



Agenzia nazionale per le nuove tecnologie, l'energia  
e lo sviluppo economico sostenibile



*Ministero dello Sviluppo Economico*

RICERCA DI SISTEMA ELETTRICO

## Modello di circolazione dello stretto di Messina

*Andrea Bargagli, Gianmaria Sannino*

Report RdS/2012/171

## MODELLO DI CIRCOLAZIONE DELLO STRETTO DI MESSINA

Andrea Bargagli, Gianmaria Sannino (ENEA)

Settembre 2012

Report Ricerca di Sistema Elettrico

Accordo di Programma Ministero dello Sviluppo Economico - ENEA

Area: Produzione di energia elettrica e protezione dell'ambiente

Progetto: Studi e valutazioni sul potenziale energetico delle correnti marine

Responsabile del Progetto: Gianmaria Sannino, ENEA

## Indice

|   |           |
|---|-----------|
| <b>Sommario.....</b>  | <b>4</b>  |
| <b>Introduzione.....</b>  | <b>5</b>  |
| <b>Simulazione Numerica della Circolazione Barotropica nello Stretto di Messina e Calcolo delle EOFs per l'Analisi dei risultati.....</b> | <b>7</b>  |
| <i>Descrizione dell'esperimento.....</i>  | <i>7</i>  |
| <i>Implementazione numerica delle condizioni al margine.....</i>  | <i>7</i>  |
| <i>Marea simulata e Circolazione residua.....</i>   | <i>9</i>  |
| <i>Analisi dei risultati utilizzando EOFs.....</i>  | <i>12</i> |
| <b>Simulazione Numerica della Circolazione Baroclina nello Stretto di Messina.....</b>  | <b>17</b> |
| <b>Conclusioni.....</b>   | <b>21</b> |
| <b>Riferimenti bibliografici.....</b>   | <b>21</b> |

## Sommario

Al fine di ottenere la migliore rappresentazione possibile delle maree nello stretto di Messina sono stati sviluppati due modelli numerici: uno barotropico (bidimensionale) e il secondo baroclinico (tridimensionale). I due modelli sono stati utilizzati in cascata: il primo modello, quello barotropico, è stato forzato lateralmente dai dati di elevazione superficiale estratti da modelli di marea regionali, mentre il secondo, quello tridimensionale, è stato forzato dai dati di corrente di marea estratti dalla simulazione barotropica. Il modello barotropico implementato è il POM, mentre quello baroclinico è il MITgcm.

Dai dati delle simulazioni è emerso che la circolazione risultante mostra oltre alle strutture con le frequenze tipiche della marea caratterizzate da periodi di 12 e 24 ore, anche una circolazione residuale con periodo di circa 6 ore, evidentemente prodotta da strutture dissipative alle frequenze delle armoniche superiori. L'analisi delle strutture di marea mostra massimi di corrente con valori fino a 2.7 m/s in una zona di mare (lon=15.624 , lat=38.234) ad ovest di Punta Pezzo e mostra che i valori più intensi sono dovuti a correnti orientate in direzione NE mentre il massimo in direzione SW è di 2.3 m/s. Il modello mostra inoltre che le correnti più intense sono presenti fino a profondità di circa 40 m. La circolazione residua generata dalla marea può essere particolarmente intensa, il massimo simulato di 2.34 m/s è nelle adiacenze della costa vicino alla località Ganzirri con direzione W-SW nel periodo di massima sigizia. Nella stessa località si osservano altri massimi compresi tra 1.0 e 1.25 m/s sempre nella stessa direzione. L'analisi delle correnti di marea utilizzando EOF (Empirical Orthogonal Functions) mostra che le strutture delle prime due EOF hanno un periodo di 12 ore, e corrispondono sostanzialmente ad una diminuzione di elevazione da nord verso sud con il massimo gradiente in vicinanza di Punta Pezzo. Le strutture rappresentate dalle EOF3 e EOF4 hanno un periodo di 24 ore e mostrano due vortici, uno all'imboccatura nord e il secondo nel centro dello stretto a nord-est di Messina. Le EOF nel caso delle correnti residue mostrano la formazione di vari vortici centrati tra Punta Pezzo e Messina e strutture secondarie vicino a Ganzirri.

## Introduzione

La possibilità di estrarre energia dal mare era nota già oltre 100 anni fa ma recentemente, a causa del riscaldamento globale e all'esaurimento delle riserve fossili, l'interesse nei confronti dell'energia dal mare ha avuto un notevole incremento.

L'energia può essere estratta dal mare attraverso tecnologie che utilizzano l'acqua di mare per il suo contenuto di energia potenziale o dinamico. In particolare si può utilizzare l'energia delle onde, delle correnti, delle maree e/o dei gradienti di temperatura e salinità. Alcune di queste potenziali risorse, per loro natura, sono discontinue con un'alta variabilità temporale, ma altre come le correnti di marea sono estremamente regolari e ripetitive, pertanto più facilmente utilizzabili in un contesto di produzione elettrica distribuita.

Lo stretto di Messina ha le caratteristiche necessarie per un utilizzo delle correnti di marea ed è stato luogo di sperimentazione per l'utilizzo della turbina ad asse verticale Kobold sviluppata presso l'università di Napoli "Federico II". Nello Stretto è stato condotto uno studio connesso alla quantità di energia che è possibile ottenere in un anno dal sito dove è attualmente installata la turbina, ossia al largo di Ganzirri.

Il risultato indica in circa 21.000 Kilowattora l'energia utile estraibile annualmente. In questa località, considerata l'estensione dell'area interessata dalle correnti, l'energia totale estraibile è stata stimata pari a 538 GWh.

Risulta quindi evidente che lo scopo di questo lavoro, cioè stimare la circolazione marina ad elevata risoluzione nello Stretto di Messina (Figura 1, 2), è di sicura utilità per un ottimale posizionamento, ai fini di un utilizzo con finalità produttive e non sperimentale delle correnti di marea all'interno dello Stretto.

Al fine di ottenere la migliore rappresentazione possibile delle maree nello stretto di Messina sono stati sviluppati due modelli numerici: uno barotropico (bidimensionale) e il secondo baroclinico (tridimensionale).

I due modelli sono utilizzati in cascata, con il modello barotropico che fornisce le opportune condizioni al contorno, in termini di correnti di marea, al modello tridimensionale.

Il modello bidimensionale utilizzato è il Princeton Ocean Model (POM), mentre il modello baroclinico è il Massachusetts Institute of Technology general circulation model (MITgcm).

Lo sviluppo di questi due modelli si è reso necessario in quanto i dati relativi alle componenti delle correnti di marea (componenti diurne e semidiurne) necessarie per forzare lateralmente il modello baroclinico non sono allo stato attuale disponibili con il necessario dettaglio spaziale. Di conseguenza si è proceduto nel modo seguente: un primo modello barotropico, con una risoluzione spaziale di circa 100 m, è stato sviluppato per la regione dello stretto di Messina e regioni limitrofe. Il modello barotropico è stato forzato lateralmente attraverso l'imposizione dell'elevazione superficiale risultante dalla combinazione delle 7 principali componenti di marea. Il modello barotropico così forzato, dopo aver raggiunto la fase di equilibrio, ha girato per un ulteriore ciclo di marea (circa 30 giorni). Al termine della simulazione sono state calcolate ampiezza e fase delle 7 componenti relative alla velocità barotropica da imporre come condizioni al contorno al modello baroclinico a più alta risoluzione spaziale. Il modello baroclinico implementato è il MITgcm (Massachusetts Institute of Technology general circulation model). Il modello è stato implementato ad una risoluzione orizzontale che raggiunge il valore massimo di circa 50 m nella regione centrale dello stretto. Per descrivere nel modo più accurato possibile la dinamica verticale delle correnti di marea sono stati utilizzati 55 livelli verticali che garantiscono una risoluzione verticale di pochi metri in superficie. Di seguito è riportata una descrizione particolareggiata dell'implementazione di entrambi i modelli.

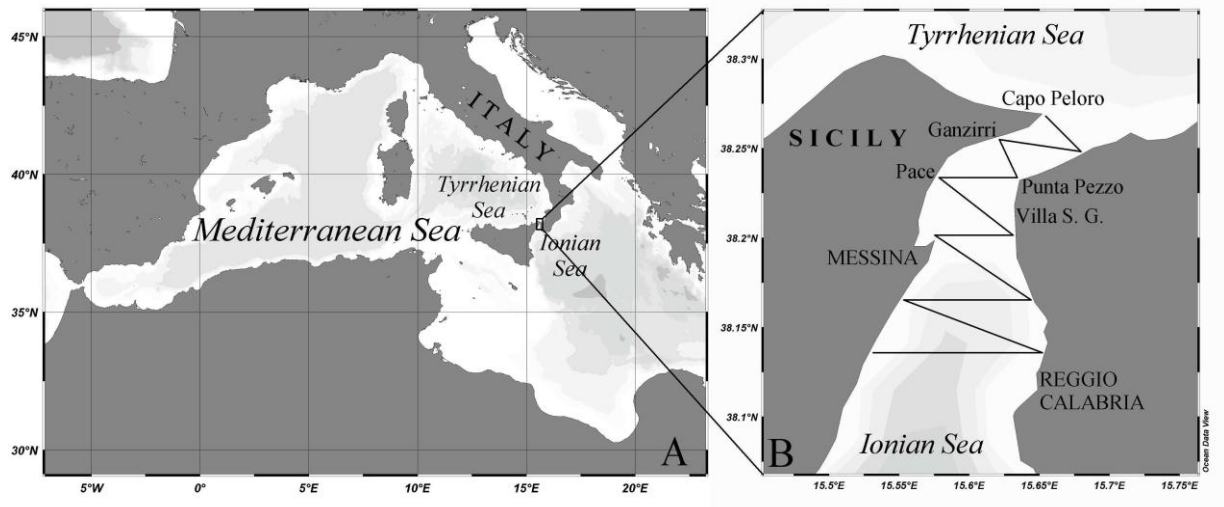


Figura 1: Mediterraneo occidentale con zoom nell'area dello stretto di Messina



Figura2: Stretto di Messina

## Simulazione Numerica della Circolazione Barotropica nello Stretto di Messina e Calcolo delle EOFs per l'Analisi dei risultati.

### Descrizione dell'esperimento

La simulazione numerica della circolazione barotropica nello stretto di Messina è stata realizzata utilizzando il modello oceanografico POM (Princeton Ocean Model) in configurazione 2D. Il POM (Princeton Ocean Model, Blumberg & Mellor, 1987 [3]) è un modello bidimensionale/tridimensionale di circolazione oceanica che utilizza il sistema di coordinate sigma in cui la coordinata verticale è scalata sulla profondità della colonna d'acqua. Il modello è a superficie libera e utilizza la tecnica, nota come *time-splitting mode*, per risolvere le equazioni barotropiche (integrate sulla verticale) e quelle tridimensionali barocline. Il modello risolve l'equazione di continuità, l'equazione del moto, le equazioni di avvezione e diffusione della temperatura e salinità, assumendo l'equilibrio idrostatico e l'approssimazione di Boussinesq. Il modello di turbolenza adottato da POM è quello 2.5 di Mellor & Yamada (1974) [9].

