



Università degli Studi di Genova

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

Dottorato in Scienze Ambientali - Scienza del Mare

XVI ciclo

tesi di dottorato

Studio della circolazione e della dispersione
nelle acque costiere del Promontorio di
Portofino (Mar Ligure).

candidato

Andrea M. Doglioli

tutore

Mauro Fabiano

cotutori

Roberto Festa

Annalisa Griffa

31 marzo 2004

A Heide

Indice

Extended Abstract	xi
1 Introduzione	1
2 La circolazione costiera	5
2.1 Introduzione	5
2.2 Correntometria	7
2.3 Fondamenti	11
2.4 Metodo	13
2.4.1 Equazioni del modello	13
2.4.2 Sistema fisico semplificato	16
2.4.3 Configurazione numerica	17
2.4.4 Numeri adimensionali	18
2.5 Risultati	23
2.5.1 caso 2D	25
2.5.2 caso 3D	27
2.6 Esperimenti con batimetria realistica	33
2.6.1 Implementazione	33
2.6.2 Risultati	35
2.7 Sommario e conclusioni	37
3 La dispersione di rifiuti da maricoltura	41
3.1 Introduzione	41
3.2 Descrizione della maricoltura AQUA	42
3.3 Metodo	44
3.3.1 Il modello avvettivo-dispersivo LAMP3D	44
3.3.2 Il modello accoppiato POM2D-LAMP3D	47
3.4 Implementazione del modello	49
3.4.1 Impostazioni per l'idrodinamica	49
3.4.2 Impostazioni per la dispersione	52
3.5 Risultati e discussione	58

3.5.1	Circolazione costiera forzata dal vento	58
3.5.2	Dispersione e sedimentazione	58
3.6	Validazione del modello	64
3.6.1	Correntometria	64
3.6.2	Misure di nutrienti	65
3.7	Conclusioni	68
4	Conclusioni e prospettive	69
	Ringraziamenti	73
	Bibliografia	84

Elenco delle figure

2.1	<i>Batimetria dell'area del Promontorio di Portofino e posizioni dei correntometri.</i>	8
2.2	<i>Vettori progressivi dei dati correntometrici.</i>	10
2.3	<i>Sistema fisico con batimetria semplificata.</i>	16
2.4	<i>Test sulla condizione al bordo aperto di uscita del flusso.</i>	19
2.5	<i>Profili semplificati per la velocità in entrata</i>	22
2.6	<i>Verifica dell'andamento dell'energia cinetica totale nel dominio di integrazione.</i>	23
2.7	<i>Soluzione numerica tipica.</i>	24
2.8	<i>Mappe di velocità e vorticità nell'esperimento C_D2D.</i>	25
2.9	<i>Andamento degli osservabili negli esperimenti C_D2D e U_o2D.</i>	26
2.10	<i>Mappe di velocità e vorticità nell'esperimento EK_V3D.</i>	28
2.11	<i>Andamento degli osservabili negli esperimenti K_M3D e U_o3D.</i>	29
2.12	<i>Sezione sovrafflusso di elevazione e velocità nell'esperimento EK_V3D.</i>	30
2.13	<i>Sezione al capo.</i>	31
2.14	<i>Sezione sottoflusso.</i>	32
2.15	<i>Mappe di velocità sottoflusso.</i>	34
2.16	<i>Mappe di velocità per esperimenti con batimetria realistica.</i>	36
3.1	<i>Posizione dell'impianto di maricoltura studiato e dei correntometri. Schema tecnico delle gabbie e foto</i>	43
3.2	<i>Diagramma di flusso del modello accoppiato POM2D-LAMP3D.</i>	48
3.3	<i>Test sulle condizioni ai bordi aperti.</i>	50
3.4	<i>Schema della origine e della natura dei rifiuti da maricoltura.</i>	53
3.5	<i>Mappe di velocità per circolazione forzata dal vento.</i>	59
3.6	<i>Profili verticali di velocità per circolazione forzata dal vento.</i>	60
3.7	<i>Mappe di concentrazione per il materiale disciolto.</i>	61
3.8	<i>Mappe di concentrazione per il materiale particolato.</i>	62
3.9	<i>Posizioni delle stazioni di monitoraggio di acqua e sedimento.</i>	66

ELENCO DELLE FIGURE

3.10 *Confronto fra tassi di accumulo nel sedimento estrapolati dalle
misure e dai risultati numerici.* 67

Elenco delle tabelle

2.1	<i>Statistica delle misure di corrente.</i>	9
2.2	<i>Intervalli di valori per i parametri adimensionali.</i>	20
3.1	<i>Caratteristiche del vento usato come forzante.</i>	51
3.2	<i>Valori dei parametri di input per il modello POM2D-LAMP3D.</i>	52
3.3	<i>Riassunto delle assunzioni per il modello dispersivo.</i>	57
3.4	<i>Tassi di accumulo massimi calcolati dal modello.</i>	64
3.5	<i>Confronto fra misure di corrente e risultati numerici.</i>	65

ELENCO DELLE TABELLE

Study of circulation and dispersion in the Promontorio di Portofino coastal waters (Ligurian Sea).

Andrea M. Doglioli

Extended Abstract

The study area is located along the eastern coast of Liguria, in Northern Italy, and it is characterized by a narrow continental shelf with a very steep slope, deepening from 50 to 500 m in a few km. Along this coast, the abrupt headland of the Promontorio di Portofino extends into the sea for more than three kilometers, with a roughly quadrangular shape (Figura 2.1). The southern side of the Promontorio is characterized by submerged steep cliffs and rapidly reaches the 40-50 meters of depth, while the western and eastern sides descend more gradually. The geomorphological features and the hydrodynamic conditions favour the development of a rich and very diversified environment.

Since 1998, the Promontorio and its surroundings have been declared Marine Protected Area, with the intent to preserve the coastal and marine ecosystem. Many political and social conflicts have arisen since then, from the contrast between the high touristic pressure and the need for a sustainable management of natural resources. In this framework, an understanding of the local circulation and of its impact on transport and dispersion is of great importance in order to correctly manage the maritime and coastal activities of the area. In particular, fish farming is developing in this area and numerical models offer a useful tool for regulatory and mitigation purposes.

The general circulation in the Ligurian Sea (North-Western Mediterranean Sea) is known to be dominated by a well defined cyclonic gyre, with a seasonal cycle related to the seasonal variations of the atmospheric forcing. The resulting circulation in the coastal area of interest is in the general north-westward direction, following the coast, with only short periods of reversal. During normal conditions the forcing mechanisms may be summarized as an alongshore density driven component and a wind-induced setup [e.g. Astraldi e Manzella 1983].

An appropriate coastal circulation numerical model has been developed using as a base the Princeton Ocean Model (POM) code [Mellor 1998]. This finite differences model solves the conservation equations for temperature and salinity and the three-dimensional hydrostatic Boussinesq primitive equations. The use of sigma coordinate system is a convenient attribute in dealing with significant topographical variability. The presence of open boundaries in the numerical domain required a demanding job on the choice of correct open boundaries conditions [e.g. Chapman 1985; Palma e Matano 1998, 2000].

In the first part of the thesis, a process study is presented aimed at investigating the winter circulation in the area of the Promontorio of Portofino. Information on the circulation are provided by historical measurements from three current meters, one located upstream of the cape and two downstream. The measurements are not simultaneous and they are used to infer only qualitative information on the current patterns. They indicate that the incoming current on the shelf is in the northwestern direction and is highly persistent in time. Behind the cape, a southwestward recirculation is observed, suggesting the existence of an attached anticyclonic eddy with intensity $\approx 10\%$ of the incoming shelf current and with extension < 15 km.

The process study is first performed considering an idealized bathymetry consisting of a narrow shelf with a steep slope and a quadrangular cape, whose parameters are based on the realistic topography. A steady current entering from the eastern boundary of the domain is prescribed and its interaction with the cape is studied (Figura 2.3). Numerical experiments are performed using both 2D (vertically integrated) [see equations (2.13), (2.14), (2.15)] and 3D [see equations (2.5), (2.6), (2.7)] versions of the POM model, investigating the sensitivity to environmental parameters.

The 2D results are consistent with previous numerical and experimental results [Pattiaratchi et al. 1986; Signell e Geyer 1991; Davies et al. 1995; Denniss et al. 1995] obtained in the literature with simpler and shallower topography. The main controlling parameter appears to be the equivalent Reynolds number Re_f , given by the ratio between advection and bottom friction terms. For small Re_f , the flow tends to follow the coast (Figura 2.8A). For intermediate Re_f , an attached recirculating eddy forms in the lee of the cape, becoming more elongated at increasing Re_f while the intensity of the recirculation remains low (Figura 2.8B). For Re_f greater than a critical value, a time-dependent eddy-shedding regime is observed, characterized by relatively small and intense eddies propagating along the shelf downstream of the cape (Figura 2.8A). These results appear quite insensitive to the values of the Rossby number, i.e. to the intensity of the incoming current (Figura 2.9B).

In the 3D case, other two adimensional parameters come to play, i.e. the Burger number Sb quantifying the stratification effects and the Ekman vertical number Ek_v , quantifying vertical mixing effects. Two different cases of stratifications are considered, homogeneous and weakly stratified, and the results appear basically unchanged. The dependence on Ek_v is investigated varying the vertical viscosity K_M at fixed realistic value of Re_f , corresponding to an attached eddy regime. For values of K_M in a realistic range, the 3D solutions show a significant intensification of the attached eddy with respect to the 2D solutions, while the eddy size is basically unchanged (Figura 2.10 and Figura 2.11A). Also, a greater dependence on the Rossby number Ro is noticed (Figura 2.11B).

The main difference between the 2D and 3D dynamics is the presence of a resolved bottom Ekman layer in 3D, introducing a vertical shear in the incoming current. In the bottom Ekman layer, the current is weakened in the alongshore direction while a cross-shore component is formed with a net transport directed offshore and associated with a downwelling pattern, consistent with the dissipation of negative vorticity on the shelf (Figura 2.12). In the region where the downstream eddy forms, a noticeable cross-shore current is present also in the surface layers. This current is directed inshore, i.e. opposite to the bottom Ekman transport, and is associated with an upwelling vertical velocity at the shelf break (Figura 2.14). The inshore current appears responsible for the observed eddy intensification.

A possible mechanism for the observed inshore surface transport is given by the known phenomenon [e.g. Rovzoski 1957; Kalkwijk e Booij 1986] of formation of a “secondary circulation” (in the transverse plane) associated with a curving current with vertically sheared velocity. The secondary current is due to a local imbalance between the cross-stream pressure gradient and the centrifugal and Coriolis accelerations. In our simulations, differently from previous observation in the literature [Geyer 1993], the Coriolis effect appears dominant, since $Ro < 1$. For an anticyclonic circulation, the “excess” of Coriolis force in the faster upper layers determines an inshore surface transport which tends to intensify the vorticity of the depth-averaged recirculation. The inshore current is supplemented by the upwelling region close to the shelf break, resulting in a vertical cell (Figura 2.15). The presence of the slope is likely to confine the phenomenon, since the effects of vertical shear become less prominent with increasing depth [e.g. Jacobs et al. 1998].

Numerical experiments with realistic bathymetry are then performed, and the results are qualitatively compared with the current meter measurement results. For the 2D case, the model does not seem to be able to reproduce the measurement results, for any of the considered parameters (Figura 2.16A). For values of Re_f corresponding to the attached eddy regime, the recirculation

intensity always underestimates the measurements by approximately an order of magnitude. For the eddy-shedding regime, fluctuations with periodicity of a few days occur in the model downstream velocity, which are not present in the current meter data. The 3D results, instead, show a good qualitative agreement with the measurement results for realistic values of the parameters. The attached eddy intensifies with respect to the 2D case, reaching realistic values of recirculating velocity and its extension is less than 15 km, in agreement with what suggested by the measurements (Figura 2.16B).

These results can have significant consequences from the point of view of transport and response of biological quantities. They indicate the presence of a mechanism which, when the vertical shear is significant, determines an inshore surface transport downstream the cape, associated with upwelling events in a region which would otherwise be downwelling dominated. The inshore transport and the intensification of the attached eddy can alter the biological response through particle entrapping and retention [e.g. Coutis e Middleton 1999], while the presence of upwelling is expected to directly influence biological productivity. The actual generality and time persistency of the phenomenon are not yet assessed at this stage. There are many effects that could contribute to alter it, such as the effects of stratification, local atmospheric forcings and time variability in the incoming current [e.g. Aiken et al. 2002]. Further investigations, in terms of both numerical modelling and field measurements, will be necessary to assess this point.

The present results also provide useful insights for future more realistic modelling. Vertical shear and vertical mixing appear to be important ingredients that can have a first order impact on the setting of horizontal recirculation structures. As a consequence, they have to be correctly modelled, even for applications aimed at reproducing depth average velocity patterns. This suggests that 2D models might not be appropriate for the Promontorio di Portofino area, and possibly more in general for regions with complex topography and steep slope. Regarding vertical mixing coefficients, the present results suggest that values of $K_M \approx 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ are appropriate, at least for the considered winter conditions. More numerical investigations [e.g. Wijesekera et al. 2003] and better data coverage will be necessary to quantitatively test the results.

In the second part of the thesis, the development of a Lagrangian particles numerical model is presented aimed at investigating the dispersion of wastes coming from a fish farm recently built in the Golfo del Tigullio, near the Promontorio di Portofino (Figura 3.1). The farm is composed of 8 fish cages (2000 m^3 each) with a reared biomass of 20 kg/m^3 for a production of about

200 ton/year. Reared fish are mostly Gilthead Sea Bream (*Sparus aurata*) and Sea Bass (*Dicentrarchus labrax*) to a lesser extent.

Although a number of aquaculture models has been developed for cold water areas [Ross et al. 1993b; Gowen et al. 1989; Ross et al. 1993a, 1994; Gillibrand e Turrell 1997; Panchang et al. 1997; Cromey et al. 1998; Dudley et al. 2000], models for Mediterranean Sea are generally lacking. The predictions of pollutant dispersion and deposition in density/wind driven Mediterranean systems is one of the key question currently asked for modeling the environmental effects of fish cage farming.

LAMP3D (Lagrangian Assessment of Marine Pollution 3D model) is a single particle Lagrangian model that adoptes the “random walk” approximation. Specific properties can be assigned to each single particle and, in this study, conservative, decaying and settling particles have been considered. LAMP3D is able to provide vertical profiles by using POM vertically averaged flow field to compute a theoretical vertical profile of the finite bottom Ekman spiral (see equation (3.3) and Figura 3.2).

The wind driven nearcoast circulation has been simulated forcing the model with climatological data obtained by a fair statistical treatment of wind data taken by the Italian Air Force since 1963 to 1996 at the Genoa airport [Ravasco 2000]. The analysis clearly shows the presence of three wind trends in the sectors of North-East (NE), South-East (SE) and South-South-West (SSW). With NE and SE wind the current follows the coast moving westward until it reaches the cape where flow separation occurs with consequent generation of a leeward eddy (Figura 3.5A, B). In contrast, with SSW wind the nearshore current intensifies as a consequence of water accumulation toward the coast and there is the generation of an upstream eddy (Figura 3.5C). Below the cages the current intensity decreases almost linearly with depth and the different rates of decrease in speed depend on wind intensity and direction (Figura 3.6).

As wastes indicators the concentrations of nitrogen, phosphorus and organic carbon in uneaten feed, faecal matter and excretion products have been considered (Figura 3.4). Nitrogen and phosphorus are present in both dissolved and particulated form, while the organic carbon is only in particulated form. Results of the dispersion simulations clearly show that dissolved particles tend to spread rapidly and undergo rapid dilution depending on dominant wind and surface currents direction (Figura 3.7). In contrast settling particles remain mainly confined in the fish farm area and readily sink, being insensitive to release schedules or settling rates (Figura 3.8). However, predicted concentrations of wastes remain low in both the water column and sediment compartments and never exceed the threshold of environmental crises.

In order to validate the model output, the current simulated data has been

compared with historical measurements of two current meters located near the actual position of the farm, obtaining a good agreement (Tabella 3.5). First available nutrients data in the area were collected periodically from July 2000 to August 2002 in six station around the farm, as requested from farmers by local public authority (Figura 3.9). The very low concentration of dissolved nutrients measured in the water column are not in contrast with that predicted by the model. Field sediment nutrients data were highest in station S2 and lowest in station S4, wich agrees with model observations for total nitrogen and phosphorus under westward transport and daily loading rate between field and modeled data were also in agreement (Figura 3.10).

Future developments will need to validate the model on a regional scale with field sampling and monitoring. Collaboration with farmers is essential for input parameters values and field data collection. Thereafter, key biological processes such as biodegradation and the role of wild fish will be included in the LAMP3D model.

Capitolo 1

Introduzione

Il Promontorio di Portofino rappresenta uno degli scenari più caratteristici e famosi della Riviera ligure. Di forma approssimativamente quadrangolare, situato ad una ventina di chilometri dalla città di Genova, ha uno sviluppo costiero di circa tredici chilometri e si protende nel mare per oltre tre. La linea di costa è caratterizzata da una serie di baie con piccole spiagge di fiumara (Cala dell'Oro, San Fruttuoso, Portofino e Paraggi) e dagli speroni rocciosi di Punta Chiappa, all'estremità occidentale, e di Punta del Faro, a quella orientale. La costa meridionale, dominata da falesie sommerse che scendono rapidamente fino a circa 40-50 m di profondità, è costituita dalla puddinga di Portofino, un conglomerato caratteristico del luogo. Sui lati, sia verso Camogli che verso Rapallo, affiorano invece i calcari del Monte Antola, rocce sedimentarie stratificate. Le caratteristiche geomorfologiche hanno determinato un ambiente subacqueo molto ricco di anfratti, tetti e piccole grotte che, insieme alla particolare situazione idrodinamica dell'area, permettono lo sviluppo di un ricco ecosistema, assai diversificato. Fra le specie più significative della falesia sommersa vi sono il corallo rosso, le gorgonie e i madreporari, mentre i fondali dei lati est ed ovest sono caratterizzati dalla presenza di praterie di *Posidonia oceanica* [Cattaneo Vietti et al. 1982].

La parte emersa del Promontorio è stata oggetto di attenzione e tutela ambientale a partire dall'istituzione dell'Ente Autonomo Monte di Portofino nel 1935, divenuto poi Parco Regionale Monte di Portofino. Per le acque circostanti invece, numerose sono state le proposte di tutela a partire dalla fine degli anni '60, osteggiate tuttavia da vari interessi locali. Il Ministero della Marina Mercantile inserì l'area nella lista delle aree marine da proteggere nel 1982 (legge 979), designazione confermata successivamente con la legge 394 del 1991. L'Area Marina Protetta di Portofino è stata poi istituita dal Ministero dell'Ambiente ai sensi del decreto 6 giugno 1998 ed i confini, ristretti rispetto alla proposta iniziale a seguito del dialogo con vari interlo-

cutori locali, stabiliti infine con il decreto del 26 aprile 1999. In seguito alla istituzione formale, con la regolamentazione della navigazione, degli ormeggi, della balneazione e dell'attività alieutica sia professionale che sportiva, sono state non poche le occasioni di conflitto sorte prevalentemente dal contrasto fra la forte pressione turistica e l'economia ad essa legata, da un lato, e le necessità di una gestione sostenibile delle risorse naturali, dall'altro [*Salmona e Verardi* 2001]. In questo ambito la comprensione degli effetti della circolazione locale e del suo impatto sui fenomeni di trasporto e dispersione rivestono una grande importanza per una corretta gestione delle attività antropiche nell'area.

Le aree costiere costituiscono fra gli ambienti marini una sfida per lo studio dei processi dinamici. Essi infatti sono soggetti ai vincoli geometrici combinati dell'irregolarità delle linee di costa e della forte variabilità della batimetria. Le forzanti sono sia interne che superficiali che laterali, essendo un complesso insieme di correnti, marea, vento e forze di galleggiamento, che possono inoltre variare in un ampio intervallo temporale e spaziale. Ne risultano circolazioni con alta variabilità spaziale sia in verticale che in orizzontale, con onde topografiche e regioni di intenso rimescolamento sia negli strati limite superficiale che sul fondo [*Csanady* 1982].

I modelli numerici di circolazione possono rappresentare un valido strumento per lo studio della complessa dinamica costiera. Mentre in passato la limitazione imposta dalle risorse di calcolo disponibili ha permesso lo sviluppo solo di modelli semplificati, in anni recenti, con la disponibilità di calcolatori più potenti, si sono sviluppati modelli sempre più complessi, aprendo nuove sfide sulla comprensione dei fenomeni costieri e l'affinamento degli strumenti per studiarli. L'allargamento dei potenziali utenti è inoltre motivo di studi sul miglioramento dell'efficienza e dell'affidabilità per mettere a punto modelli accuratamente testati e documentati [*Haidvogel e Beckmann* 1998].

Fra le attività antropiche che riguardano le acque costiere, la maricoltura è forse quella che negli ultimi anni si sta sviluppando più rapidamente. Di conseguenza, cresce l'interesse pubblico al contenimento del potenziale inquinamento da essa derivante, legato soprattutto al materiale particolato che si deposita al di sotto delle gabbie ed alle sostanze antibiotiche e farmaci veterinari usati [e.g. *Shahidul Islam e Tanaka* 2004]. La messa in opera di un nuovo impianto oppure il permesso per aumento di produzione di un impianto già esistente, richiedono quindi una attenta valutazione dell'eventuale impatto sull'ambiente circostante. Il controllo e la regolazione per minimizzare gli

impatti della maricoltura è così diventato argomento chiave nella gestione delle aree costiere.

I modelli matematici permettono di testare specifiche ipotesi sulla collocazione e sulle caratteristiche degli impianti di maricoltura sulla base di informazioni sperimentali sull'ambiente circostante [Cromey *et al.* 1998; Dudley *et al.* 2000]. Le possibili applicazioni alla maricoltura dei modelli numerici investono varie aree: come indicatori per la messa a punto di strategie di monitoraggio, per la descrizione di processi fisici come la deposizione del particolato, come alternativa a basso costo a imponenti campagne di monitoraggio nell'individuazione degli impatti antropici fra le variazioni naturali, per la predizione di scenari di potenziali impatti. L'utilità dei modelli nelle strategie di monitoraggio e per la regolazione, il controllo e la gestione degli impatti ambientali è quindi ormai riconosciuta. Molti paesi, infatti, hanno stabilito procedure che richiedono la modellistica ambientale per indicare gli eventuali scenari di impatto derivante dagli impianti di acquacoltura [Henderson *et al.* 2001]. L'Italia è ancora indietro su questa strada, ma è ragionevole prevedere uno sviluppo di tali tecniche di gestione, che vada di pari passo con le necessità di una moderna maricoltura.

Sulla base di tali considerazioni si è intrapreso il lavoro di seguito presentato in questa tesi di dottorato, che è così articolata: nel capitolo 2 viene presentato uno studio di processo sulla circolazione costiera, con particolare attenzione al fenomeno della formazione di vortici sottoflusso ai capi nel caso di batimetria complessa qual'è quella della costa ligure. Gli scopi del lavoro si pongono in due principali direzioni, da un lato contribuire alla comprensione dei meccanismi di generazione dei vortici e della loro sensibilità in presenza di topografia ripida alle variazioni dei parametri fisici, dall'altro fornire la base per la configurazione di un modello di circolazione per le acque costiere del Promontorio di Portofino. Una breve introduzione sulle conoscenze e sui problemi ancora aperti sull'argomento è riportata in §2.1. In §2.2 è data una dettagliata descrizione dell'area di studio e delle informazioni disponibili sulla correntometria. In §2.3 sono riportati in maniera sintetica le conoscenze in letteratura sul fenomeno della formazione di vortici in flussi che oltrepassano capi o isole. Il metodo di lavoro, che ha previsto l'utilizzo del modello numerico Princeton Ocean Model e l'assunzione di semplificazioni nella geometria del problema, è descritto in §2.4. In §2.5 sono presentati e discussi i risultati ottenuti nel caso di batimetria semplificata, mentre in §2.6 quelli con la topografia realistica. Le conclusioni ed una sintesi delle conoscenze acquisite sono contenute in §2.7

Nel capitolo 3 viene successivamente presentato lo sviluppo di un modello

per la dispersione dei rifiuti prodotti da impianti di maricoltura. Sulla base delle conoscenze acquisite sulla modellizzazione della circolazione, lo scopo del lavoro è stato quello di creare uno strumento ed una metodologia per lo studio della dispersione legata alla circolazione costiera forzata dal vento. Per una prima verifica delle sue potenzialità, il modello è stato applicato ad un impianto di maricoltura in gabbie a mare recentemente costruito al largo di Lavagna nel Golfo del Tigullio. Le principali problematiche riguardanti la maricoltura in gabbie a mare e gli strumenti modellistici per valutarne gli impatti sono introdotti in §3.1. Una breve descrizione dell'allevamento studiato è contenuta in §3.2. Il modello numerico a particelle Lagrangiane sviluppato ed accoppiato col modello di circolazione viene descritto in §3.3 e lo studio per la sua implementazione al caso reale è riportato in §3.4. I risultati ottenuti e la loro validazione sono discussi rispettivamente in §3.5 e §3.6. La sintesi delle conclusioni è riportata in §3.7

Infine nel capitolo 4 sono messi in evidenza le conclusioni generali dell'intero lavoro di tesi ed introdotti le prospettive ed i possibili sviluppi futuri.

Capitolo 2

La circolazione costiera

2.1 Introduzione

La circolazione costiera del Mar Ligure è parte della generale circolazione ciclonica del Mediterraneo [Castellari *et al.* 2000; Molcard *et al.* 2002]. Misure storiche sulla oceanografia e idrologia dell'area del Levante del Mar Ligure sono disponibili sia come lunghe serie temporali di misure correntometriche [Esposito e Manzella 1982; Astraldi e Manzella 1983; Astraldi e Gasparini 1986a] sia come numerose campagne idrologiche [Stazione Oceanografica CNR 1980, 1981, 1983, 1984a,b]. Le misure indicano la presenza di una corrente costiera che approssimativamente segue le isolinee batimetriche della stretta piattaforma e della ripida scarpata in direzione da sud-est a nord-ovest. Tale corrente appare come ben organizzata e consistente, soprattutto nel periodo invernale, dando luogo ad un trasporto di circa 0.3 Sv sulla piattaforma. Misure di periodo più breve, dell'ordine di 1-2 mesi, sono state effettuate sottocosta in periodi diversi nell'arco degli anni '90 (*database* SIAM, CRAM-ENEA, La Spezia). Sebbene queste misure non siano contemporanee, si ritiene affidabile una ricostruzione della circolazione costiera caratterizzata dalla presenza sottoflusso al Promontorio di un vortice ciclonico cui corrisponde una corrente sottocosta in direzione da est verso ovest, contraria alla corrente principale sulla piattaforma. Nel periodo invernale, il vortice sembra essere persistente per un periodo di più di un mese. L'ipotesi della presenza di un vortice, basata su queste misure, ha motivato il presente studio di processo sull'interazione fra corrente costiera e promontorio, nel caso di ripida batimetria.

La formazione di vortici sottoflusso a promontori o isole è stata osservata in molti casi di correnti costiere [Black e Gay 1987; Pattiaratchi *et al.* 1986; Signell e Geyer 1991; Farmer e Jiang 2002]. E' noto che essi abbiano signi-

ficative conseguenze sui processi di dispersione [Chiswell e Roemmich 1998; Wang *et al.* 1999] e sul trasporto di sedimenti [Pingree 1978; Ferentinos e Collins 1980; Bastos *et al.* 2002, 2003]. La formazione di vortici è strettamente connessa col fenomeno generale della separazione della corrente, che avviene nei flussi in presenza di un ostacolo [e.g. Batchelor 1967]. A causa della complessa non-linearità del fenomeno, una predizione quantitativa delle caratteristiche dei vortici in funzione dei diversi parametri ambientali è difficile da ottenere. Molti infatti sono i parametri che giocano un ruolo chiave, compresi i processi di attrito sul fondo, il rimescolamento verticale ed orizzontale e la stratificazione della massa fluida.

