



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale

Tesi di tirocinio di formazione e orientamento

(Convenzione stipulata tra ISPRA e l'Università Roma III)

**STUDIO DEI PROCESSI DI DISPERSIONE IN MARE ALLA FOCE DEL
TEVERE MEDIANTE SIMULAZIONI NUMERICHE ED OSSERVAZIONI
DA SATELLITE**

Dr.ssa Luisa Ottolenghi

Tutor dell'Ente Promotore: Prof.ssa Claudia Adduce

Tutor ISPRA: Dr.Roberto Inghilesi

ANNO 2010-2011

Data	Firma Tirocinante	Firma del Tutor ISPRA	Firma Responsabile Servizio ISPRA
	Firma del Tutor Ente Promotore		

INDICE

INTRODUZIONE.....	pag. 3
-------------------	--------

CAPITOLO 1:	
IL MAR MEDITERRANEO.....	pag. 4
1.1) LA CIRCOLAZIONE GENERALE.....	pag. 4
1.2) LA CIRCOLAZIONE NEL MAR TIRRENO.....	pag. 5

CAPITOLO 2:	
MODELLI DI CIRCOLAZIONE E DI DIFFUSIONE IDRODINAMICA.....	pag. 7
2.1) IL MODELLO DI CIRCOLAZIONE.....	pag. 7
2.2) ACCOPPIAMENTO DEL POM CON IL SISTEMA MFS.....	pag. 8
2.3) IMPLEMENTAZIONE DI UN FIUME NEL POM.....	pag. 8
2.4) ACCOPPIAMENTO DEL POM AD UN MODELLO LAGRANGIANO DI DISPERSIONE	pag. 10

CAPITOLO 3:	
I DATI SATELLITARI.....	pag. 12
3.1) MISURAZIONI DA SATELLITE DEI COLORI DELL'OCEANO.....	pag. 12
3.2) ALGORITMI PER IL CALCOLO DELLA CLOROFILLA NEL MAR MEDITERRANEO.....	pag. 13

CAPITOLO 4:	
CASI DI STUDIO.....	pag. 14
4.1) SCELTA DEGLI EVENTI.....	pag. 14
4.2) IMPLEMENTAZIONE DEL POM.....	pag. 15
4.2) RISULTATI DEL MODELLO IDRODINAMICO.....	pag. 17
4.2.1) CASO INVERNALE.....	pag. 17
4.2.2) CASO ESTIVO.....	pag. 18
4.4) ANALISI DEI DATI DI VENTO.....	pag. 19

CAPITOLO 5:	
ANALISI DEI RISULTATI	pag. 20
5.1) IMPLEMENTAZIONE ED OUTPUT DEL MODELLO A PARTICELLE.....	pag. 20
5.2) CONFRONTO MODELLI ED IMMAGINI SATELLITARI.....	pag. 22
5.3) ANALISI E CONFRONTI DEGLI HÖEVMOLLER.....	pag. 34

CAPITOLO 6:	
CONCLUSIONI.....	pag. 42

BIBLIOGRAFIA.....	pag. 44
--------------------------	----------------

INTRODUZIONE

Mediante la collaborazione tra l’Università degli Studi Roma Tre e l’Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale si è potuto effettuare il presente studio riguardante l’analisi degli effetti della presenza del fiume Tevere nel punto di immissione nel Mar Tirreno. L’attività di tirocinio che ha avuto la durata di quattro mesi, a partire dal 1 novembre 2010 fino al 28 febbraio 2011, si è svolto presso l’ISPRA, in particolare nel Dipartimento Acque interne e Marine, Servizio Difesa delle Coste, Settore Modellistica numerica, sotto la supervisione dei tutor Prof.ssa Claudia Adduce, interno all’università, e Prof. Roberto Inghilesi interno all’ISPRA. Sono stati studiati i fenomeni di dispersione dell’acqua fluviale nelle aree adiacenti alla costa in corrispondenza di due periodi in cui si sono verificate delle variazioni della portata sfociata tramite una modellazione numerica delle correnti marine e dei fenomeni diffusivi. Per conferire una maggiore validità ai risultati dei modelli numerici implementati, gli output sono stati confrontati con i dati di clorofilla (*chl*) e del coefficiente di attenuazione della luce a 490 nm (*K490*), prodotti dalla collaborazione GOS-ISAC (*Gruppo di Oceanografia da Satellite-Istituto delle Scienze Atmosferiche e del Clima*) del Consiglio Nazionale delle Ricerche che rielaborano i dati di radiazione elettromagnetica registrati dai sensori MODIS montati sui satelliti Aqua e Terra per l’ottenimento di questi prodotti.

La prima fase dell’analisi si è svolta implementando il modello numerico POM (*Princeton Ocean Model*). Il POM è un modello tridimensionale, a superficie libera, utilizzato per la simulazione della circolazione marina che risolve numericamente le equazioni primitive del moto per un fluido incompressibile sviluppato da Blumberg e Mellor (1987). Il codice è stato implementato con un passo temporale di 1 secondo su un grigliato di 375 x 300 punti e 32 livelli verticali sigma, con celle che offrono una risoluzione di circa 2 x 2 km² e con delle condizioni iniziali ed al contorno ottenute mediante l’accoppiamento con il sistema MFS (*Mediterranean Forecast System*) sviluppato dal gruppo GNOO (*Gruppo Nazionale di Oceanografia Operativa*). Tale gruppo produce operativamente le previsioni oceanografiche giornaliere su tutta l’area del Mar Mediterraneo sfruttando dei modelli di analisi, previsione ed assimilazione di dati su scala di bacino. Lo sforzo del vento a 10 m s.l.m. con una risoluzione temporale di 3 ore e spaziale di 0.1°x 0.1° proviene dal sistema di previsioni idro-meteorologiche dell’ISPRA chiamato SIMM-POSEIDON. Nel codice è stato inoltre aggiunta una parte per simulare l’effetto della portata fluviale modellandola come un’immissione di acqua dolce dall’alto nel dominio, come già effettuato da Lie-Yauw Oey (1996) per tener conto degli effetti del Mississippi nel Golfo del Messico.

Una volta ottenuti i risultati della circolazione nel Mar Tirreno ed averli analizzati confrontandoli con le strutture caratteristiche delle correnti note in letteratura, si è passati alla seconda fase dello studio consistente nell’implementazione di un modello lagrangiano di dispersione. Il modello numerico tridimensionale utilizzato sviluppato da Sannino e Artale nel 2002, sfrutta le componenti di velocità in uscita dal POM per ricostruire le traiettorie delle particelle passive e conservative utilizzate come traccianti del fiume che sono state rilasciate nel dominio in modo proporzionale alla portata giornaliera sfociata. Il grigliato spaziale del modello è lo stesso del POM e l’intervallo temporale di calcolo è di 300 secondi. Inoltre per tener conto degli effetti della turbolenza il modello aggiunge delle componenti stocastiche di velocità ricavate con uno schema di tipo random walk che tiene in considerazione i coefficienti di diffusività turbolenta in uscita dal modello oceanografico. In questo modo si sono ottenute le concentrazioni delle particelle rilasciate come traccianti nel Mar Tirreno durante le simulazioni.

Grazie all’utilizzo di opportune routines nel codice IDL fornite all’ISPRA dal gruppo GOS-CNR-ISAC ed appositamente risistemate per i casi in esame, è stato possibile analizzare i suddetti dati di clorofilla e K490 visualizzandone le concentrazioni mappate nel Mar Tirreno e su tre transekti appositamente implementati per l’ottenimento dei grafici Höevmoller nelle aree del Tevere, di Anzio e di Santa Marinella. Questi grafici sono stati infine confrontati con i risultati ottenuti con il modello di dispersione a particelle estrapolati nelle medesime forme di visualizzazione.

.CAPITOLO 1 IL MAR MEDITERRANEO

Il Mar Mediterraneo è un mare interno (dal latino *mediterraneus*, in mezzo alla terra) che si estende per circa 3800 km nel senso dei paralleli situato tra Europa, Asia e Africa. Geograficamente si estende dai 5° Ovest ai 38° Est in longitudine e dai 30° ai 45° Nord in latitudine, per una superficie complessiva di 2.505.000 km², una profondità media di 1450 m ed una profondità massima di 5020 m (nel mar Ionio a capo Matapan). Comunica con altri mari solo attraverso angusti passaggi: con l'oceano Atlantico attraverso lo stretto di Gibilterra esteso 15 km e profondo 250 m, con il Mar Nero attraverso le fosse dei Dardanelli larga 4 Km e profonda 55 m e del Bosforo, con il Mar Rosso attraverso il canale artificiale di Suez largo da 120 a 60 m e profondo solo 12 m. Nonostante rappresenti solo l'1% delle acque salate mondiali, è da sempre stato fonte di grande interesse, in quanto culla di tutte le civiltà più antiche, che hanno spesso basato la loro prosperità economica sulle attività commerciali che l'alta navigabilità di questo mare offriva.

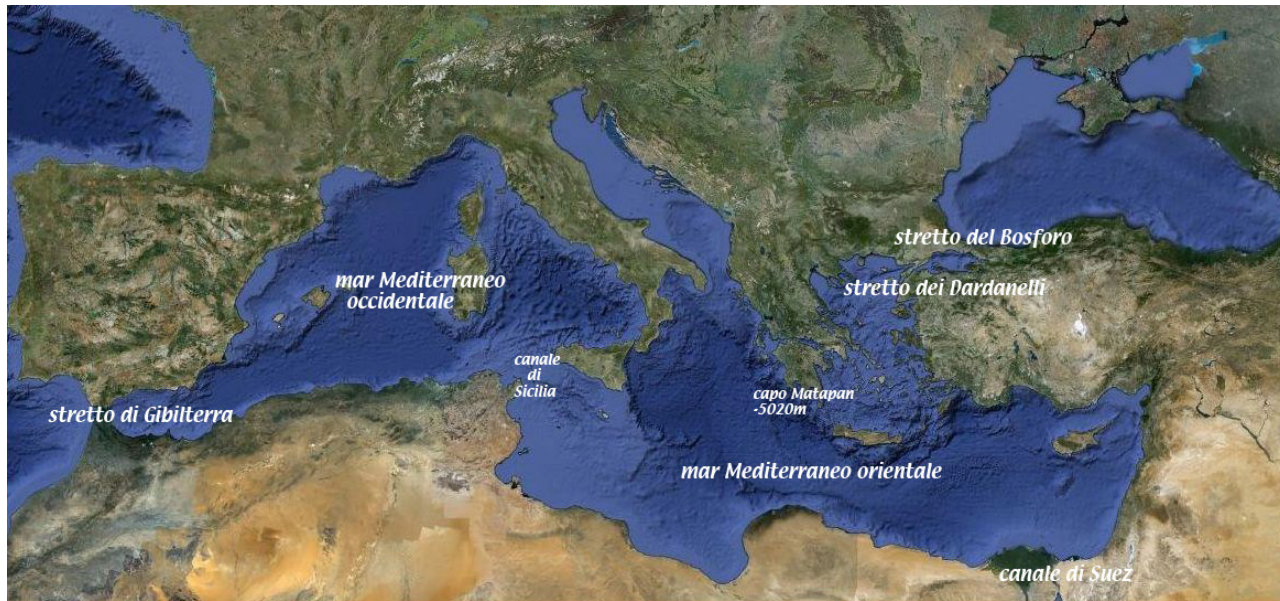


Fig. 1.1: Il Mar Mediterraneo.

1.1) LA CIRCOLAZIONE GENERALE

La circolazione generale dell'intero Mediterraneo può essere schematizzata come una funzione che trasforma l'acqua superficiale di origine atlantica che entra dallo stretto di Gibilterra in un'acqua più salata e densa che è quindi affondata in strati più profondi a seguito di processi di evaporazione che avvengono generalmente in particolari zone situate a nord dei bacini occidentale ed orientale (Millot e Taupier-Letage, 2004).

Tipicamente, per l'effetto della forza di Coriolis, tutte le masse d'acqua che circolano su scala di bacino seguono, in senso antiorario, le isobate al loro stesso livello; quindi tendono a descrivere in entrambi i bacini un gyre quasi permanente largo poche decine di chilometri e lungo qualche migliaio, lungo la scarpata continentale. Questo schema diventa più complesso a seguito del fatto che nella parte meridionale di entrambi i bacini questa corrente primaria diventa instabile, generando in alcuni periodi dell'anno dei sistemi più o meno complessi di vortici, che possono o essere trasportati con il verso della corrente, oppure possono distaccarsi da essa migrando nelle zone centrali dei bacini, per poi tornare lungo costa e magari alimentare con le loro energie la corrente stessa. Le correnti presenti nel Mediterraneo si possono suddividere in quattro layer sovrapposti costituiti da masse d'acqua dalle caratteristiche distinte (Seravall e Cristofalo, 1998):

- Il primo strato è quello superficiale, spesso circa 200 m, costituito dall'acqua di origine atlantica chiamata da alcuni autori AW (*Atlantic Water*) o MAW (*Modified Atlantic Water*); questo strato è caratterizzato da una temperatura potenziale θ di circa 13.5-13.9°C ed una salinità S di circa 38.0-38.5 psu.
- Il secondo strato è composto dalla LIW (*Levantine Intermediate Water*) ad una profondità compresa tra i 250 ed i 700m, con una $\theta \approx 13.5-13.9^\circ\text{C}$ ed $S \approx 38.45-38.75$ psu.
- Il terzo strato è costituito da un'acqua più densa e meno salata chiamata WMDW (*Western Mediterranean Deep Water*),

ed è situato nelle profondità comprese tra i 700 ed i 3000 m, con $\theta \approx 12.9-13.5^\circ\text{C}$ ed $S \approx 38.4-38.6$ psu.

- L'ultimo strato infine raggiunge profondità superiori ai 4200 m ed è costituito da acqua che si origina nel Mediterraneo orientale, AeDW (*Aegean Deep Water*) e AdDW (*Adriatic Deep Water*).

1.2) LA CIRCOLAZIONE NEL MAR TIRRENO

Risulta opportuno per i nostri studi focalizzare l'attenzione sulla circolazione presente nel bacino tirrenico; questo è collegato al bacino algerino tramite il canale di Sardegna a sud-ovest ed il canale di Corsica a nord, mentre la connessione con il bacino orientale avviene attraverso il canale di Sicilia (figura 1.2).

Come visibile nella figura 1.2, la AW entra da ovest dal canale di Sardegna e si divide in due vene principali: la prima seguendo la costa tunisina esce dal Tirreno attraverso il canale di Sicilia, mentre la seconda bypassa l'uscita e prosegue prima verso est e poi verso nord lungo la scarpata italiana.

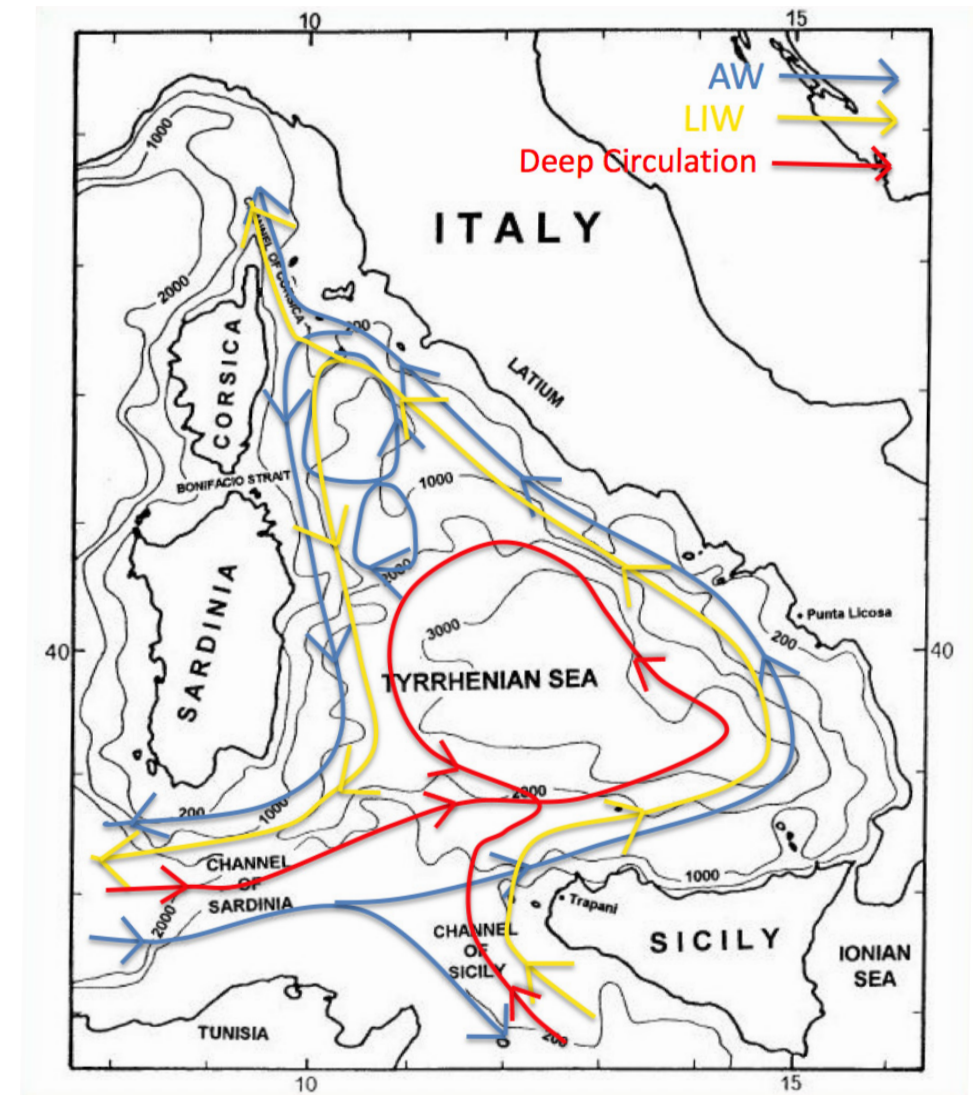


Fig. 1.2: Circolazione superficiale (AW), intermedia (LIW), e profonda (Deep Circulation) nel Mar Tirreno.

Nell'area nord del bacino la vena si suddivide ancora, uscendo in parte dal canale di Corsica ed in parte dirigendosi verso sud lungo le coste corse e sarde, per poi tornare nel bacino occidentale dal canale di Sardegna.

La LIW entra nel Tirreno dai due passaggi presenti nel canale di Sicilia, soprattutto attraverso il canyon aderente alla scarpata siciliana. Una volta giunta nei mari italiani, è forzata dalla batimetria e dalla forza di Coriolis a seguire un giro antiorario. Arrivata davanti al canale di Corsica, per le basse profondità presenti non è in grado di fuoriuscire tutta nel mar Ligure; si stima perciò che

solo 1/3 della corrente esce da questo canale, mentre i restanti 2/3 continuano il loro giro nella parte occidentale dirette verso sud, fino al canale di Sardegna. Parte di questa corrente potrà poi rientrare dalla parte più a sud dello stesso canale dopo aver effettuato il giro di tutto il Mediterraneo occidentale (*Vetrano et al., 2004*).

La circolazione profonda infine, è caratterizzata dalla copresenza di due flussi principali: il primo è costituito dalla WMDW che entra dal canale di Sardegna, inizia a seguire il solito gyre ciclonico e si deposita tendendo a rimanere intrappolato nella zona centrale più profonda; il secondo è composto dalle AdDW e dalle AeDW, entra dal canale di Sicilia, subisce dei processi di mescolamento e fuoriesce dal canale di Sardegna con la denominazione di TDW.

Un elemento particolarmente interessante della circolazione del Mar Tirreno è rappresentato dalla presenza di un vortice freddo localizzato ad est delle Bocche di Bonifacio generato dai venti che soffiano verso est attraverso le Bocche (effetto chiamato *Ekmann pumping*). Tale vortice coinvolge sia la AW che la sottostante LIW, controllando, fino a bloccarli del tutto, i flussi di provenienza meridionale (*Artale et al., 1994*). A sud est del vortice ciclonico è presente un gyre anticiclonico, generato anch'esso dai venti occidentali che attraversano lo Stretto di Bonifacio. Questi vortici hanno una forte variabilità stagionale causata principalmente dalla corrente circostante: in inverno il gyre ciclonico è molto allungato, coprendo buona parte della parte centrale del Tirreno ed è caratterizzato da velocità più elevate; in estate invece risulta essere meno forte e più allargato nella direzione est-ovest, schiacciato solo al di sopra delle Bocche di Bonifacio dal gyre anticiclonico sottostante. L'effetto di queste strutture è ovviamente un forte mescolamento verticale delle masse d'acqua situate alle diverse profondità, in particolare il gyre ciclonico genera un flusso verticale diretto verso l'alto, mentre quello anticiclonico genera un flusso verticale diretto verso il basso.

Infine un ultimo elemento da sottolineare nella circolazione tirrenica è la forte variabilità stagionale della corrente in uscita dal canale di Corsica (*Astraldi e Gasparini, 1992*); questa infatti risulta essere molto forte in inverno e primavera, mentre tende quasi a scomparire in estate e in autunno. Questo fenomeno è legato ai flussi di calore presenti nell'interfaccia aria-acqua nelle diverse stagioni che avvengono nel mar Ligure e Algerino. Tipicamente il mare immagazzina calore dall'atmosfera in primavera e in estate e lo rilascia poi in autunno e in inverno; gli scambi invernali sono solitamente più intensi, soprattutto se si aggiunge la presenza del forte vento Maestrale proveniente da nord-ovest caratteristico della stagione fredda; questo vento continentale molto freddo e secco passando sul bacino algerino assorbe quindi calore ed umidità dal mare, lasciando la massa d'acqua in un bilancio termico annuale negativo.

Essendo maggiore il calore perso dal bacino ligure rispetto a quello perso dal bacino tirrenico, la densità dello strato superficiale del bacino ligure cresce più velocemente, e si crea una corrente che tende a diminuire questo gradiente dal Tirreno al mar Ligure che passa attraverso il canale di Corsica; la variabilità stagionale ed interannuale dell'intensità di questa corrente è quindi direttamente legata alla variabilità stagionale ed interannuale del regime di vento.

.CAPITOLO 2

MODELLI NUMERICI DI CIRCOLAZIONE E DIFFUSIONE IDRODINAMICA

2.1) IL MODELLO DI CIRCOLAZIONE

Per la simulazione degli scenari idrodinamici, è stato adottato il modello di circolazione POM (*Mellor, 2004*). Il POM è un modello utilizzato per la simulazione della circolazione marina, tridimensionale, a superficie libera, che risolve numericamente le equazioni primitive del moto per un fluido incompressibile con l'approssimazione idrostatica e di Boussinesq, secondo la quale le differenze di densità sono trascurate a meno che non siano moltiplicate per la forza di gravità.

Sviluppato da Blumberg e Mellor negli anni Settanta, il POM utilizza un sistema di coordinate ortogonali che possono essere sia di tipo cartesiano che curvilineo, le quali permettono di scandagliare il sito considerato con una griglia orizzontale e delle coordinate verticali di tipo sigma, che riescono a seguire meglio i fenomeni che si verificano sui domini con una forte variabilità topografica come il fondale marino in prossimità della zona costiera.

Le equazioni caratteristiche che usa sono l'equazione di continuità,

$$\bar{\nabla}_n \cdot \bar{u} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

di bilancio della quantità di moto,

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_x$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_y$$

$$p(x, y, z, t) = p_{atm} + g \rho_0 \eta + g \int_z^0 \rho(x, y, z', t) dz'$$

e di bilancio della temperatura e della salinità.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_T$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S$$

Per la chiusura delle equazioni del moto viene utilizzato uno schema uni-dimensionale con due equazioni, noto in letteratura come “*modello di chiusura della turbolenza di Mellor-Yamada*”, che permette di fornire una parametrizzazione realistica dei processi di mescolamento verticale.

La risoluzione numerica di tutte le equazioni, sia del moto del fluido che della turbolenza, fornisce le tre componenti della velocità (u, v, w), la temperatura (T), la salinità (S), l'energia cinetica turbolenta (q^2) ed il prodotto tra l'energia cinetica turbolenta e la lunghezza di scala turbolenta ($q^2 l$).

Le variabili relative alla turbolenza, insieme con il gradiente di velocità verticale e la forza di galleggiamento, sono utilizzate per determinare i coefficienti di mescolamento turbolento verticale; i coefficienti orizzontali di viscosità turbolenta (eddy viscosity), detti anche di diffusione orizzontale, sono calcolati attraverso la formula di Smagorinsky.