L'esperimento è stato realizzato adottando un grigliato curvilineo ortogonale costituito da 138 X 161 punti con una risoluzione in direzione ovest-est compresa tra un minimo di 78 m ed un massimo di 249 m e nella direzione sud-nord compresa tra 119 e 280 m come illustrato in Figura 3.

Per le condizioni ai margini sud e nord dello stretto sono stati imposti valori di elevazione ricavati dai valori di ampiezza e fase disponibili:  $El(t) = \sum_{k=1}^7 h_k \cos[t\omega_k + \theta_k]$ , dove le costanti armoniche sono: l'ampiezza  $h_k$ , la fase  $\theta_k$  e la frequenza  $\omega_k$  del  $k^o$  modo di marea con  $k$  da 1 a 7 corrispondenti alle frequenze di marea semidiurne e diurne nell'ordine: M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1.

Sono stati utilizzati sia i valori delle costanti armoniche calcolati utilizzando il modello OTIS (<http://volkov.oce.orst.edu/tides/region.html>) [6], che, per la sola componente lunare (M2), i valori riportati nell'articolo di Androsov ed altri [2]. Sono stati realizzati esperimenti numerici utilizzando soltanto i dati OTIS e utilizzando le costanti armoniche per la M2 come in Androsov [2] insieme alle restanti componenti di marea estratte da OTIS; questa seconda opzione si è rivelata migliore, producendo risultati più vicini alle osservazioni.

### Implementazione numerica delle condizioni al margine

La marea genera intense correnti nello stretto di Messina, pertanto si producono onde barotropiche tipo *bores-barotropiche* [5] che viaggiano in direzione dei margini del dominio di simulazione e creano notevoli problemi di riflessione ed instabilità numerica se si utilizzano gli schemi convenzionali per applicare le *boundary conditions* di elevazione ai margini nord e sud.

Pertanto è stato implementato un nuovo schema nel quale in ogni punto dei margini sia sud che nord la elevazione  $El_{nord}(i, t)$  e  $El_{sud}(i, t)$ , calcolata utilizzando le costanti armoniche disponibili come indicato precedentemente, è stata imposta in tutti i punti di margine  $i_{nord}$  e  $i_{sud}$  del grigliato, per ogni tempo "t" con l'aggiunta di una variazione " $\epsilon(i)$ ". Utilizzando come esempio il margine sud, cioè la riga n.1, nel punto  $i = k$  avremo:  $El_{boundary}(k, t) = El_{sud}(k, t) + \epsilon_k$ .

Al fine di calcolare l'effetto del parametro " $\epsilon_k$ " (da qui in avanti viene ommesso l'indice  $k$  per parametro  $\epsilon$ ), il time step  $\Delta t$  è suddiviso in 4 parti  $\Delta t_4 = \Delta t/4$  e per ogni sub-incremento temporale  $\Delta t_4$ , il valore delle variabili nella direzione perpendicolare al margine è aggiornato. In questo caso la direzione è quella sud-nord e le variabili coinvolte sono la componente di corrente  $Va$  e l'elevazione  $El$ . Dopo il primo intervallo temporale  $\Delta t_4$ , avremo che:

$Va_{k,riga2}^{t+\Delta t_4} = Av1_{k,riga2} + \epsilon Bv1_{k,riga2}$ , dove i valori dei coefficienti " $Av1_{k,riga2}$ " e " $Bv1_{k,riga2}$ " dipendono dai valori di  $El$ ,  $Va$ ,  $Ua$  al tempo  $t$  e  $(t - \Delta t)$ . Questa espressione semplicemente illustra che la variazione " $\epsilon$ ", dopo un sub-intervallo temporale, si è propagata linearmente tramite il coefficiente " $Bv1_{k,riga2}$ " alla componente di corrente nord-sud  $Va$  della riga 2. In modo analogo al secondo sub-

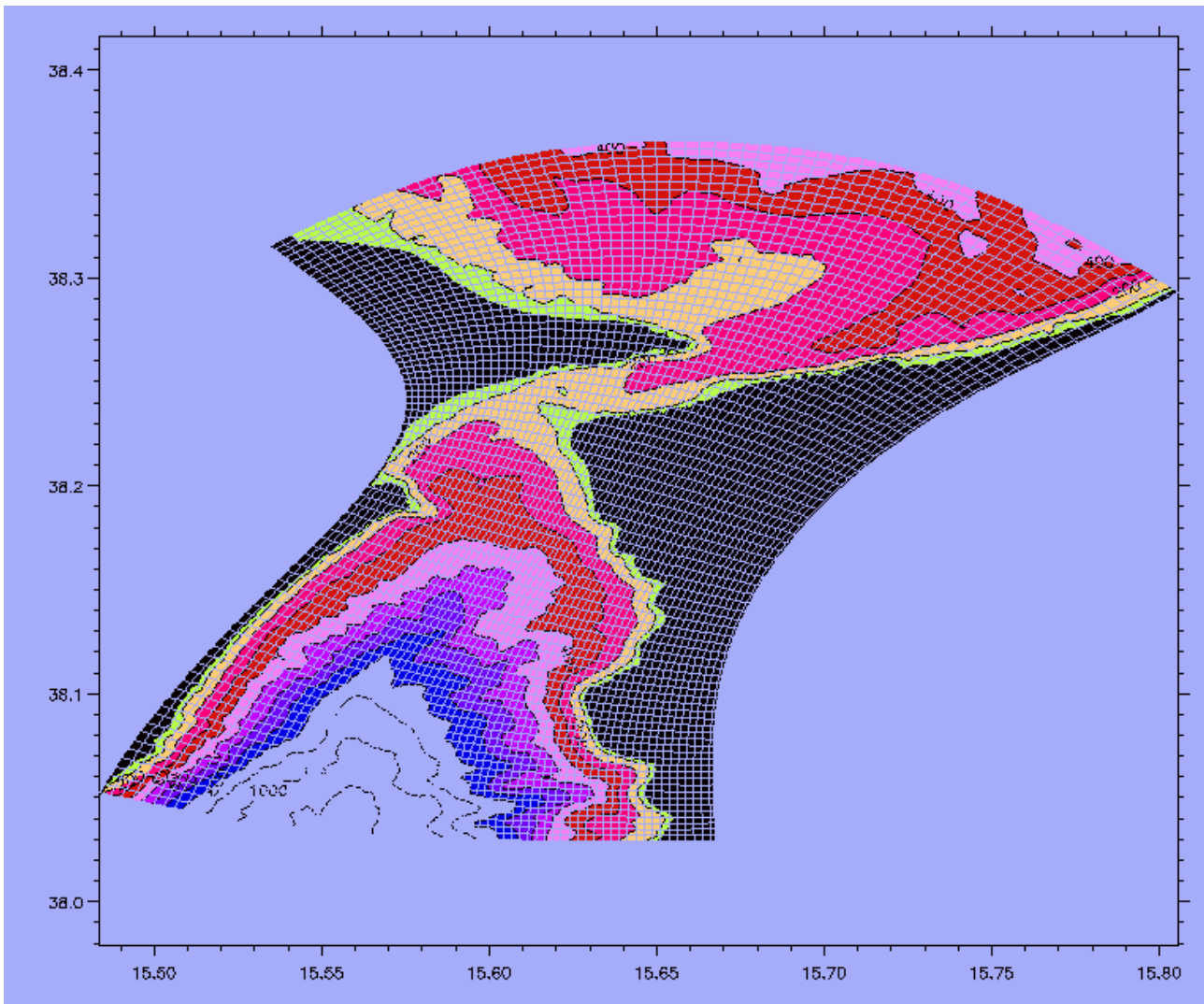
intervallo temporale la variazione “ $\epsilon$ ” si propagherà al valore di elevazione in riga 2 e quindi di nuovo al valore di Va sia in riga 2 che in riga 3:

$El_{k,riga2}^{t+2\Delta t4} = Ae2_{k,riga2} + \epsilon Be2_{k,riga2}; \quad Va_{k,riga2}^{t+2\Delta t4} = Av2_{k,riga2} + \epsilon Bv2_{k,riga2} \quad ;$   
 $Va_{k,riga3}^{t+2\Delta t4} = Av2_{k,riga3} + \epsilon Bv2_{k,riga3}$  dove il valore del coefficiente  $Be2_{k,riga2}$  dipenderà dai coefficienti  $Bv1_{k,riga2}$  e  $Be2_{k,riga2}$  che a sua volta dipenderà dal coefficiente  $Bv1_{k,riga2}$ , mentre  $Bv2_{k,riga3}$  dipenderà solo da  $Be2_{k,riga2}$ . Quindi al 4° sub-intervallo temporale il parametro “ $\epsilon$ ” arriverà ad influenzare El fino alla riga 4 e Va fino alla riga 5. Poiché tutte queste formulazioni sono lineari in “ $\epsilon$ ” è possibile scrivere una relazione di ottimizzazione tale che minimizzi la quantità  $Q$ , sotto definita, in funzione del parametro “ $\epsilon$ ”.

$$\begin{aligned}
 Q = & \frac{\beta_k}{(40 + 15 + 5 + 1)} \left\{ 40\epsilon^2 + 15 \left( Ae2_{k,riga2} + \epsilon Be2_{k,riga2} - El_{sud}(k, t) \right)^2 \right. \\
 & + 5 \left( Ae3_{k,riga3} + \epsilon Be3_{k,riga3} - El_{sud}(k, t) \right)^2 \\
 & \left. + 1 \left( Ae4_{k,riga4} + \epsilon Be4_{k,riga4} - El_{sud}(k, t) \right)^2 \right\} \\
 & + \frac{(1 - \beta_k)}{(4 + 3 + 2 + 1)} \left\{ 4 \left( Av1_{k,riga2} + \epsilon Bv1_{k,riga2} \right)^2 + 3 \left( Av2_{k,riga3} + \epsilon Bv2_{k,riga3} \right)^2 \right. \\
 & \left. + 2 \left( Av3_{k,riga4} + \epsilon Bv3_{k,riga4} \right)^2 + 1 \left( Av4_{k,riga5} + \epsilon Bv4_{k,riga5} \right)^2 \right\}
 \end{aligned}$$

Minimizzando  $Q$  si minimizza il parametro “ $\epsilon$ ” che modifica la *boundary condition* dell’elevazione e contemporaneamente si minimizza anche l’energia totale incrementata dal parametro stesso fino alla riga 5. L’espressione di  $Q$  dipende dal parametro  $\beta_k$  (compreso tra 0 e 1) che distribuisce il peso della minimizzazione tra l’effetto di minimizzare la differenza rispetto ai valori che si vogliono imporre sull’elevazione e l’effetto di diminuire l’energia cinetica fino alla riga 5 dal margine. Il parametro  $\beta_k$  dipende da  $k$  cioè dalla posizione lungo il margine e questo permette di variare empiricamente  $\beta_k$  lungo il margine per ottimizzare l’effetto di non riflessione dell’onda proveniente dal centro dello stretto. In particolare occorre diminuire il valore di  $\beta_k$  nelle vicinanze della costa per rendere la condizione elevazione da imporre in queste zone più elastica, infatti è presumibile che nella vicinanza della costa intervengano fattori batimetrici che modificano maggiormente il valore di elevazione rispetto a quello calcolato tramite le costanti armoniche.

