

**ALMA MATER STUDIORUM  
UNIVERSITA' DI BOLOGNA**

---

Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali

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

**MODELLISTICA DELLA CIRCOLAZIONE DEL MARE  
ADRIATICO E SENSITIVITA' ALLA RISOLUZIONE DELLA  
BATIMETRIA**

Tesi di laurea in Oceanografia Fisica

Relatore  
Prof. Nadia Pinardi

Presentata da  
Micol Ferretto

Correlatore  
Dr. Marco Zavatarelli

III sessione

Anno Accademico 2009/2010



# Indice

---

<b>1</b>	<b>Introduzione .....</b>	<b>5</b>
1.1	Il Mare Adriatico .....	5
1.2	Circolazione conosciuta .....	8
1.3	Modellistica numerica dell'Adriatico: i vari modelli implementati .....	20
1.4	Batimetria .....	27
1.5	Obiettivi della tesi .....	30
<b>2</b>	<b>Studio dei dati batimetrici.....</b>	<b>31</b>
2.1	Premessa.....	31
2.2	Analisi dei dataset.....	32
2.2.1	Batimetria NATO modificata UNIBO: Med One Min Single .....	32
2.2.2	GEBCO database con risoluzione 1 minuto.....	34
2.2.3	Batimetria fonte Sandwell and Smith con risoluzione 1 minuto.....	36
2.2.4	Batimetria fonte Richard Signell con risoluzione 15 secondi .....	38
2.2.5	Batimetria fonte Haley (MIT) con risoluzione 7.5 secondi .....	40
2.2.6	Batimetria fonte NATO con risoluzione 7.5 secondi .....	42
2.3	Differenze.....	46
<b>3</b>	<b>Esperimenti numerici.....</b>	<b>50</b>
3.1	Modello numerico.....	50
3.2	Nuova batimetria del modello .....	63
3.3	Disegno sperimentale.....	65

<b>4</b>	<b>Analisi dei risultati .....</b>	<b>68</b>
4.1	Premessa.....	68
4.2	Analisi comparativa della circolazione dell'Adriatico.....	68
4.2.1	Effetto della Middle Adriatic Seamount .....	80
4.3	Campi orizzontali di temperatura e salinità.....	87
4.4	Validazione dei risultati .....	97
4.4.1	Confronti con profili XBT.....	97
4.4.2	Confronto con profili CTD.....	106
<b>5</b>	<b>Conclusioni .....</b>	<b>112</b>
<b>6</b>	<b>Bibliografia.....</b>	<b>Errore. Il segnalibro non è definito.</b>

# Capitolo 1

## 1 Introduzione

### 1.1 Il Mare Adriatico

Il Mare Adriatico deve il suo nome agli antichi geografi greci, i quali lo ripresero dalla città di Adria, situata sulla bocca del fiume Po. E' uno dei sotto-bacini principali del Mar Mediterraneo, ed estendendosi sino alla latitudine di 45°47' Nord ne costituisce la parte più settentrionale (Figura 1-1). Il bacino Adriatico, situato fra i Balcani e la penisola italiana, è di tipo semichiuso ed ha forma stretta ed allungata in direzione Nord-Ovest Sud-Est; è lungo circa 800 km e largo circa 200 km, possiede un'area superficiale di circa 138.600 km<sup>2</sup> ed un volume di circa 35.000 km<sup>3</sup>.

Lo Stretto di Otranto, che collega l'Adriatico con il Mar Ionio, è relativamente largo e profondo (la sua larghezza minima e la sua profondità minima sono circa 72 km e 780 m rispettivamente); esso gioca un ruolo importante nel determinare le caratteristiche idrologiche e di circolazione del Mare Adriatico. La profondità dello Stretto di Otranto (Figura 1-8) permette un rilevante scambio d'acqua tra i due bacini, mentre la sua larghezza, superiore al raggio interno di deformazione di Rossby (Paschini et al., 1993; Bergamasco et al., 1996) implica una pronunciata influenza della forza di Coriolis sulle caratteristiche del moto delle masse d'acqua entranti e uscenti dall'Adriatico.

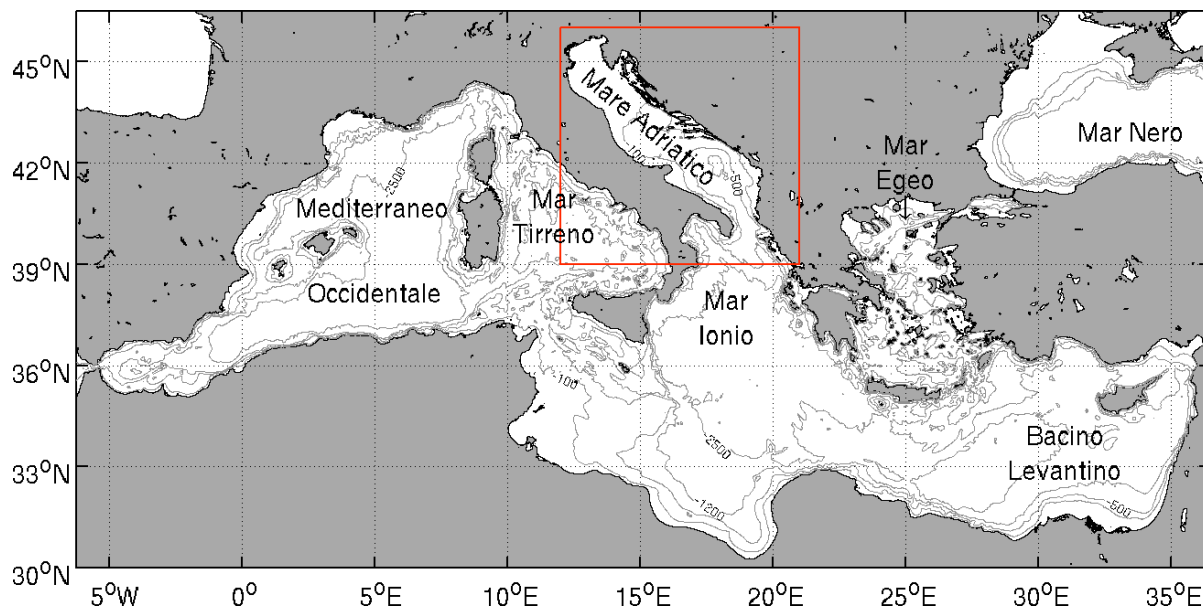
Il bacino è sottoposto all'azione di forzanti atmosferici caratterizzati da un ampio range di variabilità; ciò comporta che le proprietà oceanografiche dell'Adriatico, la circolazione che lo contraddistingue e la distribuzione delle masse d'acqua, dipendano in grande misura dalle caratteristiche degli scambi oceano-atmosfera.

I regimi di vento tipici sono quelli di *Bora* e *Scirocco*. La Bora è un forte flusso di aria

continentale polare che si immette sull'Adriatico da nord-est, passando attraverso la gola di Trieste e altre gole (quelle di Senj e Spalato) delle Alpi Dinariche, situate in prossimità della costa orientale dell'Adriatico. Lo Scirocco è un vento umido proveniente da sud-est (Africa settentrionale ed Arabia), che raccoglie umidità durante il suo passaggio sopra il Mediterraneo orientale.

Il bacino Adriatico è un bacino di diluizione (Raicich, 1996) in quanto il bilancio d'acqua  $W = E - (P+R)$  ( $E$  = evaporazione,  $P$  = precipitazione,  $R$  = runoff) è negativo. Raicich (1996) ha stimato un guadagno netto annuo di acque dolci compreso tra 0.65 e 1.10 m, dovuto principalmente agli apporti fluviali, poichè evaporazione e precipitazioni si compensano su tale scala; esso può essere considerato come una fonte di acqua dolce per tutto il Mediterraneo, dove al contrario il rapporto  $E - (P+R)$  è positivo ( $W = +0.55$  m/anno in accordo con Ovchinnikov, 1974). Ogni anno, in media, il bacino riceve dai numerosi fiumi  $5700 \text{ m}^3/\text{s}$  di acqua dolce (Raicich, 1996; Sekulić e Vetačnic, 1996) instaurando una circolazione termoalina di tipo estuarino. Circa il 28% ( $1585 \text{ m}^3/\text{s}$ ) del totale proviene da un unico fiume, il Po, il cui delta si trova nel settore nord-ovest dell'Adriatico settentrionale, la parte meno profonda del bacino. Il secondo più importante apporto di acqua dolce risulta spazialmente distribuito piuttosto che concentrato, essendo costituito dall'insieme dei fiumi Albanesi e dalle circostanti aree di drenaggio, il cui contributo è stimato tra i 923 e i  $1244 \text{ m}^3/\text{s}$  (Raicich, 1996; Bicja et al., 1996) (Figura 1-6).

Il flusso totale di calore  $Q_T$  (total heat flux) è dato dalla somma di quattro componenti,  $Q_T = Q_S + Q_B + Q_H + Q_E$ , dove  $Q_S$  (incident solar radiation flux) è il flusso di radiazione solare incidente,  $Q_B$  (backward long-wave radiation flux) il flusso di radiazione a onda lunga,  $Q_H$  (sensible heat flux) il flusso di calore sensibile e  $Q_E$  (latent heat flux) il flusso di calore latente. Il bilancio di calore è controllato essenzialmente dal flusso di radiazione solare incidente, dalla copertura nuvolosa, dalle condizioni atmosferiche e marine all'interfaccia aria-acqua, come anche dalla temperatura dell'aria e dell'acqua, dalla velocità del vento e dall'umidità. Il flusso di calore per l'Adriatico è negativo su scala climatologica ( $-17, -22 \text{ W/m}^2$ , Artegiani et al., 1997a). Il bilancio di calore negativo induce una circolazione termoalina antiestuarina, contrastando gli effetti del flusso d'acque dolci.



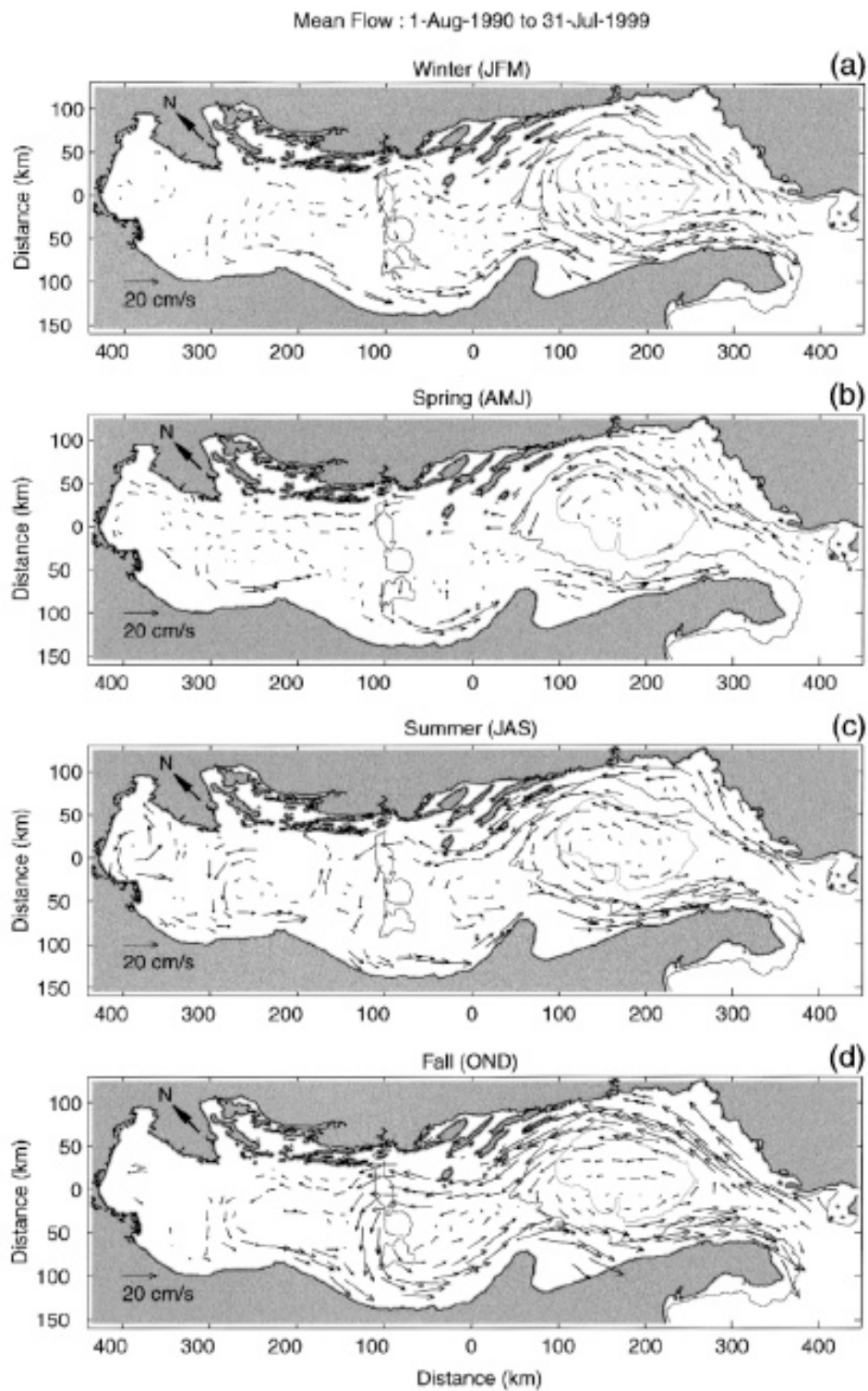
**Figura 1-1.** Il mare Adriatico all'interno del più ampio contesto del Mediterraneo. Il riquadro rosso definisce il dominio del modello oceanografico utilizzato (Princeton Ocean Model) nelle simulazioni che seguiranno.

Il Mare Adriatico è un bacino caratterizzato da un'intensa dispersione di calore durante l'inverno; in esso sono presenti due siti all'interno dei quali la convezione verticale ed il rimescolamento invernale portano alla formazione di acqua densa profonda. I processi di formazione di acqua densa si verificano sulla piattaforma continentale del Nord Adriatico (Malanotte-Rizzoli, 1991), ed in mare aperto nell'Adriatico meridionale (Ovchinnikov et al., 1987; Artegiani et al., 1989; Manca et al, 2002). Tali processi sono caratterizzati da variabilità interannuale (Manca et al, 2002). Mentre la formazione di acqua densa, in accordo con Killworth (1983) e Malanotte-Rizzoli (1991), nel sotto-bacino settentrionale è dovuta ad intensi processi di raffreddamento ed evaporazione superficiale, che provocano un notevole incremento della densità superficiale dell'acqua ed un consecutivo sprofondamento lungo la scarpata continentale, il medesimo processo nel sotto-bacino meridionale è guidato fenomeni di convezione verticale profonda.

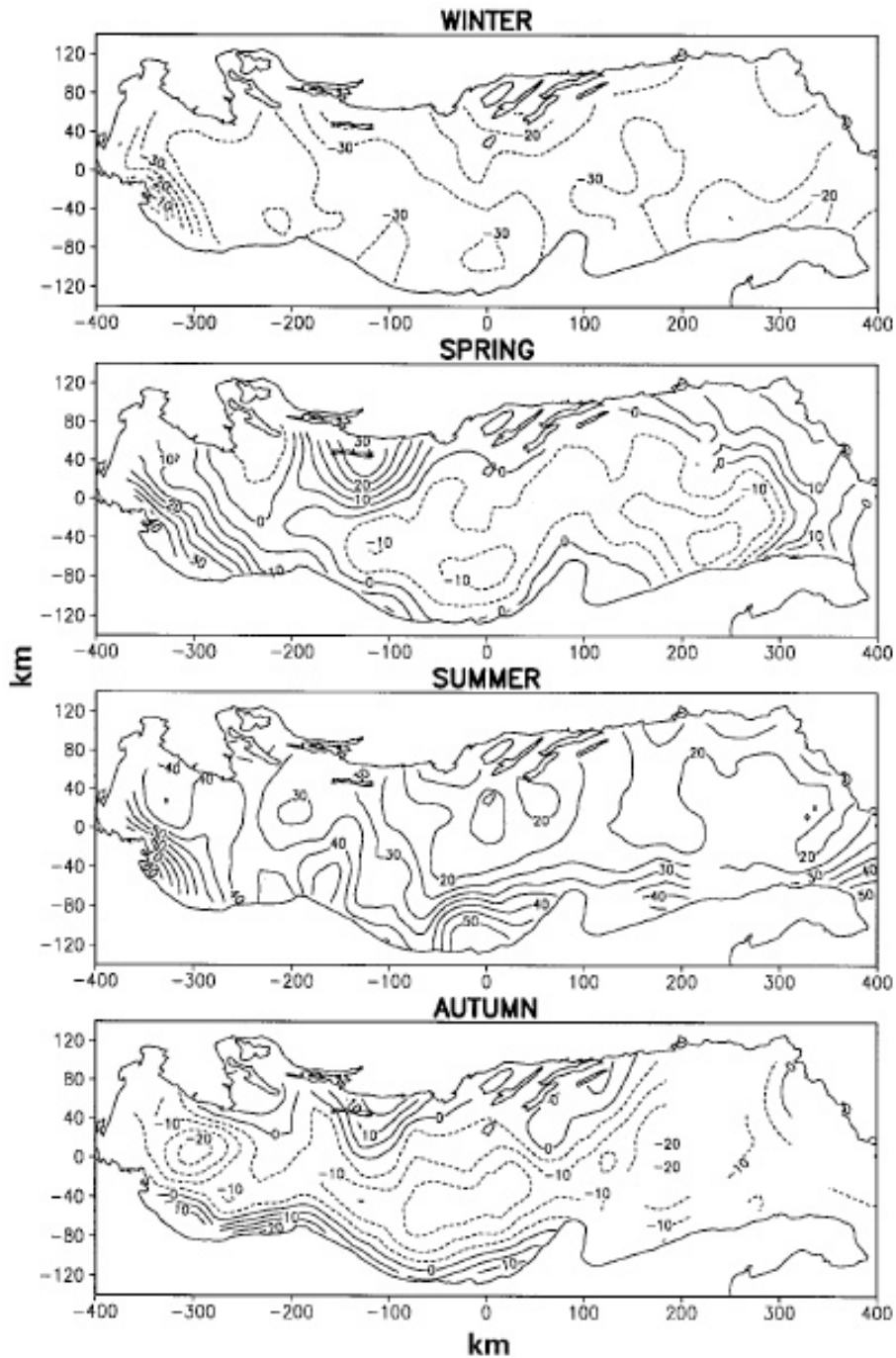
## 1.2 Circolazione conosciuta

La circolazione generale e la variabilità stagionale ed interannuale dell'Adriatico sono state ampiamente studiate nel corso degli anni sia attraverso osservazioni indirette basate su serie storiche di osservazioni di temperatura e salinità (Artegiani et al., 1997a; Artegiani et al., 1997b), e su misurazioni di tipo lagrangiano (Poulain, 2001; [Figura 1-2](#)) sia attraverso simulazioni numeriche (Cushman-Roisin et al., 2001; Zavatarelli et al., 2002; Zavatarelli e Pinardi, 2003; Oddo et al., 2005). Mentre Artegiani et al. (1997a,b) investiga la componente baroclina della circolazione attraverso l'elaborazione di mappe di altezza dinamica mediate per le diverse stagioni ([Figura 1-3](#)); Poulain (2001), attraverso osservazioni di tipo lagrangiano, combinate ad altre osservazioni storiche della stessa natura, elabora, per gli anni tra il 1990 e il 1999, una visione completa del campo di velocità in superficie (componente barotropica e baroclina). In tutti i casi la circolazione generale risulta ciclonica: verso nord lungo la costa orientale, verso sud in quella occidentale, in parte determinata dagli apporti fluviali. La circolazione dei tre sotto-bacini è spesso dominata da gyres, vortici a scala di bacino, ciclonici che variano in intensità a seconda delle stagioni; il gyre del sotto-bacino meridionale persiste per tutto l'anno, quello del sotto-bacino centrale è più evidente in estate ed autunno, nella parte settentrionale sembra essere presente solo in autunno ([Figura 1-4](#)). I tre gyres sono collegati tra di loro da due correnti costiere, una che fluisce verso sud parallelamente alla costa occidentale per tutta la lunghezza del bacino, dalla foce del fiume Po sino allo Stretto di Otranto (la Western Adriatic Coastal Current, WACC) durante la stagione autunnale, la quale si presenta discontinua in primavera-estate, composta da tre distinti segmenti situati nei rispettivi sotto-bacini (Northern, Western-Middle e Southern Adriatic current; Artegiani et al., 1997b); la seconda dallo Stretto di Otranto si dirige verso nord lungo la costa orientale sino a raggiungere il sotto-bacino centrale (la Eastern Southern Adriatic Current, EAC o E-SAd current).





**Figura 1-2.** Mappe stagionali della circolazione media superficiale dedotta da osservazioni di tipo lagrangiano tra il 1990 ed il 1999: (a) inverno, (b) primavera, (c) estate, (d) autunno. Adattata da Poulain, 2001.



**Figura 1-3.** Mappe stagionali delle anomalie di altezza dinamica a 0 m con riferimento ad una profondità di 30 m. Le unità di misura sono in dyn.mm, con un intervallo tra le isolinee di 5 dyn.mm; le linee tratteggiate indicano valori negativi. Per denominare le stagioni dell'Adriatico adottò una suddivisione basata sull'accumulo di calore: da gennaio ad aprile per l'inverno, da maggio a giugno per la primavera, da luglio ad ottobre per l'estate, e da novembre a dicembre per l'autunno. Le mappe stagionali della topografia dinamica indicano le variazioni dei vortici e delle correnti superficiali. Adattata da Artegiani et al., 1997b.

Nel nord Adriatico la struttura predominante è la Northern Adriatic current, NAd, osservabile di fronte al Po. Durante l'inverno la NAd è un "segmento", che dal delta del Po si estende per circa 100 km verso sud. In primavera la corrente si estende lungo la costa italiana fino a circa metà del sotto-bacino meridionale dove si intensifica. La parte della NAd che passa nell'Adriatico centrale è chiamata Western-Middle Adriatic current (W-MAd), poichè in estate si separa dalla NAd. Fra la primavera e l'estate le due correnti tendono a spostarsi più al largo formando dei meandri, che interessano anche il centro del bacino. In autunno la NAd e la W-MAd si uniscono in una sola corrente che percorre le coste italiane (la Western Adriatic Coastal Current, WACC). Durante l'inverno la circolazione baroclina (forzata dai gradienti orizzontali di densità) è più debole e prevale la parte barotropica ed i moti verticali. In estate ed in autunno in superficie si nota l'ampia struttura del gyre nord Adriatico (Nad gyre).

Nell'Adriatico centrale e in quello meridionale è forte l'influenza stagionale e la circolazione è caratterizzata da i gyres del medio e del sud Adriatico (MAd e SAd gyre), dalla Eastern Southern Adriatic current (E-SAd current) e dalla Western Southern Adriatic current (W-SAd current). Queste strutture sono molto evidenti in estate e particolarmente in autunno, mentre diminuiscono in primavera e durante l'inverno sono quasi assenti. In inverno il campo è meno energetico ed è dominato da deboli flussi da sud a nord lungo il centro del bacino. E' probabile che la circolazione baroclina superficiale necessiti di un flusso lungo costa per chiudere la circolazione ciclonica durante l'inverno. In estate ed in autunno, sia il MAd gyre che il SAd gyre si intensificano. In estate la W-MAd e la W-SAd si estendono oltre Otranto. Solo la W-MAd si mantiene fino all'autunno, quando i due gyre raggiungono la massima estensione. Questo è il periodo in cui la E-SAd è meglio definita e occupa una ampia parte della regione est del bacino.

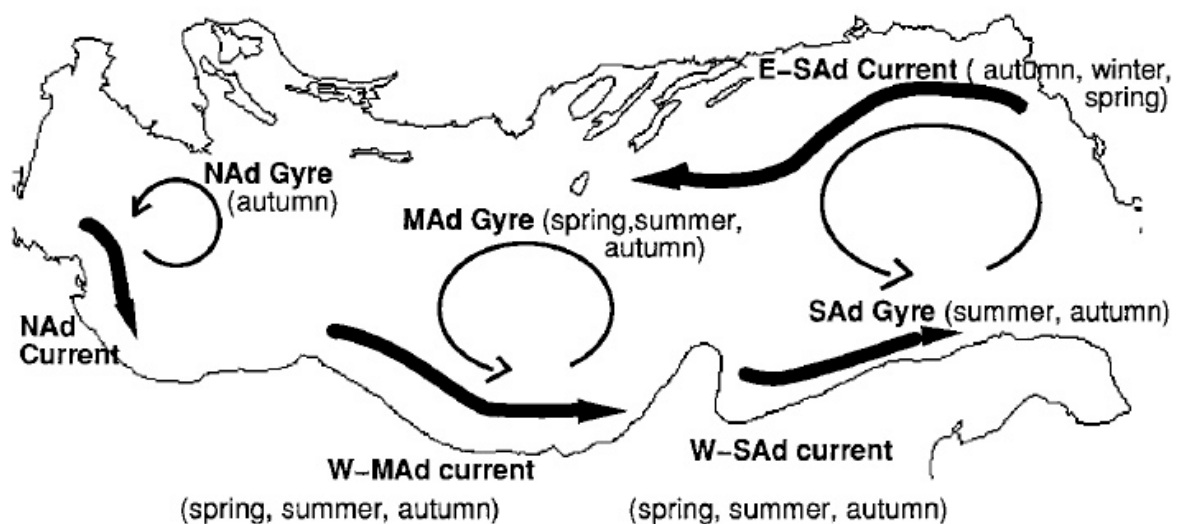
Generalizzando si può dire che la circolazione invernale è composta da due correnti principali la NAd e la SAd.

In primavera ed estate la circolazione superficiale è caratterizzata dai due maggiori gyre ciclonici e dalla presenza dei due segmenti costieri corrispondenti (W-MAd e W-SAd). Si suppone che la stratificazione verticale del bacino provochi sia la comparsa dei gyre che l'intensificarsi delle correnti costiere.

In autunno le strutture su grande scala sono più stabili, con tre gyre ciclonici e la Western Adriatic Coastal Current che collega i tre sotto-bacini. Questa è la stagione che vede il massimo di MLIW (Modified Levantine Intermediate Water) entrare dallo Stretto di Otranto, uno strato di rimescolamento ben definito ed un massimo di temperatura negli strati

sottosuperficiali del nord Adriatico. Il motivo per cui la circolazione generale abbia scale così ampie, è riconducibile sia alle condizioni di stabilità della colonna d'acqua sia alle caratteristiche dei forzanti agenti sul bacino. La MLIW, che penetra nel bacino attraverso lo Stretto di Otranto, può essere considerata come un forzante esterno, insieme allo Scirocco, che rinforza l'entrata del flusso da Otranto.

Possedendo le due coste una morfologia molto diversa (come descritto nel paragrafo 1.3), ne conseguente che i processi fisici che dominano le correnti costiere sono molto diversi. Gli scambi d'acqua fra i numerosi bacini semichiusi nella costa est ed il mare aperto sono forzati localmente. L'area di piattaforma lungo la costa occidentale risente dei moti che si originano dall'interazione fra le dinamiche costiere e di mare aperto.



**Figura 1-4.** Riproduzione schematica della circolazione superficiale dell'Adriatico. Adattata da Artegiani et al., 1997b.

### Costa orientale

La Bora, uno dei venti più frequenti nel nord Adriatico durante il periodo invernale, induce un trasporto verso il largo in condizioni di stratificazione della colonna d'acqua. Possono così verificarsi fenomeni di upwelling lungo tutta l'area costiera orientale. Conseguenza dell'inclinazione verso l'alto delle isopicne, è l'originarsi di una corrente lungo costa bilanciata geostroficamente in direzione nord (Gačić, 1980a). Nel caso di moti barotropici è

documentata lungo la costa orientale, l'esistenza di un segnale debole, spiegato in termini di "onde di shelf continentale", tramite analisi spettrali del livello marino (Gačić, 1983). L'influenza della stratificazione sulla circolazione forzata dal vento fu studiata in numerosi bacini semi-chiusi. Zore-Armanda e Dadić (1984), studiando uno di questi bacini, il canale Virsko More, dimostrarono che in condizioni di stratificazione, il vento di Scirocco soffiando lungo costa innesca una circolazione ciclonica alla superficie non compensata verticalmente; in condizioni di assenza di stratificazione, si formano celle verticali ben sviluppate. Al contrario il vento di Bora in condizioni di stratificazione induce ricircolazioni verticali, flussi che si allontanano dalla costa in superficie e upwelling costiero, mentre in condizioni omogenee si attivano un gyre ciclonico a nord della congiungente Trata-Vir ed uno anticiclonico a sud della stessa.

### **Costa occidentale**

Le acque della costa occidentale sono fortemente influenzate dalla portata di acqua dolce del fiume Po. Le acque dolci si distribuiscono sullo strato superficiale, formando una plume, che si presenta distinta dal resto delle acque dell'Adriatico a causa della formazione di fronti superficiali. La plume in inverno tende a rimanere confinata lungo costa occidentale, mentre si sviluppa verso il centro del bacino durante l'estate.

Durante l'inverno, la plume del Po, forma lungo la costa ovest uno strato limite costiero di acqua meno densa, ampio circa 10-20 km e profondo circa 10 m. Il gradiente orizzontale di densità fra questo strato ed il mare aperto è considerato il forzante più importante per la dinamica costiera (Malanotte-Rizzoli e Dell'Orto, 1981). Correnti residue da sud-est, che raggiungono i  $10-20 \text{ cm/s}^{-1}$  furono registrate vicino costa (Michelato, 1983). Queste correnti sono in grado di avvertire il campo di densità attraverso a causa dei forti gradienti (Shaw e Csanady, 1983).

Studi numerici (Malanotte-Rizzoli e Bergamasco, 1983) hanno dimostrato che il segnale delle acque dolci del fiume Po durante l'estate si perde in prossimità della costa. Le immagini da satellite durante la primavera e l'estate mostrano un piccolo gyre anticiclonico sotto la foce del fiume Po, sostenuto dallo scarico fluviale, (Barale et al., 1984; 1986). Il trasporto estivo vicino costa è spesso diretto verso nord (Michelato, 1983; Artegiani et al., 1983; Accerboni et al., 1989).

La plume del Po è soggetta all'influenza del vento e delle maree. Durante l'inverno, un sistema transiente di due gyre si forma come risposta all'azione della Bora, con un gyre

ciclonico nella parte nord ed uno anticiclonico nella parte sud del nord Adriatico (Zore-Armanda e Gačić, 1987; Kuzmic e Orlić, 1987a). Insieme ad un aumento del flusso del Po, questo sistema di correnti può portare le acque diluite dallo scarico del Po verso il mare aperto anche d'inverno. Quando il vento soffia da altre direzioni, le acque del Po si dirigono invece verso sud lungo costa.

L'esistenza di un fronte di densità è ben documentato sia nelle mappe idrologiche che da studi basati su osservazioni remote (Barale et al., 1984). Questo strato costiero superficiale è estremamente sottile in inverno, associato ad una forte corrente verso sud, e più esteso verticalmente in estate, modificato da una intensa attività degli eddy. Studiando la correlazione fra lo strato superficiale e l'apporto fluviale del Po si è notato che questi sono negativamente correlati: ad una diminuzione dell'apporto fluviale corrisponde, oltre che ad una minore plume, un allargamento del fronte costiero a sud del delta. D'altra parte un aumento dell'apporto fluviale, a cui corrisponde un'espansione della plume, fa diminuire lo strato costiero verso sud. La spiegazione di ciò può essere trovata nel fatto che, quando lo scarico del Po è minimo, la frizione del fondo domina l'avvezione lineare e l'apporto fluviale è convogliato verso sud. Conseguentemente le acque fluviali mantengono uno strato costiero ben sviluppato a sud del delta durante i periodi di basso apporto fluviale costiero. Al contrario un elevato apporto di acque fluviali aumenta l'avvezione non lineare nella parte interna del bacino e una parte dell'apporto fluviale è diretto verso nord. Da ciò, la plume si sviluppa verso nord-est per poi essere convogliata verso sud, non esattamente sotto costa ma alcune miglia più a largo; lo strato costiero a sud del delta è quindi privato del suo contributo principale (Barale et al., 1986).

### **Circolazione termalina**

Variazioni spaziali della densità, all'interno di bacini semichiusi come l'Adriatico, sono conseguenza di differenti fenomeni in grado di conferire all'acqua una maggiore galleggiabilità (attraverso riscaldamento, precipitazioni e immissione di acqua dolce) o, al contrario, di diminuirla (per raffreddamento ed evaporazione) determinando la distribuzione di densità, vero motore di tutta la circolazione. Tali processi inducono la circolazione termalina di tutto il bacino, insieme alle caratteristiche della struttura verticale della colonna d'acqua ed allo scambio di massa con il bacino adiacente; in questo caso lo scambio che avviene con il Mar Ionio attraverso lo Stretto di Otranto. La circolazione termalina dell'Adriatico (Figura 1-5) è caratterizzata dalla combinazione di:

- *circolazione estuarina*, quando acqua caratterizzata da minore densità tende a fuoriuscire fluendo superficialmente, mentre, dall'altro lato, acqua più densa e salata penetra attraverso lo strato di fondo;
- *circolazione antiestuarina*, quando acqua più densa e più salata fuoriesce attraverso lo strato di fondo e acqua meno densa fa il suo ingresso nel bacino attraverso lo strato superficiale (Pickard ed Emery, 1990).

L'Adriatico settentrionale è caratterizzato da un bilancio d'acqua positivo piuttosto pronunciato, da attribuirsi sostanzialmente all'afflusso d'acqua dolce che deriva dallo scarico dei fiumi e in modo particolare dal Po. Tale area è anche il sito di produzione di acqua densa, fenomeno dovuto all'intensa evaporazione superficiale che si verifica d'inverno, causata dalla presenza di venti freddi e secchi (Artegiani et al., 1989; Gačić et al., 1999a). L'acqua densa che si forma, fluisce seguendo la scarpata continentale fino a raggiungere la depressione del medio Adriatico. Da qui, episodicamente raggiunge il bacino meridionale. Si verificano fenomeni di convezione e di produzione di acqua profonda anche nel bacino dell'Adriatico meridionale (Ovchinnikov et al., 1987; Gačić et al., 1999b), che, combinati con l'acqua densa prodotta al nord, contribuiscono alla circolazione termoalina di tutto il bacino. Nell'Adriatico si hanno entrambe le tipologie di circolazione termoalina (estuarina ed anti-estuarina) perché solo una piccola porzione dell'acqua dolce di origine fluviale si mescola con l'acqua presente all'interno del bacino; tale acqua fluisce invece lungo la costa, senza impedire così la produzione di acqua densa nei mesi invernali; mescolandosi, infatti, provocherebbe un incremento della galleggiabilità (Hopkins et al., 1999b).

La circolazione termoalina positiva si deve all'accumulo di acqua meno densa che deriva dall'apporto di acqua dolce dei fiumi e dal riscaldamento. La corrente che ne risulta, la Western Adriatic Coastal Current (WACC), per la maggior parte del suo percorso è confinata nella poco profonda piattaforma italiana (dove la scarpata continentale è situata a circa 20 m di profondità). Il flusso uscente della WACC e l'acqua più salata e più densa, proveniente dallo Ionio, che la compensa, costituiscono la circolazione estuarina dell'Adriatico (Hopkins et al., 1999b).

La circolazione termoalina negativa si crea da un accumulo di acqua densa all'interno del bacino, più densa rispetto a quella presente all'esterno, che subisce una forza di pressione

baroclina diretta verso l'esterno. La corrente che ne risulta è denominata Dense Water Outflow Current (DWOC) (Hopkins et al., 1999b). La fuoriuscita della DWOC e l'ingresso dell'acqua proveniente dallo Ionio costituiscono la circolazione anti-estuarina dell'Adriatico.

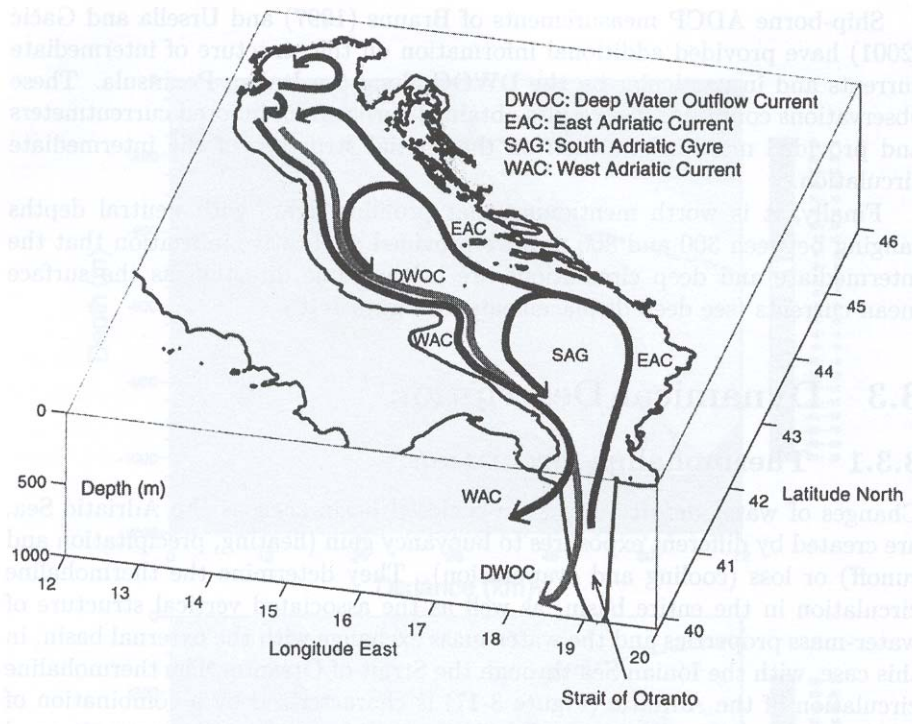
Sebbene molto ravvicinate, le due correnti uscenti possiedono caratteristiche molto differenti, correlate alle rispettive origini e alle forze che le guidano. La WACC è guidata da una forza essenzialmente barotropica. Al contrario, la DWOC è guidata da una forza essenzialmente baroclina. Un'altra importante differenza tra queste due correnti occidentali è la variabilità nella loro scala temporale. La DWOC possiede una scala stagionale, dettata dalla produzione di acqua densa durante tutto un inverno; la variabilità della WACC, invece, è strettamente collegata alle variazioni a breve termine dell'afflusso di acqua fluviale e dello stress del vento, sebbene anch'essa presenti una variabilità stagionale apprezzabile.

Dal momento che l'Adriatico possiede un'apertura abbastanza grande, rappresentata dallo Stretto di Otranto, e poiché entrambe le circolazioni termoaline trasportano l'acqua sul lato occidentale, il flusso entrante che compensa il bilancio d'acqua non può che passare in prossimità della sponda orientale; tale flusso è costituito dalla Eastern-Southern Adriatic current (E-SAd o EAC, Eastern Adriatic Current). Il meccanismo che guida l'ingresso della EAC è l'abbassamento del livello del mare provocato dall'uscita della WAC e della DWOC.

La E-SAd è composta di due nuclei di masse d'acqua distinte entrambe provenienti dallo Ionio. In prossimità della superficie, la Ionian Surface Water (ISW), talvolta accompagnata dalla presenza di North Atlantic Water (Orlić et al., 1992), entra dal lato orientale del Canale di Otranto e fluisce verso nord-est lungo il perimetro del South Adriatic Gyre, con una diramazione che si dirige verso l'Adriatico centrale, passando sopra la Sella di Palagruža. La Levantine Intermediate Water (LIW), invece, percorre una traiettoria simile ad una profondità intermedia (circa 200 m).

La duplice circolazione termoalina dell'Adriatico, prima responsabile del ricambio d'acqua dell'intero bacino, è molto sensibile alle variabilità climatiche, dalla scala stagionale a quella interannuale. Su scala stagionale, le differenze longitudinali del gradiente della superficie libera, indotte dalle differenze della temperatura, sono responsabili dell'intensificazione (inverno/primavera) e dell'attenuazione (estate/autunno) della circolazione media. La traiettoria della E-SAd è controllata dalla distribuzione del livello del mare. Durante l'inverno la E-SAd è in grado di raggiungere l'area più settentrionale, mentre d'estate è confinata nei sottobacini centrale e meridionale.





**Figura 1-5.** Riproduzione schematica della circolazione termoalina dell'Adriatico. Adattata da Cushman-Roisin et al., 2001.

### **Circolazione indotta dal vento**

Il forzante ventoso determina perturbazioni su scale spazio-temporali inferiori rispetto alla circolazione generale dell'Adriatico (Malanotte-Rizzoli e Bergamasco, 1983). Queste dinamiche sono generate dalla somma di tre forze: lo stress del vento alla superficie, il gradiente di pressione che si genera lungo tutta la colonna d'acqua e l'attrito che si esercita sul fondo.

L'unica area dove i venti possiedono un'influenza decisiva sulla circolazione generale è la costa occidentale del nord Adriatico durante la stagione invernale, quando il mescolamento verticale della colonna d'acqua è in grado di sopprimere la componente termoalina baroclina e la sola presenza del flusso barotropico è significativamente influenzata dal campo di vento presente sopra la regione (Zavatarelli et al., 1999).

I venti spirando sopra l'Adriatico formano correnti temporanee in risposta agli specifici episodi come quelli di Bora e di Scirocco. Lo Scirocco è un vento che spira da sud-est e che attraversa l'Adriatico longitudinalmente; si dirige verso nord fino a raggiungere l'Adriatico settentrionale dove può produrre un innalzamento del livello del mare di parecchi centimetri (Michelato, 1975). Nello studio delle perturbazioni atmosferiche collegate al fenomeno

dell'acqua alta a Venezia ci si è concentrati sulle fluttuazioni del livello del mare indotte dal vento. Utilizzando un modello a tre dimensioni (Orlić et al., 1994) per determinare le correnti temporanee che si formano in condizioni di vento uniforme proveniente da sud-est, simulando quindi un evento di Scirocco, si ottenne che le correnti lungo la superficie sono sempre nella medesima direzione del vento, mentre, in profondità, le correnti sono nella direzione del vento nell'area costiera poco profonda e nella direzione opposta lungo l'asse centrale del bacino. Si è visto che il flusso profondo medio esibisce due vortici: un vortice ciclonico che si estende per gran parte del bacino e un piccolo vortice anticiclonico in prossimità della costa italiana. Le correnti dirette verso nord, che si generano nell'area poco profonda lungo la costa italiana, sono abbastanza forti da invertire la Western Adriatic Coastal Current (Artegiani et al., 1983). Considerando il fatto che la forza dello Scirocco diminuisce da est verso ovest (Finizio et al., 1972; Poje e Hrabak-Tumpa, 1982; Orlić et al., 1994), le correnti in direzione opposta al vento possono manifestarsi non solo in profondità, ma anche in superficie lungo il limite italiano del bacino, dove il vento è più debole. Il ritorno dell'Adriatico ad una situazione di equilibrio dopo un evento di Scirocco produce delle sesse, con un periodo approssimativo di 22 ore, che si estinguono dopo alcuni giorni (Cerovečki et al., 1997). Queste oscillazioni sono caratterizzate da un periodico oscillare delle correnti.

La Bora è in grado di generare correnti temporanee che crescono durante tutto il periodo in cui il vento si manifesta e d'estate si evidenziano sotto forma di oscillazioni inerziali, anche dopo che il vento si è calmato. Le correnti indotte dalla Bora sono particolarmente pronunciate nell'Adriatico settentrionale (Kuzmić et al., 1985; Orlić et al., 1986; Zore-Armanda e Gačić, 1987; Mosetti e Mosetti, 1990). Velocità del vento di circa 10 m/s generano correnti che raggiungono i 50 cm/s in superficie e 30 cm/s più in profondità, tra i 15 e i 25 m. La circolazione orizzontale indotta dalla Bora può divenire molto complicata a causa di oscillazioni nel campo di vento, della prossimità alle coste e della presenza della plume del Po. Da dati acquisiti mediante campagne idrografiche (Zore-Armanda e Gačić, 1987), correntometri e immagini da satellite (Kuzmić, 1991 e 1993) rivelano la formazione di un doppio vortice, che consiste di un vortice ciclonico più grande in prossimità del delta del Po e di un più piccolo vortice anticiclonico a sud. Tale duplice vortice è accompagnato da ragguardevoli fronti (Zore-Armanda e Gačić, 1987).