Un'altra importante caratteristica del POM è quella di adottare la cosiddetta tecnica del “*mode splitting*”, ciò permette di separare il calcolo dell'elevazione della superficie del mare (*external mode* o barotropico), soggetta agli sforzi del vento, dal calcolo delle componenti della velocità tridimensionale e della termodinamica del fluido (*internal mode* o baroclino). Naturalmente in questa tecnica di calcolo separato vengono utilizzati intervalli di tempo diversi (time step o Δt), che risultano essere rispettivamente corti e lunghi ma comunque entrambi basati sulle condizioni di stabilità numerica di Courant.

Il codice è scritto in linguaggio FORTRAN (*FORmula TRANslation*) ed è caratterizzato da varie subroutine che esplicitano numericamente i comandi per calcolare le variabili oceaniche del sito considerato come le velocità, la densità e la temperatura, su

ogni punto di una griglia staggherata, dopo aver assegnato sul dominio le specifiche condizioni batimetriche e di vento.

2.2) ACCOPPIAMENTO DEL POM CON IL SISTEMA MFS

L’Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) ha sviluppato e mantiene il sistema MFS (*Mediterranean Forecast System*) che produce operativamente le previsioni su tutto il bacino del Mediterraneo dal 2000 (*Pinardi et al., 2003*).

La sua attività comprende le osservazioni, l’assimilazione e l’archiviazione dei dati, le previsioni oceanografiche e lo sviluppo di modelli di ecosistema.

Per tener conto dell’intera variabilità delle diverse condizioni oceaniche presenti nel Mediterraneo, il MFS è composto da un sistema di osservazioni e previsioni a larga scala, innestato a parecchi sotto-sistemi a scala regionale e locale presenti lungo le aree costiere.

Uno dei principali punti di forza del Mediterranean Forecast System è il sistema di assimilazione dei dati su scala di bacino. Ci sono tre tipi di dati che sono operativamente assimilati: la temperatura superficiale del mare SST (*Sea Surface Temperature*), l’anomalia del livello marino SLA (*Sea-Level Anomaly*) ed i profili verticali di temperatura. Mentre le osservazioni di SST e SLA sono ottenuti dal sistema remoto satellitare, i profili verticali di temperatura sono misurati in sito mediante strumentazioni XBT (*expandable bathythermograph*) disponibili su delle specifiche imbarcazioni.

Mediante un codice numerico, viene fatto girare un modello di previsioni meteo-marine alle equazioni primitive in coordinate sferiche implementato nel bacino del Mediterraneo con una risoluzione orizzontale pari a 1/16° x 1/16° e 72 livelli verticali non omogeneamente distribuiti.

Il modello prende quindi i datasets assimilati di anomalia del livello del mare, la temperatura della superficie del mare, i profili di temperatura in situ da VOS XBTs, i profili di temperatura e salinità in situ da boe ARGO ed i profili di temperatura e salinità da CTD, li rielabora producendo delle analisi e delle previsioni. In particolare una volta a settimana vengono prodotte le analisi dei 13 giorni precedenti e del giorno corrente, e in più ogni giorno vengono prodotte le previsioni per i successivi 10 giorni.

I dati risultanti dal sistema MFS sono quindi il risultato dell’interazione tra dati osservati, analisi e previsioni effettuate di diverse variabili presenti nei modelli meteo marini.

L’accoppiamento dei dati uscenti da questo modello con il POM consiste nel fornire a quest’ultimo come condizioni iniziali tutti i dati di velocità delle correnti e di temperatura di ogni punto del grigliato che il MFS ha prodotto (si sarebbero potuti utilizzare anche i campi di vento, la salinità e l’elevazione della superficie libera, ma questi dati sono stati presi da altre fonti), e forzare inoltre le condizioni al contorno del POM una volta al giorno con questi dati così prossimi al reale. In questo modo le condizioni iniziali della simulazione saranno una riproduzione abbastanza fedele di uno scenario che si è effettivamente verificato, ed allo stesso tempo partendo già da una condizione dinamica non c’è l’esigenza di un lungo periodo per l’assestamento del sistema; il continuare a fornire una volta al giorno i dati uscenti dalle analisi prodotte dal sistema MFS come condizioni al contorno (velocità barotropica e temperatura sui lati aperti), consente infine di poter utilizzare delle condizioni al contorno che variano nel tempo e che essendo il risultato di così approfondite analisi di dati misurati e non, riescono ad ancorare la simulazione stessa ad uno scenario molto prossimo al reale. Il nesting tra il sistema MFS ed il POM viene fatto in modo da poter passare a descrivere lo scenario oggetto di studio da un sistema a grande scala ad uno con una maggiore risoluzione spaziale che per altro essendo in coordinate sigma, consente di poter rappresentare bene anche ciò che avviene nella zona costiera.

2.3) IMPLEMENTAZIONE DI UN FIUME NEL POM

Il POM consente quindi di simulare scenari di circolazione marina inquadrando il problema che si vuole esaminare in un dominio ben definito. Questo dominio viene scandito da una griglia spaziale delle dimensioni più adeguate in base al caso in esame, ovvero si farà un grigliato sufficientemente fitto in modo da trovare i valori delle variabili cercate con una frequenza che risulti rappresentativa del fenomeno, ma non eccessivamente denso per non appesantire inutilmente i tempi di calcolo.

Dal sito della Princenton University da cui è stato possibile scaricare il POM, è possibile accedere anche ad ulteriori implementazioni del codice che alcuni programmatori hanno sviluppato sotto forma di routines che se implementate a dovere consentono di tener conto e simulare anche altri fenomeni fisici come ad esempio l’immissione nel sistema di apporti d’acqua esterni. Con una risoluzione molto alta è possibile inserire nel modello la presenza di fiumi che sfociano nel mare, descrivendone la geometria ed il quantitativo di portata effluita. Quando però la dimensione di una cella risulta essere più grande delle dimensioni caratteristiche dell’estuario che si vuole rappresentare, risulta impossibile riuscire a caratterizzarlo, dovendo essere quella cella del grigliato una rappresentazione di tutti i fenomeni che avvengono in uno spazio molto più grande.

Per ovviare a questo problema si è pensato di procedere in un modo un po’ diverso, come è stato già fatto durante delle simulazioni

effettuate nel Golfo del Messico per simulare l’afflusso del Mississippi, dell’Atchafalaya e di altri fiumi (*Lie-Yauw Oey, 1996*).

Nel simulare un’immissione fluviale si assimila la struttura di questo fenomeno ad un getto galleggiante. Un bouyant jet è una configurazione idrodinamica tipica dei processi di dispersione che nel caratterizzare la forma che il liquido immesso in un altro in quiete assume, tiene in considerazione sia la quantità di moto che il flusso di galleggiamento. Un alveo che sfocia nel mare infatti è caratterizzato da una forte portata nel punto di immissione, e quindi vicino alla costa potrà essere assimilato ad un getto d’acqua in un fluido in quiete per cui i processi dispersivi che si generano sono dominati dall’elevata quantità di moto che il fluido esterno ha rispetto a quello dell’ambiente circostante; allontanandoci dal punto di immissione però le velocità tenderanno a diminuire fortemente ed il mescolamento non sarà più dominato dalla quantità di moto, bensì dalle diverse densità che i due fluidi hanno, per cui l’acqua dolce del fiume tenderà a galleggiare su quella salata più pesante del mare ed i processi diffusivi che avverranno tenderanno a cercare di colmare questo gradiente di densità, così che la “nube dispersiva” del fluido esterno tenderà ad assumere le caratteristiche fluidodinamiche di un pennacchio.

La configurazione di un getto galleggiante prevede la definizione di alcune grandezze caratteristiche:

la larghezza del getto L_q , assimilabile alla larghezza dell’estuario del fiume;

la scala di galleggiamento, definita come

$$L_b = \frac{M^{\frac{3}{4}}}{B^{\frac{1}{2}}}$$

dove $M = Q \cdot U$ flusso di quantità di moto all’immissione del getto;

$B = g' \cdot Q$ flusso di galleggiamento;

$Q = L_q \cdot H \cdot U$ è la portata sfociata;

$g' = \frac{\Delta \rho}{\rho_0} \cdot g$ è la gravità ridotta;

H è la profondità e U è la velocità della portata effluita in una sezione ortogonale all’andamento fluviale.

L_b essendo un rapporto tra le quantità che rappresentano la quantità di moto e quelle che rappresentano il galleggiamento, in realtà non è altro che la distanza per cui il bouyant jet passa dal comportamento di getto a quello di pennacchio. Per cui chiamando x la distanza dal punto di immissione si ha che

per $x < L_b$ il comportamento è assimilabile ad un getto

per $x > L_b$ il comportamento è assimilabile a quello di un pennacchio.

Sostituendo i valori caratteristici dei fiumi si ottiene una scala delle lunghezze del galleggiamento dell’ordine di poche decine di metri, così che la precisa configurazione della nube dispersiva che assume l’immissione fluviale in modelli con un passo di griglia di uno o più chilometri diventa impossibile da caratterizzare. Per questo motivo appare molto più logico non dare peso alla specifica dinamica del fenomeno che non può essere descritta da un modello con una risoluzione così bassa e si assume che in campo lontano (per distanze molto maggiori di L_b) la struttura tipica del comportamento del pennacchio si è già ampiamente sviluppata e l’effetto dell’immissione fluviale può essere simulata distribuendo su un’area del grigliato subito al di fuori della foce del fiume una portata di acqua dolce che entra nel dominio direttamente dalla superficie libera.

Viene perciò definita una velocità verticale

$$w_s = - \frac{Q}{N \cdot \Delta x \cdot \Delta y}$$

dove N è il numero delle celle del grigliato in cui viene distribuita la portata e Δx e Δy sono i passi del grigliato.

Viene assunto che questa velocità verticale immetta in superficie un volume di acqua dolce (salinità prossima allo zero) e dalla temperatura caratteristica del fiume in esame; l’equazione di continuità per il moto barotropico andrà riscritta come

$$\eta_t + \text{div}(UD) = w_s(x, y, t)$$

con $D = H + \eta$ e U è la velocità mediata lungo la profondità.

In questo modo stiamo quindi immettendo dall'alto nel dominio di calcolo il quantitativo di acqua dolce del fiume, rinunciando a seguire tutta la struttura evolutiva del getto galleggiante laterale, ed accontentandoci di simulare solo gli effetti del comportamento del pennacchio pienamente sviluppato, rappresentandolo come se fosse pioggia distribuita sulle celle immediatamente circostanti la foce.

2.4) ACCOPPIAMENTO DEL POM AD UN MODELLO LAGRANGIANO DI DISPERSIONE

Per simulare i processi di diffusione degli inquinanti si può far ricorso ad un sistema di riferimento di tipo lagrangiano studiando le traiettorie delle particelle di sostanza inquinante con un approccio di tipo statistico. In questo tipo di modellazione facendo riferimento a delle particelle di sostanza inquinante di tipo passivo, ovvero che non sono in grado di influenzare il campo di moto, si può scindere la risoluzione della parte idrodinamica del problema da quella del calcolo delle concentrazioni fatto a posteriori. In altre parole, una volta calcolato tutto il campo di moto dell'intero sistema, avviene il rilascio di particelle passive non reattive alle quali si assegna il vettore posizione ed il vettore velocità corrispondente e vengono fatte spostare in ogni intervallo di tempo con una certa traiettoria che è proprio funzione del campo di velocità.

Stabilita la relazione che collega il vettore posizione X nel sistema di riferimento lagrangiano con le corrispondenti coordinate euleriane

$$X = X(x, t)$$

la velocità lagrangiana sarà quindi

$$U(x, t) = u[X(x, t), t] = \frac{\partial X(x, t)}{\partial t}$$

e le traiettorie risulteranno essere

$$X(x, t) = x + \int_{t_0}^t U(x, t') dt'$$

In questo modo però le particelle sono costrette a seguire le linee di flusso del campo di moto. Per la simulazione degli effetti della dispersione turbolenta in un sistema di riferimento lagrangiano, si fa in modo di dare alle particelle la possibilità di discostarsi dalle linee di flusso aggiungendo allo spostamento principale legato al campo di moto, uno spostamento secondario di tipo casuale per cui la traiettoria della particella viene deviata dalle linee di corrente e si sposta in una direzione casuale di una quantità collegabile alle caratteristiche della turbolenza del caso in esame. Per cui risulterà

$$X = X(x, t) + \tilde{x}$$

$$\frac{\partial X(x, t)}{\partial t} = u[X(x, t), t] + \tilde{u}$$

con \tilde{x} e \tilde{u} classificabili come se fossero dei rumori sulla traiettoria della particella, trattate come variabili aleatorie di una distribuzione gaussiana a media nulla e varianza dipendente dal tipo di modello adottato.

Si fa riferimento quindi ad un percorso casuale semplice (o *drunkard's walk*) per cui in ogni intervallo di tempo la particella effettua una serie di spostamenti scorrelati tra loro in una qualsiasi direzione e la nube di sostanza inquinante si disperde nello spazio (Leuzzi, 2006; La Rocca, 2010).

Questo sistema consiste nell'ottenere dal POM tutte le componenti del vettore velocità in ogni punto del dominio, reinterpolare sul grigliato del modello di dispersione ed assegnarle di volta in volta alle particelle di sostanza inquinante immesse nel dominio; a questo spostamento verrà inoltre aggiunto lo spostamento turbolento e per ogni passo temporale viene calcolata la concentrazione delle particelle

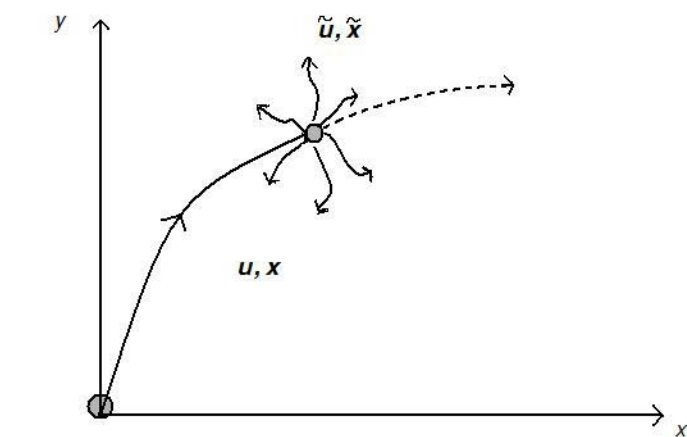


Fig.2.1: Traiettoria di una particella nel sistema lagrangiano come somma dello spostamento convettivo e diffusivo- stocastico.

presenti in ogni cella del dominio.

Viene scelta una cella del dominio che rappresenta l'immissione fluviale ed in cui per tutta la durata della simulazione vengono immesse per ogni passo temporale un certo numero di particelle, la cui traiettoria verrà seguita poi in tutti gli istanti di tempo successivi.

Per tenere in considerazione le variazioni di portata del Tevere sarebbe necessario rendere il numero di particelle immesse in una giornata proporzionale alla portata giornaliera sfociata, in questo modo però con simulazioni lunghe si rischia di incrementare in modo eccessivo il numero di particelle nel dominio (che già cresce per sua natura nel tempo), appesantendo troppo il programma e rendendo impossibile per il calcolatore il conteggio di tutte le posizioni e di tutte le componenti di velocità di ogni particella. Si cerca perciò di ovviare a questa difficoltà numerica tenendo presente che il calcolo della concentrazione in ogni cella del dominio viene effettuata come

$$c = \frac{\text{massa}}{\text{volume}} = \frac{\rho_s \cdot N \cdot V}{\Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z}$$

con ρ_s densità della particella inquinante V volume della singola particella e N numero delle particelle presenti nel volumetto di dimensioni $\Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z$.

Per rendere visibile l'effetto della variazione di portata del fiume nel calcolo delle concentrazioni è possibile quindi anziché variare il numero di particelle immesse, lavorare con le loro dimensioni, che vengono assegnate in ogni immissione proporzionalmente alla portata del fiume in esame.

Una volta immesse le particelle, queste si sposteranno di una certa quantità nell'istante temporale successivo all'immissione in funzione della velocità calcolata in quel punto dal POM; a questo spostamento ne verrà poi aggiunto un altro casuale che tiene conto degli effetti dispersivi della turbolenza. Concluso lo spostamento della particella per quell'istante temporale, viene ricalcolata la nuova posizione della particella che risulterà essere quella di partenza per il passo temporale seguente e vengono calcolate le concentrazioni andando a contare il numero di particelle presenti in ogni cella.

Il modello numerico di trasporto lagrangiano utilizzato, sviluppato da Sannino e Artale nel 2002, è basato su uno schema tridimensionale Runge-Kutta per l'approssimazione numerica di soluzioni di equazioni differenziali ordinarie del secondo ordine ai valori iniziali; questo calcola la posizione di ogni particella all'istante $n+1$ basandosi sulla posizione occupata nell'istante n , a cui viene aggiunto lo spostamento collegato alle velocità del POM per la prima metà del passo temporale, e l'accoppiamento tra la velocità del POM e la componente stocastica per la seconda metà

$$\begin{aligned} x_{n+\frac{1}{2}} &= x_n + u_n(x_n) \cdot \frac{\Delta t}{2} \\ x_{n+1} &= x_n + u_{n+\frac{1}{2}}(x_{n+\frac{1}{2}}) \cdot \frac{\Delta t}{2} + \tilde{x}_n \end{aligned}$$

Lo schema che parametrizza l'effetto random walk definisce

$$\begin{cases} \tilde{x}_n^x = \gamma_n^x \sqrt{2Am_n \Delta t} \\ \tilde{x}_n^y = \gamma_n^y \sqrt{2Am_n \Delta t} \\ \tilde{x}_n^z = \gamma_n^z \sqrt{2Km_n \Delta t} \end{cases}$$

in cui γ_n^x , γ_n^y e γ_n^z rappresentano delle variabili casuali distribuite normalmente, con media nulla e varianza unitaria mentre Am_n e Km_n sono i coefficienti di dispersione turbolenta orizzontale e verticale (dimensionalmente L^2/t) prodotti dal modello POM. Ottenuta quindi la posizione di arrivo di tutte le particelle presenti nel dominio viene calcolata la concentrazione in ogni cella pesandola con la portata del Tevere

$$c_{particelle}(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^N \rho_w \cdot V \cdot f_i}{\Delta x \cdot \Delta y}$$

e si dà poi il via ad un nuovo passo temporale.

3.1) MISURAZIONE DA SATELLITE DEI COLORI DELL'OCEANO

Sempre più rilevanza hanno acquisito negli ultimi decenni i sets di dati rilevabili dalle immagini satellitari, prima negli studi dei fenomeni atmosferici e poi per quelli oceanici, grazie all'enorme quantitativo di informazioni che si riescono a ricavare in pochissimo tempo su aree molto vaste, anche in zone difficilmente accessibili per delle misurazioni dirette. Una serie di sensori sono infatti montati sui satelliti in orbita intorno alla terra, i quali consentono l'acquisizione di immagini rappresentative dell'area che ricade nel loro obiettivo, basandosi sulle leggi riguardanti la radiazione elettromagnetica.

I sensori montati sui satelliti riescono a captare e registrare la radiazione emessa e riflessa dai corpi presenti sulla terra a diverse lunghezze d'onda, chiamate canali. I diversi canali producono quindi informazioni sulle diverse proprietà della superficie terrestre, e selezionando e combinando tra loro le varie energie radiative emesse alle diverse lunghezze d'onda del visibile si possono produrre delle immagini praticamente identiche a quelle che il nostro occhio percepirebbe guardando il nostro pianeta dallo spazio (*true color image*).

Le misurazioni delle proprietà dell'acqua dell'oceano si basano sulla porzione di radiazione elettromagnetica compresa tra le lunghezze d'onda di 400-700 nm che è emessa dal sole, trasmessa dall'atmosfera e riflessa dalla superficie terrestre; ma la superficie del mare non riflette semplicemente la luce solare, bensì i colori dell'oceano (*ocean color*) sono il risultato della radiazione che è penetrata nell'oceano, è stata selettivamente assorbita, dispersa e riflessa dal fitoplacton e da altri materiali e sostanze presenti negli strati superficiali, e poi ridispersa attraverso la superficie. Il colore dello strato superficiale del mare dipende quindi sia dal colore puro dell'acqua che tende ad assorbire le onde a bassa frequenza (i rossi) e riflettere invece quelle ad alta frequenza, per cui risulta blu, che dalla concentrazione e dal tipo di particelle sospese nei layer superficiali come la clorofilla che riflette maggiormente la lunghezza d'onda legata al colore verde o le particelle inorganiche che contribuiscono nei colori dell'immagine con i gialli ed i marroni. Così lo studio delle radiazioni e quindi dei colori che sono riflessi dalla superficie oceanica risulta direttamente collegato alla quantità ed alla qualità delle sostanze disciolte nell'acqua: le acque pulite dell'oceano aperto hanno nello spettro dell'energia guardato sulle lunghezze d'onda del visibile un massimo sulla lunghezza d'onda corrispondente al blu, e bassi contributi alle frequenze del rosso e del verde (figura 3.1, curva A); le acque con alta biomassa di fitoplacton e quindi alta concentrazione di clorofilla hanno un forte contributo anche nella fascia del verde (figura 3.1, curva B); nelle aree costiere dove è più forte la presenza di particelle solide sospese sia organiche che inorganiche, lo spettro della radiazione presenta due massimi intorno al verde ed al rosso (figura 3.1, curva C).

I principali fattori che determinano l'ocean color sono quindi:

- il materiale organico disciolto e sospeso derivante dal fitoplacton, dallo zooplacton e dal decadimento di sostanze vegetali provenienti dalla terraferma;
- le particelle inorganiche di sabbia e polvere che vengono trasportate nell'acqua dal vento, dai fiumi o messe in sospensione dalle onde.

In funzione della densità delle sostanze disciolte e sospese nell'acqua Morel e Prieur (1977) hanno diviso l'oceano in acque di caso I e acque di caso II. Le acque di caso I sono quelle in cui il colore è principalmente dominato dalla sola presenza di fitoplacton, e sono quelle tipicamente a largo; le acque di caso II sono invece quelle in cui le caratteristiche della loro colorazione sono dominate dalla presenza anche di altre sostanze che non variano nello stesso modo della clorofilla, ovvero le acque costiere, influenzate dalla presenza di detriti e di sostanze legate alle attività antropiche.

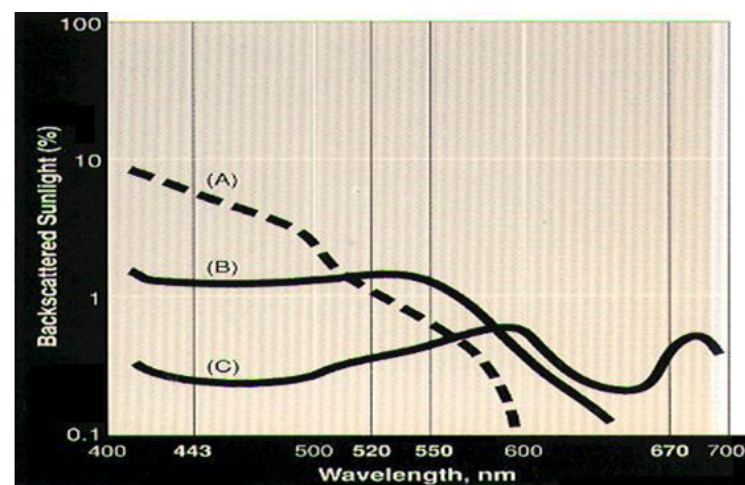


Fig. 3.1: Percentuali di radiazione riflessa in funzione della lunghezza d'onda per acque in mare aperto (A), acque con un'alta concentrazione di biomassa (B), ed acque con alte concentrazioni di clorofilla e di particolato in sospensione.

3.2) ALGORITMI PER IL CALCOLO DELLA CLOROFILLA NEL MAR MEDITERRANEO

Il mar Mediterraneo dal punto di vista biologico è un bacino di tipo prevalentemente oligotrofico; tuttavia alti valori di biomassa possono essere registrati localmente e stagionalmente in aree coinvolte da fenomeni di convezione dagli strati profondi e dall'immissione di acque fluviali.

Sono stati sviluppati negli anni diversi algoritmi empirici per collegare le proprietà ottiche dei colori degli oceani con la presenza di biomassa di fitoplacton in superficie. Partendo quindi dai sensori satellitari che rilevano la radianza emessa nello spettro del visibile a varie lunghezze d'onda, i vari algoritmi applicati ai dati di ciascun passaggio forniscono una varietà di prodotti, tra cui la clorofilla superficiale (*chl*) ed il coefficiente di attenuazione della luce (*K490*) in acqua alla lunghezza d'onda di 490 nm (blu - verde). Mentre la clorofilla fornisce informazioni riguardo la biomassa presente nel mare, il K490 fornisce dati collegabili alla torbidità dell'acqua; espresso in m^{-1} , il suo inverso dà la profondità (in m) alla quale la luce a 490 nm si è attenuata di un fattore pari ad e , cioè di circa un terzo del valore in superficie.