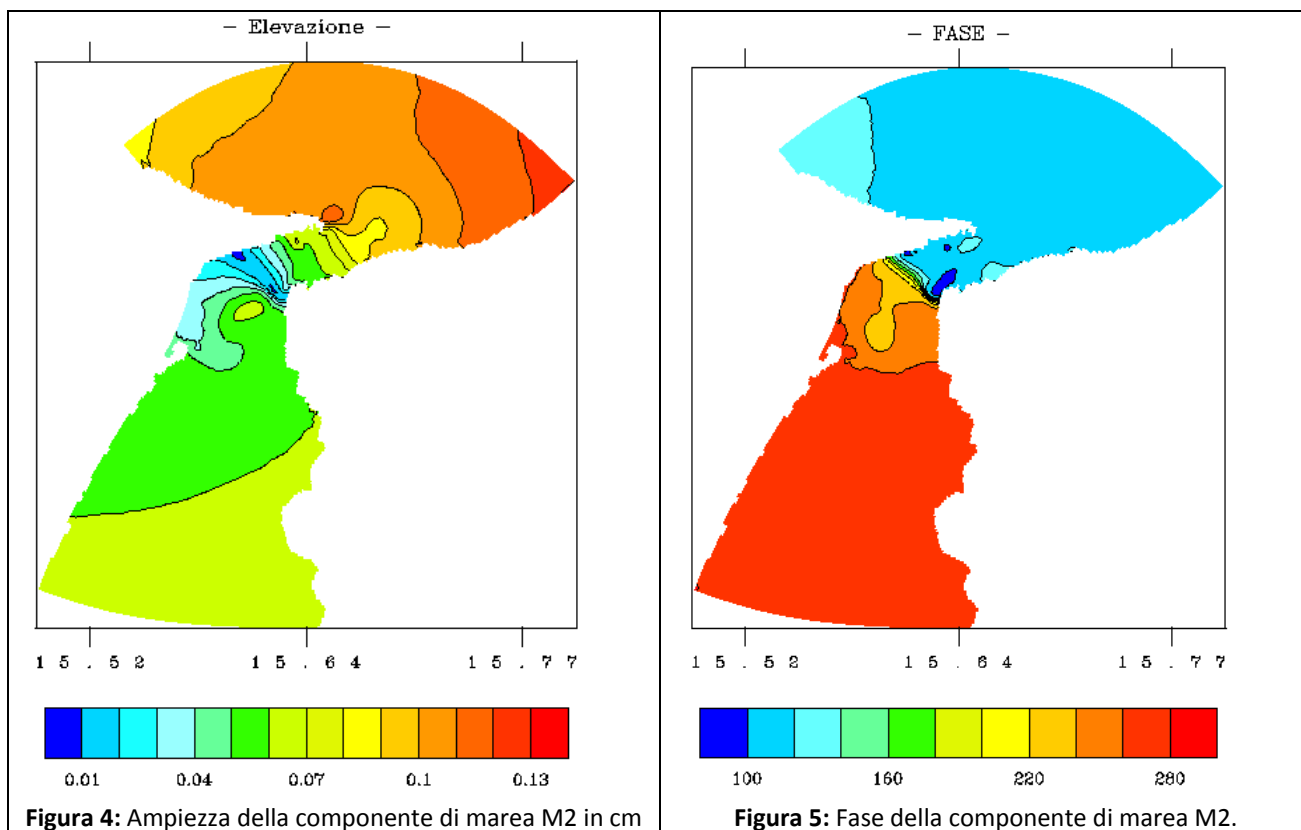




**Figura 3:** Grigliato utilizzato (sono graficate solo le linee riga e le linee colonna pari) e batimetria; il colore nero indica la costa la isolina verde chiaro fino a 50 m., quella ocra fino a 100 m. e le altre variazioni di colore indicano ulteriori incrementi di 100 m.

### *Marea simulata e Circolazione residua*

Nelle Figure 4 e 5 sono riportate ampiezza e fase dell'elevazione  $EI$  per la componente di marea M2. I campi di ampiezza e fase della componente M2 mostrano la presenza di un punto anfidromico allungato quasi a divenire una linea nodale ad ovest di Punta Pezzo. Questa struttura della zona anfidromica non sorprende, infatti un punto anfidromico si forma per l'effetto della forza di Coriolis mentre in assenza di rotazione si formerebbe una linea nodale, ma le scale spaziali che caratterizzano lo stretto di Messina sono così ridotte da rendere trascurabile l'effetto della rotazione terrestre.



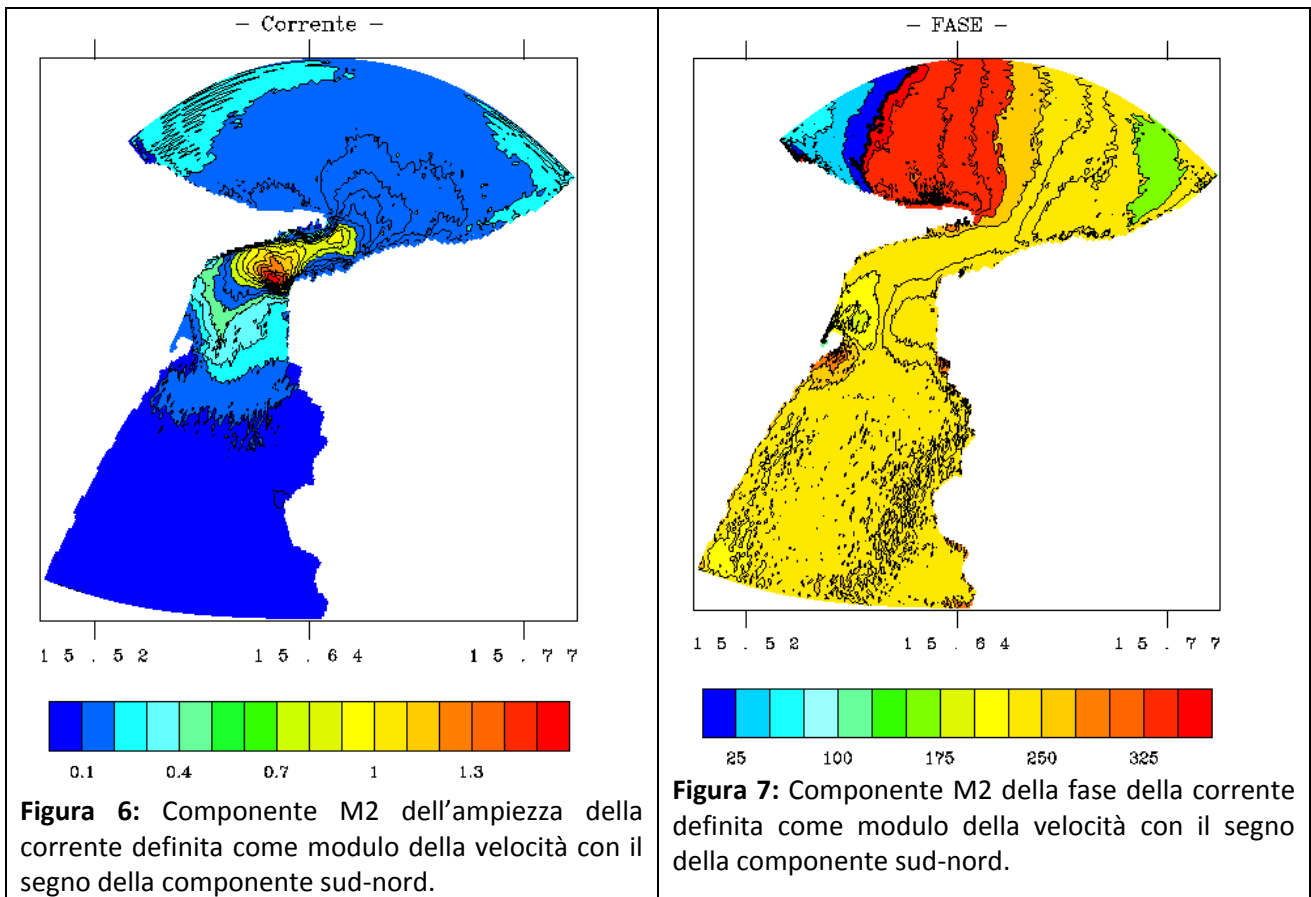
Il confronto della componente di marea M2 nello stretto tra la simulazione ed i valori disponibili è riportato nella tabella 1:

| Località          | Ampiezza Simulata (cm) | Fase Simulata | Ampiezza Misurata (cm) | Fase Misurata |
|-------------------|------------------------|---------------|------------------------|---------------|
| Ganzirri          | 3.1                    | 316           | 3.2                    | 316           |
| Faro              | 6.2                    | 328           | 5.5                    | 269           |
| Punta Pezzo       | 2.3                    | 322           | 0.9                    | 143           |
| Reggio            | 6.1                    | 124           | 6.2                    | 95            |
| Villa S. Giovanni | 3.3                    | 100           | 3.3                    | 116           |
| Messina           | 5.3                    | 119           | 5.3                    | 30            |
| Scilla            | 10.3                   | 323           | 10.2                   | 271           |

**Tabella 1:** Ampiezza e fase della componente M2 di marea, confronto tra simulazione e misure in alcune località all'interno dello stretto di Messina.

Si può osservare che i valori di ampiezza sono molto simili a quelli osservati mentre c'è una minore corrispondenza con la fase.

E' bene sottolineare che l'ampiezza dell'elevazione non è direttamente connessa alla quantità di energia mareale disponibile. Piuttosto questa è legata alla corrente di marea. Pertanto a tal fine è stata estratta la componente mareale M2 del campo di velocità  $\sqrt{(Ua^2 + Va^2)} Va/|Va|$  che ha come ampiezza il modulo della corrente e come segno quello della componente di corrente barotropica (Va) orientata verso Nord. Le Figure 6 e 7 riportano ampiezza e fase di tale campo.