In letteratura vi sono molti lavori, sperimentali, numerici e teorici, riguardanti il fenomeno della separazione del flusso e la formazione di vortici sottoflusso ad un capo [e.g. Boyer e Tao 1987; Freeland 1990; Signell e Geyer 1991; Geyer 1993; Denniss *et al.* 1995; Sadoux *et al.* 2000]. Molti dei precedenti studi di processo numerici riguardano la formazione di vortici in acque basse, in cui una descrizione dei flussi appropriata si può basare sulla dinamica bidimensionale [e.g. Verron *et al.* 1991; Davies *et al.* 1995], oppure considerano sistemi caratterizzati da correnti di marea periodiche ed ad alta energia con promontori dalla forma smussata [e.g. Signell e Geyer 1991]. Altri studi, specialmente riguardanti l'effetto di flussi attorno ad un'isola, adottano all'opposto l'approssimazione di acqua molto profonda [e.g. Coutis e Middleton 2002].

Nel caso del Promontorio di Portofino invece si deve considerare una corrente costiera stazionaria su una stretta piattaforma e una ripida scarpata che interagisce con un capo dalla forma quadrangolare e dalle pareti ripide (Figura 2.1). Per quanto riguarda la stratificazione della massa d'acqua, essendo il lavoro focalizzato sulla tipica situazione invernale, essa è debole oppure omogenea. Inoltre si è usato sia un modello bidimensionale (2D) che un modello tridimensionale (3D), ponendosi così l'obiettivo di comprendere se tenere in considerazione o meno la dinamica 3D comportasse significative differenze nei risultati numerici per la descrizione del vortice. Una serie di test di sensibilità sono stati effettuati con batimetria idealizzata variando i valori dei parametri ambientali in un intervallo comunque realistico. Successivamente è stato implementato un modello con batimetria realistica ed i risultati numerici ottenuti sono stati confrontati qualitativamente con le misure correntometriche.

2.2 Correntometria

E' noto che la circolazione del bacino ligure è caratterizzata da un andamento ciclonico ben definito [Esposito e Manzella 1982]. In particolare l'acqua proveniente da entrambe i lati della Corsica si unisce a formare la cosiddetta corrente costiera ligure, che rimanendo attaccata alla costa, fluisce verso la Provenza ed il Golfo del Leone [Astraldi e Manzella 1983]. L'acqua superficiale e quella intermedia hanno flussi circa uguali in intensità ad entrambe i lati della Corsica. Tuttavia, mentre il flusso ad ovest della Corsica si mantiene stazionario tutto l'anno, invece nel canale di Corsica si verifica un aumento di flusso nel periodo autunno-inverno [Astraldi e Gasparini 1986a; Buffoni et al. 1997]. Una analisi della situazione meteorologica mostra come anche il vento sia organizzato in una struttura ciclonica, sulla quale si possono inserire fenomeni locali di ciclogenese che determinano l'intensificazione dei fenomeni descritti [Astraldi e Gasparini 1986b]

La circolazione risultante nell'area di interesse è quindi diretta in generale verso nord-ovest a seguire la costa e mostra solo brevi periodi di inversione, associati con venti da nord [Astraldi e Manzella 1983; Astraldi e Gasparini 1986a]. Durante la tipica situazione di circolazione quindi, i meccanismi che forzano la corrente sono principalmente una componente lungo costa guidata dalla densità ed una elevazione indotta dal vento.

Serie storiche di dati correntometrici sono disponibili sia sovrafflusso che sottoflusso al Promontorio di Portofino, come indicato in Figura 2.1. Questi dati, messi gentilmente a nostra disposizione dall'ISMAR-CNR e dal CRAM-ENEA, sono archiviati nel *database* SIAM [<http://estaxp.santateresa.enea.it/www/siams/prov102.html>]. I dati raccolti a Sestri Levante, quindi sovrafflusso, coprono un periodo totale di circa dieci mesi negli anni 1978 e 1979, sono già stati studiati ed analizzati ed i risultati sono pubblicati in letteratura [Esposito e Manzella 1982; Astraldi e Manzella 1983; Astraldi e Gasparini 1986a]. Queste misure sono state prese alle profondità di 16, 50 e 95 m, in un punto in cui la profondità della colonna d'acqua tocca i 100 m. Sottoflusso al Promontorio, invece, sono state prese misure per brevi periodi di circa due mesi in stagioni differenti fra il 1993 ed il 1997. Sottocosta a Camogli, quindi subito a ovest del promontorio (Figura 2.1), l'intensità e la direzione della corrente sono state misurate a 10 m di profondità su un fondale di 28 m. Sottocosta a Bogliasco, quindi a circa 15 km a ovest del Promontorio, lo stesso tipo di misura è stato effettuato a 29 m di profondità su un fondale di 35 m. Per questo studio si è deciso di considerare il solo periodo invernale, in cui le correnti sono più forti e meglio definite, inoltre la stratificazione è più debole, se non omogenea. Profili di temperatura e salinità, misurati in numerose campagne idologiche sulla piattaforma del Levante Ligure, mostrano infatti

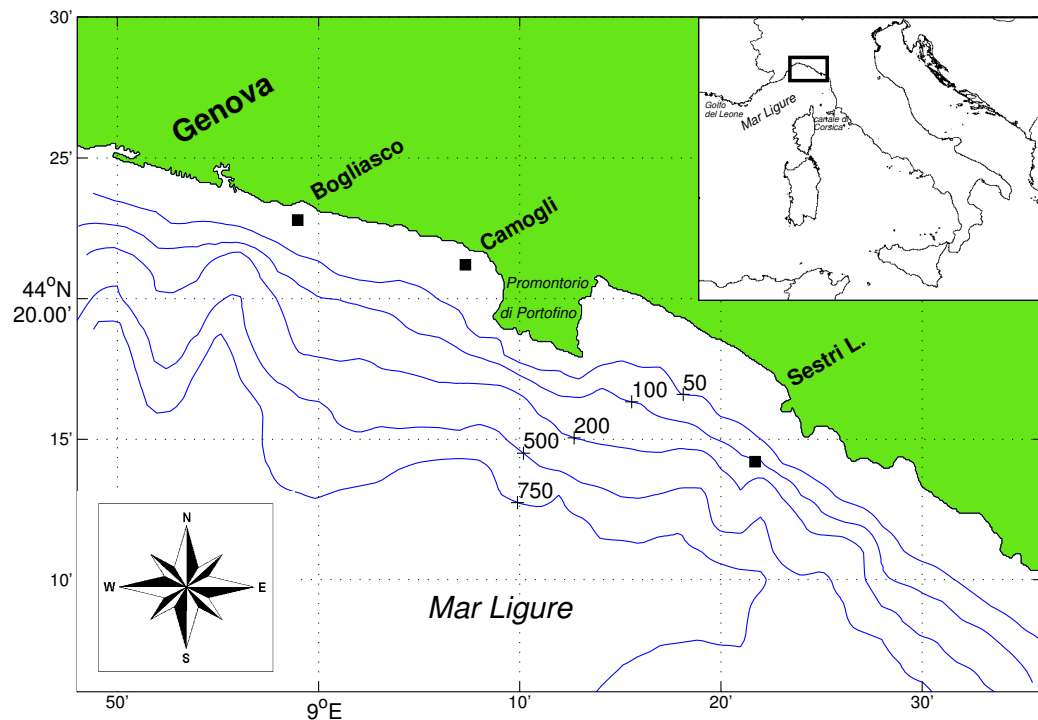


Figura 2.1: *Batimetria dell'area di studio (isolinee con valori espressi in metri) e posizione dei tre correntometri (quadratini neri), le cui misure sono state usate per lo studio del vortice sottoflusso al Promontorio di Portofino.*

che la stratificazione comincia a sparire nel periodo novembre-dicembre, successivamente il termoclino è del tutto assente nei mesi che vanno da febbraio ad aprile [Astraldi e Manzella 1983; Astraldi e Gasparini 1986a; Stazione Oceanografica CNR 1980, 1981, 1983, 1984a,b]. Si deve inoltre tenere conto che la scelta del periodo invernale facilita la messa a punto del modello e consente la comparazione fra i risultati del modello 2D e quello 3D.

Gli esatti periodi selezionati sono riportati in Tabella 2.1. Fra i 10 mesi di misure disponibili a Sestri Levante, sono stati scelti i dati del periodo dall'8 febbraio 1979 al 30 aprile 1979. Purtroppo le più brevi misure a Bogliasco e Camogli coprono solo parzialmente l'inizio e la fine, rispettivamente, del periodo invernale; sono stati quindi scelti i periodi dall'11 dicembre 1992 al 28 febbraio 1993 per le misure a Bogliasco e dal 18 aprile 1997 al 31 maggio 1997 a Camogli. Poiché i dati coprono solo parzialmente il periodo invernale ed appartengono ad anni diversi, bisogna tener presente che potranno essere usati solo per una prima calibrazione parziale del modello e per un confronto con i risultati numerici meramente qualitativo. Essi più che altro forniscono

Posizione	Periodo	u (cm/s)	u' (cm/s)	v (cm/s)	v' (cm/s)	θ gradi
Sestri L. 16m	dal 8-feb-79 al 30-apr-79	-37.8	18.0	+0.7	2.4	37
Sestri L. 50m	dal 8-feb-79 al 30-apr-79	-26.6	10.8	+1.7	1.8	33
Sestri L. 95m	dal 8-feb-79 al 30-apr-79	-18.9	9.2	+2.0	1.5	33
Camogli 10m	dal 18-apr-97 al 31-mag-97	+2.3	3.9	-0.1	0.8	32
Bogliasco 29m	dal 11-dic-92 al 28-feb-93	-5.3	5.2	+0.3	1.1	13

Tabella 2.1: *Statistica delle misure di corrente. Sono riportati i valori medi (u,v) e le deviazioni standard (u',v') rispettivamente della componente lungo costa e di quella perpendicolare ad essa. L'angolo della rotazione "naturale" θ è misurato in senso orario rispetto al nord geografico.*

uno schema generale ed un ordine di grandezza per il campo di velocità e sono utili nell'interpretazione dei risultati di sensibilità del modello per la restizione dell'intervallo di valori dei vari parametri.

Ai dati fornitici è stata applicata una analisi standard: dopo un controllo preliminare degli errori, sono stati filtrati con finestra mobile di 24 ore per la rimozione dei segnali ad alta frequenza. I diagrammi con i vettori progressivi sono riportati in Figura 2.2. Successivamente, dal sistema di coordinate est-nord in cui erano originalmente, i dati sono stati proiettati in un sistema di cosiddette "coordinate naturali", definito come la direzione lungo la quale le deviazioni standard si minimizzano e a cui corrisponde uno sforzo di Reynolds nullo [Astraldi e Manzella 1983]. La statistica è riportata in Tabella 2.1, dove con (u,v) sono indicati i valori medi e con (u',v') le deviazioni standard della componente rispettivamente lungo costa e perpendicolare ad essa, mentre θ è l'angolo di rotazione "naturale", misurato in senso orario rispetto al nord geografico.

I risultati dell'analisi indicano che la corrente a Sestri Levante è diretta verso nord-ovest ed è coerente a tutte le profondità (Figura 2.2A, B, C), suggerendo quindi una significativa componente barotropica. La componente lungo costa del flusso medio è ben definita, ha poca variabilità temporale e decresce con la profondità variando fra i 38.7 cm/s misurati a 16 m di profondità ed i 18.9 cm/s dei 95 m di profondità (Tabella 2.1). La media in

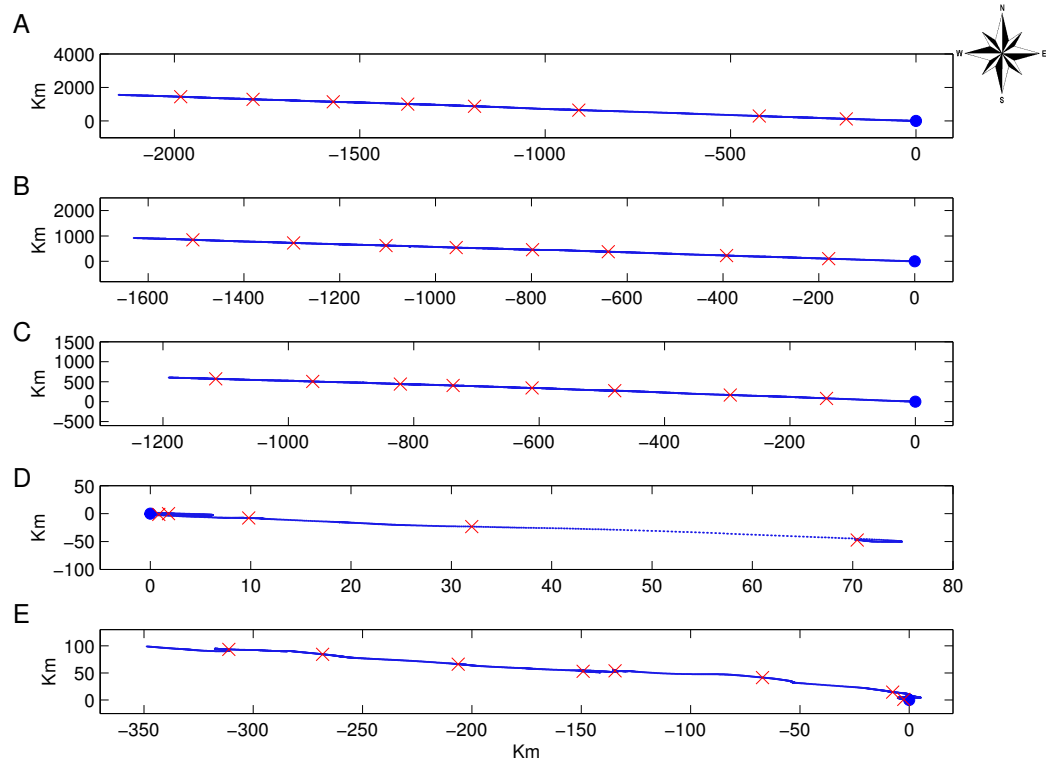


Figura 2.2: Vettori progressivi della corrente a Sestri Levante alle tre differenti profondità di A) 16, B) 50 e C) 95 m; D) Camogli; E) Bogliasco. Le crocette indicano intervalli di 10 giorni e i puntini pieni il primo punto di ciascuna serie temporale.

verticale risulta quindi essere dello stesso ordine di grandezza della corrente alla profondità intermedia: circa 25 cm/s a 50 m di profondità. Sottocosta a Camogli, cioè subito sottoflusso al capo, la corrente si muove nel verso opposto a quello in cui si muoveva a Sestri Levante. La componente lungo costa ha infatti direzione da nord-ovest verso sud-est, una media di 2.3 cm/s ed una maggiore variabilità (Tabella 2.1). Questo andamento della corrente a Camogli è persistente durante tutto il periodo centrale della serie temporale delle misure, mentre all'inizio ed alla fine di essa si osservano due brevi periodi di inversione (Figura 2.2D). Sottocosta a Bogliasco, quindi a circa 15 km sottoflusso al Promontorio, la corrente è nuovamente diretta verso nord-ovest come sovrafflusso, la direzione appare ben definita per tutto il periodo di misura e l'intensità media è di 5.3 cm/s (Tabella 2.1).

Queste misure suggeriscono quindi uno schema generale per la circolazione su cui si baserà nel seguito lo studio di processo. La corrente dominante

diretta a sud-est a Camogli indica la presenza di un vortice, con una corrente di ricircolazione con intensità pari a circa il 10% della corrente costiera sovrafflusso e con estensione non superiore ai 15 km, dato che a Bogliasco la direzione è verso nord-ovest. Inoltre, il fatto che la direzione della corrente sottoflusso sia persistente (per tutto il periodo di misura a Bogliasco, per almeno un mese a Camogli), suggerisce che il vortice sia attaccato al capo piuttosto che propagarsi sulla piattaforma. L'occasionale invertirsi della corrente a Camogli, dove la corrente è meno intensa, può essere dovuto a forzanti atmosferici locali. Si può aggiungere infine che questo schema generale coincide con quanto tradizionalmente conosciuto dai pescatori del borgo di Camogli [*comunicazioni personali*].

2.3 Fondamenti

Lo studio della separazione della corrente e della formazioni di vortici sottoflusso ad un capo ha una lunga storia in letteratura, che parte dai primi studi di *Batchelor* [1967] sulla interazione fra flussi e corpi solidi. Nell'approccio classico, il principale meccanismo per la separazione è dato dalla frizione laterale e, di conseguenza, il principale parametro di controllo è il numero di Reynolds Re . In termini semplici e qualitativi, il processo può essere spiegato nel modo seguente. Dato un flusso attorno ad un corpo solido, quale ad esempio un capo, per Re abbastanza alto, uno strato limite viscoso si forma lungo le pareti del corpo, dove la vorticità tende a rimanere confinata. Il flusso interno oltre lo strato limite, si può considerare irrotazionale ed obbediente alla legge di Bernoulli, perciò accelera avvicinandosi al capo e raggiungerà la massima velocità appunto all'estremità del capo. Al massimo di velocità è associato un minimo di pressione, quindi sottoflusso al capo si ha un gradiente di pressione contrario alla direzione della corrente che agisce sia sul flusso interno che sul margine dello strato limite. Tale gradiente di pressione sottrae quantità di moto al flusso nello strato limite, inducendo una possibile inversione del flusso. Se ciò avviene, lo strato limite si distacca e la vorticità penetra nel flusso interno, formando vortici sottoflusso al capo. Questo meccanismo si può applicare anche ai flussi oceanografici, come nel caso dei flussi cosiddetti "*dynamically deep*" attorno a isole [e.g. *Coutis e Middleton* 2002]. Per flussi in acque costiere, il principale meccanismo di frizione è dovuto all'attrito sul fondo, piuttosto che sulle pareti [e.g. *Wolanski et al.* 1984]. L'attrito sul fondo è generalmente più alto in acque basse vicino a costa ed è esso che fornisce il meccanismo di generazione della vorticità e quindi la formazione di uno strato limite sottocosta. In questo caso il principale parametro di controllo è un numero equivalente a quello di Reynolds,

Re_f [Pingree 1978], dato dal rapporto fra avvezione ed appunto attrito sul fondo (per una definizione esatta si veda il paragrafo §2.4.4). Vari lavori, sia sperimentali che numerici, hanno mostrato che Re_f controlla effettivamente il flusso, almeno in prima approssimazione, nel caso di correnti in acque basse attorno a promontori o isole [Pattiaratchi et al. 1986; Signell e Geyer 1991; Davies et al. 1995]. Per valori molto bassi di Re_f , quando cioè la frizione prevale sull'avvezione, il flusso tende a seguire il profilo costiero del capo senza distaccarsi. Crescendo Re_f , avviene separazione laminare e si forma un vortice stazionario "attaccato" al capo. Per valori più alti di Re_f , il vortice si stacca e propaga sottoflusso trasportato dalla corrente, dando così luogo ad un regime instabile cosiddetto di *eddy shedding*. Infine per valori molto alti di Re_f , si ha una vera e propria scia turbolenta di vortici.

Sebbene Re_f sembra essere il principale parametro di controllo, anche altri fattori hanno un ruolo importante nella formazione di vortici nei flussi costieri. La rotazione è molto importante per velocità con intensità realistiche e scale spaziali dell'ordine dei chilometri. L'impatto della rotazione sulla separazione dei flussi è stato studiato in funzione del numero di Rossby Ro e del numero di Ekman Ek che sono il rapporto fra, rispettivamente, avvezione e viscosità, e l'effetto di Coriolis [Merkine e Solan 1979; Davies et al. 1995]. In presenza di stratificazione poi, Boyer e Tao [1987] hanno considerato anche il numero di Burger Sb , che rappresenta il rapporto fra il raggio di deformazione di Rossby e la tipica scala di lunghezza del flusso. Infine va sottolineato che, in presenza di variazione dell'effetto della rotazione, come nel caso di approssimazione di piano β , la separazione del flusso e la formazione dei vortici vengono influenzate anche dalla direzione della corrente rispetto a quella delle onde libere di Rossby [Merkine 1980; Tansley e Marshall 2001]. Per flussi verso est, β tende ad inibire la separazione e la formazione di vortici sottoflusso, mentre non ha significativa influenza nel caso di flussi verso ovest. Quando la corrente entrante si oppone alla propagazione delle onde, la struttura del flusso è fortemente alterata a causa della presenza di forti correnti a getto dirette verso il largo. Risultati analoghi sono dati dalle onde topografiche di Rossby indotte dalla batimetria della piattaforma [Brooks 1990; Freelands 1990; Yankovski e Chapman 1997].

Per quanto riguarda l'applicazione al Promontorio di Portofino, ci si aspetta che l'effetto β sia trascurabile, date le piccole scale spaziali del dominio di interesse, mentre sicuramente è importante l'effetto topografico della ripida scarpata. Tuttavia poiché le onde topografiche si propagano nella stessa direzione da est verso ovest della corrente principale, esse hanno un effetto trascurabile. Nello studio di processo svolto, si sono considerati intervalli realistici dei vari parametri Re_f , Ro , Ek_v , Sb e sono state svolte prove di sensibilità per investigare il ruolo dei diversi meccanismi.

2.4 Metodo

2.4.1 Equazioni del modello

Il modello numerico utilizzato in questo studio è Princeton Ocean Model [POM, versione pom98; Mellor 1998]. Esso risolve le equazioni di conservazione per la temperatura e la salinità e le equazioni tridimensionali cosiddette “primitive idrostatiche di Boussinesq”, parametrizzando in analogia con la diffusione molecolare, i processi di scala inferiore alla griglia [Blumberg e Mellor 1987]:

$$\nabla \cdot \mathbf{u} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (2.1)$$

$$\frac{du}{dt} - fv + \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left[2A_M \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \quad (2.2)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu + \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[2A_M \frac{\partial v}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad (2.4)$$

dove, $\mathbf{u} \equiv (u, v)$ è il vettore orizzontale della velocità; w la velocità verticale; f il parametro di Coriolis; ρ_o la densità di riferimento; ρ la densità in situ; p la pressione; K_M la viscosità turbolenta verticale; A_M la viscosità turbolenta orizzontale; g l’accelerazione di gravità. Infine ∇ è l’operatore gradiente orizzontale e $\frac{d}{dt}$ è la derivata Lagrangiana nel sistema di riferimento della particella: $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla + w \frac{\partial}{\partial z}$. Queste equazioni sono state riscritte da Blumberg e Mellor [1987] in un sistema di coordinate cosiddette sigma o *bottom following* basate sulla seguente trasformazione:

$$x^* = x, \quad y^* = y, \quad \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad t = t^*,$$

dove x, y, z sono le coordinate cartesiane convenzionali, H è il valore di batimetria e η l’elevazione della superficie libera. Il principale vantaggio di un sistema di coordinate sigma è quello di conservare al variare della profondità il numero di livelli verticali. Si tratta perciò di una caratteristica del modello molto importante, se non indispensabile, quando si trattano forti variazioni topografiche [Mellor 1998]. Le equazioni che vengono quindi risolte dal codice, ommettendo per chiarezza gli asterischi ed aggiungendo per completezza

le equazioni per la temperatura T e la salinità S , sono:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Du}{\partial x} + \frac{\partial Dv}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (2.5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Du}{\partial t} + \frac{\partial Du^2}{\partial x} + \frac{\partial Duv}{\partial y} + \frac{\partial u\omega}{\partial \sigma} - fDv + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \\ + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right] + F_x \end{aligned} \quad (2.6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Dv}{\partial t} + \frac{\partial Dv^2}{\partial y} + \frac{\partial Duv}{\partial x} + \frac{\partial v\omega}{\partial \sigma} + fDu + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \\ + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] + F_y \end{aligned} \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial DT}{\partial t} + \frac{\partial DuT}{\partial x} + \frac{\partial DvT}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial DS}{\partial t} + \frac{\partial DuS}{\partial x} + \frac{\partial DvS}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S \quad (2.9)$$

dove $\omega(x, y, \sigma)$ è la componente della velocità normale alle superfici sigma e $D = H + \eta$ e con K_M si indica la diffusività turbolenta verticale.

I termini di viscosità e diffusività turbolente orizzontali sono definiti come:

$$\begin{aligned} F_x &= \frac{\partial}{\partial x} \left(H 2A_M \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[H A_M \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right], \\ F_y &= \frac{\partial}{\partial x} \left[H A_M \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left(H 2A_M \frac{\partial v}{\partial y} \right), \\ F_T &= \frac{\partial}{\partial x} \left(H A_H \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H A_H \frac{\partial T}{\partial y} \right), \\ F_S &= \frac{\partial}{\partial x} \left(H A_H \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H A_H \frac{\partial S}{\partial y} \right), \end{aligned}$$

indicando con A_H la diffusività turbolenta orizzontale.

La condizione al fondo ($\sigma = -1$) ed in superficie ($\sigma = 0$) per l'(2.5) è

$$\omega(x, y, 0) = \omega(x, y, -1) = 0. \quad (2.10)$$

Per questo studio lo sforzo del vento è stato trascurato, mentre sul fondo la condizione per le equazioni (2.6) e (2.7) è

$$\frac{K_M}{H + \eta} \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \sigma} \right) = C_D |\mathbf{u}| \mathbf{u}, \quad (2.11)$$

dove C_D è il coefficiente di attrito sul fondo [Mellor 1998].

La viscosità turbolenta orizzontale è stata mantenuta costante oppure calcolata con la formulazione di Smagorinsky [Smagorinsky 1963; Mellor 1998]:

$$A_M = C \Delta x \Delta y \frac{1}{2} \left| \nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^{TR} \right|, \quad (2.12)$$

dove $\frac{1}{2} \left| \nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^{TR} \right| = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$.

La viscosità verticale K_M è mantenuta costante in tutte le simulazioni numeriche svolte. Per quanto riguarda i parametri delle equazioni termodinamiche, la diffusività orizzontale e verticale sono state poste sempre $A_H = A_M$ e $K_H = K_M$.

POM adotta la tecnica numerica del cosiddetto “*mode splitting*” [Blumberg e Mellor 1987; Mellor 1998], che permette il calcolo separato dell’elevazione risolvendo il trasporto di volume (modo esterno o barotropico) separatamente dal calcolo della velocità tridimensionale e della termodinamica (modo interno o baroclino). Le equazioni risolte nel modo esterno si ottengono integrando le equazioni (2.5), (2.6) e (2.7) fra il fondo ($\sigma = -1$) e la superficie ($\sigma = 0$) e usando la condizione al bordo in (2.10). Negli esperimenti 2D di seguito descritti, il modello ha girato nel solo modo esterno, trascurando i termini cosiddetti “dispersivi” e “di galleggiamento” [Mellor 1998], ed una formula quadratica è stata assegnata all’attrito sul fondo. Le equazioni risolte dal modello bidimensionale sono quindi:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} = 0 \quad (2.13)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial DU}{\partial t} + \frac{\partial DU^2}{\partial x} + \frac{\partial DUV}{\partial y} - fDV + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \\ = C_D |\mathbf{U}| U + \frac{\partial}{\partial x} \left[2HA_M \frac{\partial U}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[HA_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \end{aligned} \quad (2.14)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial DV}{\partial t} + \frac{\partial DV^2}{\partial y} + \frac{\partial DUV}{\partial x} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} = \\ = C_D |\mathbf{U}| V + \frac{\partial}{\partial y} \left[2HA_M \frac{\partial V}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[HA_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \end{aligned} \quad (2.15)$$

dove $\mathbf{U} \equiv (U, V)$ è la velocità mediata in verticale

$$\mathbf{U} = \int_{-1}^0 \mathbf{u} \, d\sigma. \quad (2.16)$$

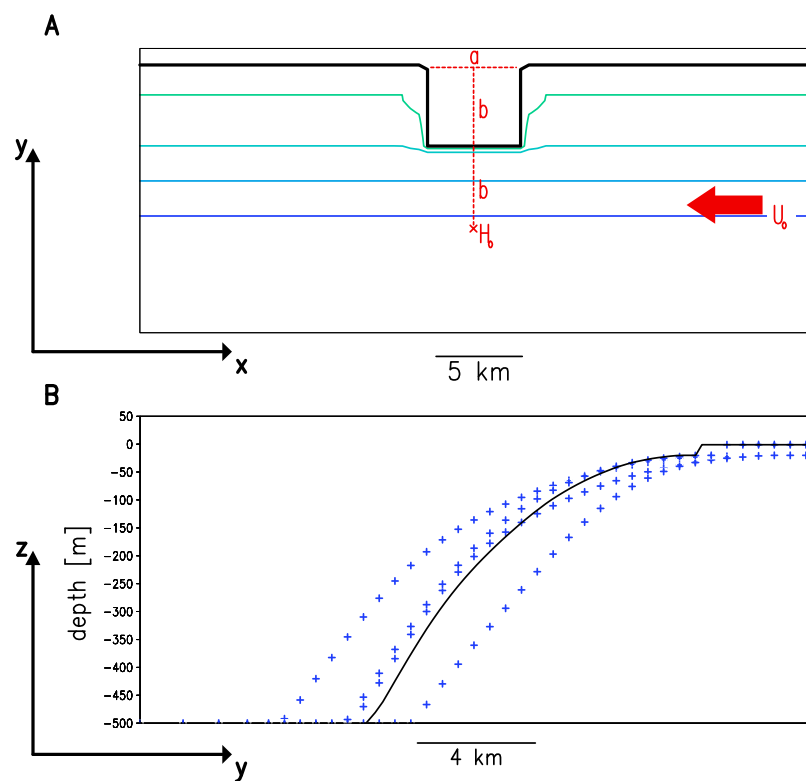


Figura 2.3: A) Sistema fisico con batimetria semplificata visto in pianta. Sono riportate le isolinee di batimetria per i livelli 1 (linea di costa, in grassetto) 10 20 30 50 100 200 m e le indicazioni delle dimensioni caratteristiche del promontorio, della batimetria e del flusso. B) Confronto fra il profilo perpendicolare a costa della batimetria idealizzata (linea continua) e alcuni profili ricavati dalla batimetria reale (crocette).