Per quanto riguarda la clorofilla invece esistono diversi algoritmi di base a cui si fa riferimento a seconda dello strumento di visualizzazione utilizzato:

- OC3 per immagini registrate da MODIS
- OC4ME per immagini prese dal MERIS
- OC4v4 per immagini da SeaWiFS

Ognuno di questi ha inoltre subito delle variazioni e degli sviluppi in modo da risultare sempre più adeguato e preciso. Gli algoritmi sono infatti di tipo empirico ed è stato notato che questi cadevano spesso in forte difetto se applicati al bacino del mar Mediterraneo. Dopo lunghi studi statistici e di confronto con ampie serie di registrazioni di concentrazioni di clorofilla in situ è stato possibile attribuire questi errori nella stima delle concentrazioni al fatto che il Mediterraneo risulta essere un mare "più verde e meno blu" rispetto agli altri oceani per cui gli algoritmi esistenti tarati sulla radiazione emessa a determinate lunghezze d'onda cadevano in difetto perché pesate su contributi percentuali delle varie frequenze intrinsecamente errate (Volpe et al, 2006). Queste differenti peculiarità ottiche della colonna d'acqua sono state attribuite dagli stessi studiosi a cause ecologiche, ovvero alla presenza di particolari comunità di fitoplacton come i coccilofori o altri che rendono la colorazione dell'acqua diversa rispetto alle altre regioni.

In base a questo gli algoritmi sono stati modificati e ricalibrati in funzione delle proprietà ottiche del Mediterraneo:

- OC3 → MedOC3 (MODIS)
- OC4ME → MedOC4ME (MERIS)
- OC4v4 → MedOC4 (SeaWiFS)

Nel lavoro qui presentato però occorre sottolineare che lo strumento delle rilevazioni satellitari è stato ampiamente utilizzato non a livello quantitativo, bensì qualitativo. E' noto infatti che l'affidabilità di questi algoritmi risulta essere elevata solo sulle acque di caso I (*acqua al largo le cui proprietà ottiche sono determinate principalmente dal phytoplankton e alla materia organica disciolta*), e non su quelle di caso II (*acqua tipicamente costiera, le cui proprietà ottiche sono significativamente influenzate da particolato minerale in sospensione*) dove gli andamenti della concentrazione di clorofilla e di K490 tendono ad avere le stesse caratteristiche (Morel e Prieur, 1977). Gli alti valori di chl e K490 nelle acque costiere (caso II) sono infatti causati dalla presenza di materiale organico e inorganico disciolto e sospeso che le rendono torbide, aumentando il valore di K490, e falsando il valore di chl (Mobley et al., 2004). Si parla quindi di "valori apparenti" di chl e K490 per le acque di caso II, in quanto i sensori satellitari che registrano i valori di radianza non possono distinguere la componente legata alla presenza del fitoplacton da quella del materiale organico disciolto e sospeso di origine terrigena presente in elevate quantità nella fascia costiera.

Tutto ciò se da una parte rappresenta una limitazione all'applicabilità degli algoritmi nella fascia costiera, con una conseguente totale assenza di informazioni quantitative riguardo i fenomeni in atto, dall'altra ci permette di riconoscere e seguire la distribuzione di acque eutrofiche e torbide come quelle del Tevere. I valori di clorofilla e K490 anche se falsati, risultano infatti essere molto elevati in prossimità delle foci dei fiumi e possono perciò essere assunti come traccianti dell'acqua fluviale (acqua di caso II, torbida ed eutrofica, caratterizzata da alti valori di chl e K490) che dalla foce si distribuisce verso il largo (cioè verso l'acqua di caso I, oligotrofica, con bassi valori di chl e K490) e lungo la costa.

4.1) SCELTA DEGLI EVENTI

La scelta dei casi di studio è stato un attento lavoro di confronto della qualità e della quantità dei dati a disposizione. Per l'obiettivo prefissato occorre infatti trovare dei periodi per le simulazioni che risultassero adeguati sia dal punto di vista idrologico, che dal punto di vista di disposizione di immagini satellitari. Per osservare infatti una variazione del comportamento della clorofilla e del coefficiente di attenuazione della luce nella zona circostante la foce del Tevere è necessaria una variazione della portata effluita; allo stesso tempo però non è sufficiente scegliere dei semplici periodi della piena del fiume in quanto i fenomeni di piena si verificano in corrispondenza di lunghi eventi piovosi, a cui corrisponde un cielo coperto dalle nuvole che non permette l'acquisizione di buone immagini da satellite. Per seguire l'evoluzione temporale del fenomeno da satellite occorre quindi un alto numero di immagini in cui

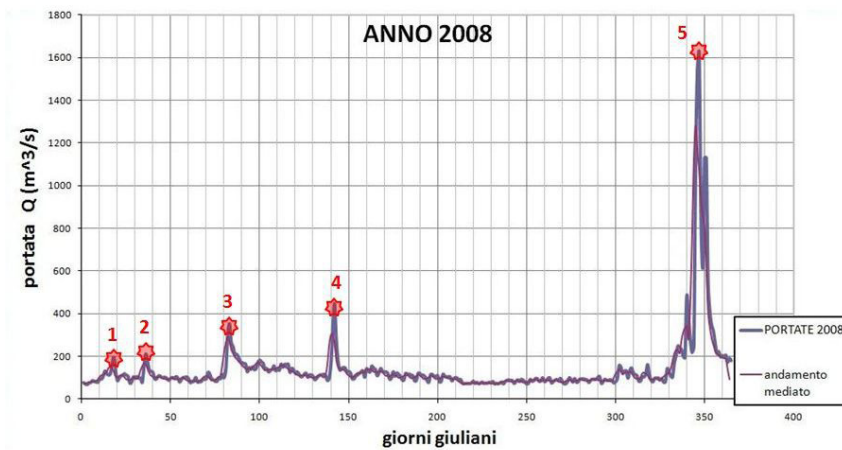


Fig. 4.1: Andamento delle portate giornaliere registrate a Roma Ripetta nell'anno 2008.

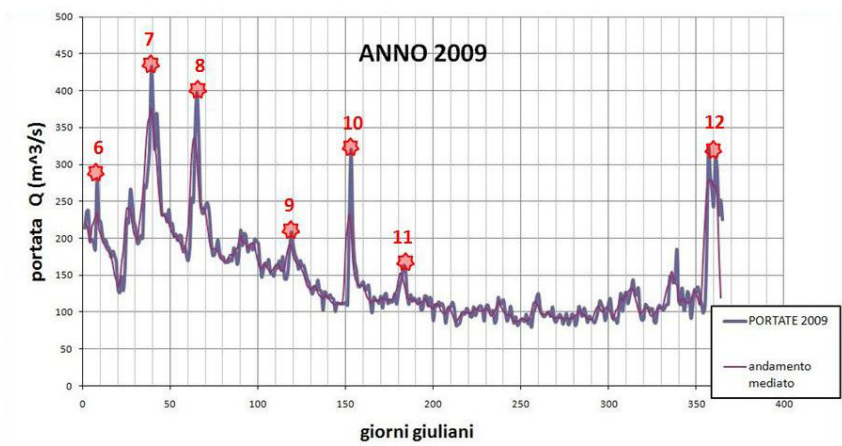


Fig. 4.2: Andamento delle portate giornaliere registrate a Roma Ripetta nell'anno 2009.

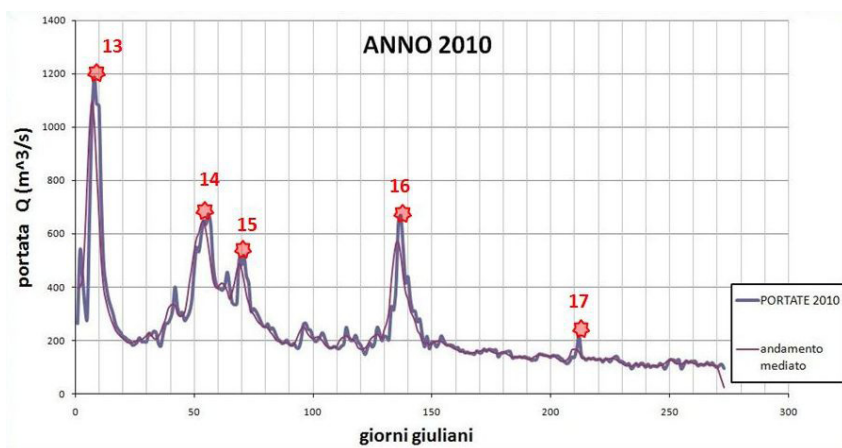


Fig. 4.3: Andamento delle portate giornaliere registrate a Roma Ripetta nell'anno 2010.

i traccianti del fiume siano ben visibili e devono riuscire a coprire bene tutte le fasi dell'evento senza eccessive discontinuità.

Come primo passo sono stati analizzati gli andamenti delle portate giornaliere registrate alla stazione di misura di Roma Ripetta dal 1 gennaio 2008 al 30 settembre 2010. Effettuando un'operazione statistica di media mobile con una finestra temporale di 4 giorni sono state smussate le oscillazioni di breve periodo in modo da rendere evidenti solo gli andamenti principali e sono stati così selezionati 17 eventi in cui è risultata ben visibile una variazione di portata (figure 4.1, 4.2, 4.3).

Successivamente è stato studiato ogni singolo evento definendone i limiti temporali, la portata di piena e la variazione rispetto ai giorni precedenti. Dal sito della NEODAS, NERC Earth Observation Data Acquisition and Analysis Service (*Natural Environment Research Council*) dell'università Dundee (UK) che è dotata di un'antenna di ricezione dei dati satellitari, sono state osservate le anteprime dei composites RGB delle immagini registrate dal MODIS nei due passaggi dei satelliti Terra e Aqua (il primo intorno alle 10:00, ed il secondo intorno alle 12:00) così da avere una prima idea della nuvolosità dei vari periodi. Il passo seguente si è basato sulla comparazione dei 17 eventi selezionati, in base alle caratteristiche dell'evento di piena ed al numero di giorni in cui è possibile trovare immagini da satellite di buona qualità, evidenziando se l'insieme delle giornate non nuvolose fossero distribuite con continuità nei giorni in esame, così da rendere possibile una buona caratterizzazione dell'intero evento.

Il primo caso di studio scelto è quello che va dal 26 luglio al 3 agosto 2010, selezionato in quanto è risultato essere l'evento con il massimo numero di giorni non nuvolosi (100%), e quindi un'alta disponibilità di immagini da satellite, anche se caratterizzato da una bassa variazione di portata ($Q_{max} = 217 \text{ m}^3/\text{s}$). Per la simulazione la durata

dell'evento è stata allungata, prendendo in esame i giorni compresi tra il 2 luglio e l'8 agosto 2010 per effettuare una migliore caratterizzazione dello stesso (figura 4.4). Il secondo caso di studio è quello di gennaio 2010 (figura 4.5), in cui risulta essere molto elevata la portata massima ($Q_{max} = 1187 \text{ m}^3/\text{s}$), tanto che può essere classificato come un vero e proprio evento di piena, anche se risulta essere basso il numero di giornate non nuvolose (58%).

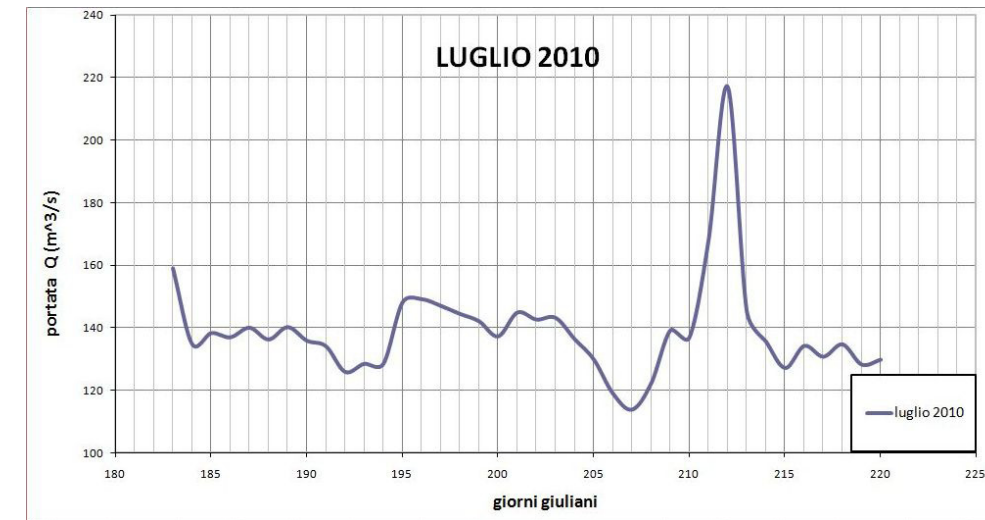


Fig. 4.4: Portate giornaliere registrate a Roma Ripetta per il caso di studio estivo scelto.

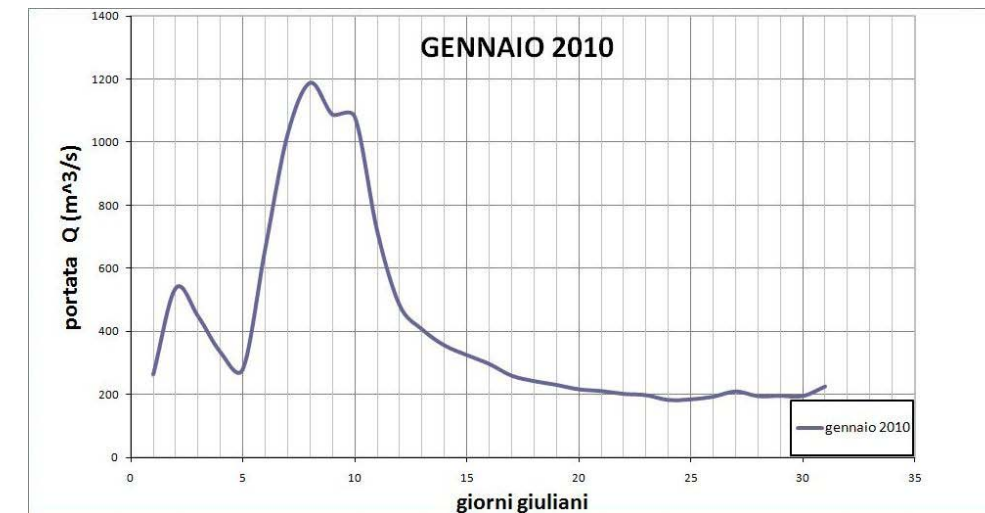


Fig. 4.5: Portate giornaliere registrate a Roma Ripetta per il caso di studio invernale scelto.

4.2) IMPLEMENTAZIONE DEL POM

Una volta scelti i periodi da simulare, occorre implementare il modello idrodinamico di circolazione definendo innanzi tutto il dominio di calcolo sul quale si vuole effettuare lo studio. Il nostro dominio spaziale è il Mar Tirreno, definito tra i 37° N ed i 43° N di latitudine, e tra i 9° E ed i 16.5° E di longitudine (figura 4.6).

La scelta di una zona così ampia è stata dettata dalla necessità di ottenere una circolazione marina il più coerente possibile con quella nota in letteratura; in questo modo infatti vengono incluse nel dominio le aree caratterizzate dalla presenza dei forti flussi di scambio con il resto del Mediterraneo che hanno modo di condizionare l'intera circolazione nel bacino così come avviene nella realtà. Il dominio è quindi caratterizzato dall'avere tutti i lati chiusi ad eccezione delle tre aree in cui avvengono gli scambi idrici noti in letteratura (*Millot e Taupier-Letage, 2004*) con il resto del Mediterraneo: il Canale di Sardegna, il Canale di Sicilia ed il Canale di Corsica, in cui verranno imposte le condizioni al contorno di velocità della corrente alle varie profondità derivate dal sistema MFS (*Pinardi et al., 2003*).

Si è scelto di effettuare i calcoli su una griglia verticalmente definita da 32 livelli sigma ed orizzontalmente di passo uguale e costante in entrambe le direzioni, ovvero la copertura del grigliato non risulta essere più fitta in alcune zone rispetto ad altre ed il passo nella direzione x risulta essere identico a quello nella direzione y (così da avere delle celle quadrate). Stabilito un numero di punti nella prima direzione pari a 375, da cui risulta un Δx di 0.02° (pari a 2.2224 km), per ottenere un $\Delta y = \Delta x$ è stato ricavato un numero di punti di calcolo nella direzione y pari a 300 (figura 4.7). I livelli sigma sono stati distribuiti in modo logaritmico per i primi 4 livelli dalla superficie e per gli ultimi due adiacenti al fondo, mentre sono equidistanti quelli intermedi; questa configurazione

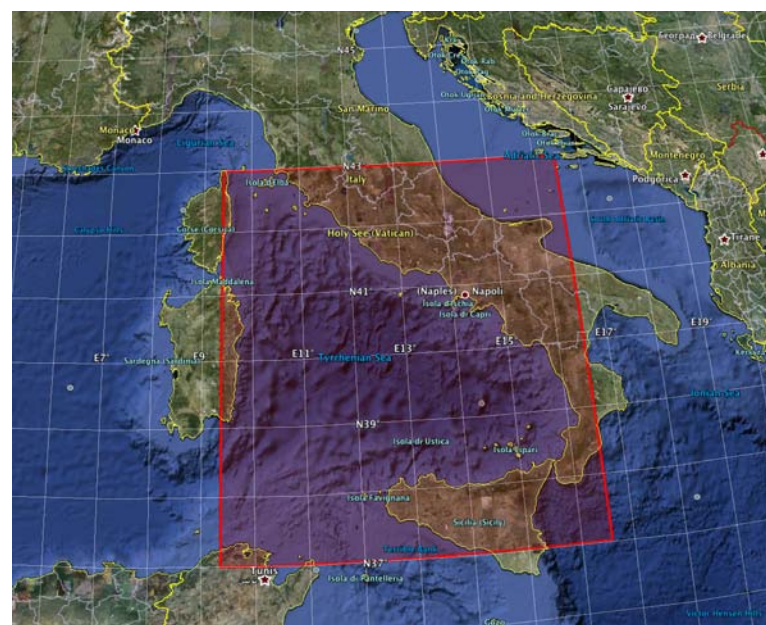


Fig. 4.6: Visuale da Google Earth del dominio spaziale di calcolo.

è stata scelta per assicurare un maggiore dettaglio nello studio dei fenomeni che avvengono in prossimità delle interfacce ed in particolare i quattro livelli in superficie sono stati scelti in modo da assicurare uno spessore all'incirca di 3 m (3.334 m) del primo livello nella cella di implementazione del Tevere situata su una batimetria di 200 m, che è lo spessore medio di influenza del Tevere alla foce, riportato da uno studio idrogeologico (Capelli et al., 2007).

Le altre variabili che non risultano essere funzione del tempo e che occorre definire per far partire il modello idrodinamico sono la batimetria e le condizioni iniziali, mentre le condizioni al contorno risulteranno essere variabili in funzione del tempo della simulazione. La batimetria è stata fornita dal gruppo internazionale GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Ocean*), più precisamente si è scelta la carta GEBCO_08 Grid definita su archi di 30'' di latitudine e longitudine. Le condizioni iniziali sono definite per la temperatura, la salinità, le

componenti della velocità della corrente e gli stress del vento in superficie in ogni cella del dominio.

La temperatura in ogni cella per l'istante iniziale e sulle zone di contorno per tutti gli istanti di tempo successivi viene implementata utilizzando i dati provenienti dal sistema MFS (*Mediterranean Forecast System*) che sfrutta le analisi delle temperature misurate in sito e da satellite. Anche la salinità iniziale viene assegnata sfruttando le uscite dalle analisi del sistema MFS, definita su un grigliato con una risoluzione di 1/16°, così come le velocità della corrente in ogni cella del dominio per l'istante iniziale, e quella sulla superficie libera e sulle celle di confine del dominio una volta al giorno per tutta la durata della simulazione.

Il vento utilizzato come condizione iniziale ed al contorno sulla superficie libera proviene da un sistema di previsione idro-meteorologica implementato dall'ISPRA chiamato SIMM-POSEIDON (SIMM sta per Sistema Idro-Meteo-Mare). In particolare la parte che fa le previsioni meteo, il BOLAM, che utilizzando delle misure in sito ed i risultati delle implementazioni dei giorni precedenti, effettua quotidianamente una previsione del vento sul Mediterraneo per i successivi tre giorni, con una risoluzione spaziale di 0.1° di longitudine e di latitudine (circa 10 km) ed una risoluzione temporale di tre ore.

Una volta ricavato questo completo dataset, prima di lanciare la simulazione vera e propria, occorre effettuare un preprocessamento dei dati, durante il quale il programma effettua un'interpolazione di tutte le variabili del sistema, dai vari grigliati spazio-temporali di partenza a quello definito nel modello POM, così da definirle esattamente in ogni cella di interesse e per ogni passo temporale della simulazione.

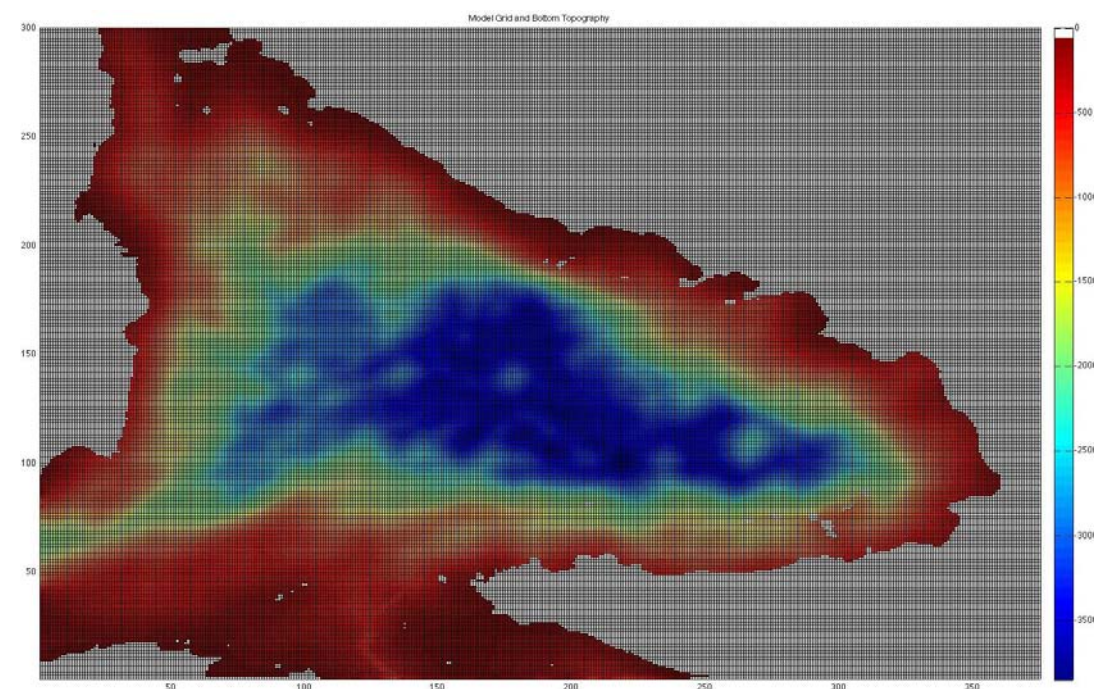


Fig. 4.7: Grigliato di calcolo e batimetria

4.3) RISULTATI DEL MODELLO IDRODINAMICO

4.3.1) CASO INVERNALE

Il periodo della simulazione invernale è compreso tra il 1 gennaio ed il 1 febbraio 2010, andando ad includere anche il corposo evento di piena del Tevere che dura dal 5 al 15 gennaio con una portata di picco del valore di quasi 1200 m³/s misurati l'8 gennaio. E' stato effettuato uno *spin-up* dei 10 giorni antecedenti implementando quindi il modello idrodinamico con tutti i dati a partire dal 22 dicembre 2009. Nei modelli oceanografici solitamente questa procedura tende a ricoprire periodi molto più lunghi, a volte quasi di un anno, così da lasciare il tempo ai campi di velocità di equilibrarsi con i livelli idrici e con le distribuzioni di temperatura e salinità. Nel nostro caso però, il sistema parte già da una condizione dinamica e di equilibrio derivata dal sistema MFS ed il periodo di spin-up può essere quindi breve perché serve solo a dissipare le piccole anomalie che si possono generare passando dal grigliato MFS al grigliato del POM.