I risultati in termini di elevazione (El) e delle componenti di corrente barotropica ( $U_a, V_a$ ) memorizzati per ogni punto del grigliato con frequenza oraria e per la durata complessiva di 32 giorni, sono stati ulteriormente analizzati separando i campi di marea dai campi residui. A tal fine ogni successione temporale  $\vec{f}_\xi(t)$  del vettore della terna di variabili barotropiche ( $\xi = El, U_a, V_a$ ), in ogni punto del grigliato viene espansa in una combinazione di funzioni sinusoidali:

$\vec{f}_\xi(t) \cong \vec{c}_\xi + \vec{Q}_\xi(t)$  ;  $\vec{Q}_\xi(t) = \sum_{k=1}^7 \{a_k \cos(\omega_k t) + b_k \sin(\omega_k t)\} / S_\xi$ , dove l'indice  $k$  varia da 1 a 7 e  $\omega_k$  assume il valore delle frequenze di marea semidiurne e diurne (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1), mentre il coefficiente " $\vec{c}_\xi$ " rappresenta il valore medio delle 3 componenti  $\bar{El}, \bar{U}_a, \bar{V}_a$  e  $S_\xi$  è un coefficiente di scala, usato per normalizzare le 3 variabili in modo che siano comprese nell'intervallo (-1,+1), con  $S_\xi = \{\max\|El\|, \max\|U_a\|, \max\|V_a\|\}$ . Ottimizzando i parametri  $c_\xi, a_k, b_k$  affinché la quantità  $\sum_t \{f_\xi(t) - Q_\xi(t)\}^2$  sia minima si ottiene la desiderata espansione di  $f_\xi(t)$  mediante funzioni armoniche  $Q_\xi(t)$ .

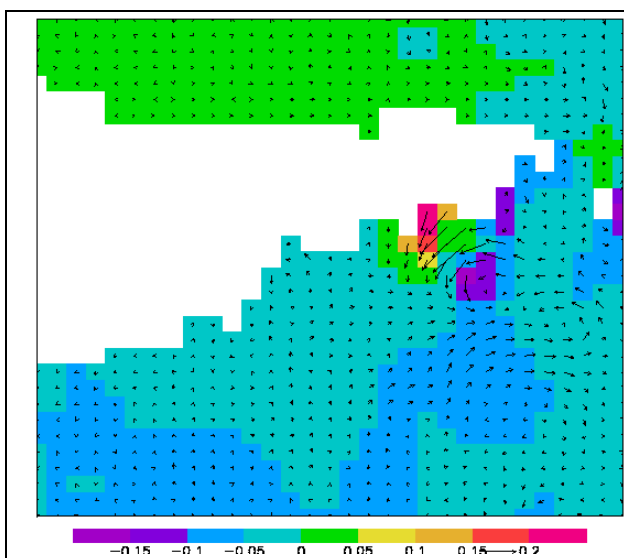
Quindi  $Q_\xi(t)$  è definito come il "campo di marea" mentre il "campo residuo" è definito come:

$$R_\xi(t) = \{f_\xi(t) - Q_\xi(t) - c_\xi\}.$$

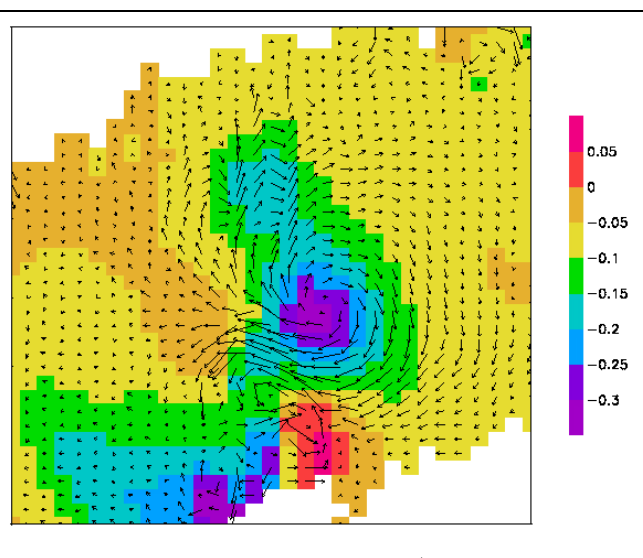
Il campo di marea  $Q_\xi(t)$  mostra di possedere solo i modi oscillanti alle frequenze delle maree imposte come condizioni al contorno, invece una analisi dettagliata di tipo Fast Fourier Transform (FFT) del campo residuo  $R_\xi(t)$  rivela che la frequenza principale è relativa ad un periodo di circa 6 ore anche se sono presenti modi alle basse frequenze dovute all'alternarsi dei periodi di sigizia e quadratura.

Per quanto riguarda il campo di marea  $Q_\xi(t)$  si osserva che la corrente massima si realizza in un unico punto (Punto 1), come si può notare dalla Figura 6, nella posizione di coordinate longitudine 15.624 e latitudine 38.234 ad ovest di Punta Pezzo dove raggiunge valori di 2,7 m/s quando la corrente è in direzione NE (rema montante) e 2,3 m/s quando è in direzione opposta SW (rema scendente). L'esame della

“corrente residua”  $R_{\xi}(t)$ , rivela invece la formazione di alcuni massimi presenti in varie zone dello stretto. In particolare in vicinanza della località Ganzirri in un punto con longitudine 15.6400 e latitudine 38.2668 (definito 2) si verificano isolati massimi di corrente sempre con direzione est-sudest con valori di 2.34, 1.25 e 0.99 m/s. L’esame delle strutture di circolazione degli specifici episodi rivela strutture simili solo con differente intensità. Nella Figura 8 è rappresentata la circolazione durante l’episodio più intenso, in località Torre Faro, vicino alla punta nord-est della Sicilia (Capo Peloro). Un altro massimo che si verifica nel campo residuo di corrente è locato a Longitudine 15.6400 e Latitudine 38.2426 (Punto 3) nel tratto di mare a nord di Località Cantello, tra Punta Pezzo e Scilla con un massimo di 1.86 m/s con altri episodi di 1.40, 1.30 m/s ad intervalli non regolari e comunque distanziati da periodi non inferiori alle 11 ore. L’episodio più intenso è graficato in Figura 9 e mostra la presenza di un vortice di intensa circolazione oraria a nord-est di Punta Pezzo. Tale vortice non è osservato nelle strutture di circolazione del campo di marea.



**Figura 8:** Punto 2, circolazione nel campo residuo, nelle vicinanze di Capo Peloro durante il massimo episodio di 2,3 m/s.



**Figura 9:** Punto 3, a nord della località Cantello, massimo di corrente nel campo residuo di 1.8 m/s: circolazione tra Punta Pezzo e Scilla dove si ripetono episodi di questo tipo.

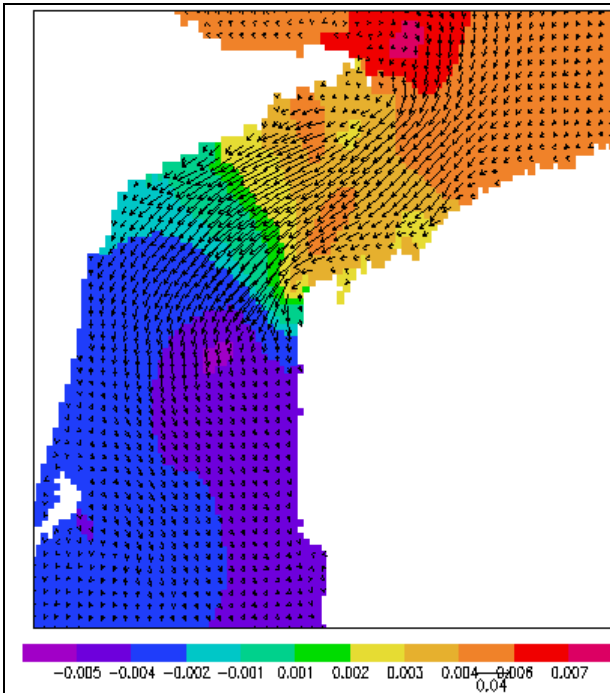
Il campo residuo mostra altri massimi temporali meno rilevanti nel punto di Longitudine 15.6384 e latitudine 38.2371 con un massimo relativo di 1,77 m/s e nel punto di Longitudine 15.6368 e Latitudine 38.2327 con un massimo relativo di 1.64 m/s.

### Analisi dei risultati utilizzando EOFs

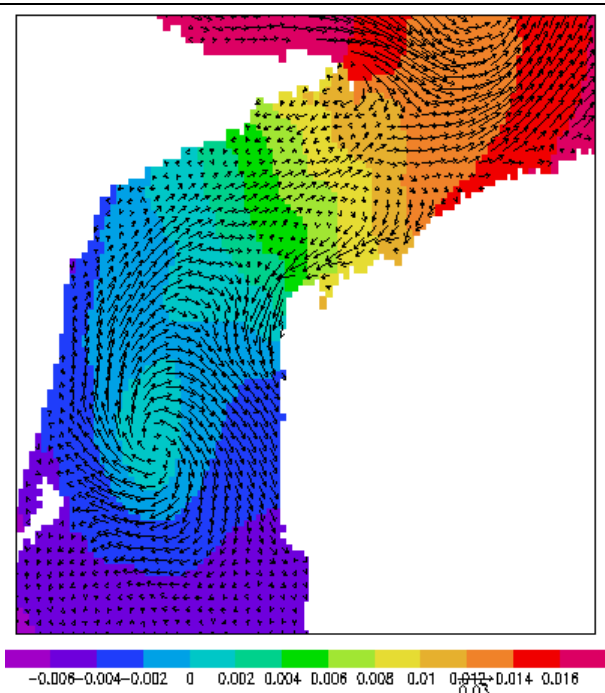
Per una migliore comprensione delle strutture di circolazione nello Stretto, sono state calcolate le EOF (Empirical Orthogonal Functions) sia per il “campo di marea”  $Q_{\xi}(t)$  che per il “campo residuo”  $R_{\xi}(t)$ . Nelle Figure 10, 11, 12 e 13 sono riportate le prime quattro EOF del campo di marea.