Le correnti indotte dalle Bora sono state simulate da una grande varietà di modelli, sia barotropici sia baroclini (Stravisi, 1977; Malanotte-Rizzoli e Bergamasco, 1983; Kuzmić et al., 1985; Kuzmić e Orlić, 1985; Orlić et al., 1986; Kuzmić, 1986; Kuzmić e Orlić, 1987a e

1987b; Bone, 1987, 1993 e 1996; Kuzmić, 1989 e 1991; Orlić et al., 1994). Mettendo insieme le informazioni prodotte da tali simulazioni, si può arrivare alla conclusione che le correnti indotte da un evento di Bora possono indurre un'inversione del flusso del Po; suddette correnti sono più pronunciate nel nord Adriatico e sono fortemente influenzate dalla topografia del fondale. In ogni caso, le simulazioni sono costruite su un campo di vento spazialmente uniforme, mentre si è dimostrato che la struttura della scala orizzontale della Bora influenzata dall'orografia è la principale responsabile della generazione dei flussi temporanei ciclonici nell'Adriatico settentrionale.

Bergamasco e Gačić (1996), hanno condotto uno studio sull'impatto che le correnti, create dalla Bora, producono sulla stratificazione dell'Adriatico; utilizzando un campo di vento e una stratificazione di fondo idealizzati si arrivò alla conclusione che la Bora induce upwelling lungo la costa orientale, specialmente lungo la costa albanese, dove il vettore del vento presenta una componente parallela alla costa, favorevole all'upwelling (Malanotte-Rizzoli e Bergamasco, 1983 e 1991). La corrente superficiale associata diretta verso nord penetra nella colonna d'acqua per una profondità paragonabile a quella dello strato di Ekman (circa 30 m) e si inverte al di sotto di questo livello. Si verifica quindi un'indebolimento del ramo orientale della circolazione ciclonica dell'Adriatico meridionale. Questo fenomeno frena l'ingresso della Levantine Intermediate Water, si presume che talvolta sia addirittura in grado di bloccarlo. Dal lato italiano si verificano delle inversioni, mentre la corrente costiera che fluisce verso sud viene rinforzata a profondità intermedie.

Si notò inoltre (Bergamasco e Gačić, 1996; Gačić, 1980a; Gačić e Vučak, 1982) che l'aggiustamento della stratificazione dell'acqua in risposta a correnti prodotte dalla Bora genera oscillazioni inerziali. La variabilità stagionale di tali oscillazioni presenta picchi d'intensità durante l'estate (Krajcar e Orlić, 1995); fatto difficilmente intuibile visto che la Bora è molto più frequente in inverno. La ragione sta nel fatto che le oscillazioni inerziali dell'Adriatico sono manifestazioni di onde interne di Sverdrup intrappolate nel bacino, e queste onde non possono essere generate d'inverno quando la colonna d'acqua è ben mescolata.

Un vento molto meno comune e molto meno intenso, ma comunque in grado di raggiungere l'Adriatico è il vento Eteso (detto anche Meltemi), che soffia da nord-est e si manifesta principalmente durante l'estate. Non si possiedono molte informazioni riguardo la risposta del mare a questo tipo di vento, eccetto che genera upwelling lungo la costa croata (Makjanić, 1978).

### **1.3 Modellistica numerica dell'Adriatico: i vari modelli implementati**

Le prime simulazioni numeriche relative al Mar Adriatico risalgono ai primi anni settanta, insieme all'utilizzo del computer in oceanografia. I primi modelli numerici non erano tuttavia in grado di produrre simulazioni della circolazione, ma erano piuttosto dei modelli previsionali di burrasca a densità omogenea designati a calcolare l'elevazione della superficie libera in risposta al forzante ventoso (Stravisi, 1972, 1973; Finizio et al., 1972; Accerboni e Manca, 1973; Kuzmić et al., 1985). Venne rivolta particolare attenzione alle simulazioni di eventi di Bora ed alle previsioni di acqua alta a Venezia.

I primi modelli numerici implementati allo studio della circolazione generale dell'Adriatico (parte barotropica e baroclina) sono caratterizzati da domini alquanto ristretti a causa delle severe limitazioni di calcolo imposte dai calcolatori in tale periodo. Di conseguenza questi primi modelli non comprendevano l'intero Adriatico, bensì il solo sotto-bacino settentrionale.

In ordine cronologico, ai modelli oceanografici per il nord Adriatico seguirono modelli numerici per l'intero Mediterraneo, nei quali il Mare Adriatico figurava come una componente; solo in seguito è stato considerato l'Adriatico nel suo complesso.

Zavatarelli e Mellor nel 1995 applicarono a tutto il Mediterraneo il Princeton Ocean Model (POM – Blumberg e Mellor, 1987; Mellor, 1991) costituito da 16 livelli verticali e da una griglia orizzontale curvilinea con risoluzione variabile. Le simulazioni evidenziarono come l'Adriatico fosse maggiormente condizionato dai flussi all'interfaccia aria-mare rispetto al forzante ventoso, molto importante nel resto del Mediterraneo. Il modello simulava anche la formazione di acque profonde nei sotto-bacini settentrionale e meridionale.

Successivamente Russenov et al. (1995) e Pinardi et al. (1997) implementarono un modello simile, il Modular Ocean Model (MOM – Cox, 1985). I risultati mettevano in relazione la variabilità associata al forzante ventoso con quella legata alla circolazione e al flusso di calore. Le simulazioni puntualizzavano inoltre che le variazioni interannuali nel Mar Mediterraneo erano maggiormente pronunciate nella parte orientale, incluso l'Adriatico.

Verso la fine degli anni '90 il POM è stato adattato a tutto l'Adriatico da Zavatarelli et al.

(1999) e Zavatarelli et al. (2002) su una griglia curvilinea con risoluzione spaziale variabile, 3 km nell'Adriatico settentrionale, fino a 12 km a sud nel Mar Ionio.

Zavatarelli et al. (1999) restrinsero il campo di studio al sotto-bacino settentrionale durante la stagione invernale, ed eseguirono simulazioni di tipo diagnostico e prognostico. Simulazioni barotropiche mostravano che il solo forzante ventoso può generare e sostenere la WACC. Simulazioni barocline, in cui si considerano il flusso di calore e l'apporto idrico, suggeriscono il ruolo fondamentale del vento durante il periodo invernale, poichè fenomeni di compensazione di temperatura e salinità sul campo di densità indebolirebbero la WACC, che acquisisce invece, in questa stagione, una forte componente barotropica guidata dal vento. Zavatarelli et al. (2002) estesero l'impiego del modello a tutte e quattro le stagioni ed investigarono riguardo alla circolazione dell'intero bacino. Tali simulazioni si conclusero con definitive indicazioni riguardo al ruolo esercitato dal vento insieme al forzante termoalino nel determinare le principali caratteristiche della circolazione generale e si arrivò alla conclusione che tutti e tre i segmenti (settentrionale, centrale e meridionale) della WACC subiscono una forte influenza stagionale. In estate la WACC forma dei meandri nei sotto-bacini settentrionale e centrale, mentre nel sotto-bacino meridionale la circolazione appare priva di struttura, accompagnata dalla presenza di numerosi piccoli vortici ciclonici ed anticiclonici. Durante la stagione invernale il regime di circolazione è maggiormente strutturato e la componente baroclina più tenue, soprattutto nell'Adriatico settentrionale, dove la circolazione è prevalentemente guidata dal vento ed è responsabile della formazione del vortice ciclonico NAd (Nord Adriatic gyre).

Pinardi et al. (2003) hanno implementato all'interno di un progetto pilota di previsione del Mediterraneo ("Mediterranean Forecasting System Pilot Project", MFSP) un sistema di tre modelli numerici:

- un modello di circolazione generale del Mediterraneo (OGCM, Ocean General Circulation Model) con una risoluzione di circa 12.5 km ( $1/8^\circ$ );
- un modello di circolazione di tutto l'Adriatico (Adriatic Intermediate Model, AIM) avente una risoluzione di circa 5 km ( $1/20^\circ$ ) e 21 livelli verticali di tipo sigma. Il modello comprende l'intero Adriatico e si estende fino al di sotto dello Stretto di Otranto, nel Mar Ionio, dove è dislocato il confine del dominio attraverso il quale

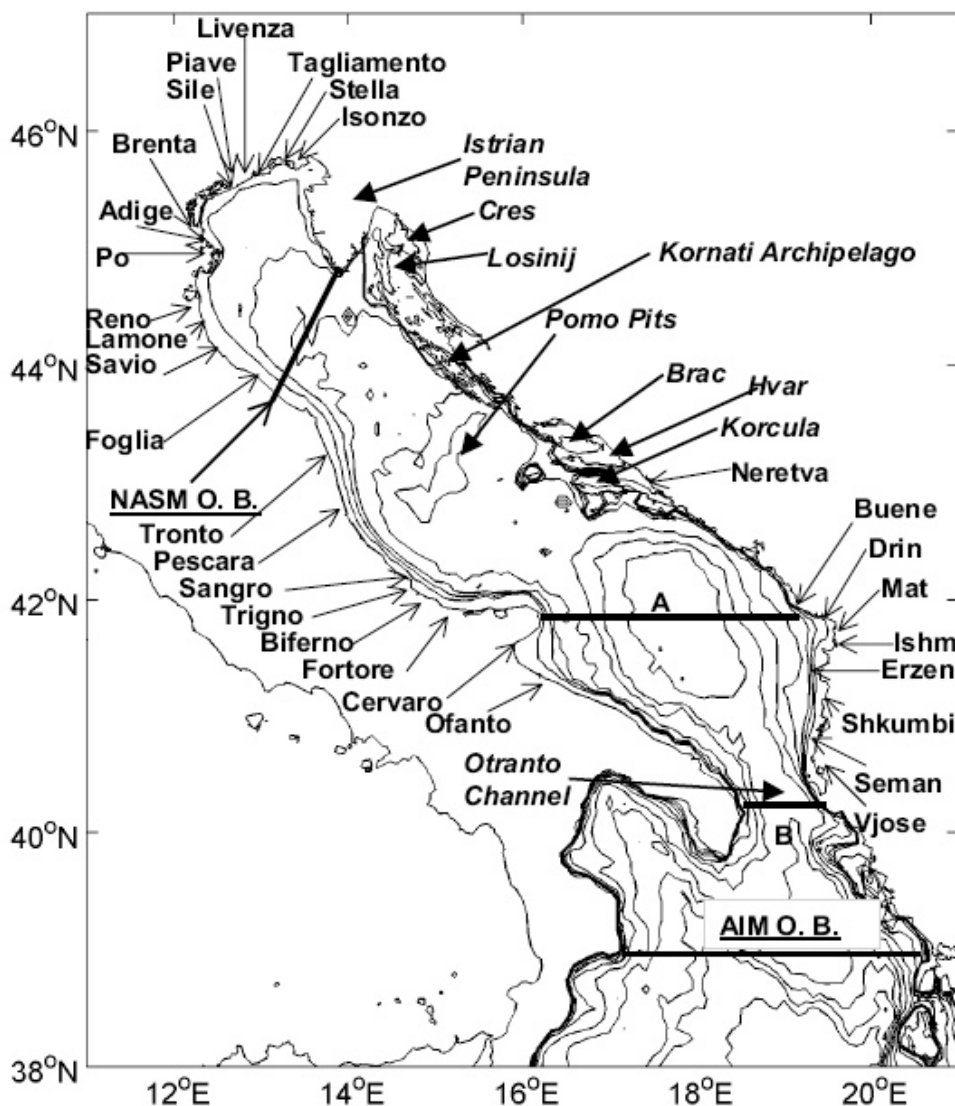
vengono acquisite le condizioni al contorno dal modello a più bassa risoluzione (“*open boundary*”);

- un modello del Nord Adriatico (NASM, North Adriatic Shelf Model) a risoluzione 1.5 km ( $1/37^\circ$ ) ed 11 livelli verticali di tipo sigma. Il dominio del modello è ruotato di  $67^\circ$  rispetto alla griglia dell’AIM e comprende l’Adriatico settentrionale; l’“*open boundary*” taglia il bacino lungo una linea ideale che si estende dalla punta meridionale della penisola istriana sino alla costa italiana, approssimativamente all’altezza di  $43.6^\circ$  N (Figura 1-6).

Questi tre modelli si definiscono “annidati” mediante una tecnica numerica chiamata “*nesting*” basata sulle differenze finite; essa viene utilizzata nella produzione di simulazioni ad elevata risoluzione su di un’area ristretta situata all’interno di un dominio più ampio ma a minor risoluzione (Pullen, 2000). Tecniche di “*nesting*” sono state largamente applicate nei modelli di previsione meteorologici, e la loro adozione nei modelli oceanografici (es. Oey et al., 1992; Oey, 1998) si sta espandendo in relazione all’incremento dell’impiego di questi ultimi nelle simulazioni e previsioni su di aree costiere limitate che richiedono una maggiore risoluzione. In questo modo il modello annidato risente della circolazione su scala spaziale maggiore simulata dal modello più ampio e meno risoluto attraverso le condizioni al contorno, producendo campi ad alta risoluzione nelle aree di interesse. Gli accoppiamenti sono stati implementati tra OGCM e AIM e tra AIM e NASM.

La struttura della circolazione ottenuta dalle simulazioni con l’AIM è risultata essere consistente con le caratteristiche conosciute della circolazione generale dell’Adriatico, fatta eccezione per una ridotta variabilità stagionale della WACC. Il modello ha correttamente riprodotto la circolazione ciclonica generale, il ciclo stagionale delle proprietà scalari, la formazione di acqua densa nei sotto-bacini settentrionale e meridionale e gli scambi d’acqua attraverso lo Stretto di Otranto. La maggiore risoluzione del NASM e l’efficacia dell’accoppiamento con l’AIM hanno prodotto risultati qualitativamente superiori nella descrizione della WACC nell’Adriatico settentrionale rispetto alle simulazioni effettuate con l’AIM. E’ possibile evidenziare inoltre una differenza tra i due modelli in termini di circolazione superficiale: il NASM durante la stagione estiva produce una struttura identificabile con la “Istrian Coastal Current”, struttura quasi impercettibile nelle simulazioni ottenute con l’AIM. La presenza dell’ICC genera considerevoli differenze in termini di campi

superficiali di temperatura e salinità tra l'AIM ed il NASM (Zavatarelli e Pinardi, 2003).



**Figura 1-6** Morfologia costiera e di fondo del Mare Adriatico. Nella figura sono evidenziate le foci dei fiumi che sfociano all'interno del bacino ed inoltre vengono indicate le posizioni dell'“open boundary” dell'AIM e del NASM (AIM O.B. e NASM O.B. rispettivamente). Adattata da Zavatarelli e Pinardi, 2003.

Nell'ambito del progetto ADRICOSM (ADRIatic sea integrated COastal areaS and river basin Management system pilot project), un progetto pilota lanciato nel 2001 e conclusosi nel 2005 ideato per l'implementazione di un NRT OPCOSM (Near Real Time Operational Coastal Management System) a scala di bacino, è stato implementato il seguente sistema di

modelli:

- l'Adriatic REGional Model (AREG), un modello di circolazione dell'intero bacino Adriatico che si estende sino al Mar Ionio (Zavatarelli e Pinardi, 2003; Oddo, 2005; Oddo et al., 2005; Oddo et al., 2006). AREG possiede una risoluzione orizzontale di circa 5 km ( $1/20^\circ$ ), mentre la risoluzione verticale è definita da 21 livelli di tipo sigma. Il modello è un'implementazione del Princeton Ocean Model, POM (Blumberg e Mellor, 1987) nel bacino Adriatico (Zavatarelli e Pinardi, 2003). I dati atmosferici (temperatura dell'aria, umidità relativa, copertura nuvolosa e componenti del vento zonale e meridionale) con risoluzione orizzontale di  $0.5^\circ$  e frequenza temporale di 6 ore, sono forniti dall'European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF). I valori di precipitazione provengono dalle medie mensili climatologiche globali di Legates e Wilmott (1990). I dati di portata dei fiumi derivano dalle medie mensili climatologiche di Raicich (1994a), con la sola eccezione della portata del fiume Po. I valori di portata del fiume Po vengono acquisiti giornalmente in un punto di scarico del delta (Pontelagoscuro) e quindi ripartiti su sei punti griglia del modello (Provini et al., 1992). All' "open boundary" situata nel Mar Ionio AREG riceve le condizioni al contorno (medie giornaliere dei campi di temperatura, salinità e velocità) dal modello operativo a 12.5 km di risoluzione orizzontale ( $1/8^\circ$ ) del bacino Mediterraneo (Pinardi et al., 2003). Il sistema di previsioni è operativo dall'Aprile del 2003 e rilascia 7 giorni di previsioni e simulazioni ogni settimana. Sono state utilizzate come condizioni iniziali (1 Gennaio 1999 ore 00:00 GMT) i campi climatologici di temperatura, salinità e velocità prodotti dalle simulazioni della circolazione dell'Adriatico da Zavatarelli e Pinardi (2003);
- il north Adriatic Shelf Model (ASHELF-1), un modello del Nord Adriatico possiede una risoluzione orizzontale di 1.5 km; l' "open boundary" taglia il bacino lungo una linea ideale che si estende dalla punta meridionale della penisola istriana sino alla costa italiana, approssimativamente all'altezza di  $43.6^\circ$  N;
- l'Adriatic Shelf Model per l'area costiera di Spalato (ASHELF-2), un modello il cui dominio comprende la zona costiera in prossimità di Spalato ed include le isole di Brač e Šolta, il canale tra la penisola di Pelješac e l'isola di Korčula, ed il canale tra



l'isola principale e l'isola di Hvar (Orlić et al., 2006); ASHELF-2 è caratterizzato da una risoluzione orizzontale di 1 km. Il modello include quattro fiumi: Jadro, Žrnovnica, Cetina e Neretva (Orlić et al., 2006);

- due modelli ad altissima risoluzione per il Golfo di Trieste (ACOAST-1 e ACOAST-2). Il dominio di ACOAST-1 possiede una risoluzione orizzontale di 250 m ed è un'implementazione dell'MIT circulation model (Massachusetts Institute of Technology, Boston), un modello numerico tridimensionale a superficie libera e volume finito (Crise et al., 2006). L'ACOAST-2 è un'implementazione del POM con una risoluzione orizzontale di 0.5 km; il suo dominio comprende l'area circostante il Golfo di Trieste nell'Adriatico settentrionale (Malačič e Petelin, 2006). I modelli sono gerarchicamente annidati l'uno nell'altro attraverso la tecnica di “*nesting*”.

AdriaROMS è il sistema oceanografico operativo di previsioni per il Mare Adriatico in funzione all'Hydro meteorological Service of Emilia Romagna (ARPA-SIM); Il modello oceanografico è un'implementazione del Regional Ocean Modelling System (ROMS, Shchepetkine McWilliams, 2005). Tale configurazione possiede una risoluzione orizzontale variabile a partire da 3 km nell'Adriatico settentrionale sino a circa 10 km nel sotto-bacino meridionale, mentre la risoluzione verticale è caratterizzata da 20 livelli di coordinate non-lineari di tipo “*s*”. I forzanti alla superficie sono prodotti dal Limited Area Model Italy (LAMI, un'implementazione locale del LM model, Steppeler et al., 2003); il modello considera 48 fonti d'acqua dolce tra fiumi e sorgenti i cui valori di portata provengono da Raicich (1996). Le condizioni al contorno all'”*open boundary*” situata nel sotto-bacino meridionale vengono fornite dal meno risoluto Mediterranean Forecasting System.

Da giugno 2007 nell'ambito dell'Adriatic Basin Forecasting System implementato durante il progetto ADRICOSM sono state apportate delle migliorie al sistema di previsione che utilizza l'Adriatic REGional Model (Guarnieri et al., 2010). Nella nuova implementazione Areg è caratterizzato da una griglia orizzontale composta da 311 punti in latitudine e 287 punti in longitudine corrispondenti ad una risoluzione orizzontale pari a 2.2 km di e da una verticale composta da 31 livelli non uniformemente distribuiti (coordinate sigma). L'incremento della risoluzione permette una rappresentazione più dettagliata di strutture che il vecchio modello non era in grado di risolvere.

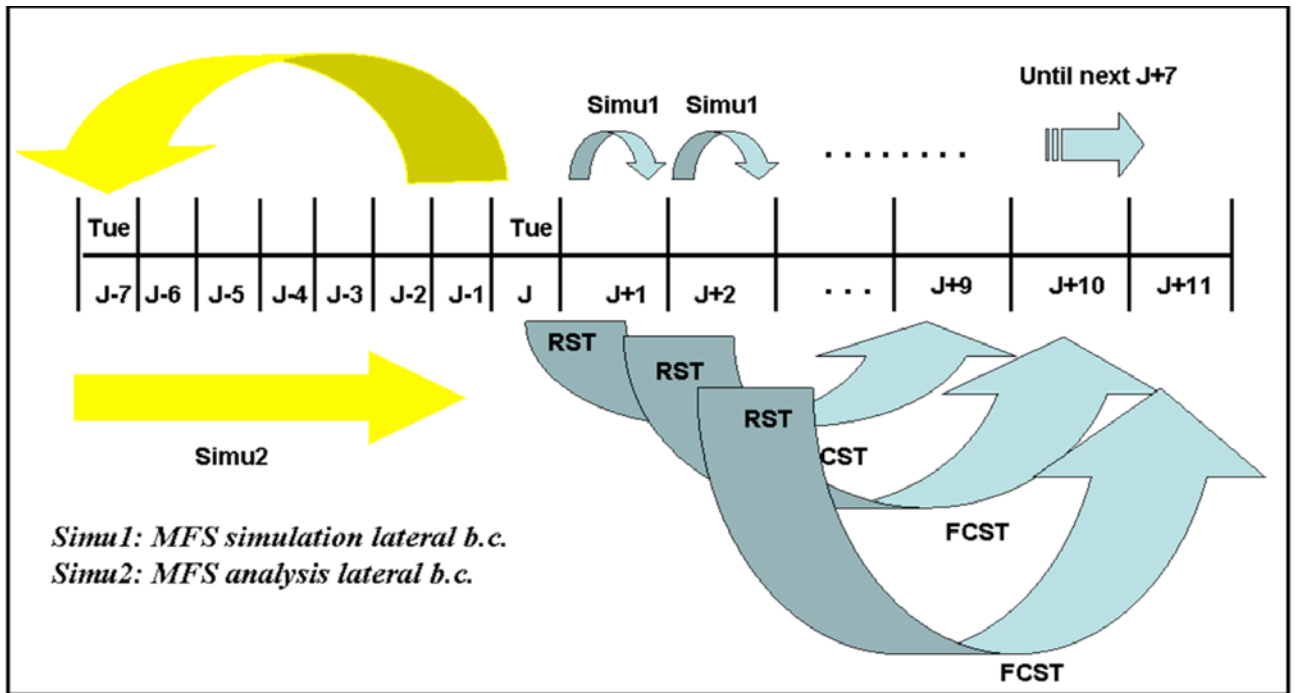
Il dataset di morfologia del fondale utilizzato dal modello è stato estratta dal database NATO DBDB1 con risoluzione 1 minuto. I dati sono stati riportati sulla griglia del modello mediante interpolazione bilineare; prima di applicare l'interpolazione sono state apportate un certo numero di correzioni ai dati di profondità originali (acquisiti da carte nautiche dell'area in questione) relativi alla costa orientale dell'Adriatico (isole croate) al fine di rendere maggiormente accurate la definizione della linea di costa ed i valori di profondità che caratterizzano i canali tra le varie isole. La profondità minima per le simulazioni è stata imposta a 10 m.

Il modello del Mare Adriatico è annidato all'interno di quello a più bassa risoluzione (approssimativamente 6.5 km in orizzontale e 72 livelli verticali di tipo "z") del Mare Mediterraneo (MFS, Tonani et al., 2008), di conseguenza tutte le informazioni che vanno a costituire i dati iniziali all'"*open boundary*" a 39°N di latitudine sono fornite dagli output di MFS.

Ogni giorno il modello produce le previsioni a scala di bacino per i 9 giorni successivi e una simulazione per il giorno precedente (che genera la condizione iniziale dalla quale partirà il ciclo di 9 giorni di previsione).

Le previsioni vengono effettuate ogni giorno per i 9 giorni successivi come descritto in figura 1-8. Vengono previsti, dalla superficie fino al fondo, i campi di temperatura, salinità e intensità e direzione delle correnti, l'anomalia dell'elevazione della superficie del mare e, all'interfaccia aria-mare, lo sforzo del vento e il flusso di calore. Tale implementazione risente inoltre dell'influenza delle maree.

Per l'elaborazione delle previsioni si adottano come input di dati iniziali i valori dei campi forniti dal restart (un'istantanea dei valori di tutti i campi investigati all'interno del bacino) della simulazione del giorno precedente, tranne un giorno fisso a settimana in cui AREG genera una simulazione dell'intera settimana precedente, in modo da avere il restart migliore possibile che rispecchi lo stato attuale del mare dal quale partire per produrre una previsione, e che risenta (all'*open boundary*) del ciclo settimanale di analisi del modello del Mediterraneo.



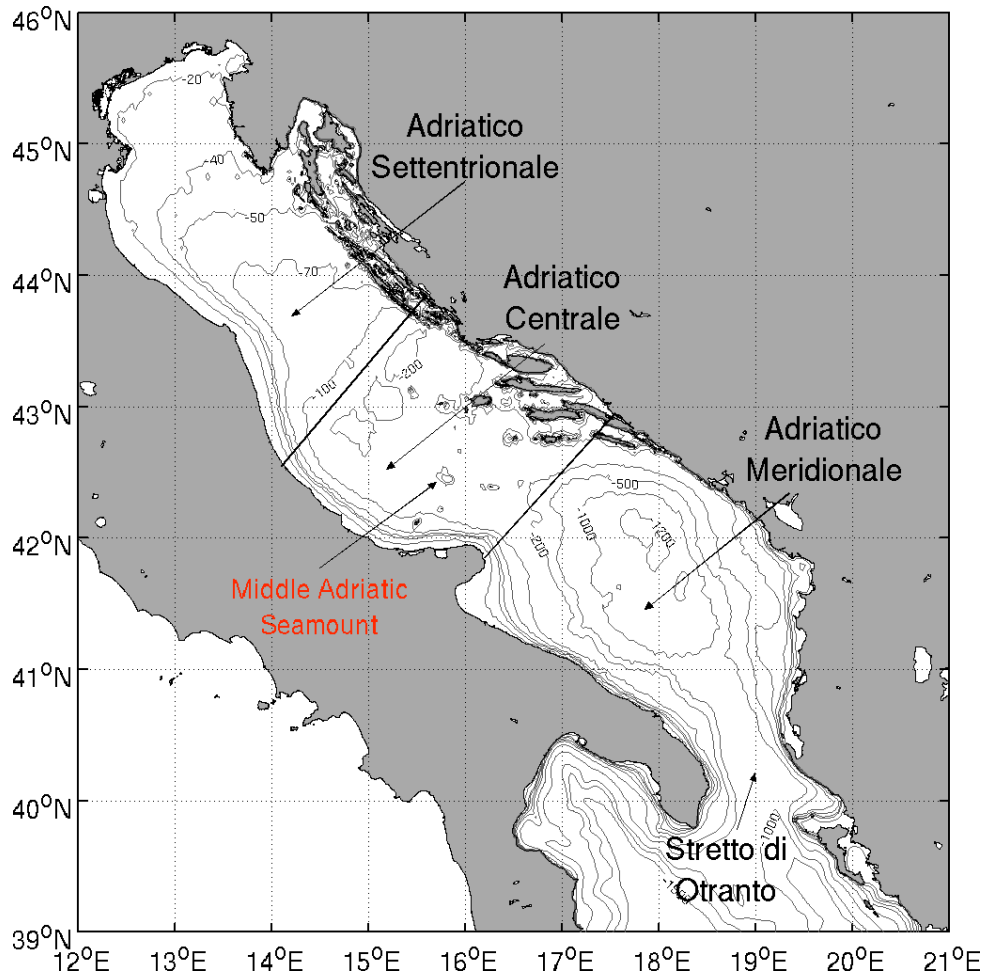
**Figura 1-7.** Schema della procedura di previsione giornaliera dell'Adriatic Forecasting System.

Adattata da Guarnieri et al., 2009.

## 1.4 Batimetria

La batimetria del Mare Adriatico (Figura 1-8) è caratterizzata da forti asimmetrie trasversali e longitudinali. Viene suddiviso in tre sotto-bacini lungo il suo asse principale NO-SE, l'Adriatico Settentrionale, l'Adriatico Centrale e quello Meridionale in base alle sue diverse caratteristiche morfologiche. Il sottobacino settentrionale è costituito dalla regione che comprende la linea di costa tra Venezia e Trieste, fino alla linea che collega Ancona a Zadar; è caratterizzato da una profondità media bassa (circa 30 m) con un debole gradiente batimetrico lungo l'asse maggiore. Il sottobacino centrale rappresenta una zona di transizione tra la parte nord e sud del bacino, la sua profondità media si aggira intorno ai 140 m ed è caratterizzato dalla presenza di due depressioni all'estremità settentrionale dello stesso, le fosse di Pomo, che raggiungono un massimo di 270 m e dalla presenza di una montagna sottomarina al centro del sottobacino, la quale si eleva sino alla batimetria dei 60 m al di sotto del livello del mare; termina con la sella di Palagruža;. Il sottobacino meridionale

include la Fossa del sud Adriatico e si estende sino allo Stretto di Otranto; è caratterizzato da una piattaforma continentale molto stretta (20-30 km), ed una scarpata continentale assai ripida che arriva fino a 1000 m, mentre la profondità massima raggiunge i 1299 m. Quest'ultimo comprende circa l'80% del volume totale dell'Adriatico e occupa circa il 55% della sua area.

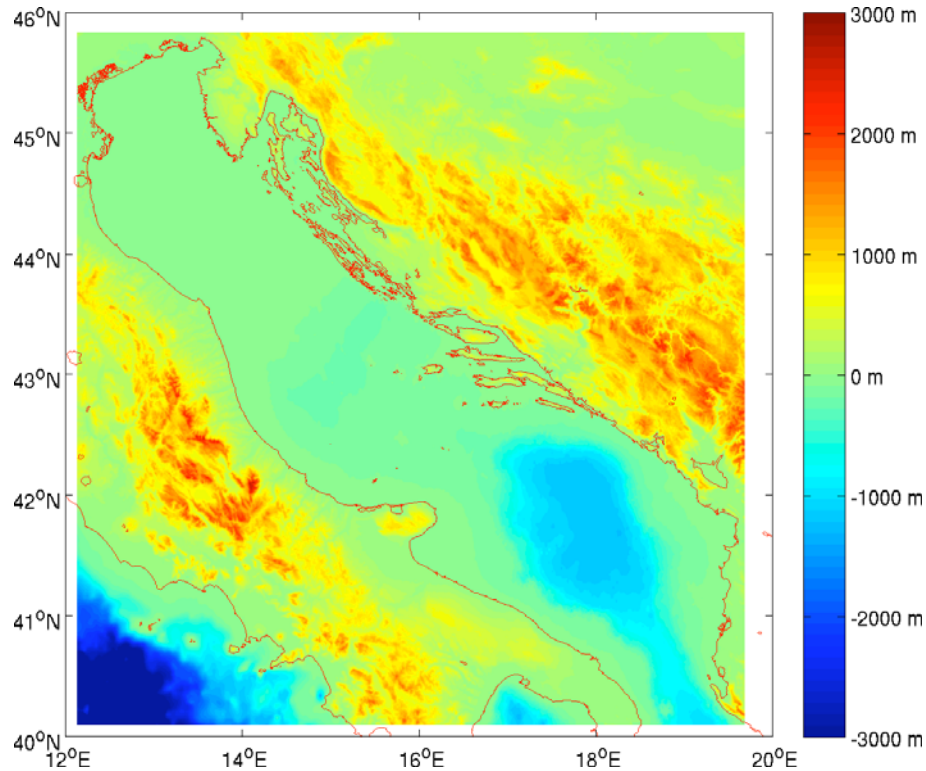


**Figura 1-8.** Batimetria del Mare Adriatico. Dataset fonte M. Rixen, NURC.

L'asimmetria trasversale dell'Adriatico consiste per lo più in una differente morfologia delle aree costiere (Figura 1-9): la linea di costa occidentale (Italiana) è relativamente uniforme e regolare, senza isole e con una piattaforma poco scoscesa, mentre l'area costiera orientale (prevalentemente Croata) è caratterizzata dalle numerose isole della Dalmazia e da un fondale assai irregolare che si inabissa rapidamente procedendo verso il largo. Un altro elemento che contribuisce all'asimmetria trasversale è la differenza nell'orografia tra le due coste opposte,

con la presenza di una catena montuosa relativamente elevata (le Alpi Dinariche) lungo la fascia costiera orientale, alla immediata destra della linea di costa, contro una superficie meno scoscesa sul lato opposto, dove gli Appennini sono più distanti dalla costa. Le Alpi Dinariche modificano significativamente il campo di vento e aumentano la differenza di temperatura fra la terra ed il mare costiero.

Questo contrasto tra le due principali coste dell'Adriatico si riflette in significative differenze tra le dinamiche delle rispettive acque costiere. La struttura più dolce della costa occidentale permette lo svilupparsi di una corrente costiera di carattere relativamente regolare, la Corrente Adriatica Occidentale (WACC, Western Adriatic Current), le cui variazioni spaziali sono dunque da attribuire sia alla variabilità dei flussi d'acqua e delle forzanti superficiali sia alle instabilità intrinseche della corrente stessa, che producono meandri e celle di ricircolazione. Al contrario, le numerose insenature della costa orientale costringono le correnti costiere ivi presenti a inversioni piuttosto brusche, mentre il confluire a imbuto del vento superficiale lungo i canali creati dalle isole e attraverso le gole delle montagne contribuisce alla formazione di getti locali, aventi strutture relativamente più complesse rispetto ai meandri della costa opposta.



**Figura 1-9.** Orografia circostante il bacino Adriatico. Dataset fonte P. Haley, MIT.

## 1.5 Obiettivi della tesi

Le potenzialità predittive e l'attendibilità di un modello hanno una duplice dipendenza: da una parte esse dipendono dalle schematizzazioni delle leggi fisiche implementate e dagli algoritmi di calcolo utilizzati nell'implementazione; dall'altra esse dipendono dalla qualità dei dati utilizzati per fornire le condizioni al contorno (forzante atmosferico, portata dei fiumi, precipitazioni ecc.), e l'informazione sullo stato iniziale da cui l'integrazione numerica deve partire. L'inizializzazione comporta la definizione dei valori dei dati in ingresso per ciascuna delle variabili del modello (temperatura, salinità e velocità delle correnti), in tutti i punti griglia sia orizzontali che verticali. La dipendenza dai dati di inizializzazione rappresenta uno degli aspetti critici per ottenere previsioni attendibili poichè su di esse si basano i calcoli che produrranno gli output del modello.

Tra le variabili di inizializzazione un elemento che riveste un ruolo di fondamentale importanza è la rappresentazione della batimetria. I dati in essa contenuti rappresentano la profondità in funzione di latitudine e longitudine.

Lo scopo di questa tesi è quello di analizzare la risposta oceanica del modello di circolazione del Mare Adriatico (POM) al variare della batimetria e la sua rappresentazione numerica all'interno di esso. A tal fine sono stati esaminati diversi dataset batimetrici e confrontati tra di loro con l'obiettivo di individuare il dataset da implementare nel modello numerico operativo dell'Adriatico; quindi, sono state analizzate e messe a confronto le simulazioni con diverse batimetrie.

# Capitolo 2

## 2 Studio dei dati batimetrici

### 2.1 Premessa

Il modello oceanografico del Mare Adriatico (AREG - Adriatic REGional Model) che attualmente gira in modalità operativa all'interno del Gruppo di Oceanografia dell'INGV sezione di Bologna e che ogni giorno fornisce in rete le previsioni a scala di bacino, dalla superficie fino al fondo, dei campi di temperatura, salinità e intensità e direzione delle correnti, l'anomalia dell'elevazione della superficie del mare e, all'interfaccia aria-mare, lo sforzo del vento e il flusso di calore, viene forzato al fondo con dati batimetrici estratti dal database NATO DBDB1 con risoluzione 1 minuto.

L'analisi ed i confronti prodotti in questa sezione per meglio comprendere la morfologia del Mare Adriatico sono il risultato dello studio di alcuni dataset di batimetria disponibili in rete, elencati in [Tabella 2-1](#); tale approfondimento è stato effettuato con lo scopo di identificare il migliore dataset batimetrico che possa sostituire il dataset NATO DBDB1.

Dataset	Risoluzione
Med_one_min_single	1 minuto
GEBCO	1 minuto
Sandwell & Smith	1 minuto
Signell	15 secondi
Haley (MIT)	7.5 secondi
NATO	7.5 secondi

**Tabella 2-1.** Elenco dei dataset confrontati.

## 2.2 Analisi dei dataset

La batimetria adottata come riferimento e rispetto alla quale sono state effettuate tutte le differenze è la **med\_one\_min\_single** (Figura 2-1(a) e (b)); il file contiene la batimetria del Mediterraneo con risoluzione 1 minuto estratta dal database NATO DBDB1.

I dati di ciascun dataset sono stati riportati sulla griglia di AREG mediante interpolazione bilineare; il modello è caratterizzato da una griglia orizzontale composta da 311 punti in latitudine e 287 punti in longitudine corrispondenti ad una risoluzione orizzontale di  $1/45^\circ$  pari a 2.2 km. In tutti gli esperimenti, la linea di costa (o zero batimetrico) è considerata come terra. I dataset non hanno subito alcun tipo di manipolazione relativamente a ridefinizioni della linea di costa o applicazioni di tecniche di “smoothing”, ovvero appianamenti delle morfologie presenti.

### 2.2.1 Batimetria NATO modificata UNIBO: Med One Min Single

Dataset: med\_one\_min\_single

Copertura: Mediterraneo

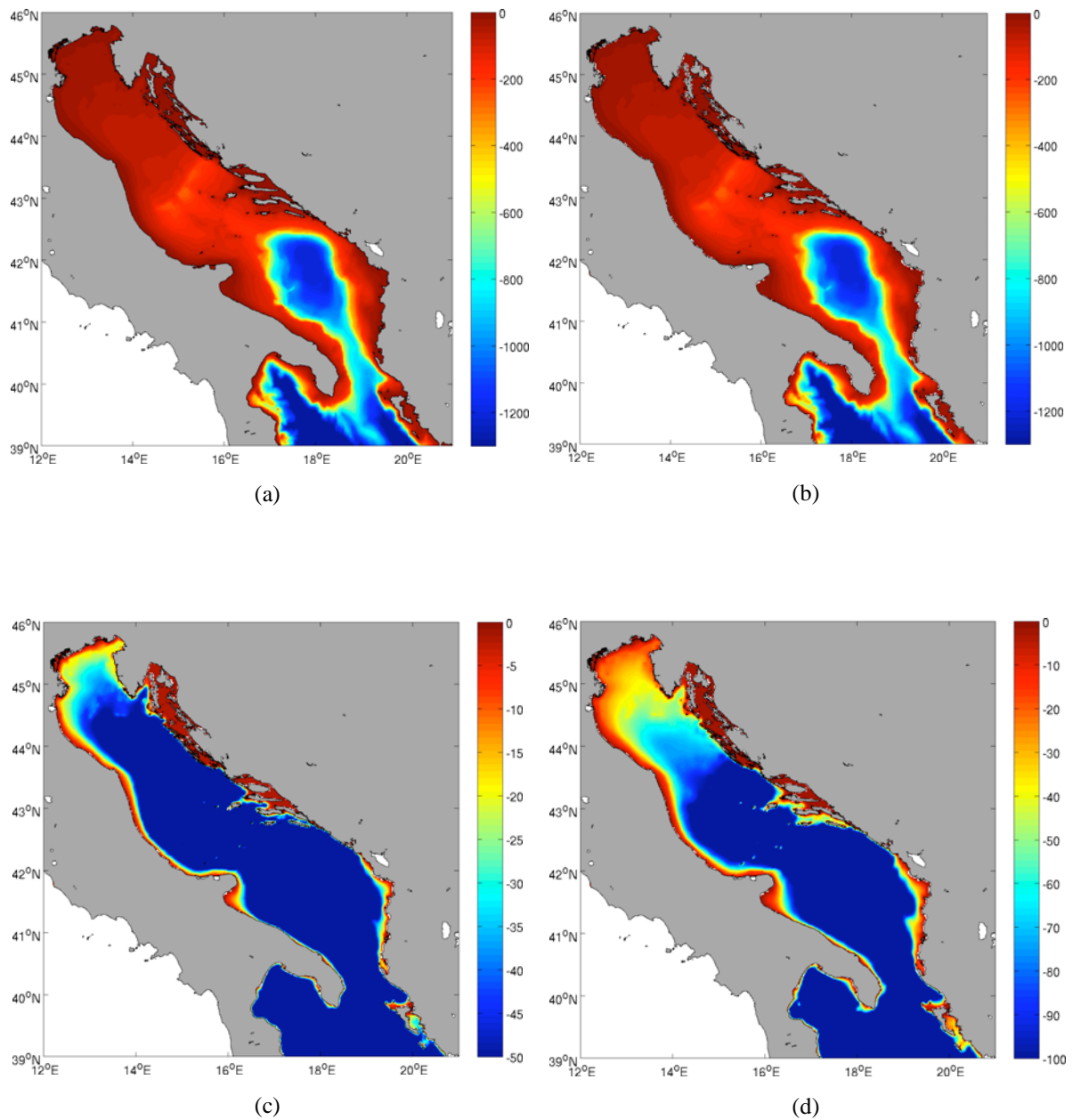
Reperibilità: INGV sezione di Bologna, Gruppo di Oceanografia Operativa

<http://gnoo.bo.ingv.it/export-restricted/collegiognoo/bathymetry/index.html>

Le interpolazioni con palette tra 0 e -50 metri e tra 0 e -100 metri intendono rivolgere l’attenzione ai primi 50 e 100 metri della colonna d’acqua, per meglio comprendere la morfologia del fondale in prossimità della costa e tra le isole croate.

Come si può notare dalla Figura 2-1(c) e (d) nel dataset med\_one\_min\_single i valori di profondità della colonna d’acqua tra le isole croate vengono posti pari a zero.





**Figura 2-1.** (a) med one min single ORIGINALE con palette tra 0 e -1300 metri; (b) med one min single INTERPOLATA con palette tra 0 e -1300 metri; (c) med one min single INTERPOLATA con palette tra zero e -50 metri; (d) med\_one\_min\_single INTERPOLATA con palette tra zero e -100 metri.