Il risultato della parte idrodinamica è molto soddisfacente e riesce a seguire quasi sempre le principali peculiarità delle correnti note in letteratura (Millot e Taupier-Letage, 2004). Dalla visualizzazione delle immagini degli output del modello in figura 4.8 risulta infatti una circolazione sia profonda che superficiale molto stabile, con un andamento antiorario nel dominio. Dall'immagine della velocità registrata in superficie (fig.4.8-A) è infatti visibile una corrente in entrata dal canale di Sardegna che esce in parte dal canale di Sicilia ed in parte prosegue il suo percorso lambendo le coste orientali del dominio, esce dal canale di Corsica ed infine dal Canale di Sardegna, che corrisponde all'andamento noto in letteratura della MAW; si visualizzano poi anche il gyre antiorario fuori dalle bocche di Bonifacio con il suo corrispettivo gyre orario sottostante (Artale et al., 1994). Dalla figura 4.8-B rappresentante la distribuzione della salinità superficiale è facilmente individuabile l'entrata della MAW dal Canale di Sardegna e nell'area a nord-est del dominio la presenza del fiume Tevere, implementato come apporto di acqua dolce. Dalle immagini 4.8-C e 4.8-D della temperatura e della salinità profonda è infine perfettamente individuabile la LIW in entrata dal Canale di Sicilia che circola nel dominio in senso ciclonico con le sue caratteristiche di temperatura e salinità più elevate rispetto all'acqua circostante.

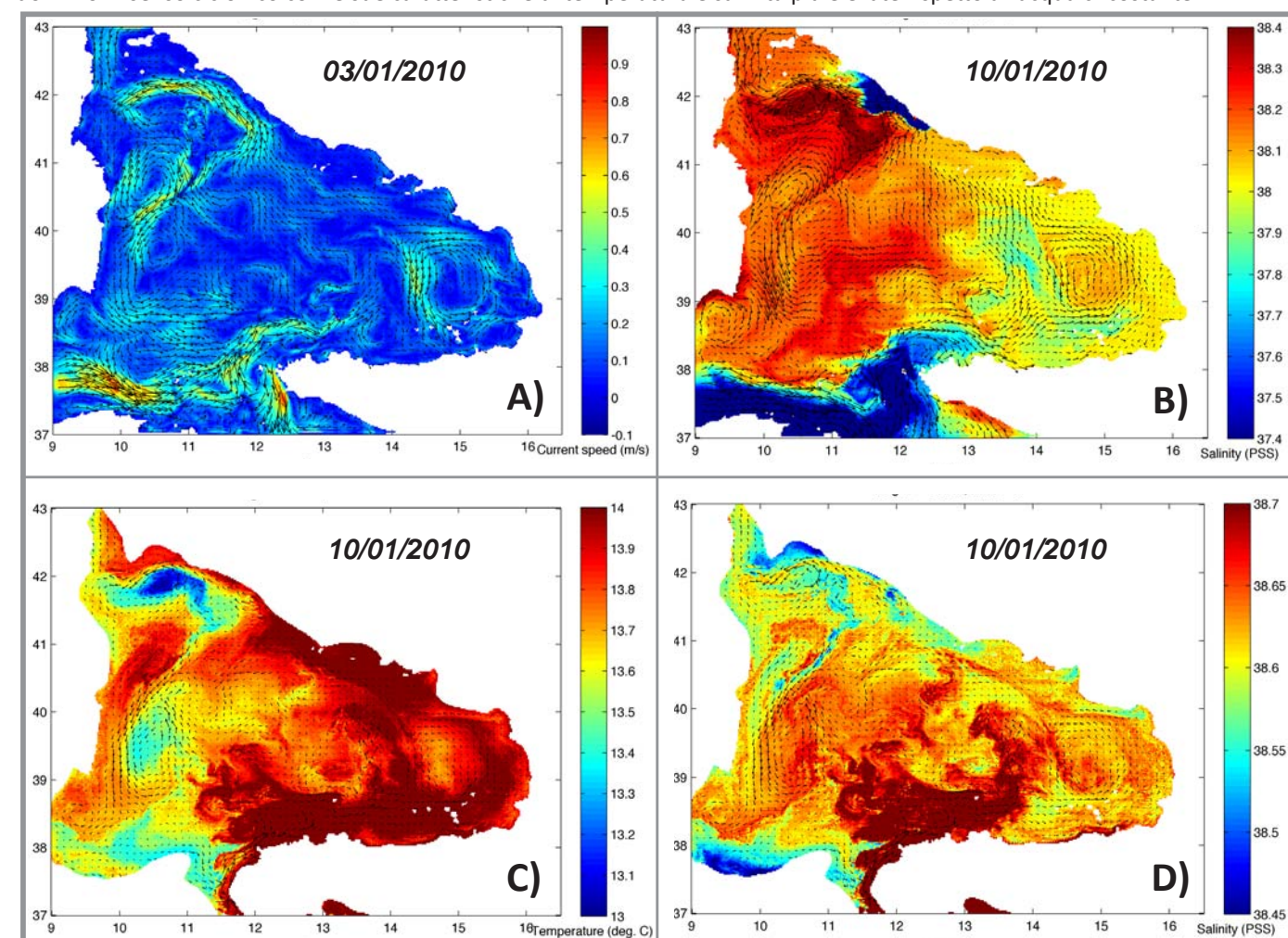


Fig. 4.8 : Visualizzazione di alcune variabili in output dal POM: A) velocità superficiale della corrente (-5 m); B) Salinità superficiale (-5m); C) Temperatura alla profondità di -300 m; D) Salinità alla profondità di -300 m. Tutti i riferimenti spaziali rappresentano la longitudine e la latitudine, espresse in gradi.

4.3.2) CASO ESTIVO

La simulazione del caso estivo comprende un periodo di 38 giorni tra il 2 luglio 2010 e l'8 agosto 2010. Anche in questo caso per una resa migliore del modello nel periodo in esame, è stato effettuato uno spin-up della durata di 10 giorni antecedenti alla simulazione (dal 22 giugno al 1 luglio) così da dare il tempo a tutto il sistema di stabilizzarsi e quindi poter considerare validi i valori delle variabili legate alla circolazione sin dal primo giorno della simulazione.

Dai risultati ottenuti (figura 4.9) si può notare che la circolazione della corrente nello strato molto prossimo alla superficie non segue il tipico andamento antiorario noto in letteratura (Millot e Taupier-Letage, 2004), ma tende a subire delle forti variazioni di direzione ed intensità condizionate dalla situazione ventosa più debole e meno stabile rispetto a quella invernale. Inoltre nel complesso il Mar Tirreno durante la stagione estiva tende quasi ad isolarsi dal resto del Mediterraneo, con scambi idrici nei canali di confine molto più ridotti ed una configurazione interna delle correnti strettamente superficiali intrinsecamente molto variabile e priva di strutture caratteristiche stabili; il risultato è una circolazione in superficie ricca di piccoli e medi vortici sia in prossimità della costa che a largo, rendendola nel complesso molto articolata ed instabile, e perciò di difficile tracciamento. Dall'immagine che si riferisce alla velocità superficiale del 25 luglio (fig. 4.9-A) in particolare, è possibile osservare una forte corrente dell'ordine degli 0.6 m/s proprio nella zona in prossimità della foce fluviale, generatasi a causa di forti venti simulati provenienti dall'entroterra che nella realtà non si sono verificati, che hanno influenzato moltissimo tutti gli output anche del modello a particelle dal 24 luglio fino alla fine della simulazione. Dalla rappresentazione della salinità superficiale sono ancora individuabili le aree caratterizzate da una salinità ridotta in corrispondenza della zone influenzate dalla presenza della MAW e dell'immissione fluviale.

La circolazione profonda mantiene invece una grande stabilità per tutta la durata della simulazione e rimane abbastanza coerente con le caratteristiche basilari descritte in letteratura: dalle figure 4.9-C e 4.9-D è infatti ancora ben visibile la presenza della LIW, anche se caratterizzata da intensità più ridotte rispetto al caso invernale.

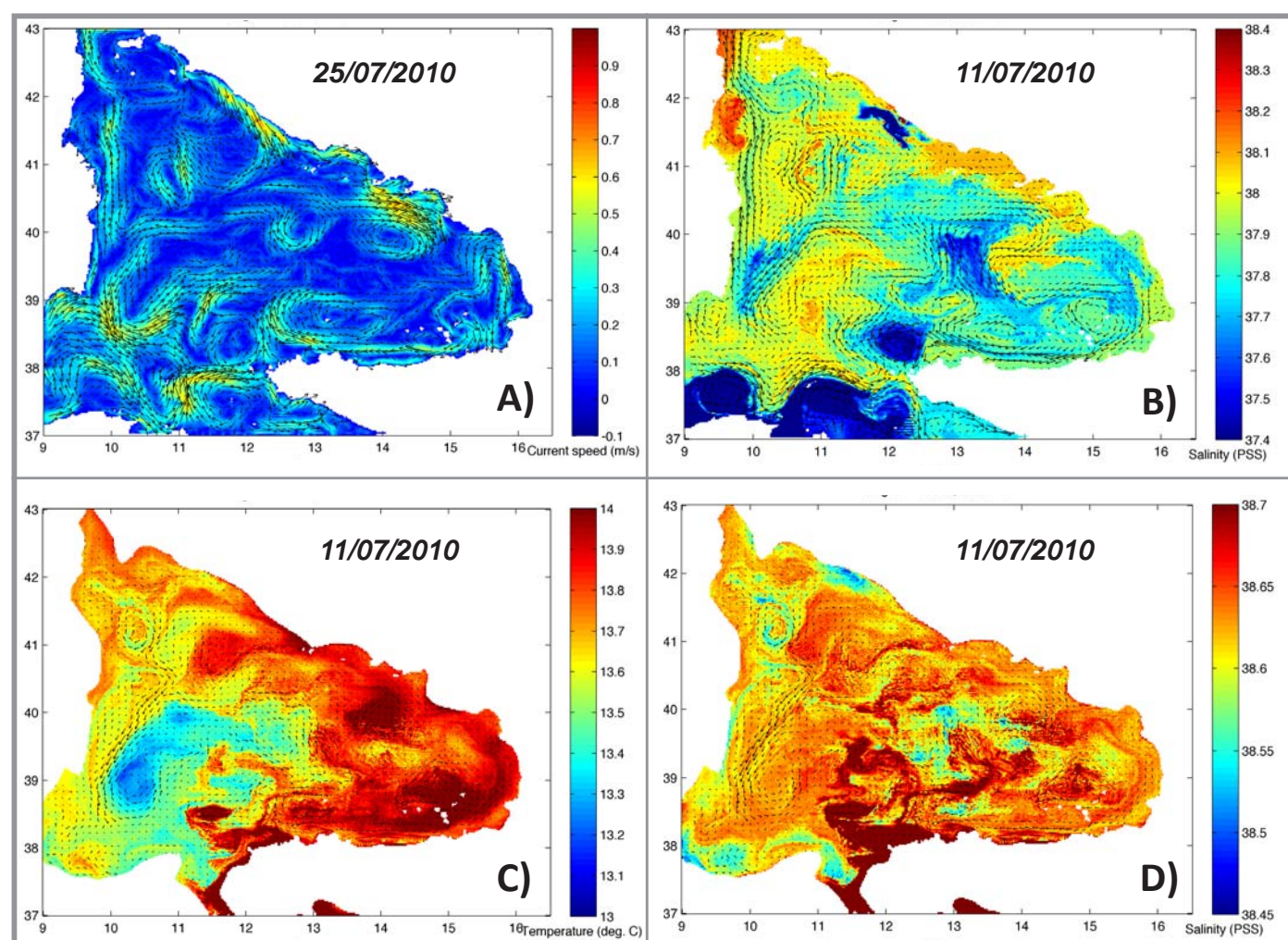


Fig. 4.9 : Visualizzazione di alcune variabili in output dal POM: A) velocità superficiale della corrente (-5 m); B) Salinità superficiale (-5m); C) Temperatura alla profondità di -300 m; D) Salinità alla profondità di -300 m. Tutti i riferimenti spaziali rappresentano la longitudine e la latitudine, espresse in gradi.

4.4) ANALISI DEI DATI DI VENTO

Per lo studio dei fenomeni di dispersione in mare risulta di fondamentale importanza una buona caratterizzazione delle correnti superficiali. Essendo lo sforzo che il vento esercita sulla superficie dell'acqua, ciò che influenza radicalmente la distribuzione delle velocità, si è resa indispensabile una fase di studio del vento agente nei periodi della simulazione.

Il modello POM è implementato con il vento uscente dal modello di simulazione dell'ISPRA chiamato SIMM-POSEIDON che fornisce per ogni giorno di simulazione il vento agente sull'intero bacino del Mediterraneo dei tre giorni seguenti, con una definizione temporale di 3 ore e spaziale di $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Allo stesso tempo l'ISPRA è dotata di due reti di misura, una è la Rete Ondametrica Nazionale (RON), che ha le boe accelerometriche al largo e che misura onde e meteo in mare aperto e l'altra è la Rete Mareografica Nazionale (RMN) che misura grandezze meteorologiche e livello del mare all'interno di aree portuali. Nella rete mareografica nazionale (www.mareografico.it) sono presenti quindi delle stazioni di misura strumentate che consentono la registrazione ogni ora di alcune variabili tra cui la pressione atmosferica, la velocità e la direzione del vento agente. Si è reso perciò necessario un confronto tra i dati di vento a 10 m dal livello del mare che sono stati registrati durante i due periodi delle simulazioni alla stazione di Civitavecchia

(latitudine $42^\circ 05' 38.25''$ e longitudine $11^\circ 47' 22.73''$) con il vento simulato dal sistema SIMM-POSEIDON nella cella del suo grigliato identificata dagli indici $i=121$ e $j=188$ che corrispondono all'area in cui ricadono le coordinate geografiche della stazione di Civitavecchia.

Dal confronto delle due diverse tipologie di dati si può notare una generale sovrastima dell'intensità del vento in entrambe le simulazioni; questo fattore causerà quindi una leggera sovrastima delle velocità delle correnti ed una minore propensione alla loro più repentina variazione di direzione. Occorre inoltre distinguere gli episodi di perturbazioni più intense dal regime di brezza che caratterizza il periodo estivo, che il sistema SIMM-POSEIDON non riesce a simulare. Si può infatti notare come la continua inversione di direzione del vento a luglio sia proprio associabile a questo fenomeno, il cui risultato consiste nella generazione di un vento dell'ordine dei 2-3 m/s che soffia dal mare verso la terra di giorno e dalla terra verso il mare durante la notte. La simulazione

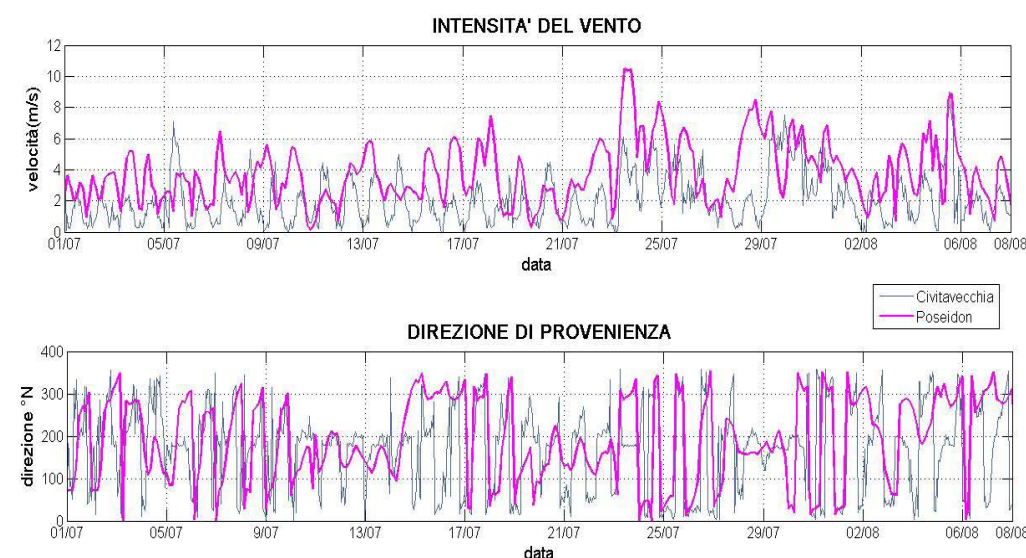


Fig. 4.9 : Confronto dell'intensità e della direzione di provenienza del vento registrato alla stazione di Civitavecchia con quello simulato dal sistema SIMM-POSEIDON durante il periodo del caso di studio estivo.

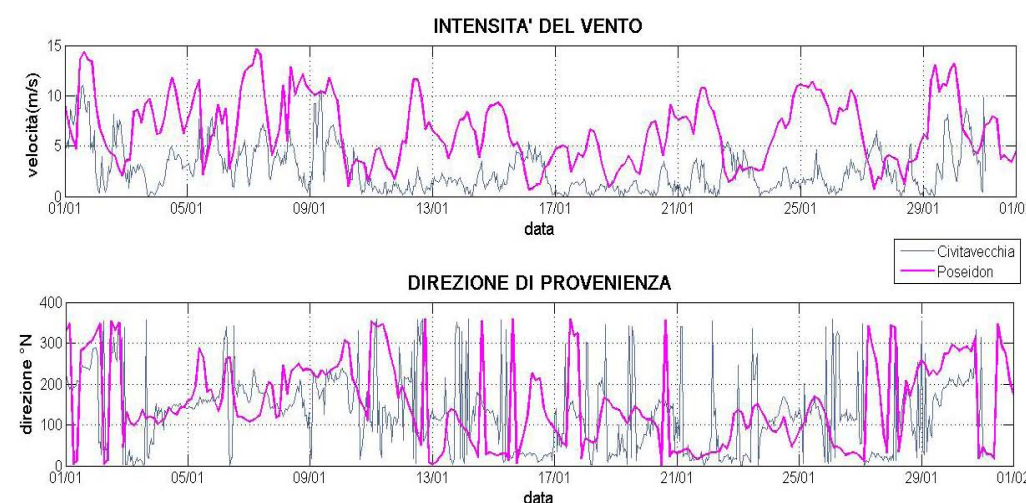


Fig. 4.10 : Confronto dell'intensità e della direzione di provenienza del vento registrato alla stazione di Civitavecchia con quello simulato dal sistema SIMM-POSEIDON a gennaio 2010.

invernale è caratterizzata da una minore variabilità della direzione del vento ed una maggiore intensità dello stesso soprattutto per quanto riguarda il vento del modello. Le differenze in questo caso sono molto più visibili proprio per la maggiore intensità che caratterizza solitamente la stagione invernale.

In conclusione si può affermare che il vento simulato dal sistema di previsione SIMM-POSEIDON è quasi sempre superiore di quello registrato alla stazione di Civitavecchia e non è in grado di seguire le continue variazioni del regime di brezza che ha caratterizzato il periodo estivo. Le variazioni maggiori si hanno nel periodo invernale, caratterizzato di base da un regime di vento più vivace.

5.1) IMPLEMENTAZIONE ED OUTPUT DEL MODELLO A PARTICELLE

Il modello lagrangiano a particelle è un codice di calcolo sviluppato da Sannino e Artale (2002) che riesce a simulare l'immissione nel fluido di particelle neutre non reattive che vengono trasportate dal flusso. La simulazione della diffusione è affidata alla ricostruzione delle componenti di velocità in uscita dal modello di circolazione oceanica a cui è soggetta ogni particella, con in aggiunta una componente stocastica di velocità che permette alle particelle di svincolarsi dalle linee di corrente riuscendo così a simulare gli effetti della turbolenza. Il grigliato che il modello utilizza è lo stesso del POM, è costituito quindi da 375 x 300 punti nelle direzioni x ed y che definiscono celle quadrate della risoluzione di 2.22 x 2.22 km e 32 livelli verticali. L'immissione viene effettuata nel centro della cella identificata dagli indici $i=157, j=229$ del primo livello σ (una profondità corrispondente di circa -1,5 m) che corrisponde alla cella dove ricadono le coordinate topografiche del delta del Tevere (41.74°N e 12.23°E).

Viene simulata un'immissione puntuale di 10'000 kg di una sostanza non definita ogni 300 secondi (5 minuti), a cui corrisponde un rilascio continuo di una massa pari a 34 kg/s che sarà il tracciante della massa d'acqua fluviale. Questa sostanza è rappresentata dal rilascio di 20 particelle alla volta, ciascuna quindi rappresentante una massa di inquinante di 500 kg, le cui dimensioni caratteristiche verranno moltiplicate per un fattore f adimensionale proporzionale alla portata giornaliera del Tevere misurata alla stazione di Roma Ripetta.

$$f = \frac{Q_{giornaliera}}{Q_{media}}$$

Le concentrazioni sono delle concentrazioni areali, ovvero sono riferite alla presenza di particelle in una determinata area per tutta la profondità della colonna d'acqua sottostante, e sono calcolate come

$$c_{particelle}(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^N \rho_w \cdot V \cdot f_i}{\Delta x \cdot \Delta y}$$

ed i risultati visualizzati con il programma IDL saranno espressi in g/m^2 .

Il programma è stato strutturato in modo da rendere la visualizzazione delle concentrazioni delle particelle il più possibile simile alla visualizzazione della clorofilla e del K490, graficando quindi grandezze molto diverse anche dal punto di vista dimensionale nei medesimi schemi di visualizzazione in modo da facilitare il confronto. E' stata così prodotta una serie di immagini per ognuna delle due simulazioni rappresentante le concentrazioni uscenti dal modello lagrangiano mappate sul mar Tirreno durante ogni giornata in esame.

Si può osservare in figura 5.1 rappresentante i risultati della simulazione invernale, come il plume nel giorno di inizio dell'immissione si sposta lievemente verso sud prima ancora di riuscire ad assumere una forma ben definita. Già dal terzo giorno il pennacchio inizia a stabilizzarsi espandendosi prima verso largo e poi verso nord arrivando a toccare il transetto di Santa Marinella già nel quinto giorno. Nell'ottavo giorno della simulazione si verifica il picco della piena con una portata al colmo di 1187 m^3/s e si può notare come da questo momento in poi il pennacchio assume una dimensione nettamente superiore rispetto ai giorni precedenti, iniziando dal 9 gennaio ad espandersi anche in direzione sud. I giorni che seguono la piena sono caratterizzati da concentrazioni molto elevate soprattutto nella zona circostante il punto di immissione. L'undicesimo giorno (figura 5.1) il plume arriva a toccare anche il transetto di Anzio e rimarrà esteso lungo tutta la fascia costiera fin verso il quindicesimo giorno. Dal sedicesimo giorno le correnti dirette verso sud fanno sentire la loro influenza trasportando una corposa percentuale delle particelle immesse nel dominio in questa direzione, liberando in buona parte il transetto ubicato a nord dalla presenza del pennacchio. Una breve inversione di tendenza si è verificata intorno al 23-esimo giorno, riportando il plume in direzione nord fino per un paio di giorni. In seguito, fino alla fine della simulazione (figura 5.1) le correnti, anche se caratterizzate da velocità più modeste rispetto alla fase precedente, trasportano le particelle verso sud e la simulazione si conclude con una distribuzione del plume in prevalenza lungo il transetto di Anzio e del Tevere.

