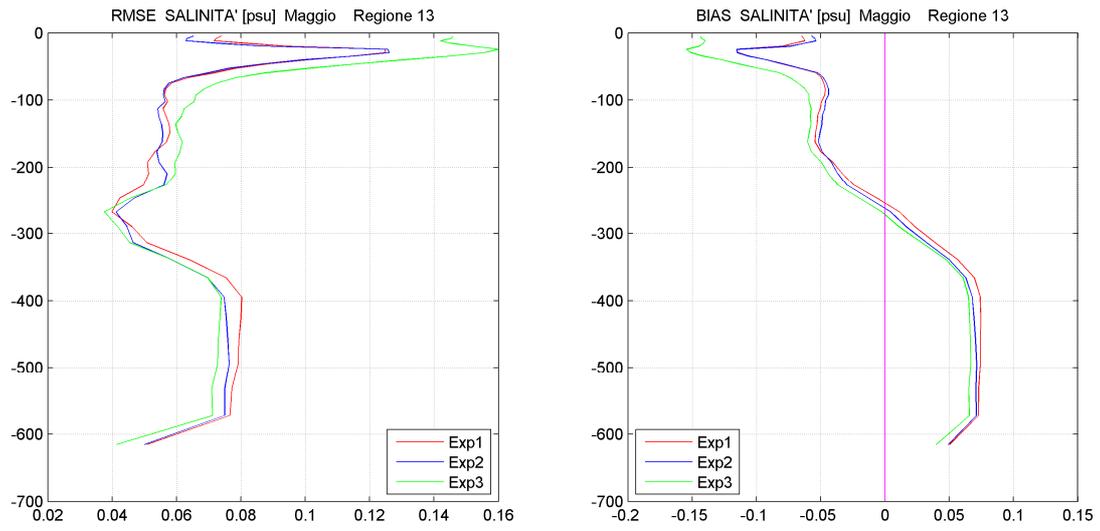


Fig. 4.173 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di maggio per la regione 13.

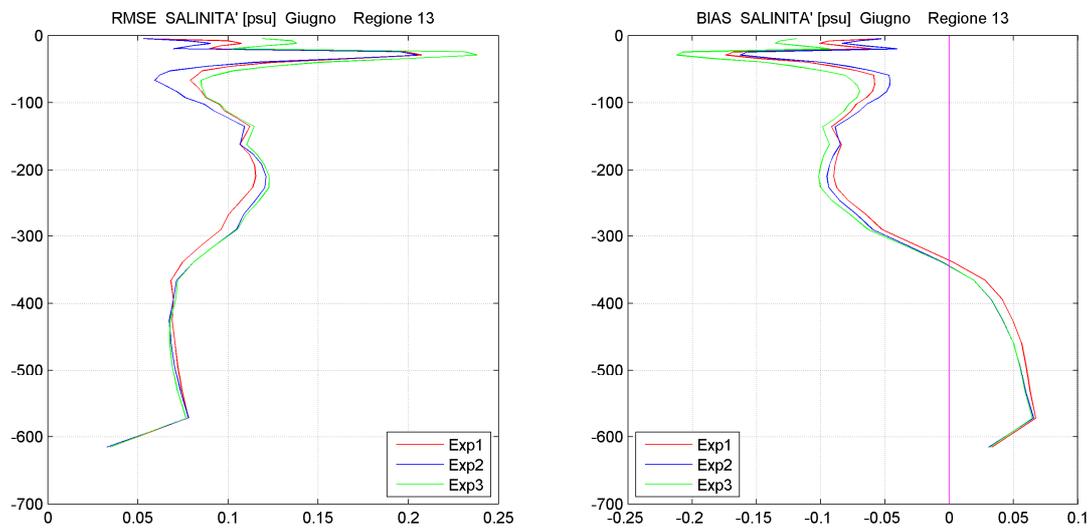


Fig. 4.174 – RMSE e BIAS di salinità nel mese di giugno per la regione 13.