2.4.2 Sistema fisico semplificato

Il sistema fisico reale (Figura 2.1) è stato semplificato come mostrato in Figura 2.3A. Affinchè il flusso principale fosse perpendicolare ai bordi aperti del dominio numerico, l'intera griglia è stata ruotata di 27 gradi in senso orario rispetto al nord geografico. Il profilo di costa semplificato presenta un promontorio di forma rettangolare con approssimativamente le stesse dimensioni del Promontorio di Portofino: $a = 6$ km rappresenta la lunghezza, cioè l'estensione in direzione lungo costa, mentre $b = 5$ km indica la larghezza, cioè l'estensione in direzione perpendicolare alla costa. La variazione della batimetria in direzione perpendicolare alla costa è assegnata mediante una

funzione esponenziale:

$$H(y) = H_{min} e^{2\lambda(Y_o - y)}, \quad (2.17)$$

dove H_{min} è la minima profondità e Y_o è l'ordinata della isobata di minima profondità. Ai parametri della funzione sono stati assegnati valori scelti in modo che la funzione si adattasse alla topografia reale fino alla profondità dei 500 m, come mostrato in Figura 2.3B, dove la linea continua rappresenta la funzione esponenziale, mentre le linee a crocette rappresentano alcuni profili batimetrici reali. I valori assegnati sono $H_{min} = 20$ m $Y_o = 46.5$ km e $\lambda = 0.0002$ m⁻¹. A partire dalla profondità dei 500 m, la batimetria è stata poi drasticamente semplificata con fondo piatto. La forzante del sistema è una corrente stazionaria che entra la bordo est del dominio con intensità U_o (Figura 2.3A).

2.4.3 Configurazione numerica

Il dominio di integrazione (see Figura 2.3A) è lungo 100.5 km (in direzione lungo costa x) e largo 48.4 km (in direzione perpendicolare alla costa y) ed è stato discretizzato con una griglia a maglie rettangolari con dimensioni 202 per 81 punti, rispettivamente. La risoluzione orizzontale è costante in direzione lungo costa ($\Delta x = 500$ m), mentre in direzione perpendicolare a costa varia linearmente da $\Delta y = 200$ m sottocosta a $\Delta y = 1000$ m al largo, così da risolvere più accuratamente l'area costiera. La risoluzione verticale è data da 31 livelli sigma. Per evitare errori nel calcolo del gradiente di pressione, la distribuzione dei livelli sigma prevede una intensificazione di essi sul fondo ed è stato verificato che su tutto il dominio fosse rispettato il criterio $\left| \frac{\sigma}{H} \frac{\partial_y H}{\partial \sigma} \right| < 1$ [Mellor et al. 1994, 1998]. Il dominio ha un solo bordo chiuso dalla linea di costa, quello "settentrionale", dove è stata posta una condizione di *no slip*, e tre bordi aperti. Al bordo est, dove la corrente entra nel dominio, il flusso entrante viene assegnato mediante la condizione di Flather [Flather 1976] sulla componente lungo costa della velocità mediata in verticale $U_e = U_e(y)$:

$$U = U_e + \sqrt{gH}(\eta - EL_e), \quad (2.18)$$

dove $EL_e = EL_e(y)$ è il profilo in direzione perpendicolare a costa della elevazione, che viene calcolato in approssimazione geostrofica in funzione di U_e . La condizione di radiazione di Orlanski [Orlanski 1976] è stata poi usata per le velocità interne, in modo da permettere alle onde interne di propagarsi all'esterno del dominio. Al bordo ovest, dove cioè la corrente esce dal dominio di calcolo, sono state usate condizioni di radiazione sia

per le velocità interne che per quelle esterne. Per quanto riguarda invece la temperatura T e, analogamente la salinità S , sia al bordo est che al bordo ovest si sono poste condizioni cosiddette di “*upstream advection*” [Mellor 1998]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u_{bound} \frac{\partial T}{\partial x} = 0 ,$$

in cui $u_{bound} = u_{bound}(x_{bound}, y, z, t)$ è la componente lungo costa della velocità al bordo. Infine al bordo sud, considerando trascurabile l’interazione col mare aperto, si è posta una condizione di muro senza attrito. Le dimensioni del dominio sono larghe a sufficienza da assicurare che le condizioni ai bordi non interferiscano con le variazioni nel flusso generate dalla topografia.

Questa configurazione per le condizioni ai bordi aperti è stata testata seguendo gli esperimenti numerici di [Chapman 1985; Palma e Matano 1998, 2000]. Inoltre alcune simulazioni di verifica sono state effettuate su un dominio più lungo (252×81 punti di griglia), in modo da verificare che non vi fosse alcuna dipendenza della soluzione dalla configurazione numerica e per poter comparare i risultati ottenuti al bordo ovest della griglia prescelta (202×81 punti di griglia) con i risultati calcolati all’interno del dominio più lungo. Come mostrato in Figura 2.4 si è ottenuto in quest’ultimo caso un ottimo accordo. Si vuole infine sottolineare il fatto che il tipo di condizione al bordo scelto per il flusso in ingresso, essendo posta sulla velocità mediata in verticale, permette di mantenere inalterato lo stesso insieme di base di condizioni ai bordi per le simulazioni sia bidimensionali che tridimensionali.

Il sistema è in rotazione e il parametro di Coriolis è fissato ad un valore appropriato per la latitudine del Promontorio di Portofino, $f = 1.03 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Il passo temporale esterno e quello interno sono fissati pari a $\Delta t_e = 2 \text{ s}$ e $\Delta t_i = 60 \text{ s}$, rispettivamente, in modo da soddisfare il criterio di stabilità numerica di Courant-Friedrichs-Lewy, secondo la formulazione proposta da Mellor [1998].

Diversi tipi di condizioni iniziali sono stati provati, ottenendo buoni risultati con la condizione di flusso geostrofico indisturbato con intensità assegnata $\mathbf{U}(x, y, t = 0) = U_e$.

2.4.4 Numeri adimensionali

Gli esperimenti sulla sensibilità del sistema del vortice condotti con la batimetria idealizzata (Figura 2.3) sono stati caratterizzati in termini di parametri adimensionali. Come introdotto nella sezione §2.3, per il sistema in esame sono da considerare fra i parametri adimensionali comunemente usati

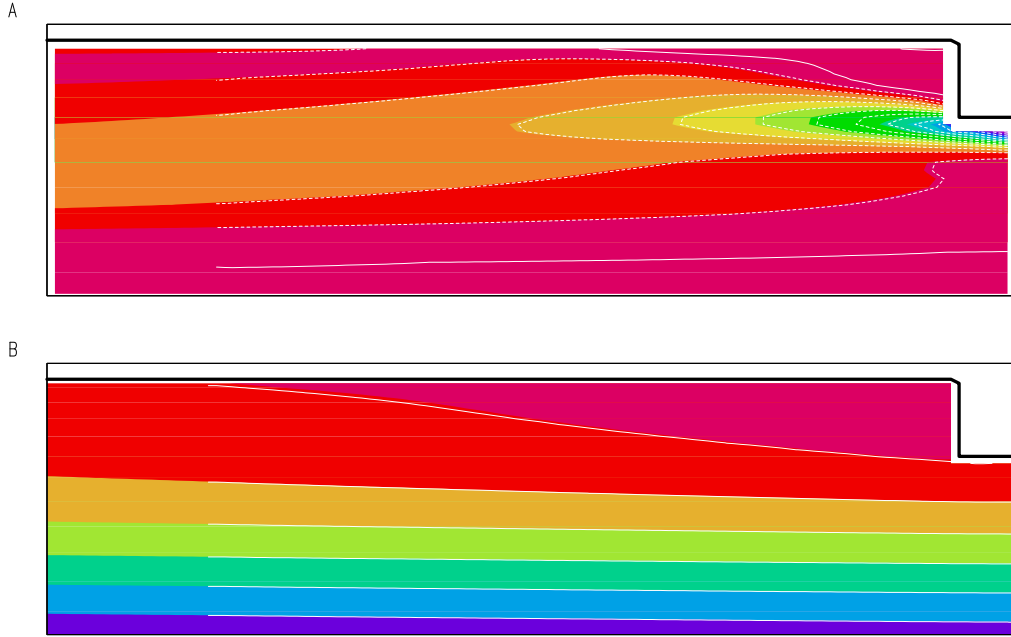


Figura 2.4: Test sulla condizione al bordo ovest. Confronto al tempo $\tau = 10$ fra risultati numerici ottenuti al bordo ovest della griglia 202×81 (isolinee) con i risultati all'interno della griglia 252×81 (ombreggiature) per le variabili A) componente verticale della vorticità mediata in verticale (intervallo 10^{-5} s^{-1}) e B) elevazione della superficie libera (intervallo $4 \times 10^{-3} \text{ m}$).

in letteratura

$$\begin{aligned}
 \text{il numero di Reynolds, } Re &= \frac{U_o a}{A_M}, \\
 \text{il numero di Reynolds equivalente, } Re_f &= \frac{H_o}{C_D a}, \\
 \text{il numero di Rossby, } Ro &= \frac{U_o}{fa}, \\
 \text{il numero di Ekman verticale, } Ek_v &= \frac{K_M}{fH_o^2}, \\
 \text{il numero di Burger, } Sb &= g \frac{\Delta\rho}{\rho} \frac{H_o}{f^2 a^2}.
 \end{aligned} \tag{2.19}$$

Si è indicato con U_o il valore di scala per la velocità mediata in verticale del flusso entrante, con H_o il valore di scala per la profondità e con $\frac{\Delta\rho}{\rho}$ il valore di scala per il gradiente di densità dovuto alla stratificazione. Le simulazioni

	Ro	Re	Re_f	Ek_v	Sb
$C_D 2D$	0.4	1500	4 - 83	n.d.	n.d.
$U_o 2D$	0.1 - 0.8	360 - 3000	17	n.d.	n.d.
$U_o 3D$	0.1 - 0.8	360 - 3000	17	1.5×10^{-3}	0 - 6.4
$K_M 3D$	0.4	1500	17	1.5×10^{-5} - 1.5×10^{-2}	0 - 6.4

Tabella 2.2: Intervalli di valori per i parametri adimensionali nei diversi esperimenti. L'assegnazione n.d. (non definito) è usata per i parametri 3D negli esperimenti 2D.

iniziali hanno suggerito di considerare come valore rappresentativo per la profondità $H_o = 250$ m, cioè il valore di batimetria al largo del promontorio ad una distanza da esso pari alla sporgenza del capo dalla linea di costa (si veda Figura 2.3A). Oltre ai parametri (2.19), anche alcuni rapporti geometrici hanno sicuramente importanza: il rapporto fra lunghezza e larghezza del capo a/b e quelli fra lunghezza e larghezza e la batimetria di riferimento, a/H_o e b/H_o . I valori di questi parametri sono stati mantenuti fissati per tutte le simulazioni svolte e corrispondono ai valori $a = 5$ km, $b = 6$ km.

I vari esperimenti numerici effettuati al variare dei parametri 2.19 sono riassunti in Tabella 2.2. Il primo esperimento $C_D 2D$, svolto col modello bi-dimensionale, variando Re_f e mantenendo costanti Ro e Re , ha per scopo verificare se, come in precedenti esperimenti [Signell e Geyer 1991; Davies et al. 1995], Re_f sia il principale parametro di controllo. La variazione di Re_f si è ottenuta col variare il valore del coefficiente di attrito sul fondo C_D nell'intervallo $10^{-3} \leq C_D \leq 5 \times 10^{-4}$, tenendo presente che un tipico valore per applicazioni costiere è $C_D = 2.5 \times 10^{-3}$ [Signell e Geyer 1991]. L'intensità della corrente entrante U_o e la viscosità orizzontale A_M , che controllano rispettivamente i numeri di Rossby e di Reynolds (2.19), sono stati mantenuti fissati. Più precisamente, il valore del profilo di velocità mediata in verticale, è stato fissato $U_o = 0.25$ m/s, come valore rappresentativo della corrente invernale, basandosi sui risultati delle misure a Sestri Levante (Tabella 2.1). Un valore costante è stato assegnato anche alla viscosità turbolenta orizzontale $A_M = 1$ m²/s [Signell e Geyer 1991]. In simulazioni preliminari, è stata considerata anche la parametrizzazione di Smagorinsky (2.12), con $C = 0.1$, trovando tuttavia risultati del tutto simili, dato che tale parametrizzazione forniva valori di viscosità appunto dello stesso ordine di grandezza. Inoltre, in tali simulazioni essendo appunto l'attrito sul fondo il principale meccanismo di frizione, come indicato da $Re \gg Re_f$, è lecito aspettarsi una debole sensibilità al variare di A_M .

La dipendenza dal numero di Rossby nel caso bidimensionale è stata stu-

diata mediante l'esperimento U_o2D (Tabella 2.2), in cui la corrente entrante è stata variata, mentre gli altri parametri erano costanti. Al coefficiente di attrito sul fondo è stato assegnato il valore $C_D = 2.5 \times 10^{-3}$, mentre A_M è stata assegnata come nell'esperimento C_D2D . Si noti che per questo esperimento, variando U_o , varia anche il numero di Reynolds Re (Tabella 2.2). La dipendenza del sistema dalla corrente entrante è stata studiata variando sia l'intensità che la forma di essa. In particolare si sono considerati tre casi in cui il profilo di corrente è costante, $U_e(y) = U_e = 0.067, 0.25, 0.50$ m/s. Tali valori sono stati scelti in quanto rappresentano il minimo, medio e massimo dell'intensità della corrente a Sestri Levante, cui corrisponde un trasporto sulla piattaforma rispettivamente pari a $T_e = 0.08, 0.29, 0.59$ Sv. Sono stati assegnati anche alcuni profili a forma di funzione Gaussiana [come in *Yankovski e Chapman* 1995, 1996, 1997], centrata sull'isobata dei 100 m:

$$U_e = -U_{max} e^{-\left(\frac{y-Y_{H100}}{\xi}\right)^2},$$

dove Y_{H100} è l'ordinata della batimetria dei 100 m. A U_{max} e ξ sono stati assegnati coppie di valori opportuni per mantenere un trasporto realistico sulla piattaforma e sulla scarpata, cioè

$$\int_{H=-500}^{H=0} U_e dy = -0.3 \text{ Sv}.$$

Nella Figura 2.5 sono riportati i profili per $\xi = 10$ km e $U_{max} = 0.25$ m/s (cerchi vuoti) e per $\xi = 2.5$ km e $U_{max} = 0.35$ m/s (cerchi pieni), insieme al profilo di batimetria (linea continua). Simulazioni analoghe sono state effettuate con il modello tridimensionale per valori fissati di Ek_v e Sb (esperimento U_o3D , Tabella 2.2).

Gli altri esperimenti col modello tridimensionale K_M3D (Tabella 2.2), sono serviti a studiare la dipendenza dal numero di Ekman verticale Ek_v per valori costanti di Ro , Re e Re_f . I valori assegnati alla viscosità verticale sono stati scelti nell'intervallo $10^{-1} \leq K_M \leq 10^{-4}$ m²/s, mentre il flusso entrante era costante $U_e = 0.25$ m/s, il coefficiente di attrito sul fondo aveva valore $C_D = 0.0025$ e la viscosità orizzontale A_M era calcolata con la formula di Smagorinski (2.12) with $C = 0.1$. Per quanto riguarda la stratificazione, in tutte le simulazioni col modello tridimensionale, si è assunta salinità costante sia ai bordi aperti che come condizione iniziale $S(x_{bound}, y, z) = S(x, y, z, t = 0) = 38$ psu. Per la temperatura potenziale, invece, si sono considerati sia un profilo costante con la profondità $T(x_{bound}, y, z) = T(x, y, z, t = 0) = 13.5$ °C, che un profilo variabile linearmente fra i 14 °C in superficie e i 13 °C sul fondo. Tali valori sono stati

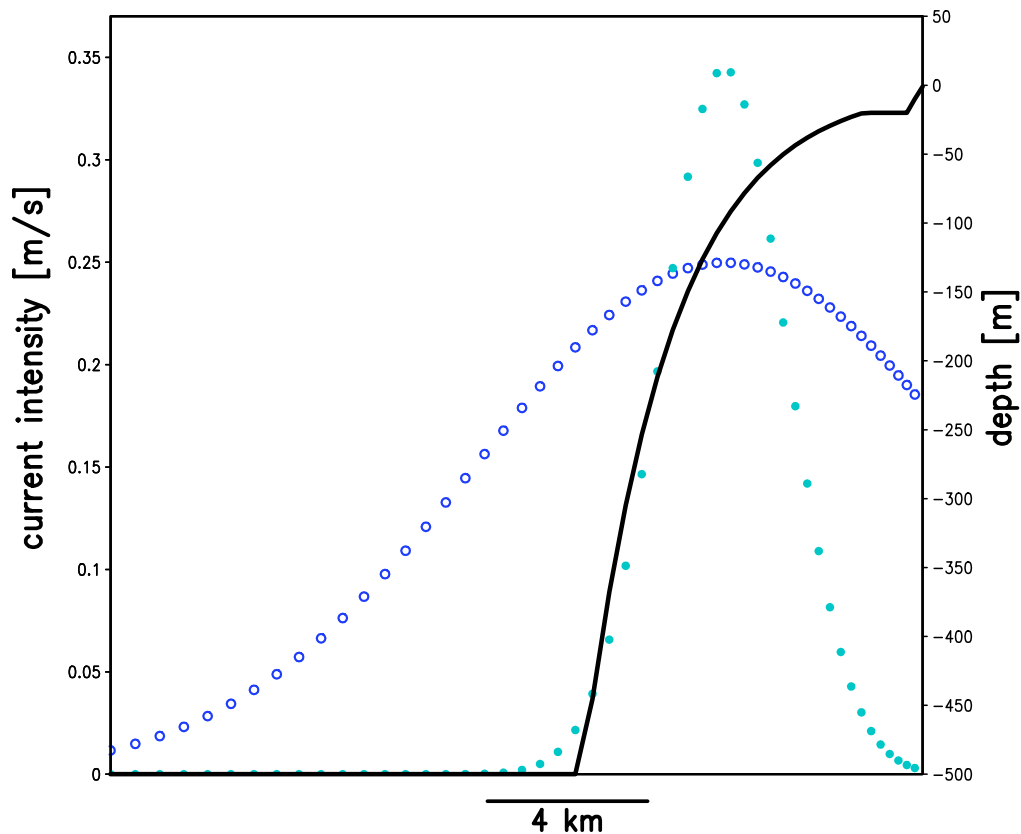
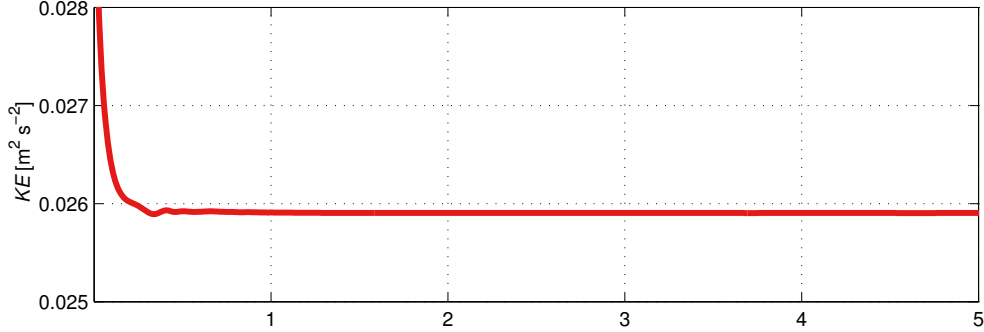


Figura 2.5: Profili perpendicolari a costa con forma di Gaussiana per la velocità in entrata per la coppia di valori $\xi = 10$ km e $U_{max} = 0.25$ m/s (cerchi vuoti) e per la coppia di valori $\xi = 2.5$ km and $U_{max} = 0.35$ m/s (cerchi pieni). La linea continua rappresenta il profilo batimetrico.

scelti sulla base delle misure storiche in periodo invernale [Astraldi e Manzella 1983; Astraldi e Gasparini 1986a; Stazione Oceanografica CNR 1980, 1981, 1983, 1984a,b]. Il numero di Burger risultante per le simulazioni con debole stratificazione è $Sb = 6.4$.

La convergenza temporale delle soluzioni numeriche è stata controllata considerando la variazione dell'energia cinetica totale (KE) integrata sull'intero dominio. Nel caso di vortice stazionario attaccato al capo, KE converge ad un valore costante (Figura 2.6A), mentre nel caso di regime di vortici propagantesi, le soluzioni variabili nel tempo tendono ad una funzione oscillatoria con limiti definiti (Figura 2.6B). L'analisi di scala delle equazioni del moto suggerisce che il tempo di aggiustamento delle soluzioni nel caso in cui

A



B

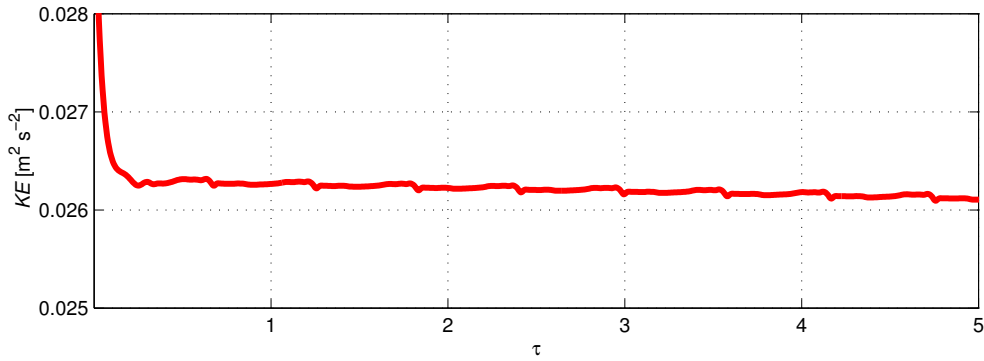


Figura 2.6: Andamento dell'energia cinetica totale integrata sull'intero dominio di calcolo. A) Vortice stazionario attaccato al capo di Figura 2.8B. B) Vortici propagantesi di Figura 2.8C.

il flusso sia dominato dall'attrito sul fondo, come nella maggior parte dei nostri esperimenti, sia $\hat{\tau} = \frac{H_o}{C_D U_o}$ [Davies *et al.* 1995]. Considerando il tempo adimensionale associato $\tau = t/\hat{\tau}$, negli esperimenti si è osservato il completo aggiustamento del flusso comunque in $\tau \approx 2$ e quindi la durata delle simulazioni è stata variata, a seconda delle risorse computazionali disponibili, nell'intervallo $3 \leq \tau \leq 10$.

2.5 Risultati

Prima di vedere nel dettaglio i risultati degli esperimenti numerici, si introducono brevemente le scelte per la loro descrizione qualitativa e quantitativa. La descrizione qualitativa si basa sulle mappe orizzontali della velocità mediata in verticale e della componente verticale della vorticità mediata in

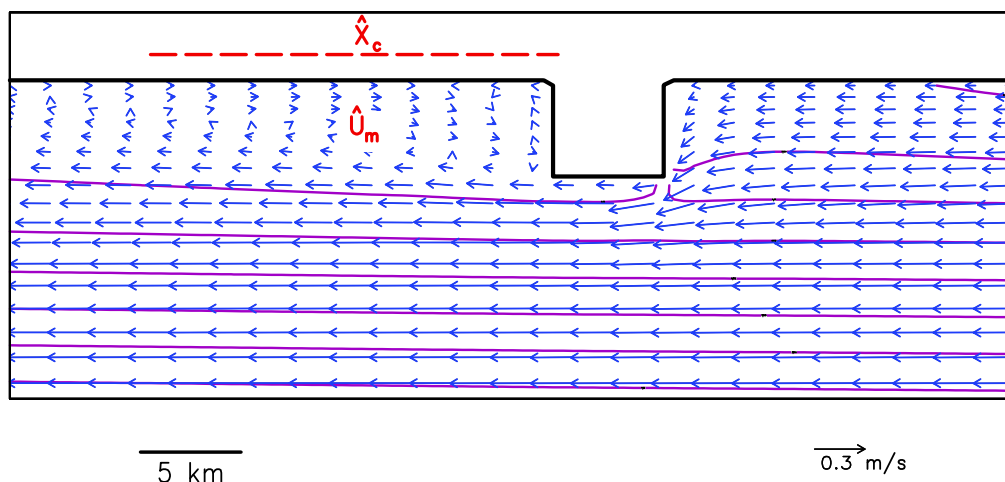


Figura 2.7: Velocità mediata in verticale (vettori) e elevazione della superficie libera (isolinee con intervallo $4 \times 10^{-3}m$) di una tipica soluzione numerica. X_c e U_m sono gli osservabili scelti per l'analisi quantitativa.

verticale. Un tipico esempio di mappa di velocità è riportato in Figura 2.7: al capo avviene separazione della corrente entrante e un vortice ciclonico si sviluppa sottoflusso. E' anche possibile osservare il minimo locale nel campo di elevazione, come suggerito dai precedenti lavori su separazione e vortici [e.g. Signell e Geyer 1991]. In modo simile a quanto già fatto in lavori precedenti [e.g. Davies et al. 1995], per una descrizione quantitativa si sono scelti due osservabili principali che caratterizzano dimensione e intensità del vortice. Poiché il vortice è caratterizzato da una corrente di ricircolo sottoflusso al capo, con direzione opposta alla corrente entrante, si è ritenuto utile considerare (Figura 2.7):

- la distanza \hat{X}_c che intercorre fra il capo e il punto sottoflusso dove la corrente di ricircolo si esaurisce e
- la massima intensità \hat{U}_m raggiunta dalla componente lungo costa della corrente di ricircolo.

Di seguito i due osservabili saranno espressi in forma adimensionale, avendo usato le quantità a e U_o per normalizzare rispettivamente lunghezza e velocità: $X_c = \frac{\hat{X}_c}{a}$ $U_m = \frac{\hat{U}_m}{U_o}$. Per i flussi non stazionari poi, sono state calcolate su un periodo di tempo τ media e deviazione standard dei valori degli osservabili registrati ad ogni ora.