Come prevedibile, le immagini della simulazione di luglio 2010 mostrano delle peculiarità molto diverse rispetto a quelle del caso invernale (figura 5.2). Innanzi tutto le strutture generali dei campi di corrente sono meno pronunciate e meno intense rispetto al caso invernale. In secondo luogo le portate più basse riducono l'area di influenza dell'immissione e le concentrazioni che vi si vengono a creare. Infine la forma del pennacchio impiega molto più tempo per stabilizzarsi, tanto che fino al decimo giorno il plume assume molto più la forma di una vera e propria scia di particelle trasportate dalle correnti che si muovono in direzioni

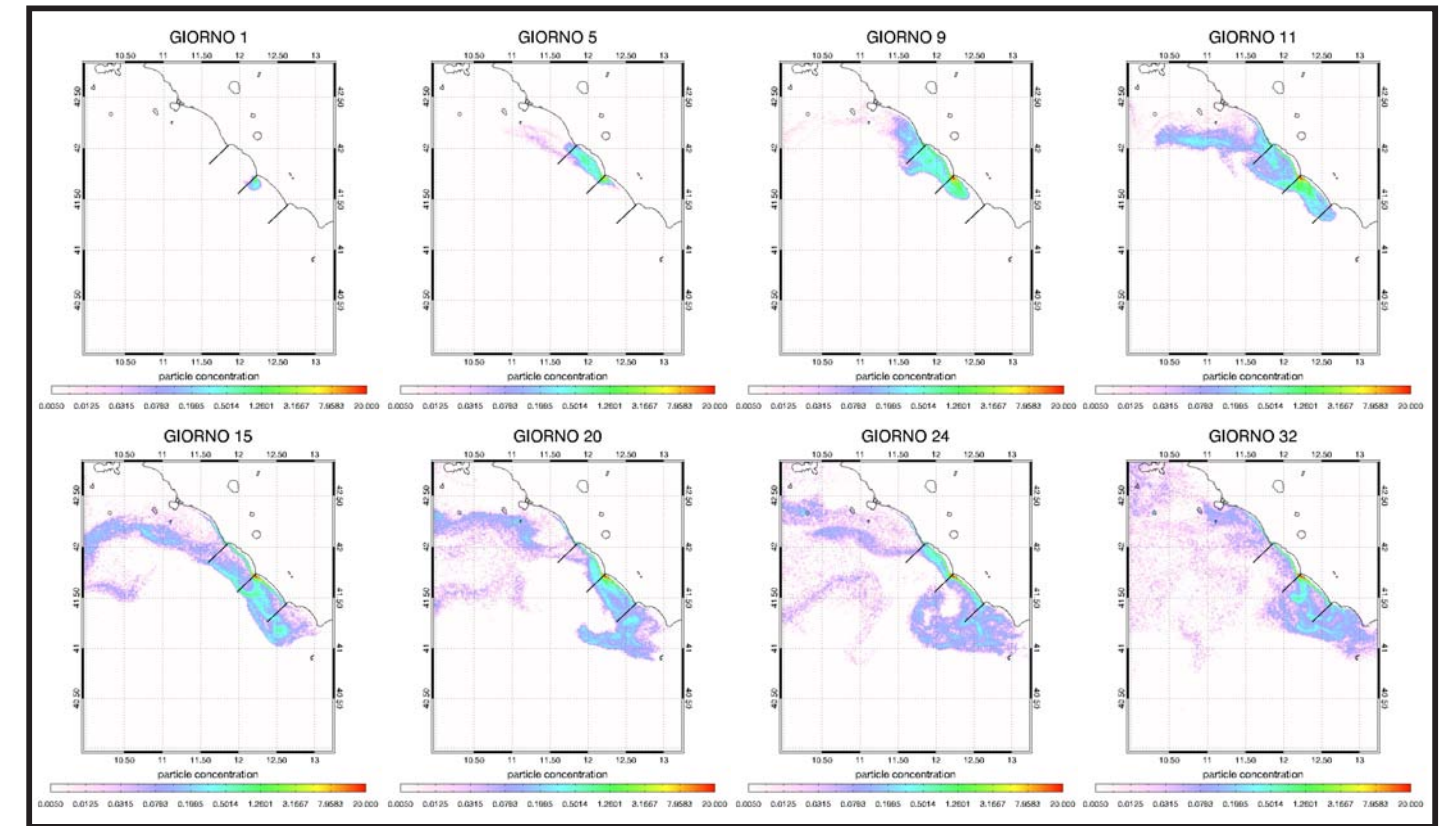


Fig.5.1: Risultati simulazione invernale del modello a particelle mappati sul Mar Tirreno.

alterne. Il pennacchio intorno all'ottavo giorno tocca il transetto di Anzio ed il dodicesimo giorno arriva anche a quello di Santa Marinella, assumendo da questo momento la conformazione di una vera e propria nube diffusiva.

Le giornate 14, 15 e 16 sono quelle in cui il plume mantiene le dimensioni maggiori, lambendo entrambi i transetti laterali ed arrivando anche sulle distanze più a largo rispetto al transetto centrale. Nel 18-esimo giorno il pennacchio inizia a deformarsi,

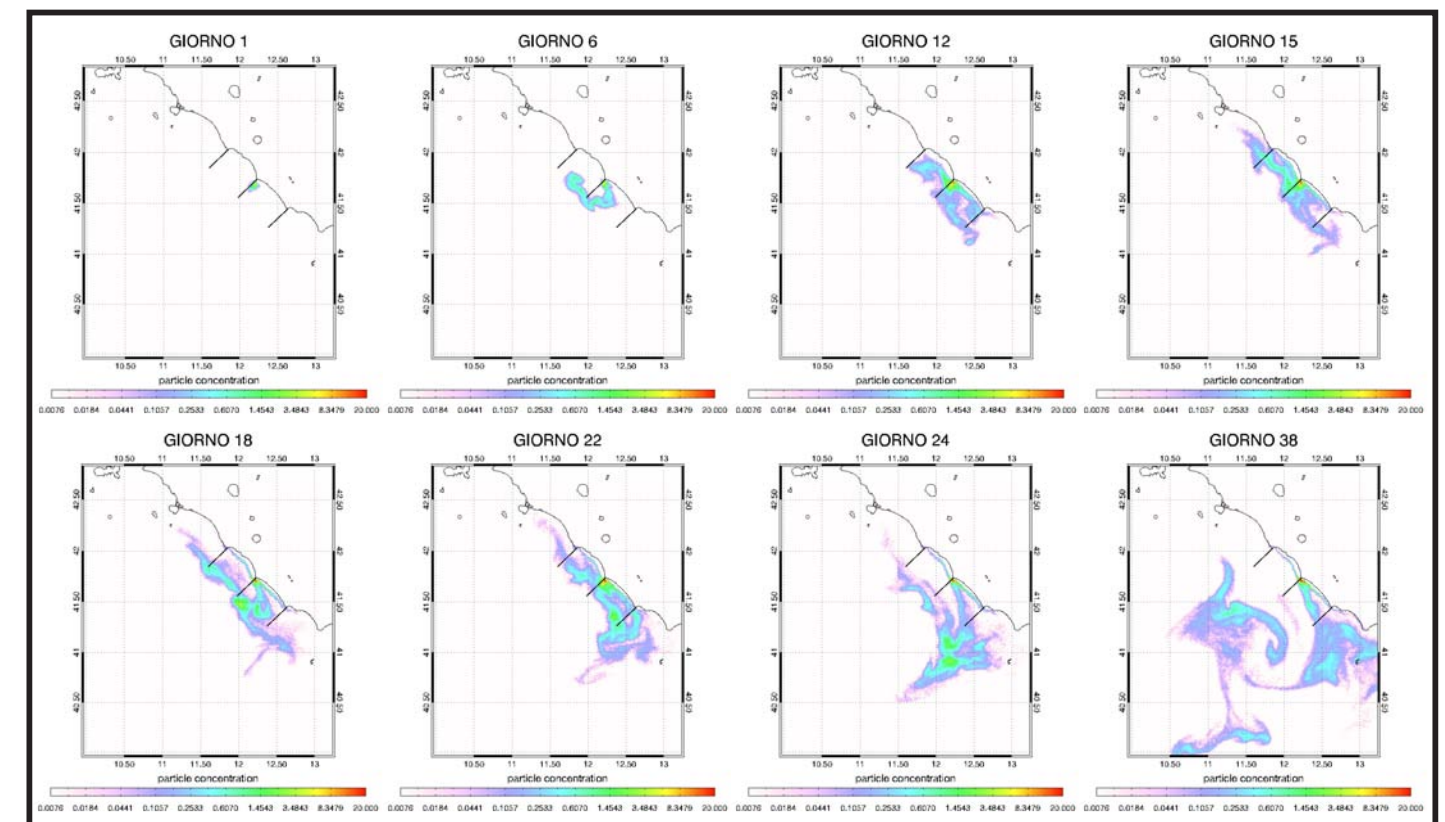


Fig.5.2: Risultati simulazione estiva del modello a particelle mappati sul Mar Tirreno.

risentendo della corrente diretta verso il meridione che lambisce i primi chilometri vicino la costa, tanto che nei giorni seguenti sembra quasi dividersi in due parti, una in corrispondenza del punto di immissione con una scia nettamente diretta a sud ed un blob più a largo che sembra seguire un percorso indipendente dal resto delle particelle. Intorno al 22-esimo giorno il plume sembra ricompattarsi intorno al transetto di Anzio con delle particelle che comunque ancora rimangono nelle aree più a nord. Dal 24-esimo giorno in poi le correnti crescono notevolmente di intensità, creando in breve tempo una netta scia che dalla sorgente arriva alla parte finale del transetto di Anzio. Per tutto il resto della simulazione si osserverà questa scia variare leggermente la sua larghezza e la sua direzione accostandosi leggermente al litorale o distaccandosene, senza però modificare radicalmente le sue caratteristiche. Da sottolineare è la presenza di una zona con alte concentrazioni che si viene a formare molto lontano da costa ben oltre la lunghezza dei 30 km dei transetti, nella quale confluiscono la maggior parte delle particelle rilasciate durante la simulazione dopo che hanno concluso il loro tragitto litoraneo toccando il transetto ubicato a sud.

Di rilievo infine è la presenza di particelle lungo la linea costiera anche nei periodi in cui il plume si muove diffondendosi lungo direzioni che non sono aderenti alla linea di riva. Dal 15-esimo giorno in poi si può infatti osservare le presenza di concentrazioni non nulle lungo tutta la linea costiera, comportamento attribuibile alla struttura intrinseca del modello lagrangiano di dispersione che non permette alle particelle che toccano la costa di rimbalzare e rientrare in circolo nel dominio. Le traiettorie delle particelle sono infatti calcolate in funzione delle componenti di velocità, che nelle celle di calcolo dei contorni impermeabili costieri risultano tutte nulle, per cui le particelle che vengono trasportate in queste celle, dall'istante in cui toccano la riva, non hanno più modo di discostarsene. Lungo la linea costiera saranno quindi sempre rilevabili delle concentrazioni caratterizzate da un andamento monotono crescente dovute alle particelle che rimangono ancorate alla riva.

5.2) CONFRONTO MODELLI ED IMMAGINI SATELLITARI

Una volta ottenuti e visualizzati i risultati dei modelli numerici implementati, occorre confrontare questi risultati con dei dati rappresentativi del comportamento che realmente si è verificato riguardo la diffusione delle acque fluviali nei due periodi in esame. Per un corretto confronto si è scelto di visualizzare contemporaneamente l'immagine satellitare del composite giornaliero del K490, l'immagine delle concentrazioni delle particelle registrate alle ore 12:00, l'immagine della salinità superficiale del POM riferita al medesimo orario e dei grafici rappresentanti le condizioni ventose dell'intera giornata considerata (da mezzanotte a mezzanotte).

Per quanto riguarda il caso di studio di gennaio 2010, sono state trovate delle difficoltà per la raccolta di immagini satellitari di buona qualità a causa della maggiore nuvolosità del periodo invernale. Per questo motivo è stato possibile svolgere il confronto solo nei giorni centrali della simulazione, in cui si sono verificate delle buone condizioni atmosferiche che hanno reso possibile la raccolta dei dati satellitari.

Il caso estivo è invece caratterizzato da una maggiore quantità e continuità dei dati satellitari, che consente quindi un'analisi estesa in modo abbastanza uniforme all'intero periodo della simulazione. Le basse portate del fiume accoppiate alle forti intensità delle correnti che caratterizzano la seconda metà della simulazione, hanno però fortemente condizionato gli output di entrambi i modelli, tanto che nelle immagini della salinità la presenza del fiume diventa quasi impercettibile e nelle concentrazioni delle particelle la struttura "a scia" del plume rimane una componente costante dal 24-esimo giorno in poi.

Si può osservare come i risultati della salinità e della concentrazione delle particelle restituiscano uno scenario di base molto simile, in entrambe le simulazioni, con poche differenze che di volta in volta avvicineranno più un modello rispetto all'altro alle immagini satellitari.

Da sottolineare è infine il fatto che dall'osservazioni delle immagini invernali è comunque sempre possibile rilevare la presenza di alti valori di K490 lungo tutta la fascia costiera, rendendo in parte di difficile tracciamento l'area di influenza del Tevere, mentre nelle immagini di luglio l'area di competenza delle acque fluviali è sempre ben distinguibile.

Nelle pagine seguenti sono riportati 4 esempi dei molteplici confronti che sono stati fatti nel periodo invernale e in quello estivo, e nelle schede le similitudini maggiori tra le strutture simulate e rilevate sono state messe in evidenza di volta in volta.

Nel tentativo di dare una maggiore oggettività all'analisi sono stati creati otto parametri che consentono di individuare le principali caratteristiche dei vari pennacchi schematizzandone il comportamento. Il primo parametro è la *posizione della zona di massima concentrazione*: serve ad identificare se l'area in cui si osservano le concentrazioni massime presenti in ogni figura è posizionata in corrispondenza della foce del Tevere o tende ad essere lievemente decentrata. Il secondo parametro, *esistenza e posizione aree di accumuli secondari*, è utile per tenere in considerazione l'eventuale presenza di ulteriori zone oltre al punto di immissione in cui si osserva un incremento della concentrazione. L'*orientamento del plume in prossimità della sorgente* è un parametro fondamentale per caratterizzare la direzione che il pennacchio tende a seguire subito a valle della foce del fiume, considerando una distanza radiale dalla sorgente di circa 10 km. Un altro parametro fondamentale è l'*orientamento del plume nelle aree adiacenti alla*

sorgente, con cui si vuole analizzare la direzione prevalente della prima parte della scia del pennacchio, per una distanza radiale dalla sorgente compresa tra i 10 ed i 30 km. I tre parametri successivi tendono invece a caratterizzare la dispersione del pennacchio analizzandone la presenza in fasce parallele alla costa, quindi non più lungo distanze radiali dalla sorgente ma ortogonali alla linea di riva: *presenza del pennacchio nei primi 5 km dalla costa*, *presenza del pennacchio a largo (da 5 a 30 km dalla costa)* e *presenza del pennacchio oltre i transetti (oltre 30 km dalla costa)*. L'ultimo parametro, *forma del plume*, ha il compito di caratterizzare la disposizione geometrica che il plume tende ad assumere, andando ad osservare radialmente i primi 20 km dalla sorgente; le definizioni che è possibile attribuire a questo indice sono tre: *compatto* (figura 5.3.a), *circolare/ovoidale esteso* (figura 5.3.b) o *esteso con una direzione prevalente accentuata* (figura 5.3.c).

In base alla caratterizzazione dei vari parametri viene poi assegnato un voto per quantificare in qualche modo le affinità che ci sono tra le immagini satellitari e quelle dei modelli. I voti variano da 1 a 10 per tutti i parametri ad eccezione di *orientamento del plume in prossimità della sorgente* e *orientamento del plume nelle aree adiacenti alla sorgente* che possono variare da 1 fino al massimo di 15 così da contribuire con un peso maggiore al risultato complessivo. Il massimo voto totale ottenibile è quindi 90 e verrà poi espresso anche in percentuale di attendibilità dei modelli nelle singole giornate.

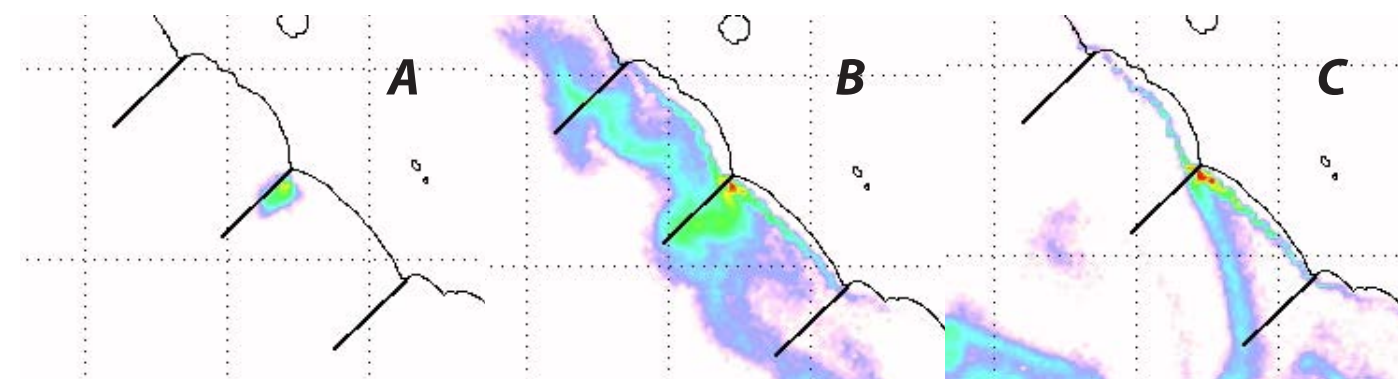
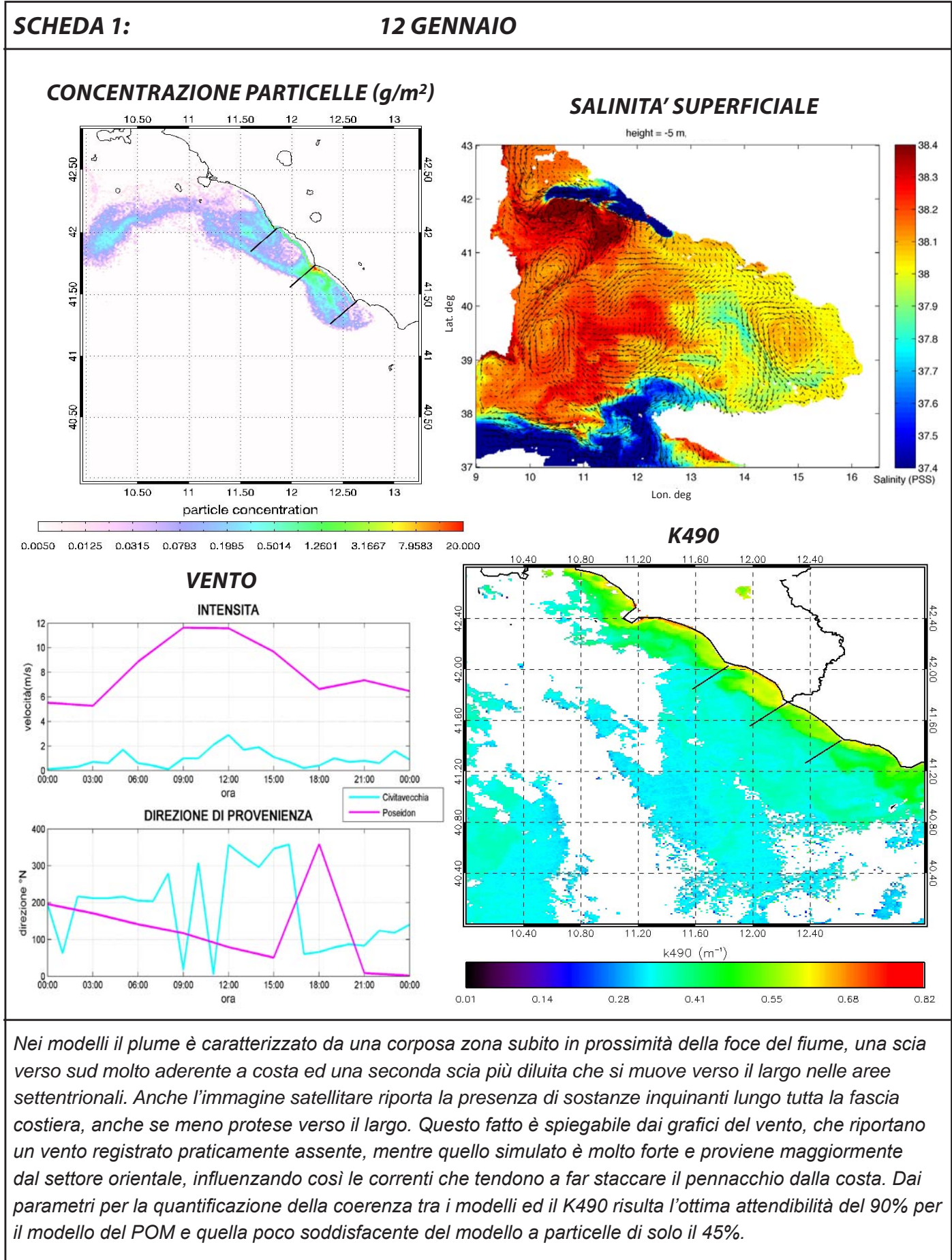
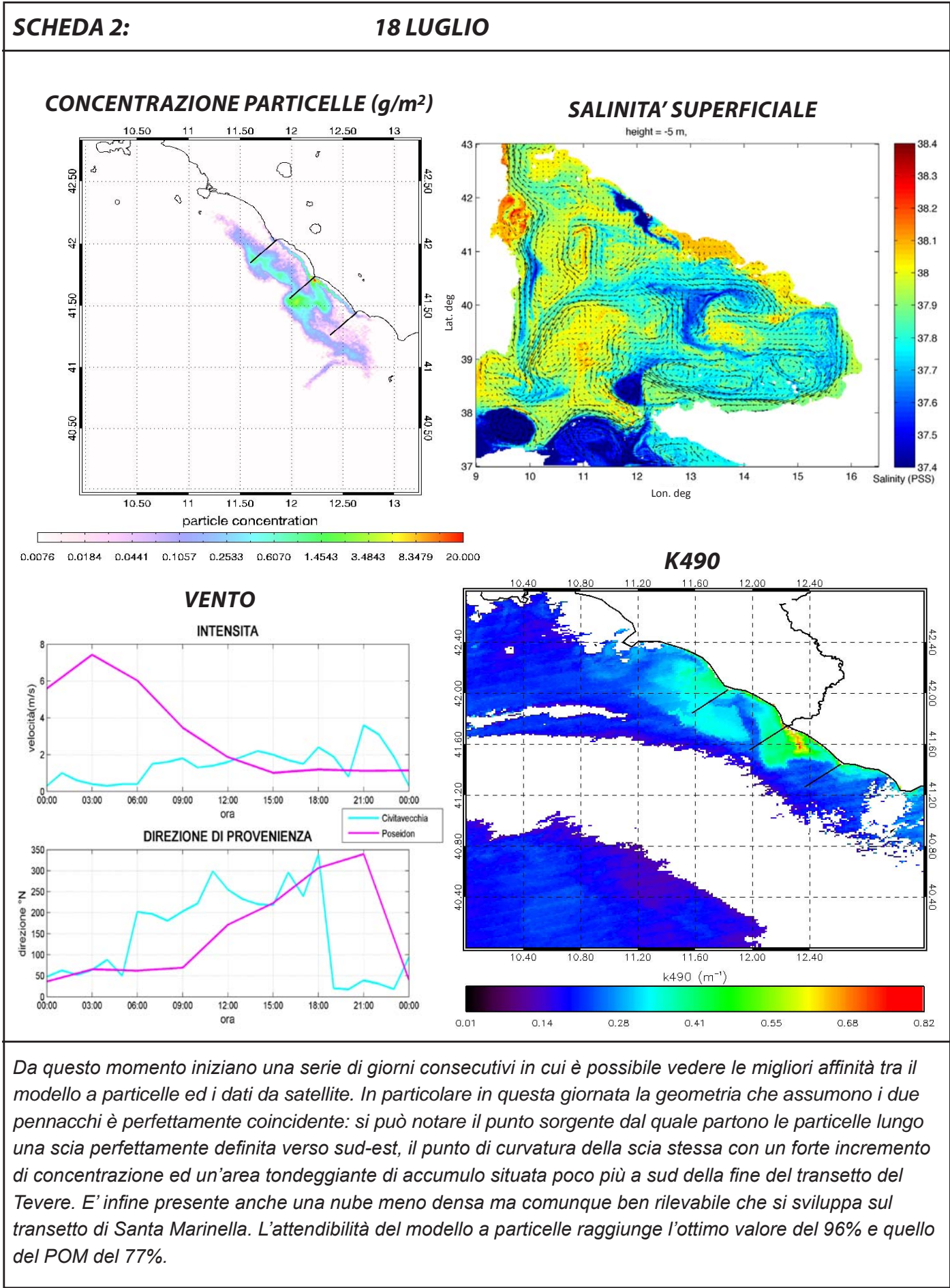


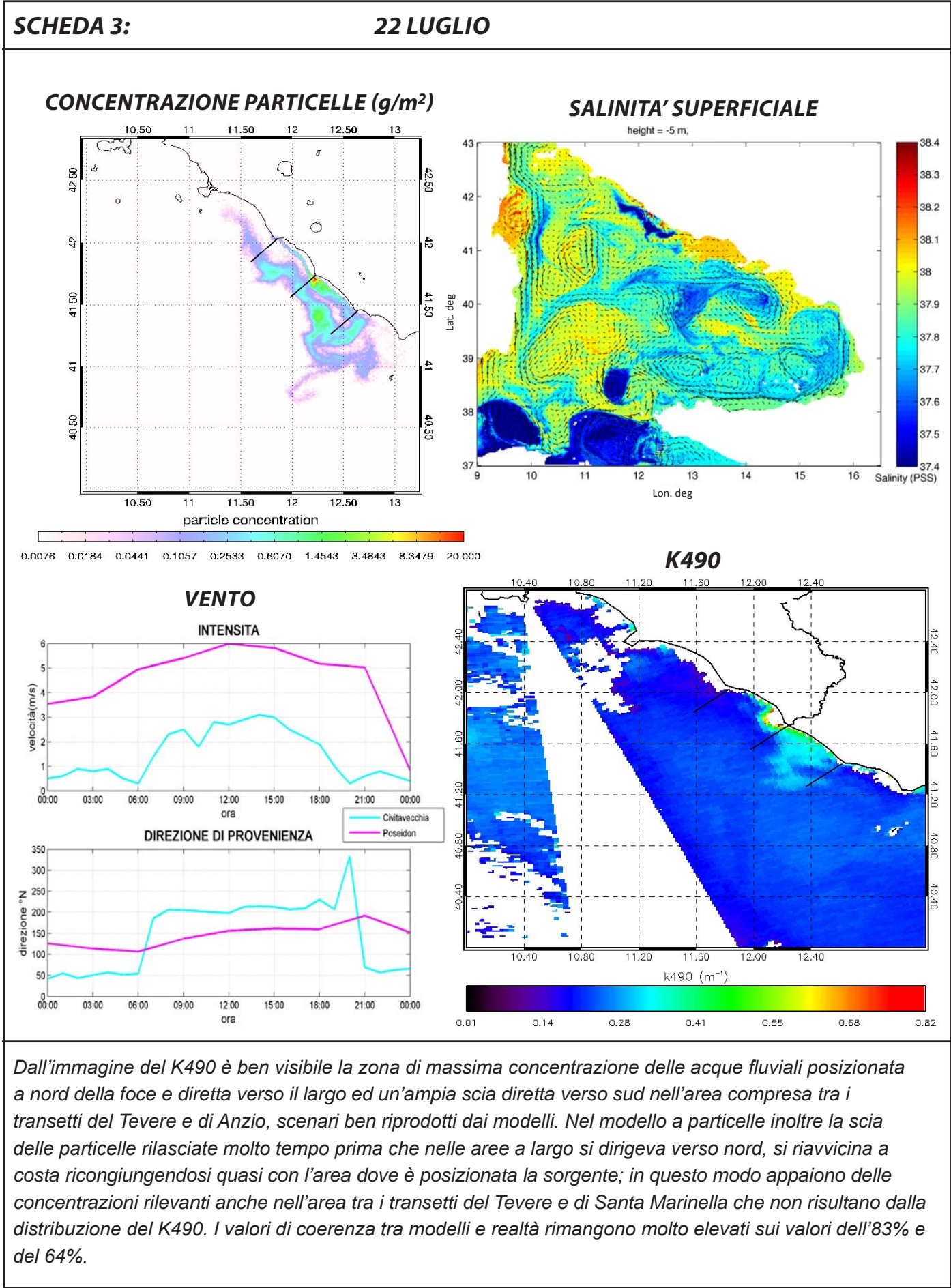
Fig.5.3: Esempi di forma del pennacchio: compatta (A), ovoidale esteso (B), esteso con una direzione prevalente (C).