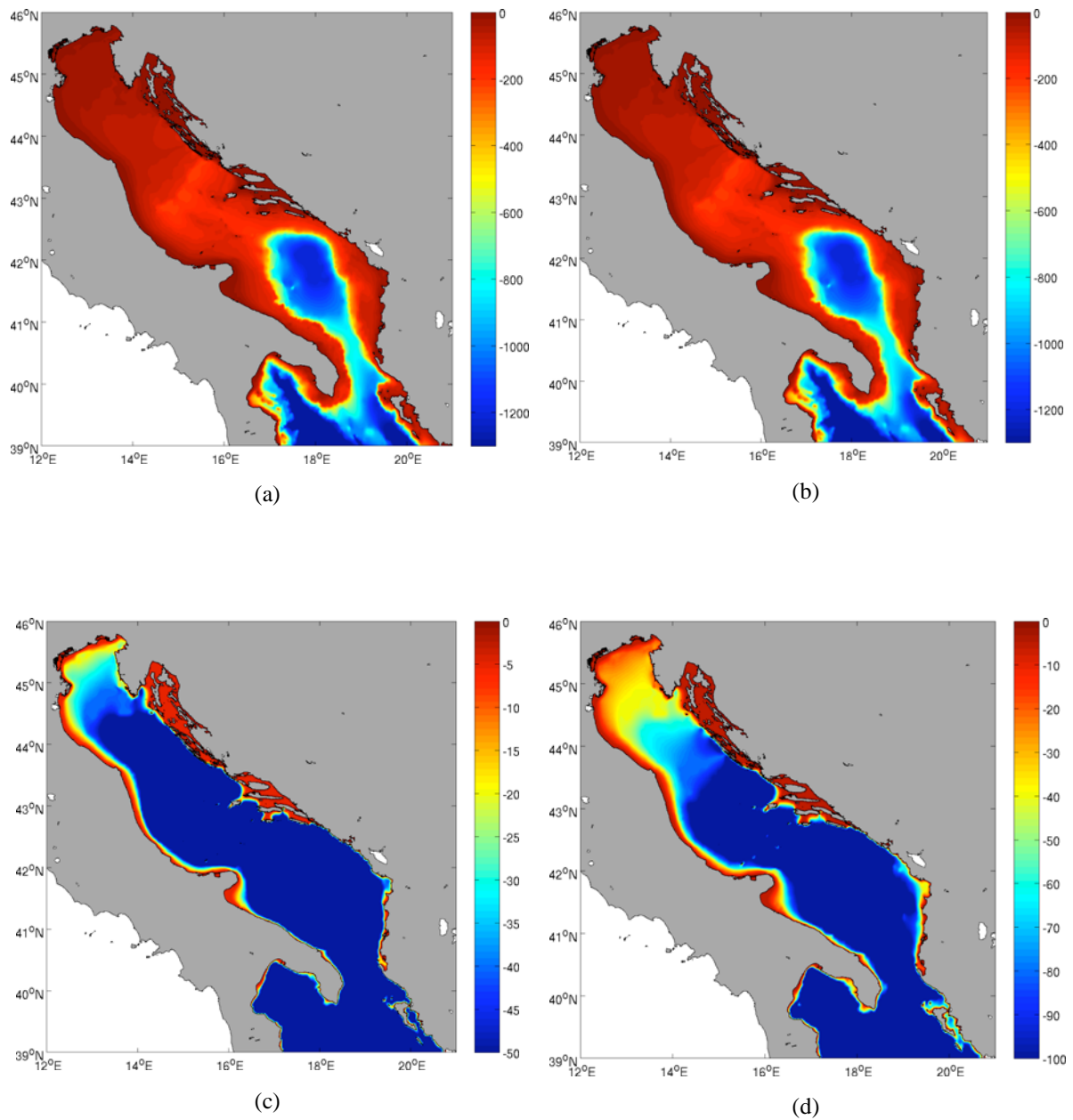
## 2.2.2 GEBCO database con risoluzione 1 minuto

Dataset: GEBCO one minute Grid

Copertura: Globale

Pagina Web: [http://www.bodc.ac.uk/data/online\\_delivery/gebco/](http://www.bodc.ac.uk/data/online_delivery/gebco/)

Dalla **Figura 2-2(c)** è possibile notare come nel dataset di GEBCO le profondità del tratto di mare circostante le numerose insenature delle isole croate siano uniformemente approssimate a 5 metri. Ciò sarà ancora più evidente osservando la successiva **Figura 2-8(a)**, in cui compaiono le differenze comprese tra -10 e 10 metri delle due batimetrie; tale palette consente appunto di apprezzare le diversità in prossimità delle coste.



**Figura 2-2.** (a) GEBCO ORIGINALE con palette tra 0 e -1300 metri; (b) GEBCO INTERPOLATA con palette tra 0 e -1300 metri; (c) GEBCO INTERPOLATA con palette tra 0 e -50 metri; (d) GEBCO INTERPOLATA con palette tra 0 e -100 metri.

### **2.2.3 Batimetria fonte Sandwell and Smith con risoluzione 1 minuto**

Dataset: Global Topography v11.1, Settembre 2008

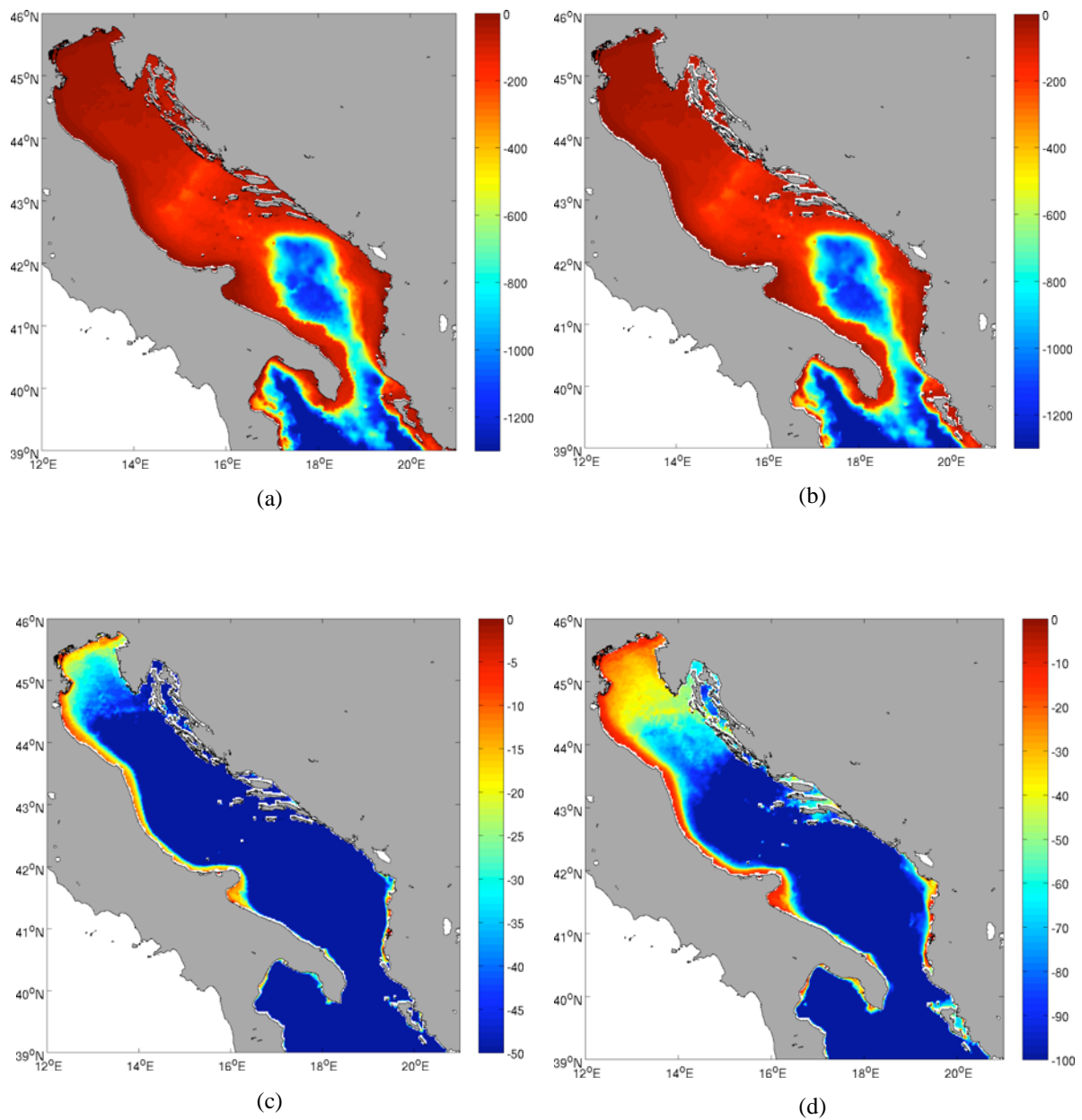
Autori: **Sandwell and Smith**

Copertura: Globale

Pagina Web: [http://topex.ucsd.edu/marine\\_topo/mar\\_topo.html](http://topex.ucsd.edu/marine_topo/mar_topo.html)

La Global Topography con risoluzione 1 minuto fornisce dei dati anche per quanto riguarda le profondità della colonna d'acqua tra le insenature delle isole croate (**Figura 2-3(d)**), al contrario di quanto accade nei dataset con la medesima risoluzione di Gebco e med\_one\_min\_single.

Dalle **Figure 2-3(c) e (d)** è inoltre possibile notare come la rappresentazione grafica delle profondità sia nettamente differente rispetto agli altri due dataset di pari risoluzione; le due immagini riproducono una distribuzione delle morfologie del fondale sicuramente più complessa rispetto med\_one\_min\_single e GEBCO, nei quali il passaggio da una profondità ad un'altra assume un aspetto più lineare.



**Figura 2-3.** (a) Sandwell\_Smith ORIGINALE con palette tra 0 e -1300 metri; (b) Sandwell\_Smith INTERPOLATA con palette tra 0 e -1300 metri; (c) Sandwell\_Smith INTERPOLATA con palette tra 0 e -50 metri; (d) Sandwell\_Smith INTERPOLATA con palette tra 0 e -100 metri.

## 2.2.4 Batimetria fonte Richard Signell con risoluzione 15 secondi

Dataset: adria15.nc

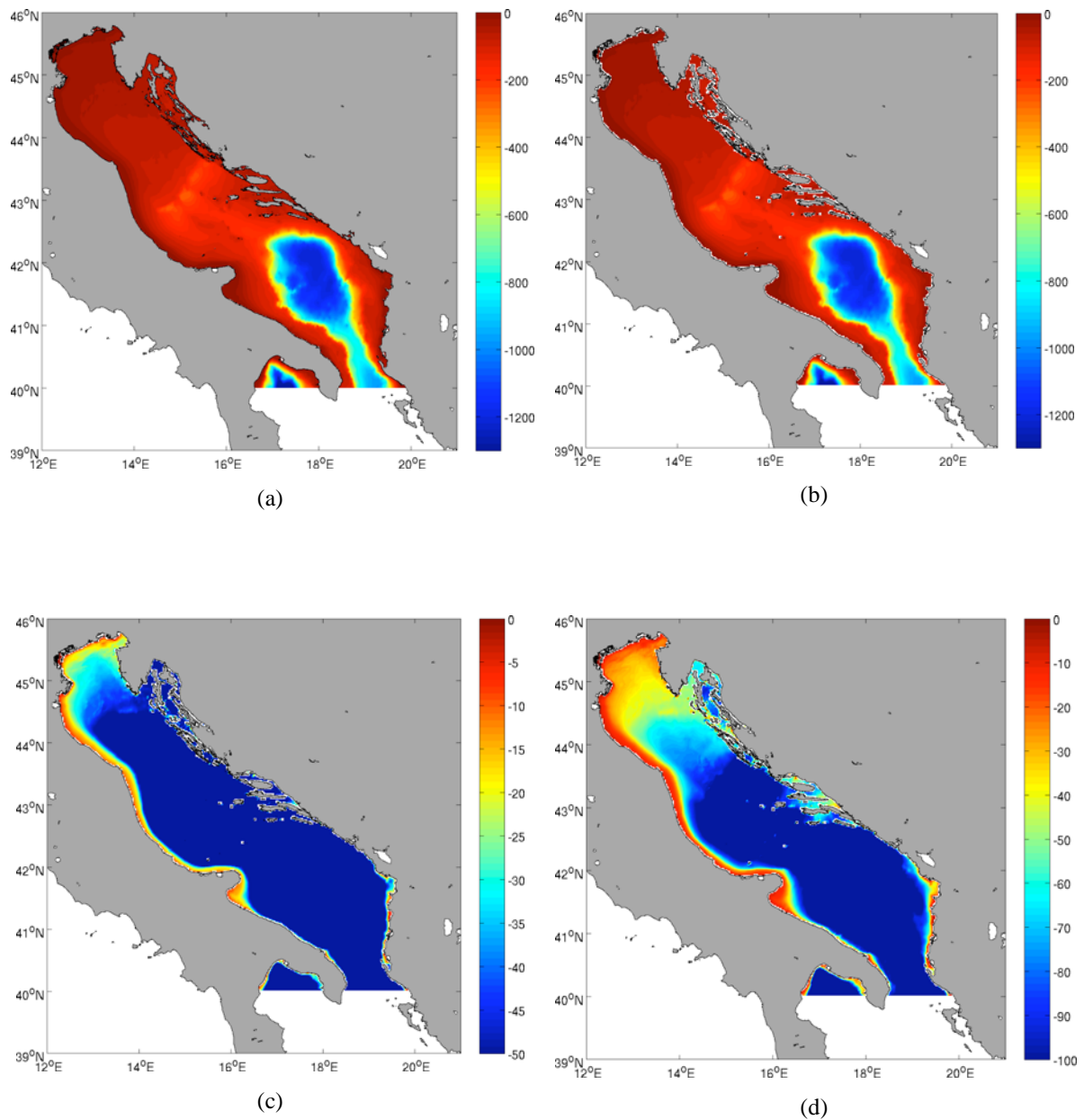
Autore: **Richard Signell**

Copertura: Adriatico

Pagina Web: <http://coast-enviro.er.usgs.gov/thredds/dodsC/bathy/adria15.html>

La batimetria di Signell interpolata nella griglia del modello (12-21° E, 39-46° N) lascia scoperto un grado in longitudine ed uno in latitudine (**Figura 2-4(b)**) poiché il set di dati ricopre un'area compresa tra 12° e 20° in longitudine e tra 40° e 46° in latitudine.

Mentre dalla **Figura 2-4(d)** emerge come con una risoluzione a 15 secondi sia possibile ottenere dei gradienti di profondità tra le insenature delle isole di fronte la Croazia. Le profondità tra tali insenature sono stimate prevalentemente tra i 40 e gli 80 metri.



**Figura 2-4.** (a) Signell ORIGINALE con palette tra 0 e -1300 metri; (b) Signell INTERPOLATA con palette tra 0 e -1300 metri; (c) Signell INTERPOLATA con palette tra 0 e -50 metri; (d) Signell INTERPOLATA con palette tra 0 e -100 metri.

## 2.2.5 Batimetria fonte Haley (MIT) con risoluzione 7.5 secondi

**Dataset: topo\_adriatic\_07p5s.nc.gz, Marzo 2006**

Autore: **P.J. Haley**

Copertura: Adriatico

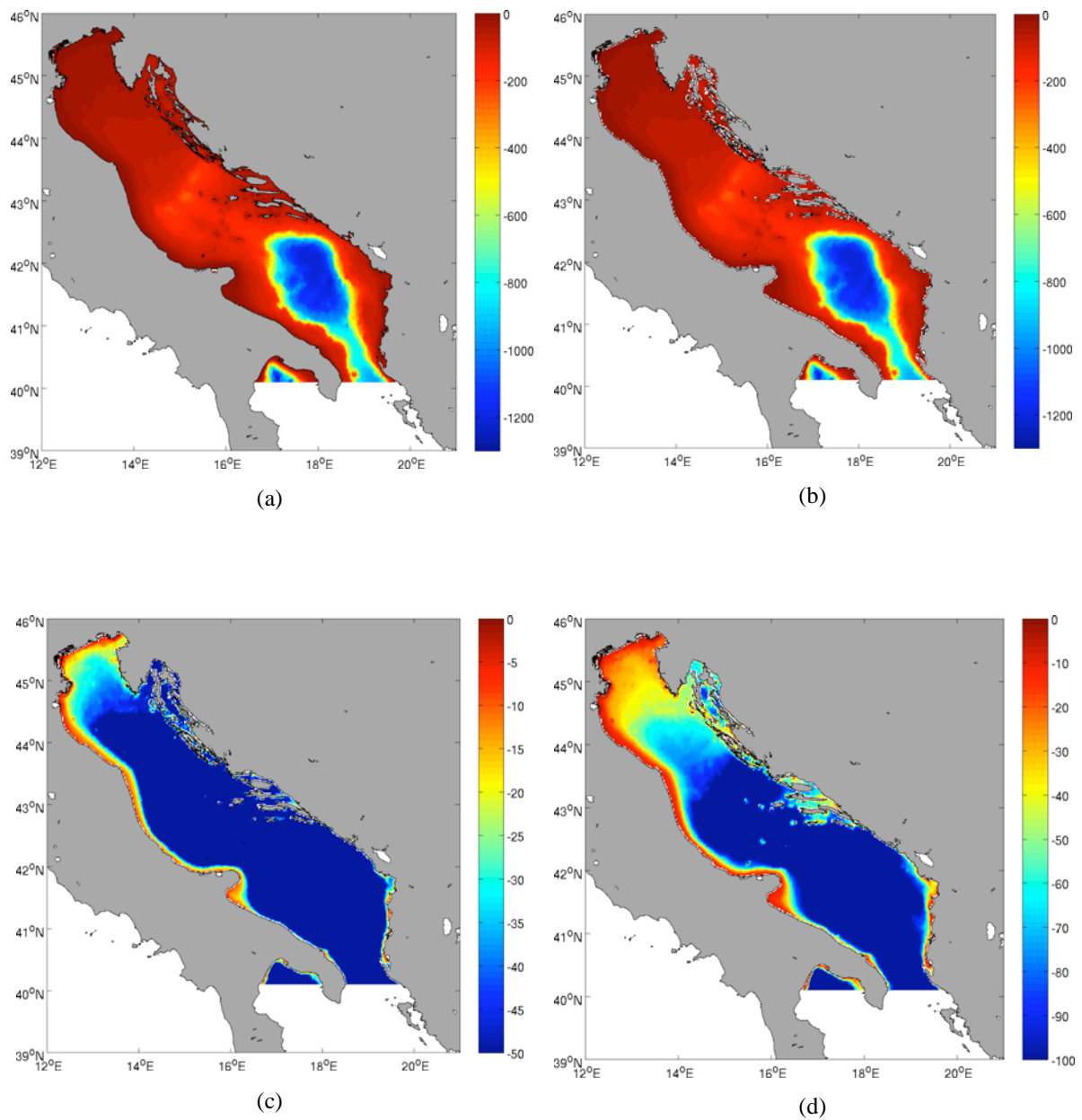
Pagina Web: <http://mseas.mit.edu/archive/haley/Adriatic/>

Il dataset MIT contiene anche i valori di altimetria del territorio italiano (ottenuti da SRTM30\_PLUS: Shuttle Radar Topography Mission, [http://topex.ucsd.edu/WWW\\_html/srtm30\\_plus.html](http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html); Figura 1-8), i quali sono stati applicati al dataset di batimetria originale NATO di M. Rixen (paragrafo 2.2.6).

La batimetria MIT interpolata nella griglia del modello (12-21° E, 39-46° N) lascia scoperto un grado in longitudine ed uno in latitudine poiché il set di dati ricopre un'area compresa tra 12° e 20° in longitudine e tra 40° e 46° in latitudine (Figura 2-5(b)).

Visualizzando tale set di dati appare una dettagliata rappresentazione delle profondità nell'area delle isole croate (Figura 2-5(d)).





**Figura 2-5.** (a) Haley ORIGINALE con palette tra 0 e -1300 metri; (b) Haley INTERPOLATA con palette tra 0 e -1300 metri; (c) Haley INTERPOLATA con palette tra 0 e -50 metri; (d) Haley INTERPOLATA con palette tra 0 e -100 metri.

## 2.2.6 Batimetria fonte NATO con risoluzione 7.5 secondi

Dataset: Global\_7.5sec.nc, Marzo 2005

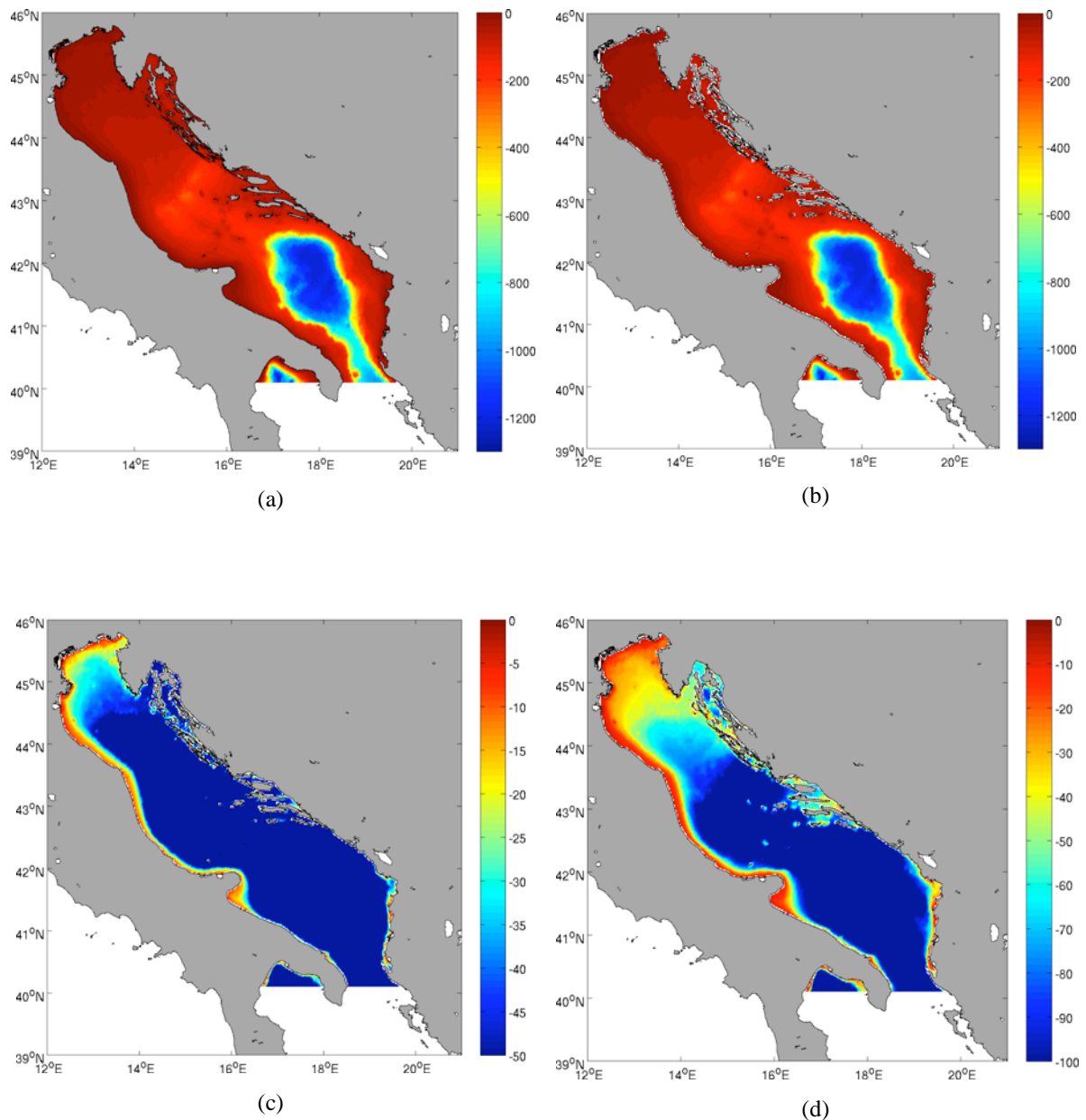
Autore: **M. Rixen**

Copertura: Adriatico

Reperibilità: <http://mseas.mit.edu/download/phaley/Adriatic/>

La batimetria NATO interpolata nella griglia del modello (12-21° E, 39-46° N) lascia scoperto un grado in longitudine ed uno in latitudine poiché il set di dati ricopre un'area compresa tra 12° e 20° in longitudine e tra 40° e 46° in latitudine (**Figura 2-6(b)**).

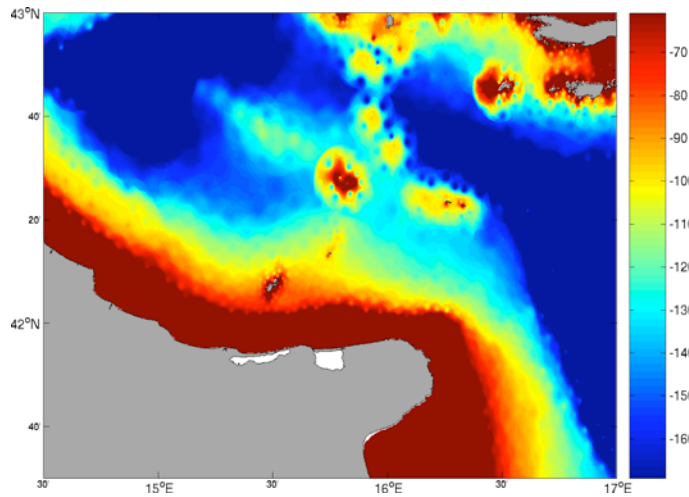
Anche in questo caso è presente una dettagliata rappresentazione delle profondità nell'area delle isole croate (**Figura 2-5(d)**).



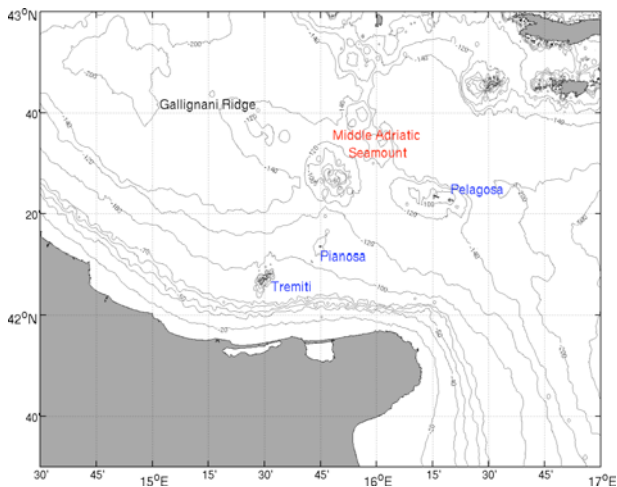
**Figura 2-6.** (a) NATO ORIGINALE con palette tra 0 e -1300 metri; (b) NATO INTERPOLATA con palette tra 0 e -1300 metri; (c) NATO INTERPOLATA con palette tra 0 e -50 metri; (d) NATO INTERPOLATA con palette tra 0 e -100 metri.

Osservazioni più approfondite del dataset batimetrico hanno permesso di identificare la presenza di due strutture morfologiche identificabili come due montagne sottomarine non trascurabili in dimensioni ed assenti nei dataset analizzati sino a questo momento (eccetto il dataset MIT, il quale è stato appurato provenire dal database NATO per quanto riguarda la parte dei dati batimetrici). La prima, situata nel sotto-bacino centrale (15° 45'E, 42° 30'N; [Figura 2-7\(a\) e \(b\)](#)) a sud-est del Gallignani Ridge (Ridente e Trincardi, 2001; [Figura 2-7\(b\) e](#)

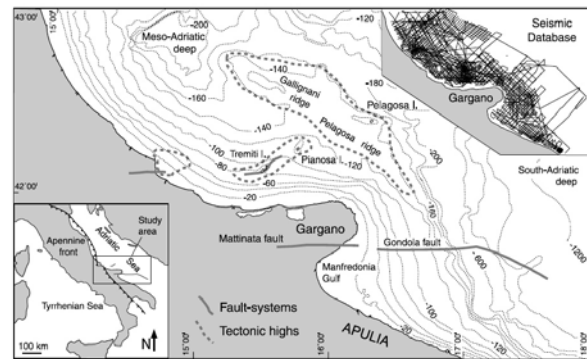
(c)), poggia su di un fondale situato ad una profondità di circa 140 m, mentre la sommità si eleva sino a 60 m dalla superficie marina. La seconda, situata nel sotto-bacino meridionale in prossimità dello Stretto di Otranto ( $18^{\circ} 45' E$ ,  $40^{\circ} 15' N$ ; **Figura 2-8(a) e (b)**) si trova ad una profondità di circa 500 m e si eleva sino a 200 m dalla superficie marina. I dati rappresentati nelle figure 2-7 e 2-8 si riferiscono ai valori originali non interpolati nella griglia di AREG.



(a)

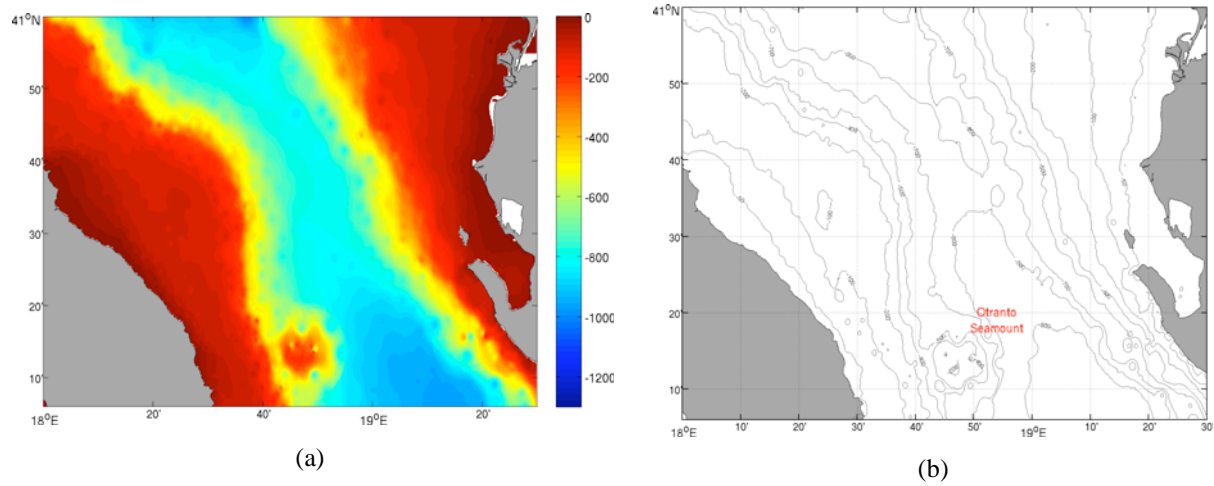


(b)



(c)

**Figura 2-7.** (a) Batimetria NATO zoom Adriatico centrale con palette tra -60 e -170 metri; (b) Batimetria NATO zoom Adriatico centrale con batimetriche; (c) Strutture geologiche dell'Adriatico centrale (da Ridente e Trincardi, 2001).



**Figura 2-8. (a)** Batimetria NATO zoom Stretto di Otranto con palette tra 0 e 1300 metri; **(b)** Batimetria NATO zoom Stretto di Otranto con batimetriche.

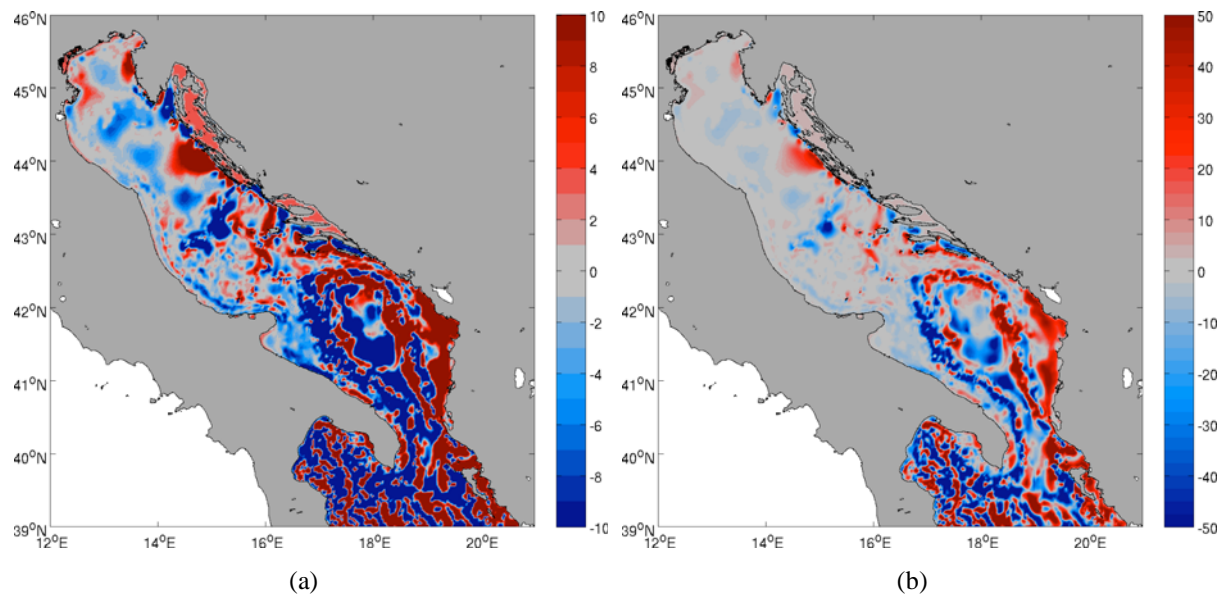
## 2.3 Differenze

Tutte le differenze tra dataset sono state eseguite sottraendo med\_one\_min\_single alla rispettiva batimetria in esame.

Peculiarità presente in tutte le differenze è che la batimetria di volta in volta analizzata rispetto a med\_one\_min\_single risulta essere più profonda nel quadrante a nord-est rispetto la diagonale che taglia la fossa dell'Adriatico meridionale in direzione NO-SE, e meno profonda nel quadrante sud-ovest. La differenza con Sandwell\_Smith, segue il suddetto andamento lungo la circonferenza che delimita tale fossa, mentre al suo interno, diversamente da tutti gli altri dataset, è caratterizzato da una vasta zona a profondità inferiori rispetto med\_one\_min\_single (Figura 2-10(a) e (b)).

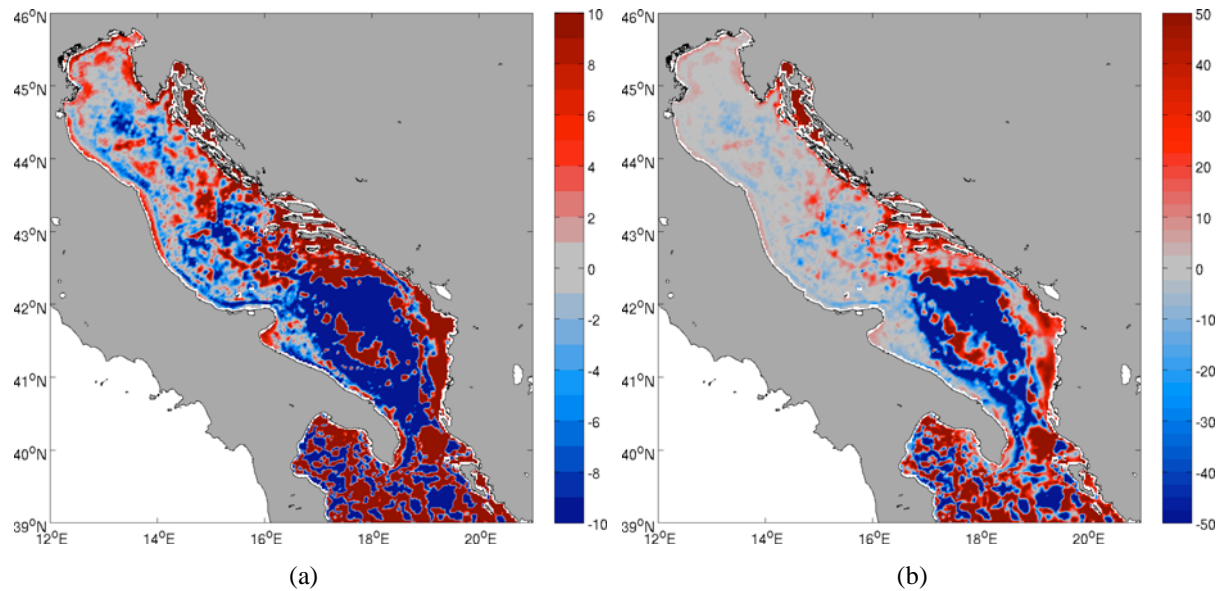
La batimetria analizzata rispetto alla med\_one\_min\_single presenta profondità più elevate (tra gli 8 e 10 metri) anche lungo la costa italiana dei bacini settentrionale e centrale, più precisamente tra Trieste ed il Gargano in tutte le differenze (Figure 2-10(a), 2-11(a), 2-12(a) e 2-13(a)), tranne in quella derivante dalla sottrazione di med\_one\_min\_single dal database di GEBCO (Figura 2-9(a)).

### Differenze tra GEBCO e med\_one\_min\_single



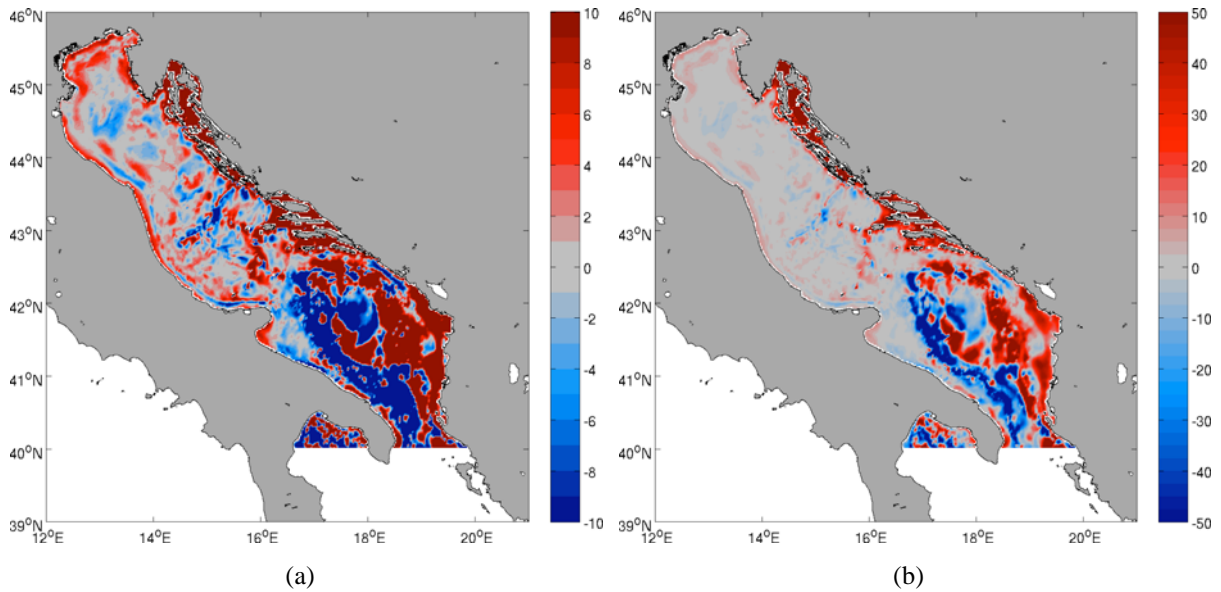
**Figura 2-9.** (a) GEBCO-med\_one\_min\_single con differenze tra -10 e 10 metri; (b) GEBCO-med\_one\_min\_single con differenze tra -50 e 50 metri.

### Differenze tra Sandwell\_Smith e med\_one\_min\_single



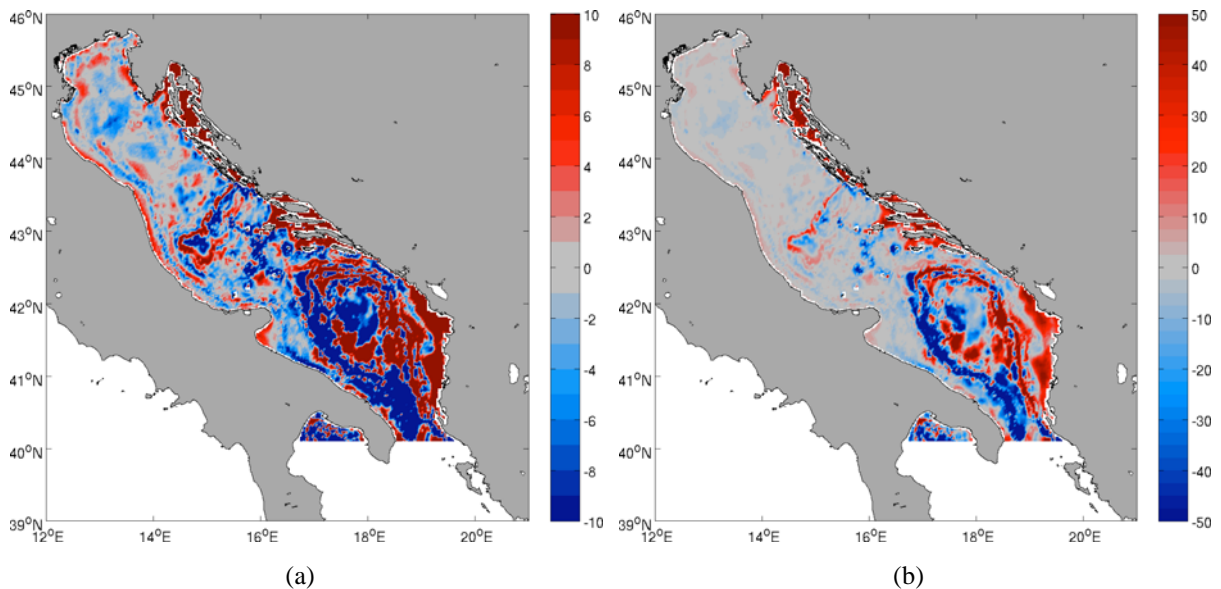
**Figura 2-10.** (a) Sandwell\_Smith-med\_one\_min\_single con differenze tra -10 e 10 metri; (b) Sandwell\_Smith-med\_one\_min\_single con differenze tra -50 e 50 metri.

### Differenze tra la batimetria di Signell e med\_one\_min\_single



**Figura 2-11.** (a) Signell-med\_one\_min\_single con differenze tra -10 e 10 metri; (b) Signell-med\_one\_min\_single con differenze tra -50 e 50 metri.

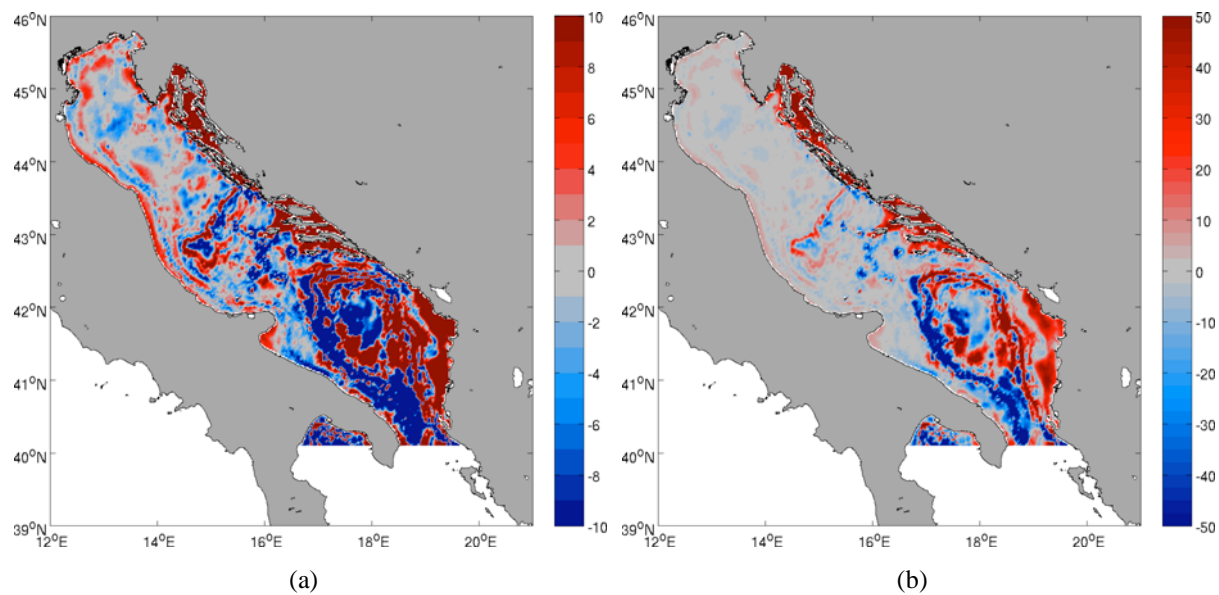
### Differenze tra la batimetria MIT e med\_one\_min\_single



**Figura 2-12.** (a) MIT-med\_one\_min\_single con differenze tra -10 e 10 metri; (b) MIT-med\_one\_min\_single con differenze tra -50 e 50 metri.



### Differenze tra la batimetria NATO e med\_one\_min\_single



**Figura 2-13.** (a) NATO-med\_one\_min\_single con differenze tra -10 e 10 metri; (b) NATO-med\_one\_min\_single con differenze tra -50 e 50 metri.