5 Conclusioni e possibilità di sviluppo

In questo lavoro di tesi sono state individuate serie temporali di portata fluviale che hanno consentito di rendere più completa l'implementazione dell'input fluviale all'interno del modello numerico utilizzato, portando da 7 a 19 i fiumi inseriti.

Negli esperimenti Exp2 e Exp3 sono stati implementati tutti i fiumi con portata uguale o superiore a $100 \text{ m}^3/\text{s}$ che sfociano nel Mediterraneo, aumentando dunque l'aderenza del modello numerico al bilancio idrologico reale del Mare Mediterraneo.

L'obiettivo principale di questo lavoro di tesi era analizzare l'influenza dei nuovi dati di scarico fluviale su vari parametri del Mare Mediterraneo, quali temperatura e salinità superficiali, flusso di calore e flusso di acqua ed infine circolazione superficiale.

Per quanto riguarda la temperatura superficiale, tra i tre esperimenti condotti non si sono osservate particolari variazioni sull'intero bacino del Mare Mediterraneo, ed anche analizzando separatamente bacino orientale e bacino occidentale non si riscontrano differenze rilevanti. Nemmeno a scala regionale l'implementazione dei dodici nuovi fiumi in Exp2 ha determinato variazioni significative sul campo di temperatura superficiale.

Il campo di salinità superficiale risulta invece influenzato dall'implementazione dei nuovi fiumi, con una diminuzione di circa 0.02 psu della salinità media superficiale dell'intero bacino.

Tale variazione è in gran parte dovuta al contributo del bacino orientale: nel bacino occidentale infatti non si sono registrate variazioni significative nel campo di salinità superficiale, mentre nel bacino orientale, dove sfociano tutti i nuovi fiumi che sono stati implementati si è osservata una significativa (in media 0.3 psu) diminuzione della salinità media superficiale.

Dal confronto con le osservazioni si è evidenziato che tali variazioni costituiscono un miglioramento per il campo di salinità superficiale.

Il flusso di calore non risulta essere significativamente influenzato dall'implementazione dei nuovi fiumi, mentre si è osservata una diminuzione del valore del flusso di acqua sull'intero bacino rispetto all'esperimento di controllo, con una riduzione più marcata nel bacino orientale rispetto al bacino occidentale.

La circolazione a scala di bacino non risulta particolarmente influenzata dall'implementazione dei nuovi fiumi; si sono tuttavia osservate variazioni a scala locale soprattutto nella struttura e nella posizione di alcuni giri.

Differenze a scala locale sono state riscontrate anche nelle regioni del bacino occidentale, nonostante tutti i nuovi fiumi implementati sfocino nel bacino orientale.

Il secondo obiettivo del lavoro di tesi era determinare come la costruzione dell'alta diga di Aswan abbia influenzato le caratteristiche fisiche del Mare Mediterraneo ed in modo particolare delle regioni prossime alla sua foce.

La salinità media dell'intero bacino risulta influenzata, anche se minimamente, dall'aumentato scarico a mare del fiume Nilo in Exp3, ed in modo particolare nel bacino orientale si è rilevata una discreta diminuzione della salinità media superficiale, più accentuata nelle regioni prossime alla sua foce.

Il flusso di calore non è stato minimamente influenzato dall'aumento dello scarico a mare del Nilo, mentre una leggera diminuzione si è osservata nel bacino orientale, in modo particolare nella regione dove è localizzata la foce del fiume Nilo.

L'influenza dell'aumentata portata del fiume Nilo sulla circolazione superficiale a scala di bacino è del tutto trascurabile, ma nelle regioni prossime alla sua foce si sono riscontrati cambiamenti, in alcuni casi decisamente significativi, nelle strutture a scala locale.