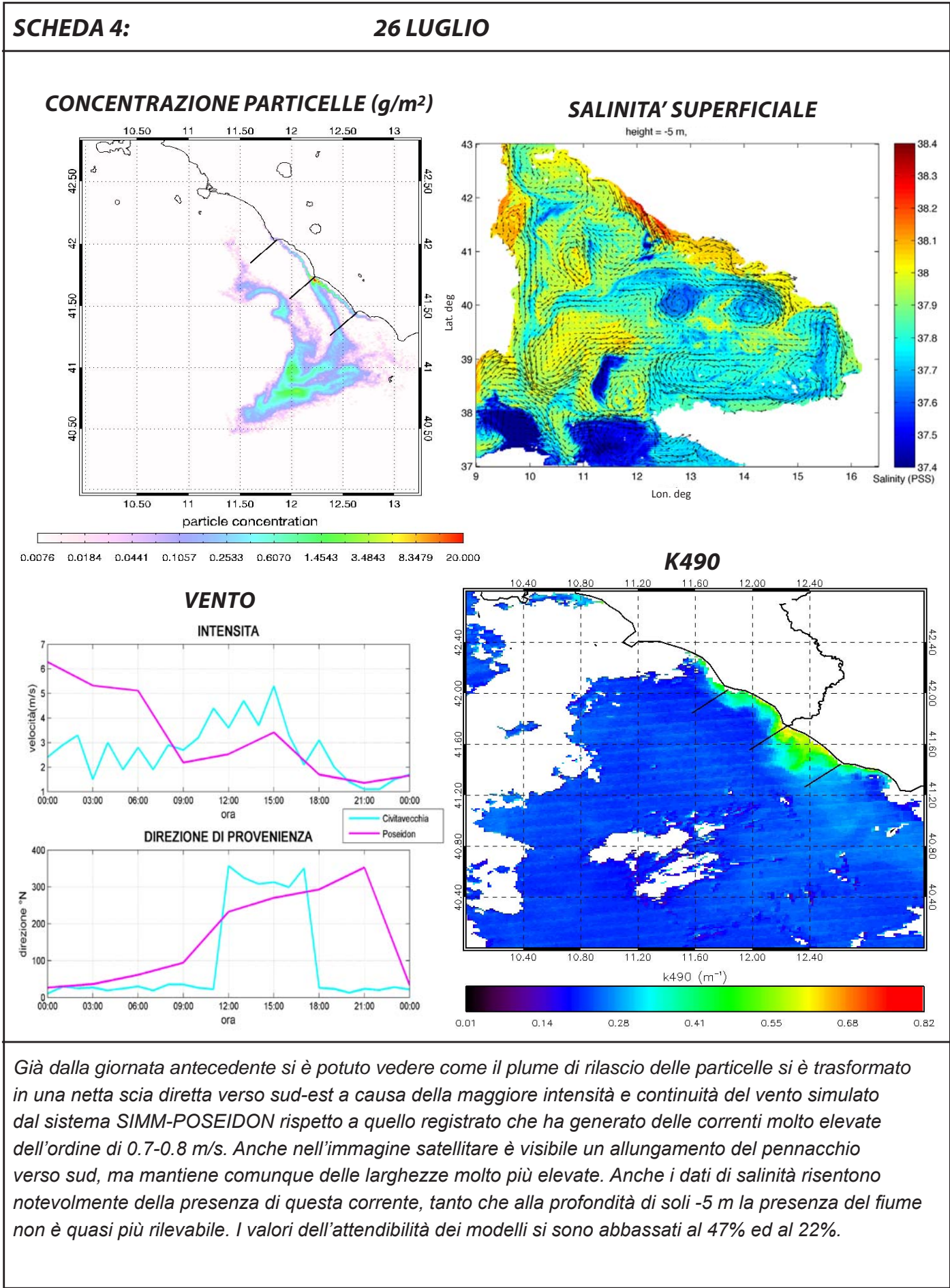
Parametro	Immagine K490	Immagine particelle	Immagine salinità	Coerenza K490-particelle (voto1÷10 o 1÷15)	Coerenza K490-salinità (voto1÷10 o 1÷15)
posizione zona di massima concentrazione	a nord della foce, aderente alla costa	sulla foce	a nord della foce, aderente alla costa	2	10
esistenza e posizione aree di accumuli secondari	no	no	no	6	6
orientamento del plume in prossimità della sorgente (distanza radiale di 10 km)	ovest	sud-ovest	ovest	3	15
orientamento del plume aree adiacenti la sorgente (distanza radiale 10÷30 km)	ovest-nord-ovest	sud-sud-est	ovest-nord-ovest	0	15
presenza del pennacchio nei primi 5 km dalla costa	si	si	si	10	10
presenza del pennacchio a largo: da 5 a 30 km dalla costa	si	si	si	8	10
presenza del pennacchio oltre i transetti: a più di 30 km dalla costa	dati mancanti	si	si	5	5
forma del plume fino alla distanza radiale di 20km dalla sorgente	ovoidale-esteso	ovoidale-esteso	ovoidale-esteso	7	10
voto totale				41	81
coerenza del modello con la realtà (%)				45%	90%



Parametro	Immagine K490	Immagine particelle	Immagine salinità	Coerenza K490-particelle (voto1÷10 o 1÷15)	Coerenza K490-salinità (voto1÷10 o 1÷15)
posizione zona di massima concentrazione	sulla foce	sulla foce	sulla foce	10	10
esistenza e posizione aree di accumuli secondari	si, a sud della parte finale del transet.Tevere	si, a sud della parte finale del transet.Tevere	non rilevabile	10	6
orientamento del plume in prossimità della sorgente (distanza radiale di 10 km)	sud-est	sud-est	sud-ovest	15	8
orientamento del plume aree adiacenti la sorgente (distanza radiale 10÷30 km)	sud-est	sud-est	sud-ovest e sud	15	9
presenza del pennacchio nei primi 5 km dalla costa	si	si	si	10	10
presenza del pennacchio a largo: da 5 a 30 km dalla costa	si	si	si	10	10
presenza del pennacchio oltre i transetti: a più di 30 km dalla costa	dati mancanti	si	si	6	6
forma del plume fino alla distanza radiale di 20km dalla sorgente	ovoidale-esteso	ovoidale-esteso	ovoidale-esteso	10	10
voto totale				86	69
coerenza del modello con la realtà (%)				96%	77%



Parametro	Immagine K490	Immagine particelle	Immagine salinità	Coerenza K490-particelle (voto1÷10 o 1÷15)	Coerenza K490-salinità (voto1÷10 o 1÷15)
posizione zona di massima concentrazione	a nord della foce	sulla foce	a sud-est della foce	3	0
esistenza e posizione aree di accumuli secondari	si, tra i transet. Tevere e Anzio	si, tra i transet. Tevere e Anzio	non rilevabile	10	6
orientamento del plume in prossimità della sorgente (distanza radiale di 10 km)	sud-ovest	sud-ovest	sud	15	10
orientamento del plume aree adiacenti la sorgente (distanza radiale 10÷30 km)	sud-est e sud	sud-est e sud-ovest	sud-est e sud	10	15
presenza del pennacchio nei primi 5 km dalla costa	si	si	no	10	0
presenza del pennacchio a largo: da 5 a 30 km dalla costa	si	si	si	7	8
presenza del pennacchio oltre i transetti: a più di 30 km dalla costa	si	si	si	10	10
forma del plume fino alla distanza radiale di 20km dalla sorgente	ovoidale-esteso	ovoidale-esteso	ovoidale-esteso	10	9
voto totale				75	58
coerenza del modello con la realtà (%)				83%	64%



Parametro	Immagine K490	Immagine particelle	Immagine salinità	Coerenza K490-particelle (voto1÷10 o 1÷15)	Coerenza K490-salinità (voto1÷10 o 1÷15)
posizione zona di massima concentrazione	sulla foce	sulla foce	a sud-est della foce	8	0
esistenza e posizione aree di accumuli secondari	si, tra i transet. Tevere ed Anzio	si, a sud-ovest del transet. Anzio	non rilevabile	0	0
orientamento del plume in prossimità della sorgente (distanza radiale di 10 km)	sud-ovest e sud	sud-ovest e sud	non rilevabile	10	5
orientamento del plume aree adiacenti la sorgente (distanza radiale 10÷30 km)	sud-est e sud	sud-sud-est	sud-sud-est	14	14
presenza del pennacchio nei primi 5 km dalla costa	si	si	no	7	0
presenza del pennacchio a largo: da 5 a 30 km dalla costa	si	si	si	3	1
presenza del pennacchio oltre i transetti: a più di 30 km dalla costa	no	si	si	0	0
forma del plume fino alla distanza radiale di 20km dalla sorgente	ovoidale-esteso	esteso con una direzione prevalente	non rilevabile	0	0
voto totale				42	20
coerenza del modello con la realtà (%)				47%	22%

RIASSUNTO CASO INVERNALE

NUMERO GIORNI SIMULAZIONE: 32
NUMERO DI GIORNI CON IMMAGINI SATELLITARI DI BUONA QUALITA': 6

DATA	modello a particelle	salinità POM
12-gen	45%	90%
14-gen	67%	80%
16-gen	53%	39%
19-gen	53%	46%
21-gen	67%	53%
22-gen	71%	44%

Tabella 5.1: Riassunto risultati dei confronti.

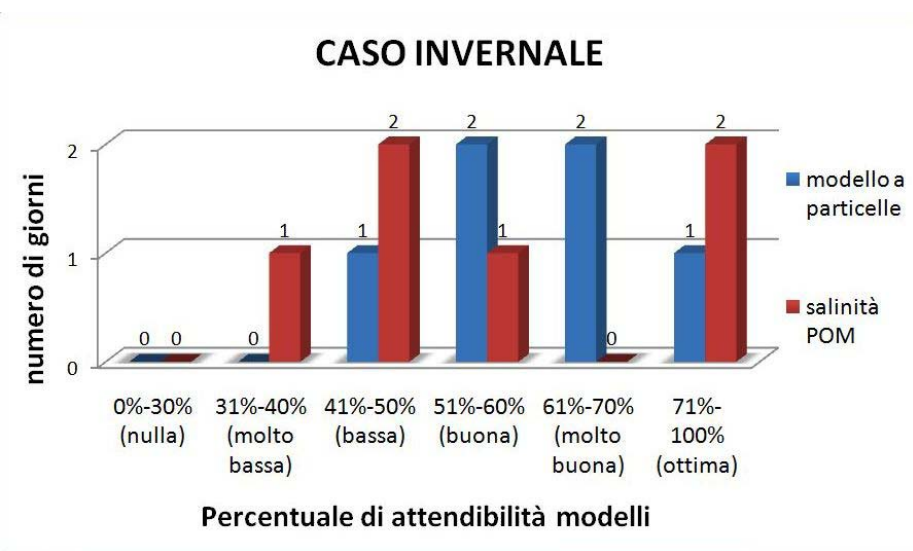


Fig.5.4: Istogramma riassuntivo delle attendibilità dei modelli.

Nel caso invernale sono purtroppo disponibili solo sei giornate per effettuare i confronti. Si vede dal diagramma riassuntivo (figura 5.4) come lo studio della salinità superficiale abbia dato tre giornate con ottima e buona validità ed altre tre con validità bassa e molto bassa. Il modello a particelle nel complesso ha offerto risultati migliori, con 5 giornate positive ed una soltanto di bassa validità. Da sottolineare in questo caso è la presenza costante di concentrazioni comunque elevate di K490 lungo tutta la costa, che rende a volte oneroso il tracciamento dell'area di competenza delle acque fluviali. Le aree di influenza dei pennacchi dei modelli sono molto elevate (soprattutto se paragonate a quelle estive), ma non risultano mai distribuite lungo la fascia costiera con una tale continuità. Questo comportamento è probabilmente imputabile al fatto che il POM non simula gli effetti del moto ondoso, che nella stagione invernale può assumere un'importanza determinante per la forte componente energetica che le onde trasportano, contribuendo molto nel riportare e movimentare i sedimenti a riva e nel disperderli longitudinalmente lungo la costa. Per il grigliato scelto (2,2 km x 2,2 km) e per il modello numerico usato, risultano quindi trascurati tutta una serie di fenomeni che possono rivelarsi fondamentali nello studio più dettagliato delle dinamiche costiere invernali. Comunque se si limita lo studio alla zona costiera in prossimità del Tevere, e si tengono presenti i limiti intrinseci dei modelli, si può affermare che i modelli numerici hanno mostrato complessivamente una buona corrispondenza con lo scenario reale.

RIASSUNTO CASO ESTIVO

NUMERO GIORNI SIMULAZIONE: 38
NUMERO DI GIORNI CON IMMAGINI SATELLITARI DI BUONA QUALITA': 23

DATA	modello a particelle	salinità POM
03-lug	34%	72%
04-lug	28%	72%
05-lug	44%	67%
10-lug	41%	63%
12-lug	24%	48%
14-lug	62%	70%
17-lug	67%	66%
18-lug	96%	77%
19-lug	90%	74%
21-lug	90%	70%
22-lug	83%	64%

Tabella 5.2: Riassunto risultati dei confronti.

DATA	modello a particelle	salinità POM
23-lug	74%	63%
24-lug	77%	81%
25-lug	59%	52%
26-lug	47%	22%
27-lug	34%	0%
28-lug	38%	0%
01-ago	39%	0%
02-ago	32%	0%
04-ago	37%	6%
06-ago	56%	0%
07-ago	62%	0%
08-ago	60%	0%

L'alto numero di immagini dei dati satellitari di buona qualità a disposizione per il caso estivo ha consentito un'analisi molto completa ed approfondita. Dai risultati complessivi riassunti nel diagramma in figura 5.5 si contano per il modello di dispersione delle particelle 12 giornate con valori positivi, di cui dalla tabella 5.2 tre pari al 90-96%, e 11 con un'attendibilità non soddisfacente. Per il modello della salinità in output dal POM si contano invece 13 giornate dai risultati positivi e 10 negative, ma se si osserva l'istogramma si nota che delle 10 negative ben 9 sono risultate con valori di attendibilità al di sotto del 30% e se si guarda la tabella 2 si contano 7 giornate con attendibilità pari a zero, per la totale scomparsa degli effetti del fiume nelle immagini della salinità.

Le date in cui si sono registrate le basse attendibilità dei modelli corrispondono al periodo in cui è comparsa la forte corrente verso sud nell'area della foce del Tevere, causando la perdita di visibilità degli effetti del fiume nelle immagini della salinità e la trasformazione del plume di particelle in una stretta scia diretta verso il transetto di Anzio. I modelli risentono quindi in modo eccessivo dei forti gradienti di velocità. Le particelle infatti sono neutre e rimangono posizionate sempre nello strato superficiale, per cui vengono trascinate prive di alcuna inerzia dai flussi di corrente, senza sedimentare e senza alcuna possibilità di rallentare. Per il medesimo motivo dal 24 luglio in poi si rileverà sempre una zona con alte concentrazioni (area di accumulo) dove arrivano tutte le particelle dopo che hanno fatto il loro giro nel dominio oltrepassando il transetto di Anzio, che però non è rilevabile dai dati di K490, e che quindi rappresenta una dinamica del tutto inesistente nella realtà.

Nel complesso si può comunque rilevare l'ottima validità di entrambi i modelli per buona parte della simulazione, in particolar modo del modello di dispersione lagrangiano di Sannino e Artale (2002), ed è in fase di sviluppo un nuovo modello a particelle che riesce a simulare anche i processi di sedimentazione e di decadimento.

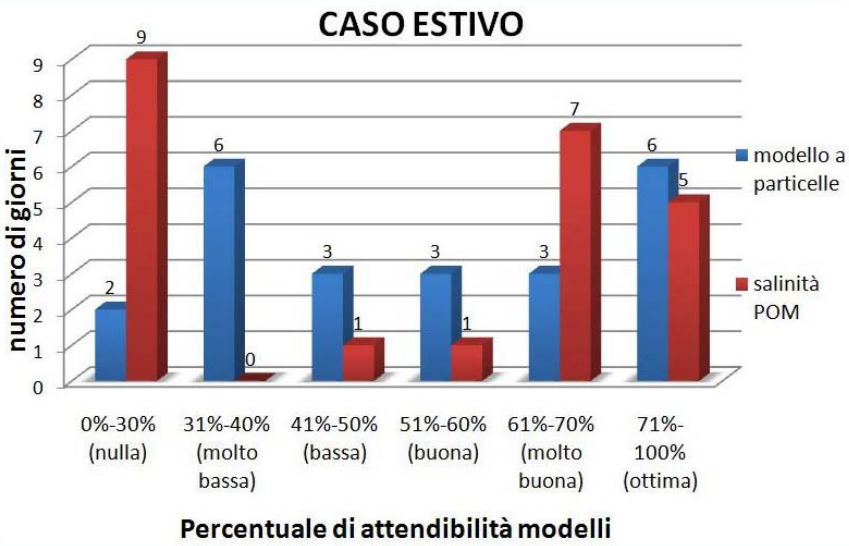
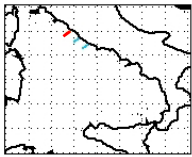


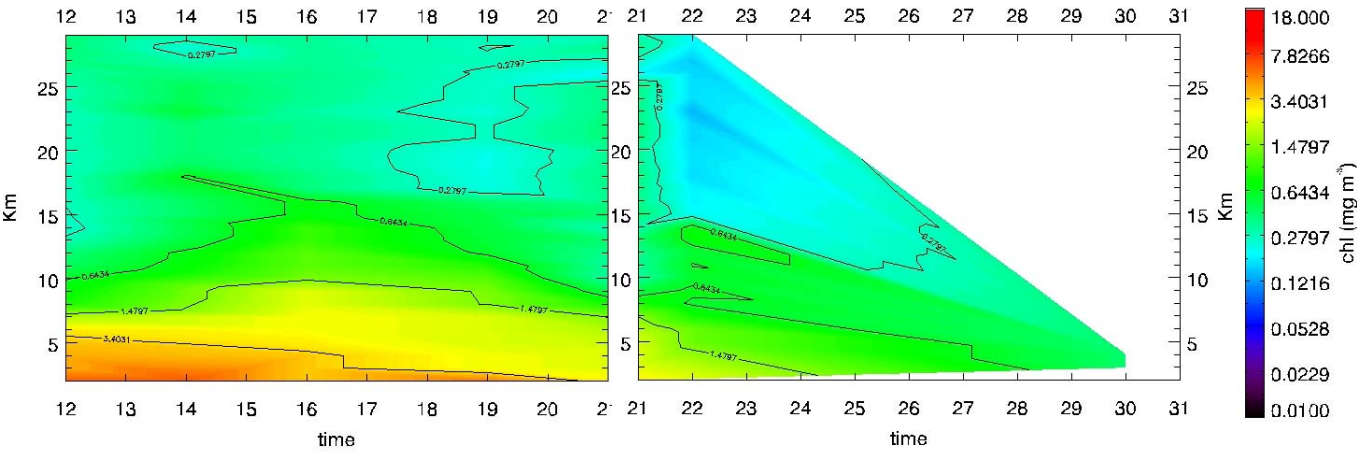
Fig.5.5: Istogramma riassuntivo delle attendibilità dei modelli.