# Capitolo 3

## 3 Esperimenti numerici

### 3.1 Modello numerico

Le simulazioni della circolazione generale dell'Adriatico sono state effettuate utilizzando l'Adriatic Sea Regional Model (AREG), un'implementazione del Princeton Ocean Model, POM (Blumberg e Mellor, 1987) nel bacino Adriatico (Zavatarelli e Pinardi, 2003), come riportato nel paragrafo 1.3.

Il POM è un modello numerico tridimensionale a differenze finite, dipendente dal tempo con superficie libera basato sulle equazioni primitive di Navier-Stokes per un fluido rotante ed in presenza di gravità, semplificate da tre approssimazioni:

- *approssimazione di Boussinesq*: le fluttuazioni di densità vengono trascurate in tutti i termini che non dipendono dalla galleggiabilità;
- *approssimazione idrostatica*: l'equilibrio del fluido è un bilancio tra il gradiente di pressione e l'accelerazione di gravità;
- *approssimazione di incompressibilità*: la divergenza tridimensionale del vettore velocità è trascurabile.

Il modello include al suo interno uno schema di chiusura della turbolenza (Mellor e Yamada, 1982) che determina i coefficienti di turbolenza verticale. Le variabili prognostiche sono:

- le tre componenti della velocità;

- temperatura;
- salinità;
- l'energia cinetica turbolenta;
- la turbolenza di macroscala;
- l'elevazione della superficie libera.

Altre variabili calcolate comprendono la densità, la viscosità turbolenta verticale e la diffusività turbolenta verticale. Le equazioni del momento sono non lineari e considerano il parametro di Coriolis. Sono annesse inoltre una batimetria ed una linea di costa realistica.

### Equazioni dinamiche e termodinamiche

Si consideri un sistema di coordinate cartesiane ortogonali con  $x$  in direzione est,  $y$  in direzione nord e  $z$  in profondità. La superficie libera è localizzata a  $z = (x,y)$  ed il fondo a  $z = -H(x,y)$ . Se  $\bar{u}$  è la velocità con componenti  $(u,v)$  e  $\nabla$  è l'operatore del gradiente orizzontale, il modello risolve le seguenti equazioni per la velocità, la temperatura potenziale  $\theta$  e la salinità  $S$ :

$$\nabla \cdot \bar{u} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \bar{u} \cdot \nabla u + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_x \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \bar{u} \cdot \nabla v + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_y \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \bar{u} \cdot \nabla \theta + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + F_\theta + \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla S + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S \quad (3.5)$$

I termini  $F_x, F_y, F_\theta$  e  $F_S$  delle [equazioni 3.2, 3.3, 3.4 e 3.5](#) rappresentano i termini degli stress di Reynolds orizzontali:

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[ 2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial V}{\partial x} \right] \quad (3.6)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[ 2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial V}{\partial x} \right] \quad (3.7)$$

$$F_{\theta,S} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_H \frac{\partial(\theta,S)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_H \frac{\partial(\theta,S)}{\partial y} \right] \quad (3.8)$$

I coefficiente di viscosità turbolenta  $A_M$  e  $A_H$  vengono calcolati secondo lo schema di Smagorinsky (1993), implementato nel modello in accordo con Mellor e Blumberg (1985). I coefficienti di rimescolamento verticale per il momento  $K_M$  e per i traccianti  $K_H$  sono stati determinati secondo il modello di chiusura della turbolenza verticale di Mellor e Yamada (1982). L'ultimo termine nell'[equazione 3.4](#) descrive la penetrazione del calore nella colonna d'acqua (Pinardi et al., 2003):  $\rho_0$  è la densità di riferimento,  $C_p$  il calore specifico dell'acqua, mentre  $I(z)$  viene definito come:

$$I(z) = Tr Q_s e^{-\lambda z} \quad (3.9)$$

dove  $Q_s$  rappresenta il flusso di radiazione ad onde corte, mentre  $Tr$  e  $\lambda$  definiscono la trasmissione di Jerlov (1976) ed il coefficiente di assorbimento per acque "chiare".

L'approssimazione idrostatica comporta:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho(S, \theta, p)g \quad (3.10)$$

dove  $\rho$  indica la densità (dipendente da temperatura potenziale, salinità e pressione) calcolata attraverso un'equazione di stato dell'UNESCO, messa a punto da Mellor (1991).

La corrente implementazione del codice di AREG include uno schema di avvezione (Estubier e Lévy, 2000) in grado di simulare una rappresentazione realistica dei gradienti orizzontali e verticali.

### Modello di chiusura della turbolenza verticale

Una delle caratteristiche principali di POM è lo schema di chiusura della turbolenza al secondo ordine, ossia la parametrizzazione dei processi di mescolamento verticale in funzione del campo medio tramite equazioni per l'energia cinetica turbolenta ( $q^2/2$ ) e la lunghezza di macroscale turbolenta ( $l$ ) (Mellor e Yamada, 1982). Esso permette una rappresentazione realistica degli strati turbolenti superficiali e di fondo.

I coefficienti di rimescolamento verticale  $K_M$  e  $K_H$  si possono così ricavare:

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} + \bar{u} \cdot \nabla q^2 + w \frac{\partial q^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + 2K_M \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 l} + F_q \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial q^2 l}{\partial t} + \bar{u} \cdot \nabla (q^2 l) + w \frac{\partial q^2 l}{\partial z} =$$

(3.12)

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \right) + l E_1 K_M \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{l E_1 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{q^3}{B_1} \tilde{w} + F_l$$

dove  $\tilde{w}$  è la funzione di vicinanza del muro:

$$\tilde{w} = 1 + E_2 \left( \frac{l}{kL} \right)^2 \quad (3.13)$$

e

$$(L)^{-1} \equiv (\eta - z)^{-1} + (H - z)^{-1} \quad (3.14)$$

Vicino alla superficie sia  $l/k$  che  $L$  sono uguali alla distanza dalla superficie, quindi  $\tilde{w} = 1 + E_2$ . A distanze maggiori dalla superficie ( $l \ll L$ )  $\tilde{w} = 1$ . Il coefficiente di diffusione per l'energia cinetica turbolenta è dato da:

$$K_q = lqS_q \quad (3.15)$$

dove  $S_q$  è una funzione di stabilità.  $F_q$  e  $F_l$  sono i termini di mescolamento orizzontali, parametrizzati allo stesso modo come descritto nell'[equazione 3.8](#).

I coefficienti di rimescolamento turbolento si possono quindi scrivere come:

$$K_M = lqS_M \quad (3.16)$$

$$K_H = lqS_H \quad (3.17)$$

$S_M$  ed  $S_H$  sono funzioni di stabilità derivate analiticamente.

### Condizioni al contorno

Al fine di parametrizzare i processi di interazione aria-mare, lo stress del vento, i flussi di calore ed il tasso di evaporazione vengono calcolati mediante “bulk formulae” interattive che utilizzano dati atmosferici e della temperatura superficiale predetta dal modello.

Le condizioni al contorno alla superficie libera  $z = \eta(x, y)$  sono:

$$\rho_0 K_M \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_{wx}, \tau_{wy}) \quad (3.18)$$

$$\rho_0 K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{C_p} \left[ (1 - Tr) Q_S(C) - Q_B(T_a, \theta, C, rh) - Q_e(T_a, \theta, rh, |\bar{v}_w|) - Q_h(T_a, \theta, |\bar{v}_w|) \right] \quad (3.19)$$

$$K_H \frac{\partial S}{\partial z} = S(E - P - R) \quad (3.20)$$

$$q^2 = B_l^{2/3} u_{*s}^2 \quad (3.21)$$

$$q^2 l = 0 \quad (3.22)$$

$$w = - \left( \frac{\partial \eta}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \eta \right) = E - P - R \quad (3.23)$$

L'algoritmo che calcola lo stress del vento  $(\tau_{wx}, \tau_{wy})$  include un coefficiente di attrito quantificato in accordo con Hellerman e Rosenstein (1983). La condizione al contorno alla superficie per la temperatura (equazione 3.19) è un bilancio di quattro differenti processi, che agiscono immagazzinando o rilasciando calore:

- il flusso di radiazione solare superficiale centrato su lunghezze d'onda corte,  $Q_S$ ;
- il flusso netto di radiazione infrarossa emessa dalla superficie del mare,  $Q_B$ ;
- il flusso di calore perso dall'oceano durante il processo di evaporazione,  $Q_e$ , detto flusso di calore latente;
- il calore perso o guadagnato dall'oceano per conduzione o convezione secca all'interfaccia aria-mare,  $Q_h$ , chiamato flusso di calore sensibile.

La radiazione solare dipende dalla copertura nuvolosa ( $C$ ) e viene calcolata mediante formulazione astronomica (Reed 1975, 1977). Il flusso netto di radiazione infrarossa

(May,1986) è funzione della temperatura dell'aria ( $T_a$ ), della temperatura superficiale dell'acqua ( $\theta_{z=\eta}$ ), della copertura nuvolosa  $C$  e dell'umidità relativa ( $rh$ ). Il flusso di calore latente ed il flusso di calore sensibile vengono determinati in accordo alle parametrizzazioni di Kondo (1975).

Il flusso di salinità superficiale rappresentato nell'equazione ... è composto dal bilancio d'acqua  $E - P - R$ , dove  $E$  corrisponde all'evaporazione,  $P$  alle precipitazioni ed  $R$  allo scarico dei fiumi moltiplicato alla salinità superficiale predetta dal modello  $S_{z=\eta}$ .  $R$  è un

valore diverso da zero solamente nei punti griglia dove si trovano gli estuari.  $u_{\tau_s} = \sqrt{\frac{|\tau_w|}{\rho_0}}$  rappresenta l'attrito superficiale.

Sul fondo si ha:

$$\rho_0 K_M \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_{bx}, \tau_{by}) \quad (3.24)$$

$$K_H \left( \frac{\partial \theta}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0 \quad (3.25)$$

$$q^2 = B_l^{2/3} u_{\tau_b}^2 \quad (3.26)$$

$$q^2 l = 0 \quad (3.27)$$

$$w_b = -u_b \frac{\partial H}{\partial x} - v_b \frac{\partial H}{\partial y} \quad (3.28)$$

dove  $u_{\tau_b} = \sqrt{\frac{|\tau_b|}{\rho_0}}$  è la velocità di attrito associata allo stress di fondo ( $\tau_{bx}, \tau_{by}$ ) e  $H(x, y)$  è la batimetria.

Alle pareti laterali del bacino non si verificano avvezione ne diffusione di calore e salinità, quindi:



$$\bar{u} = 0 \quad (3.29)$$

$$\left. \frac{\partial S}{\partial \bar{n}} \right|_{\partial\Omega} = 0 \quad (3.30)$$

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial \bar{n}} \right|_{\partial\Omega} = 0 \quad (3.31)$$

All' "open boundary" situata a 39°N la velocità barotropica viene calcolata secondo Flather (1976) e Oddo e Pinardi (2007):

$$V = v^{ext} \pm \frac{\sqrt{gH}}{H} (\eta - \eta^{ext}) \quad (3.32)$$

dove  $V$  è la componente normale della velocità barotropica all' "open boundary",  $v^{ext}$  e  $\eta^{ext}$  rappresentano la componente normale della velocità barotropica e superficie libera del modello del mediterraneo,  $\eta$  corrisponde all'elevazione superficiale calcolata dal modello nestato. Tale formulazione delle condizioni al contorno laterale della velocità barotropica si basa sull'equazione di conservazione della massa garantendone l'applicazione di tale legge fisica tra i due modelli.

### **Rappresentazione delle coordinate verticali**

In bacini con morfologia irregolare e gradienti batimetrici pronunciati l'impiego dell'usuale sistema di coordinate cartesiane  $x, y, z$  comporta alcuni svantaggi come problemi di instabilità numerica. Per ovviare a ciò è stato introdotto un nuovo insieme di variabili indipendenti detto "sistema di coordinate sigma" ( $\sigma$ ) (Phillips N. A., 1957), composto di superfici conformi all'andamento della batimetria (Figura 3-1). In un sistema di coordinate sigma il numero dei livelli verticali che caratterizzano la colonna d'acqua rimane invariato in tutto il dominio a prescindere dalla profondità di quest'ultima. In tale sistema la coordinata verticale è data da:

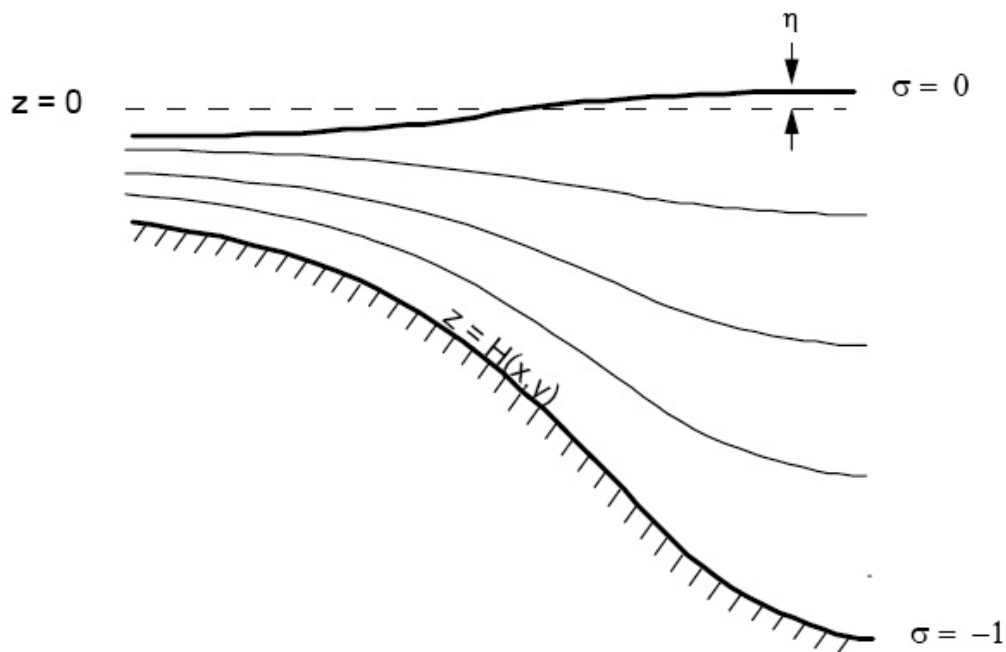
$$\sigma = \frac{z - H}{H + \eta} \quad (3.33)$$

dove  $z$  è la coordinata cartesiana verticale,  $H(x,y)$  rappresenta la batimetria ed  $\eta(x,y,t)$  la superficie libera. In questo modo a  $z = \eta \rightarrow \sigma = 0$ , mentre a  $z = -H \rightarrow \sigma = -1$ .

La velocità verticale viene definita come:

$$w = W - U \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) - V \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) - \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \right) \quad (3.34)$$

dove  $D = H + \eta$ .



**Figura 3-1.** Rappresentazione schematica delle coordinate sigma. Adattata da Mellor G. L., 2004.

### Modo esterno e modo interno

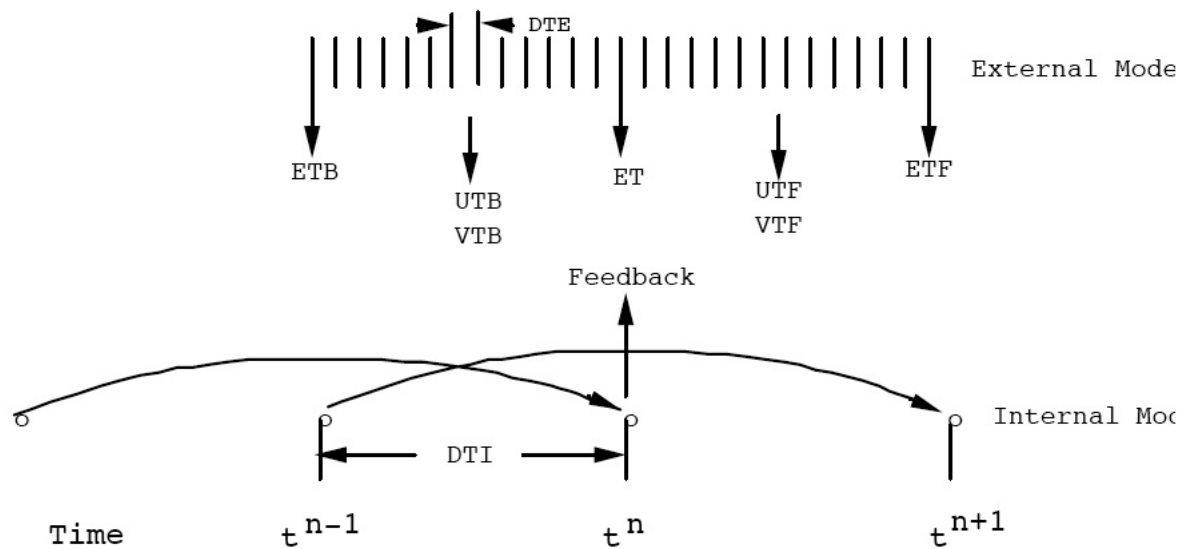
Le equazioni che governano la dinamica della circolazione costiera contengono la

propagazione delle onde di gravità esterne (modo barotropico) che si muovono velocemente, e delle più lente onde di gravità interne (modo baroclino). Per una maggiore efficienza computazionale nel modello si adotta la tecnica del *mode splitting* temporale (Simons, 1974; Madala Piacsek, 1977), che permette la determinazione dei flussi barotropici (*external mode*; Figura 3-2) separatamente dal calcolo dei flussi baroclini e delle variabili termodinamiche (*internal mode*; Figura 3-2).

Il *modo esterno* è caratterizzato da un ristretto passo d'integrazione e calcola l'elevazione della superficie libera e le componenti della velocità integrate lungo la verticale risolvendo le equazioni barotropiche con un metodo esplicito centrato sulle differenze finite, "leap frog". In uno schema esplicito il valore di una grandezza al tempo  $n + 1$  dipende dai valori della grandezza al tempo  $n$  ed  $n - 1$ .

Il *modo interno*, caratterizzato da un passo temporale più ampio, risolve le equazioni barocline e calcola velocità, temperatura, salinità e le quantità turbolente. Il calcolo delle variabili tridimensionali (interne) viene separato in un time step per la diffusione verticale, per una migliore risoluzione della ristretta scala spaziale verticale in prossimità della superficie, ed uno per l'avvezione e la diffusione orizzontale:

- la diffusione verticale viene determinata mediante uno schema implicito. In uno schema implicito il valore di una grandezza al tempo  $n + 1$  non dipende più come nello schema esplicito dai time step precedenti, ma anche dal valore della variabile allo stesso time step  $n + 1$ , aumentando i tempi di calcolo;
- l'avvezione e la diffusione orizzontale vengono quantificate attraverso uno schema esplicito.



**Figura 3-2.** Interazione tra il modo esterno ed il modo interno. Il primo è caratterizzato da un time step piuttosto breve, DTE, il secondo da un time step più ampio, DTI. I due cicli non lavorano in maniera indipendente, ma avviene un passaggio di informazioni tra l'uno e l'altro; il modo esterno fornisce l'elevazione della superficie libera al modo interno, il quale, ricevuta l'informazione calcola l'attrito del fondo ed il gradiente di pressione baroclino e li passa nuovamente al modo esterno attraverso un meccanismo di feedback. Adattata da Mellor G. L., 2004.

Lo schema orizzontale per le differenze finite prevede una griglia di Arakawa di tipo C (Figura 3-3), una griglia staggherata, che definisce le posizioni relative delle variabili:

- $\eta, H, T, S, \rho$  sono disposte al centro della cella;
- $\vec{u}, \vec{v}$  vengono calcolate al limite esterno della cella.

$\Delta x$  e  $\Delta y$  costituiscono i passi di griglia orizzontali mantenuti costanti, mentre  $\Delta \sigma$  rappresenta l'incremento verticale che varia in spessore per garantire una migliore risoluzione in prossimità della superficie e del fondo.

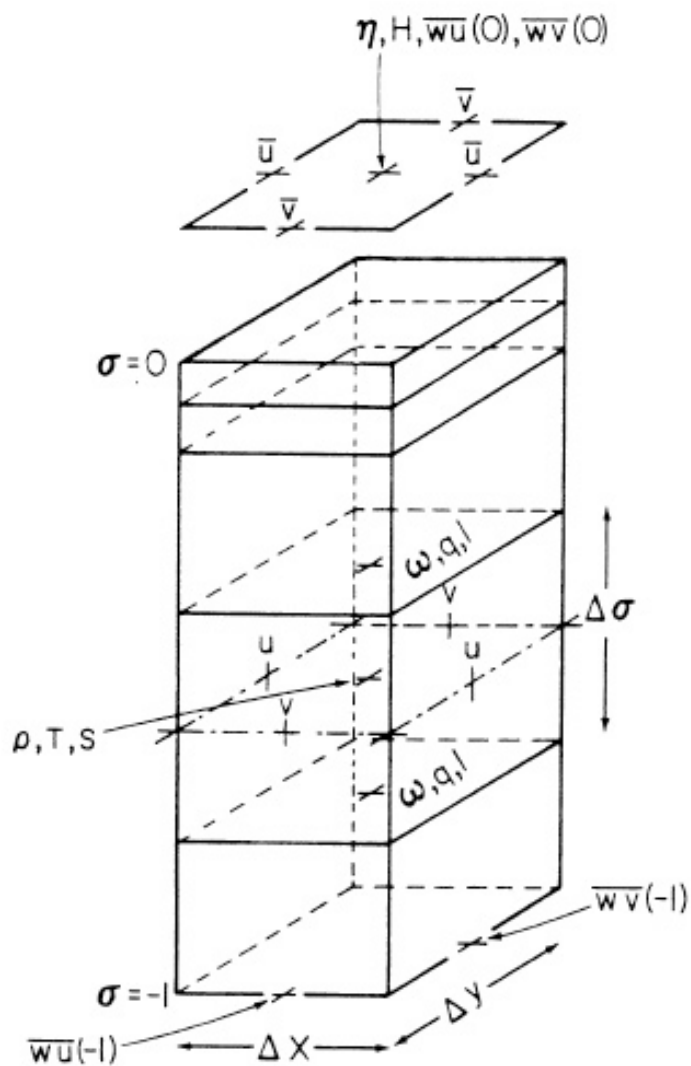


Figura 3-3. Griglia di Arakawa. Adattata da Blumberg A. F. e Mellor G. L., 1987.

### Vincoli di stabilità

Lo schema di differenziazione "leap frog" introduce una tendenza della soluzione a divergere, problema ovviato mediante l'impiego di un filtro che ad ogni passo temporale applica uno smoothing (Asselin, 1972):

$$F_s^n = F^n + \frac{\alpha}{2}(F^{n+1} - 2F^n + F_s^{n-1}) \quad (3.35)$$

dove  $\alpha = 0.05$  ed  $F_s$  rappresenta la soluzione dopo l'applicazione del filtro.

Il passo d'integrazione dei due cicli (esterno ed interno) è limitato dalla condizione di stabilità numerica Courant-Friedrichs-Levy (CFL). Tale condizione per le equazioni integrate verticalmente del modo esterno è data da:

$$\Delta t \leq \frac{1}{C_i} \left( \frac{1}{\partial x^2} + \frac{1}{\partial y^2} \right)^{-1/2} \quad (3.36)$$

dove  $C_i = 2(gH)^{1/2} + U_{\max}$ ;  $U_{\max}$  è la massima velocità possibile,  $\sqrt{gH}$  rappresenta la velocità delle onde esterne. Solitamente il time step raggiunge il 90% di tale limite. Il modo interno è caratterizzato da un time step meno limitante, poichè i moti più veloci sono già stati rimossi nel modo esterno. Il limite possiede la medesima formulazione del modo esterno:

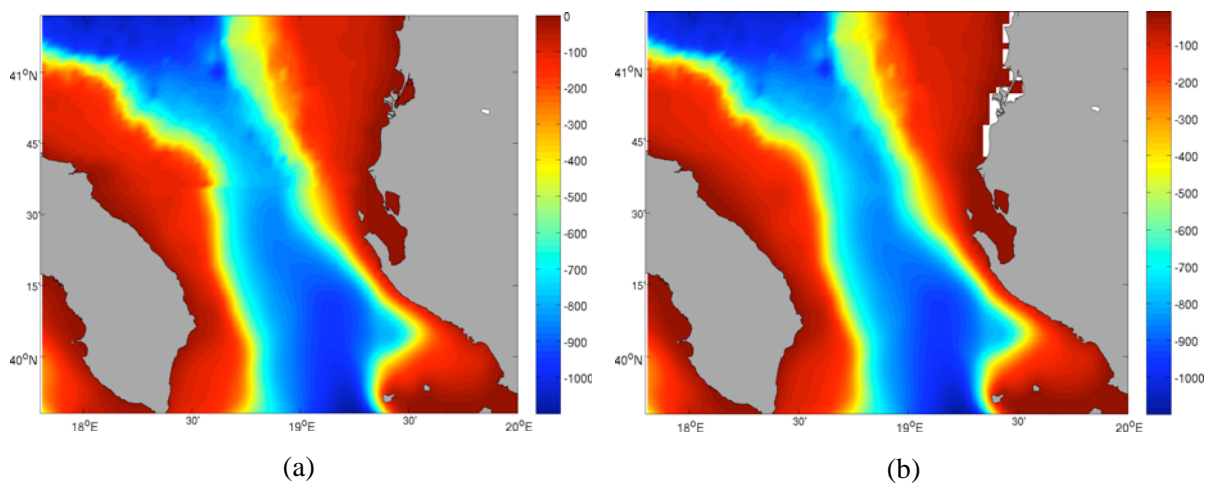
$$\Delta T \leq \frac{1}{C_T} \left( \frac{1}{\partial x^2} + \frac{1}{\partial y^2} \right)^{-1/2} \quad (3.37)$$

dove  $C_T = 2C + U_{\max}$ ,  $C$  è la massima velocità delle onde di gravità interne ed  $U_{\max}$  è la massima velocità avvertiva. Mediamente il rapporto  $\Delta T/\Delta t$  corrisponde ad un fattore di 80-100.

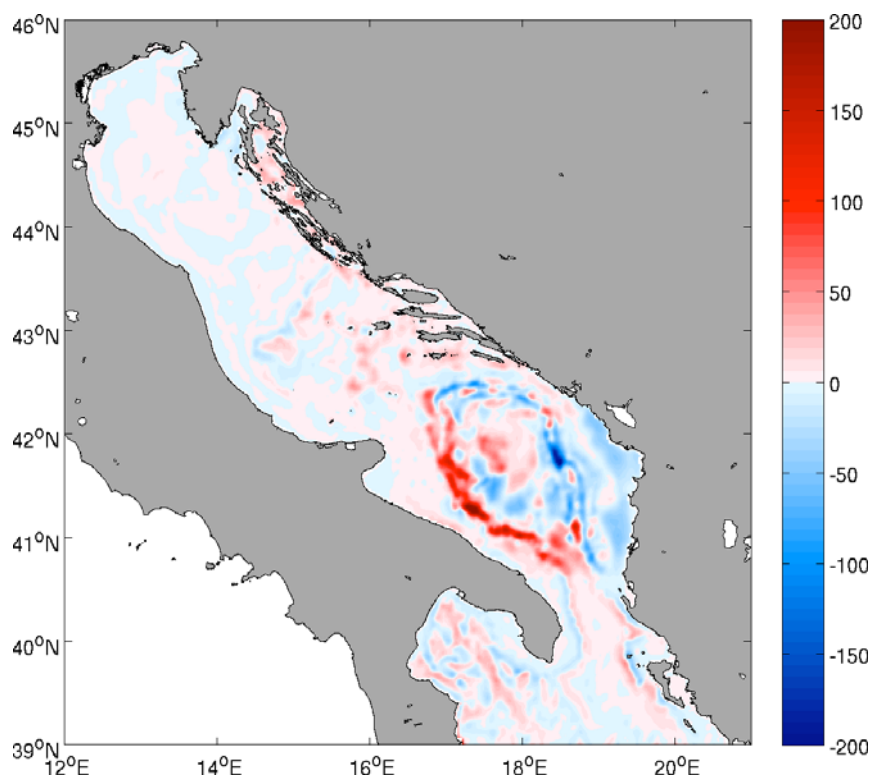
## 3.2 Nuova batimetria del modello

Dall'analisi effettuata nel precedente capitolo è emerso che il set di dati batimetrici più idoneo, data l'elevata risoluzione, che possa sostituire il dataset NATO DBDB1 nel modello oceanografico del Mare Adriatico è il dataset NATO creato da M. Rixen. Per colmare la mancanza di dati nell'area compresa tra 12-20°E e 39-40°N (paragrafo 2.2.6) sono stati usati per tale area i dati provenienti dal dataset NATO DBDB1. La “ *fusione* ” è stata realizzata alla latitudine di 40°36'N, escludendo in questo modo la struttura sottomarina collocata nel sotto-bacino meridionale, la quale occupa una posizione critica in grado di intaccare la stabilità del modello. Inoltre, mentre la presenza del rilievo sottomarino situato nel sotto-bacino centrale è stata confermata dalle carte nautiche croate, non vi è alcun elemento che possa attestare l'esistenza del rilievo in prossimità dello Stretto di Otranto. Al fine di ridurre possibili discontinuità tra i due dataset è stata definita una zona di transizione di 20 punti di griglia a ridosso della latitudine di “ *fusione* ” usando dei pesi inversamente proporzionali alla distanza (Figura 3-4). Prima di effettuare l'operazione di “ *fusione* ” entrambe le batimetrie sono state interpolate linearmente nella griglia di AREG. Alla nuova batimetria è stato applicato un filtro matematico con lo scopo di addolcire i forti gradienti batimetrici che possono rivelarsi fonte di instabilità numerica per il modello.

Rispetto al dataset DBDB1 la nuova batimetria (Figura 3-5) mostra le maggiori differenze nel sotto-bacino centrale ed in quello meridionale. All'interno del sotto-bacino centrale la nuova batimetria si presenta meno profonda soprattutto lungo la scarpata che circonda le numerose isole croate. Nel sotto-bacino meridionale è possibile notare una maggiore profondità della nuova batimetria nell'area costiera e di scarpata antistante il Montenegro e l'Albania, mentre segue l'andamento descritto nel paragrafo 2.3 per quanto riguarda l'area che comprende la fossa dell'Adriatico meridionale. Le maggiori differenze sono localizzate in due punti specularmente opposti rispetto l'asse longitudinale del bacino, lungo le scarpate continentali della fossa: nel settore sud-ovest di fronte a Bari dove il dataset DBDB1 raggiunge una profondità maggiore di oltre 200 m, e nel settore nord-est di fronte al Montenegro dove avviene il contrario, il dataset DBDB1 risulta essere meno profondo di oltre 200 m rispetto al nuovo.



**Figura 3-4.** Zona di transizione tra batimetria NATO ad alta risoluzione e DBDB1: **(a)** dopo la semplice “ *fusione* ”; **(b)** dopo la “ *fusione* ” e la media tra i due dataset.



**Figura 3-5.** Differenza tra DBDB1 e nuova batimetria con intervalli di valori compresi tra -200 e 200 metri.



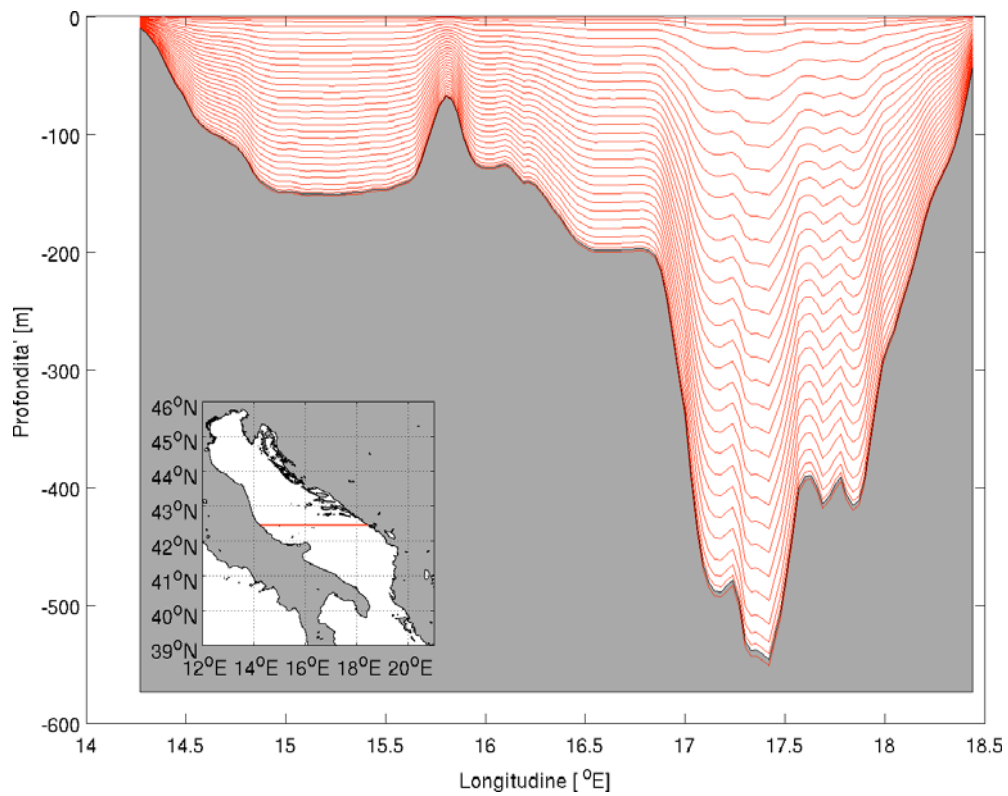
### 3.3 Disegno sperimentale

Il principale obiettivo che si vuole raggiungere con gli esperimenti numerici è quello di descrivere il ruolo della batimetria nel definire le caratteristiche della circolazione del Mare Adriatico. Il modello numerico utilizzato corrisponde a quello descritto nella sezione 3.1. Gli esperimenti consistono in due simulazioni di due anni, nel periodo compreso tra il 26 dicembre 2006 ed il 29 dicembre 2008 eseguite rispettivamente con la nuova batimetria ed il dataset DBDB1 come riportato in Tabella 3-1. La condizione iniziale per le simulazioni è data dai campi corrispondenti alla media simulata del 26 dicembre 2006 ottenuti dal sistema operativo descritto in sezione 1.3. I campi iniziali così ottenuti sono stati interpolati dalla vecchia alla nuova griglia verticale.

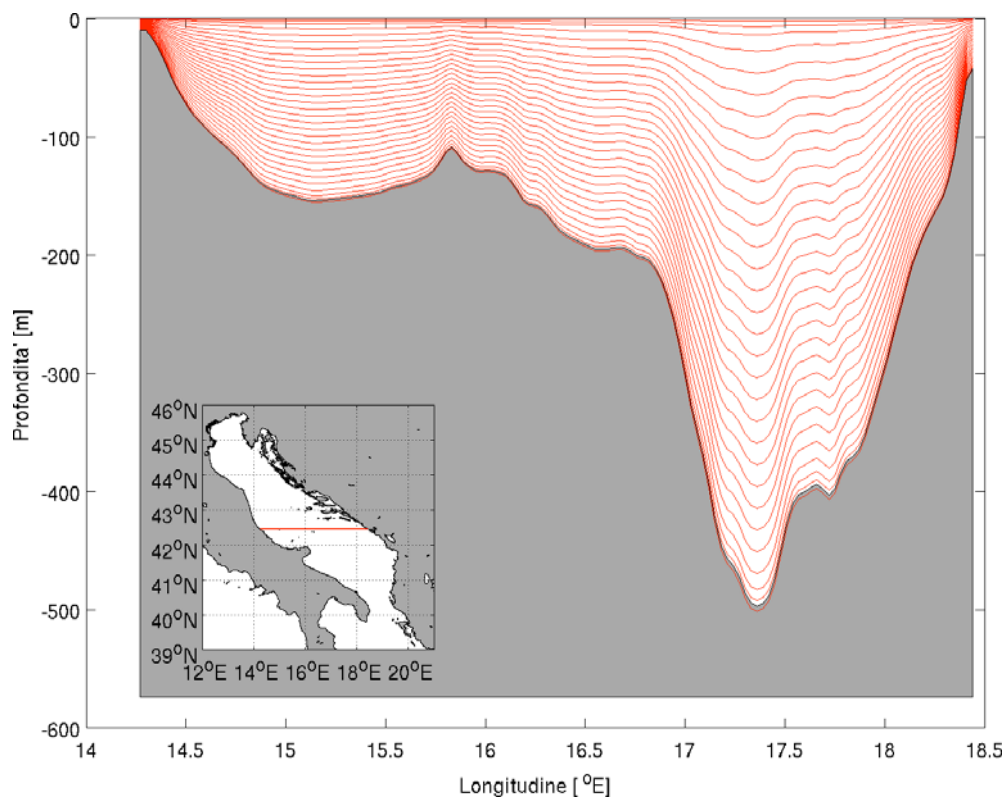
Prima di procedere agli esperimenti infatti è stato necessario ridefinire la griglia verticale per la nuova batimetria, poichè, come già specificato, essi sono distribuiti a seconda della profondità locale (Figura 3-6).

Nome	Caratteristica dell'esperimento
Esp1	Batimetria ad alta risoluzione fino a 40°36'N DBDB1 da 39°N a 40°36'N
Esp2	DBDB1 in tutto il dominio

**Tabella 3-1.** Caratteristiche degli esperimenti.



(a)



(b)

**Figura 3-6.** Distribuzione dei livelli sigma lungo la sezione collocata a  $42^{\circ} 30' N$ : **(a)** nuova batimetria NATO, **(b)** vecchia batimetria DBDB1.



# Capitolo 4

## 4 Analisi dei risultati

### 4.1 Premessa

Di seguito verranno presentati ed analizzati i risultati delle simulazioni, sotto forma di medie stagionali, attraverso le differenze tra le variabili velocità, temperatura e salinità, per le due simulazioni eseguite (Tabella 3-1).

I risultati saranno inoltre validati con osservazioni di profili di:

- temperatura acquisiti con l'impiego di sonde XBT (Expendable BathyTermograph) da Navi di Opportunità (VOS, Voluntary Observing Ship);
- temperatura e salinità collezionati durante mediante sonde CTD.

I risultati compresi tra gennaio e giugno 2007 non appaiono nell'analisi poichè tale periodo è stato considerato il periodo di aggiustamento del modello.

Le medie stagionali riportate di seguito sono state calcolate in accordo con la suddivisione delle stagioni di Artegiani et al., 1997b: da gennaio ad aprile per l'inverno, da maggio a giugno per la primavera, da luglio ad ottobre per l'estate, e da novembre a dicembre per l'inverno.

### 4.2 Analisi comparativa della circolazione dell'Adriatico

Nelle mappe che seguono le frecce riproducono la circolazione orizzontale superficiale del bacino specificandone direzione ed intensità (m/s), mentre il campo sottostante indica la rispettiva batimetria (m) con la finalità di essere in grado di stabilire eventuali collegamenti

tra l'andamento della circolazione a variazioni di profondità. Qui di seguito le stagioni descritte in dettaglio:

### **Estate 2007**

- **Esp1 (Figura 4-1a)**: mentre nel sotto-bacino settentrionale è visibile la NAd-current di più debole intensità fluire ad una certa distanza dalla costa, nei sotto-bacini centrale e meridionale la WACC riacquista le sembianze di un'unica corrente che scorre lungo costa verso sud, giunge sino ad Otranto, ed oltrepassa lo stretto. Vusibili il NAd ed il MAd gyre; si osserva la presenza di un piccolo gyre ciclonico in prossimità del limite meridionale del sotto-bacino centrale. Flusso in uscita da Otranto anche lungo la costa albanese con formazione di numerosi meandri; presenza di un gyre anticiclonico in prossimità dello stretto. La circolazione che caratterizza l'Adriatico meridionale appare piuttosto complessa: in prossimità del confine settentrionale del sotto-bacino si manifesta un piccolo gyre anticiclonico di debole intensità in prossimità dell'isola di Meleda, mentre è possibile osservare la presenza di un più grande gyre anticiclonico ed uno più piccolo ciclonico a largo del Montenegro, caratterizzati da un'elevata intensità della corrente in corrispondenza del limite della scarpata continentale della fossa.
- **Esp2 (Figura 4-1b)**: in accordo con Artegiani et al., 1997b la WACC si presenta suddivisa nei tre segmenti caratterizzanti i rispettivi sotto-bacini. Nell'Adriatico settentrionale la NAd-current è debole e scorre ad una certa distanza dalla costa; il NAd gyre è appena percettibile al confine meridionale del sotto-bacino settentrionale. La MAd-current appare piuttosto intensa nel sotto-bacino centrale, mentre la SAd-current indebolisce nuovamente nel sotto-bacino meridionale; il flusso prosegue quindi oltre Otranto. Molto ampio il MAd gyre che si estende in tutta la larghezza del sotto-bacino centrale. Corrente in uscita da Otranto anche lungo la costa albanese. All'interno del sotto-bacino meridionale è possibile notare una corrente che scorre lungo la costa del Montenegro verso sud-est, si dirige quindi a sud in corrispondenza del limite della scarpata continentale ed alimenta ulteriormente il flusso in uscita da Otranto.

## Autunno 2007

- **Esp1 (Figura 4-2a):** le coste italiane sono caratterizzate dalla presenza della WACC che scorre molto prossima ad esse; debole il segnale del NAd gyre. MAd gyre ben sviluppato al centro del bacino; il sotto-bacino centrale è inoltre caratterizzato dalla presenza di un piccolo gyre ciclonico situato tra le isole di Pianosa e Pelagosa. Visibile la EAC che raggiunge l'Adriatico centrale. Presenza di una corrente di ricircolazione proveniente dalla WACC che scorre verso nord in corrispondenza della scarpata continentale della fossa dell'Adriatico meridionale; essa si divide in due rami, uno dei quali va ad alimentare la EAC lungo la costa orientale. Il secondo alimenta invece la circolazione anticiclonica del sotto-bacino meridionale, caratterizzata inoltre dalla presenza di meandri nel settore occidentale della fossa; questo più esteso gyre anticiclonico continua ad essere accompagnato da una struttura ciclonica di modeste dimensioni ma molto intensa che appare nel settore orientale della fossa. Flusso in uscita da Otranto diretto a sud lungo la costa albanese.
- **Esp2 (Figura 4-2b):** la WACC è costituita da un unico segmento che scorre verso sud lungo la costa occidentale; persiste il NAd gyre al limite meridionale del sotto-bacino settentrionale. Aumenta l'intensità del MAd gyre rispetto la stagione estiva. E' possibile notare la presenza di una corrente che si stacca dal giro del sud Adriatico e, formando numerosi meandri al centro del bacino, fluisce verso nord-ovest andando ad alimentare il MAd gyre. Circolazione ciclonica nel sotto-bacino meridionale caratterizzata dalla presenza del SAd gyre. Corrente in uscita da Otranto lungo la costa albanese, accompagnata da un giro anticiclonico in prossimità dello stretto.

## Inverno 2008

- **Esp1 (Figura 4-3a):** la WACC scorre in corrispondenza della piattaforma continentale verso sud lungo costa con flusso in uscita da Otranto molto debole; il NAd gyre si manifesta a nord-est di Ancona. Presente il segnale dell'Istrian Current. Quasi impercettibile il MAd gyre; piccolo gyre anticiclonico in corrispondenza del Middle

Adriatic Seamount. Corrente in entrata dal centro dello stretto, accompagnata da un piccolo gyre anticiclonico che lambisce le coste dell'Albania. Abbastanza definita la EAC che raggiunge il sotto-bacino centrale. Ampio gyre anticiclonico in corrispondenza della scarpata della fossa dell'Adriatico meridionale, all'interno del quale si instaura una complessa struttura composta di altri tre gyre: anticiclonico nel settore orientale della fossa e ciclonici nei settori nord-est e sud-est. E' possibile notare che la struttura ciclonica a largo del Montenegro, al contrario dell'andamento generale, diviene più estesa rispetto all'autunno 2007.