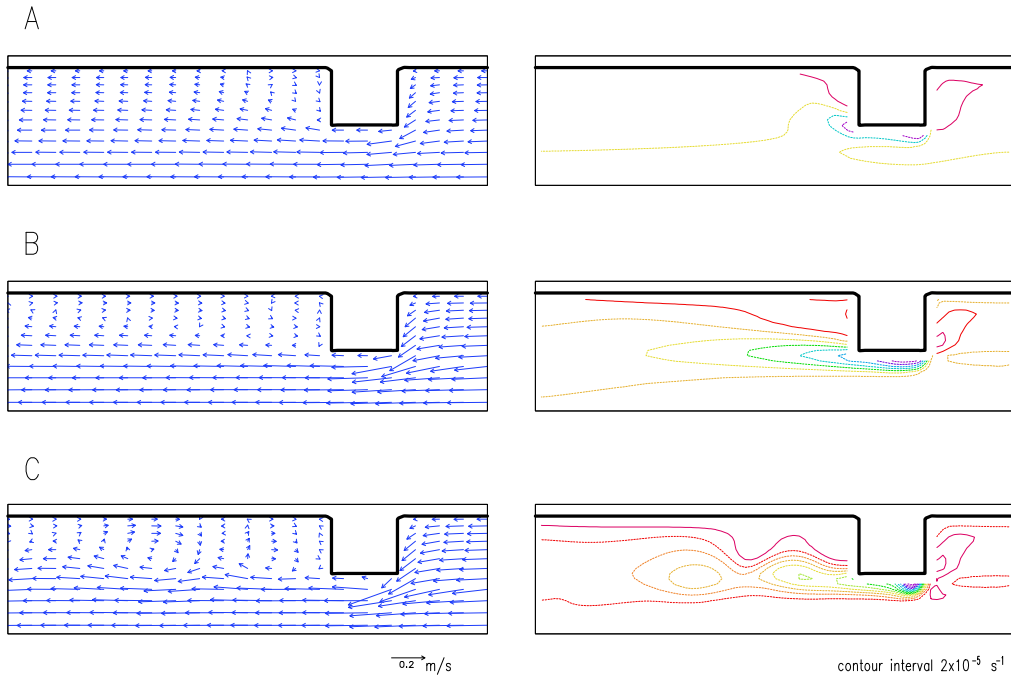


Figura 2.8: Esperimento C_D2D . Vettori della velocità mediata in verticale e isolinee di vorticità mediata in verticale (le linee continue indicano valori positivi e quelle tratteggiate valori negativi) all'istante $\tau = 10$; A) $Re_f = 4$; B) $Re_f = 21$; C) $Re_f = 28$.

2.5.1 caso 2D

I risultati dell'esperimento C_D2D (Tabella 2.2) forniscono informazioni sulla sensibilità del sistema al variare del numero di Reynolds equivalente Re_f . In Figura 2.8 sono riportati le tipiche soluzioni al crescere di Re_f . Per valori bassi del parametro ($Re_f=4$), il flusso tende a seguire il profilo costiero e solo un piccolo vortice si forma sottoflusso al capo (Figura 2.8A). Per valori intermedi ($Re_f=21$), il vortice rimane attaccato al capo e cresce in dimensioni diventando più allungato. L'intensità della ricircolazione rimane bassa, smorzata dall'attrito sul fondo (Figura 2.8B). Infine per valori alti ($Re_f > \approx 25$), il vortice si distacca e sottoflusso si osserva un regime con variazione temporale di vortici propagantesi sottoflusso al capo. In questo caso i vortici hanno dimensioni ridotte, il ricircolo è intenso e la frequenza con cui oscillano è di 2-3 giorni (Figura 2.8C). Questi risultati sono consistenti con precedenti esperimenti numerici [Davies *et al.* 1995] e di laboratorio [Boyer e Tao 1987].

In Figura 2.9A, per una descrizione più quantitativa dell'esperimento,

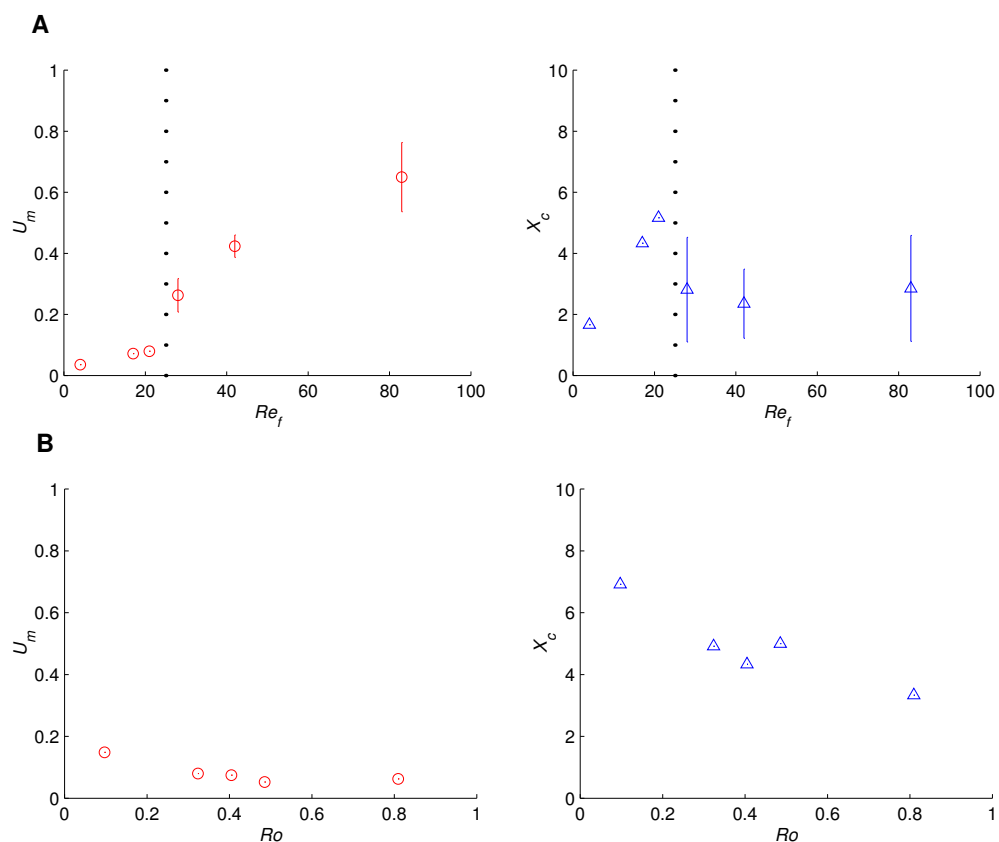


Figura 2.9: Risultati quantitativi degli esperimenti con il modello 2D. Valori medi e deviazioni standard dell'intensità della corrente di ricircolo U_m (cerchi) e della estensione del vortice X_c (triangoli). A) Esperimento C_D2D ; $9 \leq \tau \leq 10$; la linea verticale punteggiata indica la soglia critica. B) Esperimento U_o2D ; $9 \leq \tau \leq 10$.

sono forniti i valori di U_m e X_c in funzione di Re_f . Il valore che rappresenta la soglia critica per il regime di vortici propagantesi è indicata dalla linea punteggiata verticale. Al di sotto di questo valore, la dimensione del vortice X_c cresce dipendendo fortemente da Re_f , mentre la velocità U_m sembra essere poco sensibile alla variazione del parametro e si mantiene comunque minore di 0.1. Diversa è la situazione oltre la soglia critica, dove l'intensità della ricircolazione cresce, mentre la dimensione del vortice si mantiene in media costante.

La dipendenza del sistema dal numero di Rossby Ro è stata studiata con l'esperimento U_o2D (Tabella 2.2). In Figura 2.9B vengono mostrati i risultati, esprimendo U_m e X_c come funzione di Ro per un valore fissato $Re_f =$

17. Si vede chiaramente che la dipendenza delle caratteristiche del vortice dall'intensità della corrente entrante è scarsa. L'intensità della corrente di ricircolo U_m si mantiene bassa per tutti i valori di Ro , anche quando si hanno valori come $Ro = 0.8$, corrispondenti ad un trasporto sulla piattaforma doppio di quello realistico. L'estensione del vortice decresce leggermente al crescere dell'intensità della corrente entrante, probabilmente perchè con quest'ultima aumenta anche l'attrito sul fondo. Per quanto riguarda poi le diverse forme della corrente entrante (Figura 2.5), gli esperimenti con i diversi profili a forma di Gaussiana hanno mostrato differenze trascurabili rispetto a quelli, appena descritti, con profilo costante. Si pensa che ciò sia dovuto all'azione dell'attrito sul fondo che, sulla piattaforma prima che il flusso raggiunga il capo, modella la forma della corrente rendendo sempre simile il profilo che interagisce con il promontorio.

Riassumendo, si può affermare che i risultati degli esperimenti bidimensionali sono in buon accordo con quelli di lavori precedenti nel mostrare come Re_f sia il parametro di controllo principale. Alcuni esperimenti, non riportati, sono stati effettuati per verificare la sensibilità del sistema dalla parametrizzazione del meccanismo dell'attrito sul fondo, introducendo una formulazione lineare [Döös *et al.* 2004], anziché quadratica (2.11). I risultati del tutto simili a quelli qui riportati, suggeriscono che l'attrito sul fondo sia proprio il meccanismo dominante, indipendentemente dalla parametrizzazione adottata nelle equazioni del modello.

2.5.2 caso 3D

I risultati 2D mostrano che per il regime di vortice attaccato al capo, l'intensità della corrente di ricircolo si mantiene bassa per tutto l'intervallo di valori e solo quando il vortice si distacca e propaga, si ottiene una ricircolazione intensa. Questo aspetto è stato approfondito nell'ambito degli esperimenti EK_V3D (Tabella 2.2), considerando, mediante il modello tridimensionale, la dipendenza dalla viscosità verticale K_M . In tutte le simulazioni di questo esperimento, il valore del numero di Reynolds equivalente è stato fissato a $Re_f = 17$, corrispondente ad un valore del coefficiente di attrito sul fondo di $C_D = 0.0025$. Due tipi di stratificazione sono stati considerati, omogenea e debole, e, poiché i risultati sono molto simili, nel seguito vengono riportati solo i risultati del caso di massa d'acqua debolmente stratificata.

In Figura 2.10 si mostra un confronto fra i campi di velocità e vorticità mediate in verticale calcolati dal modello 2D (Figura 2.10A) e dal modello 3D per valori differenti del numero di Ekman verticale ($Ek_v = 1.6 \times 10^{-3}$ in Figura 2.10B e $Ek_v = 1.6 \times 10^{-4}$ in Figura 2.10C). Per un valore molto alto di Ek_v , qui non mostrato, corrispondente a una alta viscosità verticale ($K_M =$

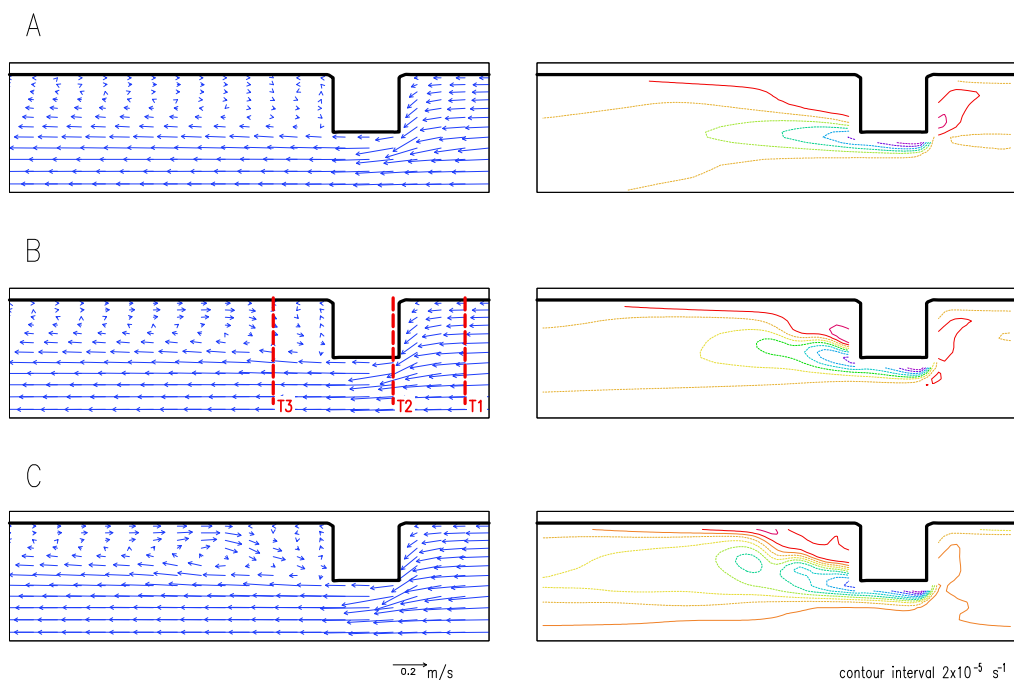


Figura 2.10: *Esperimenti C_D2D e EK_V3D . Vettori della velocità mediata in verticale e isolinee di vorticità mediata in verticale (le linee continue indicano valori positivi e quelle tratteggiate valori negativi) all'istante $\tau = 5$. A) $Sb = n.d.$, $EK_v = n.d.$ (caso bidimensionale); B) $Sb = 6.4$, $EK_v = 1.6 \times 10^{-3}$; C) $Sb = 6.4$, $EK_v = 1.6 \times 10^{-4}$. Le linee verticali tratteggiate in B) indicano le posizioni dei transetti cui corrispondono le sezioni verticali riportate in Figura 2.12 (T1), Figura 2.13 (T2), Figura 2.14 (T3).*

$10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$), i risultati del modello tridimensionale tendono ad assomigliare molto a quello del modello bidimensionale mostrati in (Figura 2.10A). Al decrescere di EK_v , la corrente di ricircolo comincia ad intensificarsi, pur rimanendo il vortice attaccato al capo (Figura 2.10B,C).

Questo andamento appare evidente se si riportano U_m e X_c in funzione di EK_v (Figura 2.11A). U_m cresce significativamente al decrescere di EK_v , raggiungendo quasi valori di 1, mentre X_c non cambia significativamente. Inoltre nell'esperimento U_o3D , in cui si è variato Ro e mantenuto costanti Re_f e EK_v , si osserva che U_m mostra una maggiore dipendenza dal flusso in entrata (Figura 2.11B), rispetto a quanto avvenisse nel caso 2D (Figura 2.9B), mentre l'andamento di X_c rimane simile sia con il modello 2D che col modello 3D.

Nel complesso quindi, nel caso 3D, Re_f sembra non essere più il solo

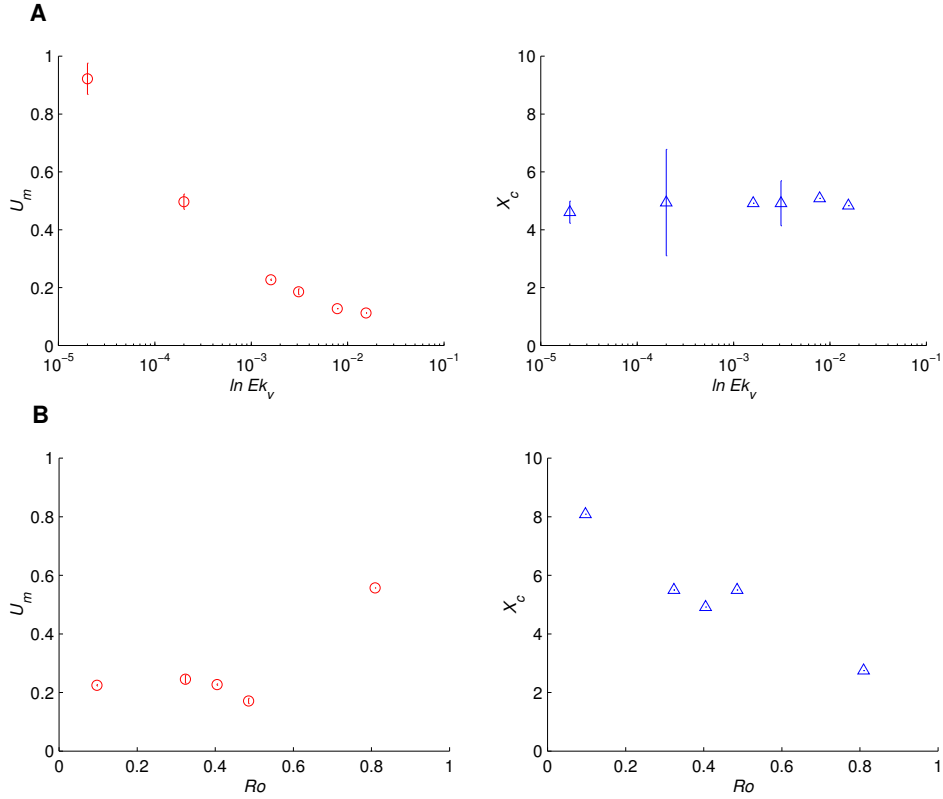


Figura 2.11: Risultati quantitativi degli esperimenti con il modello 3D. Valori medi e deviazioni standard dell'intensità della corrente di ricircolo U_m (cerchi) e della estensione del vortice X_c (triangoli). A) Esperimento $K_M 3D$; $4 \leq \tau \leq 5$. B) Esperimento $U_o 3D$; $4 \leq \tau \leq 5$.

parametro di controllo, poiché anche Ek_v ed, in maniera minore, anche Ro hanno un ruolo nella definizione della ricircolazione ed intensità del vortice.

Dal punto di vista fisico, la principale differenza fra la dinamica bidimensionale e quella tridimensionale è che in 3D lo strato di Ekman sul fondo viene risolto esplicitamente, introducendo un gradiente verticale (*shear*) nella velocità entrante. Per comprendere meglio le caratteristiche di questo tipo di flusso e il suo rapporto con l'intensificazione della ricircolazione, sono riportate le sezioni verticali del flusso nei tre differenti transetti indicati in Figura 2.10 nel caso di $Ek_v = 1.6 \times 10^{-3}$ (i.e. $K_M = 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$). Sulla piattaforma sovrafflusso al capo (Figura 2.12), si può osservare la classica struttura dello strato di Ekman sul fondo, caratterizzato da un flusso ridotto nella direzione lungo costa e da un ben definito trasporto verso il largo sul

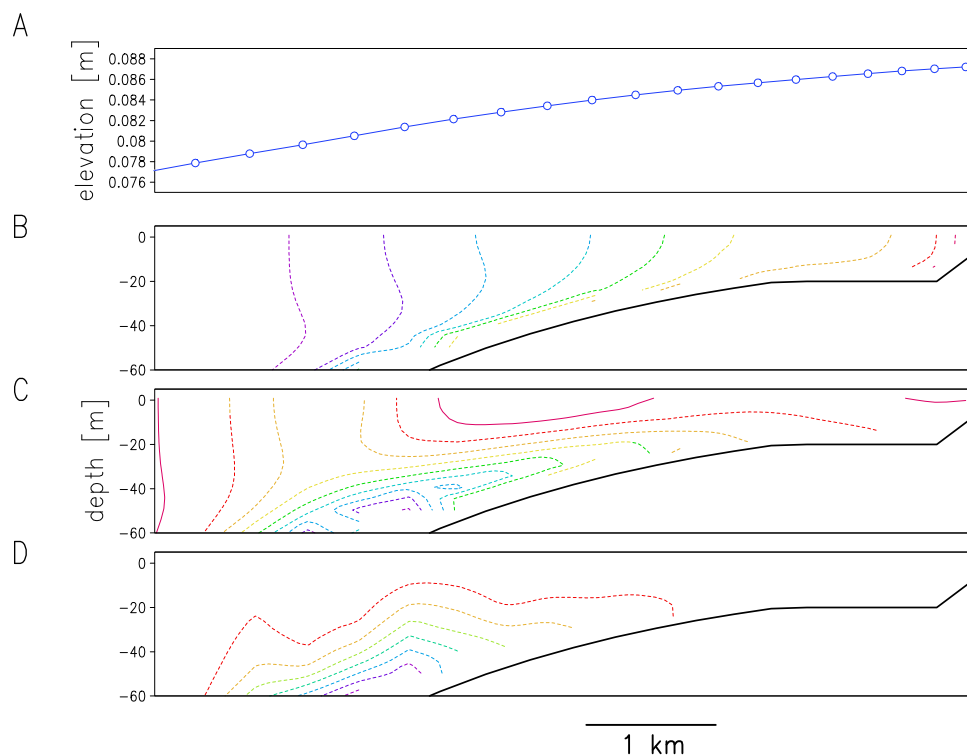


Figura 2.12: *Transetto T1 di Figura 2.10. Esperimento K_M3D ; $\tau = 5$. A) profilo della elevazione della superficie libera e sezioni verticali della velocità, B) componente lungo costa, C) componente perpendicolare a costa, D) componente verticale. Le isolinee continue indicano valori positivi, quelle tratteggiate valori negativi con intervalli di B) 0.02, C) 0.005, D) 0.0003 m/s.*

fondo associato a sprofondamento. Questo risultato è consistente con la prevista dissipazione di vorticità negativa presente sulla piattaforma ed i valori calcolati dal modello sono in accordo con la stima teorica sia dell'ampiezza dello strato limite [Pedlosky 1982, pag.181] $\delta_E \approx 7$ m che della velocità di suzione di Ekman [Gill 1982, pag.331] $w_E \approx 10^{-3}$ m/s. Si noti infine che negli strati superiori si sviluppa un flusso verso costa meno intenso e che il profilo di elevazione si abbassa sottocosta.

Al bordo est del capo (Figura 2.13), dove il flusso tende a staccarsi dal capo, la componente perpendicolare a costa della velocità è diretta verso il mare aperto in tutta la colonna d'acqua, la componente verticale è ancora quasi esclusivamente negativa e nel profilo di elevazione si può osservare chiaramente il minimo locale di pressione, già notato in Figura 2.7.

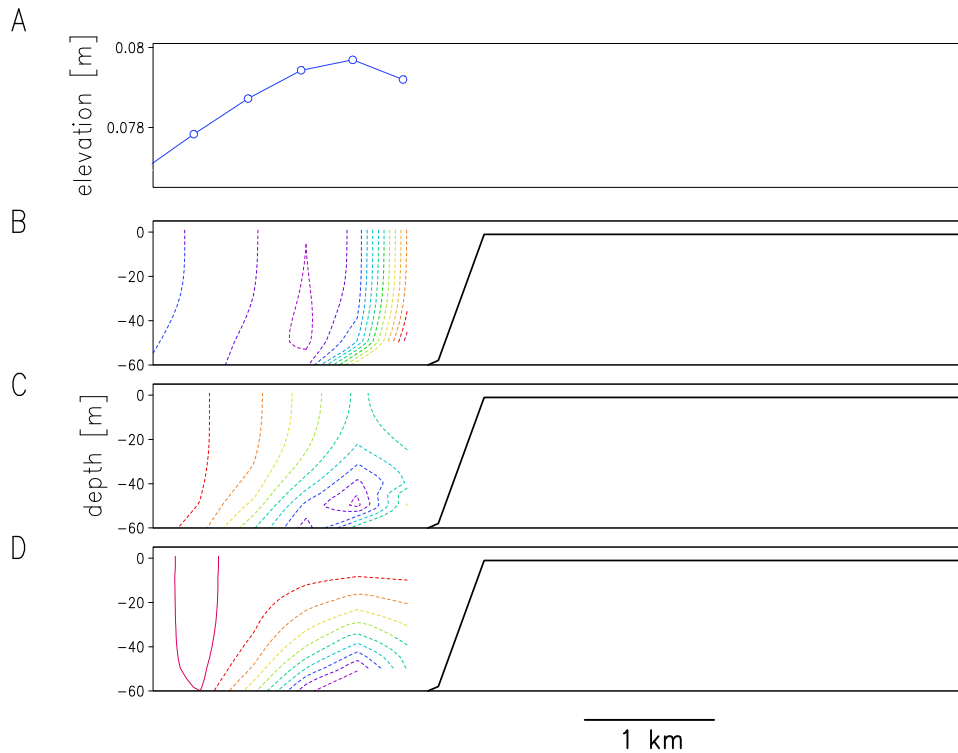


Figura 2.13: *Transetto T2 di Figura 2.10. Panelli come in Figura 2.12.*

Sottoflusso al capo (Figura 2.14) lo strato di Ekman sul fondo si ristabilisce ed in esso il trasporto verso il largo e lo sprofondamento della velocità verticale. Tuttavia il punto interessante, è ciò che avviene in superficie, sopra lo strato di Ekman, dove si nota chiaramente un trasporto verso costa associato ad una regione di risalita vicino allo *shelf break*, il punto cioè in cui la profondità comincia ad aumentare bruscamente. La componente della velocità diretta verso costa raggiunge l'intensità di circa 5 cm/s, mentre la velocità verticale è circa 1.5 mm/s. Tale corrente verso costa sembrerebbe essere la responsabile dell'intensificazione della ricircolazione.

Un meccanismo in grado di spiegare il trasporto verso costa è fornito dal noto fenomeno della cosiddetta “circolazione secondaria” che si sviluppa in un piano trasversale quando una corrente con una velocità variabile in verticale compie una curva [e.g. *Rovzoski 1957; Kalkwijk e Booij 1986; Geyer 1993*]. Nel curvare infatti le accelerazioni centrifuga e di Coriolis, che variano con la profondità in quanto funzioni della velocità tangenziale, tendono ad

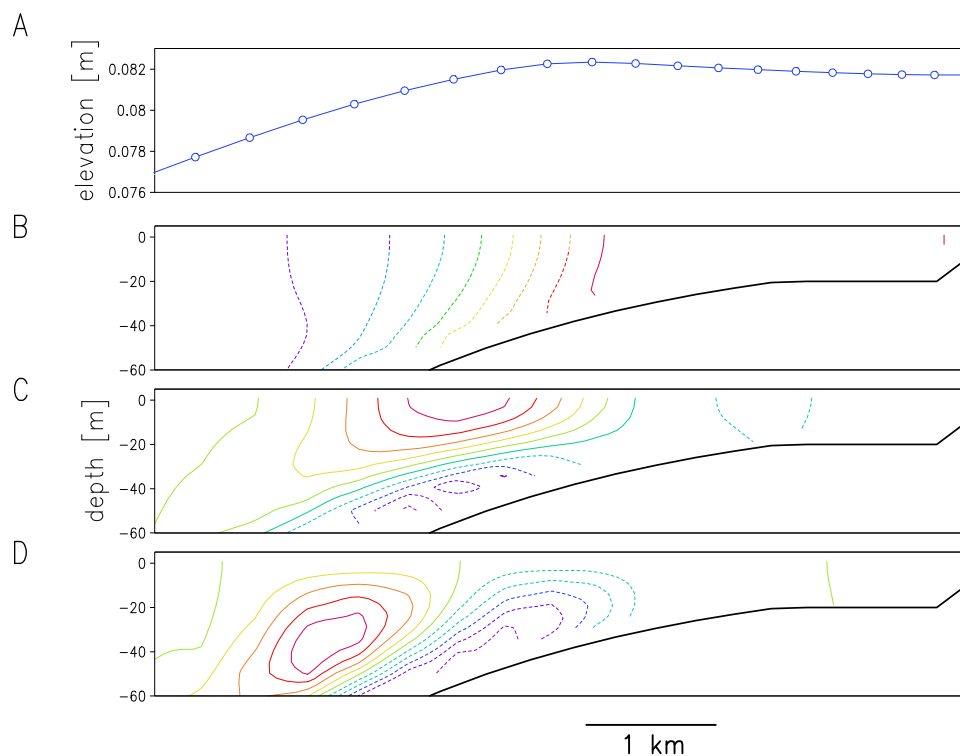


Figura 2.14: *Transecto T3 di Figura 2.10. Panelli come in Figura 2.12.*

essere localmente sbilanciate rispetto al gradiente di pressione in direzione perpendicolare alle linee di flusso. Per flussi altamente energetici, cioè ad alti valori di Ro , l'effetto della forza centrifuga prevale e un trasporto superficiale si sviluppa a causa dell'“eccesso” di forza centrifuga negli stati superiori e più veloci, mentre in quelli inferiori e più lenti, all'opposto si sviluppa un trasporto verso costa. Questo tipo di circolazione secondaria è stato osservato in flussi mareali attorno ad un capo [Geyer 1993], in cui comporta una redistribuzione degli sforzi orizzontali e un indebolimento nella ricircolazione della vorticità mediata in verticale.