5.3) ANALISI E CONFRONTI DEGLI HÖEVMOLLER

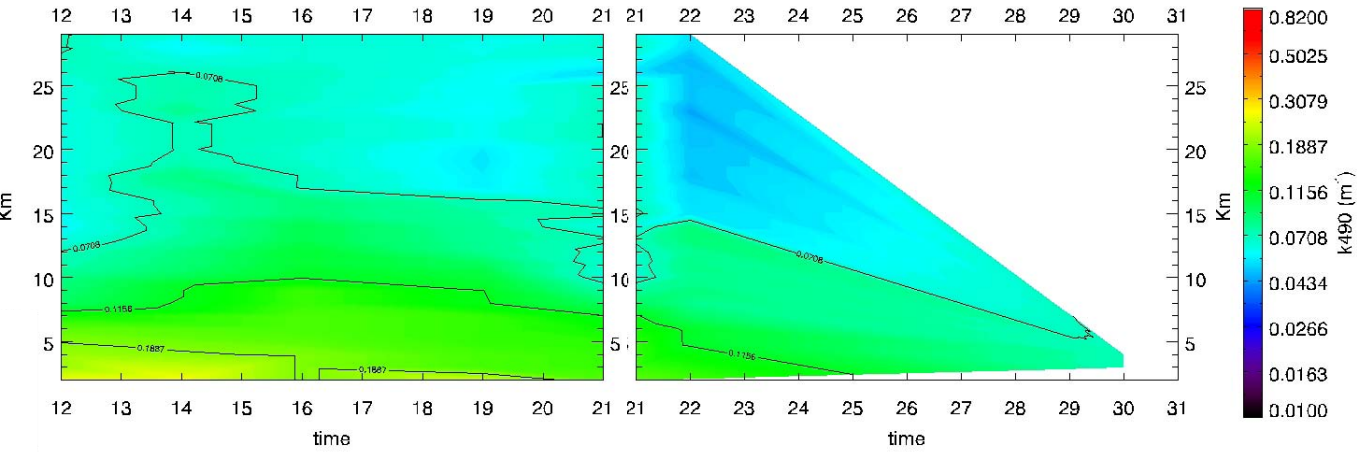
TRANSETTO SANTA MARINELLA (12-30 GEN)



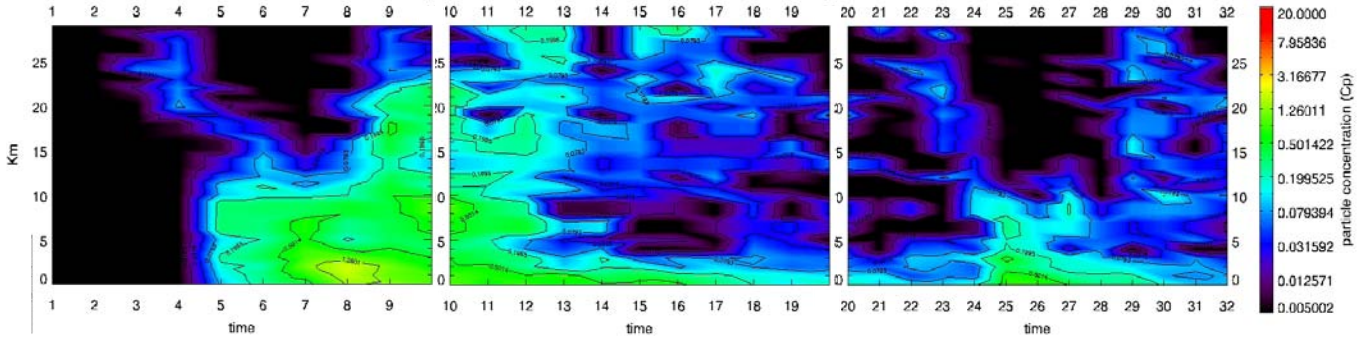
CLOROFILLA



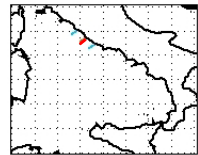
K490



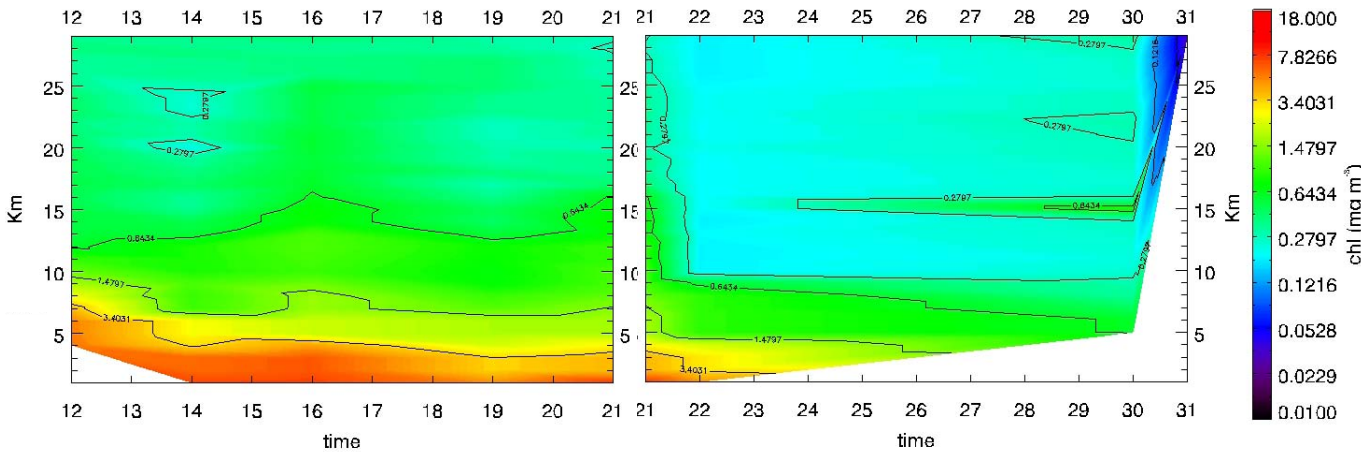
MODELLO PARTICELLE



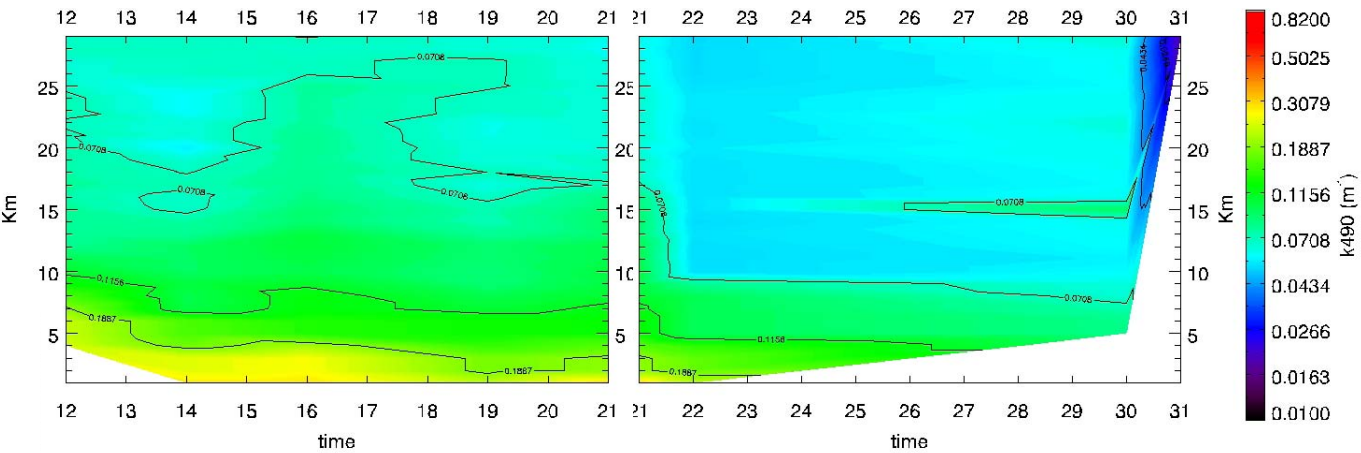
TRANSETTO TEVERE (12-30 GEN)



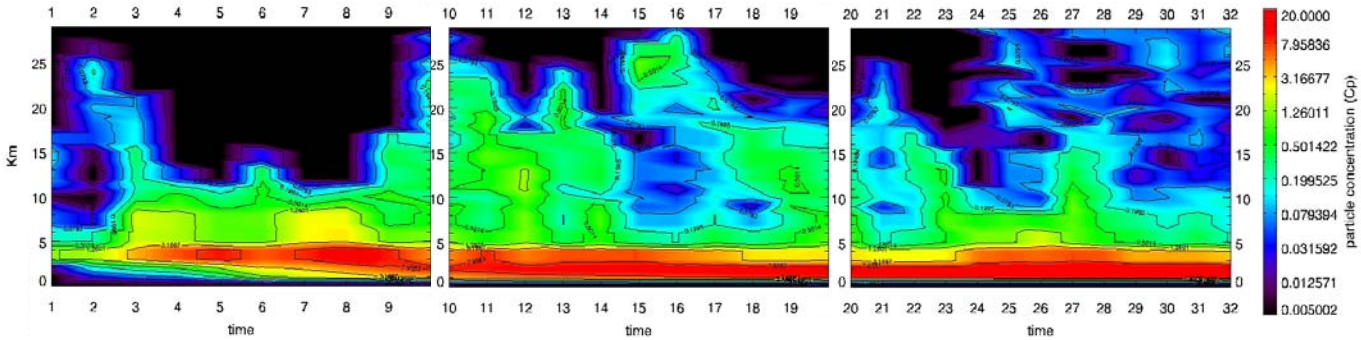
CLOROFILLA



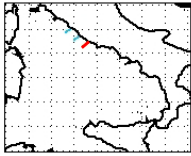
K490



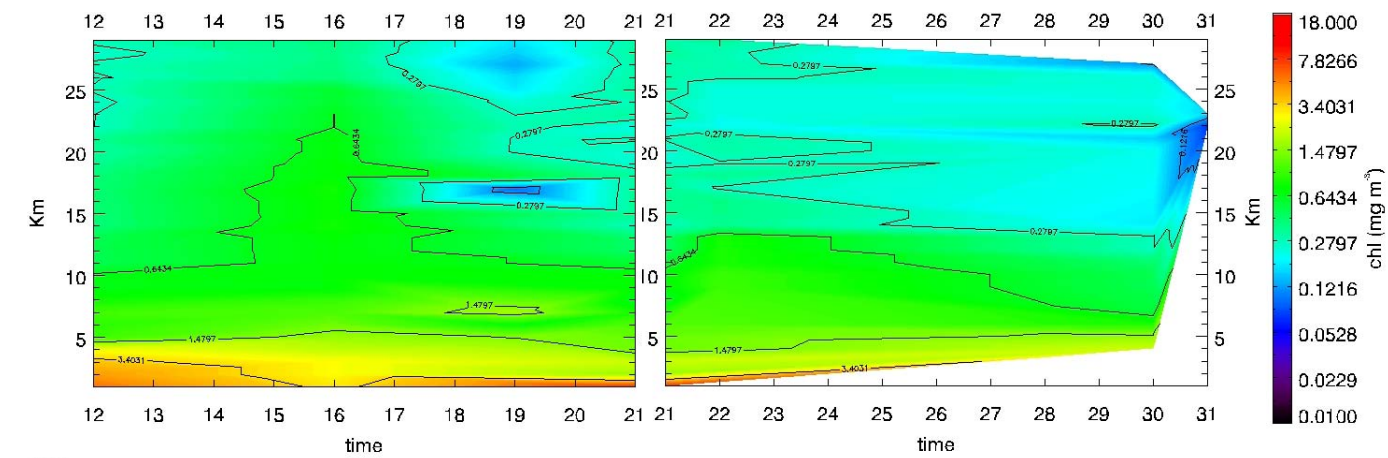
MODELLO PARTICELLE



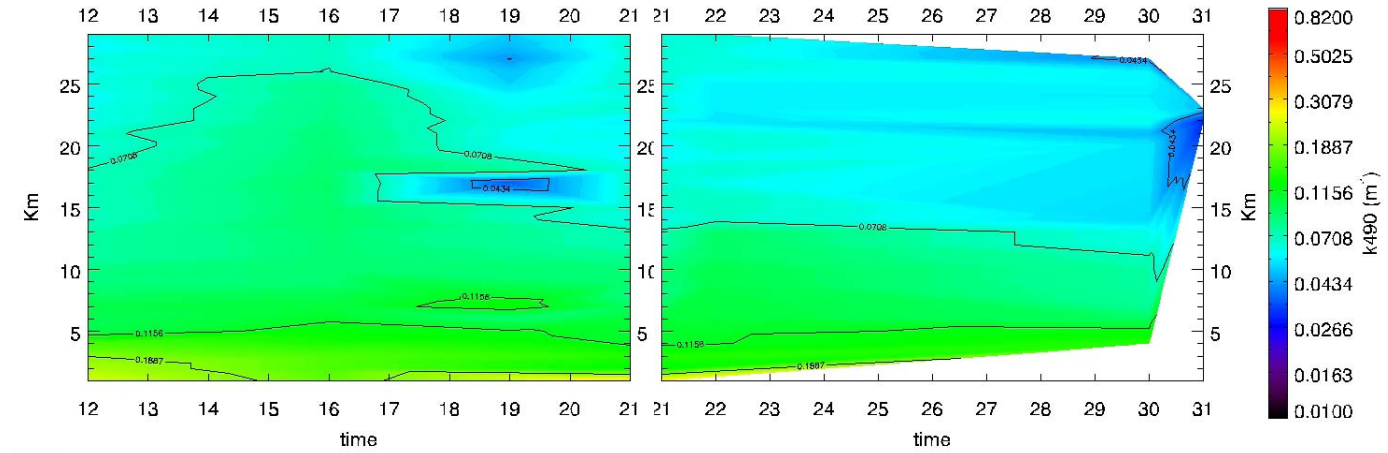
TRANSETTO ANZIO (12-30 GEN)



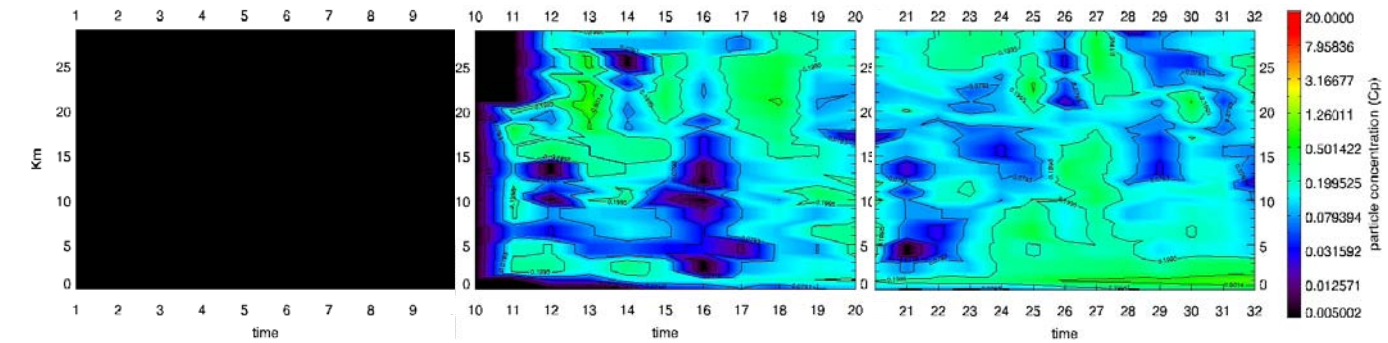
CLOROFILLA



K490



MODELLO PARTICELLE



Un grande contributo per effettuare delle analisi approfondite sulla valenza del modello a particelle lo offre lo studio dei grafici degli Höevmoller. Questi grafici rappresentano le concentrazioni dei dati di satellitari di clorofilla e K490 e delle particelle visualizzate nell'avanzare del tempo nell'unica direzione spaziale dei transetti posizionati ortogonalmente alla costa.

Si sono scelte tre coordinate topografiche da cui far partire i transetti; il primo transetto parte dall'area costiera in cui è presente il delta del Tevere, il secondo ed il terzo sono collocati più a nord e più a sud per vedere la direzione in cui si propaga il pennacchio di inquinante, rispettivamente partendo dalle coordinate di Santa Marinella e di Anzio.

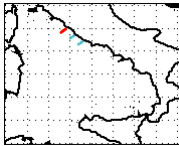
Da sottolineare è la perfetta corrispondenza degli Höevmoller della clorofilla e del K490 che conferma ancora una volta la non validità dei valori numerici di clorofilla a causa dello studio dei fenomeni in acque costiere.

L'analisi degli Höevmoller del caso invernale va condotta in maniera molto attenta; mentre i risultati del modello a particelle sono presenti in tutta la durata della simulazione, i dati satellitari a disposizione ricoprono solo il periodo che va dal 12 al 22 gennaio, ed è disponibile un'immagine di bassissima qualità che si riferisce al 30. Per questo motivo il grafico non può iniziare prima del 12 gennaio e la seconda parte degli Höevmoller di Santa Marinella assumono la strana forma triangolare, avendo a disposizione dei valori per l'interpolazione solo nella parte iniziale del transetto. Sapendo quindi che la seconda parte dei grafici di clorofilla e K490 sono frutto di un'interpolazione grafica del programma di visualizzazione, non è corretto prenderli in considerazione nelle analisi. Focalizzando l'attenzione sui risultati del transetto di Santa Marinella si osserva che gli output del modello a particelle sono molto soddisfacenti, mostrando una zona di concentrazione più alta nei primi 5 km a partire dal 12-esimo giorno, che si assottiglia sempre più con l'avanzare del tempo, fin verso il 18-esimo. E' inoltre rilevabile un'area che non risulta mai essere priva di sostanza per tutta la decade in esame nei chilometri che si riferiscono alle aree a largo, con un'intensità maggiore nei primi giorni.

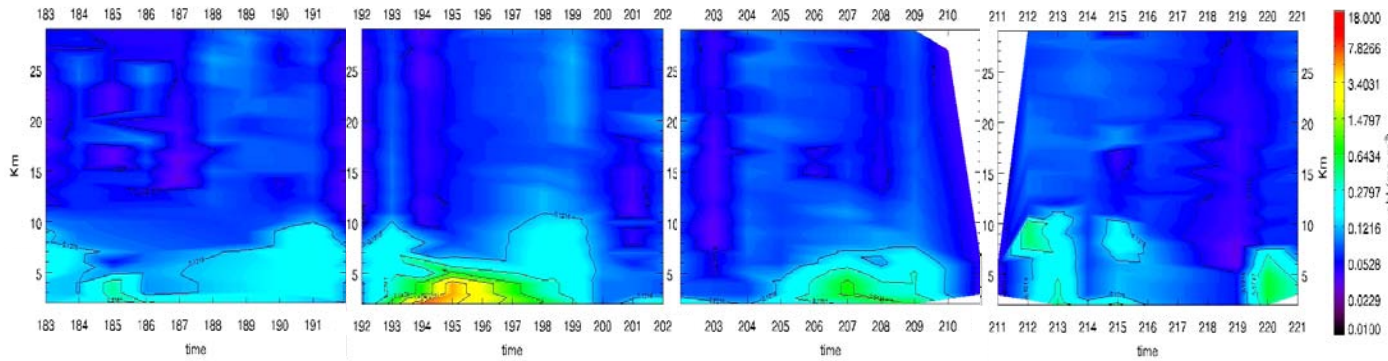
Il transetto del Tevere mostra un andamento stratificato per tutte e tre le variabili, con delle scie più accentuate verso il largo registrate nei grafici dei dati satellitari il 16 ed il 21 gennaio, riprodotti nel modello a particelle come una nube isolata al largo per il 16 ed un pennacchio tra il 19 ed il 21. Il giorno 8 in cui si è verificata la portata al colmo della piena il grafico delle particelle mostra una sorta di bolla di concentrazioni più elevate che arriva fin verso il decimo chilometro; da questo momento fin verso il 12 gennaio il pennacchio si propaga sempre più a largo, con una distanza massima di 30 km il 10 gennaio. Tutto questo ovviamente non ha la possibilità di riscontrarsi con nessun dato reale, ma guardando la parte iniziale dei grafici si può vedere che le concentrazioni della clorofilla sembrano partire abbastanza da largo il 12 gennaio (dal km 12), facendo ipotizzare la possibile parte finale di un andamento in discesa. Sempre ben visibile risulta infine il posizionamento del punto di immissione delle particelle intorno al terzo chilometro dalla costa, caratterizzato costantemente da alti valori della concentrazione.

Osservando gli Höevmoller di Anzio invece, apparentemente non si trova una grande corrispondenza tra le forme che assumono i dati registrati e quelli simulati. I primi infatti sembrano distribuirsi in modo stratificato dalla riva verso il largo con valori decrescenti, mentre i secondi sembrano non avere una struttura caratterizzata da un forte ancoraggio alla costa, anzi al contrario sembrano svilupparsi in modo piuttosto omogeneo sia nello spazio che nel tempo. Il fattore che però lega tutti e tre i grafici di questo transetto è la presenza di concentrazioni sempre molto basse e prive di brusche variazioni spazio-temporali, che stanno a rappresentare il basso coinvolgimento di questa area nelle dinamiche di dispersione del pennacchio legato alle acque fluviali.

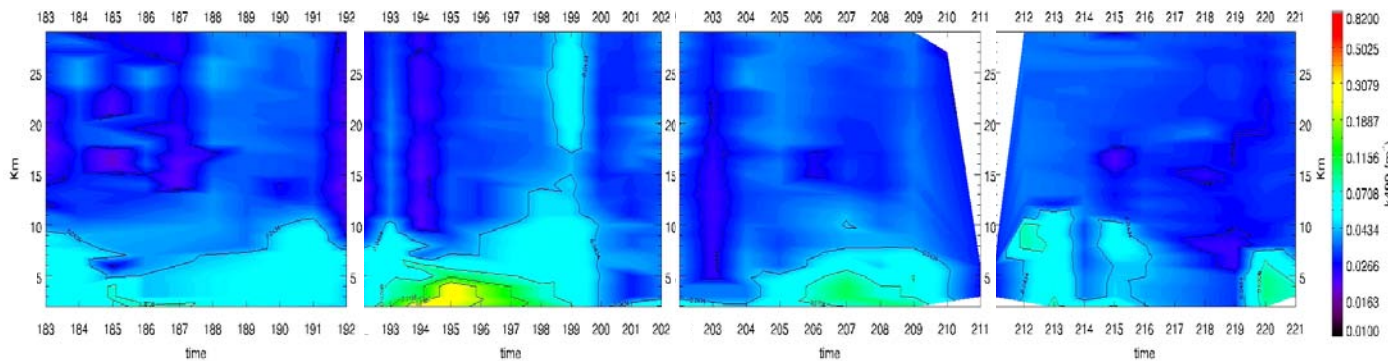
TRANSETTO SANTA MARINELLA (1 LUGLIO-9 AGOSTO)



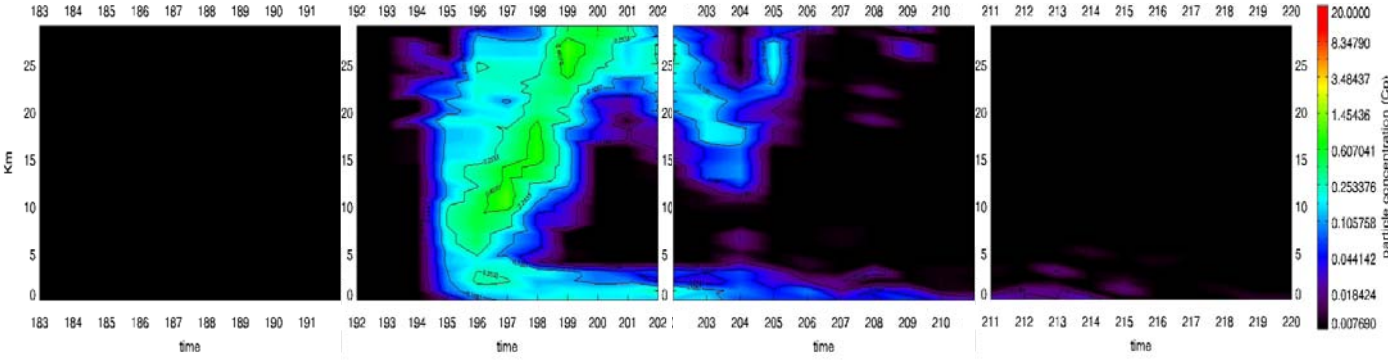
CLOROFILLA



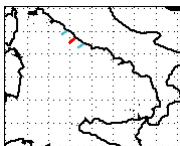
K490



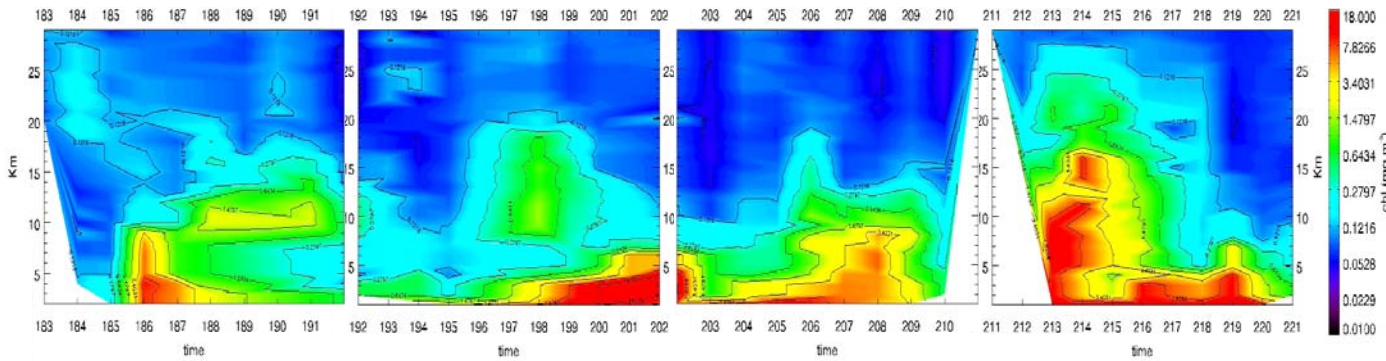
MODELLO PARTICELLE



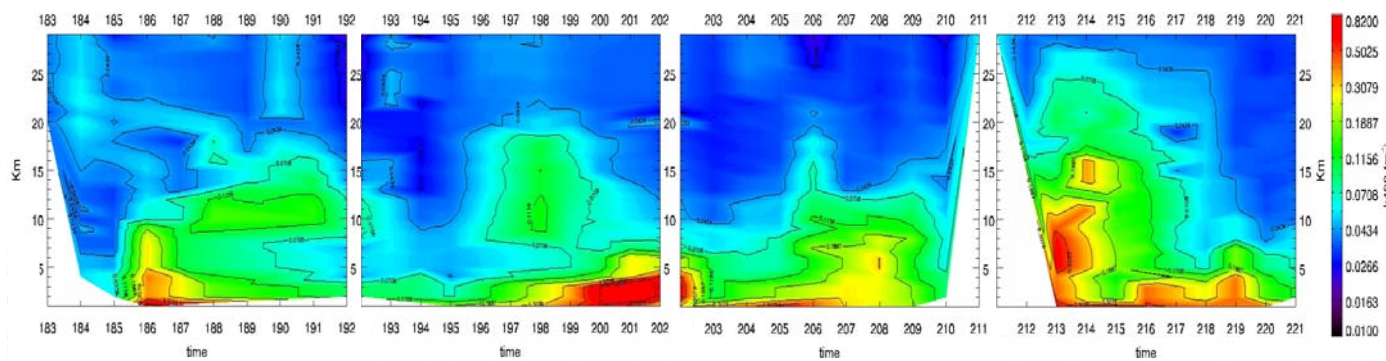
TRANSETTO TEVERE (1 LUGLIO-9 AGOSTO)