- **Esp2 (Figura 4-3b)**: la circolazione generale appare più debole a scala di bacino. La WACC è caratterizzata da un flusso continuo lungo tutta la costa italiana. Il NAd gyre si manifesta a nord-est di Ancona. E' possibile notare l'Istrian Current che scorre verso nord lungo le coste della penisola istriana. Debole il segnale del MAd gyre; visibile un piccolo gyre ciclonico situato a nord dell'isola di Pelagosa. Flusso in entrata da Otranto al centro dello stretto, in uscita lungo la costa italiana. Appena visibile la EAC lungo la costa orientale. Ben definito il SAd gyre nel sotto-bacino meridionale.

### **Primavera 2008**

- **Esp1 (Figura 4-4a)**: WACC caratterizzata da un flusso verso sud continuo, molto intenso e ben definito, che si estende oltre Otranto; la corrente è confinata sotto costa nei sotto-bacini centrale e meridionale, più spostata verso il largo nel sotto-bacino settentrionale. Debole il segnale del NAd gyre situato a nord di Ancona; si nota la presenza dell'Istrian Current diretta verso nord-ovest lungo la costa orientale della penisola istriana. Debole anche il segnale del MAd gyre. Di minore intensità la corrente di ricircolazione della WACC che scorre al centro del bacino verso nord-ovest. Visibile la EAC che attraversa il sotto-bacino meridionale sino a raggiungere quello centrale. Corrente lungo costa diretta a sud lungo la costa albanese che in parte alimenta un piccolo giro anticiclonico situato in corrispondenza dello Stretto di Otranto. Nel sotto-bacino meridionale si manifestano quattro gyre: un gyre anticiclonico in corrispondenza della scarpata della fossa dell'Adriatico meridionale

all'interno del quale si instaura una complessa struttura composta di altri tre gyre: ciclonico in corrispondenza del centro della fossa, ciclonico nel settore nord-est ed anticiclonico nel settore sud-est.

- **Esp2 (Figura 4-4b):** la WACC segue il medesimo andamento descritto per Esp1. Il NAd gyre si sviluppa in prossimità del limite meridionale del sotto-bacino settentrionale; maggiormente visibile rispetto la stagione invernale il segnale dell'Istrian Current. Il MAd gyre è localizzato al centro del bacino. E' possibile notare, la formazione di una corrente di ricircolazione della WACC che formando numerosi meandri al centro del bacino fluisce verso nord-ovest andando ad alimentare il MAd gyre. Debole il segnale della EAC. Corrente verso sud lungo la costa albanese accompagnata dalla presenza di due giri anticiclonici nell'attraversare lo stretto. Ben sviluppato il SAd gyre nel sotto-bacino meridionale accompagnato da un piccolo giro anticiclonico che lambisce le coste del Montenegro.

## **Estate 2008**

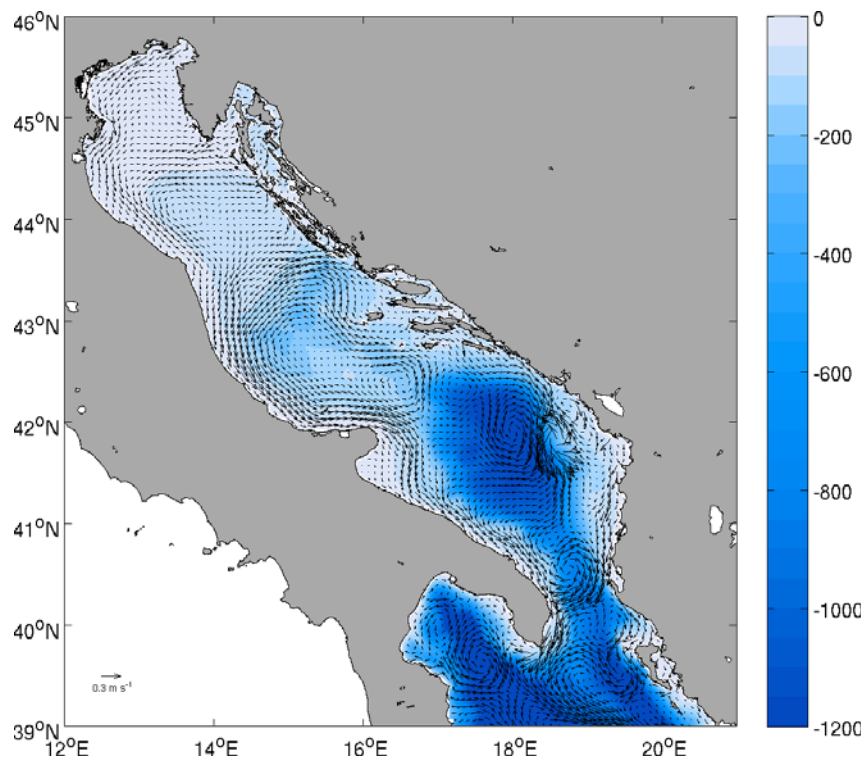
- **Esp1 (Figura 4-5a):** ben definita la WACC che nel sotto-bacino settentrionale è situata più a largo, mentre nei sotto-bacini centrale e meridionale scorre sotto costa, oltrepassando Otranto. Il MAd gyre è localizzato al centro del sotto-bacino centrale. La struttura ciclonica al limite meridionale del sotto-bacino centrale si manifesta ad est del Middle Adriatic Seamount. Nell'Adriatico meridionale è possibile notare la presenza di una corrente diretta verso sud-ovest che costeggia il Montenegro, devia verso sud lungo le coste albanesi e si estende oltre Otranto. In corrispondenza della fossa si manifestano un gyre anticiclonico ed un più piccolo gyre ciclonico a largo del Montenegro; da questi si origina una corrente che formando dei meandri si dirige verso sud alimentando la WACC in uscita dallo stretto.
- **Esp2 (Figura 4-5b):** la WACC scorre ad una certa distanza dalla costa nel sotto-bacino settentrionale; nel sotto-bacino meridionale la corrente forma un piccolo gyre anticiclonico in prossimità del Golfo di Manfredonia, quindi procede verso sud e si stende oltre lo Stretto di Otranto. Ben definito il NAd gyre; visibile anche il MAd



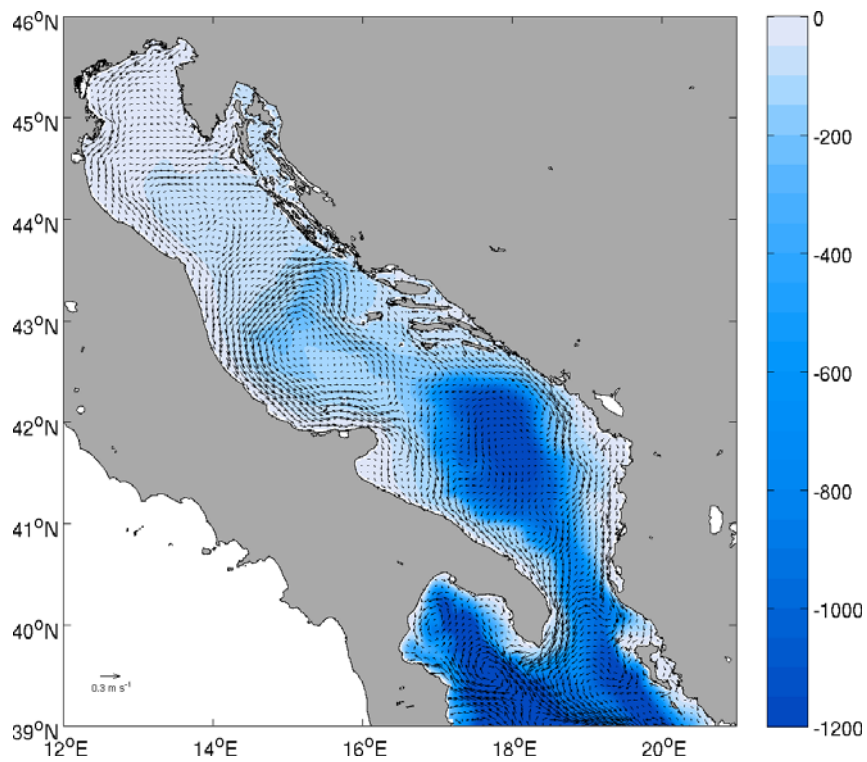
gyre. Al limite meridionale del sotto-bacino centrale è possibile notare la presenza di un piccolo gyre ciclonico. Nel sotto-bacino meridionale si manifesta una corrente che fluisce in direzione sud-ovest lungo le coste del Montenegro, si dirige quindi verso sud lungo le coste dell'Albania e fuoriesce da Otranto. SAd gyre che caratterizza la circolazione in corrispondenza della fossa.

### **Autunno 2008**

- **Esp1 (Figura 4-6a):** WACC molto intensa che scorre verso sud ad una certa distanza dalla costa; si attenua il flusso in prossimità di Otranto. Visibile il NAd gyre a nord di Ancona e l'Istrian Current che si manifesta lungo le coste della penisola istriana. Il MAd gyre al centro del bacino è alimentato dalla EAC che inizialmente scorre verso nord in corrispondenza del ciglio della scarpata continentale della fossa dell'Adriatico meridionale, quindi affianca la costa orientale del bacino; si osserva la presenza di un piccolo gyre ciclonico al limite meridionale del sotto-bacino centrale. Nel sotto-bacino meridionale la circolazione è caratterizzata da un gyre anticiclonico in corrispondenza del centro della fossa e di un più piccolo gyre ciclonico alla destra di quest'ultimo situato a largo delle coste del Montenegro.
- **Esp2 (Figura 4-6b):** la WACC si presenta intensa e ben definita lungo tutta la costa italiana, situata ad una certa distanza da essa; giunta nel sotto-bacino meridionale si estende oltre Otranto. Sono visibili il NAd gyre nel sotto-bacino settentrionale ed il MAd gyre nel sotto-bacino centrale. Flusso in entrata dal centro dello stretto motore della EAC, che scorre lungo la costa orientale del bacino raggiungendo il sotto-bacino centrale con formazione di diversi meandri, sino ad alimentare il MAd gyre. Visibile l'Istrian Current nel sotto-bacino settentrionale che fluisce verso nord lungo le coste istriane. Nel sotto-bacino meridionale la circolazione è caratterizzata dalla presenza del SAd gyre.

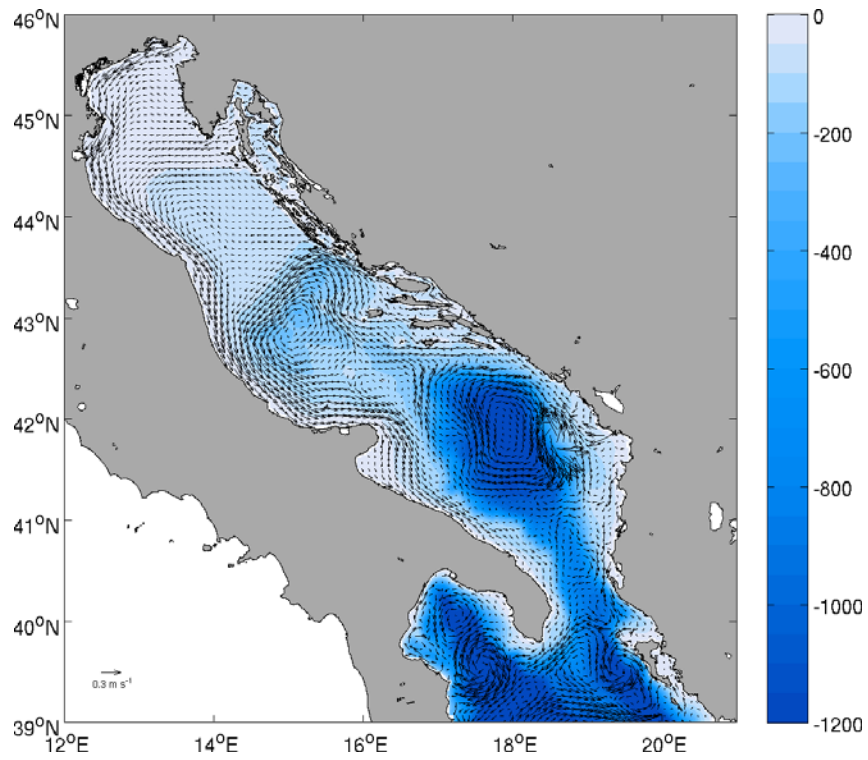


(a)

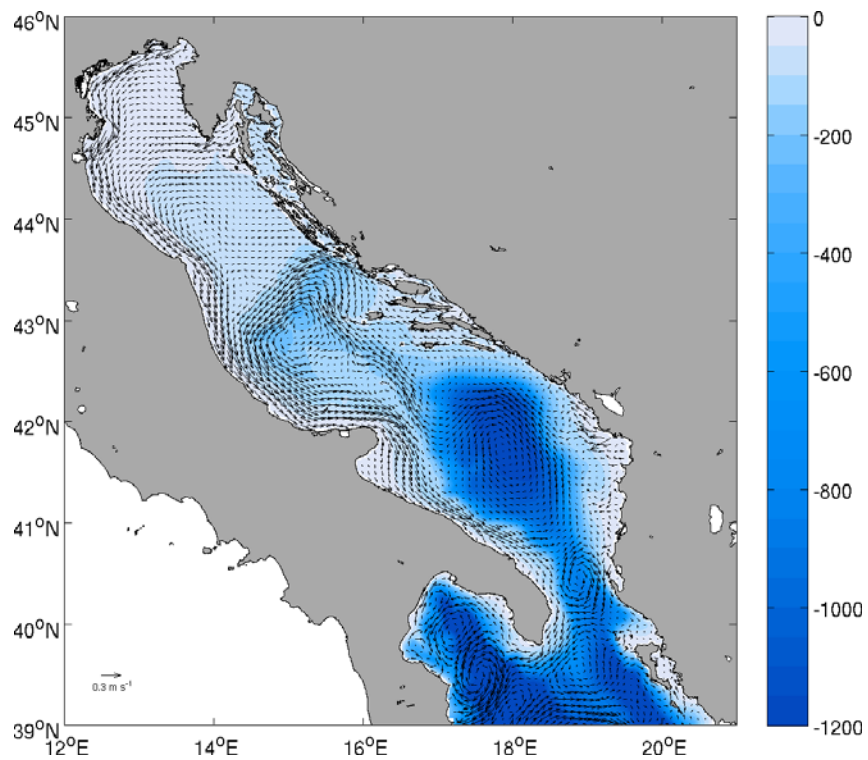


(b)

**Figura 4-1.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s). Estate 2007: (a) Esp1; (b) Esp2.

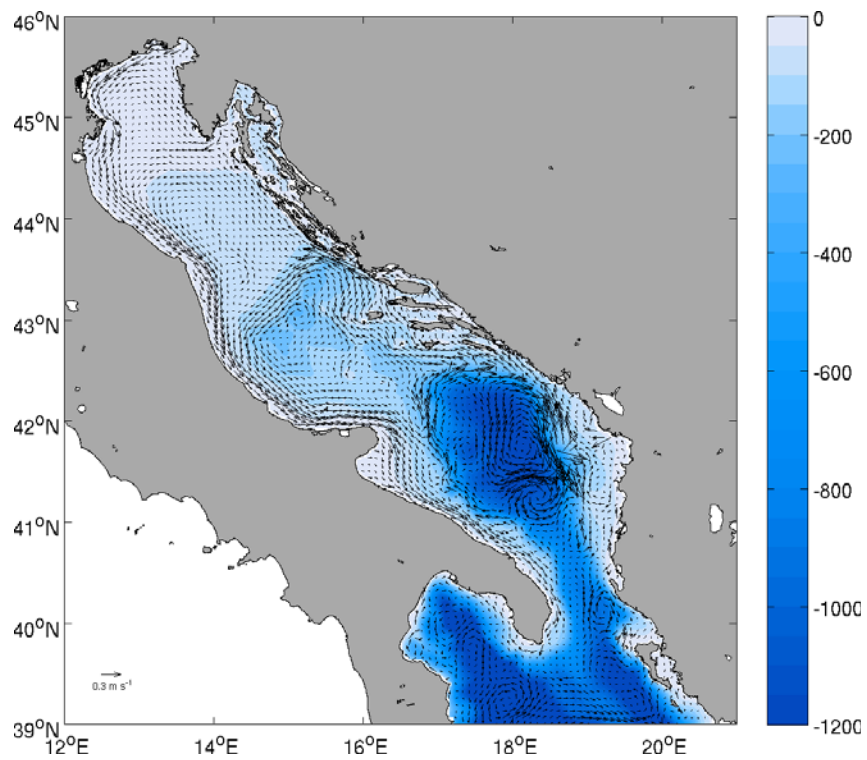


(a)

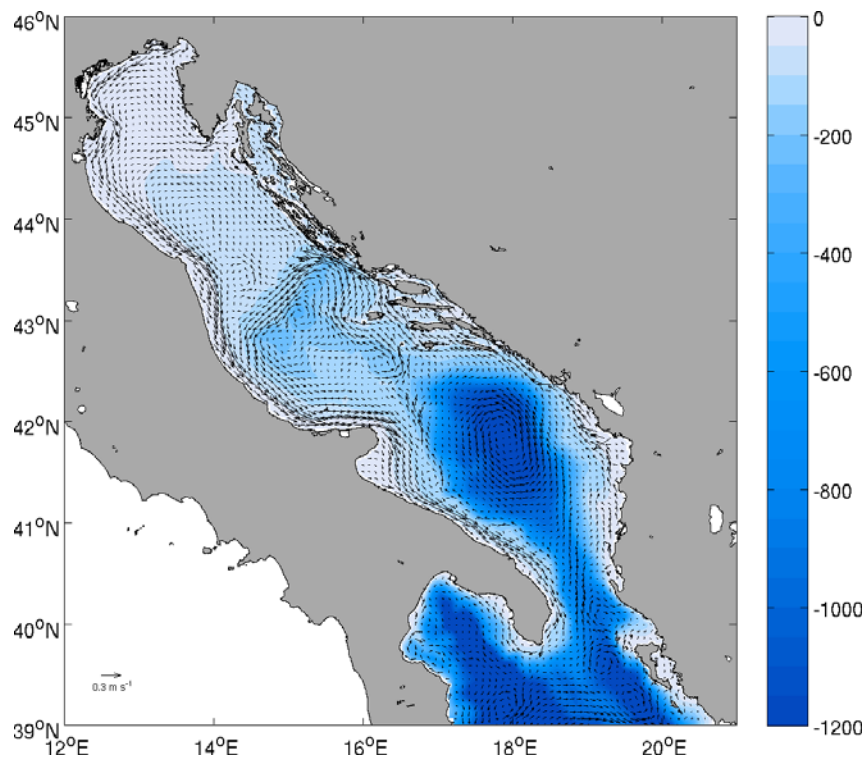


(b)

**Figura 4-2.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s).  
Autunno 2007: **(a)** Esp1; **(b)** Esp2.

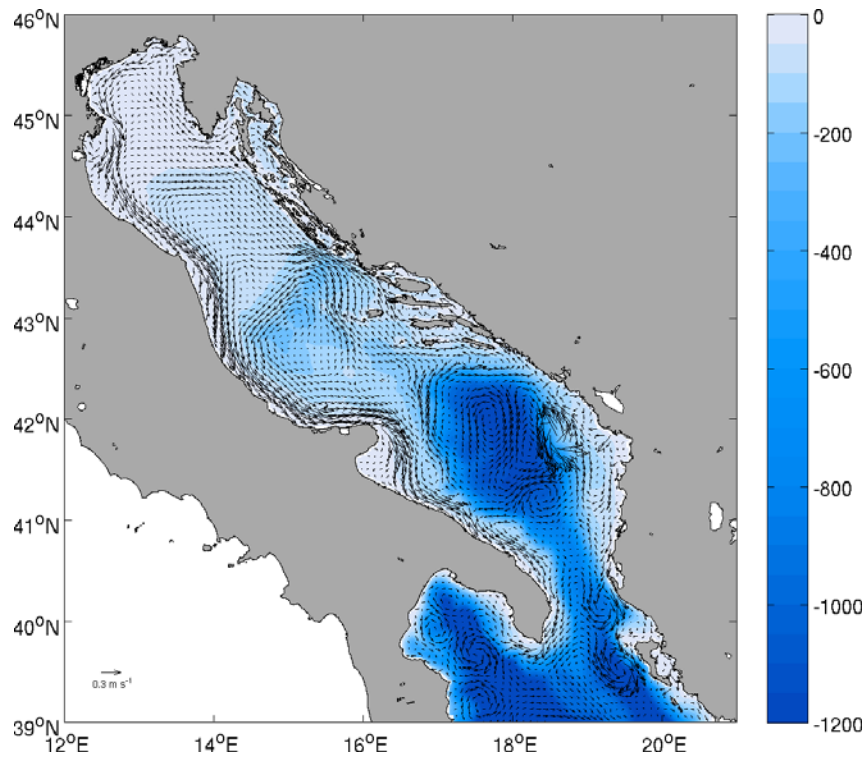


(a)

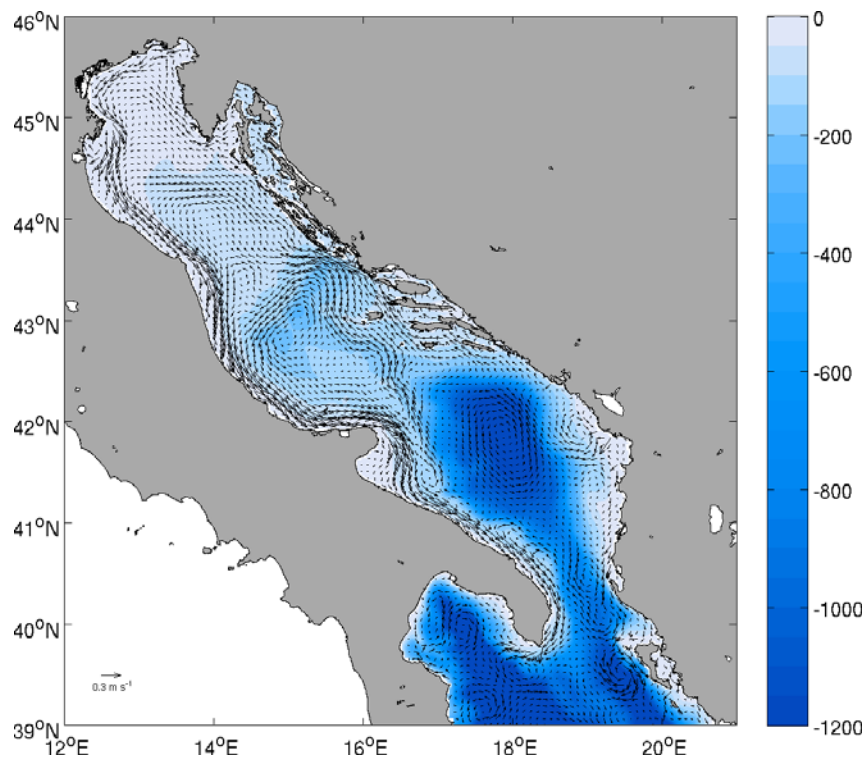


(b)

**Figura 4-3.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s). Inverno 2008: **(a)** Esp1; **(b)** Esp2.

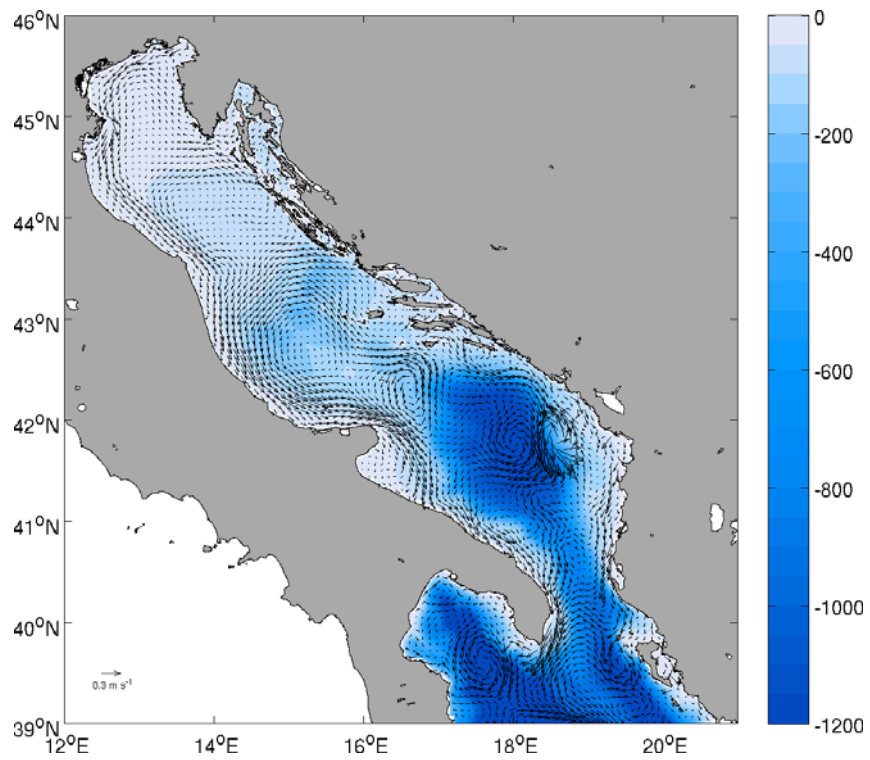


(a)

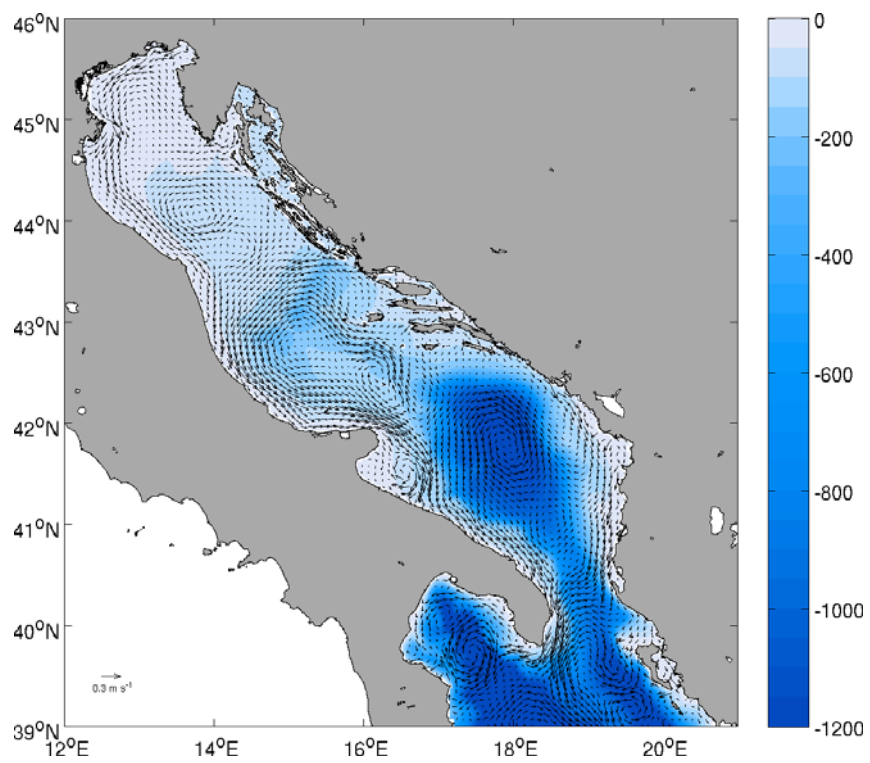


(b)

**Figura 4-4.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s). Primavera 2008: **(a)** Esp1; **(b)** Esp2.

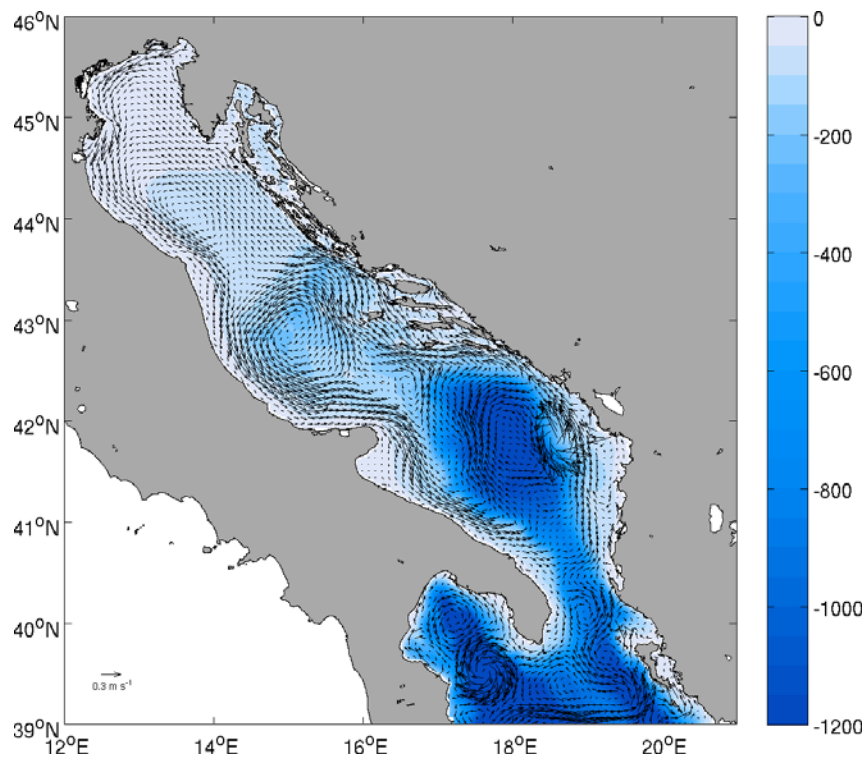


(a)

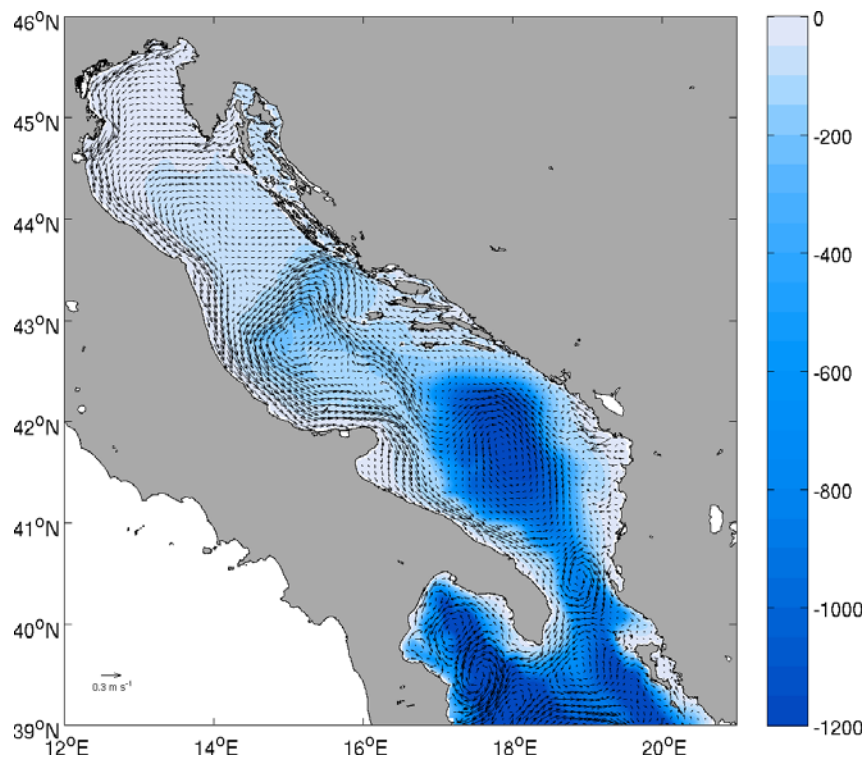


(b)

**Figura 4-5.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s). Estate 2008: **(a)** Esp1; **(b)** Esp2.



(a)



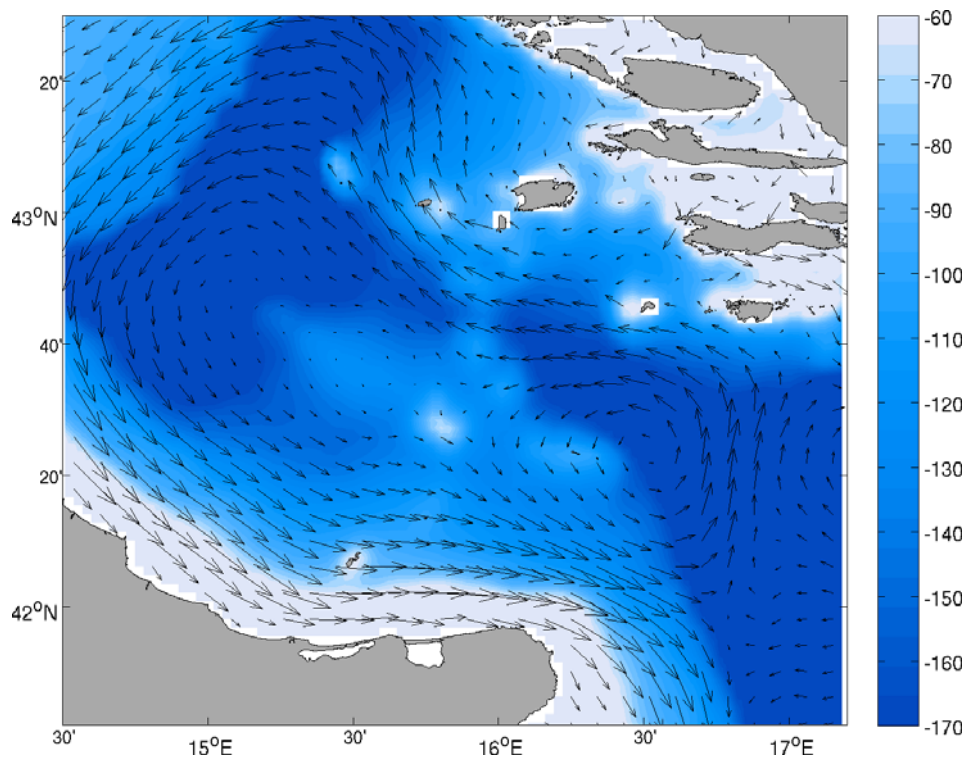
(b)

**Figura 4-6.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s).  
Autunno 2008: **(a)** Esp1; **(b)** Esp2.

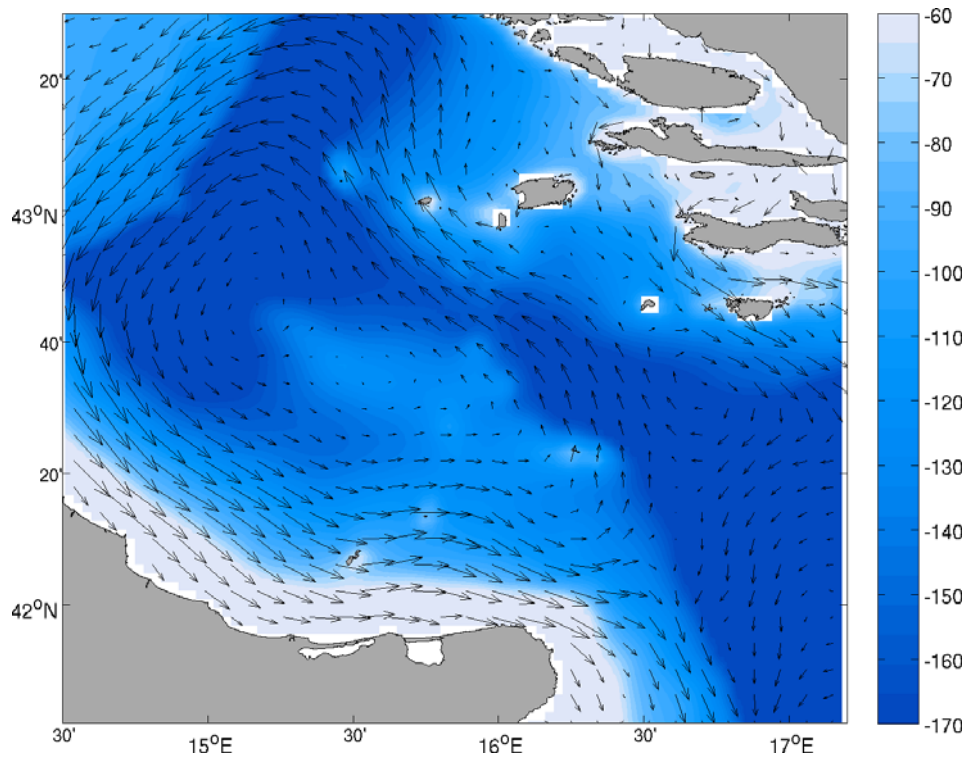
### **4.2.1 Effetto della Middle Adriatic Seamount**

In questa sezione sarà rivolta particolare attenzione all'andamento della circolazione superficiale del sotto-bacino centrale all'interno dell'area che comprende la Middle Adriatic Sea Mount. Nella nuova batimetria la colonna d'acqua in corrispondenza della montagna sottomarina è profonda 60 m, mentre nel dataset DBDB1 raggiunge i 120 m. E' possibile notare in tutte le stagioni come la presenza della Middle Adriatic Seamount nell'Esp1 (Figure da 4-7(a) a 4-12(a)) provochi una deviazione nel corso della circolazione superficiale, che in questo caso segue l'andamento della batimetria, mentre nell'Esp2 (Figure da 4-7(b) a 4-12(b)), essendo la montagna sottomarina di dimensioni irrilevanti rispetto alla profondità, non vincoli il flusso superficiale permettendo il passaggio sopra di essa.



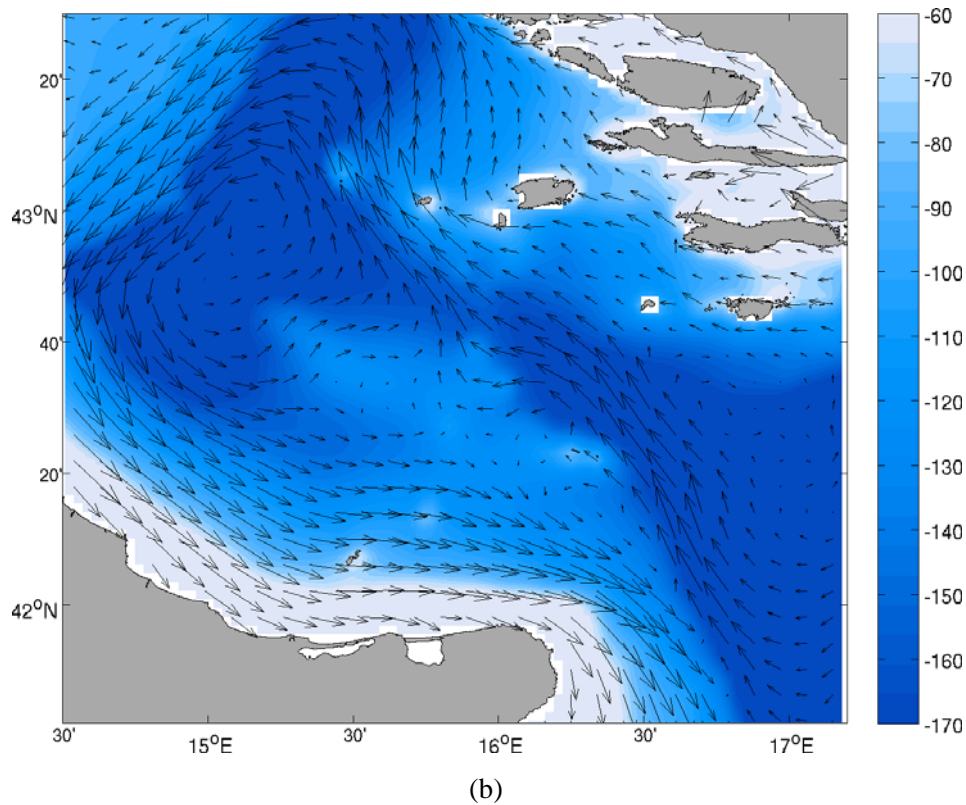
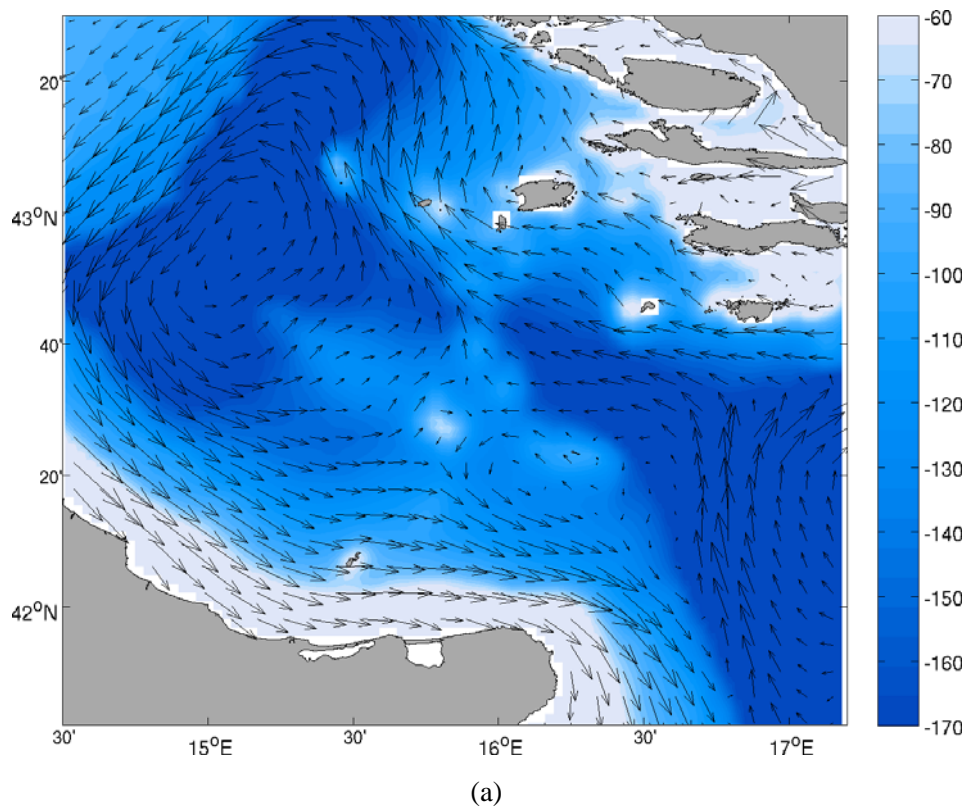


(a)

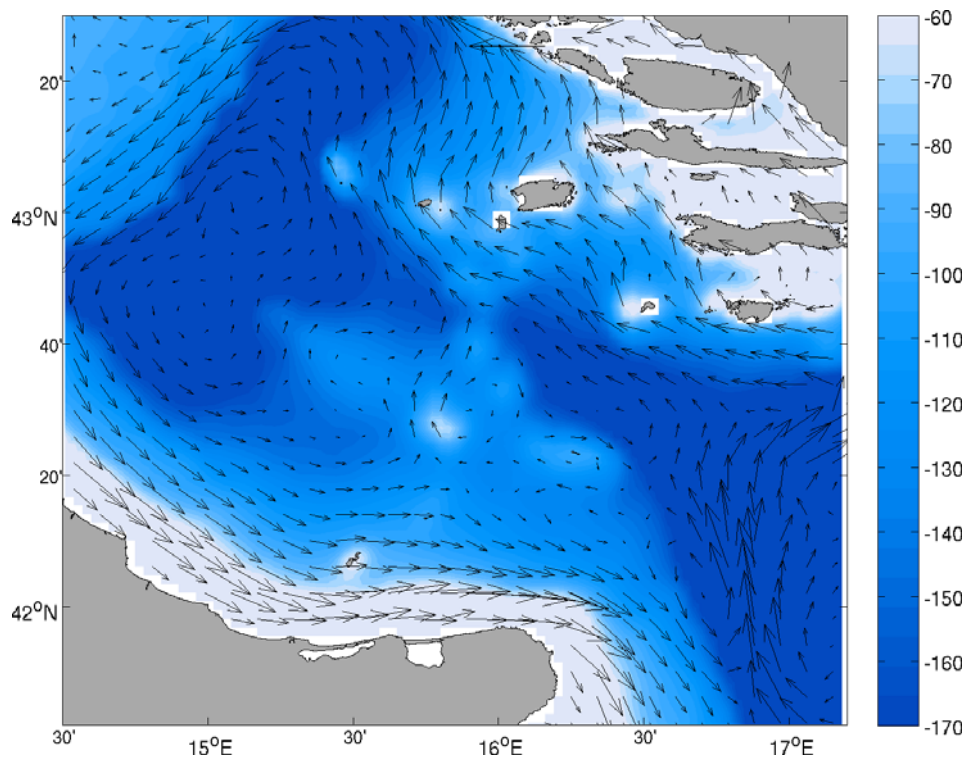


(b)

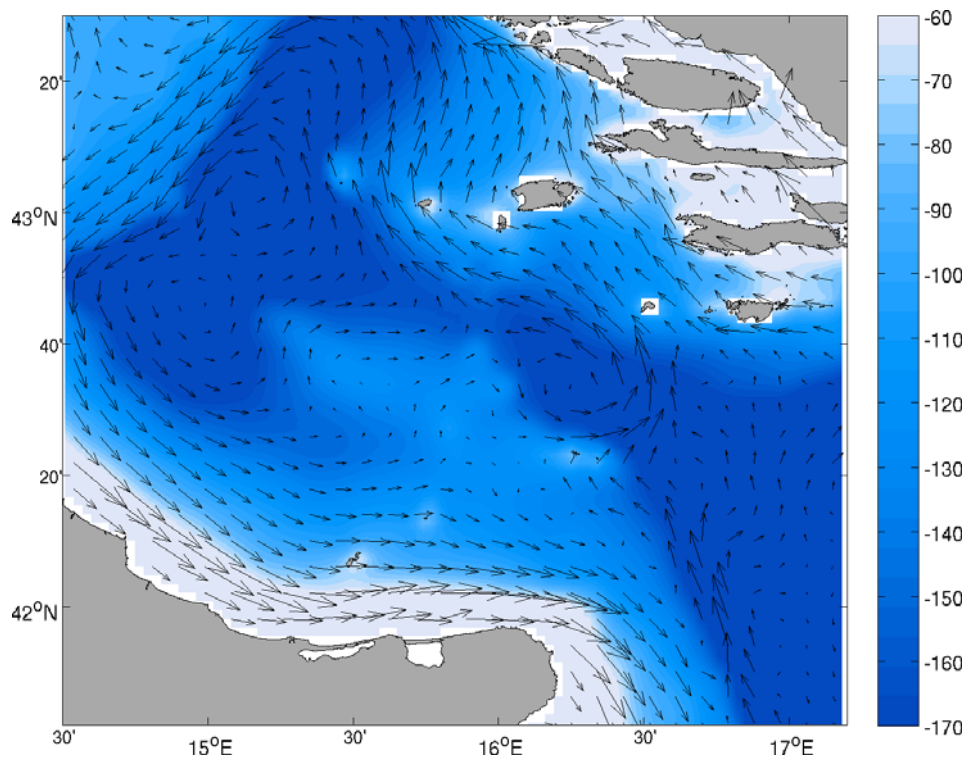
**Figura 4-7.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s) all'interno del sotto-bacino centrale. Estate 2007: **(a)** Esp1; **(b)** Esp2.