Nel caso invece del Promontorio di Portofino, la situazione è differente, dato che $Ro < 1$ e l'effetto di Coriolis appare essere prevalente. Nel caso di curvatura anticiclonica, qual'è quella compiuta dalla corrente attorno al capo, ci si aspetta che l'effetto di Coriolis crei un trasporto superficiale verso costa, che quindi tende ad aumentare gli sforzi orizzontali e a rinforzare la vorticità. Questo è consistente con il profilo osservato (Figura 2.14) e con il rafforzarsi della corrente di ricircolo nel vortice (Figura 2.10). Una stima a

priori della intensità della corrente verso costa non è facile a farsi, data la sensibilità del fenomeno al rimescolamento ed alla struttura verticale della corrente entrante. Tuttavia un calcolo dell'ordine di grandezza, basato sui risultati analitici di *Kalkwijk e Booij* [1986] suggerisce $v \approx 3fH_o \approx 7$ cm/s, che è compatibile con quanto calcolato dal modello. E' anche interessante notare come la circolazione secondaria che si ottiene sia associata ad un fenomeno di risalita e sprofondamento, come suggerito da *Garrett e Loucks* [1976]. Il flusso superficiale verso costa tende a sofferire al trasporto sul fondo diretto verso il largo mediante un affondamento nell'area vicino alla costa, mentre una risalita vicino allo *shelf break* tende a chiudere la cella verticale. La ripida topografia agisce come un muro dinamico, determinando la dimensione della ricircolazione, come si può vedere chiaramente in Figura 2.15B, dove è riportata una mappa della risalita e affondamento alla profondità di 20 m. Figura 2.15A fornisce una mappa del cambiamento di direzione della corrente riportando i vettori orizzontali in superficie (1 m di profondità) e in profondità (50 m di profondità).

2.6 Esperimenti con batimetria realistica

2.6.1 Implementazione

Per le simulazioni con la batimetria realistica del levante ligure, le scelte modellistiche in termini di tecnica di integrazione e di condizioni ai bordi aperti sono state le stesse compiute per la batimetria idealizzata (si veda paragrafo §2.4). I dati di batimetria e per l'individuazione della linea di costa sono stati scaricati dalla rete rispettivamente all'indirizzo <http://pdas.navy.mil> e all'indirizzo <http://rimmer.ngdc.noaa.gov/coast/getcoast.html>. Successivamente sono stati interpolati su una griglia orizzontale a maglie rettangolari di 200×100 punti e ruotata di 27 gradi rispetto al nord geografico, usando principalmente il programma SEAGRID [<http://woodshole.er.usgs.gov/staffpages/cdenham/public.html/seagrid/seagrid.html>]. La risoluzione orizzontale della griglia varia sia nella direzione lungo costa che in quella perpendicolare a costa $336 \leq \Delta x \leq 2017$ m, $225 \leq \Delta y \leq 1737$ m, al fine di ottenere la risoluzione più accurata nell'area costiera attorno al capo. La risoluzione verticale è 31 livelli sigma. Per quanto riguarda l'errore sul gradiente di pressione, al fine di rispettare il criterio $\left| \frac{\sigma}{H} \frac{\partial_y H}{\partial \sigma} \right| < 1$ [Mellor et al. 1994, 1998], è stata usata una griglia verticale con livelli sigma più fitti vicino al fondo e la batimetria è stata smussata usando programmi *ad hoc*.

A partire dall'isobata dei 500 m la batimetria è stata poi drasticamente semplificata con fondo piatto. I bordi aperti sono stati collocati abbastanza

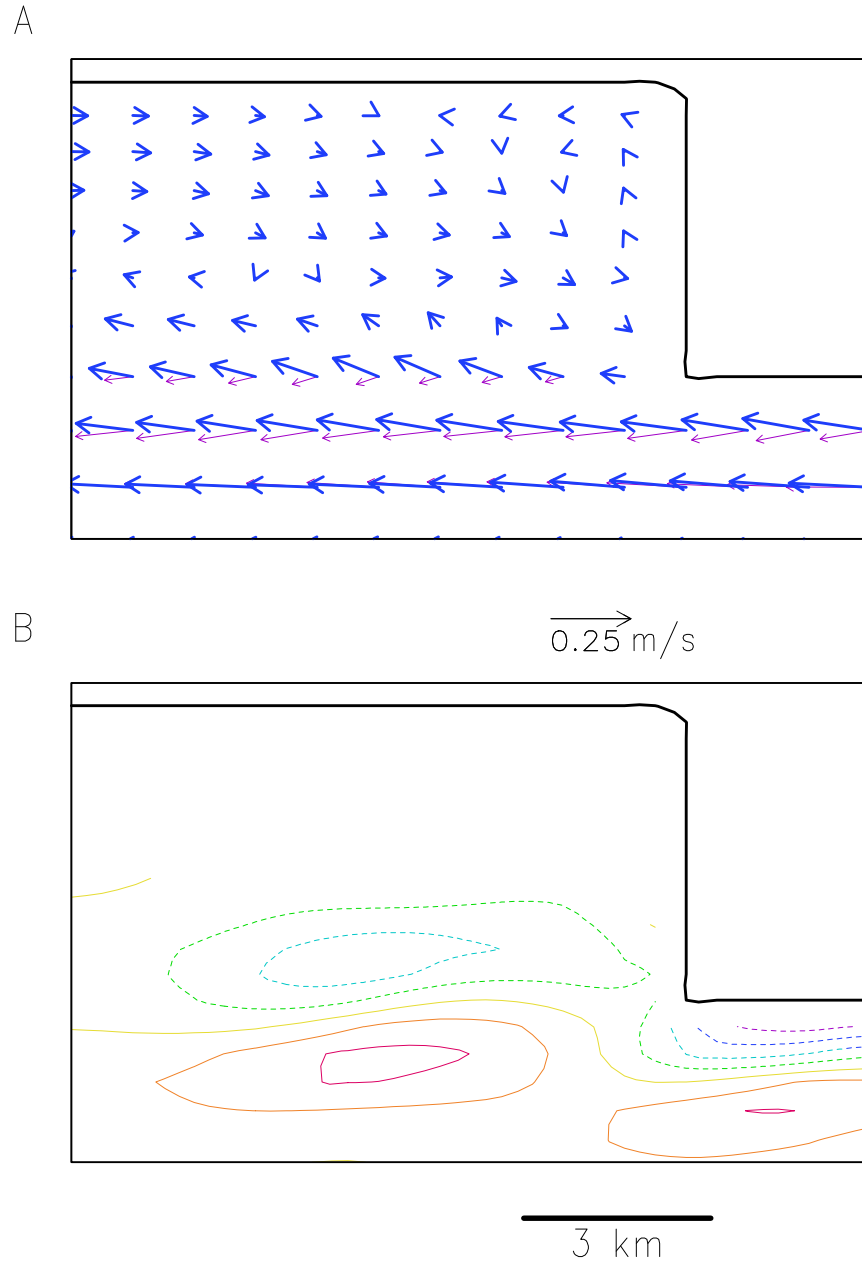


Figura 2.15: *Esperimento K_M3D ; $\tau = 5$. A) Vettori di velocità orizzontale a 1 m (in grassetto) e a 50 m di profondità. B) Isolinee della componente verticale della velocità a 25 m di profondità. Le linee continue indicano valori positivi, quelle tratteggiate valori negativi con intervalli di 0.0003 m/s.*

lontano per evitare che interferissero con il dominio di interesse attorno al capo, aggiungendo 25 maglie di griglia sia al bordo est che al bordo ovest. La dimensione totale del dominio di calcolo è risultata essere di 89×49 km.

Il parametro di Coriolis è stato fissato al valore corrispondente alla latitudine del promontorio di Portofino, $f = 1.03 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Infine per rispettare il criterio di stabilità numerica di Courant-Friedrichs-Lewy, sono stati scelti come passi di integrazione temporale $\Delta t_e = 1 \text{ s}$ per il modo esterno e $\Delta t_i = 30 \text{ s}$ per il modo interno.

2.6.2 Risultati

Considerando per i vari parametri intervalli di valori simili a quelli per la batimetria idealizzata, sono state effettuate alcune simulazioni che hanno mostrato risultati consistenti con quelli riportati nel paragrafo precedente, anche se gli esperimenti con la topografia realistica appaiono leggermente più “viscosi” di quelli con la batimetria idealizzata a parità di valore dei parametri. Questo fatto è probabilmente dovuto da un lato alla maggiore rugosità del profilo di costa realistico rispetto a quello fortemente semplificato, dall’altro alla maggiore estensione attorno al promontorio di batimetria bassa, quindi con effetto d’attrito più alto.

I risultati degli esperimenti sono stati paragonati dal punto di vista solamente qualitativo con i risultati delle misure (Figura 2.2), considerando direzioni e valori medi delle velocità misurati dai correntometri (Tabella 2.1) e valori calcolati dal modello nelle posizioni analoghe. Siccome l’implementazione del modello è davvero semplice e le misure sono sparse e non contemporanee, il confronto serve solo per verificare se il modello può riprodurre la circolazione costiera generale e le intensità.

I risultati del modello 2D mostrano che esso non è in grado di riprodurre i risultati delle misure per nessuno dei parametri considerati. Nel caso di vortice attaccato al capo, i valori della corrente di ricircolo sono sempre sottostimati rispetto ai dati di un ordine di grandezza. Nel caso di regime con vortici propagantesi, la corrente di ricircolo aumenta, ma i vortici propagano con una periodicità di pochi giorni, inducendo nella velocità sottocosta a Camogli, cioè sottoflusso al Promontorio, frequenti fluttuazioni e inversioni nella direzione che non sono osservate nelle misure di corrente, caratterizzate piuttosto da una velocità persistente.

A differenza del modello 2D, il modello 3D sembra invece in grado di riprodurre le caratteristiche del vortice osservate nelle misure per appropriati valori del coefficiente K_M . Come discusso nel paragrafo precedente nel caso di batimetria idealizzata, il modello tridimensionale, è in grado di risolvere lo strato di Ekman sul fondo e quindi il gradiente verticale di velocità, permet-

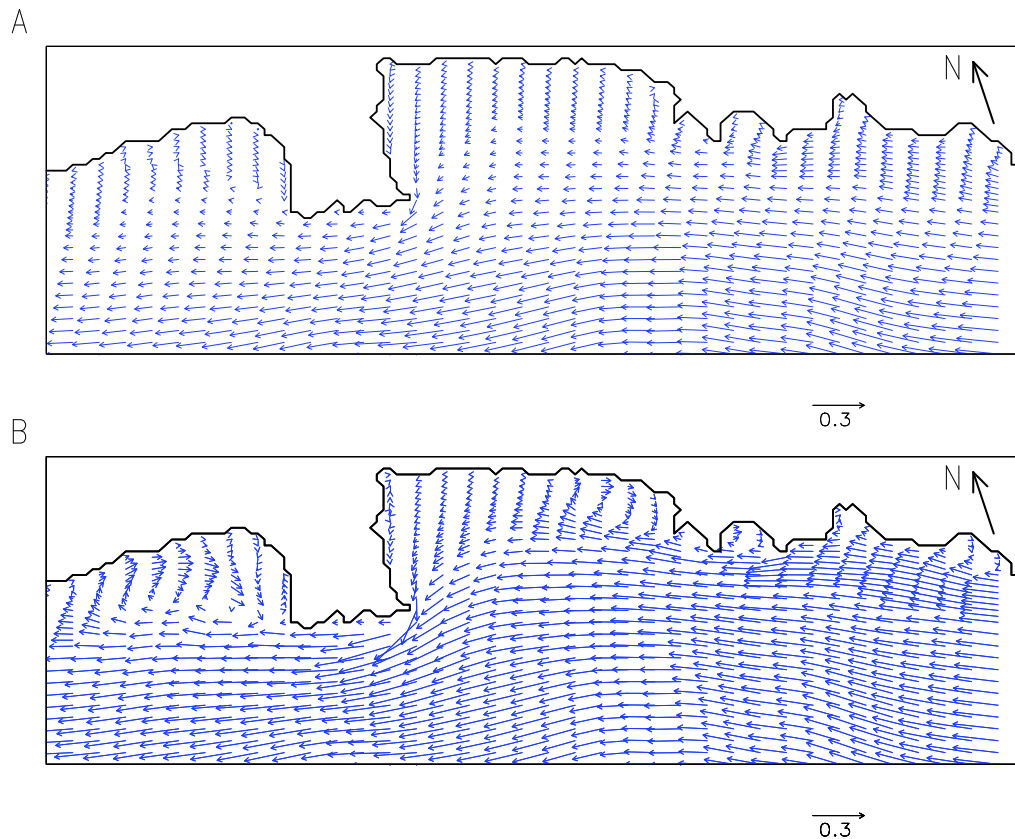


Figura 2.16: *Esperimento con batimetria realistica. Vettori di velocità mediata in verticale per A) il caso 2D; B) il caso 3D.*

tendo in tal modo la chiusura e l'intensificazione del vortice attaccato al capo. I profili di velocità e la cella di risalita e affondamento sono del tutto simili a quelli discussi per le simulazioni con batimetria idealizzata. Un confronto fra i due modelli è proposto in Figura 2.16, dove sono riportati i risultati nel caso di valori realistici per l'attrito sul fondo ($C_D=0.0025$) e corrente entrante ($U_e=25$ cm/s) e, per il modello 3D, $K_M = 10^{-3}$ m²/s, corrispondente a $Ek_v = 1.6 \times 10^{-4}$. Il modello 2D mostra una debole circolazione sottoflusso al capo (Figura 2.16A), infatti la circolazione nella posizione equivalente al correntometro di Camogli è ≈ 0.3 cm/s, cioè un ordine di grandezza più basso del valore misurato, che è in media 2.5 cm/s (Tabella 2.1).

Si può inoltre notare che la velocità calcolata dal modello è più bassa, circa di un fattore 2, di quella misurata anche sovrafflusso al capo a Sestri Levante.

Questi risultati suggerirebbero che l'attrito sul fondo sia assegnato troppo alto, ma d'altra parte, al decrescere di C_D , il vortice comincia a diventare irrealisticamente allungato rispetto ai dati, che suggeriscono $\hat{X}_c < 15$ km, e comunque l'intensità della corrente di ricircolo rimane troppo bassa. Risultati analoghi si sono attenuati anche con altre parametrizzazioni dell'attrito sul fondo [Döös *et al.* 2004]. In sintesi quindi, come già avveniva per la batimetria idealizzata il modello 2D non appare in grado di simulare il corretto meccanismo per riprodurre l'intensificazione della corrente di ricircolo.

Con il modello 3D (Figura 2.16B), invece la corrente di ricircolo sottocosta è chiaramente più intensa ed anche il distacco della corrente dal capo è più evidente. Le velocità calcolate dal modello nelle posizioni dei correntometri di Camogli e Setri levante sono rispettivamente ≈ 5 cm/s e ≈ 25 cm/s, in buon accordo dal punto di vista qualitativo con le misure. Anche l'estensione del vortice, indicata dal fatto che a Bogliasco la corrente calcolata sia nella stessa direzione e nello stesso ordine di grandezza di intensità della corrente misurata, sembra essere realistica.

2.7 Sommario e conclusioni

Lo studio di processo presentato in questo capitolo si è proposto di studiare la circolazione nelle acque costiere del Promontorio di Portofino in periodo invernale. Le informazioni sperimentali sulla circolazione sono state fornite da misure storiche sia sovraflusso che sottoflusso al capo. Sebbene le registrazioni della intensità e direzione della corrente non siano contemporanee, esse hanno permesso di disegnare uno schema generale qualitativo della circolazione. Una corrente persistente nel tempo e proveniente da sud-est, percorre la piattaforma e la scarpata seguendo il profilo della costa verso nord-ovest. Sottoflusso al capo, l'osservazione della presenza di una corrente sottocosta diretta verso sud, suggerisce l'esistenza di un vortice sottoflusso con una intensità di circa il 10% della corrente al largo ed una estensione inferiore ai 15 km.

Lo studio di processo ha dapprima riguardato una batimetria idealizzata caratterizzata da una stretta piattaforma, una ripida scarpata ed un capo di forma quadrangolare, con parametri geometrici basati sulla batimetria reale. Prescrivendo l'entrata al bordo est del dominio di una corrente stazionaria, si è studiata l'interazione con il capo. Gli esperimenti numerici sono stati effettuati sia con un modello bidimensionale, integrato cioè sulla verticale, che di un modello tridimensionale, basati sul codice POM (Princeton Ocean Model), col fine di studiare la dipendenza del sistema dai vari parametri.

I risultati ottenuti col modello 2D sono consistenti con quelli di prece-

denti studi sia numerici che sperimentali [Pattiaratchi et al. 1986; Signell e Geyer 1991; Davies et al. 1995; Denniss et al. 1995] nel caso di profili batimetrici meno ripidi. Il principale parametro di controllo sembra essere il numero di Reynolds equivalente Re_f , dato dal rapporto fra avvezione e attrito sul fondo. Per bassi valori di Re_f , quando cioè il coefficiente di attrito sul fondo è alto, ovvero il fondale è basso, il flusso tende a seguire il profilo della costa. Per valori intermedi di Re_f , si forma un vortice sottoflusso attaccato al capo, che si allunga al crescere dell'importanza della avvezione, mentre l'intensità della ricircolazione rimane bassa. Per valori di Re_f più alti di una certa soglia critica, si osserva un regime di propagazione di vortici di piccole dimensioni ed intensa ricircolazione. Questi risultati appaiono non sensibili alla variazione del numero di Rossby Ro , cioè della intensità e forma della corrente entrante.

Nel caso invece tridimensionale altri due parametri risultano importanti, cioè il numero di Burger Sb , che tiene conto dell'importanza degli effetti legati alla stratificazione, ed il numero di Ekman Ek_v , per quanto invece riguarda gli effetti del rimescolamento verticale. Due differenti casi di stratificazione sono stati considerati, omogeneo e debolmente stratificato, ed i risultati appaiono del tutto simili. La dipendenza del sistema dal numero di Ekman verticale, è stata studiata variando il valore della viscosità turbolenta verticale K_M , per un fissato valore di Re_f , realistico e corrispondente al regime di vortice attaccato al capo. Per valori di K_M assegnati in un intervallo realistico, le soluzioni del modello 3D mostrano una significativa intensificazione della ricircolazione nel vortice, rispetto alle soluzioni 2D, mentre le dimensioni del vortice rimangono praticamente le stesse. Si è inoltre osservata una maggiore dipendenza dal numero di Rossby Ro .

La principale differenza fra la dinamica 2D e quella 3D consiste nella presenza in quest'ultimo caso di uno strato di Ekman sul fondo risolto, anziché parametrizzato, che introduce una variazione verticale della corrente entrante. Sovraflusso al capo, nello strato di Ekman sul fondo la corrente è leggermente più debole nella componente lungocosta, mentre si sviluppa una componente perpendicolare a costa, che genera un trasporto netto verso il largo, cui è associato uno sprofondamento della massa d'acqua vicino a costa. Questo schema è consistente con la dissipazione di vorticità che appunto si pensa avvenire sulla piattaforma. Nella zona dove si forma il vortice, si osserva una componente della velocità in direzione perpendicolare alla costa anche negli strati superficiali. Questa corrente è diretta verso costa, cioè in direzione opposta al trasporto dovuto all'attrito sul fondo nello strato di Ekman sul fondo, ed è associata ad una risalita di acqua che avviene nel punto un cui la batimetria comincia a diventare più ripida (*shelf break*). E' questa corrente verso costa che sembra essere responsabile della intensificazione

della ricircolazione nel vortice. Una possibile spiegazione del trasporto verso costa negli strati superficiali è data dal noto fenomeno di formazione di una cosiddetta “circolazione secondaria” [e.g. *Rovzoski* 1957; *Kalkwijk e Booij* 1986] nel piano trasversale alla direzione della corrente principale, legato al compimento di una curva da parte di un flusso con profilo verticale variabile.

Questa corrente secondaria è dovuta allo sbilanciamento locale fra il gradiente di pressione locale e le accelerazioni centrifuga e di Coriolis. A differenza di quanto osservato in dati sperimentali da *Geyer* [1993], nelle nostre simulazioni l’effetto della forza di Coriolis, appare più importante rispetto a quello della forza centrifuga, dato che $Ro < 1$. Nel caso quindi di una curvatura anticiclonica, l’“eccesso” di forza di Coriolis nei livelli superficiali, più veloci, determina un trasporto superficiale verso costa che tende ad intensificare la ricircolazione mediata sulla verticale del vortice sottoflusso al capo. Questo trasporto verso costa è poi collegato ad una regione di risalita allo *shelf break*, venendosi così a creare una cella verticale. La presenza della scarpata costituisce probabilmente il confine per il fenomeno, in quanto aumentando bruscamente la profondità, il profilo verticale di velocità diventa più omogeneo [e.g. *Jacobs et al.* 1998].

Successivamente sono state effettuate simulazioni della circolazione con la batimetria realistica ed i risultati numerici sono stati confrontati qualitativamente con quelli delle misure. Per il caso 2D, il modello non sembra in grado di riprodurre quanto osservato nelle misure per nessun valore dei diversi parametri considerati. Per valori di Re_f corrispondenti al regime di vortice attaccato, la ricircolazione nel vortice calcolata dal modello è sottostimata rispetto alle misure di circa un ordine di grandezza. Nel caso di regime di vortici propagantesi, le fluttuazioni con periodicità di pochi giorni calcolate dal modello non sono presenti nei dati di corrente misurati. I risultati ottenuti invece col modello 3D, mostrano per valori realistici dei parametri considerati, un buon accordo dal punto di vista qualitativo con i risultati delle misure. Il vortice attaccato al capo, ha una ricircolazione più intensa rispetto al caso 2D, raggiungendo valori realistici e la sua estensione non supera, come suggerito dalle misure, i 15 km.

Questi risultati possono avere significative conseguenze dal punto di vista biologico ed ecologico. Essi indicano infatti la presenza di un meccanismo che, qualora vi sia un profilo di velocità variabile con la profondità, determina un trasporto superficiale verso costa sottoflusso al capo, con associati episodi di risalita, in una regione dove altrimenti si avrebbe prevalentemente sprofondamento. Il trasporto verso costa e l’intensificazione del vortice possono quindi avere influenze ecologiche mediante l’intrappolamento di particelle [e.g. *Coutis e Middleton* 1999], mentre la presenza della risalita può influenzare direttamente la produttività. Si noti che questo meccanismo è

direttamente correlato con la topografia della piattaforma e della scarpata e non può essere presente né in acque basse, dove si ha omogeneità della colonna d'acqua, né in acque profonde, dove gli effetti dello strato di Ekman sul fondo sono trascurabili [Coutis e Middleton 2002]. Allo stato attuale, la generalizzazione e la persistenza nel tempo del fenomeno non sono state ancora adeguatamente valutate. Molti sono gli effetti che potrebbero contribuire ad alterare il fenomeno, come gli effetti della stratificazione, il forzante atmosferico locale e la variabilità temporale della corrente entrante [e.g. Aiken *et al.* 2002], quindi si rendono necessari ulteriori studi sia in termini di modellistica numerica che di misure di campo.

Riassumendo, i risultati presenti permettono di distinguere alcuni aspetti dinamici specifici, fornendo utili basi per più realistiche modellizzazioni in futuro. Naturalmente la dinamica della zona è molto più complessa del semplice modello proposto e per una modellizzazione più completa sarà necessario includere altri importanti fattori come il forzante atmosferico, le variazioni temporali della corrente entrante e una stratificazione della massa d'acqua realistica. Tuttavia questo studio di processo, ha messo in evidenza alcuni aspetti rilevanti che nel fare ciò saranno da tenere in considerazione. Il profilo verticale di velocità ed il rimescolamento verticale sembrano essere elementi importanti con un impatto notevole sulla circolazione costiera ed in particolare sulle strutture di ricircolazione orizzontale. Di conseguenza questi processi devono essere correttamente modellati, anche per applicazioni limitate allo studio della circolazione integrata in verticale. Questo fatto suggerisce che per l'area del Promontorio di Portofino, e per coste con analoga complessità della topografia, un modello bidimensionale non sia appropriato. Per quanto riguarda il coefficiente di viscosità verticale, i risultati presenti suggeriscono che sia appropriato un valore di $K_M = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, almeno per quanto riguarda le condizioni invernali. E' infine importante sottolineare che per questo studio è stato usato per semplicità un coefficiente di viscosità costante in verticale, poichè ci si è concentrati in uno studio di sensibilità, dove si è studiato l'impatto di una variazione di K_M . Per applicazioni future invece si dovrà presumibilmente utilizzare una più complessa parametrizzazione del rimescolamento verticale, in grado di fornire stime di K_M in funzione dei parametri ambientali [e.g. Durski *et al.* 2004], basata sia su ulteriori studi numerici [e.g. Wijesekera *et al.* 2003] che su una migliore copertura di dati sperimentali.

Capitolo 3

La dispersione di rifiuti da maricoltura

3.1 Introduzione

La maricoltura si sta sviluppando rapidamente nell'area mediterranea e, seppur in misura minore rispetto ad altri paesi, anche in Italia [Zoccarato e Palmegiano 1994; Saroglia *et al.* 2000]. Di conseguenza, cresce l'interesse pubblico al contenimento del potenziale inquinamento da essa derivante per una corretta gestione delle acque costiere. Fra i rischi principali della maricoltura vi è l'impatto delle feci prodotte dalla grande massa di pesci allevati, che si depositano in quantità notevole su una area circoscritta del fondo marino [e.g. Wu 1995]. Anche una frazione del mangime somministrato ai pesci allevati, non mangiato da essi, si deposita sul fondo [e.g. Findlay e Watling 1994]. Oltre a costituire un ulteriore arricchimento organico, il mangime non mangiato, poichè contiene medicinali, che con il cibo vengono somministrati ai pesci allevati, veicola antibiotici ed altre sostanze farmaceutiche verso il fondo [Sørensen *et al.* 1998; Chelossi *et al.* 2003]. I rifiuti da maricoltura possono quindi determinare cambiamenti nella struttura di comunità e ridurre la biodiversità della popolazione bentonica nell'area sottostante le gabbie a mare [Tsutsumi *et al.* 1991; Wu *et al.* 1994; Vezzulli *et al.* 2002, 2003].

I modelli matematici di dispersione possono essere utili strumenti per la valutazione dell'impatto dei rifiuti prodotti dalla maricoltura e numerosi sono lavori presenti nella letteratura scientifica in proposito. Gowen *et al.* [1989] sono stati fra i primi in questo campo a sviluppare modelli di tipo analitico, che descrivessero la dispersione in un flusso costante nel tempo e nello spazio. Successivamente, Gillibrand e Turrell [1997] proposero modelli per una prima stima dei possibili effetti della maricoltura intensiva in acque costiere.

re, semplificando notevolmente l'idrografia dei fiordi scozzesi. Recentemente *Cromey et al.* [2002] hanno sviluppato un modello di tipo *particle tracking*, DEPOMOD, che è in grado di tener conto di dati idrografici misurati sperimentalmente per simulare la risospensione della materia organica depositata al di sotto delle gabbie di allevamento e fare previsioni sull'evoluzione della popolazione della fauna bentonica. Nella valutazione dell'impatto ambientale dell'acquacoltura marina sono anche stati usati dei modelli di trasporto innestati in modelli idrodinamici per la simulazione dei fenomeni di sedimentazione, risospensione e decadimento dei rifiuti organici da maricoltura [*Panchang et al.* 1997; *Dudley et al.* 2000]. Tuttavia i modelli di circolazione usati in questi studi sono in approssimazione bidimensionale perciò l'andamento con la profondità della velocità viene in questi casi necessariamente trascurato. Inoltre, molti di questi modelli non tengono conto della diversa tipologia degli inquinanti con i loro differenti tassi di deposito. Infine bisogna notare che tutti i modelli citati sono stati sviluppati per ambienti di acque fredde e dove il principale forzante della circolazione è l'escursione mareale, mentre non esistono lavori analoghi per ambienti mediterranei, dove invece la marea è generalmente trascurabile ai fini della modellizzazione dei campi di corrente e sottocosta prevalgono gli effetti del forzante atmosferico del vento.