Possibilità di sviluppo

Sulla base di questo lavoro si pensa sia necessario in futuro:

1. Condurre altri esperimenti con un periodo di simulazione più lungo, al fine di determinare le influenze a lungo termine del nuovo bilancio idrologico.
2. Analizzare le influenze dell'aumentato input di acqua dolce sulla circolazione termoalina.
3. Definire con sicurezza le corrette portate attuali del fiume Nilo e cercare di ricostruire serie storiche di portata ancora più affidabili per il periodo precedente la costruzione dell'alta diga di Aswan.

Bibliografia

Adani, M., 2002. La variabilità della circolazione nel Mare Mediterraneo tramite l'analisi multivariata della varianza. Tesi di Laurea in Scienze Ambientali Indirizzo Marino, Università di Bologna.

Adani, M., 2008. Reanalysis Techniques for the numerical modelling of the Mediterranean Sea Circulation. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geofisica, Università di Bologna.

Anati, D.A., Gat, J.R., 1989. Restricted marine basins and marginal sea environments, p. 29-73. In *Handbook of environmental isotope geochemistry*. V.3. Elsevier.

Artegiani, A., Paschini, E., Russo, A., Bregant, D., Raicich, F., Pinardi, N., 1997. The Adriatic Sea General Circulation. Part I: Air-Sea Interactions and Water Mass Structure. *Journal of Physical Oceanography* 27, 1492-1514.

Ayoub, N., Le Traon, P.Y., De Mey, P., 1997. Combining ERS-1 and Topex/Poseidon data to observe the variable oceanic circulation in the Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 18, 3-40.

Bodo, B.A., 2001. Annotations for Monthly Discharge Data for World Rivers (excluding former Soviet Union).

Boukthir, M., Barnier, B., 2000. Seasonal and inter-annual variations in the surface freshwater flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis project. *Journal of Marine Systems* 24, 343-354.

Cruzado, A., 1985. Chemistry of the Mediterranean waters. In Margalef, R. (Ed.), *Western Mediterranean*. Pergamon Press, Oxford, pp. 126-147.

Demirov, E., Pinardi, N., Fratianni, C., Tonani, M., Giacomelli, L., De Mey, P., 2003. Assimilation scheme of the Mediterranean Forecasting System: operational implementation. *Annales Geophysicae* 21, 189-204.

Dmitrievskii, Yu.D., 1967. Inland waters of Africa and their utilization. Leningrad: Gidrometeoizdat.

Fabbroni, N., 2002. Regimi meteo-climatici del Mar Mediterraneo. Tesi di Laurea in Scienze Ambientali, Università di Bologna.

Fujihara, Y., Tanaka, K., Nagano, T., Watanabe, T., Kojiri, T., 2007. Assessing the impact of climate change on the water resources of the Seyhan river basin, Turkey. *International congress on river basin management*.

Global Runoff Data Centre Database, disponibile all'indirizzo: <http://www.bafg.de/cln_005/nn_294112/GRDC/EN/02__Services/01__RiverDischarge/ri-verdischarge__node.html?__nnn=true>

Hamza, W., Ennet, P., Tamsalu, R., Zalesny, V., 2003. The 3D physical-biological model study in the Egyptian Mediterranean coastal sea. *Aquatic Ecology* 37, 307-324.

Hellermann, S., Rosenstein, M., 1983. Normal Monthly Wind Stress Over the World Ocean with Error Estimates. *Journal of Physical Oceanography* 13, 1093-1104.

Jerlov, N.G., 1968. *Optical oceanography*. Elsevier Oceanography Series. Elsevier Publishing Company.

Korres, G., Pinardi, N., Lascaratos, A., 2000. The ocean response to low-frequency interannual variability in the Mediterranean Sea. Part I: Sensitivity Experiments and Energy Analysis. *Journal of Climate* 13, 705-731.

Korzoun, V.I., Sokolov, A.A., Budyko, M.I., Voskresensky, G.P., Kalinin, A.A., Konoplyantsev, E.S., Korotkevic, E.S., Lvovic, M.I., 1977. *Atlas of World Water Balance*. UNESCO Press, Paris, pp.36.