Per comprendere come questi *pattern* contribuiscano alla circolazione di marea si può decomporre il segnale simulato in termini di EOFs moltiplicati per il rispettivo coefficiente  $C_k$  :

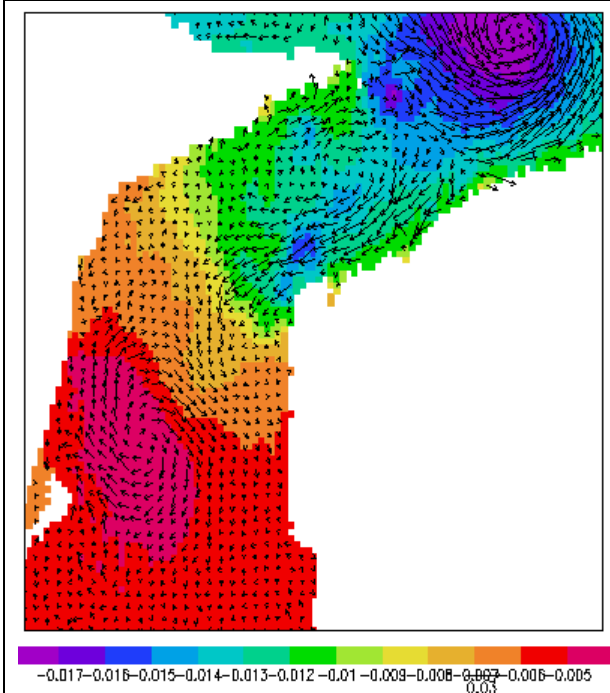
$$\begin{pmatrix} El(x,y) \\ Ua(x,y) \\ Va(x,y) \end{pmatrix} = \sum_k^{N_{eof}} C_k \begin{pmatrix} Eof_k^{El}(x,y) \\ Eof_k^{Ua}(x,y) \\ Eof_k^{Va}(x,y) \end{pmatrix}.$$



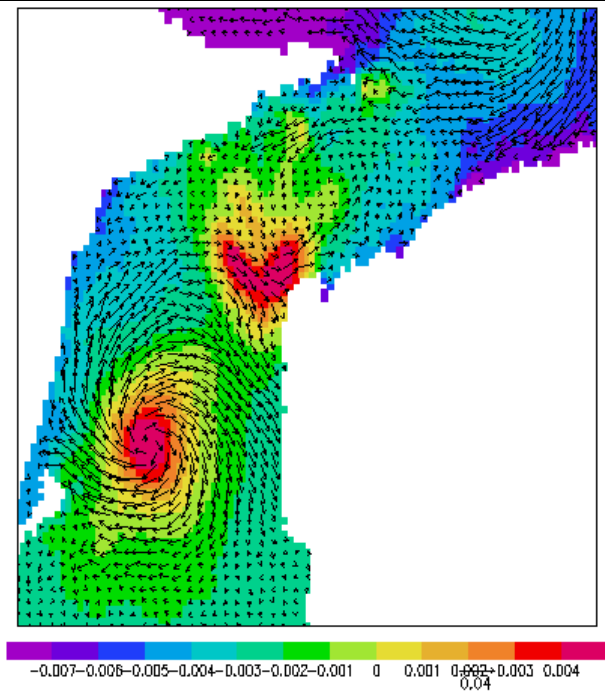
**Figura 10:** EOF N° 1 del campo di marea, le linee di contorno demarcate dai colori sono relative all'elevazione



**Figura 11:** EOF N° 2 del campo di marea

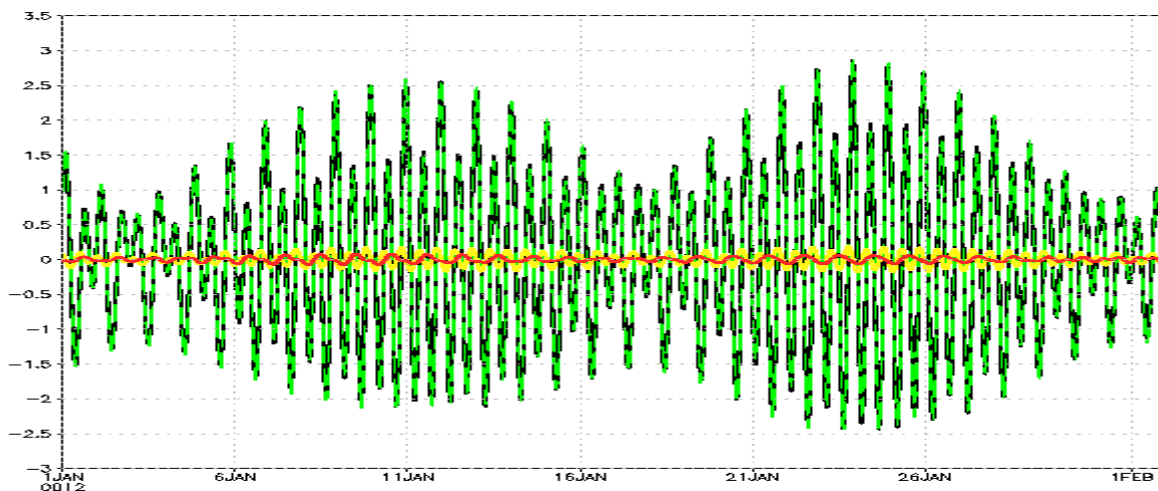


**Figura 12:** EOF N° 3 del campo di marea



**Figura 13:** EOF N° 4 del campo di marea

Ogni variabile barotropica in ogni punto è espressa come combinazione di n. EOF tramite i coefficienti  $C_k$  chiamati *Principal Components* (P.Cs.). In particolare nel punto di massima corrente di marea (lon. 15.624 e lat. 38.234) questa decomposizione è rappresentata nella Figura 14 dove il valore della componente Va è graficato in nero, in verde il contributo della prima EOF, in giallo il contributo della seconda EOF e in rosso quello della terza EOF.



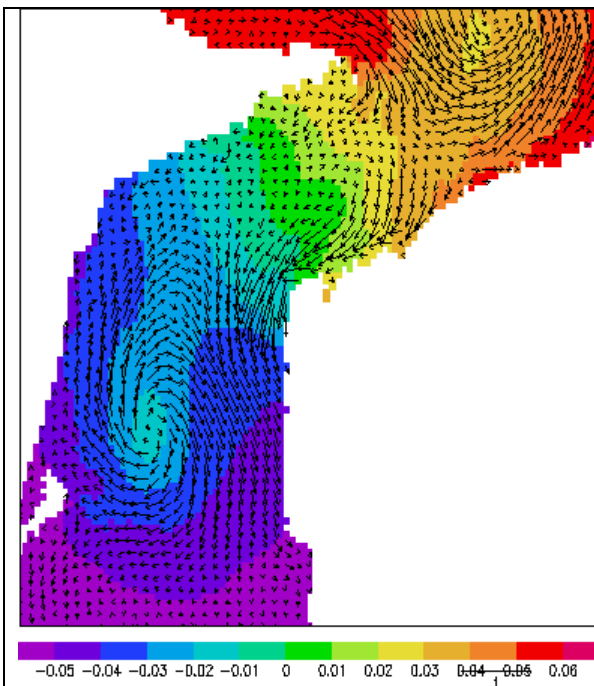
**Figura 14:** Andamento della Corrente nel punto dove si registrano i valori massimi dovuti alla marea (Lon. 15.624 e Lat. 38.234) in Nero. In verde è rappresentato il contributo della EOF 1°, in giallo quello della EOF 2° e in rosso quello della EOF 3°

La Figura 14 indica che la prima EOF è sufficiente a spiegare oltre il 90% del segnale della corrente dovuta alla marea. Nonostante una certa somiglianza tra il campo di ampiezza della M2 (Figura 6) e la EOF 1 (Figura 10), la prima EOF non è composta esclusivamente dalla componente M2, e questo è facilmente deducibile dalla composizione percentuale delle varie EOFs in termini di modi di marea riportati in Tabella 2:

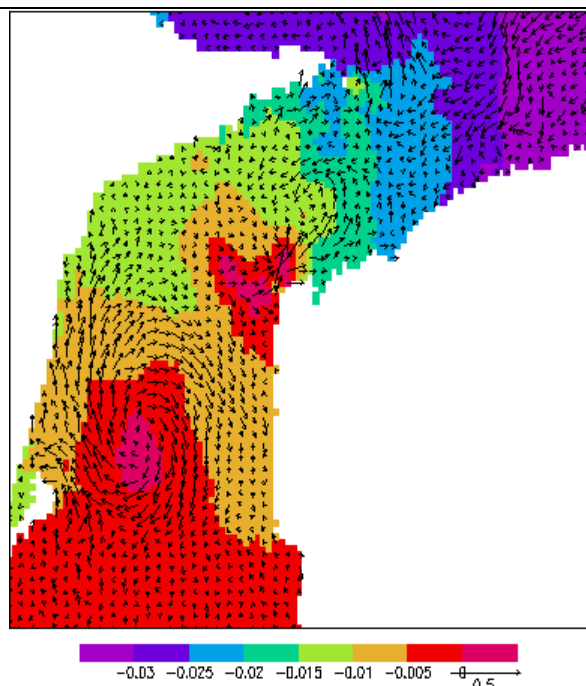
|         | M2   | S2   | N2   | K2   | K1   | O1   | P1   |
|---------|------|------|------|------|------|------|------|
| Punto 1 | 45.4 | 17.2 | 8.9  | 7.6  | 14.8 | 2.4  | 3.8  |
| EOF 1   | 45.1 | 16.1 | 8.5  | 7.9  | 15.2 | 1.9  | 5.3  |
| EOF 2   | 48.3 | 14.1 | 7.6  | 7.8  | 12.9 | 4.1  | 5.1  |
| EOF 3   | 13.5 | 9.1  | 8.9  | 10.1 | 33.4 | 18.6 | 6.4  |
| EOF 4   | 8.9  | 2.6  | 6.1  | 7.6  | 23.2 | 36.4 | 15.1 |
| EOF 5   | 5.3  | 16.2 | 5.4  | 19.7 | 6.3  | 33.0 | 14.1 |
| EOF 6   | 6.7  | 16.4 | 13.3 | 22.3 | 27.3 | 5.2  | 8.7  |
| EOF 7   | 8.1  | 28.4 | 13.0 | 5.4  | 19.8 | 7.5  | 17.8 |
| EOF 8   | 3.5  | 22.9 | 9.6  | 28.3 | 13.1 | 7.2  | 15.3 |

**Tabella 2:** Decomposizione dell'andamento temporale nel Punto 1 (massimo del campo di marea) e delle *Principal Components* di alcune EOF relative al campo di marea

Le P.C.s delle EOF1 e EOF2 cioè l'evoluzione temporale dei coefficienti della EOF1 e EOF2, hanno una composizione spettrale simile a quella del "Punto 1" (la località dove si verificano i valori più intensi di corrente) mostrando che i modi principali sono rispettivamente M2, S2, e K1. Le P.Cs. delle EOF3 e EOF4 sono invece principalmente costituite dai modi K1 e O1 e parzialmente dal modo P1. Un esempio di come tali strutture si possano presentare nello stretto è riportato nelle Figure 15 e 16 dove sono graficate la circolazione e l'elevazione rispettivamente dopo 76 e 146 ore che costituiscono un esempio di circolazione con strutture tipo EOF3 e EOF4 cioè governate dai modi di marea diurni K1 e O1.



**Figura 15:** Corrente ed elevazione al tempo 76 come esempio di pattern dovuto alla EOF 3.



**Figura 16:** Corrente ed elevazione al tempo 146 come esempio di pattern dovuto alla EOF 4.

Anche l'analisi della "circolazione residua"  $R_{\xi}(t)$  è effettuata tramite l'uso della decomposizione in EOFs.