**Figura 4-8.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s) all'interno del sotto-bacino centrale. Autunno 2007: **(a)** Esp1; **(b)** Esp2.

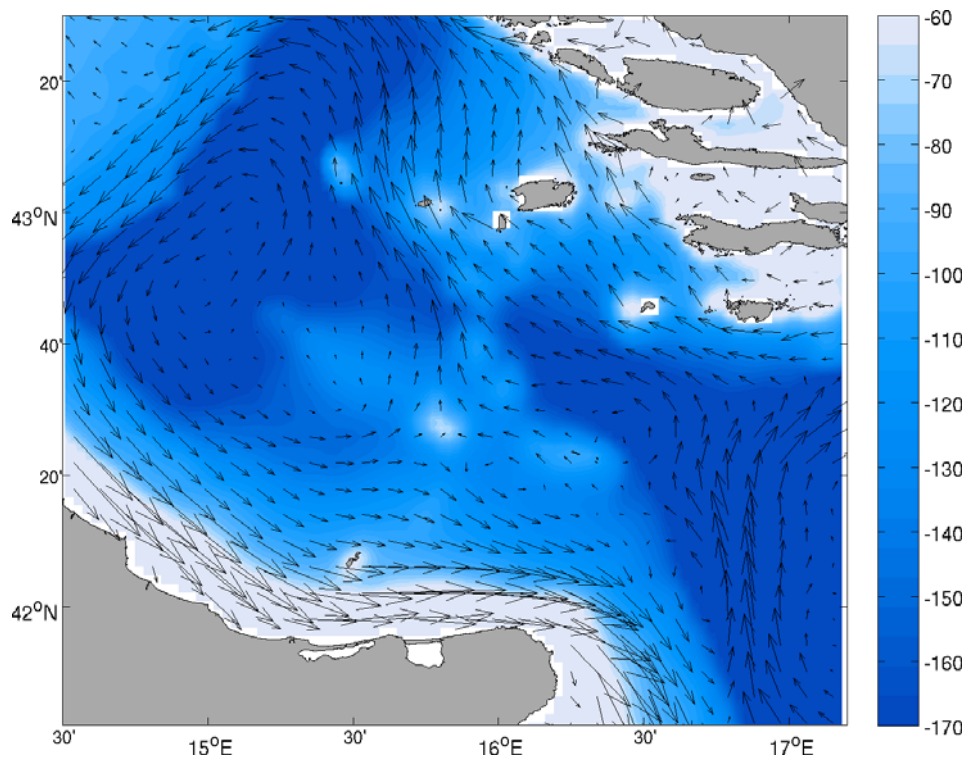


(a)

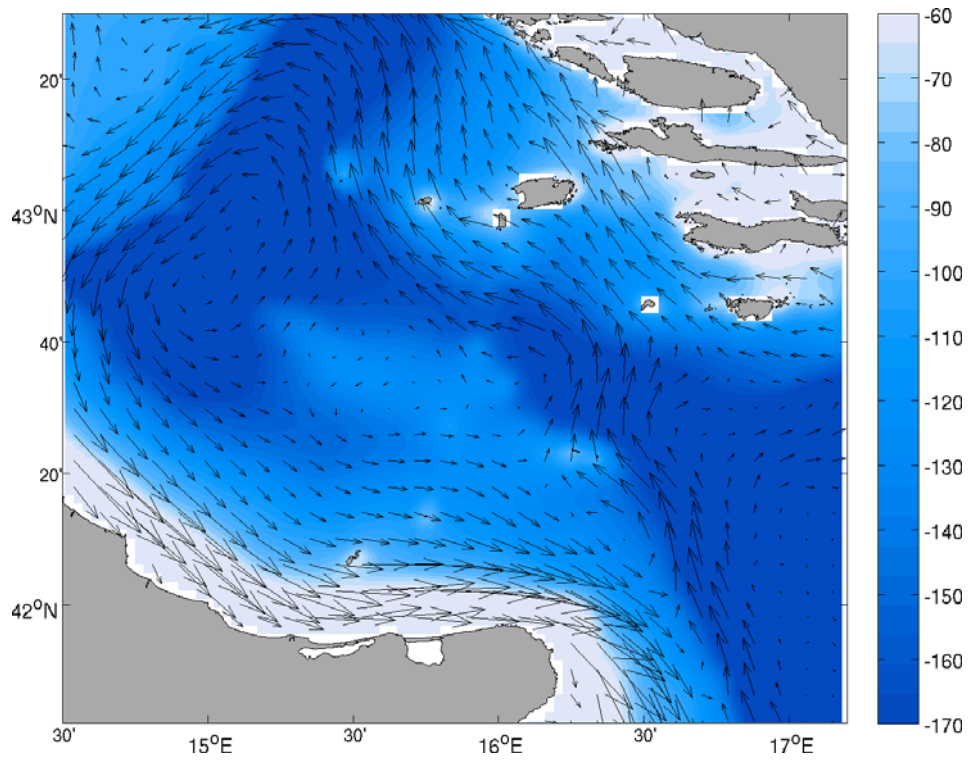


(b)

**Figura 4-9.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s) all'interno del sotto-bacino centrale. Inverno 2008: **(a)** Esp1; **(b)** Esp2.

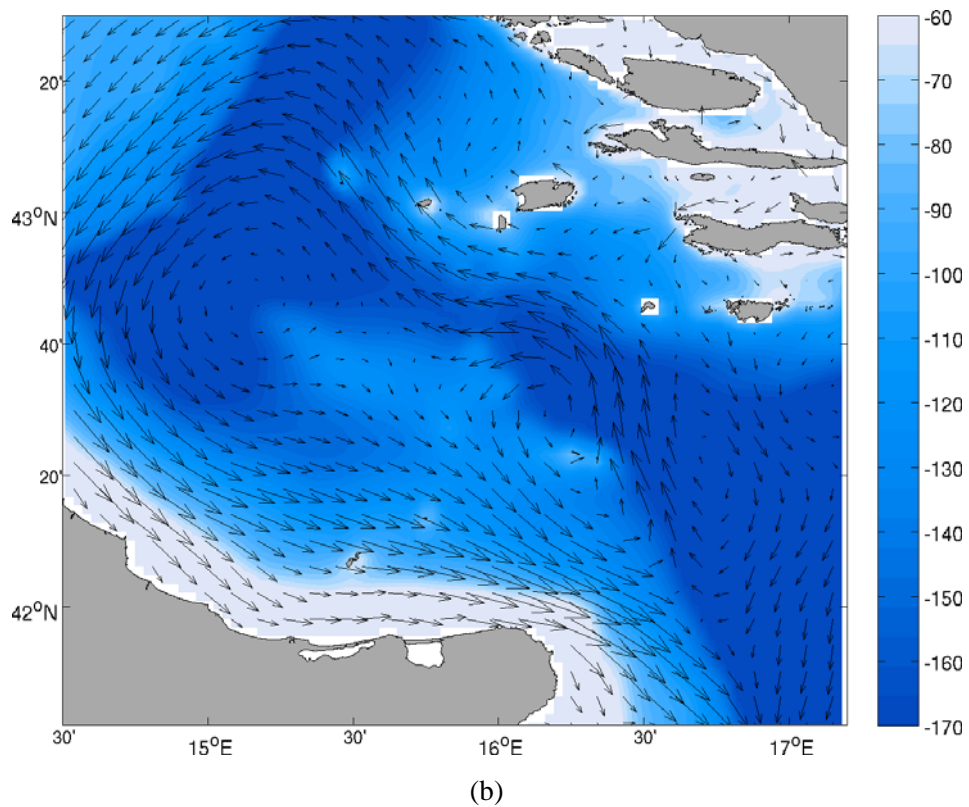
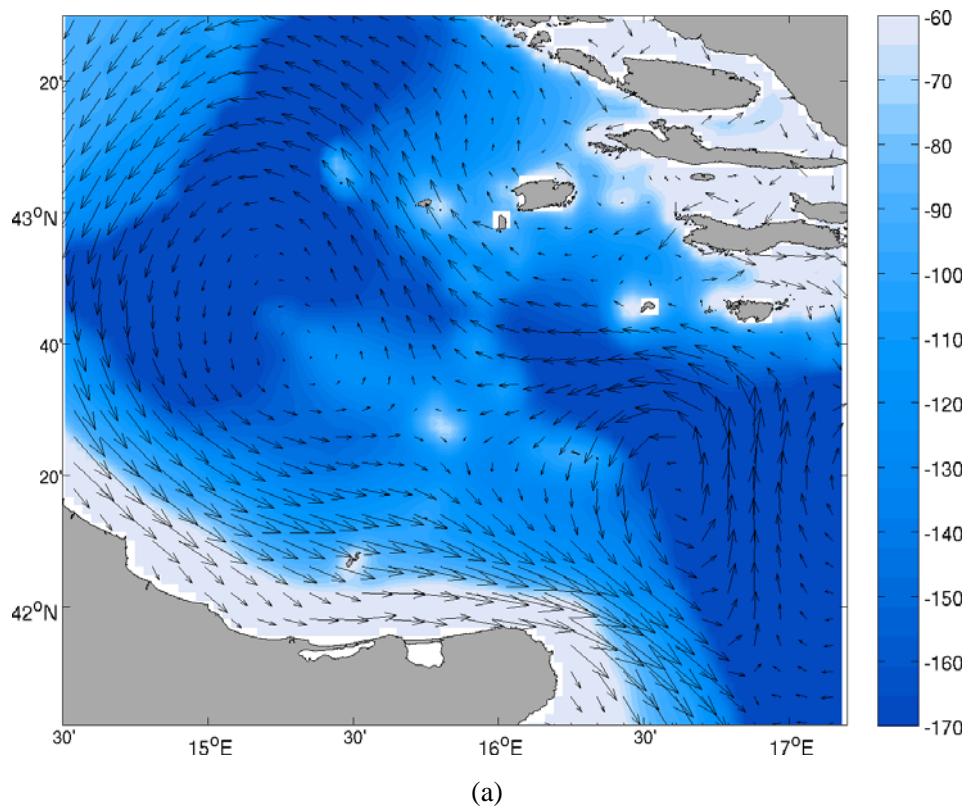


(a)

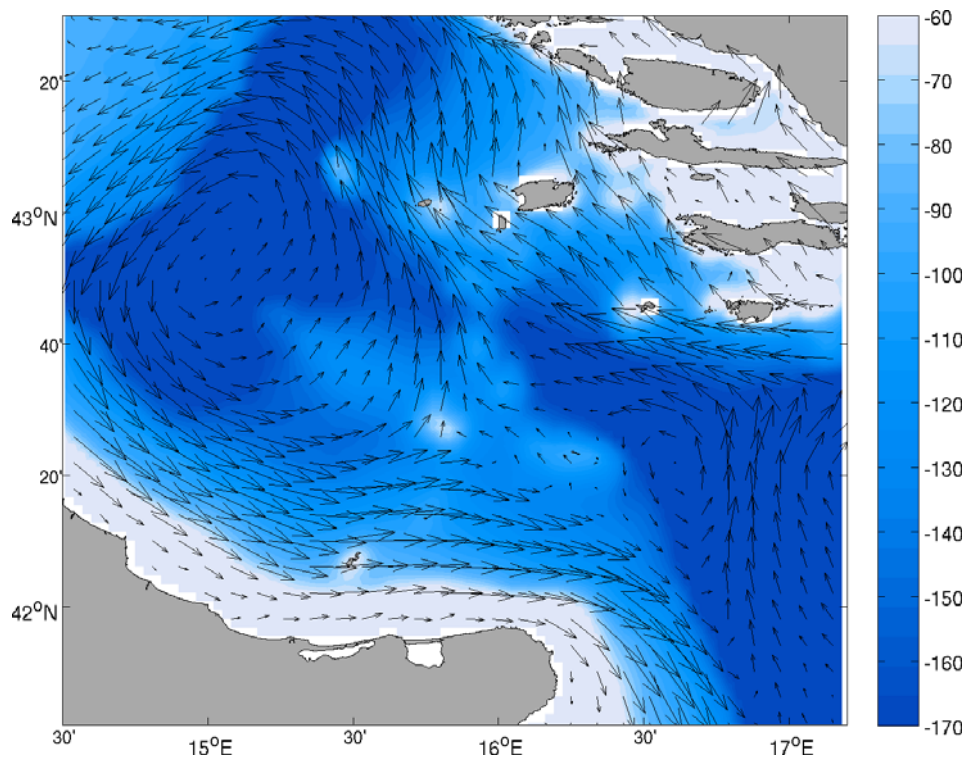


(b)

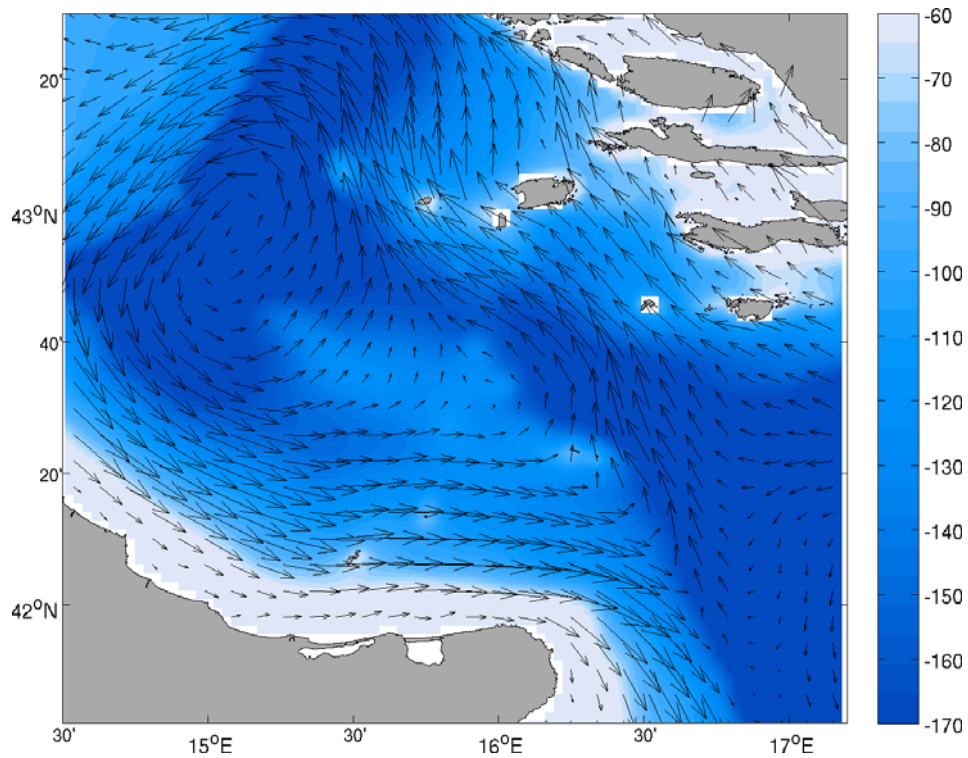
**Figura 4-10.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s) all'interno del sotto-bacino centrale. Primavera 2008: **(a)** Esp1; **(b)** Esp2.



**Figura 4-11.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s) all'interno del sotto-bacino centrale. Estate 2008: **(a)** Esp1; **(b)** Esp2.



(a)



(b)

**Figura 4-12.** Campo di batimetria (m) e andamento della circolazione superficiale (m/s) all'interno del sotto-bacino centrale. Autunno 2008: **(a)** Esp1; **(b)** Esp2.

### 4.3 Campi orizzontali di temperatura e salinità

Le mappe di differenza di temperatura (SST) e salinità superficiali (SSS) analizzate di seguito sono state prodotte sottraendo i campi superficiali ottenuti dalla simulazione con il dataset DBDB1 ai campi superficiali prodotti dalla simulazione con il dataset NATO ad alta risoluzione; nella loro descrizione varrà come riferimento il dataset NATO ad alta risoluzione: differenze positive o negative saranno perciò sempre riferite ad esso. Le differenze di SST e di SSS mediate durante tutto il periodo delle simulazioni sono rappresentate da valori pari a  $-0.01^{\circ}\text{C}$  e  $0.027$  psu rispettivamente; ciò indica che il bacino è caratterizzato da acque lievemente più fredde, e più salate durante le a seguito con il dataset NATO ad alta risoluzione.

#### Estate 2007

In media i campi di temperatura superficiale differiscono di  $-0.16^{\circ}\text{C}$ . Le differenze più significative all'interno del bacino sono rappresentate da anomalie negative; spicca tra tutte l'anomalia che interessa la fossa dell'Adriatico meridionale, dove l'acqua in superficie è caratterizzata da temperature inferiori sino a  $1.5^{\circ}\text{C}$  nel settore nord orientale della stessa. Presenza di un'anomalia positiva di circa  $0.5^{\circ}\text{C}$  che si manifesta nell'area più settentrionale compresa tra le isole croate (Figura 4-13a).

La differenza media di salinità superficiale durante la stagione è di  $0.024$  psu. Le anomalie più evidenti sono localizzate per lo più in prossimità della costa in corrispondenza di scarichi fluviali: alla foce del Tagliamento, dal Livenza sino al delta del Po ed alla foce del fiume Bojana. Si presentano tutte positive; quelle situate in corrispondenza del Bojana e del delta del Po raggiungono  $0.5$  psu. Il sotto-bacino settentrionale è caratterizzato da ulteriori anomalie sia positive, di più lieve intensità, situate al centro ed al limite meridionale dello stesso ed in corrispondenza della costa orientale dell'Istria, che negative, localizzate nel settore nord orientale (Figura 4-13b).

## **Autunno 2007**

La differenza media di temperatura superficiale stagionale è di  $-0.07^{\circ}\text{C}$ . Anomalie positive significative sono localizzate lungo la costa occidentale dell'Istria, a largo del delta del Po e lungo le coste del Montenegro e dell'Albania; in tutti i casi le differenze raggiungono e superano  $1.5^{\circ}\text{C}$ . Il settore occidentale del bacino è caratterizzato un'anomalia positiva confinata sotto costa, che corrisponde al flusso verso sud della WACC. All'interno dell'area compresa tra le isole croate si manifesta un'anomalia negativa che raggiunge  $1.5^{\circ}\text{C}$ . Il sotto-bacino meridionale è caratterizzato quasi completamente da un'anomalia negativa di circa mezzo grado (Figura 4-14a).

La differenza media di SSS è pari a 0.025 psu. Si riscontra la presenza di un'anomalia negativa che raggiunge valori di 1 psu di fronte la laguna di Venezia; una seconda anomalia negativa caratterizza le acque superficiali tra le isole croate. Persistono e si diffondono l'anomalia positiva in corrispondenza del delta del Po e quella localizzata alla foce del fiume Bojana, che durante l'autunno 2007 si estende a tutta la costa del Montenegro e dell'Albania, raggiungendo valori superiori ad 1 psu. La costa italiana è caratterizzata da un'anomalia positiva che si estende sino al Gargano, essa rappresenta la WACC che scorre lungo costa verso sud (Figura 4-14b).

## **Inverno 2008**

La differenza media di SST è di  $-0.03^{\circ}\text{C}$ . Le anomalie più significative, comprese tra  $\pm 0.75^{\circ}\text{C}$ , sono localizzate nei sotto-bacini settentrionale, dove si manifestano anomalie negative a nord-est del delta del Po e tra le isole croate, e meridionale, caratterizzato da un'anomalia positiva lungo le coste della Dalmazia, del Montenegro e dell'Albania settentrionale (Figura 4-15a).

La differenza media stagionale di salinità superficiale è di 0.023 psu. Persiste l'anomalia negativa situata tra le isole croate e ne appaiono altre due a nord-est e sud-ovest del delta del Po che raggiungono 0.5 psu. Due anomalie positive di modeste dimensioni sono localizzate tra la foce del fiume Livenza e la parte settentrionale del delta del Po, mentre l'anomalia



positiva che identifica la WACC lungo la costa occidentale si manifesta con discontinuità. Infine, l'anomalia positiva che caratterizzava le acque costiere dell'Albania e del Montenegro in autunno, ora si estende sino alle isole della Dalmazia (Figura 4-15b).

### **Primavera 2008**

La differenza media di temperatura superficiale è di  $-0.14^{\circ}\text{C}$ . Il sotto-bacino settentrionale è caratterizzato da anomalie negative che contraddistinguono entrambe le coste. A differenza dell'autunno 2007 e dell'inverno 2008 la WACC lungo la costa italiana appare più fredda. Il sotto-bacino meridionale si contraddistingue per un'estesa anomalia negativa, che supera  $1.5^{\circ}\text{C}$  a largo del Montenegro (Figura 4-16a).

La differenza media di SSS è di 0.025 psu. Intense anomalie negative nel sotto-bacino settentrionale localizzate all'interno del Golfo di Trieste ed in corrispondenza della Laguna di Venezia, dove superano 1 psu, al largo della Laguna di Grado e della costa emiliano-romagnola; intensa anomalia positiva che si propaga dal quadrante nord-orientale del delta del Po verso il centro del sotto-bacino. Un'ultima anomalia negativa di modesta intensità ed estensione è situata in corrispondenza delle coste albanesi. Intensa anomalia positiva a largo del Montenegro, dove supera 1 psu; estesa lungo la costa orientale, in corrispondenza del passaggio della ESAC, un'anomalia positiva che giunge sino ai sotto-bacini centrale e settentrionale (Figura 4-16b).

### **Estate 2008**

La differenza media di temperatura superficiale stagionale è di  $-0.13^{\circ}\text{C}$ . E' possibile notare un'anomalia positiva di circa  $0.5^{\circ}\text{C}$  che interessa l'area più settentrionale compresa tra le isole croate; sempre nel sotto-bacino settentrionale è presente un'anomalia di modeste dimensioni che supera  $0.5^{\circ}\text{C}$  e si estende dalla zona costiera delle isole croate verso il centro del bacino. Il sotto-bacino meridionale è caratterizzato da una vasta anomalia negativa in corrispondenza della fossa dell'Adriatico meridionale che raggiunge e supera valori di  $1.5^{\circ}\text{C}$  nel quadrante nord orientale della stessa; è visibile un'ulteriore anomalia negativa lungo la

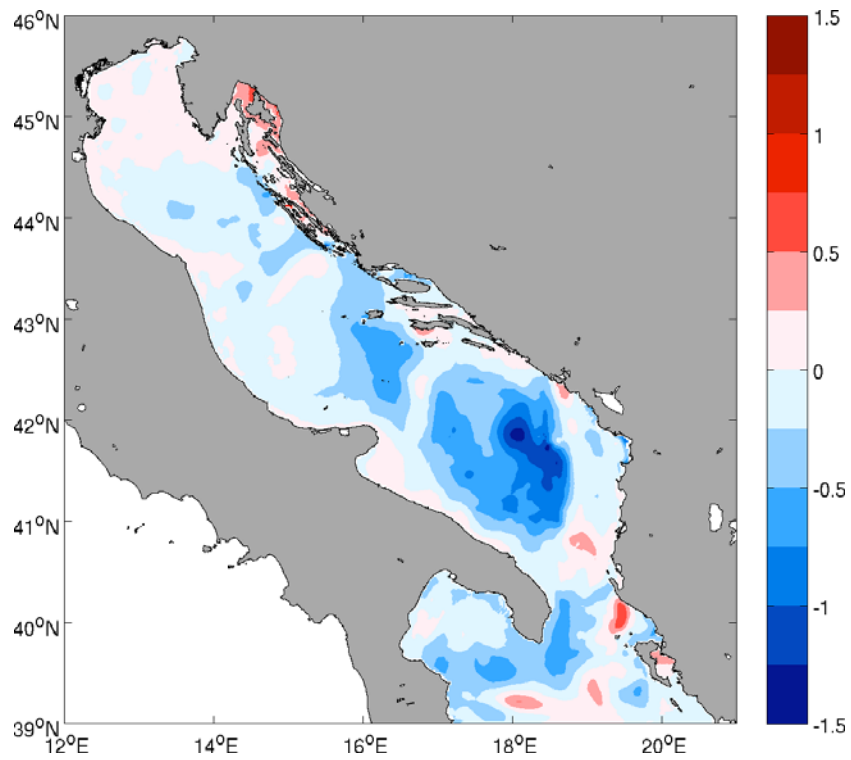
costa del Montenegro e dell'Albania in corrispondenza degli scarichi fluviali (Figura 4-17a).

La differenza media stagionale di salinità superficiale è di 0.024 psu. Si riducono in intensità ed estensione le anomalie negative localizzate nel sotto-bacino settentrionale, mentre l'anomalia positiva che si propaga dal delta del Po diminuisce in intensità e si diffonde verso sud-ovest. E' presente un'anomalia positiva estesa e di modesta intensità al limite meridionale del sotto-bacino settentrionale ed una seconda localizzata tra le isole croate. Come nella stagione estiva del 2007 la foce del fiume Bojana è caratterizzata da un'anomalia positiva di modeste estensioni che raggiunge 0.5 psu (Figura 4-17b).

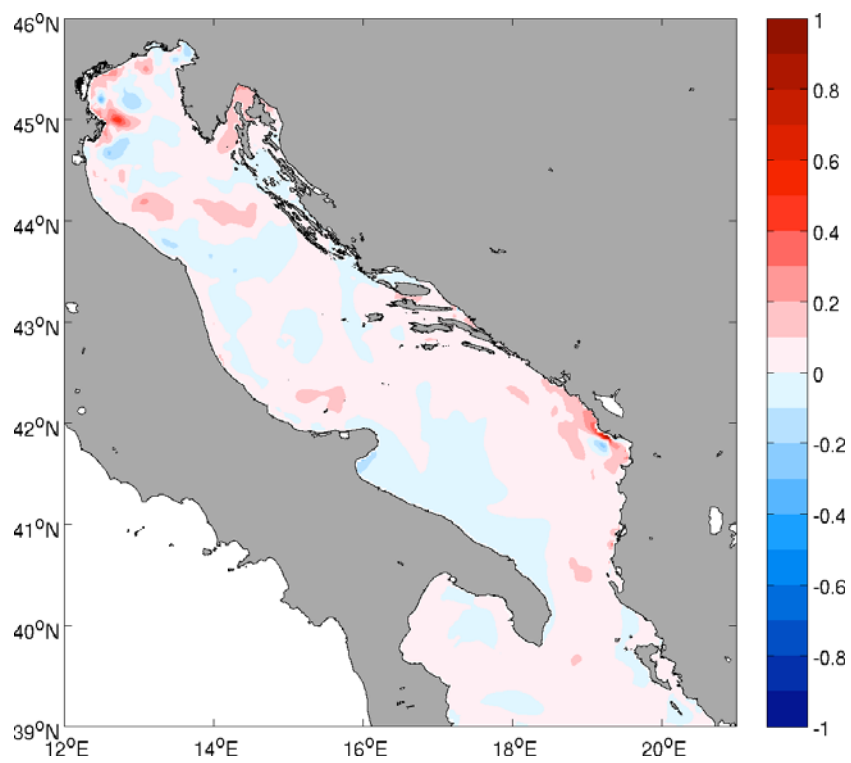
### **Autunno 2008**

La differenza media di SST è di  $-0.07^{\circ}\text{C}$ . Le anomalie più significative si manifestano nei sotto-bacini settentrionale e meridionale. Al largo della Laguna di Venezia e lungo le coste dell'Istria e della parte settentrionale delle isole croate il sotto-bacino settentrionale è caratterizzato da anomalie positive, mentre è visibile un'anomalia negativa di circa  $0.75^{\circ}\text{C}$  tra le isole di fronte a Zadar. Nel sotto-bacino meridionale si manifesta un'estesa anomalia negativa in corrispondenza della fossa dell'Adriatico meridionale compresa tra 0.5 ed  $1^{\circ}\text{C}$ . Le zone costiere del Montenegro e dell'Albania, sono interessate da un'anomalia positiva che raggiunge e supera  $1^{\circ}\text{C}$ , mentre non supera  $0.75^{\circ}\text{C}$  l'anomalia positiva che caratterizza il Golfo di Manfredonia (Figura 4-18a).

La differenza media di SSS è di 0.04 psu. Estesa anomalia positiva che interessa quasi totalmente il sotto-bacino settentrionale che raggiunge valori di 1 psu in corrispondenza della parte nord orientale del delta del Po. All'interno di essa spiccano due anomalie negative di piccole dimensioni, localizzate al largo della Laguna di Venezia ed a sud del delta del Po. L'anomalia positiva in corrispondenza della foce del fiume Bojana aumenta in intensità e si estende lungo le coste della Dalmazia a nord, e dell'Albania a sud (Figura 4-18b).

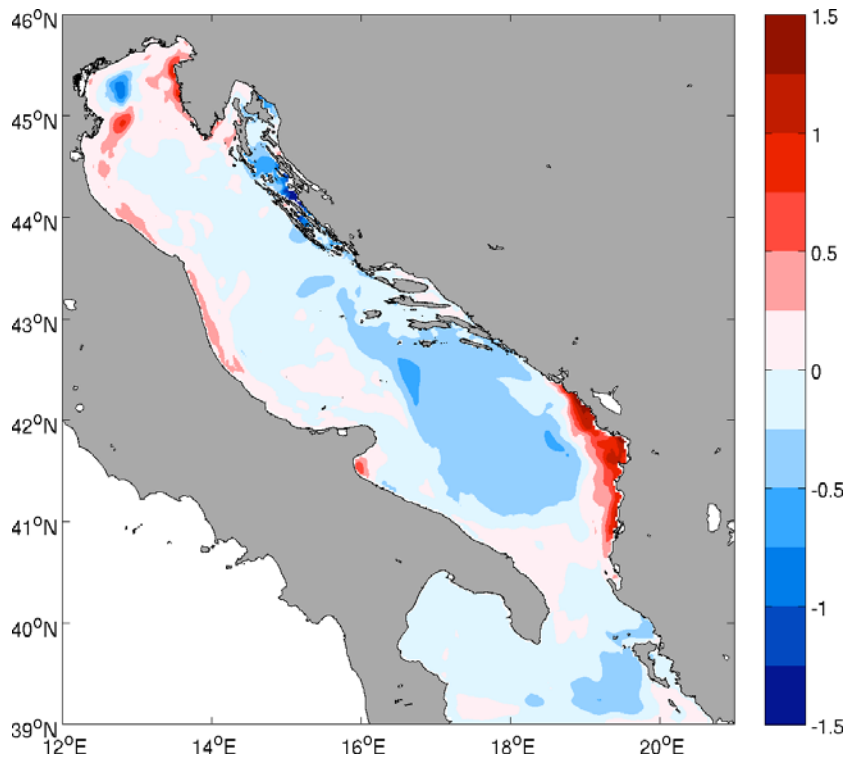


(a)

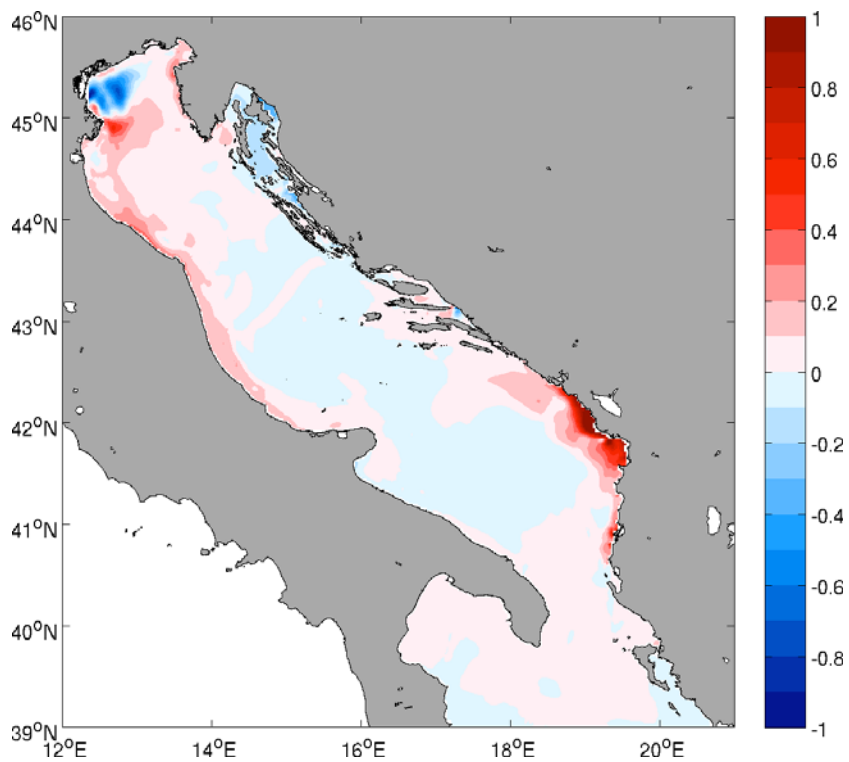


(b)

**Figura 4-13.** Campi orizzontali superficiali delle differenze tra Esp1 e Esp2: Estate 2007: **(a)** Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ); **(b)** Salinità (psu).

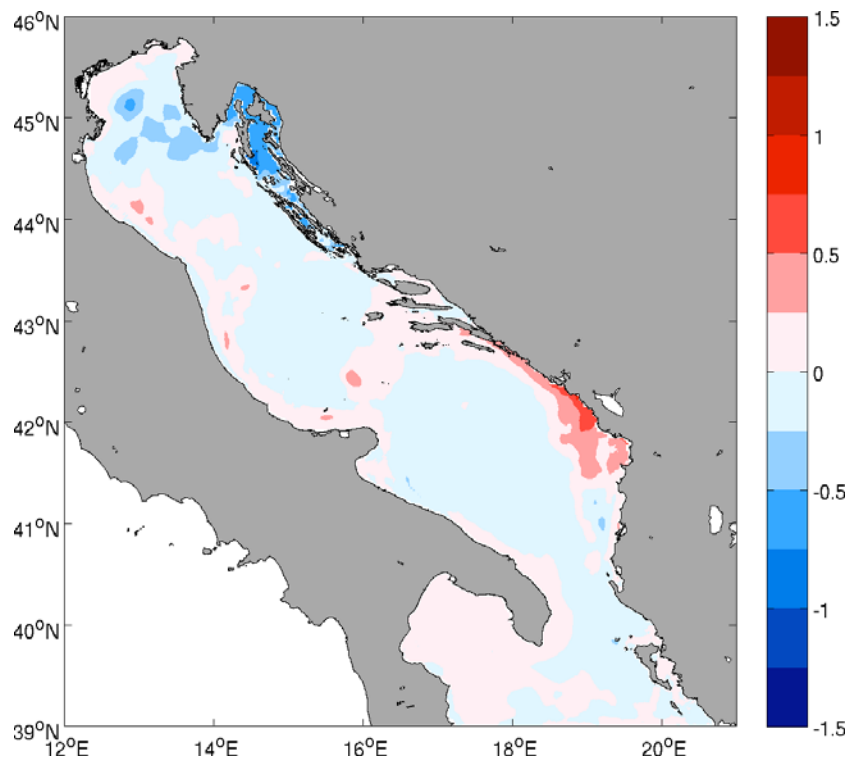


(a)

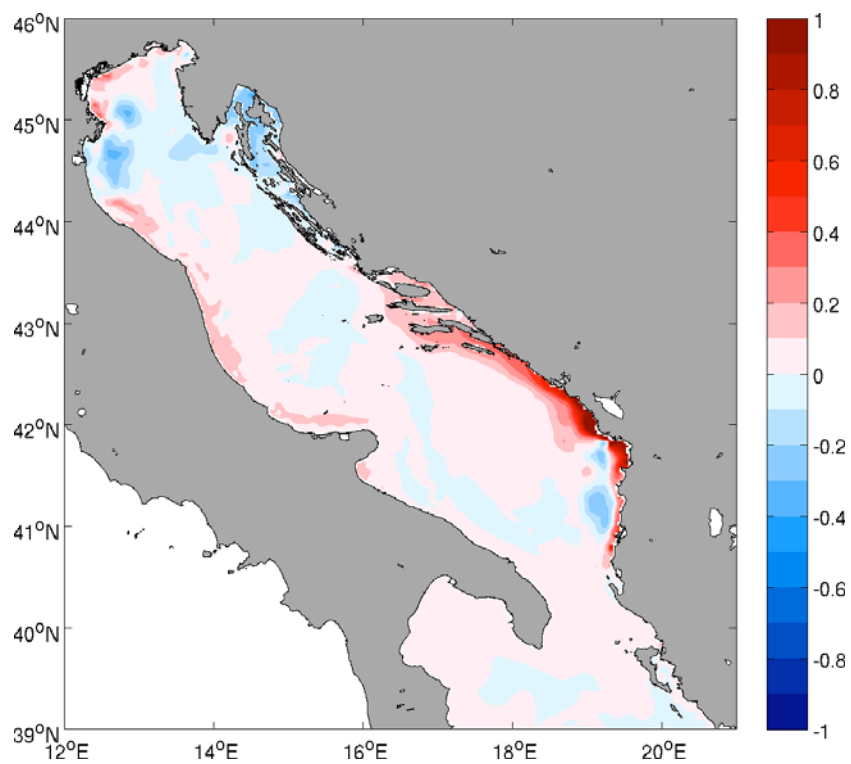


(b)

**Figura 4-14.** Campi orizzontali superficiali delle differenze tra Esp1 e Esp2: Autunno 2007: **(a)** Temperatura (°C); **(b)** Salinità (psu).

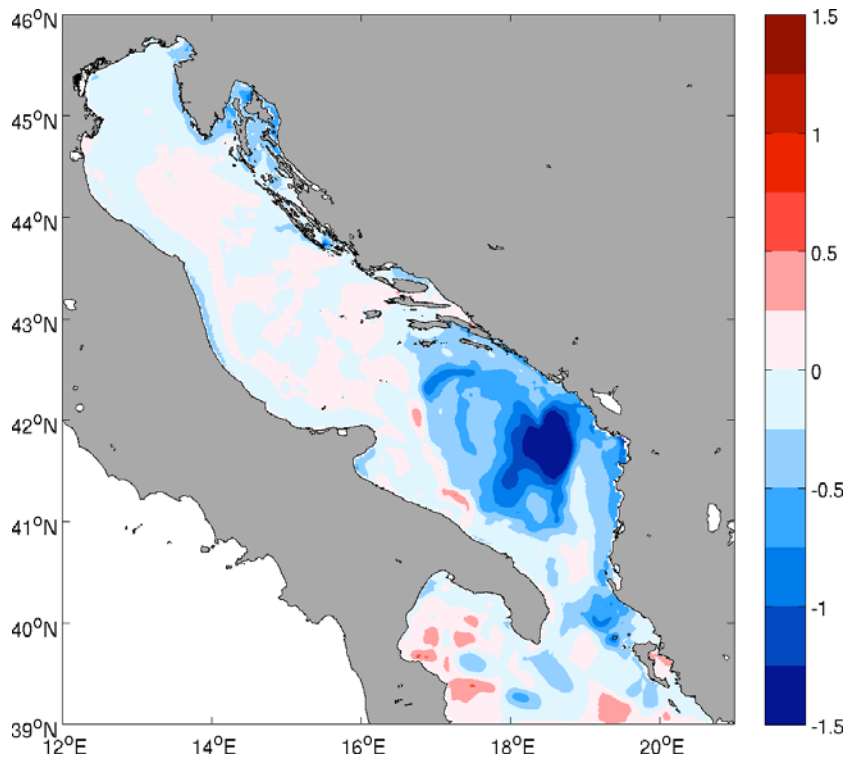


(a)

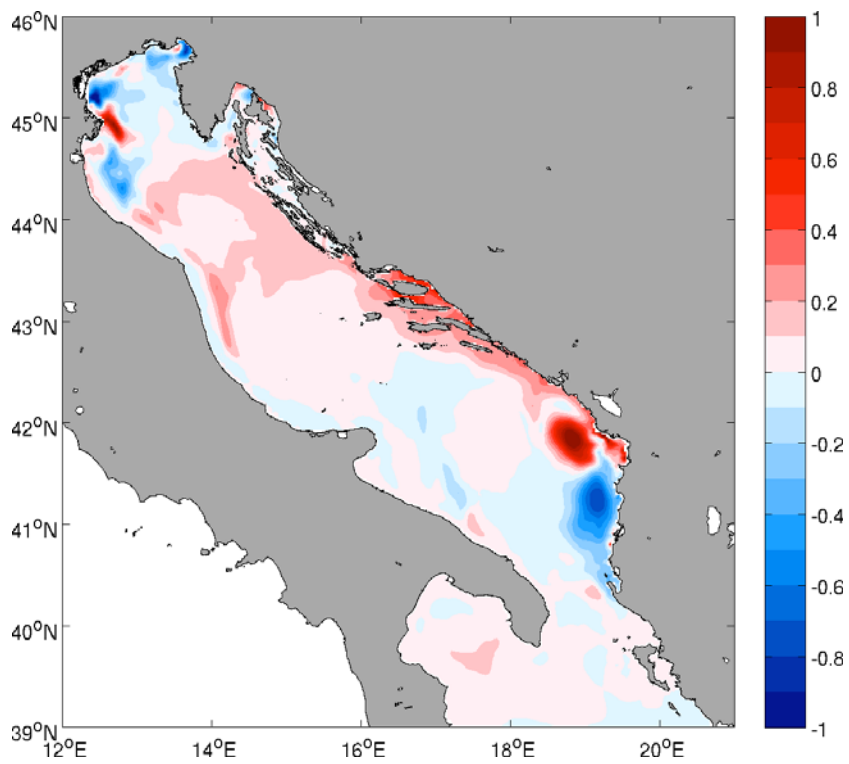


(b)

**Figura 4-15.** Campi orizzontali superficiali delle differenze tra Esp1 e Esp2: Inverno 2008: **(a)** Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ); **(b)** Salinità (psu).