Keloglu, N., 1985. Mathematical simulation model with exponential deterministic component for monthly river runoff receiving karst spring effluents. *Karst Water Resources* (Proceedings of the Ankara-Antalya Symposium, July 1985). IAHS Publ. no. 161.

Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., Klein, B., 1999. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Progress in Oceanography* 44, 5-36.

Ludwig, W., Meybeck, M., Abousamra, F., 2003. Riverine transport of water, sediments and pollutants to the Mediterranean Sea. UNEP MAP Technical report Series 141, UNEP/MAP Athens, 111 pp.

- Ludwig, W., Dumont, E., Meybeck, M., Heussner, S., 2009. River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: Major drivers for ecosystem changes during past and future decades?. *Progress in Oceanography* 80, 199-217.
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., Levy, C., 1998.: OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. *Note du Pole de modelisation*, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No. 11, 91 pp.
- Maillard, C., Schaap, D., Maudire, G., SeaDataNet Consortium, 2007. EC Project: a Pan-European infrastructure for Ocean and Marine Data Management (SeaDataNet). Nineteenth Session of the IOC Committee on International Oceanographic Data and Information Exchange (IODE-XIX). Trieste, Italy, 12-16 March 2007.
- Malacic, V., Petelin, B., 2009. Climatic circulation in the Gulf of Trieste (northern Adriatic). *Journal of Geophysical Research* 114, No. C07002.
- Manca, B.B., Budillon, G., Scarazzato P., Ursella, L., 2003. Evolution of dynamics in the eastern Mediterranean affecting water mass structures and properties in the Ionian and Adriatic Seas. *Journal of Geophysical Research* 108.
- Marini, M., Grilli, F., Guarnieri, A., Jones, B.H., Klajic Z., Pinardi, N., Sanxhaku, M., 2010. Is the southeastern Adriatic Sea coastal strip an eutrophic area?. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 88, 395-406.
- Mariotti, A., Struglia, M.V., 2002. The Hydrological Cycle in the Mediterranean Region and Implications for the Water Budget of the Mediterranean Sea. *Journal of Climate* 15, 1674-1690.
- Mikhailova, M.V., 2001. Hydrological Regime of the Nile Delta and Dynamics of Its coastline. *Water Resources* 28, No. 5 447-490.
- Monthly Discharge Data for World Rivers (MDDWR) data set, disponibile all'indirizzo: <<http://dss.ucar.edu/datasets/ds552.1/>>
- Nixon, S.W., 2003. Replacing the Nile: Are anthropogenic nutrients providing the fertility once brought to the Mediterranean by a great river?. *Ambio* 32, 30-39.
- Nof, D., 1979. On man-induced variations in the circulation of the Mediterranean Sea. *Tellus* 31, 558-564.

- Pasarić, M., 2004. Annual cycle of river discharge along the Adriatic coast of Croatia. *Rapports et process-verbaux des reunions CIESM* 37, 132.
- Pinardi, N., Allen, I., Demirov, E., De Mey, P., Korres, G., Lascaratos, A., Le Traon, P.Y., Maillard, C., Manzella, G., Tziavos, C., 2003. The Mediterranean ocean forecasting system: first phase of implementation (1998-2001). *Annales Geophysicae* 21, 3-20.
- Pinardi, N., Navarra, A., 1993. Baroclinic wind adjustment processes in the Mediterranean Sea. *Deep-sea research II*.
- Pinardi, N., Masetti, E., 2000. Variability of the large-scale general circulation of the Mediterranean Sea from observation and modeling: a review. *Palaeoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, pp. 153-173.
- Pinardi, N., Zavatarelli, M., Arneri, E., Crise, A., Ravaioli, M., 2006. The physical sedimentary and ecological structure and variability of shelf areas in the Mediterranean Sea. Capitolo 32, vol.14B, *The Sea*. Ed. Robinson, A.R., Brink, K.H. *Harvard University Press*.
- Poulos, S.E., Drakoupoulos, P.G., Collins, M.B., 1997. Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): an overview. *Journal of Marine Systems* 13, 225-244.
- Poulson, C.A., Simpson, J.J., 1977. Irradiance Measurements in the Upper Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 7, 952-956.
- Rahmstorf, S., 1995. Bifurcations of the Atlantic thermoaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature* 378, 9.
- Raichich, F., 1996. On the freshwater balance of the Adriatic coast. *Journal of Marine Systems* 9, 305-319.
- Rixen, M.; Beckers, J.-M.; Maillard, C., 2002. A hydrographic and biochemical climatology of the Mediterranean and Black Seas: some statistical pitfalls, in Brown, M. *et al.* (Ed.) (2002). *The Colour of Ocean Data: International Symposium on oceanographic data and information management, with special attention to biological data*. Brussels, Belgium, 25-27 November 2002: book of abstracts. VLIZ Special Publication.