In questo capitolo verrà presentato un modello di dispersione ottenuto dall'innesto del modello tridimensionale a particelle lagrangiane Lagrangian Assessment for Marine Pollution 3 Dimensional model [LAMP3D; *Doglioli* 2000] nel modello idrodinamico Princeton Ocean Model [POM; *Mellor* 1998]. Lo scopo del lavoro è stato la simulazione in tre dimensioni della circolazione costiera forzata dal vento e della dispersione dei rifiuti prodotti da un allevamento di pesce in gabbie a mare recentemente installato nel Golfo del Tigullio. Il modello LAMP3D è infatti in grado di fornire profili verticali di corrente a partire dai campi mediati in verticale calcolati da POM in approssimazione bidimensionale basandosi sul profilo teorico della spirale di Ekman. Inoltre LAMP3D può essere usato per simulazioni della dispersione sia di differenti tipologie di rifiuti (nutrienti disciolti, *faecal pellets* e cibo non consumato) sia per differenti condizioni di rilascio (continuo o periodico).

3.2 Descrizione della maricoltura AQUA

L'impianto di maricoltura studiato si trova al largo di Lavagna su un fondale con profondità media di circa 40 m ad una distanza dalla costa di circa 1.5 km (Figura 3.1A). In totale si contano attualmente otto gabbie di 2000 m³ ciascuna e l'area totale in concessione è di $2 \cdot 10^5$ m². Il tipo di gabbia usato è fra i più moderni: la struttura è in tubi di plastica dura riempibili

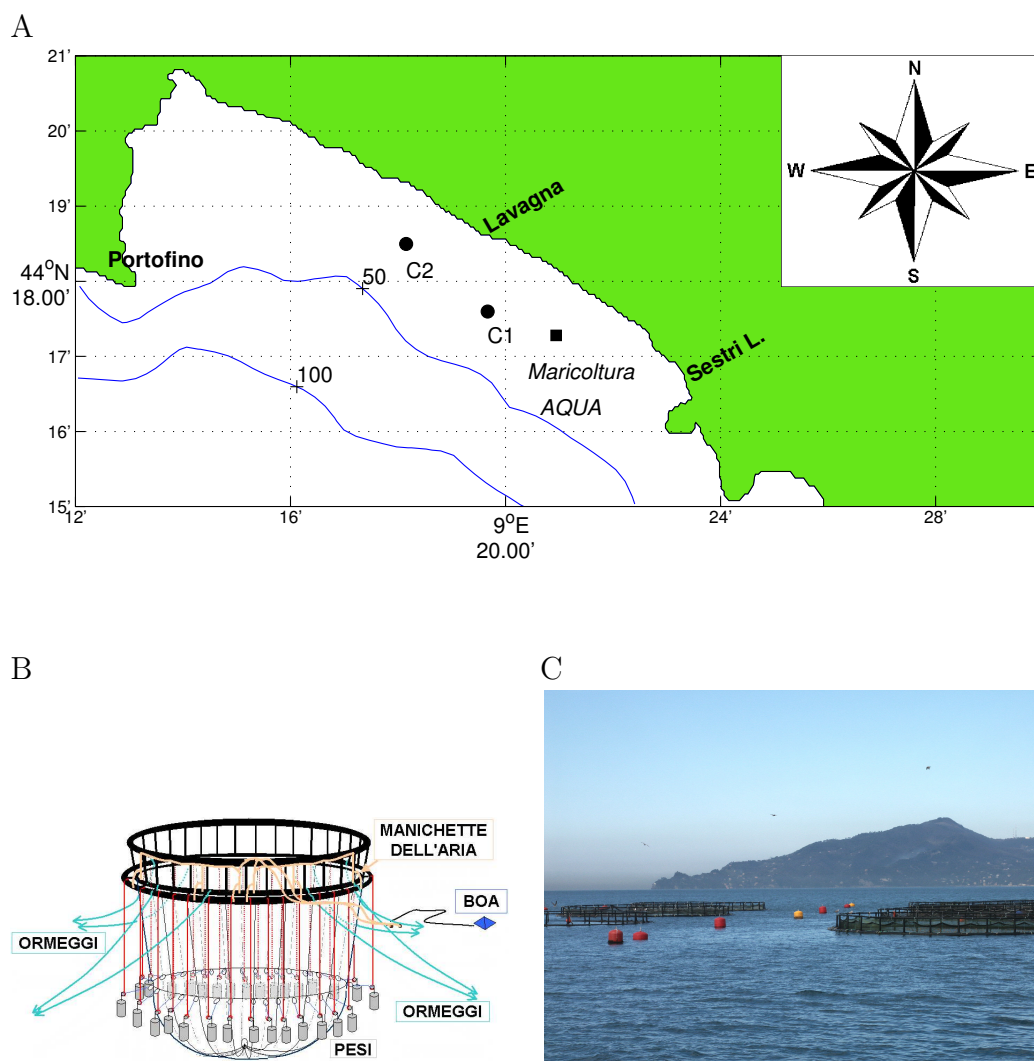


Figura 3.1: A) Posizione dell'impianto di maricoltura AQUA e dei correntometri le cui misure sono state usate per la validazione del modello. B) Struttura di una delle gabbie dell'allevamento. C) Foto dell'impianto con le gabbie in posizione di galleggiamento in superficie; sullo sfondo il Promontorio di Portofino.

attraverso apposite manichette di aria compressa o acqua (Figura 3.1B). La rete, tenuta distesa da una serie di pesi, è richiudibile sul lato superiore. Queste caratteristiche permettono in caso di mareggiate di immergere le gabbie fino a circa 10 m di profondità per evitare i frangenti e quindi di costruire allevamenti anche molto al largo, dove le acque sono più pulite e l'impatto sulla costa più limitato. Le specie allevate sono orate e branzini, la biomassa di pesce allevata è di 20 kg/m^3 ed il ciclo produttivo di circa 16 mesi con un obiettivo di produzione totale di 200 ton/anno.

L'orata (*Sparus aurata*, Fam. *Sparidae*) è una specie assai pregiata, di rapido accrescimento (in condizioni di temperatura favorevole, $18 - 26^\circ\text{C}$, può raggiungere il peso di 500-600 g nel giro di 8-10 mesi). Resiste bene a temperature anche elevate (fino a $32 - 34^\circ\text{C}$), mentre non sopporta altrettanto bene il freddo (muore se la temperatura scende al di sotto dei 5°C). Pur tollerando abbassamenti di salinità anche forti, non si adatta ad ambienti acquatici del tutto dolci. Può raggiungere i 10 kg di peso, tuttavia la sua taglia commerciale ottimale è di 350-400 grammi. E' un pesce carnivoro che si nutre preferibilmente di molluschi o di piccoli pesci. Si riproduce nei mesi invernali.

Il branzino o spigola (*Dicentrarchus labrax*, Fam. *Serranidae*) è anch'essa una specie assai pregiata, di buon accrescimento (in condizioni di temperatura favorevole, $18 - 24^\circ\text{C}$, può raggiungere il peso di 300-400 g nel giro di 14-17 mesi). Resiste bene sia a temperature anche elevate (fino a $30 - 32^\circ\text{C}$), ma in condizioni di buon ricambio idrico, sia a temperature piuttosto basse (fino a $2 - 3^\circ\text{C}$). Si adatta bene anche agli ambienti acquatici del tutto dolci. Può oltrepassare i 10 kg di peso, tuttavia la sua taglia commerciale ottimale è di 300-500 grammi. E' un pesce carnivoro che si nutre preferibilmente di altri pesci. Si riproduce in mare nei mesi invernali.

3.3 Metodo

3.3.1 Il modello avveztivo-dispersivo LAMP3D

LAMP3D è un modello a singola particella Lagrangiana [Doglioli 2000]: ad ogni passo temporale ciascuna particella si muove dalla sua posizione $\mathbf{r} = (x, y, z)$ con una velocità $\mathbf{v}(\mathbf{r}(t), t)$ che genera in un intervallo di tempo $\Delta t = t_2 - t_1$ uno spostamento, che determina la nuova posizione della particella:

$$\mathbf{r}(t_1 + \Delta t) = \mathbf{r}(t_1) + \int_{t_1}^{t_1 + \Delta t} \mathbf{v}(\mathbf{r}(t), t) dt.$$

La velocità totale $\mathbf{v}(\mathbf{r}(t), t)$ è data dal contributo delle velocità $\mathbf{U}(\mathbf{r}(t), t)$

e \mathbf{v}' [Zannetti 1990],

$$\mathbf{v} = \mathbf{U} + \mathbf{v}',$$

dove \mathbf{U} è il campo di velocità deterministico, che rappresenta il processo di trasporto dovuto al campo di flusso risolto, mentre \mathbf{v}' è una fluttuazione stocastica, relativa alla turbolenza del campo di flusso e ai vortici a piccola scala non risolti.

Nel nostro caso, le scale spaziali e di tempo dei processi dispersivi ci fanno ritenere che sia possibile adottare l'approssimazione cosiddetta di “*random walk*” [Allen 1982]:

$$\mathbf{r}_{n+1} - \mathbf{r}_n = \mathbf{U}_n \Delta t + \boldsymbol{\rho}_n.$$

Per assegnare il valore a $\boldsymbol{\rho} = (\rho_x, \rho_y, \rho_z)$ l'algoritmo di LAMP3D ricorre ad un generatore FORTRAN di numeri pseudocasuali con distribuzione di probabilità nell'intervallo $[0, 1]$ e calcola una distribuzione di densità gaussiana con media nulla e deviazione standard $\boldsymbol{\sigma} = (\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z)$ da assegnare a scelta dell'utente.

Nel caso di velocità deterministica \mathbf{U} nulla, un insieme di Q particelle rilasciate in un singolo punto $P(0, 0, 0)$ al tempo $t = 0$, avranno ad un certo tempo successivo $t = n\Delta t$ una distribuzione data da

$$C(\mathbf{r}, n) = \frac{Q}{(2\pi n\boldsymbol{\sigma}^2)^{3/2}} \left(e^{-\frac{\mathbf{r}^2}{2n\boldsymbol{\sigma}^2}} \right), \quad (3.1)$$

che è identica alla soluzione Gaussiana per una sorgente puntiforme

$$G(\mathbf{r}, t) = \frac{1}{(4\pi\kappa_q t)^{3/2}} \left(e^{-\frac{\mathbf{r}^2}{4\kappa_q t}} \right) \quad (3.2)$$

dell'equazione classica di diffusione di una generica proprietà q

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \kappa_q \partial^2 q,$$

dove κ_q è il coefficiente di diffusione, misurato in m^2/s .

Si trova quindi che il parametro $\boldsymbol{\sigma}$ da fornire al modello, con dimensioni di una lunghezza, è legato al coefficiente di diffusione dalla seguente relazione:

$$\boldsymbol{\sigma} = \sqrt{2\kappa_q \Delta t}.$$

Le misure di Bacciola *et al.* [1993] hanno suggerito di assegnare per le nostre simulazioni numeriche $\boldsymbol{\sigma} = 3.46$ m.

Sulla griglia orizzontale, LAMP3D mantiene costante il valore della deviazione standard, cioè $\sigma_{i,j} = \sigma_x = \sigma_y$. Scendendo invece in profondità, poiché si suppone che l'intensità del rimescolamento turbolento decresca, è assegnato

$$\sigma_{i,j}(z_n) = \sigma_{i,j}(0) \left(1 + \frac{z_n}{H_{i,j}} \right),$$

dove con z_n si indica la coordinata verticale della particella e con $H_{i,j}$ il valore della batimetria nella cella (i, j) .

Nelle simulazioni effettuate il numero di particelle numeriche totali è variato fra 12000 e 86400. Tale valore, si ritiene, rappresenta adeguatamente la distribuzione delle sostanze rilasciate e nello stesso tempo è un accettabile compromesso in termini di tempo di calcolo. In lavori precedenti, *Doglioli* [2000]; *Magaldi* [2002] hanno effettuato diversi test in proposito, comparando i risultati numerici ottenuti con LAMP3D non solo con soluzioni analitiche ottenute per casi semplici, ma anche con i risultati di un modello numerico di tipo Euleriano, MIKE21, commercializzato ormai da anni dal DHI [*Dansk Hydraulic Institute*, <http://www.dhisoftware.com/mike21>]. Le particelle numeriche vengono rilasciate uniformemente distribuite nella maglia di griglia numerica corrispondente alla posizione dell'allevamento ed ad una profondità di 10 m, corrispondente al fondo delle gabbie galleggianti in superficie.

Con i modelli a particelle lagrangiane, ad ogni particella possono venire assegnate specifiche proprietà. Nelle simulazioni numeriche effettuate, sono state prese in considerazione particelle conservative, degradabili e affondanti.

1. Le particelle conservative rimangono in numero costante nel dominio di calcolo, a meno che non attraversino uno dei bordi aperti o sia presente una sorgente od un pozzo.
2. Le particelle degradabili hanno un tasso di decadimento esponenziale:

$$c = c_0 \cdot 10^{-\frac{t}{T_{90}}},$$

dove T_{90} è il tempo necessario affinché si degradi il 90% della materia degradabile in un dato ambiente [e.g. *Vismara* 1992].

3. Nel caso di rifiuti affondanti, una velocità di sedimentazione

$$\mathbf{w}_{\text{sed}} = (0, 0, w_{\text{sed}})$$

viene sommata alla velocità deterministica \mathbf{U} di ciascuna particella numerica.

Il campo di concentrazione $C_{i,j,k}$ viene calcolato dall'algoritmo ad intervalli di tempo fissati dall'utente mediante il semplice conteggio del numero di particelle che si trovano a quel determinato istante in ciascuna maglia di griglia.

3.3.2 Il modello accoppiato POM2D-LAMP3D

Il campo di velocità deterministico \mathbf{U} , necessario al modello LAMP3D per il ciclo dispersivo delle particelle, è stato calcolato con il modello idrodinamico Princeton Ocean Model [POM; Mellor 1998] in approssimazione bidimensionale (POM2D). La scelta di questa approssimazione è stata dettata da un lato dalla maggiore facilità di implementazione del modello barotropico nel caso di un dominio, come visto, con tre bordi aperti, dall'altro dalla minore esigenza di risorse di calcolo richieste dal modello di circolazione semplificato e quindi destinabili ad un più accurato calcolo dispersivo lagrangiano. Questa possibilità è dovuta al fatto che il modello LAMP3D possiede un algoritmo per ricavare un campo tridimensionale di velocità.

Come visto a pagina 15, il modello POM2D risolve le equazioni dell'elvezione e del momento integrate dalla superficie al fondo, fornendo quindi in ogni punto di griglia orizzontale (i, j) , come variabile prognostica, la velocità mediata sulla verticale $\mathbf{U} \equiv (U, V)$ (2.16). Il modello LAMP3D calcola a partire da essa un campo tridimensionale di velocità $\mathbf{v}_{i,j,k}^{\text{LAMP3D}} = (u_{i,j,k}^{\text{LAMP3D}}, v_{i,j,k}^{\text{LAMP3D}}, w_{i,j,k}^{\text{LAMP3D}})$, basandosi sulla legge di conservazione della massa e su profili di velocità teorici [Doglioli 2000]. In particolare in questo studio, avendo forzato, come descritto sotto, il modello di circolazione con il vento locale, si è utilizzato un profilo di velocità ottenuto a partire dal modello della spirale di Ekman prodotta dal vento che soffia sulla superficie marina. Anche se i dettagli predetti dal modello teorico sono stati raramente misurati, tuttavia gli effetti del trasporto integrale dovuto al profilo di velocità della spirale di Ekman sono stati osservati sia in mare aperto che in zone costiere [Mattioli 1995, pag.389]. Quindi, usando il campo orizzontale di velocità mediata in verticale calcolato dal modello POM2D, la velocità orizzontale $\mathbf{v}_{i,j,k}^{\text{LAMP3D}} = (u_{i,j,k}^{\text{LAMP3D}}, v_{i,j,k}^{\text{LAMP3D}})$ ad una data profondità $k\Delta z$ viene calcolata con la formula

$$\mathbf{v}_{i,j,k}^{\text{LAMP3D}} = \mathbf{U}_{i,j} \kappa H_{i,j} \frac{e^{\kappa(H+k)} - e^{-\kappa(H+k)}}{\left(e^{\frac{\kappa H}{2}} - e^{-\frac{\kappa H}{2}}\right)^2}, \quad (3.3)$$

dove

$$\kappa = (1 + i) \frac{\pi}{\left(\frac{\delta_E}{\Delta Z}\right)}$$

è una funzione complessa (i indica l'unità immaginaria) della profondità di Ekman δ_E . La componente verticale della velocità viene poi calcolata imponendo la conservazione della massa in ciascuna maglia di griglia:

$$w_{i,j,k}^{\text{LAMP3D}} = w_{i,j,k+1}^{\text{LAMP3D}} + \Delta Z \left(\text{Re} \left\{ \frac{\mathbf{U}_{i+1,j,k} - \mathbf{U}_{i-1,j,k}}{2\Delta X} \right\} + \text{Im} \left\{ \frac{\mathbf{U}_{i,j+1,k} - \mathbf{U}_{i,j-1,k}}{2\Delta Y} \right\} \right).$$

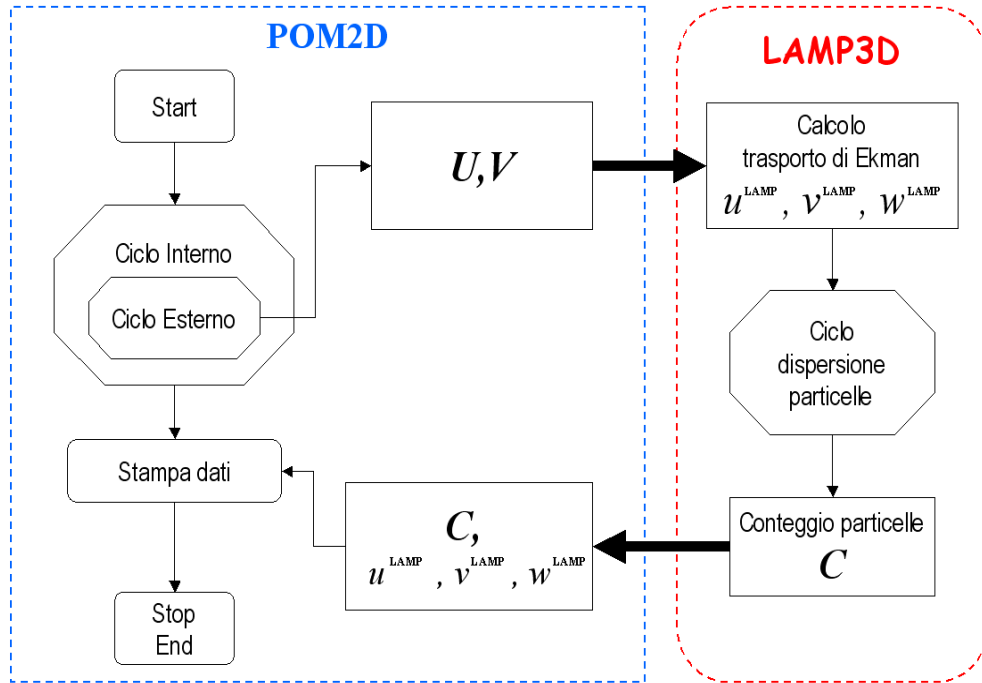


Figura 3.2: Diagramma di flusso del modello accoppiato POM2D-LAMP3D. U, V sono le componenti della velocità mediata in verticale calcolata dal modello idrodinamico; $u^{LAMP3D}, v^{LAMP3D}, w^{LAMP3D}$ sono le componenti del campo tridimensionale di velocità calcolato sulla base del profilo della spirale di Ekman; C è il numero di particelle per maglia di griglia.

La velocità deterministica viene infine assegnata a ciascuna particella numerica all'interno di una maglia di griglia mediante una interpolazione dei valori di $\mathbf{v}_{i,j,k}^{LAMP3D}$ negli otto nodi di griglia circostanti la particella stessa [Doglioli 2000].

La Figura 3.2 riassume mediante un diagramma di flusso l'interazione fra i due modelli POM2D (idrodinamico) e LAMP3D (avvettivo-dispersivo).

3.4 Implementazione del modello

3.4.1 Impostazioni per l'idrodinamica

Batimetria

A partire da due carte nautiche dell'Istituto Idrografico della Marina Militare, successivamente digitalizzate, si è predisposta una mappa batimetrica ruotata, con programmi *ad hoc*, di 12 gradi in senso antiorario rispetto al nord geografico affinché il flusso principale della corrente risultasse parallelo alla costa. La risoluzione orizzontale in direzione parallela alla costa è 400 m, mentre è 200 m in direzione perpendicolare. Oltre la batimetria dei 200 m di profondità, si è provveduto a sostituire i dati mancanti interpolando linearmente fino a raggiungere al bordo meridionale del dominio la profondità di 310 m. Ai bordi est ed ovest del dominio sono state aggiunte due aree di 15 maglie di griglia con profilo batimetrico perpendicolare alla costa costante per ridurre la possibilità che si creino ai bordi instabilità numeriche.

Condizioni ai bordi aperti

Il dominio di calcolo presenta tre bordi aperti, essendo il bordo settentrionale il solo chiuso dalla linea di costa. Al bordo meridionale è stata assegnata una condizione di elevazione nulla, mentre ai bordi est e ovest, al fine di permettere alle onde di gravità di uscire dal dominio di calcolo, si è usata la condizione di radiazione sull'elevazione della superficie libera del fluido:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} \pm \sqrt{gH} \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 .$$

Anche questo insieme di condizioni ai bordi aperti è stato testato seguendo gli esperimenti numerici di *Chapman* [1985] e *Palma e Matano* [1998, 2000]. In particolare, sono stati condotti esperimenti di confronto fra soluzioni analitiche e soluzioni numeriche per casi semplici. Ad esempio in Figura 3.3 è mostrato il buon accordo trovato fra la soluzione analitica e soluzione numerica per il cosiddetto “*wind setup*” [Csanady 1982, eq.(2.3), pag.25-26], dovuto ad un vento che soffia verso costa in direzione perpendicolare ad essa su un canale con approssimativamente le stesse dimensioni del dominio di calcolo, sia nel caso di batimetria uniforme $H = 500$ m, sia nel caso di batimetria variabile in direzione perpendicolare a costa secondo il profilo batimetrico mostrato in Figura 2.3B.

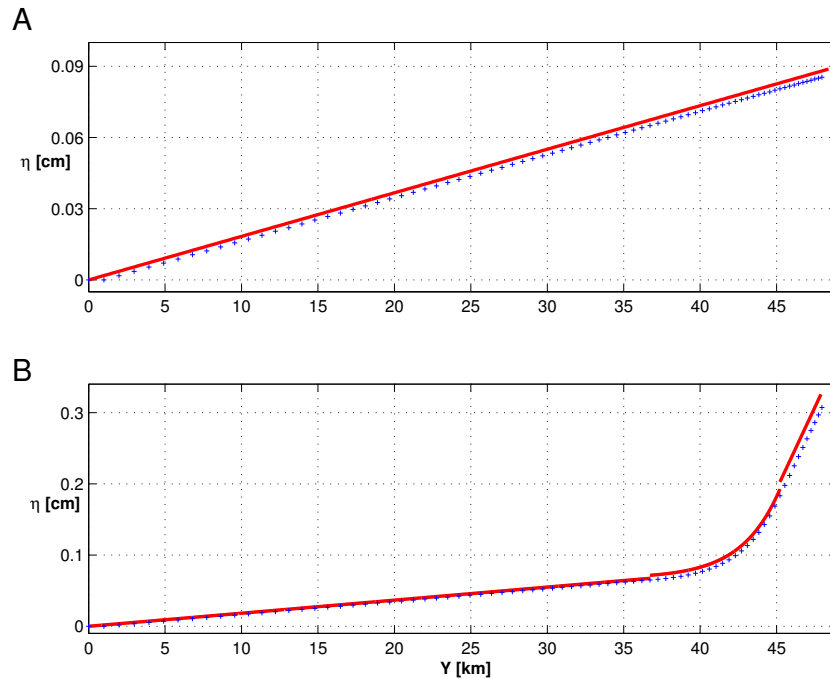


Figura 3.3: *Wind setup*. Profilo perpendicolare a costa della elevazione della superficie libera dovuto ad un vento che soffia verso costa in direzione perpendicolare ad essa. Soluzioni analitiche (linea continua) e numeriche (punti) per batimetria A) costante, B) variabile in direzione perpendicolare a costa (Figura 2.3B).

Valutazione del forzante

Come forzante principale per il modello idrodinamico è stato scelto il vento, che sottocosta ha un ruolo importante nella dispersione e nel trasporto. Al fine di simulare le tipiche correnti indotte dal vento sottocosta era importante individuare la direzione e l'intensità tipiche del vento nell'area di studio. Il lavoro di Ravasco [2000] fornisce un semplice metodo per il trattamento statistico dei dati di vento misurati dall'Aviazione Italiana tra il 1963 ed il 1996 all'aeroporto 'Cristoforo Colombo' di Genova. Questi sono i dati di vento misurati più in prossimità dell'allevamento disponibili e costituiscono una delle serie più lunghe misurate in Liguria. Si ritiene pertanto che costituiscano una affidabile conoscenza dei venti che spirano nel Golfo di Genova. L'analisi effettuata mostra chiaramente la presenza di tre caratteristiche direzioni del vento nei settori di nord-est (*NE*), sud-est (*SE*) e sud-sud-ovest (*SSW*), con direzione centrale 50° , 150° , 210° rispettivamente. Il canale

Durata (giorni)	Direzione (gradi)	Intensità (m/s)
$t_0 < t \leq 6$	50° (i.e. <i>NE</i>)	7
$6 < t \leq 6.5$	<i>Calma</i>	–
$6.5 < t \leq 9.5$	150° (i.e. <i>SE</i>)	3
$9.5 < t \leq 10$	<i>Calma</i>	–
$10 < t \leq 12$	210° (i.e. <i>SSW</i>)	10

Tabella 3.1: *Direzione, intensità e durata del vento nella simulazione di 12 giorni.*

NE rappresenta il vento più frequente rispetto agli altri due canali di provenienza del vento durante tutto l'anno, ma soprattutto durante l'inverno. La frequenza relativa del vento negli altri due canali aumenta nel periodo estivo.

Poiché il modello POM richiede come condizione in superficie il valore in ogni nodo di griglia dello sforzo del vento sulla superficie marina $\boldsymbol{\tau}^{\text{Wind}}$ [Mellor 1998, pag.13], esso è stato calcolato a partire dai dati di vento osservato a 10 m sul livello del mare $\boldsymbol{v}_{10} = (u_{10}, v_{10})$ utilizzando la seguente formula [Mattioli 1995, pag.107]:

$$\boldsymbol{\tau}^{\text{Wind}} = \frac{\rho_{\text{air}}}{\rho_{\text{water}}} C_w \boldsymbol{v}_{10} \sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2},$$

dove C_w è un opportuno coefficiente d'attrito adimensionale.

Tre simulazioni iniziali sono state effettuate con condizione iniziale di moto nullo e vento proveniente dalle tre diverse direzioni con intensità pari alla media di ciascun canale. Queste simulazioni hanno fornito informazioni sul campo di moto e di elevazione dovuto a ciascuno dei tre tipi di vento. In particolare, il caso di vento proveniente da *NE* con intensità costante per 10 giorni pari a 7 m/s, ha fornito informazioni sulla circolazione costiera nel tipico caso invernale. Infine è stata effettuata una simulazione di 12 giorni con vento variabile in intensità e direzione secondo quella che può considerarsi una tipica sequenza locale [Corazza, M., ARPAL-CMIRL, comunicazione personale; Tabella 3.1].

In Tabella 3.2 vengono riassunti tutti i valori assegnati ai parametri di *input* per il modello accoppiato.