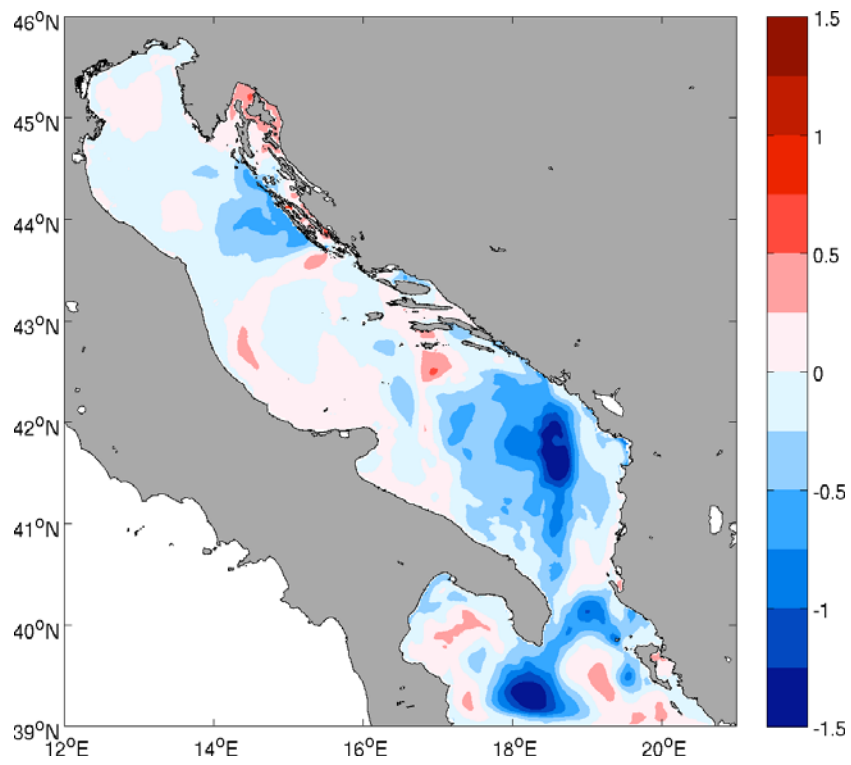


(a)

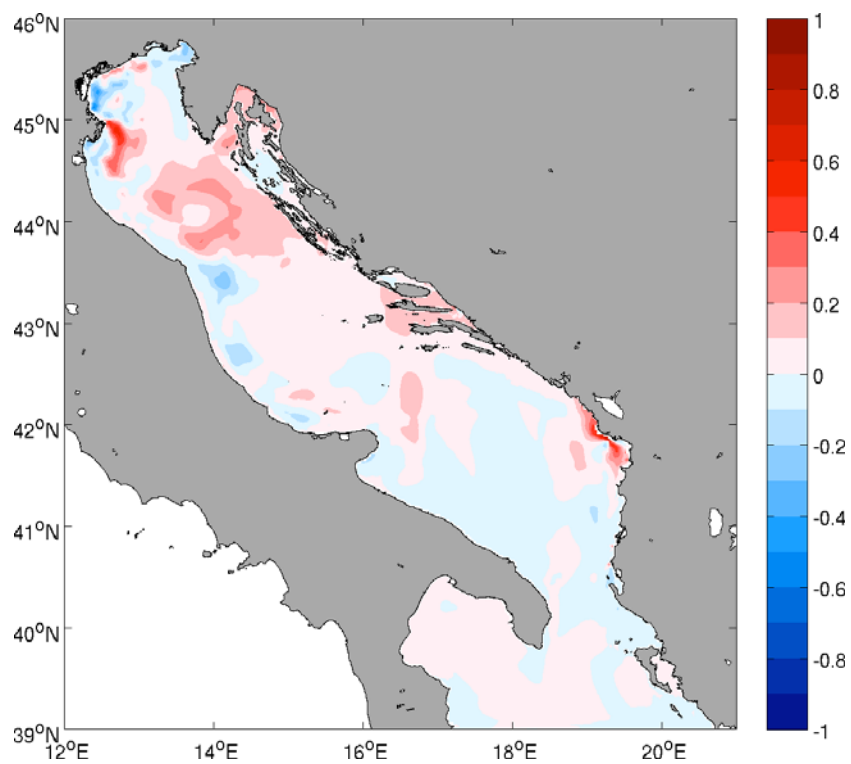


(b)

**Figura 4-16.** Campi orizzontali superficiali delle differenze tra Esp1 e Esp2: Primavera 2008: **(a)** Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ); **(b)** Salinità (psu).

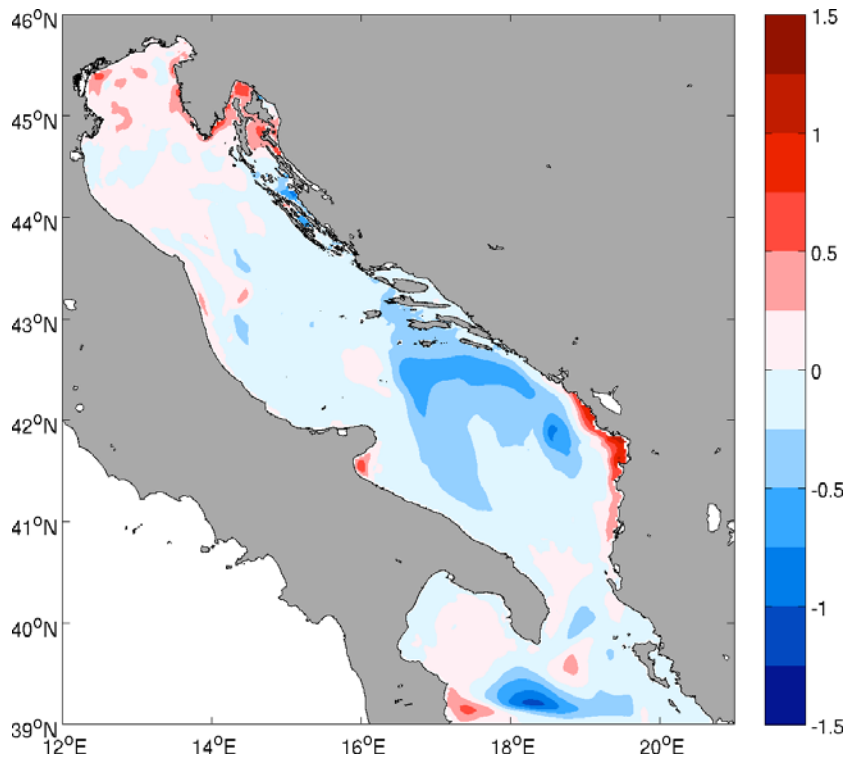


(a)

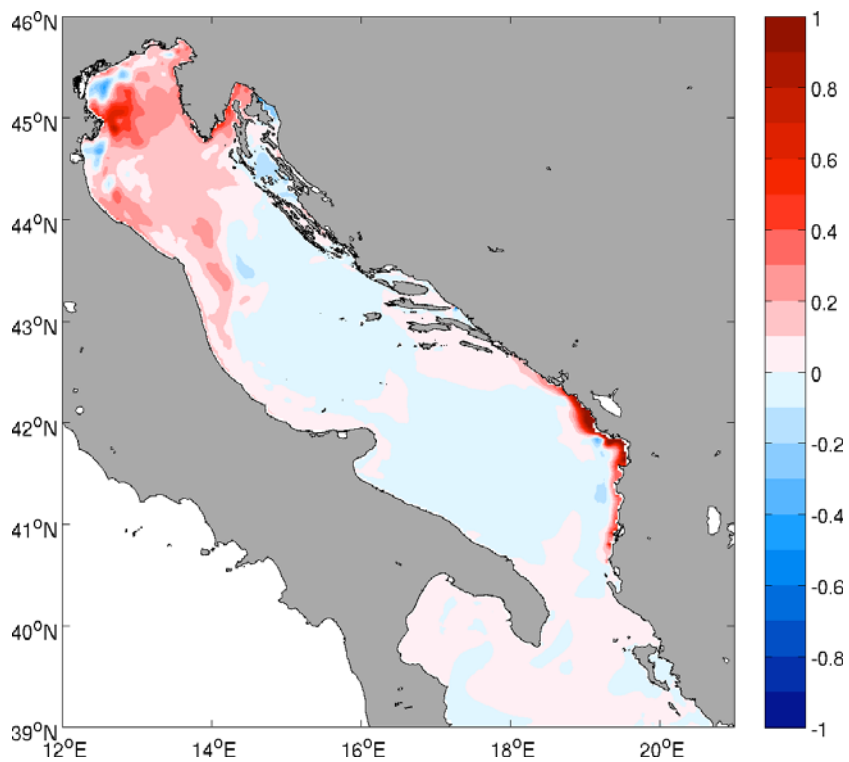


(b)

**Figura 4-17.** Campi orizzontali superficiali delle differenze tra Esp1 e Esp2: Estate 2008: **(a)** Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ); **(b)** Salinità (psu).



(a)



(b)

**Figura 4-18.** Campi orizzontali superficiali delle differenze tra Esp1 e Esp2: Autunno 2008: **(a)** Temperatura (°C); **(b)** Salinità (psu).



## 4.4 Validazione dei risultati

I risultati prodotti da entrambe le simulazioni sono stati infine validati con 84 osservazioni acquisite da sonde XBT ed altrettante da sonde CTD. In entrambi i casi le osservazioni corrispondono a profili giornalieri di temperatura o salinità, acquisiti non uniformemente nel tempo; sono state pertanto calcolate stime di deviazione standard dell'errore quadratico medio caratteristiche dell'area in cui sono stati realizzati i profili nel dato giorno.

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_i (\theta_i^M - \theta_i^O)^2}{n}}$$

dove  $n$  è il numero totale di osservazioni,  $\theta_i^M$  è l' $i$ -esimo valore prodotto dal modello e  $\theta_i^O$  è l' $i$ -esima corrispondente osservazione.

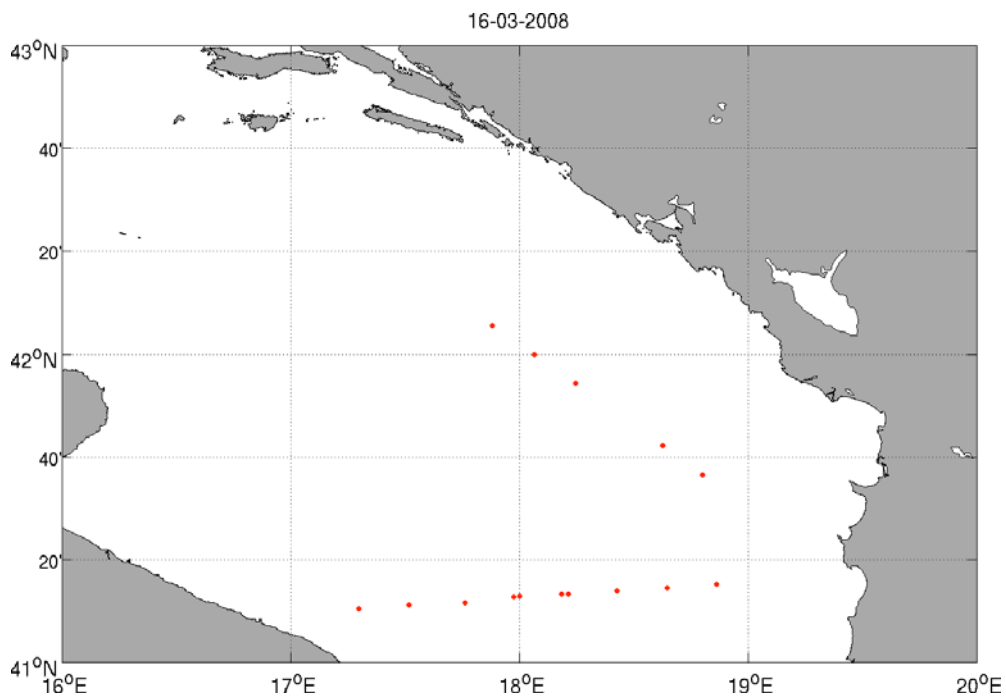
### 4.4.1 Confronti con profili XBT

Le acquisizioni con sonde XBT sono state realizzate tutte nel 2008 all'interno del sottobacino meridionale, nel periodo compreso tra il 16 marzo ed il 24 novembre e contemplano profili di temperatura della colonna d'acqua. I valori di  $\varepsilon$  calcolati per ciascuna area sono riportati in [Tabella 4-1](#).

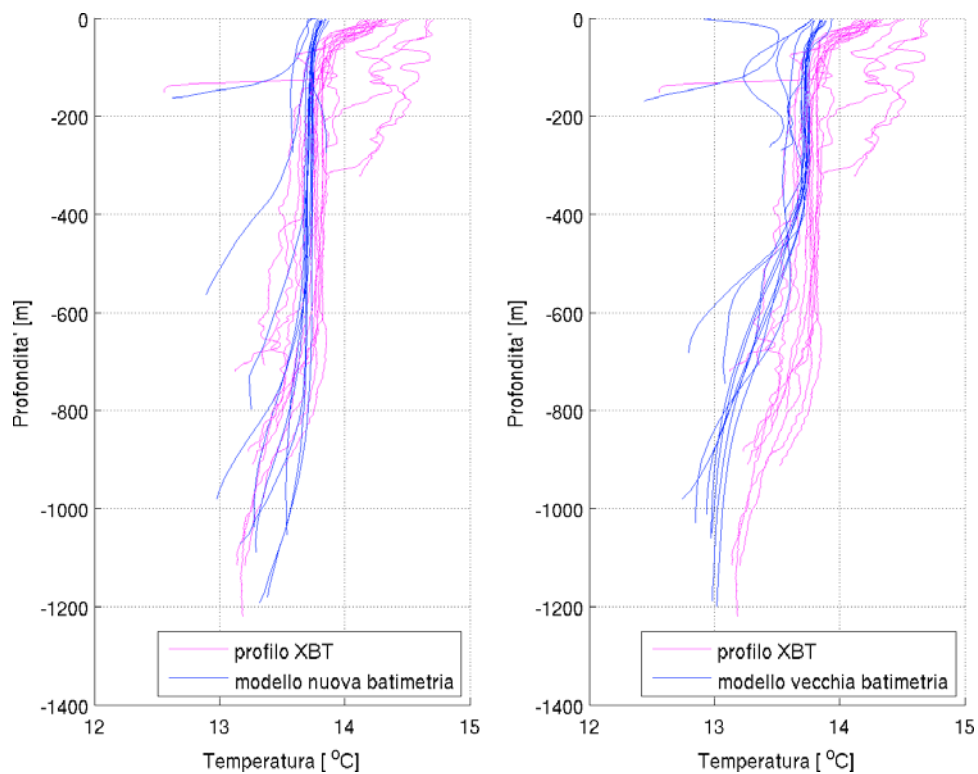
$\varepsilon$ Temperatura	16 Mar	17 Mar	20 Apr	21 Apr	25 Mag	26 Mag	23 Nov	24 Nov
Esp1	0.2432	0.2044	0.2969	0.2251	0.5494	0.5115	0.7141	0.6130
Esp2	0.3418	0.2364	0.3178	0.2263	0.5022	0.5037	0.7953	0.7191

**Tabella 4-1.**  $\varepsilon$  di temperatura per Esp1 ed Esp2.

Nei confronti con le osservazioni di temperatura ([Figure da 4-19 a 4-26](#)), i valori di  $\varepsilon$  dimostrano una migliore risposta del modello nelle simulazioni con la nuova batimetria ad eccezione del 25 e 26 maggio in cui si avvicinano maggiormente alla realtà le temperature prodotte dalle simulazioni con la batimetria DBDB1.

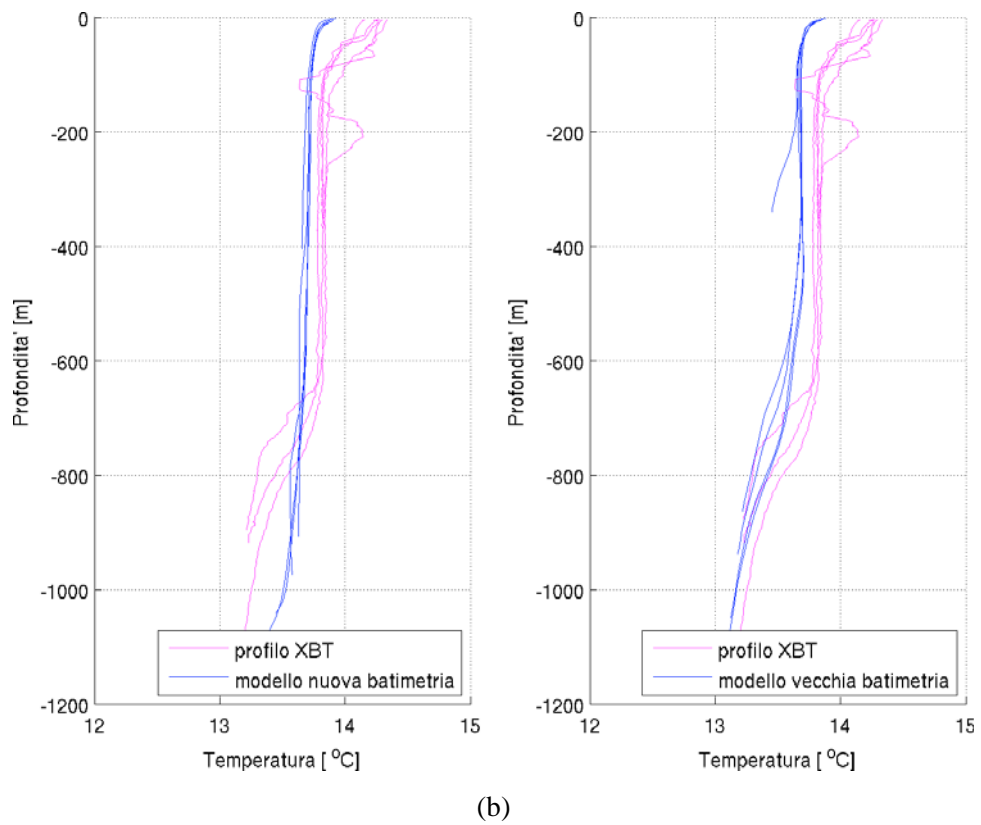
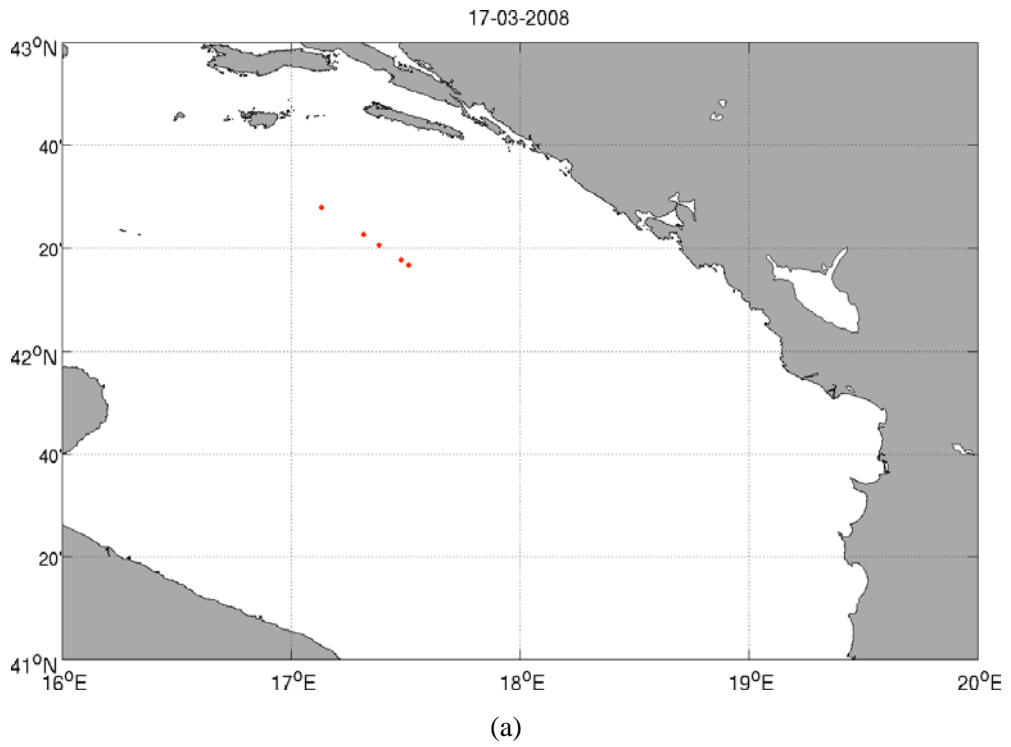


(a)

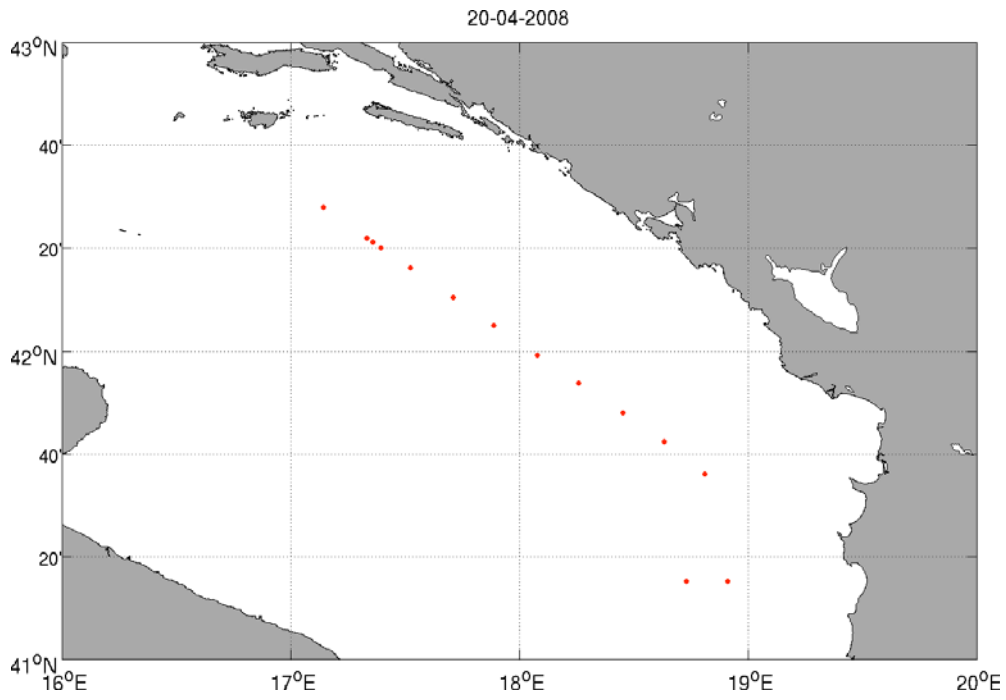


(b)

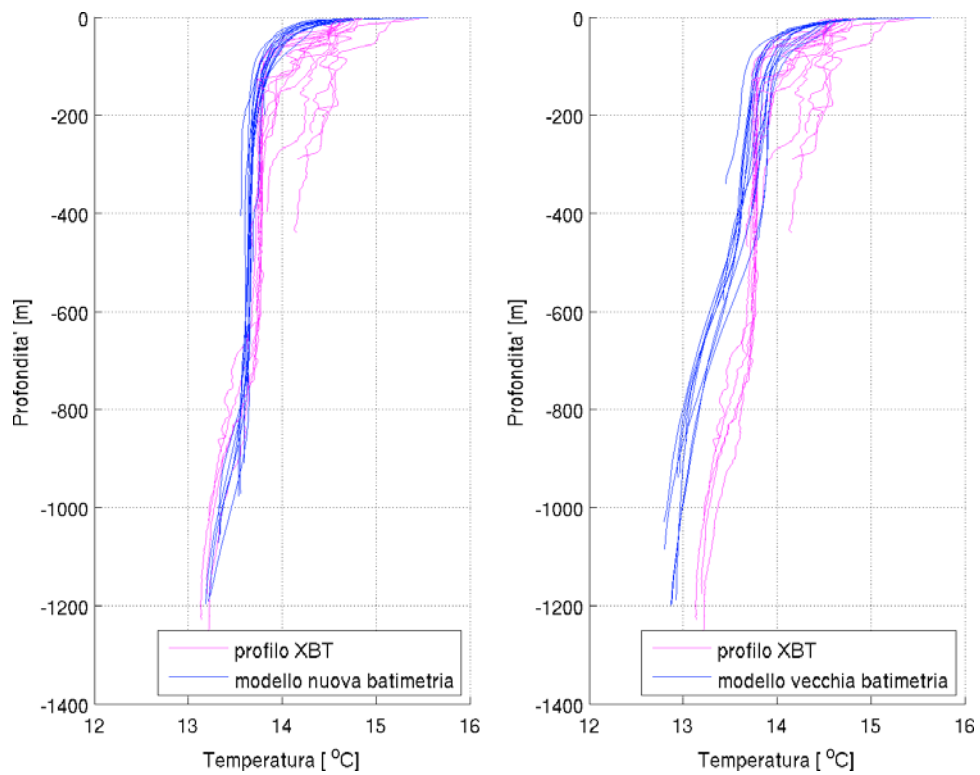
**Figura 4-19.** Profili XBT del 16 marzo 2008 (a) posizioni delle acquisizioni; (b) confronti di temperatura.



**Figura 4-20.** Profili XBT del 17 marzo 2008 **(a)** posizioni delle acquisizioni; **(b)** confronti di temperatura.

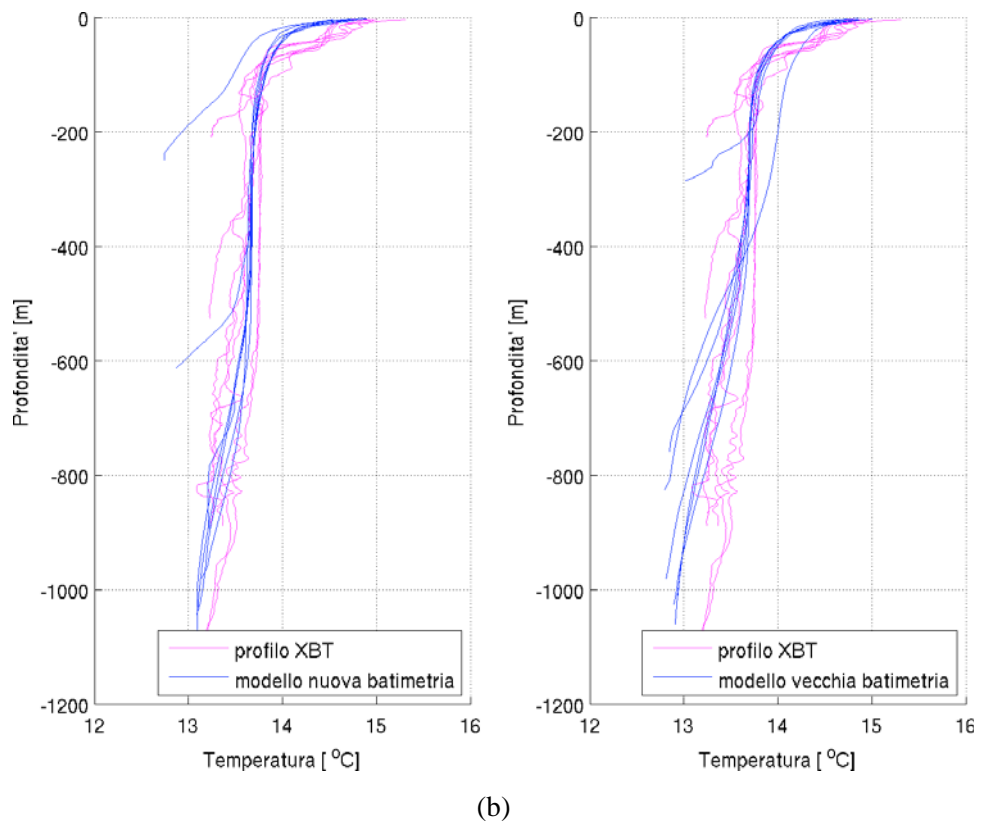
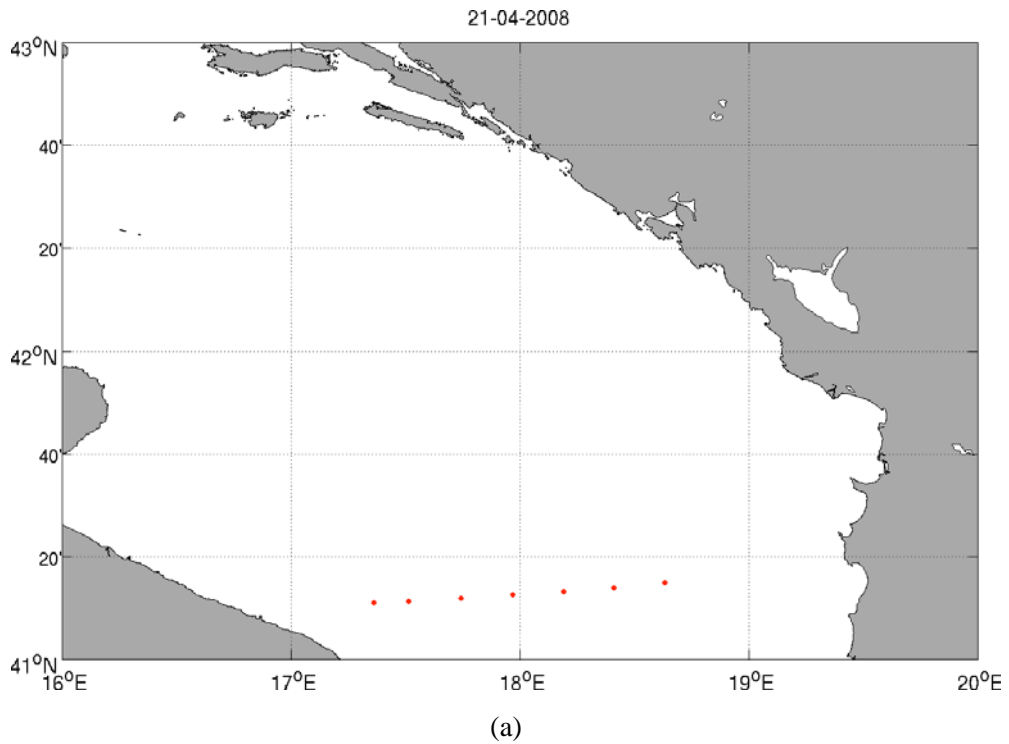


(a)

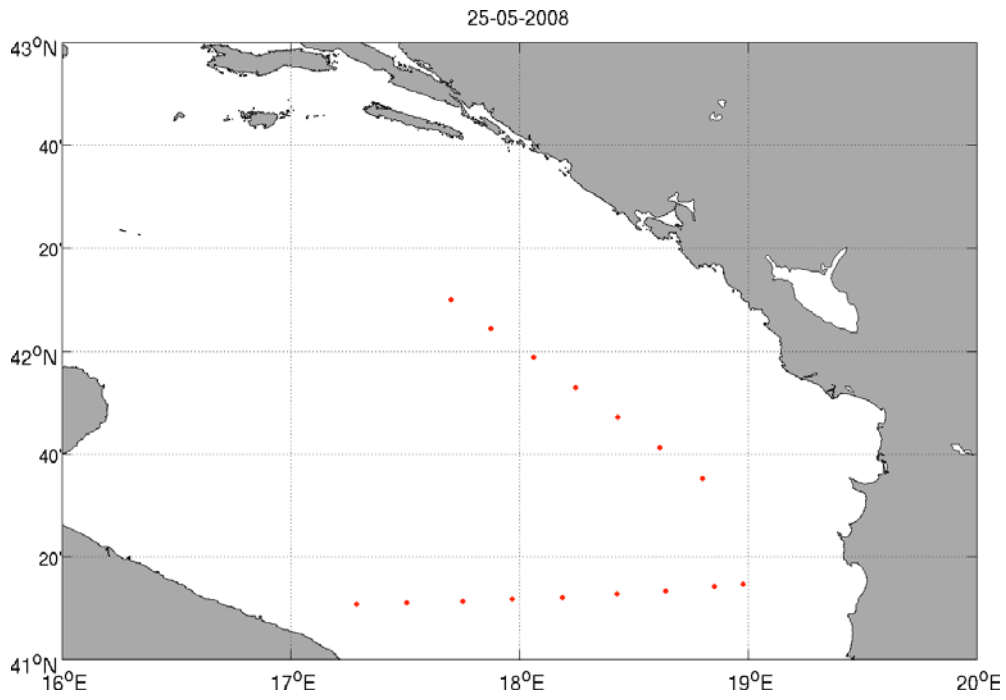


(b)

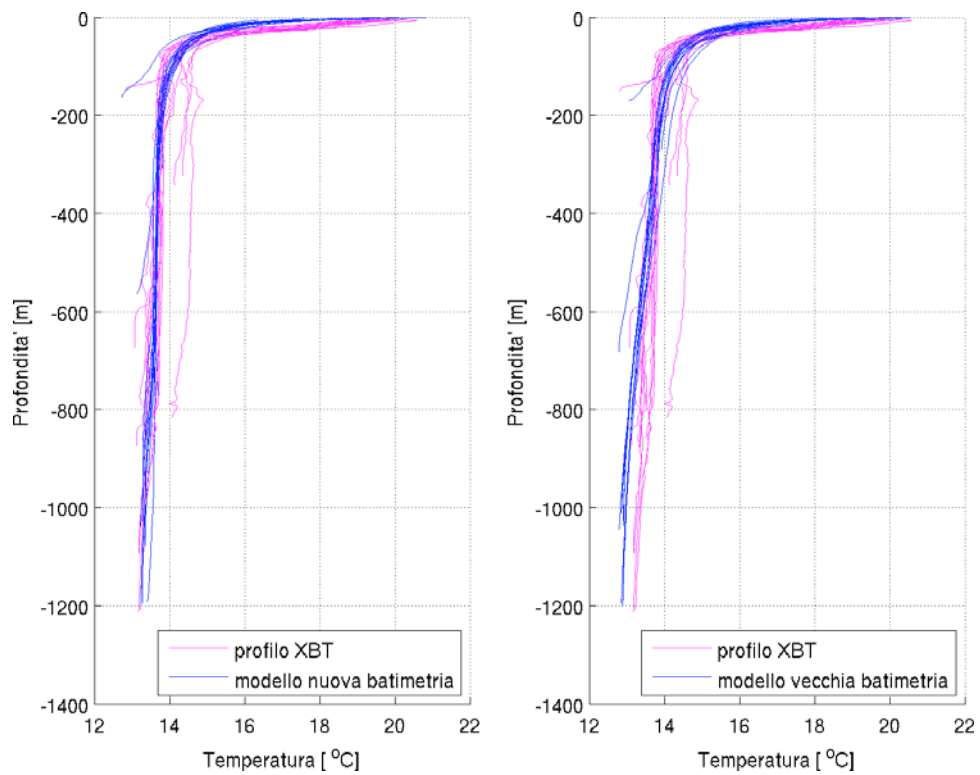
**Figura 4-21.** Profili XBT del 20 aprile 2008 (a) posizioni delle acquisizioni; (b) confronti di temperatura.



**Figura 4-22.** Profili XBT del 21 aprile 2008 **(a)** posizioni delle acquisizioni; **(b)** confronti di temperatura.

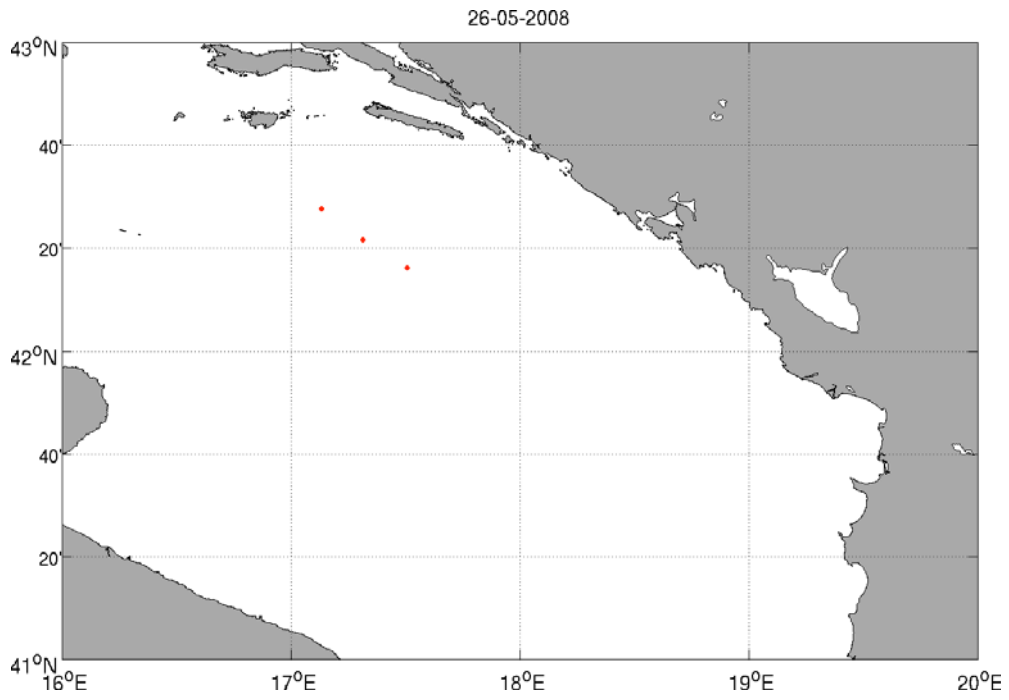


(a)

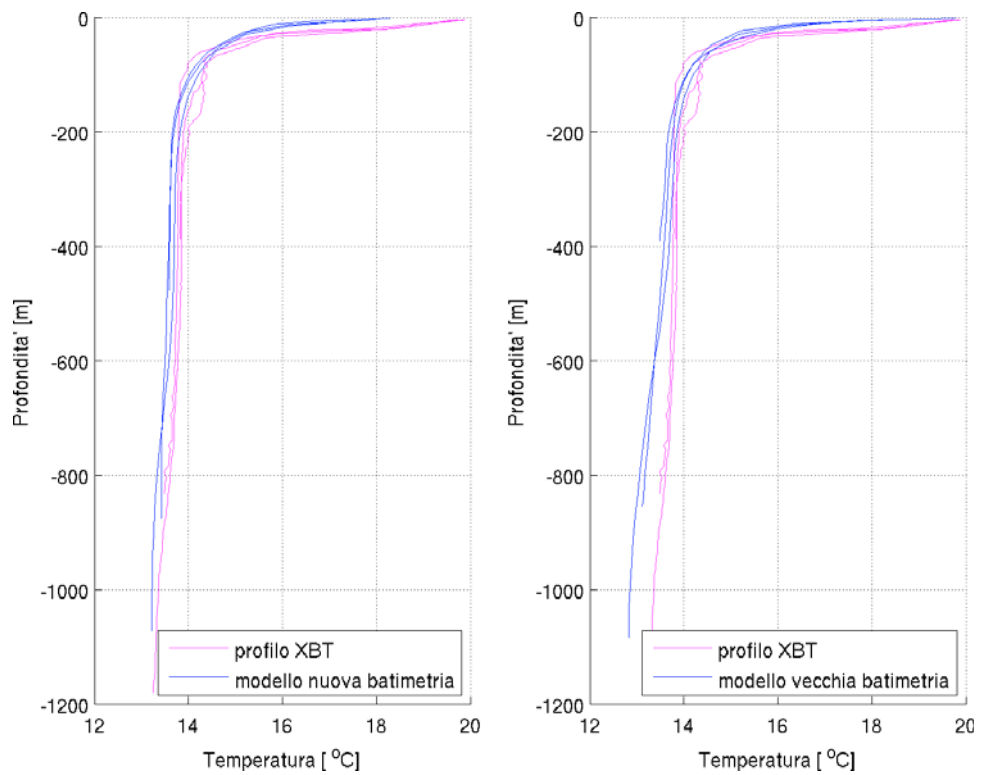


(b)

**Figura 4-23.** Profili XBT del 25 maggio 2008 (a) posizioni delle acquisizioni; (b) confronti di temperatura.

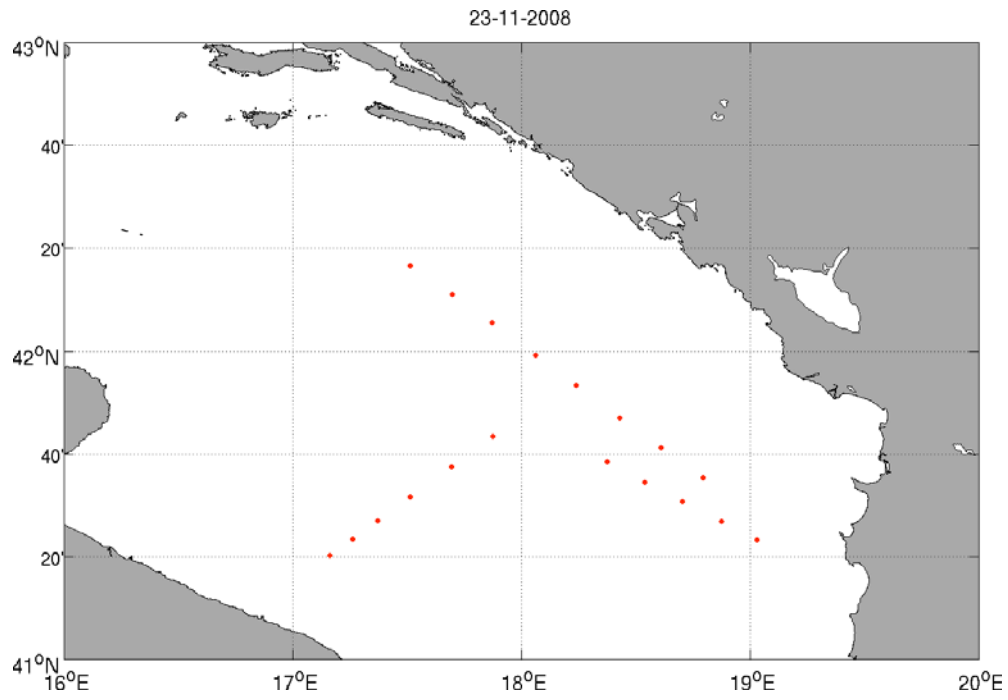


(a)

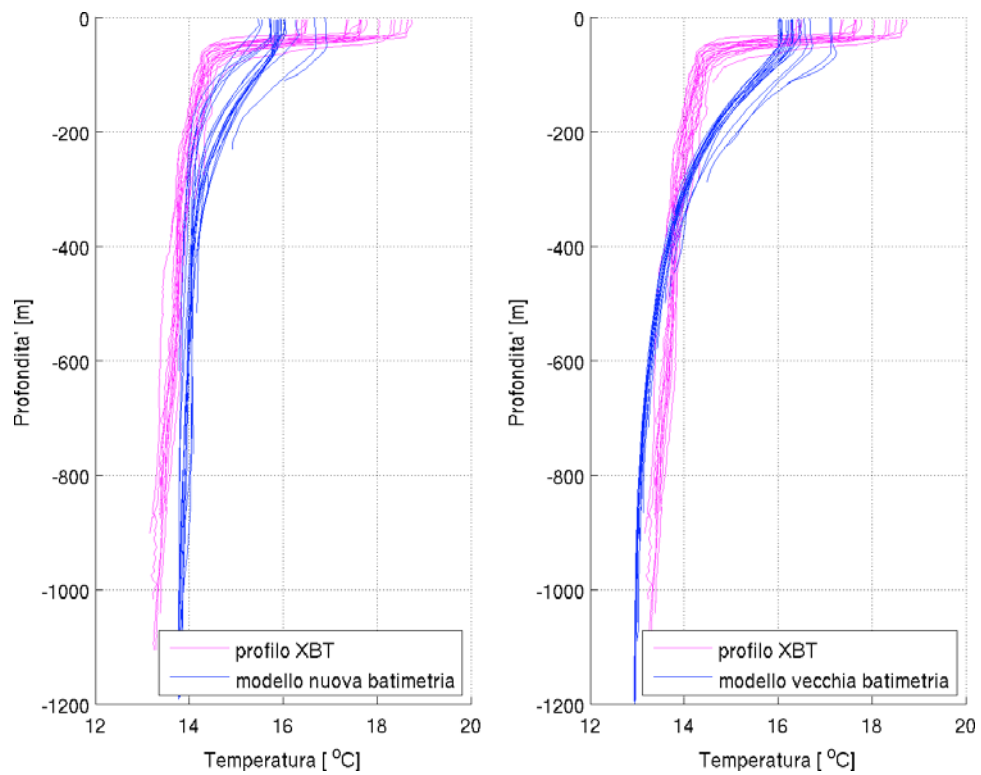


(b)