- Robinson, A.R., Golnaraghi, M., Leslie, W.G., Artegiani, A., Hecht, A., Lazzoni, E., Michelato, A., Sansone, E., Theocharis, A., Unluata, U., 1991. The eastern Mediterranean general circulation: features, structures and variability. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 15, 215-240.
- Robinson, A.R., Leslie, W.G., Theocratis, A., Lascaratos, A., 2001. Mediterranean Sea Circulation, Indira.
- Roether, W., Manca B.B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., Luchetta, A., 1996. Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science* 271, No. 5247, 333-335.
- Rohling, E.J., Bryden, H.L., 1992. Man-Induced Salinity and Temperature Increases in Western Mediterranean Deep Water. *Journal of Geophysical Research* 97, No. C7 191-198.
- Roulet, G., Madec, G., 2000. Salt conservation, free surface, and varying levels: a new formulation for ocean general circulation models. *Journal of Geophysical Research* 105, No. C10 927-942.
- Schwarz, U., 2009. Rapid Assessment of proposed Hydropower Plants on Drin River near Ashta (south of Shkodra). Technical report per EuroNatur, Vienna.
- Sharaf el Din, S.H., 1977. Effect of the Aswan High Dam on the Nile Flood and on the Estuarine an Coastal Circulation Pattern Along the Mediterranean Egyptian Coast. *Limnology and Oceanography* 22, No. 2 194-207.
- Skliris, N., Lascaratos, A., 2004. Impacts of the Nile River damming on the thermohaline circulation and water mass characteristics of the Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 52, 121-143.
- Skliris, N., Sofianos, S., Lascaratos, A., 2006. Hydrological changes in the Mediterranean Sea in relation to changes in the freshwater budget: A numerical modelling study. *Journal of Marine Systems* 65, 400-416.
- Struglia, M.V., Mariotti, A., Filigrasso, A., 2004. River Discharge into the Mediterranean Sea: Climatology and aspects of the observed variability. *Journal of Climate* 17, 4740-4751.

Tonani, M., Pinardi, N., Fratianni, C., Dobricic, S., 2007. Forecast and analysis assessment through skill scores. *Ocean Science Discussions* 4, 189-212.

Tonani, M., Pinardi, N., Dobricic, S., Pujol, I., Fratianni, C., 2008. A high-resolution free-surface model of the Mediterranean Sea. *Ocean Science* 4, 1-14.

UNEP, 1978. Provisional inventory data on surface water in the Mediterranean. Meeting of experts on fresh water resources management in the Mediterranean region, Cannes, 25-29.04 1978. UNEP/WG. 16/INF.6.

Vörösmarty, C.J., Fekete, Tucker B.A., 1998. Global River Discharge 1807-1991, RivDis v. 1.1. Available from: http://www.daacsti.ornl.gov//RIVDIS/guides/rivdis_guide.html. Last update: June 2004.