Nelle Figure 17, 18, 19 e 20 sono riprodotte le prime quattro EOFs relative alla "circolazione residua".

Si osserva la presenza di alcuni vortici, in particolare quello presente nella EOF2 della "circolazione residua" è simile a quello osservato nella EOF4 della "Circolazione di marea", mentre gli altri vortici mostrati dalle EOF della circolazione residua risultano avere caratteristiche e posizione differenti rispetto a quelli osservati nella "Circolazione di marea".

La decomposizione tramite FFT della P.C. relativa alla EOF1 della "circolazione residua" mostra che i modi con periodo compreso tra 6.24 e 6.10 ore costituiscono il 53% del segnale, il rimanente, per un 16%, ha un periodo di 8.26 ore, oltre ad una modesta componente (circa il 12%) alle basse frequenze dovuta all'alternarsi di periodi di sigizia e quadratura. L'analogo esame della seconda EOF mostra che la componente con periodo compreso tra 6.30 e 6.05 ore costituisce il 36%, c'è anche la componente con periodo intorno 8.05 (9%) ma è presente anche una modesta componente (il 9%) a più alta frequenza con periodo tra 4.17 e 4.10.

La EOF 3 ha solo l' 8 % con periodo intorno a 6.15 e mostra componenti a più alta frequenza: 15% con periodo tra 4.95 e 4.80 e 21% con periodo tra 4.15 e 4.05. Infine la EOF 4 inverte la tendenza in quanto ha minime componenti di alta frequenza, un 9% con periodo intorno a 6 ore (tra 6.05 e 6.30), il 10 % intorno a 8.1 ore il 26% su una frequenza semidiurna (periodo tra 12.39 e 13.4) e il 14% su una frequenza diurna (periodo tra 21 e 27 ore).

Comunque gli eventi massimi di corrente residua riportati precedentemente non sono spiegabili in termini di una singola EOF in quanto tali eventi sono assai discontinui ed occasionali pertanto non costituiscono un campo tipico, e pertanto non sono ben riproducibili utilizzando le strutture delle principali EOF.

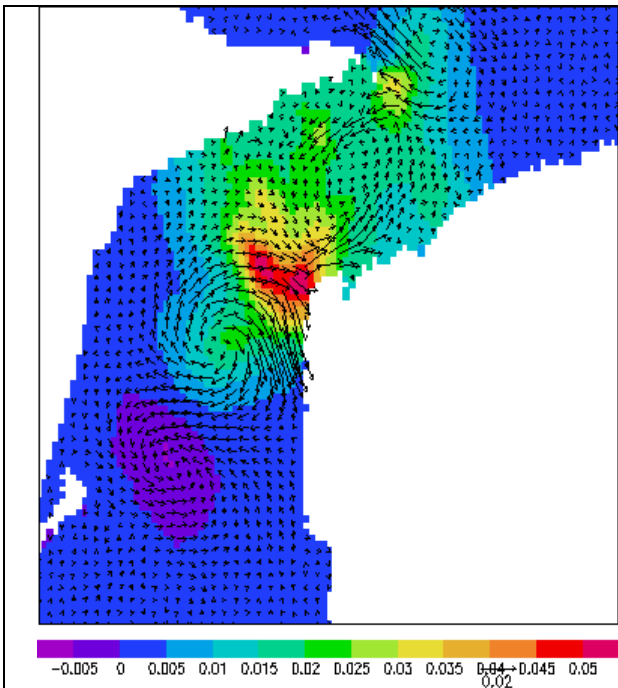


Figura 17: EOF 1° del campo residuo

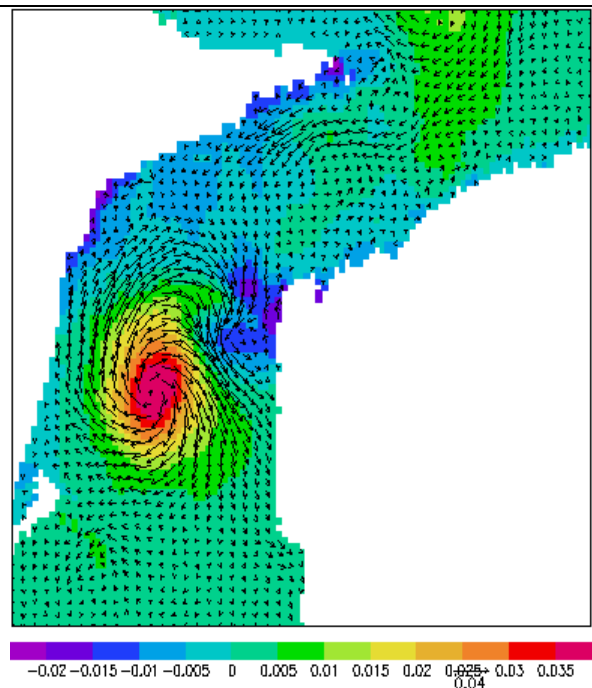


Figura 18: EOF 2° del campo residuo

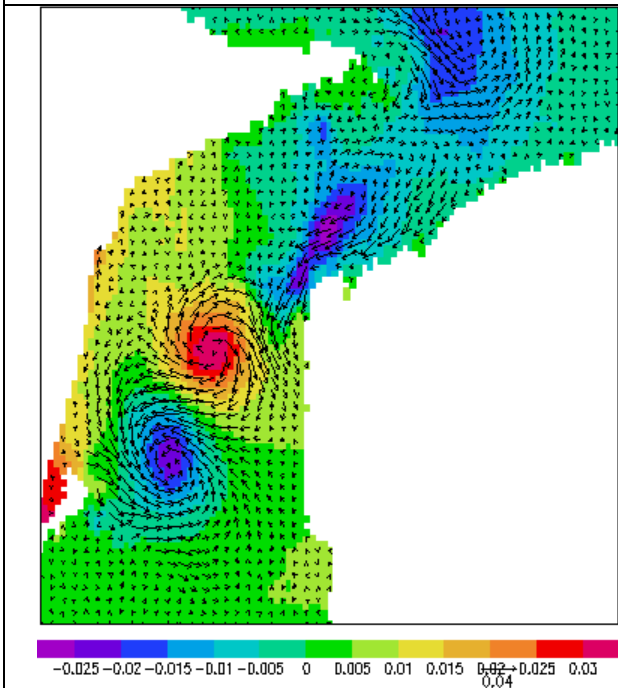


Figura 19: EOF 3° del campo residuo

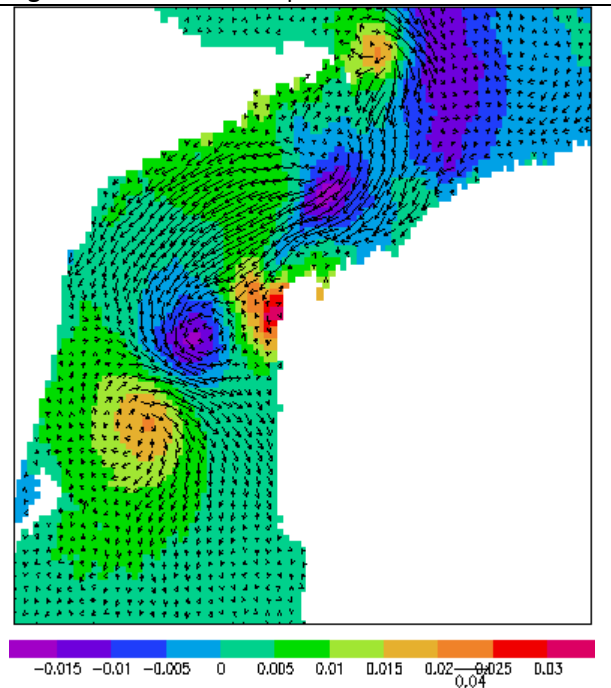


Figura 20: EOF 4° del campo residuo



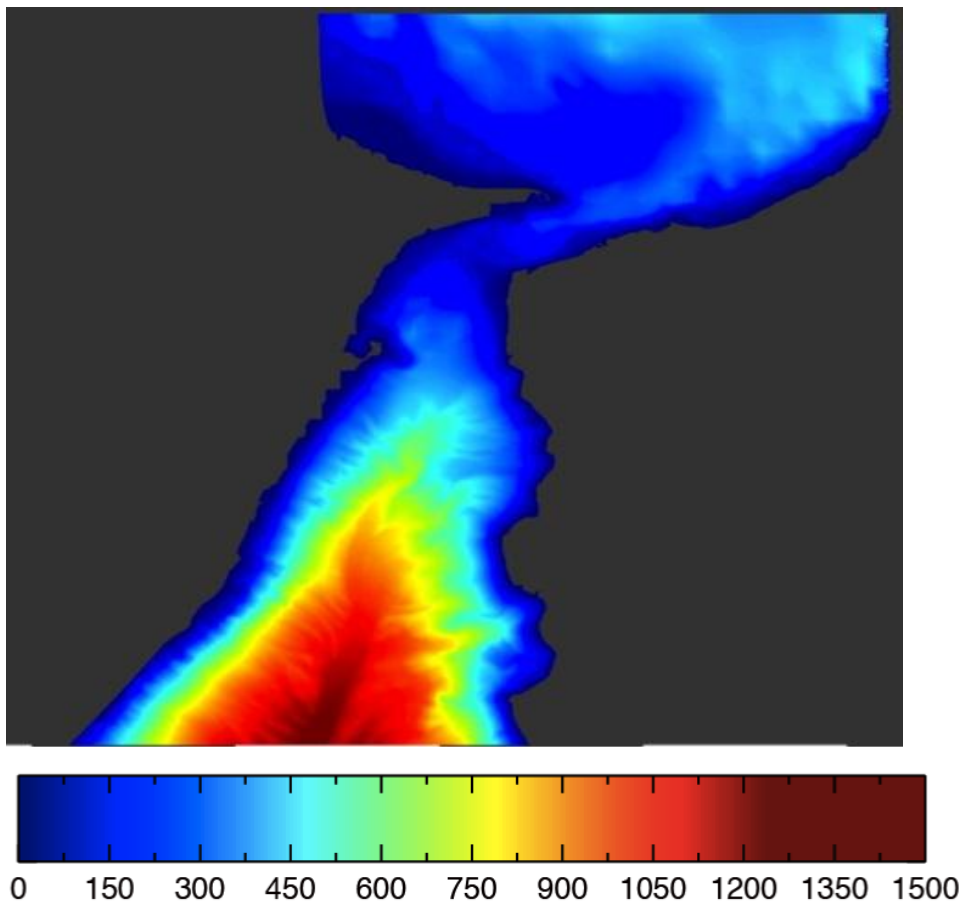
## Simulazione Numerica della Circolazione Baroclinica nello Stretto di Messina

In questo paragrafo sarà descritta l'implementazione del modello numerico scelto per determinare il potenziale energetico dello stretto di Messina. Il modello scelto per questo studio è il MITgcm, uno dei più utilizzati dalla comunità scientifica internazionale. Il MITgcm è un modello numerico di circolazione generale, sviluppato presso i laboratori del Massachusetts Institute of Technology di Boston, la cui prima formulazione è illustrata in Marshall et al. (1997 [8]). E' stato ideato per lo studio di processi dinamici che vanno dalla scala del processo convettivo alla scala globale. L'algoritmo di base risolve le equazioni di Navier Stokes incomprimibili sulla sfera per geometrie complesse, quindi il codice è stato realizzato in maniera da poter essere utilizzato sia per lo studio dell'atmosfera che dell'oceano. Può essere usato nelle approssimazioni idrostatica, quasi idrostatica e non idrostatica ed è quindi idoneo allo studio di fenomeni fluidi su una vasta gamma di scale spaziali. Il suo utilizzo per applicazioni su scale diverse è reso possibile anche dal vasto numero di parametrizzazioni implementate nel codice. E' inoltre disponibile un modulo per il calcolo dell'aggiunto che ne permette l'uso in studi di sensibilità ai parametri.