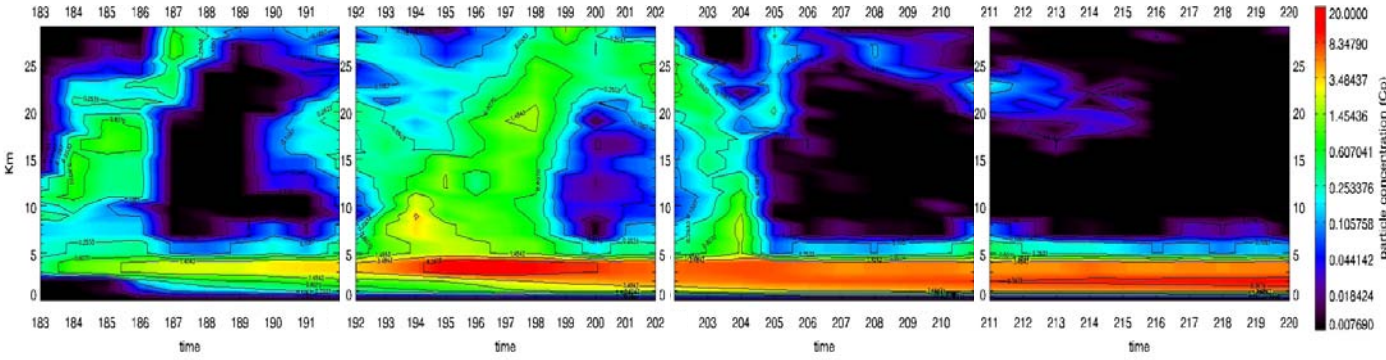
CLOROFILLA



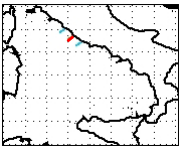
K490



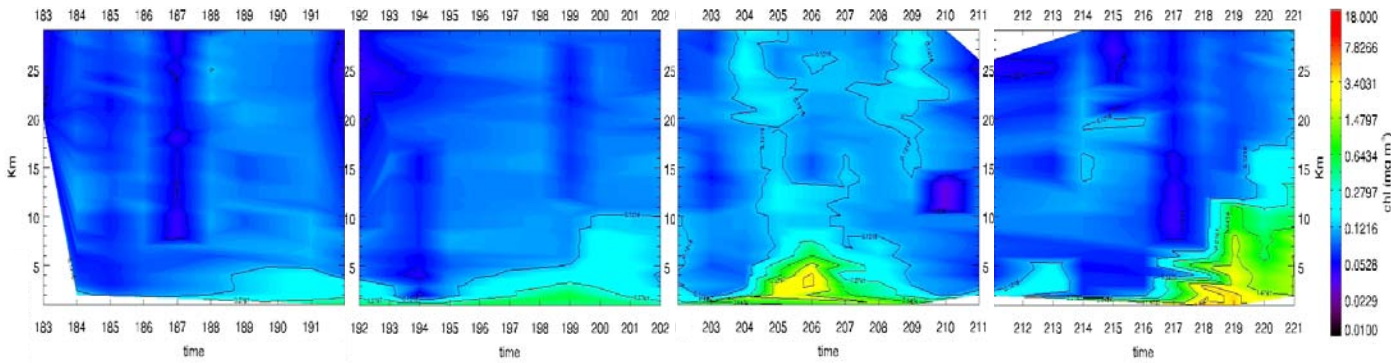
MODELLO PARTICELLE



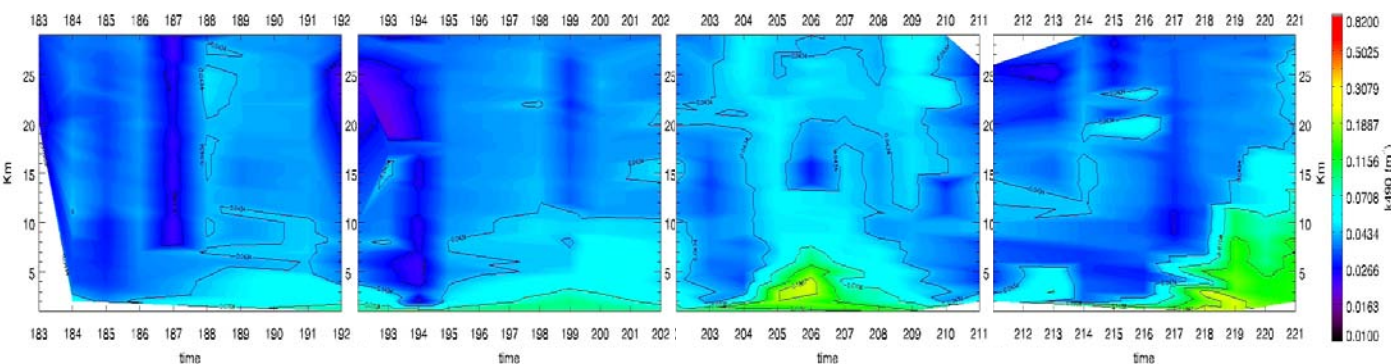
TRANSETTO ANZIO (1 LUGLIO-9 AGOSTO)



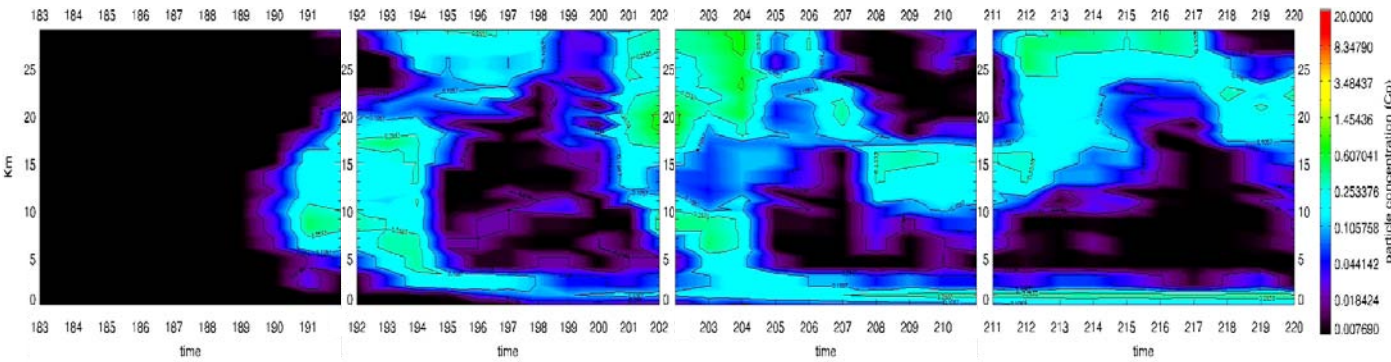
CLOROFILLA



K490



MODELLO PARTICELLE



Il confronto dei risultati del caso estivo degli Höevmoller di clorofilla e K490 con quelli del modello a particelle può essere effettuato in tutto il periodo della simulazione, grazie alla grande continuità dei dati satellitari che lasciano scoperto il periodo massimo di tre giorni compreso tra il 29 ed il 31 luglio (giorni giuliani 210-212), con delle anomalie dei grafici comunque ben individuabili. Dall'osservazione del transetto collocato a Santa Marinella dei risultati del modello si può notare una prima decade della simulazione caratterizzata da concentrazioni nulle per tutto il transetto, seguito poi da delle giornate con basse concentrazioni ad eccezione di tre periodi in cui è stato registrato il passaggio delle particelle. Si vede come anche dagli Höevmoller di clorofilla e K490 risulta una prima decade con concentrazioni molto modeste, interrotta intorno al giorno giuliano 193 fino al 198 (12-17 luglio) in cui si verificano le massime concentrazioni di tutta la simulazione registrate su questo transetto; anche il modello registra il primo arrivo del plume di particelle tra il giorno 193 e 199, anche se riporta una struttura che si sviluppa leggermente più a largo; anche l'area a concentrazioni maggiori situata nel giorno 199 tra il 20-esimo ed il 30-esimo chilometro dalla costa è visualizzabile sia da modello che dai dati da satellite. Tra i giorni 202 e 210 si può notare un andamento di concentrazioni basse ma sempre presenti nei primi 5 chilometri del transetto, anche se il modello riporta la presenza di particelle anche più a largo che corrispondono a quelle arrivate in quelle aree nei giorni precedenti che non hanno subito degli efficienti fenomeni di dispersione. Infine, le ultime presenze delle particelle sono individuabili molto vicino a costa intorno al giorno giuliano 213 (1 agosto). Nel complesso quindi lo studio di questo transetto ha mostrato dei risultati molto soddisfacenti del modello.

Anche il transetto del Tevere mostra un andamento complessivo del modello molto prossimo agli andamenti della clorofilla e del parametro di attenuazione della luce. Già nei primi giorni della simulazione si può vedere la presenza del pennacchio anche nella parte finale del transetto, in particolare nel giorno 186 in cui il plume da modello arriva a diffondersi fino al chilometro 20 e la clorofilla mostra anch'essa un allungamento dell'area di influenza a seguito di un picco nelle concentrazioni, anche se per delle distanze più ridotte. Nei giorni seguenti si osserva la permanenza di concentrazioni elevate intorno al decimo chilometro, simulate nel modello in zone più a largo. La seconda decade contiene il picco massimo sia della clorofilla e del K490 che delle particelle; quello del modello è però visibile un po' anticipato rispetto agli altri (197-198 anziché 201) a causa della perturbazione ventosa del 16 luglio proveniente da nord simulata di qualche metro al secondo più intensa che ha spostato una buona quantità di particelle allontanandole dal punto sorgente, mentre le acque fluviali anche se hanno assunto anche loro una direzione di spostamento verso sud hanno mantenuto una densità maggiore. La presenza di clorofilla nel giorno 199 tra il chilometro 10 e 20 del transetto è risultata anche dal modello. Nel giorno 204 si può vedere come le particelle iniziano a diffondersi verso il largo, ma il plume che si sarebbe venuto a creare con l'avanzare dei giorni non ha potuto svilupparsi a causa delle forti correnti che hanno caratterizzato il nostro modello dal 24 luglio in poi; per questo motivo per tutta l'ultima decade della simulazione è visibile solo una densa striscia rossa intorno al terzo chilometro, corrispondente al punto di immissione delle particelle che appena rilasciate non hanno il tempo di diffondersi al largo venendo trascinate istantaneamente dalla corrente verso sud. La variazione di portata non è quindi visibile, ad eccezione di un lieve aumento delle concentrazioni nel giorno 212 che rimangono però comunque in una zona molto ristretta, mentre dal grafico della clorofilla si osserva nel giorno 213 un grande incremento che coinvolge lo sviluppo del transetto fino al 25-esimo chilometro.

Il transetto di Anzio è quello che più ha risentito dell'arrivo delle forti correnti, in quanto per tutta la seconda metà della simulazione è stato caratterizzato dall'arrivo di una continua quantità di particelle che lo lambivano all'altezza di chilometri variabili dal decimo in poi, lasciando pochissimo spazio a possibili sviluppi di plume di sostanza inquinante dalla costa verso il largo. Le prime concentrazioni non nulle di particelle si vedono arrivare intorno all'8 luglio (189), in corrispondenza di un lieve aumento della concentrazione della clorofilla nell'area costiera; tra i giorni 195 e 202 si può infine osservare la presenza sia di K490 che di particelle nei primi 5 km del transetto, anche se nell'Höevmoller delle particelle le zone a concentrazione non nulla non sono limitate alla fascia costiera. Le variazioni più forti di clorofilla e K490 registrate nei periodi intorno ai giorni 206 e 219 (25 luglio e 7 agosto) non sono purtroppo visibili per i motivi sopra indicati.

Si può comunque concludere affermando che il confronto dei risultati dei transetti è nel complesso molto soddisfacente, tenendo in considerazione che le incongruenze maggiori si sono verificate nei periodi e nelle aree in cui già ci aspettavamo degli errori a causa delle limitazioni dei modelli adottati.

La modellazione numerica delle dinamiche di dispersione del fiume Tevere nel Mar Tirreno è il risultato di un lungo processo di implementazione di più modelli innestati tra loro con la finalità di riprodurre al meglio il fenomeno in esame tenendo in considerazione il maggior numero di processi all'interno delle simulazioni.

La ricostruzione della circolazione marina è stata effettuata con il modello numerico POM, che è stato implementato con le migliori condizioni iniziali e al contorno a disposizione, scelte in modo da assicurare il minimo intervallo temporale e spaziale per la migliore risoluzione possibile degli input che hanno forzato le simulazioni. Il nesting del POM con il sistema MFS ha assicurato una grande corrispondenza delle dinamiche simulate con quelle che si sono effettivamente realizzate, in quanto il sistema MFS per come è strutturato tiene in grande considerazione le misurazioni in sito delle variabili. Le condizioni iniziali in tutto il dominio sono state assegnate con questo sistema ed il dare al POM una volta al giorno come condizioni al contorno gli output delle analisi del sistema MFS, ha continuato ad ancorare le simulazioni alla realtà per tutta la loro durata, impedendo che se ne distaccassero troppo con l'avanzare dei giorni.

Il risultato di questa prima fase dello studio è stata una circolazione superficiale e profonda molto stabile e ben definita nel caso invernale, caratterizzata da un verso antiorario sui contorni del dominio, dalla presenza dei due gyres ciclonico ed anticiclonico fuori dalle Bocche di Bonifacio e dalle aree di entrate e di uscita dei flussi corrispondenti a quelle note in letteratura (*Millot e Taupier-Letage, 2004*). La circolazione estiva invece ha mostrato degli andamenti un po' diversi, in particolare quella riferita ai primi metri dalla superficie, con una minore stabilità temporale e delle maggiori variabilità spaziali, dimostrando un legame più profondo con i repentini cambiamenti spazio-temporali del vento agente. La circolazione profonda ha invece dimostrato una maggiore stabilità rimanendo più aderente alle dinamiche note in letteratura anche se caratterizzata da un'intensità minore dei flussi di scambio presenti nelle aree di confine con il resto del Mediterraneo, caratterizzando il Mar Tirreno come un bacino piuttosto isolato nel periodo estivo se paragonato al periodo invernale.

La scelta dei parametri di clorofilla e K490 come traccianti dell'acqua fluviale si è confermata molto valida a livello qualitativo sia per l'andamento identico dei due parametri in prossimità della costa, che per l'ottima risposta dell'andamento spazio-temporale di questi parametri in corrispondenza delle variazioni di portata del fiume.

I risultati del modello a particelle si sono rivelati molto aderenti alle osservazioni di clorofilla e K490 in alcune occasioni ed un po' meno in altre. In particolare dai confronti degli Höevmoller si è potuto osservare una buona registrazione delle direzioni principali e della tempistica in cui si sono dispersi i pennacchi. Dalle osservazioni della mappatura dall'alto delle concentrazioni di particelle all'interno del dominio si è potuta riscontrare una maggiore estensione spaziale del pennacchio lungo tutta l'area costiera durante il periodo invernale ed un maggiore contenimento dell'area di influenza del fiume durante il periodo estivo. Nelle giornate prive di forti gradienti spaziali delle velocità superficiali si vede un'ottima corrispondenza della forma assunta dal plume di particelle e della distribuzione di salinità superficiale con quella assunta dal K490 (12 gennaio, 18 e 21 luglio).

I maggiori limiti del modello si sono rilevati in corrispondenza della seconda metà del periodo estivo durante il quale il forte vento dall'entroterra che è stato simulato proprio in corrispondenza dell'area della foce del Tevere ha condizionato l'evoluzione di tutto il pennacchio trasformandolo da una possibile *“nube diffusiva”* ad una vera e propria *“scia di particelle”*, inibendo anche la visualizzazione della dispersione della massa d'acqua a minore salinità a causa dei fenomeni di upwelling che si sono generati. Una possibile soluzione a questa grande sensibilità del modello numerico ai forti gradienti di velocità può consistere in una migliore scelta dei coefficienti di dispersione turbolenta orizzontale del modello lagrangiano: questi vengono infatti presi pari a quelli molto piccoli in output dal modello idrodinamico euleriano, che li utilizza però principalmente per una procedura di stabilizzazione numerica ed affida la dispersione orizzontale ad altre routines; con una taratura del modello si riuscirebbe a dare maggior peso alla componente stocastica dello spostamento del plume che consentirebbe alle particelle di distaccarsi maggiormente dalle linee di corrente.

Un altro limite del modello si è verificato nelle fasi iniziali delle simulazioni, durante le quali il pennacchio di particelle appariva ancora fortemente instabile e molto sensibile anche alle piccole variazioni di direzione delle correnti. Questo problema è però di facile risoluzione aggiungendo un periodo di spin-up anche al modello a particelle, così da dare il tempo al plume di evolversi e stabilizzarsi prima di iniziare a restituire gli output delle vere configurazioni.

Infine è da notare la presenza nel periodo estivo di una grande quantità di particelle anche in zone molto distanti dalla costa, in cui non è riscontrabile l'influenza del fiume dall'osservazione dei valori del K490. Questo fatto è legato all'utilizzo di particelle conservative nel modello, mentre le sostanze presenti naturalmente nell'acqua subiscono dei fenomeni di decadimento e di deposizione. Nella fase di calcolo delle concentrazioni nel modello infatti una particella appena partita dalla sorgente ha lo stesso peso di una che è stata rilasciata diversi giorni prima, senza tener conto del percorso che intanto ha potuto effettuare nel dominio e le modifiche che ha potuto subire. L'esigenza di attribuire una sorta di *“periodo di vita utile”* alle particelle è stata da subito riscontrata, tanto che è in fase di sviluppo un nuovo modello che riesce a simulare anche i fenomeni di decadimento e di sedimentazione delle particelle.

L'analisi dei fenomeni dispersivi alla foce del Tevere è quindi uno studio ancora in pieno sviluppo e ricco di sfumature ancora da rifinire, ma si può concludere che i risultati ottenuti in questa sede si sono rivelati molto soddisfacenti e costituiscono un ottimo punto di partenza per le future trattazioni ed approfondimenti che si susseguiranno in questo ambito. In particolare questa ricerca rappresenta un'indispensabile fase preliminare per poter in futuro sviluppare dei modelli con una risoluzione spaziale maggiore, che tengano conto anche dei fenomeni di sedimentazione e decadimento, nonché degli effetti che il moto ondoso ha sulla dispersione degli inquinanti. In questo modo sarà possibile sviluppare un modello più preciso e specifico, che possa risultare utile nella definizione delle aree balneabili e delle zone più adatte alle attività ittiche, oppure per il tracciamento delle aree a rischio in caso di sversamenti accidentali di sostanze pericolose all'interno dell'alveo. Numerosi sono quindi gli studi ancora da effettuare ed i possibili ulteriori fenomeni fisici da modellare ed implementare, così come però numerosi saranno i campi applicativi e le problematiche di grande attualità che potranno gradualmente essere affrontate.

BIBLIOGRAFIA

- V. Artale, M. Astraldi, G. Buffoni, G. P. Gasparini (1994). Seasonal variabilità di gyre-scale circulation in the northern Tyrrhenian Sea, *Journal of Geophysical Research*, vol.99, pp. 127-137.
- M. Astraldi e G. P. Gasparini (1992). The seasonal Characteristics of the Circulation in the North Mediterranean Basin and Their Relationship With the Atmospheric-Climatic Conditions, *American Geophysical Union*, paper number 92JC00114, pp. 9531-9540.
- F. Bignami, R. Sciarra, S. Carniel, R. Santoleri (2007). Variability of Adriatic Sea coastal turbid waters from SeaWiFS imagery, *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, C03S10.
- A. F. Blumberg and G. L. Mellor (1987). A Description of a Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation Model, *reprinted from Three Dimensional Coastal Ocean Models by N.S. Heaps (Editor)*, pp. 1-16. 1987 *American Geophysical Union*, Washington DC.
- G. Capelli, R. Mazza, C. Papiccio (2007). Intrusione salina nel Delta del Fiume Tevere. Geologia, idrologia e idrogeologia del settore romano della piana costiera, *Giornale di Geologia Applicata*, vol. 5, pp. 13-28.
- S. Dobricic, N. Pinardi, M. Adani, A. Bonazzi, C. Fratianni, M. Tonani (2005). Mediterranean Forecasting System: an imprecise assimilation scheme for sea-level anomaly and its validation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, pp. 3627-3642.
- Enciclopedia Europea Garzanti (1989). Vol.7, pp. 402-407.
- T. Ezer, G. L. Mellor (1999). Sensitivity studies with the North Atlantic sigma coordinate Princeton Ocean Model, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 32(2000), pp. 185-208.
- J. Garcia Lafuente, A. Sánchez Román, G. Díaz del Río, G. Sannino, J.C. Sánchez Garrido (2007). Recent observations of seasonal variability of the Mediterranean outflow in the Strait of Gibraltar, *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, C10005.
- M. La Rocca (2010). *Dispense del corso di "Dinamica Degli Inquinanti"*.
- G. Leuzzi (2006). *Appunti dalle lezioni di "Modelli Numerici Per Lo Studio Dei Fenomeni Di Inquinamento"*.
- G. Leuzzi e P. Monti (2007). The coupling of POM with a lagrangian, first order, auto regressive dispersion model, *atti del 5th International Symposium on Environmental Hydraulics*, 4-7 December, Tempe, AZ.
- G. L. Mellor (2004). *Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model*.
- G.L. Mellor e T. Jamada (1974). A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers, *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 31, pp. 1791-1806, Corrigendum, vol.34, pp. 1482.
- W. P. Menzel (2006). Remote sensing applications with meteorological satellites, NOAA Satellite and Information Service, *University of Wisconsin*, Madison, WI.
- C. Millot (1999). Circulation in the Western Mediterranean Sea, *Journal of Marine System*, vol. 20, pp. 423-442.
- C. Millot e I. Taupier-Letage (2004). Circulation in the Mediterranean Sea, *the Handbook of Environmental Chemistry, vol.1, (The Natural Environment and the Biological Cycles)*, Springer-Verlag Editor, in press.
- C. D. Mobley, D. Stramsky, W. P. Bisset, E. Boss (2004). Optical modeling of ocean waters. Is the Case 1- Case 2 classification still useful?, *Oceanography*, 17(2), pp. 60-67.
- A. Morel e L. Prieur (1977). Analysis of variations in ocean color, *Limnology and Oceanography*, 22(4), pp. 709-722.
- L. Y. Oey (1996). Simulation of Mesoscale Variability in the Gulf of Mexico: Sensitivity Studies, Comparison with Observations, and Trapped Wave Propagation, *Journal of Physical Oceanography*, vol. 26, pp. 145-175.
- N. Pinardi, I. Allen, E. Demirov, P. De Mey, G. Korres, A. Lascaratos, P. Y. Le Traon, C. Maillard, G. Manzella, C. Tziavos (2003). The Mediterranean ocean forecasting system: First phase of implementation (1998-2001). *Annales Geophysicae*, 21, pp. 3-20.
- R. Santoleri, G. Volpe, S. Marullo, B. Buongiorno Nardelli (2003). Open Waters Optical Remote Sensing of the Mediterranean Sea, *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, pp.1-14.
- R. Sciarra, E. Böhm, E. D'Acunzio, R. Santoleri (2006). The large scale observing system component of ADRICOSM: the satellite system, *Acta Adriatica*, 47 (Suppl.), pp. 51-64.
- R. Serravalle e G. C. Cristofalo (1999). On the presence of a coastal current of Levantine intermediate water in the central Tyrrhenian Sea, *Oceanologica Acta*, vol. 22 n°3, pp. 281-290.
- A. Vetrano, G. P. Gasparini, R. Molcard, M. Astraldi (2004). Water flux estimates in the central Mediterranean Sea from an inverse box model, *Journal of Geophysical Research*, vol.109, C01019.
- G. Volpe, R. Santoleri, V. Vellucci, M. Ribera d'Alcalà, S. Marullo, F. D'Orenzio (2007). The colour of the Mediterranean Sea: Global versus regional bio-optical algorithms evaluation and implication for satellite chlorophyll estimates, *Remote sensing of Environment*, 107, pp.625-638.
- G. Volpe, V. F. Banzon, R. H. Evans, R. Santoleri, A. J. Mariano, R. Sciarra (2009). Satellite observations of the impact of dust in a low-nutrient, low-chlorophyll region: fertilization or artifact?, *Global Biogeochemical Cycles*, vol.23, GB3007.