Dominio fisico (km)	46x16
Risoluzione orizzontale (m)	400x200
Risoluzione verticale (m)	10
Passo temporale modello idrodinamico (s)	1
Coefficiente di Smagorinsky C	0.1
Coefficiente filtro di Asselin	0.05
Profondità di Ekman δ_E (m)	150
Coefficiente di attrito del vento C_w	0.001
Deviazione standard orizzontale σ (m)	3.46
Passo temporale modello avveztivo-dispersivo (s)	60
Numero di particelle numeriche	86400

Tabella 3.2: Valori assegnati ai parametri di input per le simulazioni con il modello accoppiato POM2D-LAMP3D.

3.4.2 Impostazioni per la dispersione

Origine e natura dei rifiuti da maricoltura

La quantità di rifiuti prodotti e rilasciati nell'ambiente è strettamente correlata al sistema di allevamento adottato. I rifiuti in acquacoltura, infatti, derivano principalmente dall'alimentazione cui sono sottoposti gli organismi allevati. Come schematizzato in Figura 3.4, il mangime distribuito sotto forma di bocconi (*pellets*), viene solo in parte ingerito. La frazione di polveri e bocconi non ingeriti (*FW feed waste*) va direttamente a disperdersi nell'acqua e ad accumularsi nel sedimento. Le proteine, i lipidi ed i carboidrati, ottenuti con la digestione e l'assimilazione del mangime ingerito, forniscono ai pesci energia e nutrienti per il metabolismo, la crescita e la riproduzione. Il resto del cibo ingerito ma non assimilato viene escreto nelle feci come rifiuto solido (*SW, solid waste*), mentre i cataboliti (ammonio, urea, fosfati, ecc...) sono escreti come rifiuto disciolto nell'acqua (*DW, dissolved waste*). Il totale dei rifiuti (*TW, total waste*) associato all'alimentazione è quindi composto dalla somma dei rifiuti solidi fecali, dei rifiuti disciolti e del cibo non ingerito:

$$TW = SW + DW + FW .$$

La perdita di cibo dipende da diversi fattori, incluso il comportamneto alimentare dello stock ittico, la stabilità del cibo nell'acqua, il metodo di distribuzione. In passato il mangime era prodotto mediante pressione delle materie prime finemente macinate. Poiché tale tipo di mangime si dissolve velocemente in acqua, deve essere distribuito in grandi quantità, di cui buona parte non viene mangiato dai pesci, provocando così un consistente

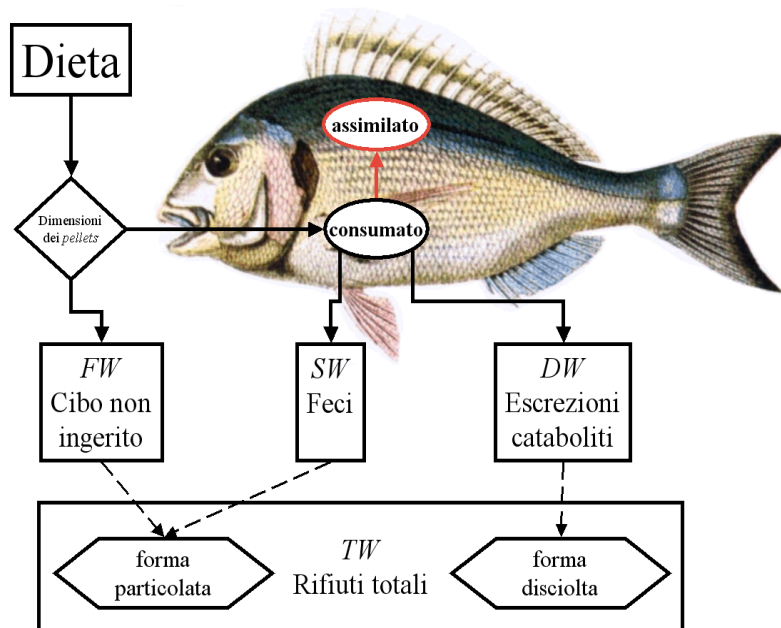


Figura 3.4: Schema della origine e della natura dei rifiuti da maricoltura.

impatto ambientale. Metodi più moderni di preparazione del mangime sono basati sulla estrusione e cottura delle materie prime, per ottenere *pellet* molto più stabili in acqua, dal maggiore apporto energetico e con una determinata galleggibilità. Questa tecnica di preparazione del cibo, affiancata da una opportuna metodologia di distribuzione, permette di ridurre significativamente il quantitativo di mangime distribuito e l'impatto ambientale. Il tipo di mangime fornito condiziona naturalmente anche la composizione e la natura fisica dei rifiuti di origine fecale, che dipenderanno dai componenti della dieta e dalla digeribilità del mangime.

Nella maricoltura AQUA di Lavagna i pesci vengono allevati mediante somministrazione di *dry pellet* ad alto contenuto energetico del tipo ECO-MAR prodotto dalla VERONESI VERONA s.p.a [Cò, R., AQUA s.r.l, *comunicazione personale*]. Questo mangime è composto principalmente da proteine (44.5% del peso), lipidi (23%) e carboidrati (15%). La frazione rimanente consiste in ceneri (10%), fosforo (1.35%) e fibre (1%).

Nelle simulazioni sono stati considerati l'azoto, il fosforo ed il carbonio organico contenuti nelle feci, nel cibo non mangiato e nei prodotti dell'escrezione. Azoto e fosforo in forma solubile hanno, in bacini chiusi o protetti, il potenziale di causare ipernutrizione, spesso seguita da eutrofizzazione del

corpo d'acqua. In forma particolata, azoto, fosforo e carbonio organico si depositano sul fondo comportando un arricchimento organico dell'ecosistema bentonico con incremento dei fabbisogni di ossigeno da parte del sedimento e, a seconda delle condizioni di apporto di ossigeno, la possibile formazione di composti anossici.

Concentrazioni di azoto e fosforo nelle feci e nelle escrezioni

La quantità di azoto (o di fosforo) rilasciata nell'ambiente da un impianto, n_{rel} (kg/anno), è la differenza fra la quantità fornita con il cibo, n_{supplied} , e la quantità invece usata effettivamente dai pesci per la propria crescita, n_{used} , [Ackefors e Enell 1990; Wallin e Håkanson 1991]:

$$\begin{aligned} n_{\text{rel}} &= n_{\text{supplied}} - n_{\text{used}} = \\ &= P * F_c * Cdn - P * Cfn = P * (F_c * Cdn - Cfn) , \end{aligned} \quad (3.4)$$

dove:

P = produzione annua di pesce (kg peso umido/anno),

F_c = fattore di conversione del mangime,

Cdn = concentrazione del nutriente nel mangime (% del peso umido),

Cfn = concentrazione del nutriente nel pesce (% del peso umido).

Nelle simulazioni è stato assunto $P = 200000$ kg/year, che rappresenta la produzione a regime della maricoltura oggetto dello studio, e $F_c = 1.3$ kg di mangime per kg di pesce prodotto, poiché il mangime utilizzato è del tipo più moderno.

In generale, la concentrazione di azoto nel cibo (CdN) può variare fra il 6% ed il 7.3%, mentre quella del fosforo (CdP) si mantiene fra l'1% e l'1.5% [Wallin e Håkanson 1991; Lupatsch e Kissil 1998; National Pollutant Inventory 2001]. Nelle simulazioni si è assunto $CdN = 6.6\%$, mentre per quanto riguarda il fosforo si è usato il valore fornito dal produttore del mangime, $CdP = 1.35\%$.

In letteratura molti articoli riportano i risultati di misure sperimentali sulla concentrazione di nutrienti nel corpo dei pesci. Secondo Wallin e Håkanson [1991], le percentuali medie di azoto e fosforo nella trota iridea (*Oncorhynchus mykiss*) sono rispettivamente $CfN = 2.66\%$ e $CfP = 0.48\%$. Valori simili sono stati misurati, per quanto riguarda l'azoto, da Enell [1995] $CfN \simeq 3\%$ e, per il fosforo, da Lall [1991] $CfP = 0.4\% - 0.5\%$. Poiché nell'orata *Sparus aurata* la ritenzione del fosforo sembrerebbe essere più elevata che nelle altre specie di pesci, la concentrazione di questo elemento potrebbe essere maggiore e, secondo Lupatsch e Kissil [1998], sarebbe $CfP = 0.72\%$. Tuttavia, nelle simulazioni si è assunto, anche per ipotizzare il massimo impatto ra-

gionevolmente possibile, che le concentrazioni degli elementi nei pesci fossero $CfN = 3\%$ e $CfP = 0.4\%$.

Dell'azoto e del fosforo rilasciati nell'ambiente parte sarà in forma particolata e parte in forma disciolta. *Ackefors e Enell* [1990] hanno trovato che il 78% dell'azoto viene rilasciato in forma disciolta, mentre il restante 22% è in forma particolata, mentre, per il fosforo, 21% è disciolto ed il 79% è particolato. Nel caso dell'orata, *Lupatsch e Kissil* [1998] hanno trovato stesse percentuali per quanto riguarda l'azoto (disciolto 78%, particolato 22%), mentre percentuali leggermente differenti per il fosforo: disciolto 27%, particolato 73%. Anche in questo caso, la variazione dei valori può essere dovuto alla maggiore ritenzione di fosforo nell'orata. *Lupatsch e Kissil* [1998] hanno anche studiato la solubilità delle feci durante la caduta verso il fondo. Tenendo conto di questo fenomeno, hanno quindi stimato che la percentuale di nutriente che effettivamente si deposita al di sotto delle gabbie di allevamento sia il 13% per l'azoto e il 62% per il fosforo. Nelle simulazioni svolte sono stati adottati i valori di *Ackefors e Enell* [1990].

Una stima della separazione in frazione disciolta e frazione particolata, sarebbe tuttavia importante anche ai fini di una corretta assegnazione nelle simulazioni della velocità di caduta della frazione sedimentabile. Le velocità di sedimentazione delle feci dei pesci allevati in gabbie a mare, sono state studiate da vari autori. Nel loro semplice modello dispersivo, *Gowen et al.* [1989] assegnano alla velocità di sedimentazione il valore 4 cm/s. *Panchang et al.* [1997] hanno effettuato osservazioni in mare, ottenendo un valore medio della velocità di sedimentazione pari a 3.2 cm/s, con circa il 70% delle misure comprese fra i valori di 2 e 4 cm/s. *Chen et al.* [1999b] hanno invece condotto misure in laboratorio sulle feci di salmone Atlantico, ottenendo differenze significative legate soprattutto alla salinità, piuttosto che alle dimensioni delle feci. Fra i loro risultati si ha 5.4 cm/s per la velocità di sedimentazione in acqua con salinità vicine a quelle del Mediterraneo (33 psu) di feci con dimensioni ragionevolmente attribuibili a quelle di orata e branzino (lunghezza media $< 5\text{ mm}$). Purtroppo in letteratura non esistono al momento dati riguardanti orata e branzino in Mediterraneo, cosicché, tenendo conto della piccola taglia dei pesci allevati a Lavagna e della elevata salinità del Mediterraneo, nelle simulazioni la velocità di sedimentazione attribuita alle particelle numeriche è stata $2 \leq w_{\text{sed}} \leq 4\text{ cm/s}$.

Concentrazioni di azoto e fosforo nel cibo non ingerito

La percentuale di mangime che non viene ingerito dai pesci e quindi affonda depositandosi sul fondo può variare fra l'1% ed il 40%. Nel caso di mo-

derni impianti di piscicoltura, *Findlay e Watling* [1994] raccomandano per applicazioni modellistiche il valore di 5%.

La velocità di sedimentazione dei *pellet* non ingeriti differisce dalle feci. *Gowen et al.* [1989] usano nel loro modello una velocità di 12 cm/s. *Findlay e Watling* [1994] forniscono una serie di dati riguardanti diversi tipi e taglie di *pellets* di mangime in commercializzato in Nord America, valutando in 5.5 cm/s la velocità di sedimentazione per i *dry pellets* di 3 mm di lunghezza e in 15.5 cm/s la velocità di quelli da 10 mm di lunghezza. *Elberizon e Kelly* [1998] invece si sono occupati del mangime per salmonidi di acque dolci e hanno misurato velocità fra i 5 cm/s ai 12 cm/s per *pellets* di 2 mm e 8 mm di lunghezza, rispettivamente. Valori simili sono stati ottenuti da *Chen et al.* [1999a], che hanno studiato le caratteristiche fisiche del mangime commerciale per il salmone Atlantico, trovando che la salinità e la temperatura dell'acqua di mare giocano un ruolo importante sulla sedimentazione del mangime non ingerito. Ancora, la letteratura non riporta dati riguardanti branzino ed orata in Mediterraneo. Il mangime distribuito nelle gabbie di Lavagna a seconda della taglia del pesce ha dimensioni che variano fra i 4-4.5 mm (ECOMAR 4) ed i 6.8-7.7 (ECOMAR 7). Le misure di temperatura superficiale [*Astraldi e Manzella* 1983; *Astraldi e Gasparini* 1986a; *Stazione Oceanografica CNR* 1980, 1981, 1983, 1984a,b] mostrano un andamento stagionale con valori medi che all'incirca decrescono dai 22 °C in estate ai 14 °C in inverno. *Astraldi e Manzella* [1983] riportano che non si registrano differenze significative nel campo di salinità nell'area, fatta eccezione per alcune intrusioni di acqua dolce provenienti dalle foci dei fiumi. Assumendo come salinità media il valore di 37 psu, nelle simulazioni la velocità di sedimentazione è stata assegnata fra i 6 ed i 12 cm/s.

Concentrazioni di carbonio nelle feci e nel cibo non ingerito

Il contenuto di carbonio organico nelle feci e nel mangime può variare molto. *Findlay e Watling* [1994] hanno proposto che la percentuale di carbonio organico sia il 45% nel cibo ed il 28% nelle feci. Per quanto riguarda poi la produzione fecale, *Dudley et al.* [2000] hanno assunto nel proprio lavoro modellistico il valore di 1.9 g di feci prodotte per kg di pesce. Considerando allora che nel caso della maricoltura di Lavagna, come detto, la produzione di pesce sia di 200 ton/anno, si ottiene che le feci prodotte siano 380 kg/anno.

Sulla base di tutte le assunzioni sopra riportate, i pesi attribuiti alle particelle numeriche per le simulazioni con il modello avveztivo-dispersivo sono riportate in Tabella 3.3.

	<i>FW</i>	<i>SW</i>	<i>DW</i>
	5% mangime distribuito rilascio periodico $0.06 \leq w_{\text{sed}} \leq 0.12$ m/s	bilancio di massa rilascio continuo $0.02 \leq w_{\text{sed}} \leq 0.04$ m/s	bilancio di massa rilascio continuo $w_{\text{sed}} = 0$. m/s
N	6.6% 2.35 g/particella	22% 0.93 g/particella	78% 3.32 g/particella
P	1.35% 0.48 g/particella	79% 0.81 g/particella	21% 0.22 g/particella
C	45% 16 g/particella	28% 0.04 g/particella	-

Tabella 3.3: *Riassunto schematico delle principali assunzioni su percentuali e modalità di rilascio dei nutrienti contenuti nel mangime non mangiato (FW), nelle feci (SW) e nel materiale disciolto (DW). Per ciascuno dei tre nutrienti considerati (azoto N, fosforo P e carbonio organico C) vengono inoltre riportati i conseguenti pesi delle particelle numeriche.*

Biodegradazione e ruolo della fauna selvatica

La letteratura sui tassi di decomposizione del materiale particolato che si deposita sul fondo nell'area delle gabbie a mare è ancora scarsa. *Avnimelech et al.* [1995] hanno valutato le costanti cinetiche del primo ordine per la degradazione del carbonio e dell'azoto organici. Più recentemente, un modello empirico sulla degradazione dei solidi organici dovuti alla maricoltura è stato proposto da *van Rijn e Nussinovitch* [1997]. Poiché il valore del parametro T_{90} più breve trovato da questi autori è circa 2 mesi, un tempo quindi molto più lungo del periodo simulato, le particelle numeriche sono state considerate conservative.

Un'altra possibile causa di rimozione dall'ambiente del materiale particolato che precipita dalle gabbie verso il fondo è la numerosa fauna selvatica che si avvicina agli allevamenti sia per il cosiddetto "effetto relitto" sia perché qui trova appunto cibo. Tuttavia in letteratura non si trovano stime di quale percentuale di cibo non ingerito e di feci prodotte dai pesci allevati sia riutilizzata dagli animali selvatici, prima di raggiungere il fondo. Si è allora deciso di assegnare alle particelle numeriche una probabilità di raggiungere il fondo del 100%.

3.5 Risultati e discussione

3.5.1 Circolazione costiera forzata dal vento

I venti provenienti da *NE* e *SE* generano una corrente in direzione da est verso ovest che segue la costa finché non raggiunge il Promontorio di Portofino, dove, come descritto nel capitolo 2, avviene separazione del flusso e la formazione di un vortice sottoflusso (Figura 3.5A,B). Quando invece soffia il vento da *SSW* si osserva l'intensificazione della corrente sottocosta dovuto ad un maggiore accumulo di acqua contro la costa e la presenza di un vortice anche sovraflusso (Figura 3.5C).

Questi risultati numerici, ottenuti forzando il modello con il vento, mostrano, in accordo con quelli descritti al paragrafo 2.6 nel caso di corrente costiera come forzante, che il trasporto generale è diretto verso ovest, situazione tipica per l'area di studio [Astraldi e Manzella 1983]. Per quanto riguarda l'intensità, al largo il modello 2D sottostima di circa un fattore 2 la corrente misurata sulla batimetria dei 100 m al largo di Sestri Levante (si veda in proposito anche il paragrafo 2.6.2). Sottocosta invece, dove l'importanza del forzante atmosferico è maggiore, si ottiene un buon accordo con le misure storiche correntometriche, effettuate in prossimità della attuale posizione dell'impianto (Figura 3.1, Tabella 3.5).

Sotto le gabbie il profilo della corrente calcolato dal modello è praticamente lineare per tutti i tipi di vento (Figura 3.6). Si nota tuttavia una differenza nel tasso di decremento con la profondità della velocità che dipende dalla intensità e dalla direzione del vento. Le maggiori intensità nella corrente superficiale si registrano con il vento da *SSW*.

3.5.2 Dispersione e sedimentazione

Per la stima della dispersione e sedimentazione dei rifiuti da maricoltura sono state effettuate simulazioni numeriche per tre differenti scenari:

- il rilascio “continuo” (5 ad ogni minuto simulato) di particelle con velocità di sedimentazione nulla per valutare l'impatto dei nutrienti disciolti;
- il rilascio “continuo” (5 ad ogni minuto simulato) di particelle con velocità di sedimentazione $0.02 \leq w_{\text{sed}} \leq 0.04$ m/s per valutare l'impatto del materiale fecale;
- il rilascio “periodico” (500 ogni 12 ore simulate) di particelle con velocità di sedimentazione $0.06 \leq w_{\text{sed}} \leq 0.12$ m/s per valutare l'impatto del cibo non ingerito dai pesci d'allevamento.

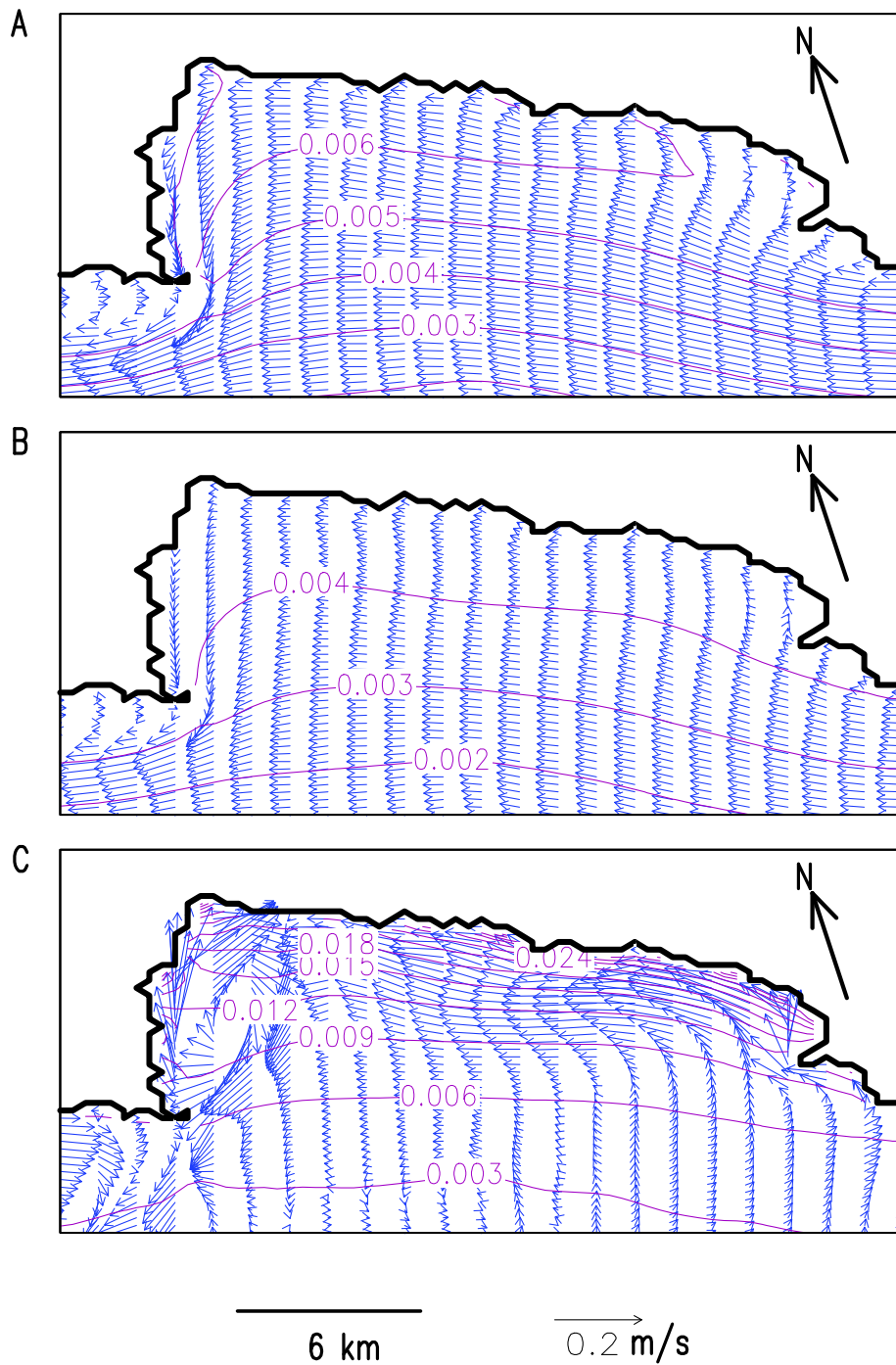


Figura 3.5: Velocità mediata in verticale (vettori [m/s]) e elevazione (isolinee [m]) calcolati dal modello con vento da A) NE, B) SE e C) SSW.

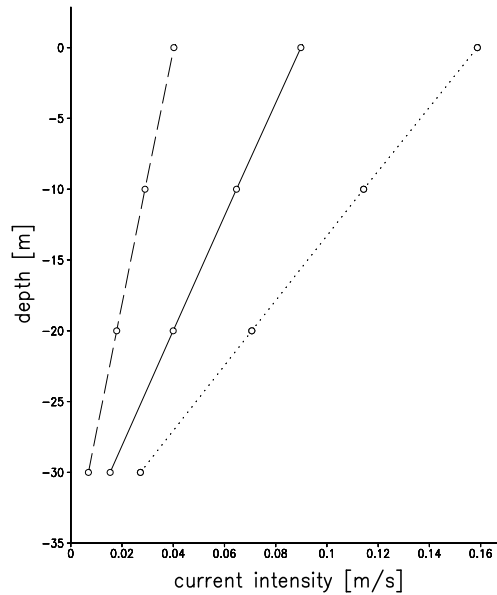


Figura 3.6: *Profili verticali della corrente al di sotto della maricoltura calcolati dal modello con vento da NE (linea continua), SE (linea tratteggiata) and SSW wind (linea punteggiata).*

Sebbene, sia ormai noto che l'impatto principale degli allevamenti in gabbie a mare investe soprattutto il comparto sedimentario [Karakassis *et al.* 2000], le simulazioni per i nutrienti disciolti sono comunque state effettuate per completezza e per la verifica più completa della metodologia basata sul modello numerico LAMP3D.

Materiale disciolto

I nutrienti rilasciati dalle gabbie sono dapprima trasportati dalla corrente parallela alla costa generata dal vento di grecale (*NE*) e seguono la costa fino a raggiungere il Promontorio di Portofino (Figura 3.7A), dove, per la presenza di forti correnti, sono portati al largo. Il disciolto, non può infatti disperdersi verso ovest del Promontorio a causa della separazione fra la corrente ed il vortice sottoflusso. Quando il vento cambia direzione e comincia a soffiare da *SE*, la corrente rallenta per la minore intensità del vento e la concentrazione sottocosta aumenta leggermente. Lo scenario cambia velocemente allo spirare del vento di libeccio (*SSW*), durante il quale si formano dei vortici che intrappolano i nutrienti. Le concentrazioni più alte calcolate

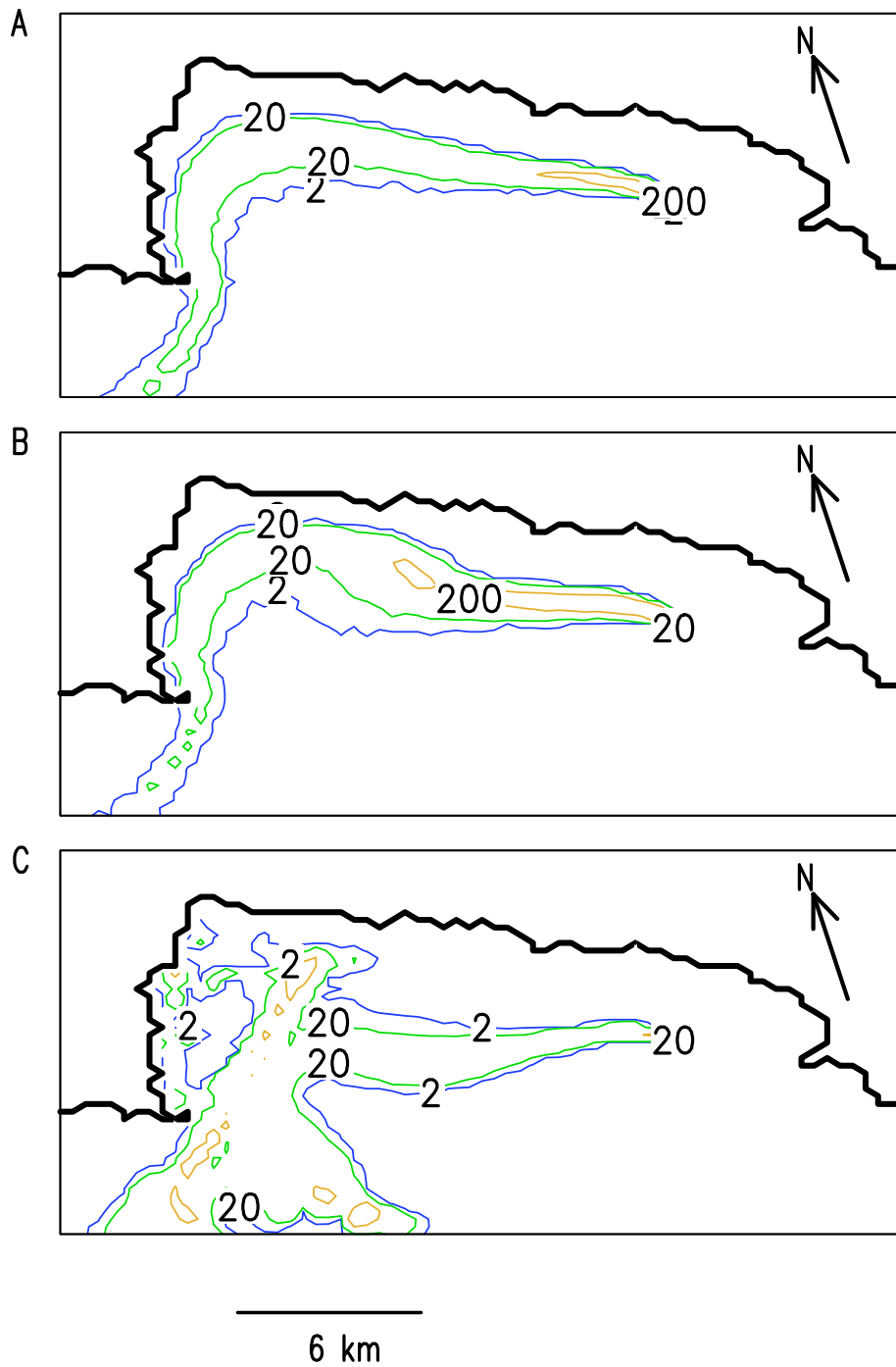


Figura 3.7: Isolinee di concentrazione per il materiale disciolto calcolate dal modello con vento da A) NE, B) SE e C) SSW. I risultati sono espressi in numero di particelle per griglia: 200 corrisponde quindi a $0.83 \mu\text{gN/l}$ e a $0.06 \mu\text{gP/l}$.