Il modello è aggiornato continuamente ed è stato implementato in modo da poter essere utilizzato su una vasta gamma di piattaforme di calcolo. Nell'implementazione dello stretto di Messina il modello è stato eseguito sulla macchina di calcolo ENEA denominata CRESCO.

Per l'implementazione dello stretto di Messina il MITgcm è stato impiegato in versione non-idrostatica, a superficie libera implicita nella formulazione a celle parziali per la topografia (Adcroft et al. 1997). La griglia computazionale utilizzata è curvilinea ortogonale ed è costituita da 300 x 840 punti in orizzontale. In altre parole la griglia ha la possibilità di adattarsi alla linea di costa, modificando in questo modo anche la risoluzione spaziale in alcune regioni particolari. Nel nostro caso la griglia computazionale segue la linea di costa nella regione adiacente allo Stretto di Messina, garantendo in questo modo un incremento notevole della risoluzione spaziale nello Stretto. In particolare il modello copre tutta l'area dello stretto con una risoluzione orizzontale che raggiunge il suo massimo nella parte centrale (circa 50 metri). La batimetria applicata alla griglia di calcolo è stata estratta in parte dal dataset GEBCO\_08 che contiene il rilievo della superficie del globo terrestre compilato utilizzando numerose fonti alla risoluzione di 30 arco-secondi di grado. La batimetria GEBCO è stata successivamente integrata con i dati provenienti dalla scannerizzazione delle carte nautiche fornite dall'Istituto Idrografico della M.M. (7066, 7415, 7416, 7417). Tutti i dati batimetrici a nostra disposizione sono stati integrati, attraverso un processo di triangolazione-interpolazione su un grigliato regolare di risoluzione 10mx10m.

I dati grigliati sono stati in seguito interpolati bilinearmente sulla griglia di calcolo del modello. La batimetria risultante del modello è mostrata in Figura 21. Il modello considera 55 livelli zeta a celle parziali sulla verticale con risoluzione costante di 7.5 m nei primi 300 metri, e una risoluzione linearmente variabile fino a 180m nella restante porzione della colonna d'acqua (1200 m).



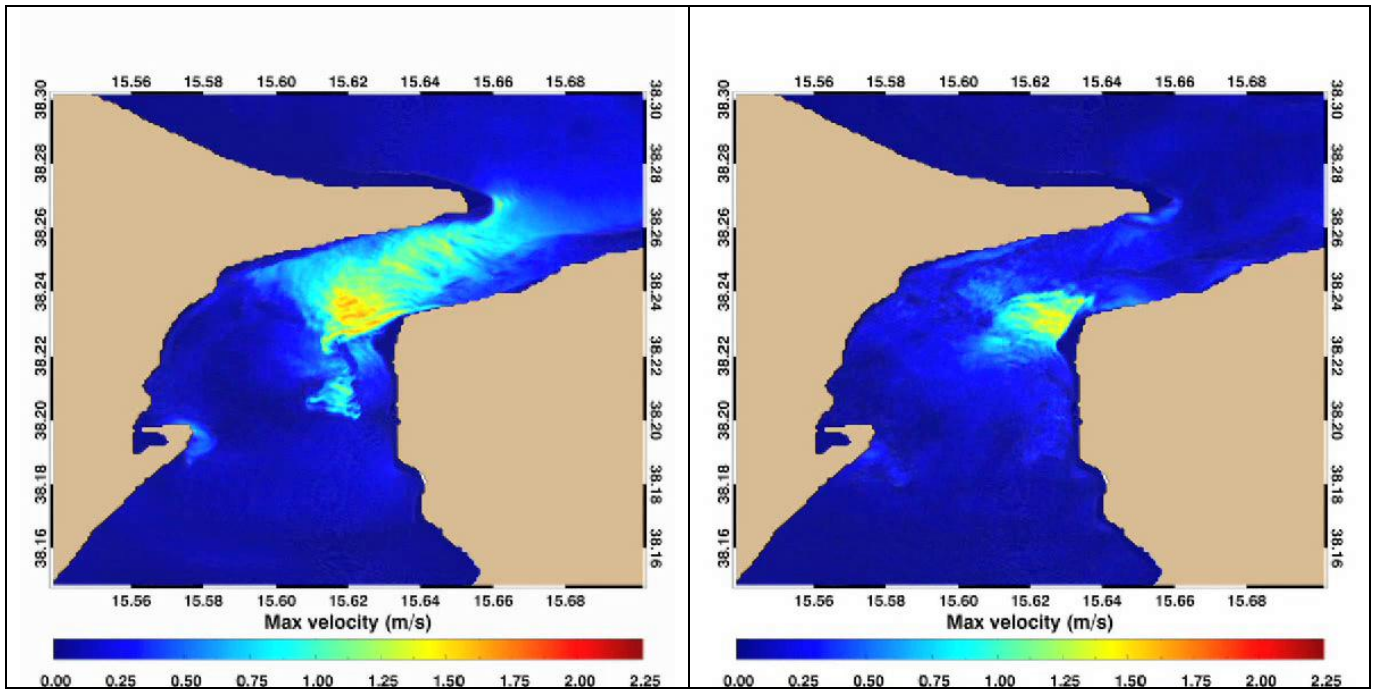
**Figura 21:** Batimetria considerata dal modello baroclino MITgcm

Le condizioni iniziali sono state derivate dai dati idrologici (temperatura e salinità) ottenuti dalle simulazioni realizzate per l'intero bacino mediterraneo nel corso della precedente annualità (Report RdS/2011/65). In particolare sono state estratte 12 diverse condizioni al contorno rappresentative di 12 mesi climatologici (ottenuti dalla media di 10 anni).

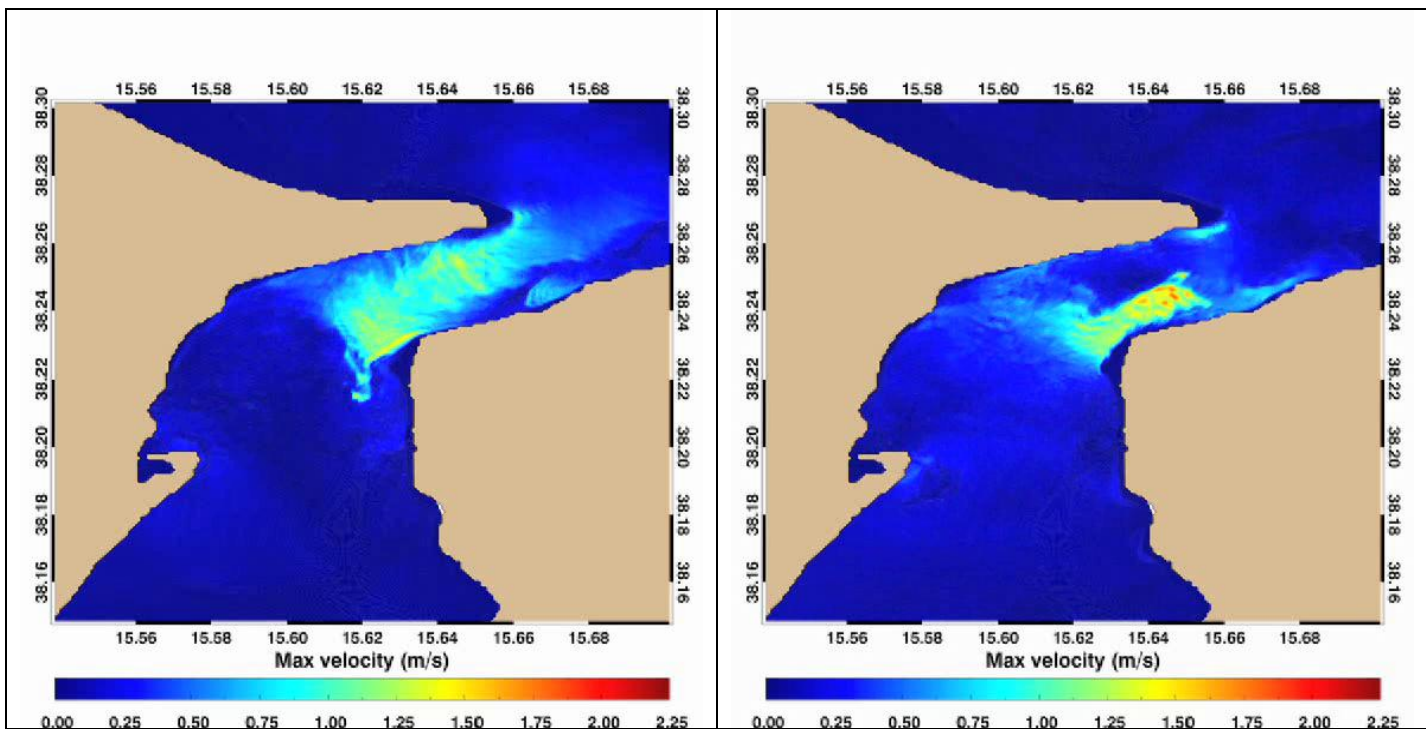
La componente laterale della velocità barotropica è stata invece introdotta come condizione al contorno sul bordo nord e sud del modello. In particolare i valori da applicare come condizione al contorno sono stati calcolati a partire dai risultati ottenuti dal modello barotropico POM. Questi dati, opportunamente interpolati sui due bordi, sono stati applicati nel modello attraverso la relazione di Flather (1976):

$$v = v^{ext} \pm \sqrt{\frac{g}{H}(h_b - h^{ext})}$$

dove  $v$  rappresenta la velocità del modello,  $v^{ext}$  è la componente della corrente di marea da applicare,  $h_b$  è l'elevazione calcolata dal modello in un punto di griglia adiacente il contorno,  $g$  è la gravità, ed infine  $H$  rappresenta la profondità. La relazione di Flather è particolarmente adatta per questo genere di applicazioni, infatti consente di forzare lateralmente il modello garantendo allo stesso tempo la propagazione verso l'esterno del dominio dei segnali barotropici che si generano all'interno del dominio stesso. In altre parole la condizione al contorno di Flather è una condizione al contorno di tipo radiativo. In Figura 22 e 23 sono mostrati alcuni istanti della simulazione forzata dalle maree.