**Figura 4-24.** Profili XBT del 26 maggio 2008 **(a)** posizioni delle acquisizioni; **(b)** confronti di temperatura.



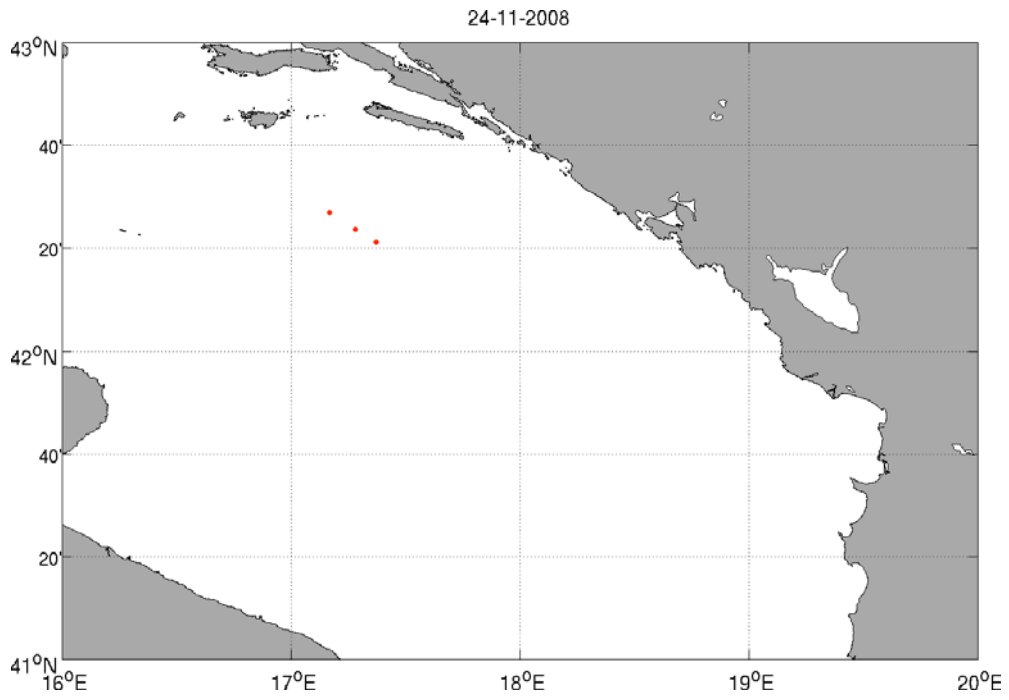
(a)



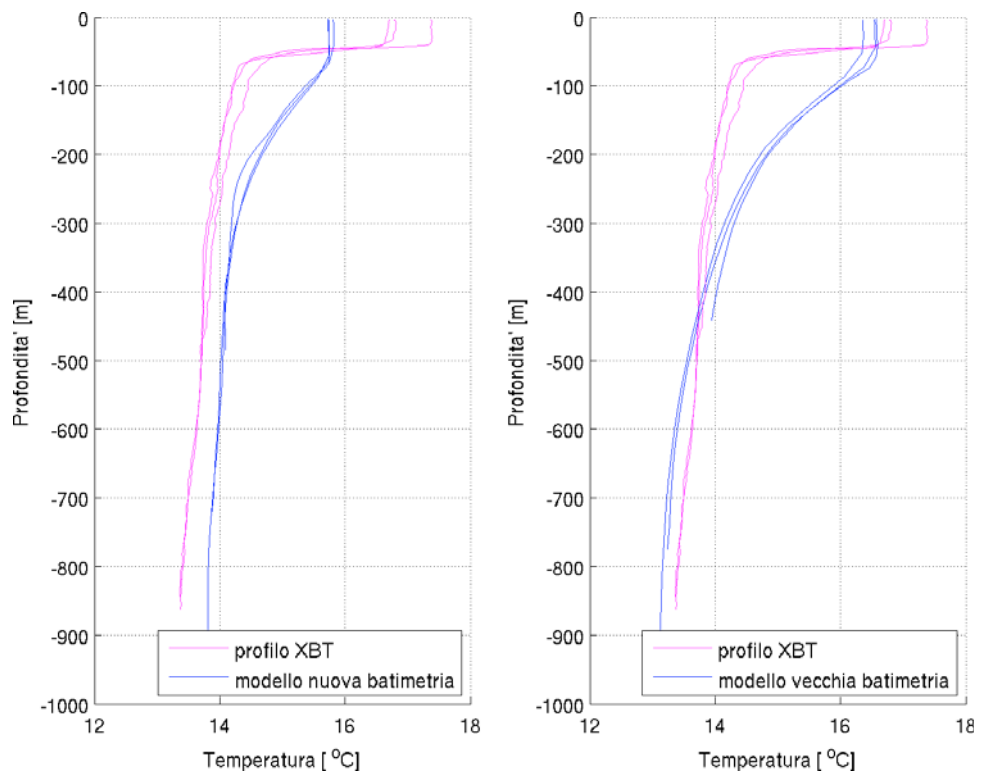
(b)

**Figura 4-25.** Profili XBT del 23 novembre 2008 (a) posizioni delle acquisizioni; (b) confronti di temperatura.





(a)



(b)

**Figura 4-26.** Profili XBT del 24 novembre 2008 (a) posizioni delle acquisizioni; (b) confronti di temperatura.

## 4.4.2 Confronto con profili CTD

Le osservazioni derivanti da sonde CTD si riferiscono al 21 22 novembre 2007 ed al 24, 25 e 26 dicembre 2008; le acquisizioni sono state eseguite nelle zone costiere e di scarpata in corrispondenza del Montenegro e dell'Albania, e comprendono profili di temperatura e salinità (confrontati con i medesimi profili prodotti dai due esperimenti; Figure da 4-27 a 4-31). I valori di  $\varepsilon$  calcolati per ciascuna area sono riportati in [Tabella 4-2 e 4-3](#) rispettivamente.

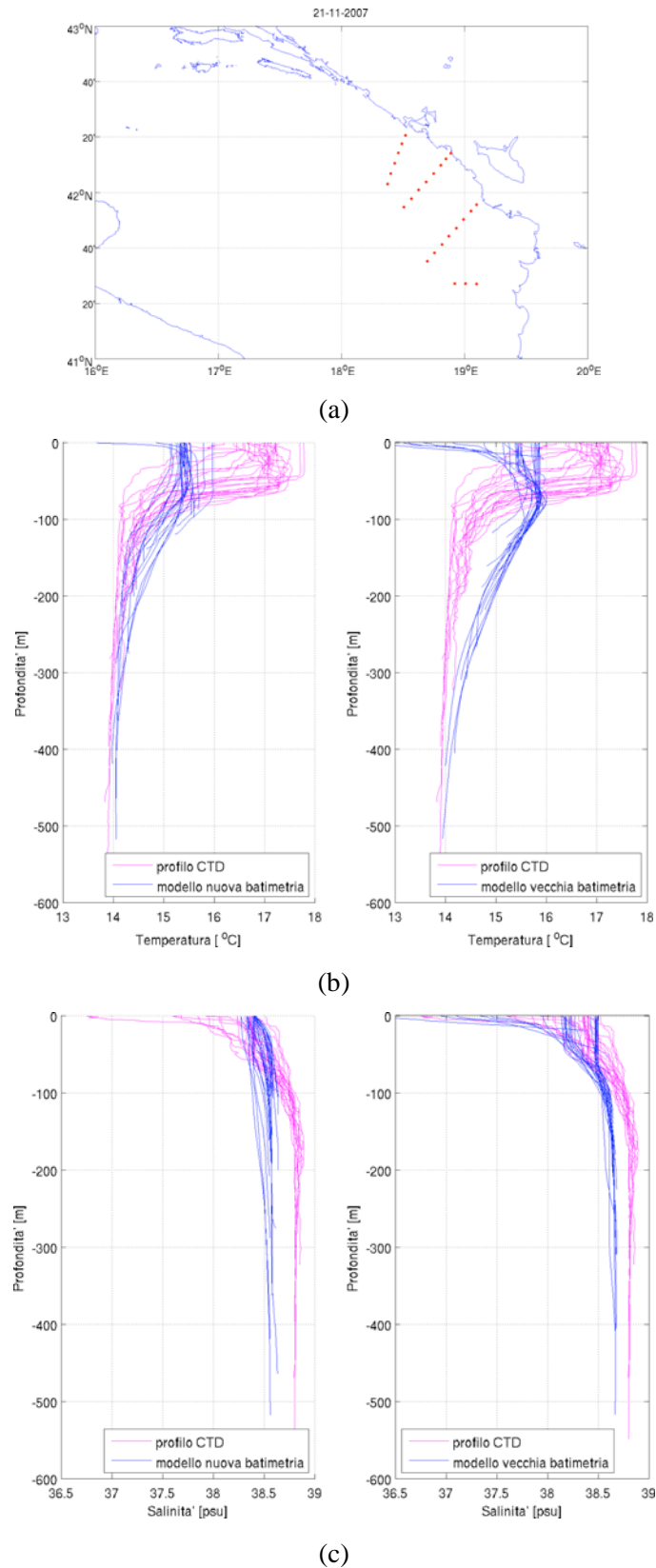
$\varepsilon$ Temperatura	21	22	24	25	26
	Nov 2007	Nov 2007	Dic 2008	Dic 2008	Dic 2008
Esp1	1.0257	1.2019	0.9477	0.6340	0.2497
Esp2	1.2097	1.3483	0.4759	0.4619	0.2984

**Tabella 4-2.**  $\varepsilon$  di temperatura per Esp1 e Esp2.

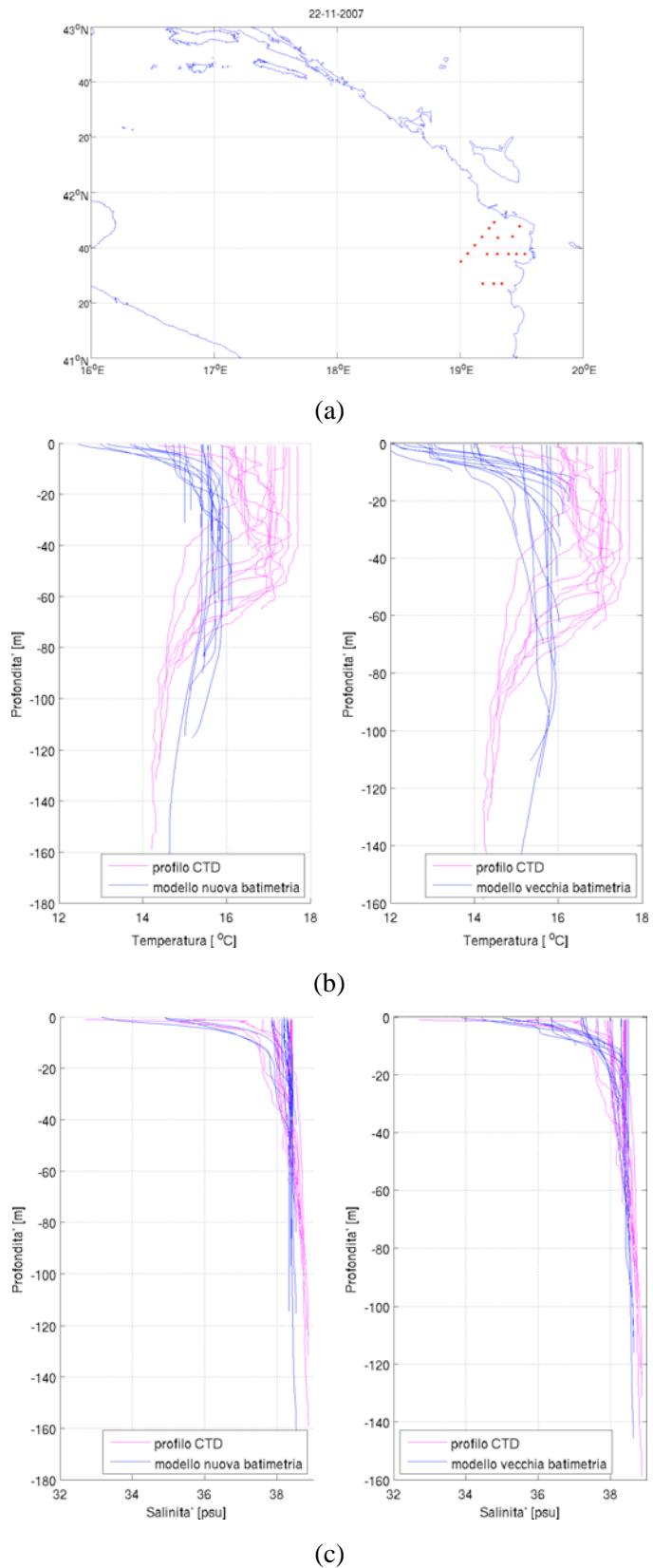
$\varepsilon$ Salinità	21	22	24	25	26
	Nov 2007	Nov 2007	Dic 2008	Dic 2008	Dic 2008
Esp1	0.2202	0.2435	0.1949	0.1874	0.1625
Esp2	0.2271	0.3965	0.2820	0.2378	0.1783

**Tabella 4-3.**  $\varepsilon$  di salinità per Esp1 e Esp2.

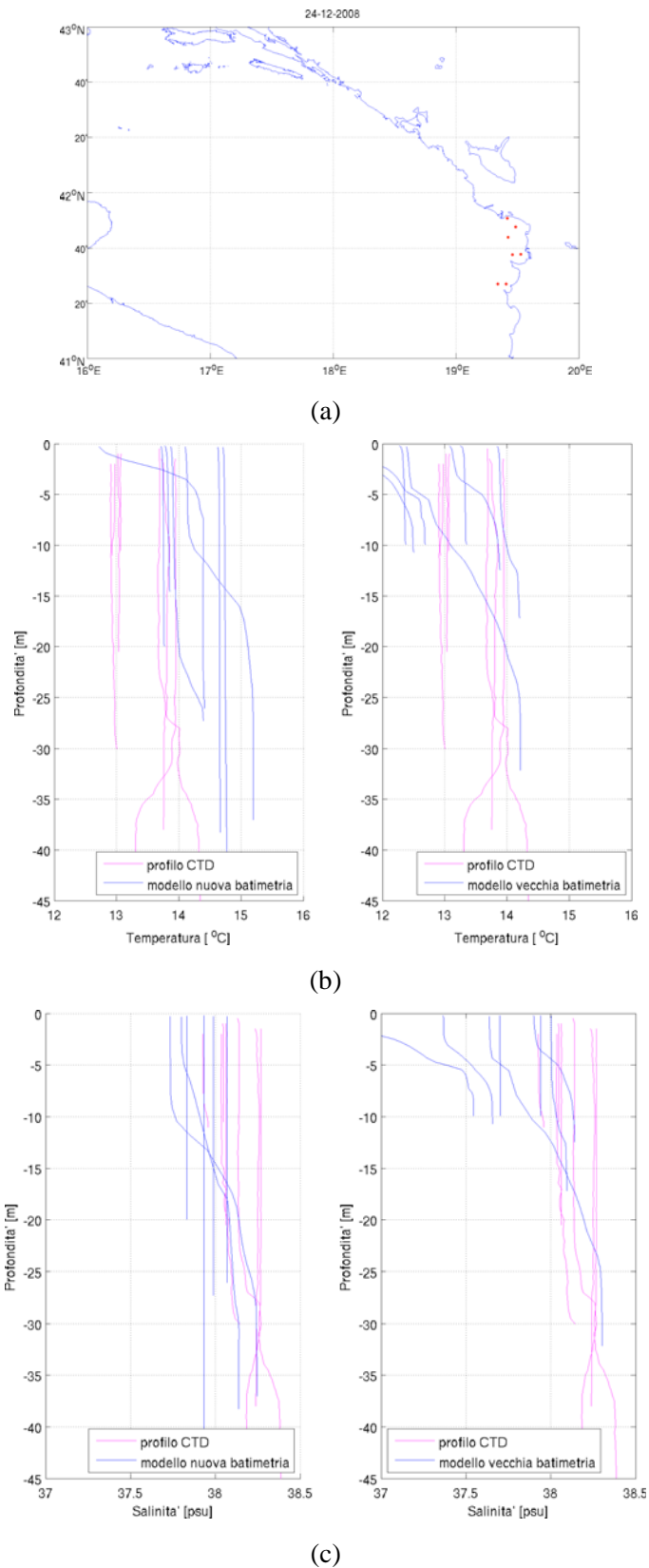
I valori di  $\varepsilon$  calcolati per la temperatura suggeriscono una migliore prestazione del modello nelle simulazioni con la nuova batimetria il 21 e 22 novembre 2007 ed il 26 dicembre 2008, mentre il 24 e 25 dicembre 2008 si avvicinano maggiormente alla realtà i risultati prodotti con la batimetria DBDB1. Per quanto riguarda la salinità, in tutti i confronti  $\varepsilon$  segnala un miglioramento rispetto alle simulazioni con il dataset DBDB1.



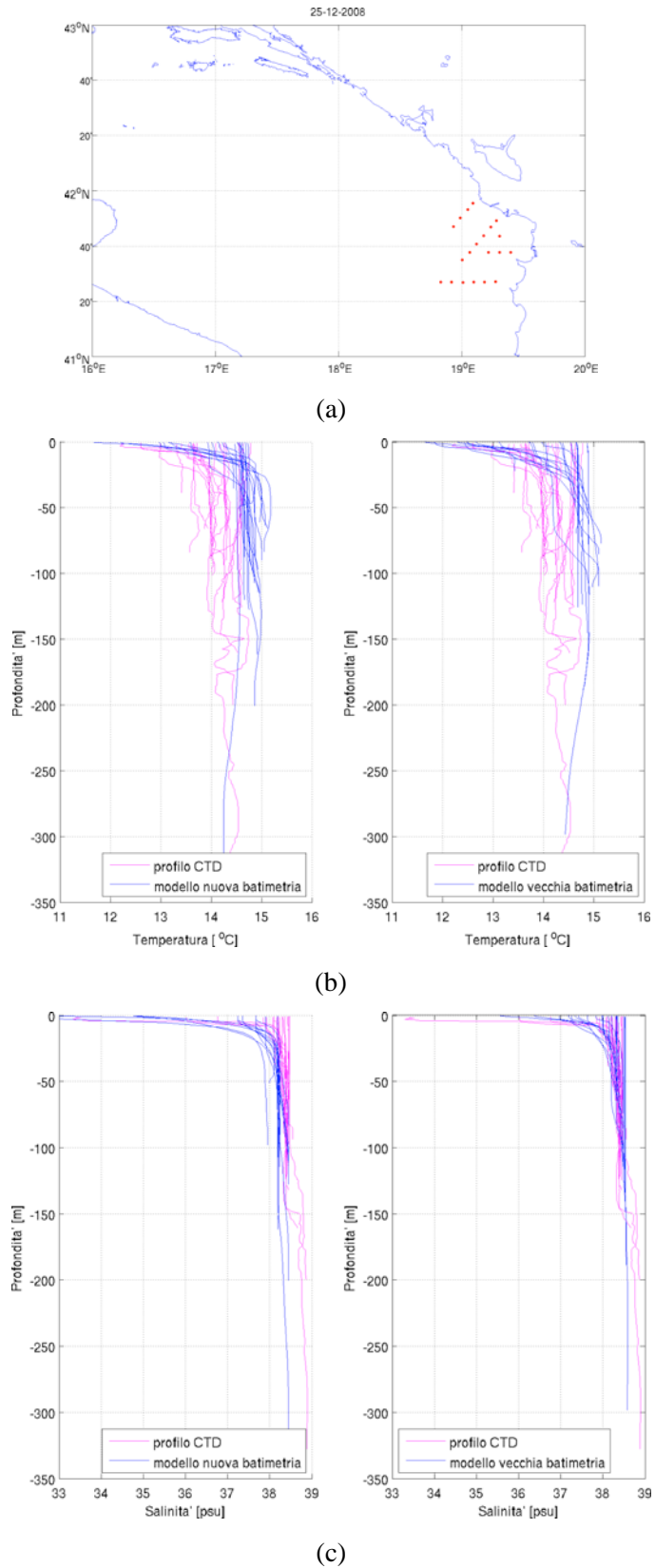
**Figura 4-27.** Profili CTD del 21 novembre 2007 (a) posizioni delle acquisizioni; (b) confronti di temperatura; (c) confronti di salinità.



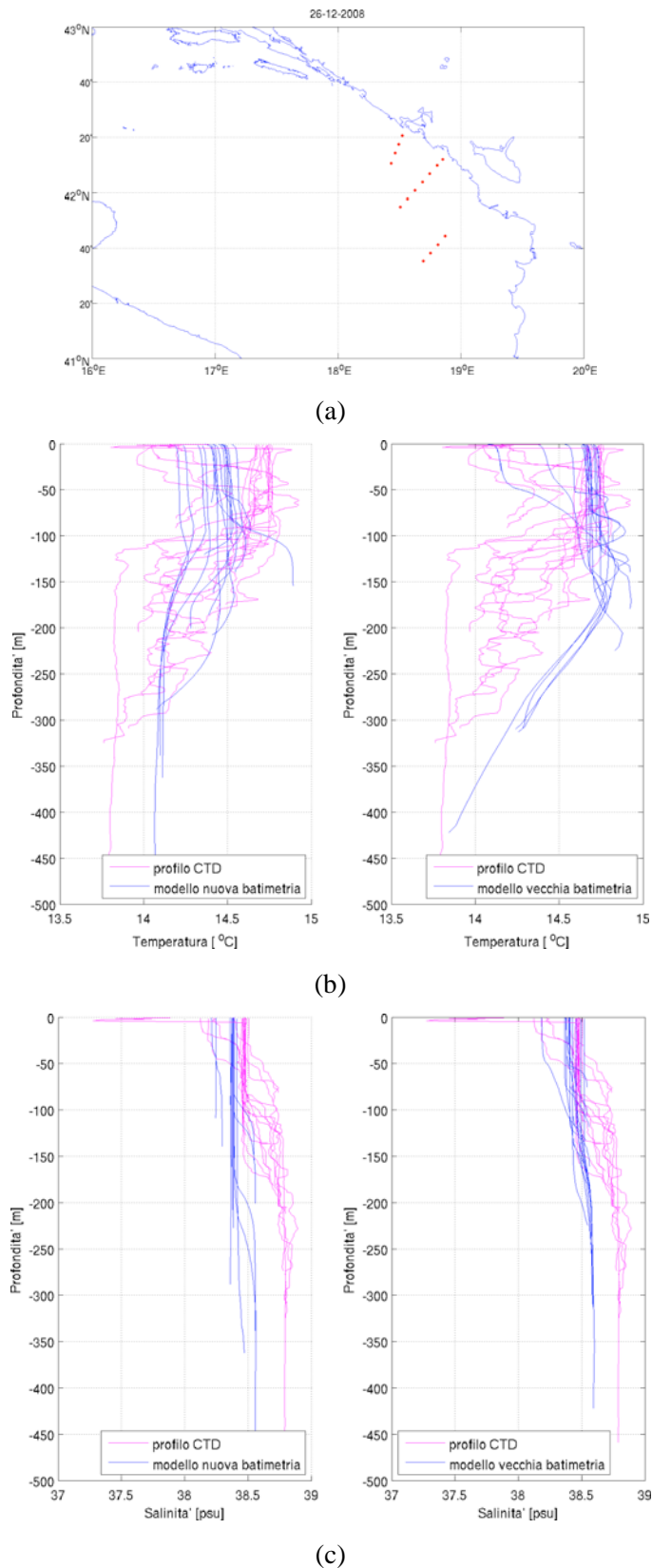
**Figura 4-28.** Profili CTD del 22 novembre 2007 (a) posizioni delle acquisizioni; (b) confronti di temperatura; (c) confronti di salinità.



**Figura 4-29.** Profili CTD del 24 dicembre 2008 (a) posizioni delle acquisizioni; (b) confronti di temperatura; (c) confronti di salinità.



**Figura 4-30.** Profili CTD del 25 dicembre 2008 (a) posizioni delle acquisizioni; (b) confronti di temperatura; (c) confronti di salinità.



**Figura 4-31.** Profili CTD del 26 dicembre 2008 (a) posizioni delle acquisizioni; (b) confronti di temperatura; (c) confronti di salinità.

# Capitolo 5

## 5 Conclusioni

L'obiettivo principale di questa tesi è stato quello di analizzare la sensitività della circolazione del Mare Adriatico a diverse batimetrie tramite esperimenti numerici.

Nel sotto-bacino settentrionale non si verificano marcate differenze tra i due esperimenti poichè la batimetria che caratterizza Esp1 è molto simile a quella di Esp2.

Nel sotto-bacino centrale le maggiori differenze di circolazione si possono riscontrare all'interno dell'area situata tra le fosse di Pomo ed il limite meridionale del sotto-bacino; la presenza del Middle Adriatic Seamount caratterizza la circolazione del sotto-bacino.

La struttura della circolazione nel sotto-bacino meridionale cambia radicalmente in corrispondenza della fossa dell'Adriatico meridionale in Esp1 rispetto a Esp2: la circolazione ciclonica del SAd gyre cede il posto a strutture complesse sia cicloniche che anticicloniche.

E' possibile quindi affermare che la batimetria è molto importante nel definire la struttura della circolazione in particolare nelle zone profonde di mare esaminate.

Rimane tuttavia da verificare la natura della struttura ciclonica al largo del Montenegro di cui non si ha evidenza sperimentale sia da simulazioni storiche che da osservazioni dirette.

Per quanto riguarda la temperatura superficiale, essa risulta essere sempre inferiore per Esp1 rispetto a Esp2 durante tutto il periodo delle simulazioni in corrispondenza della fossa dell'Adriatico meridionale.

Osservando il campo di salinità superficiale è possibile notare che le differenze più



significative si manifestano principalmente in zone costiere:

- nel sotto-bacino settentrionale in prossimità delle foci dei fiumi;
- nel sotto-bacino meridionale in prossimità della costa del Montenegro alla foce del fiume Bojana, e della costa albanese. in generale Esp1 è caratterizzato da una salinità maggiore in quest'area rispetto a Esp2.

Dai confronti con i dati reali acquisiti in corrispondenza della fossa dell'Adriatico meridionale ed in prossimità della costa del Montenegro e dell'Albania risulta una migliore risposta del modello con la nuova batimetria, sia per il campo di temperatura che per quello di salinità.

### **Sviluppi futuri**

Dopo aver appurato l'influenza della batimetria sulla circolazione che caratterizza il bacino Adriatico, si mostra necessario un approfondimento su alcuni aspetti emersi:

- capire perchè il Middle Adriatic Seamount influenzi la circolazione nel sotto-bacino centrale;
- validare la presenza del giro ciclonico a largo del Montenegro.

## 6 Bibliografia

Accerboni E., Manca B., 1973: Storm surges forecasting in the Adriatic Sea by means of a two-dimensional hydrodynamical numerical model. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, XV, 3-22.

Accerboni E., Nichelato A., Scarazzato P., Viezzoli D., 1989: Caratteristiche dinamiche e termoline dell'Adriatico centro-settentrionale nel periodo primavera-estate. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, Numero Speciale, 19-39.

Artegiani A., Azzolini R., Paschini E., 1983: Prime considerazioni su cinque mesi di dati correntometrici registrati in una stazione a 7 miglia a nord di Ancona (agosto-dicembre 1981). *Atti del 5° Congresso della Associazione Italiana Di Oceanologia e Limnologia*, Stresa, 19-22 Maggio 1982, Pallanza, 155-163.

Artegiani A., Azzolini R., Salusti E., 1989: On the dense water in the Adriatic Sea. *Oceanologica Acta*, 12: 151-160.

Artegiani A., Bregant D., Paschini E., Pinardi N., Raicich F., Russo A., 1997a: The Adriatic Sea General Circulation. Part I: Air Sea interaction and water mass structure, *J. Phys. Oceanogr.*, 27: 1515-1532.

Artegiani A., Bregant D., Paschini E., Pinardi N., Raicich F., Russo A., 1997b: The Adriatic Sea General Circulation. Part II: Baroclinic circulation structure, *J. Phys. Oceanogr.*, 27: 1492-1514.

Asselin, R., Frequency filters for time integrations, *Mon. Weather Rev.*, 100, 487-490, 1972.

Barale V., Malanotte-Rizzoli P., Hendershott M., 1984: Remotely sensing the surface dynamics of the Adriatic Sea. *Deep-Sea Res.*, 31, 1433-1459.

Barale V., McClain C.R., Malanotte-Rizzoli P., 1986: Sapce and time variabilità of the surface color field in the northern Adriatic. *J. Geophys. Res.*, 91, 12957-1974.

Bergamasco A., Gačić M. 1996: Baroclinic response of the Adriatic Sea to an episode of bora wind. *J. Phys. Oceanogr.*, 26: 1354-1369.

Bergamasco A., Gačić M., Boscolo R., Umgiesser G., 1996. Winter oceanographic conditions and water mass balance in the Northern Adriatic. *J. Mar. Syst., Volume 7, Issues 1: 67-94.*

Bicjia M., Gjica E., Gjikhuri L., Gjoka Mucaj L., Hoxha F., Hoxha P., Karadumi S., Kongoli S., Mullaj A., Mustaqi V., Palluqi A., Ruli E., Selfo M., Shehi A., Sino Q., 1996. Implications of climate change for the Albanian Coast. *MAP Technical Report Series No. 98*, United Nations Environment Programme, Athens, 185 pp.

Blumberg A.F., Mellor G.L., 1987: A description of a three-dimensional ocean circulation model. In *Three-dimensional Coastal Ocean Circulation Models, Coastal Estuarine Sci., 4*, N. S. Heaps, ed., Amer. Geophys. Union, Washington, 1-16.

Bone M., 1987: On topographic and wind vorticity effects in bora driven circulation in the North Adriatic. *Geofizika, 4*, 129-135.

Bone M., 1993: Development of a non-linear levels model and its applications to bora-driven circulation on the Adriatic shelf. *Estuar. Coastal Shelf Sci., 37*, 475-496.

Bone M., 1996: Ecological study of gas fields in the northern Adriatic – 5. Numerical modelling of the Bora and Scirocco driven currents. *Acta Adriatica, 37*, 69-83.

Cerovečki I., Orlić M., Hendershott M.C., 1997: Adriatic seiche decay and energy loss to the Mediterranean. *Deep-Sea Res. I, 44*, 2007-2029.

Crise A., Querin S., Malačić V., 2006. A strong bora event in the Gulf of Trieste: a numerical study of wind driven circulation in stratified conditions with a pre-operational model. *Acta Adriat., 47 (Suppl.): 185-206.*

Cushman-Roisin B., Gačić M., Poulain P.M., Artegiani A., Physical Oceanography of the Adriatic Sea: Past, Present and Future. Kluwer Academic Publishers. 2001.

Finizio C., Palmieri S., Riccucci A., 1972: A numerical model of the Adriatic for the prediction of high tides at Venice. *Quart. J. R. Met. Soc., 98*, 86-104.

Gačić M., 1980a: Some characteristics of the response of the Adriatic Sea coastal region

to the atmospheric forcing. *Acta Adriatica*, 21, 239-254.

Gačić M., Vučak Z., 1982: Note on inertial oscillations in the North Adriatic. *Notes – Institute of Oceanography and Fisheries, Split*, 46, 1-7.

Gačić M., 1983: Long-period oscillations in the Adriatic current field. Doctoral Thesis, University of Belgrade, 102 pp.

Gačić M., Scarazzato P., Artegiani A., Russo A., 1999a: Long-term Variations of deep water properties in the Middle Adriatic Pit. *The Adriatic Sea*, T.S. Hopkins et al., eds., Ecosystem Research Report No. 32, EUR 18834, European Commission, Brussels.

Gačić M., Civitarese G., Ursella L., 1999b: Spatial and seasonal variability of water and biogeochemical fluxes in the Adriatic Sea. *The Eastern Mediterranean as a Laboratory for Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems*, P. Malanotte-Rizzoli e V.N. Eremeev, eds., Kluwer Acad. Publ., pp. 335-357.

Guarnieri A., Oddo P., Bortoluzzi G., Pastore M., Pinardi N., Ravaioli M., 2010. The Adriatic Basin Forecasting System new model and system development. Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges., in Proceeding of 5<sup>th</sup> EuroGOOS Conference, edited by Daln H., Flemig N., Petersson S., Exeter UK.

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

Hopkins T.S., Artegiani A., Kinder C., Pariente R., 1999b: A discussion of the northern Adriatic circulation and flushing as determined from the ELNA hydrography. *The Adriatic Sea*, T.S. Hopkins et al., eds., Ecosystem Research Report No. 32, EUR 18834, European Commission, Brussels, 85-106.

Killworth P. D.: Deep convection in the world ocean, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21: 1-26, 1983.

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

Krajcar V., Orlić M., 1995: Seasonal variability of inertial oscillations in the northern Adriatic. *Cont. Shelf Res.*, 15, 1221-1233.

Kuzmić M., Orlić M., 1985: A study of the influence of open-boundary conditions on the predictions of a wind-driven model. *Rapports et Procès-Verbaux des Réunions – CIESM*, 29(3), 75-78.

Kuzmić M., Orlić M., Karabeg M., Jeftić Lj., 1985: An investigation of wind-driven topographically controlled motions in the Northern Adriatic. *Estuar. Coastal Shelf Sci.*, 21, 481-499.

Kuzmić M., 1986: Wind-curl vs. variable viscosity: A northern Adriatic related modelling study. *Geofizika*, 3, 64-74.

Kuzmić M., Orlić M., 1987a: Wind induced vertical shearing – Alpex/Medalpex data and modelling exercise. *Annales Geophysicae B*, 5, 103-112.

Kuzmić M., Orlić M., 1987b: Predicting the currents in the northern Adriatic and the problem of ill-defined wind forcing. *Geofizika*, 4, 137-145.

Kuzmić M., 1989: A numerical study of wind-induced motions in shallow coastal seas: Model and basic experiments. *Appl. Math. Modelling*, 13, 178-191.

Kuzmić M., 1991: Exploring the effects of breeze over the northern Adriatic: CSCZ imagery and a mathematical model prediction. *Int. J. Remote Sensing*, 12, 207-214.

Kuzmić M., 1993: A satellite observation of the Adriatic Sea response to a spatially heterogeneous wind. *Geofizika*, 10, 1-18.

Legates D. R., Wilmott C. J.. 1990. Mean seasonal and spatial variability in a gauge corrected global precipitation. *Int. J. Climatol.*, 10: 121-127.

Madala, R. V., and S. A. Piacsek, A semi-implicit numerical model for baroclinic oceans, *J. Comput. Phys.*, 23, 167-178, 1977.

Malačić V., Petelin B., 2006. Numerical modeling of the winter circulation of the Gulf of Trieste (northern Adriatic). *Acta Adriat.*, 47 (Suppl.): 207-217.

Malanotte-Rizzoli P., Dell'Orto F., 1981: Coastal boundary layers in ocean modelling: an application to the Adriatic Sea. *Il Nuovo Cimento*, 4C, 173-219.

Malanotte-Rizzoli P., Bergamasco A., 1983: The dynamics of the coastal region of the northern Adriatic Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1105-1130.

Malanotte-Rizzoli P., 1991: The Northern Adriatic Sea as a prototype of convection and water mass formation on the continental shelf. *Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans*, P.C. Chu e Gascard J.C., eds., Elsevier Oceanography Series, 57: 229-239.

Malanotte-Rizzoli P., Bergamasco A., 1991: The wind and thermally driven circulation in the Eastern Mediterranean Sea. Part II: The baroclinic case. *Dyn. Atmos. Oceans*, 15, 355-419.

Manca B.B., Kovacevic V., Gacic M., Viezzoli D., 2002. Dense water formation in the Southern Adriatic Sea and spreading into the Ionian Sea in the period 1997-1999. *Journal of Marine System*, 33-34: 133-154.

May P. W., 1986. A brief explanation of Mediterranean heat and momentum flux calculations. NORDA Code 322, Nav Oceanogr Atmos Res Lab, Stennis Space Center, Miss, 5 pp.

Mellor, G.L., and T. Yamada, Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875, 1982.

Mellor G.L., 1991: *User's Guide for a Three-Dimensional, Primitive-Equation, Numerical Model*, Atmos. And Oceanic Sci. Program, Princeton univ., Princeton, New Jersey, 34 pp.

Mellor G.L., 2004: *User's Guide for a Three-Dimensional, Primitive-Equation, Numerical Ocean Model*, Atmos. And Oceanic Sci. Program, Princeton univ., Princeton, New Jersey, 55 pp.

Michelato A., 1975: Numerical computation of surges induced by southern winds in the Adriatic Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, XVIII, 322-334.

Michelato A., 1983: Caratteristiche della circolazione delle acque costiere dell'Emilia-Romagna. *Atti del Convegno "Eutrofizzazione dell'Adriatico Ricerche e linee d'intervento"*, Bologna, 18-20 May 1983, 149-168.

Mosetti F., Mosetti R., 1990: Measurements of wind driven circulation in the north Adriatic Sea. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, VIII, 251-261.

Oddo P., 2005. Numerical prediction of the Adriatic Sea circulation and its coastal areas regimes. Dottorato di ricerca in Scienze Ambientali: tutela e gestione delle risorse naturali XVII ciclo, Università degli Studi di Bologna, Ravenna.

Oddo P., Pinardi N., Zavatarelli M., 2005. A numerical study of the interannual variability of the Adriatic Sea (2000-2002). *Sci. Total Environ.*, 353: 39-56.

Oddo P., Pinardi N., Zavatarelli M., Colucelli A., 2006. The Adriatic Basin forecasting system. *Acta Adriatica*, 47 (Suppl.): 169-184.

Oey, L. Y. and Chen, P., 1992. A nested-grid ocean model: with application to the formation of meanders and eddies in the Norwegian Coastal Current, *J. Geophys. Res.*, 97, 20 063–20 086.

Oey, L. Y., 1998. Eddy energetics in the Faroe-Shetland channel: a model resolution study, *Cont. Shelf Res.*, 17, 1929–1944.

Orlić M., Kuzmić M., Vučak Z., 1986: Wind-curl currents in the Northern Adriatic and formulation of bottom friction. *Oceanologica Acta*, 9, 425-431.

Orlić M., Gačić M., La Violette P.E., 1992: The currents and circulation of the Adriatic Sea. *Oceanologica Acta*, 15: 109-124.

Orlić M., Kuzmić M., Pasarić Z., 1994. Response of the Adriatic Sea to the Bora and Scirocco forcing, *Continental Shelf Research, Volume 14, Issue 1: Pages 91-116*.

Orlić M., Paklar G. B., Pasarić Z., Grbec B., Pasarić M., 2006. Nested modeling of the East Adriatic coastal waters. *Acta Adriat.*, 47 (Suppl.): 219-245.

Ovchinnikov I.M., 1974. On the water balance of the Mediterranean Sea. *Oceanology*, 14: 198-202.

Ovchinnikov I.M., Zats V.I., Krivosheya V.G., Nemirovsky M.S., Udodov A.I., 1987: Winter convection in the Adriatic and formation of deep Eastern Mediterranean Waters. *Annales Geophysicae B*, 5: 89-92.

Paschini E., Artegiani A., Pinardi N., 1993: The mesoscale eddy field of the middle Adriatic Sea during fall 1988. *Deep-Sea Res.*, 40: 1365-1377.

Phillips, N. A., A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting, *J. Meteorol.*, 14, 184-185, 1957.

Pickard G.L., Emery W.J., 1990: *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*, 5<sup>th</sup> ed., Pergamon Press, 320 pp.

Pinardi N., Korres G., Lascaratos A., Roussenov V., Stanev E., 1997: Numerical simulation of the interannual variability of the Mediterranean Sea upper ocean circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 425-428.

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

Poje D., Hrabak-Tumpa G., 1982: Gale and storm winds in the Adriatic. *Acta Adriatica*, 23, 11-20.

Poulain P.M., 2001: Adriatic Sea surface circulation as derived from drifter data between 1990 and 1999. *J. Mar. Syst.*, 29: 3-32.

Provini, A., Crosa G., Marchetti R., 1992. Nutrient export from the Po and Adige river basin over the last 20 years. *Sci. Total Environ., Suppl.*: 291-313.

Pullen, J. D.: Modeling studies of the coastal circulation off northern California, Ph. D. Dissertation in Oceanography, Oregon State Univ., 145, 2000.

Raicich F., 1994a: Note on the flow rates of the Adriatic rivers. Technical Report RF



02/94, CNR Istituto Sperimentale Talassografico, Trieste, 8 pp.

Raicich F., 1994b: Note on the precipitation on the Adriatic coast. Technical Report RF 03/94, CNR Istituto Sperimentale Talassografico, Trieste, 6 pp.

Raicich F., 1996. On the fresh water balance of the Adriatic Sea. *J. Mar. Syst.*, 9: 305-319.

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

Sekulić B., Vertačnik A., 1996. Balance of average annual fresh water inflow into the Adriatic Sea. *Water Resources Development*, 12: 89-97.

Shaw P. T., Casnady G.T., 1983. Self-advection of density perturbation on a sloping continental shelf. *J. Phys. Ocean.*, 13:173-782.

Shchepetkin, A. and McWilliams J. C.: Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation, *Mon. Weather Rev.*, 126, 1541–1580, 1998.

Simons, T. J., Verification of numerical models of Lake Ontario. Part I, circulation in spring and early summer, *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 507-523, 1974.

Steppeler, J., Doms, G., Shatter, U., Bitzer, H. W., Gassmann, A., Damrath, U., and Gregoric, G.: Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 82, 75–96, 2003.

Stravisi F., 1972: A numerical experiment of wind effects in the Adriatic Sea. *Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti della classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali*, Ser. VIII, Vol. LII, fasc. 2, 187-196.

Stravisi F., 1973: Analysis of a storm surge in the Adriatic Sea by means of a two-dimensional linear model. *Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti della classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali*, Ser. VIII, Vol. LIV, fasc. 2, 243-260.

Stravisi F., 1977: Bora driven circulation in Northern Adriatic. *Boll. Geofis. Teor Appl.*, XIX, 95-102.

Zavatarelli M., Pinardi N., Maggiore A., 1999: Winter density compensation in the northern Adriatic Sea. A numerical model process study. *The Adriatic Sea*, T.S. Hopkins et al., eds., Ecosystem Research Report No. 32, EUR 18834, European Commission, Brussels, 141-155.

Zavatarelli M., Pinardi N., Kourafalou V.H., Maggiore A., 2002. Diagnostic and prognostic model studies of the Adriatic Sea circulation. Seasonal variability. *J. Geophys. Res.*, 107 (C1): 3004.

Zavatarelli M., Pinardi N., 2003. The Adriatic Sea modeling system: a nested approach. *Ann. Geophys.*, 21: 345-364.

Zore Armanda M., Dadić V., 1984. Some dynamic properties of the channel Virsko More (eastern Adriatic Sea), *Acta Adriatica*, 225: 139-159.

Zore-Aemanda M., Gačić M., 1987: Effects of bura on the circulation in the North Adriatic. *Annales Geophysicae B*, 5, 93-102.