**Figura 22:** Velocità superficiale (5 m) simulata dal modello baroclinico MITgcm durante due istanti di marea.

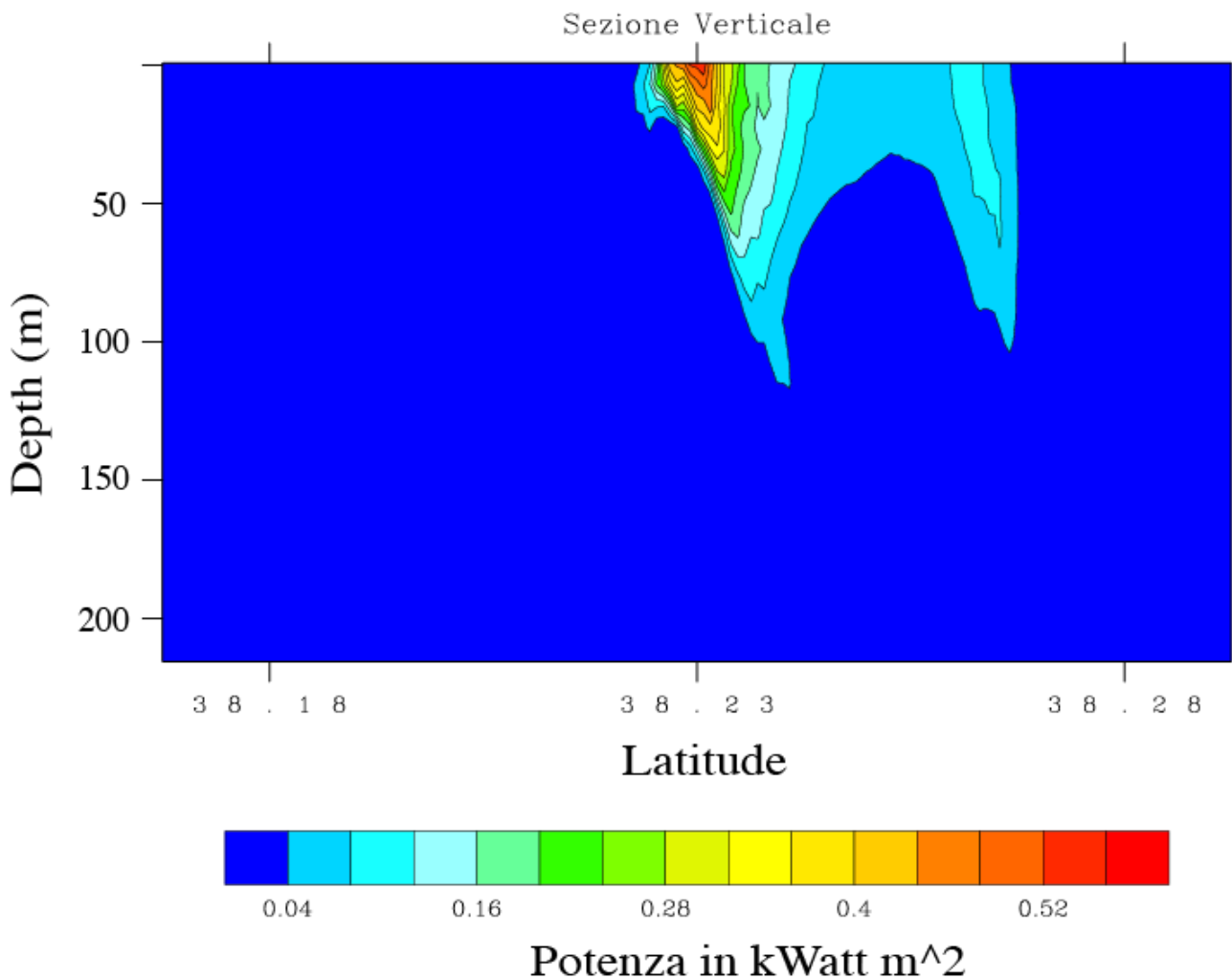


**Figura 23:** Velocità superficiale (5 m) simulata dal modello baroclinico MITgcm durante due istanti di marea.

Dall'analisi delle 12 simulazioni climatologiche è emerso che il forzante termoalino è di secondaria importanza rispetto alla componente mareale. Confrontando i risultati ottenuti dalle 12 diverse inizializzazioni si è osservata una variazione minima, dell'ordine del 5% nei punti di massima corrente. Questo risultato sottolinea ancora una volta come le correnti di marea nello stretto di Messina rappresentano una fonte di energia costante nel tempo il cui sfruttamento risulta particolarmente interessante. Per quanto riguarda i risultati ottenuti analizzando le correnti di marea simulate dal modello baroclinico è emerso che, come per il modello barotropico, il massimo di energia è presente al largo di Punta Pezzo. Tuttavia il modello tridimensionale baroclinico ha mostrato anche una forte dipendenza spaziale verticale delle correnti di marea; in particolare è risultato che le correnti di marea più intense sono presenti in superficie, nei primi 30 metri della colonna d'acqua. In Figura 24 è mostrata la distribuzione energetica relativa alla massima velocità di marea calcolata lungo la sezione meridionale passante per Punta Pezzo per mezzo della seguente relazione:

$$P = \frac{1}{2} \rho V^3 S$$

dove  $\rho=1000 \text{ kgm}^{-3}$  è la densità dell'acqua è  $V \text{ (ms}^{-1}\text{)}$  è il modulo della velocità, ed  $S$  è stata considerata unitaria.



**Figura 24:** Distribuzione verticale della potenza massima in kWatt per m<sup>2</sup> relativa alla sezione meridionale passante per Punta Pezzo come simulata dal modello baroclinico MITgcm.

## Conclusioni

In questa relazione sono stati forniti i dettagli relativi alla costruzione di un modello tridimensionale ad alta risoluzione per la simulazione del campo idrodinamico presente nello stretto di Messina. Il modello considerato è stato il MITgcm implementato in configurazione non idrostatica. Le condizioni iniziali in termini di temperatura e salinità del modello sono state estratte da una precedente simulazione tridimensionale che ha coinvolto l'intero bacino mediterraneo. Per quanto riguarda le condizioni al contorno relative alle correnti di marea, si è proceduto sviluppando un modello barotropico a più bassa risoluzione spaziale che ricopriva un'area più estesa rispetto al modello baroclinico. Questo modo di procedere viene indicato, nel campo dell'oceanografica numerica, come nesting ad una via. Il modello barotropico utilizzato è stato il POM.

Il modello barotropico è stato forzato lateralmente attraverso l'imposizione di 7 componenti di marea relativi all'elevazione superficiale. Dall'analisi dei risultati ottenuti dal modello barotropico è emerso che la circolazione risultante mostra, oltre alle strutture con le frequenze tipiche della marea con periodi di 12 e 24 ore, anche una circolazione residuale caratterizzata principalmente da fenomeni con periodo di circa 6 ore ma associati a contributi caratterizzati da periodi di 8 ore o con più alta frequenza (5-4 ore). Pertanto la circolazione risultante è stata scomposta in una "circolazione di marea" più una "circolazione residua"

L'analisi delle strutture di marea ha mostrato massimi di corrente con valori fino a 2.7 m/s in una zona di mare (lon=15.624 , lat=38.234) ad ovest di Punta Pezzo e mostra che i valori più intensi sono dovuti a correnti orientate in direzione NE mentre il massimo in direzione SW è di 2.3 m/s.

Anche la circolazione residua generata dalla marea può essere particolarmente intensa, il massimo simulato di 2.34 m/s è nelle adiacenze della costa nei pressi di Capo Peloro con direzione Ovest-SudOvest.

Un altro massimo visibile nel campo residuo di corrente è presente in corrispondenza delle coordinate Longitudine 15.6400 e Latitudine 38.2426 nel tratto di mare a nord di Località Cantello, tra Punta Pezzo e Scilla con un massimo di 1.86 m/s.

I valori massimi di queste correnti residue sono sufficientemente elevati, tali da rivestire un teorico interesse nel possibile utilizzo energetico ma pur essendo quasi regolari, si verificano solo nel periodo di massima sigizia e risultano avere tempi di permanenza troppo brevi.

L'analisi delle correnti di marea utilizzando EOF (Empirical Orthogonal Functions) mostra che le strutture delle prime 2 EOF hanno un periodo di 12 ore, e corrispondono sostanzialmente ad una diminuzione di elevazione da nord verso sud con il massimo gradiente in vicinanza di Punta Pezzo. Le strutture rappresentate dalle EOF3 e EOF4 hanno un periodo di 24 ore e mostrano due vortici, uno all'imboccatura nord e il secondo nel centro dello stretto a nord-est di Messina. Le EOF nel caso delle correnti residue mostrano la formazione di vari vortici centrati tra Punta Pezzo e Messina e strutture secondarie vicino a Ganzirri.

## Riferimenti bibliografici

- (1) Adcroft A., C. Hill, and J. Marshall, 1997: Representation of topography by shaved cells in a height coordinate ocean model. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2293–2315.
- (2) Androsov A.A., B.A. Kagan, D.A. Romanenkov, N.E. Voltzinger, "Numerical modelling of barotropic tidal dynamics in the strait of Messina", *Advances in Water Resources* 25 (2002) pg. 401-415.
- (3) Blumberg, A.F., Mellor, G.L., 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In Heaps, N. (Ed.), *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- (4) Carillo A., E. Napolitano, G. Leuzzi, P. Monti, P. Lanucara, V. Ruggiero, G. Sannino, 2011. Valutazione del potenziale energetico delle correnti marine del Mar mediterraneo. Report RdS/2011/65.
- (5) Di Sarra A., A. Pace e E. Salusti "Long Internal Waves and Columnar Disturbances in the Strait of Messina", *Journal of Geophysical Research*, vol. 92, N° C6, pg 6495-6500, June 15, 1987

- (6) Egbert, G.D., "Tidal data inversion: Interpolation and Inference", *Progress In Oceanography*, Volume 40, Issues 1–4 (1997), pg 53–80
- (7) Flather, R.A., 1976. A tidal model of the north-west European continental shelf. *Memoires de la Societe Royale des Sciences de Liege* 6 (10), 141–164.
- (8) Marshall, J., Adcroft, A., Hill, C., Perelman, L., Heisey, C., 1997. A finite-volume, incompressible Navier–Stokes model for, studies of the ocean on parallel computers. *J. Geophys. Res.* 102 (C3), 5753–5766.
- (9) Mellor, G.L., Yamada, T.A., 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *Journal of the Atmospheric Sciences* 31, 1791–1806.