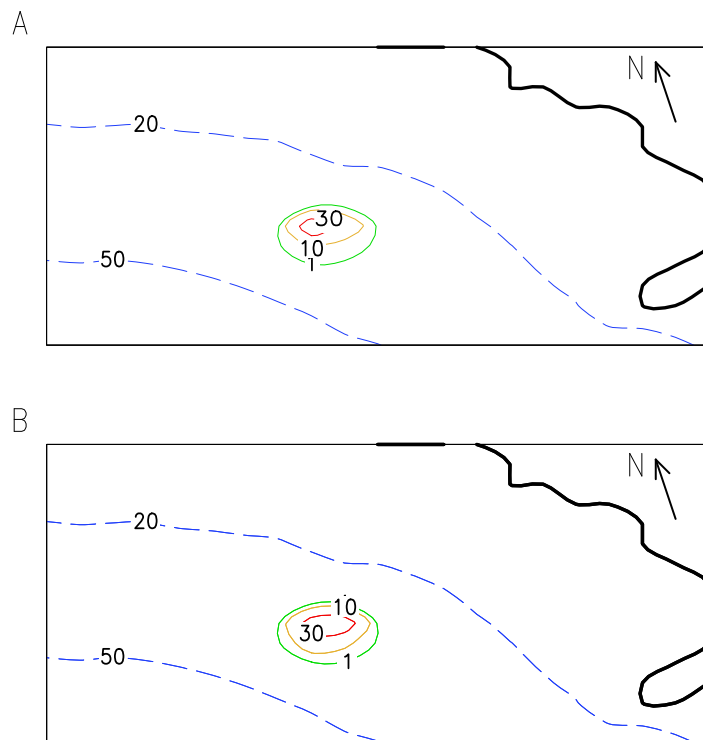


Figura 3.8: Isolinee di concentrazione per il materiale particolato calcolate dal modello al termine della simulazione di 12 giorni riportate sulla mappa batimetrica (linee tratteggiate con valori in m) dell'area dell'allevamento. I risultati sono espressi in numero di particelle per griglia: A) materiale fecale con $w_{\text{sed}}=0.04$ m/s, 10 particelle corrispondono a 0.12 gN/m², 0.10 gP/m² e 0.005 gC/m²; B) mangime non ingerito con $w_{\text{sed}}=0.12$ m/s, 10 particelle corrispondono a 0.03 gN/m², 0.006 gP/m² e 0.2 gC/m².

dal modello eccedono raramente i 4 $\mu\text{g}/\text{l}$ per quanto riguarda l'azoto disciolto e i 1 $\mu\text{g}/\text{l}$ per il fosforo disciolto.

Materiale particolato

I risultati delle simulazioni per il particolato non mostrano dipendenza dalle diverse tipologie di rilascio o dalle diverse intensità della velocità di sedimentazione ed il materiale rimane sempre comunque nelle vicinanze dell'impianto (Figura 3.8). La velocità di sedimentazione infatti risulta sempre dello stesso ordine di grandezza della velocità della corrente locale. Nel caso delle feci, che hanno velocità di sedimentazione minore e quindi risentono leggermente

di più del trasporto della corrente, la forma delle isolinee di concentrazione risulta maggiormente a goccia (Figura 3.8A) che nel caso del mangime non consumato (Figura 3.8B).

Per meglio interpretare questi risultati è necessario tener conto della eventuale risospensione del materiale depositato sul fondo. Attualmente, si dibatte su quale sia il valore di corrente al fondo che rappresenti la soglia oltre la quale avvenga risospensione. *Dudley et al.* [2000] hanno condotto una serie di esperimenti sul campo per migliorare la parametrizzazione della erodibilità dei sedimenti dovuti ad impianti di maricoltura nel loro modello AWATS e ritengono che il valore critico al quale comincia ad avvenire risospensione del materiale sedimentato si collochi fra i 0.33 e i 0.66 m/s. Diversamente *Cromey et al.* [1998] dalle misure effettuate per la validazione del modello DEPOMOD, hanno ottenuto valori assai più bassi ed utilizzato come valore soglia 0.095 m/s. Questi valori si riferiscono comunque a misure effettuate in ambienti (coste del Maine e della Scozia, rispettivamente) con condizioni idrodinamiche assai diverse da quelle della Liguria. In Mediterraneo, *Palanques et al.* [2002] hanno recentemente misurato le correnti in prossimità del fondo, la torbidità ed il moto ondoso sulla piattaforma continentale al largo della foce dell'Ebro (Spagna). In questo ambiente caratterizzato da escursioni minime di marea, come la Liguria, avviene risospensione a 12 metri di profondità a causa del moto ondoso circa nel 30% delle misure, mentre la risospensione dovuta alle correnti è registrata solo sporadicamente. Scendendo poi a 60 metri di profondità, le onde possono risospingere solo i fanghi coesivi e solo in occasione delle più forti tempeste, mentre non si registra mai risospensione legata alle correnti. La conclusione degli autori è che l'ambiente mediterraneo della piattaforma differisce sostanzialmente dagli ambienti caratterizzati da forti correnti e onde con lungo periodo. Il modello LAMP3D calcola alla profondità di 30 m una velocità comunque minore di 0.04 m/s per ogni diversa intensità e direzione del vento (Figura 3.6). Poiché questo valore risulta essere comunque minore del più basso valore soglia proposto in letteratura per il particolato derivante dalle maricoltura [Cromey et al. 1998], nelle simulazioni effettuate la risospensione non è stata presa in considerazione. In queste condizioni, il computo totale delle particelle che si accumulano nel periodo simulato sul fondo non supera mai le 50000 e le 5000 particelle per maglia di griglia rispettivamente per le feci e per il cibo non mangiato. Da tali valori si evincono i tassi di accumulo riportati in Tabella 3.4.

Per valutare l'impatto ambientale dell'allevamento è inoltre necessario verificare se l'arricchimento organico del fondale sottostante ad esso superi o

	<i>FW</i>	<i>SW</i>
N	0.012	0.049
P	0.003	0.042
C	0.083	0.002

Tabella 3.4: Valori massimi dei tassi di accumulo giornalieri ($\text{g}/\text{m}^2/\text{day}$) calcolati dal modello per azoto *N*, fosforo *P* e carbonio organico *C*, veicolati dal mangime non mangiato (*FW*) e dalle feci (*SW*).

meno la capacità assimilativa dell'ambiente. L'ossidazione aerobica massima stimata teoricamente per un ambiente con una corrente con minima intensità mediata su 2 ore di $0.04 \text{ cm}/\text{s}$ è vicino ai $17 \text{ gC}/\text{m}^2/\text{giorno}$ [Findlay e Watling 1994]. Secondo Cromey et al. [1998], che si sono basati sui valori forniti dal *Marine Ecosystem Research Laboratory*, tassi di accumulo minori di $36 \text{ gC}/\text{m}^2/\text{anno}$ hanno un impatto leggero, tassi invece compresi tra 36 e $365 \text{ gC}/\text{m}^2/\text{anno}$ provocano un arricchimento della comunità del sedimento ed infine tassi superiori a $584 \text{ gC}/\text{m}^2/\text{anno}$ provocano condizioni di degradazione. Nelle simulazioni effettuate il massimo carico organico calcolato per il carbonio organico dal modello è di $0.085 \text{ gC}/\text{m}^2/\text{giorno}$, che, ipotizzando che non ci siano significative variazioni stagionali, risulta essere poco minore del valore di $36 \text{ gC}/\text{m}^2/\text{anno}$ sopra riportato.

In conclusione quindi le concentrazioni predette dal modello risultano per l'area di studio basse sia nella colonna d'acqua che nel comparto sedimentario e non eccedono la soglia di rischio ambientale.

3.6 Validazione del modello

3.6.1 Correntometria

Le correnti calcolate dal modello sono state confrontate con dati di correntometria provenienti dal *database* SIAM [<http://estaxp.santateresa.enea.it/www/siams/prov102.html>]. Il correntometro C1, posizionato sulla batimetrica dei 40 m, a circa 2 km dalla maricoltura (Figura 3.1), ha misurato intensità e direzione della corrente a 22 m di profondità per poco più di un anno, dal febbraio 1993 al marzo 1994. Il correntometro C2, posizionato sulla batimetrica dei 40 m, a circa 3 km dalle gabbie (Figura 3.1), ha effettuato la stessa misura nel periodo da agosto a ottobre 1997. Ai dati fornitici è stata applicata l'analisi già descritta in §2.2. Le medie stagionali ottenute dai dati del

Osservazioni [m/s]					
	Inverno media (std)	Primavera media (std)	Estate media (std)	Autunno media (std)	Annuale media (std)
C1	0.066 (0.057)	0.075 (0.065)	0.063 (0.052)	0.070 (0.052)	0.069 (0.057)
C2	- -	- -	0.080 (0.052)	- -	- -

Modello [m/s]				
	<i>NE</i> media	<i>SE</i> media	<i>SSW</i> media	12 giorni media
C1	0.072	0.028	0.081	0.062
C2	0.096	0.036	0.088	0.074

Tabella 3.5: Confronto fra misure di corrente e risultati numerici nelle posizioni dei due correntometri riportate in Figura 3.1.

correntometro C1 sono molto vicine al valore ottenuto forzando il modello con il vento da *NE*, che è il vento più frequente nell'area (Tabella 3.5). Anche i dati calcolati dal modello nel caso di vento da *SE* e *SSW* rientrano nell'intervallo di deviazione standard dei valori medi stagionali del correntometro C1, anche se nel caso del vento da *SE*, l'intensità sembra essere sottostimata. La media sul periodo di 12 giorni simulato con il vento variabile è in accordo con le media invernale ed estiva, ma anche con quella annuale. Anche il fatto che il correntometro C2, probabilmente perché si trova più al centro del golfo, registri una media stagionale più alta del correntometro C1, trova riscontro nei dati numerici, che per la posizione C2 sono sempre più alti. Infine per quanto riguarda la direzione della corrente calcolata dal modello, non solo si ritrova il trasporto prevalentemente in direzione da est a ovest lungo la costa osservato nelle misure, ma anche si è ottenuto col vento da *SSW* un esempio dei brevi periodi di inversione della corrente registrati nella serie temporale più lunga.

3.6.2 Misure di nutrienti

Nell'autorizzazione concessa dall'Ufficio VIA della Regione Liguria, viene richiesto ai responsabili della maricoltura di farsi carico di un monitoraggio dell'acqua e del sedimento con frequenza stagionale. I dati a questo sco-

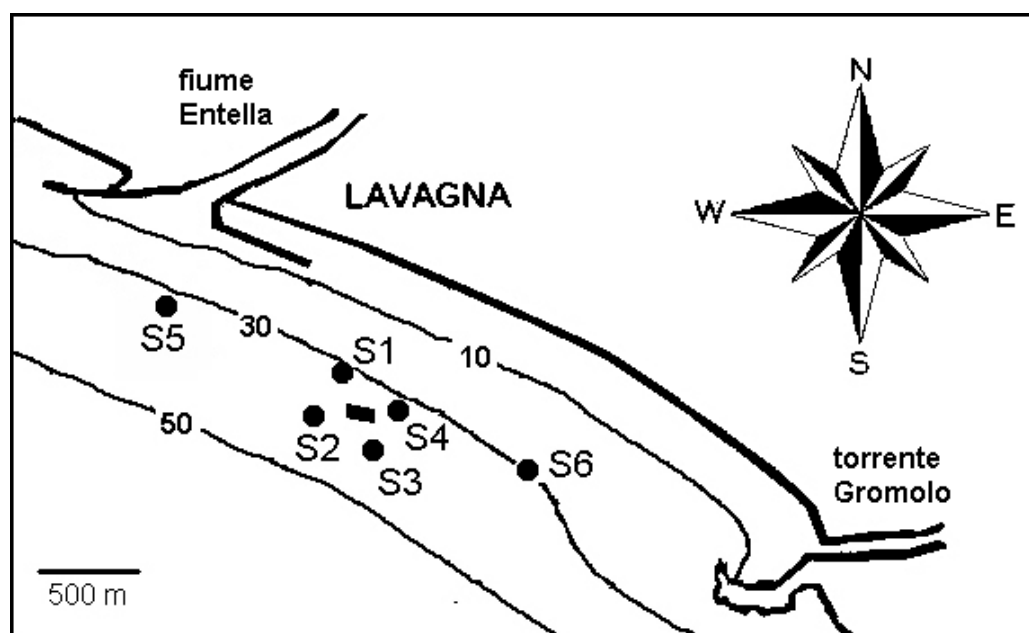


Figura 3.9: Posizioni delle stazioni di campionamento (cerchi) per il monitoraggio dell'acqua e del sedimento attorno all'impianto a gabbie a mare (rettangolo).

po raccolti fra il luglio 2000 ed il settembre 2003 nelle sei stazioni indicate in Figura 3.9 sono stati usati per un confronto con i risultati modellistici. Le acque sono state campionate dieci volte sia alla superficie che al fondo con bottiglie Niskin e successivamente analizzate allo spettrofotometro per quanto riguarda nitrati (limite di deteazione = $0.7 \mu\text{mol/l}$) e fosfati (limite di deteazione = $0.2 \mu\text{mol/l}$). Il sedimento invece è stato campionato tre volte usando una benna del tipo Van Veen e successivamente analizzato per quanto riguarda azoto totale e fosforo totale.

Dai risultati delle analisi sull'acqua, si osserva che in molte stazioni le concentrazioni dei nutrienti nella colonna d'acqua sono sotto al limite di deteazione dello strumento. Questo fatto non è in contrasto con quanto predetto dal modello, che indica concentrazioni molto basse sia per l'azoto disciolto ($\leq 0.083 \mu\text{N/l}$) che per il fosforo disciolto. Concentrazioni occasionalmente molto più alte registrate nella stazione S5 e S6 sono probabilmente dovute al trasporto di nutrienti terrigeni da parte del fiume Entella e del torrente Gromolo (Figura 3.9) durante periodi di intense precipitazioni. Allo stato attuale il modello sviluppato non tiene in considerazione l'apporto di nutrienti dai corsi d'acqua, per cui questo tipo di eventi non può essere osservato

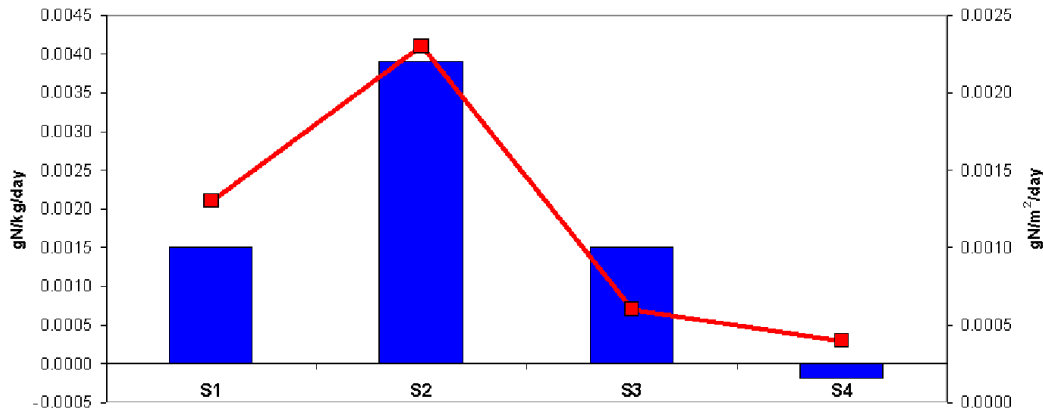


Figura 3.10: Tassi giornalieri di accumulo di azoto nel sedimento nelle posizioni delle quattro stazioni attorno all'allevamento. Gli istogrammi rappresentano i dati estrapolati dalle misure (g/kg/day), mentre la linea tratteggiata indica i risultati numerici dell'apporto totale dovuto sia alle feci che al cibo non mangiato (g/m²/day).

nei risultati modellistici. Si può invece aggiungere che le basse concentrazioni registrate nei campioni di acqua raccolti sul fondo, confermano che la risospensione sia attualmente trascurabile.

Dalle analisi sui campioni di sedimento, si osservano le concentrazioni più alte nella stazione S2 e quelle più basse nella stazione S4. Questo fatto conferma il trasporto verso ovest del particolato suggerito dal modello, come si può osservare dai flussi giornalieri calcolati dal modello in buon accordo nella distribuzione spaziale con quelli estrapolati dai dati ambientali (Figura 3.10). Più difficile sarebbe invece confrontare i valori assoluti, poiché i dati di campo sono espressi in g/kg di sedimento, mentre quelli modellistici sono calcolati come g/m². Per esprimere i risultati modellistici in termini di g/kg sarebbero necessarie assunzioni sulla densità del sedimento e sulla tecnica di campionamento tali da privare di significato il confronto. Inoltre solo con dettagliate informazioni sugli apporti di mangime e sulla crescita dei pesci in tutto il periodo di attività della maricoltura, purtroppo non disponibili, si potrebbero assegnare pesi davvero realistici alle particelle numeriche.

Per questi motivi un corretto sviluppo della calibrazione e validazione del modello necessiterà di una più accurata campagna di monitoraggio e di una più stretta collaborazione con i responsabili dell'impianto.

3.7 Conclusioni

I modelli di dispersione per la maricoltura sono in grado di fornire stime quantitative del possibile impatto ambientale delle attività di allevamento, costituendo così un utile strumento per scopi di regolazione e mitigazione degli impatti [Silvert e Sowles 1996; Henderson et al. 2001]. La predizione della dispersione e deposizione dei rifiuti della maricoltura è una delle questioni chiave per la modellizzazione degli effetti ambientali degli allevamenti in gabbie a mare, in particolare nell'area Mediterranea dove si assiste ormai da qualche anno ad un rapido sviluppo del settore [Zoccarato e Palmegiano 1994; Henderson et al. 2001]. Sebbene un certo numero di modelli siano stati sviluppati per le acque fredde [Ross et al. 1993b; Gowen et al. 1989; Ross et al. 1993a, 1994; Gillibrand e Turrell 1997; Panchang et al. 1997; Cromey et al. 1998; Dudley et al. 2000], mancano invece modelli dedicati per il Mediterraneo.

Nel lavoro presentato, un modello a particelle Lagrangiane LAMP3D è stato accoppiato con il modello idrodinamico POM, fornendo quindi uno strumento con grandi potenzialità per lo studio della dispersione dei rifiuti da maricoltura. Invece di porre ipotesi semplificatrici, come in precedenti lavori [e.g. Gowen et al. 1989; Gillibrand e Turrell 1997], la circolazione costiera forzata dal vento è stata simulata in dettaglio nel Golfo del Tigullio con esperimenti numerici validati da osservazioni sperimentali, fornendo quindi al modello di dispersione informazioni dettagliate sulle correnti nell'area dell'allevamento. Il modello LAMP3D è inoltre in grado di fornire profili verticali della corrente, introducendo in tal modo anche la dinamica verticale nel calcolo dispersivo. L'adozione dello schema numerico a particelle lagrangiane permette di tener conto delle diverse tipologie di possibili inquinanti (azoto, fosforo, carbonio organico).

L'applicazione al caso della maricoltura AQUA, un impianto a gabbie a mare, recentemente installato nelle acque del Golfo del Tigullio, ha permesso di verificare le potenzialità del metodo e dello strumento nello studio di un caso reale. I risultati numerici, validati dalle prime misure disponibili per il caso in esame, hanno confermato come l'impatto del materiale disciolto sia trascurabile, a maggior ragione in acque oligotrofiche quale quelle del Mar Ligure. Per quanto riguarda il materiale particolato, la distribuzione spaziale calcolata dal modello mostra un confinamento degli elementi in un'area ristretta del fondale sotto alle gabbie e i tassi di deposizione non eccedono i valori soglia per il rischio ambientale.

Capitolo 4

Conclusioni e prospettive

In un'area di grande pregio ambientale quale sono le acque del Promontorio di Portofino lo studio della circolazione e dei fenomeni di trasporto e dispersione ad essa legati riveste una grande importanza. Essi infatti possono costituire una base di conoscenza per una corretta gestione delle attività antropiche nell'area e per la risoluzione dei conflitti quali quelli sorti dopo l'istituzione dell'Area Marina Protetta o dalla messa in opera dell'impianto di maricoltura di Lavagna.

La particolare conformazione della topografia della costa emersa e sommersa della Liguria di Levante è stata lo spunto per uno studio del fenomeno della formazione dei vortici sottoflusso ad un capo. A partire dalle conoscenze storiche sulla circolazione nell'area e dalla riuscita implementazione di un modello numerico, si è studiata la sensibilità del fenomeno dai principali parametri idrodinamici in casi semplificati. In tal modo si sono messe in evidenza l'importanza, in condizioni di topografia ripida, della modellizzazione della dinamica verticale della circolazione, in cui lo strato di Ekman sul fondo venga esplicitamente risolto, anziché parametrizzato. Le successive simulazioni della circolazione con la batimetria realistica hanno fornito campi di corrente numerici che sono in buon accordo dal punto di vista qualitativo con le informazioni ottenute dalle misure correntometriche.

I risultati di questo studio possono avere significative conseguenze dal punto di vista biologico ed ecologico. Innanzitutto ribadiscono la presenza di separazione del flusso costiero dovuta alla presenza del Promontorio di Portofino. La conseguente formazione di un vortice che rimane attaccato sottoflusso al capo con estensione limitata e corrente di ricircolo relativamente intensa, caratterizza la circolazione nel Golfo del Paradiso, cioè sottoflusso al Promontorio. La dispersione ed il trasporto di nutrienti, sedimenti ed eventuali inquinanti ne risulta sicuramente influenzata e ci si aspettano fenomeni

locali di intrappolamento di particelle nell'area sottoflusso. Il meccanismo della cosiddetta "circolazione secondaria", che spiega le principali caratteristiche del vortice, determina un trasporto superficiale verso costa sottoflusso al capo ed associati episodi di risalita, che, in una regione dove altrimenti si avrebbe prevalentemente sprofondamento, può influenzare direttamente la produttività.

Dal punto di vista modellistico si sono poste le basi per lo sviluppo di un modello futuro più realistico. Innanzitutto, data la complessità della scelta delle corrette condizioni ai bordi aperti per i modelli numerici di circolazione [e.g. *Chapman* 1985; *Palma e Matano* 1998, 2000], le configurazioni adottate per il modello numerico dell'area di studio fornisce utili informazioni sulle possibili scelte delle condizioni ai bordi adatte alla particolare situazione idrodinamica e topografica locale. I risultati che si ottengono dai modelli numerici sono spesso molto sensibili alle scelte sulla parametrizzazione [e.g. *Pérenne et al.* 2001]. Da questo punto di vista, si è messo in evidenza che il profilo verticale di velocità ed il rimescolamento verticale sembrano essere elementi importanti con un impatto notevole sulla modellizzazione della circolazione costiera ed in particolare sulle strutture di ricircolazione orizzontale. Di conseguenza un modello bidimensionale non sembra essere appropriato per l'area del Promontorio di Portofino, e per coste con analoga complessità della topografia. Infine per quanto riguarda il coefficiente di viscosità verticale, i risultati ottenuti suggeriscono un valore appropriato, almeno per quanto riguarda le condizioni invernali. Tenendo presente che la dinamica della zona è naturalmente molto più complessa del semplice modello proposto, a partire dai risultati ottenuti si potrà sviluppare una modellizzazione più completa, includendo altri importanti fattori come il forzante atmosferico, le variazioni temporali della corrente entrante ed una stratificazione della massa d'acqua più realistica.

La costruzione della maricoltura di Lavagna, ponendo il problema della valutazione dell'impatto dell'allevamento in gabbie a mare e la necessità di uno sviluppo sostenibile di tale attività in acque costiere di pregio, quali quelle della costa ligure, ha messo in evidenza la mancanza in Italia di strumenti modellistici in grado di fornire stime quantitative della dispersione dei rifiuti da maricoltura. Un certo numero di modelli sono stati sviluppati per le acque fredde [*Ross et al.* 1993b; *Gowen et al.* 1989; *Ross et al.* 1993a, 1994; *Gillibrand e Turrell* 1997; *Panchang et al.* 1997; *Cromey et al.* 1998; *Dudley et al.* 2000], dimostrando la loro utilità a scopi previsionali per la regolazione e la mitigazione degli impatti. Ha cercato di sopperire, almeno in parte, a tale mancanza il lavoro di sviluppo di un modello a particelle

Lagrangiane (LAMP3D), innestato nel modello idrodinamico POM. La circolazione costiera forzata dal vento è stata simulata in dettaglio nel Golfo del Tigullio con esperimenti numerici validati da osservazioni sperimentali, fornendo quindi al modello di dispersione informazioni dettagliate sulle correnti nell'area dell'allevamento. Il modello LAMP3D è inoltre in grado di fornire profili verticali della corrente, introducendo in tal modo anche la dinamica verticale nel calcolo dispersivo. L'adozione dello schema numerico a particelle Lagrangiane permette di tener conto delle diverse tipologie di possibili inquinanti (azoto, fosforo, carbonio organico). L'applicazione al caso della maricoltura AQUA ha permesso di verificare le potenzialità del metodo e dello strumento nello studio di un caso reale. I risultati numerici, validati dalle prime misure disponibili per il caso in esame, hanno confermato come l'impatto del materiale disciolto sia trascurabile, a maggior ragione in acque oligotrofiche quale quelle del Mar Ligure. Per quanto riguarda il materiale particolato, la distribuzione spaziale calcolata dal modello, in accordo con i dati di campo, mostra un confinamento degli elementi in un'area ristretta del fondale sotto alle gabbie, ed i tassi di deposizione calcolati non eccedono i valori soglia per il rischio ambientale.

La costruzione di tale modello apre ora nuove possibilità di sviluppo dello strumento e del metodo. In particolare, si potrà implementare la dinamica risospensiva e, soprattutto, la biodegradazione del materiale depositato sul fondo delle gabbie, al fine di migliorare le capacità predittive, anche su scale temporali maggiori di quelle adottate in questo studio. Il ruolo della fauna selvatica è un altro interessante argomento nella valutazione dell'impatto degli impianti a gabbie a mare e necessita di approfondimenti al fine di evitare le drastiche semplificazioni che si sono dovute applicare al modello attuale. Un'estensione delle applicazioni del modello ad altre aree, che preveda sia una stretta collaborazione con gli allevatori per conoscere valori realistici dei parametri di ingresso sia accurate campagne di monitoraggio per la calibrazione e la validazione, contribuirà ad una maggiore affidabilità ed efficienza del modello.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare Annalisa Griffa e Marcello G. Magaldi per la collaborazione, i consigli, le discussioni e la passione contagiosa, che sono stati per me un preziosissimo aiuto per questo lavoro di tesi.

Un ringraziamento particolare va a Roberto Festa, che nonostante mi avesse già sopportato durante la tesi di laurea, mi ha proposto poi di continuare a lavorare con lui e, insieme a Sergio Tucci, sono stati i referenti del mio lavoro di ricerca. Un grazie al mio tutore per la scuola di dottorato, Mauro Fabiano.

A Domenico Costantini va il mio ringraziamento per avermi spronato a cogliere questa occasione, parlandomi della ricerca come del più bel mestiere al mondo, con un entusiasmo che spero di conservare sempre anch'io. Desidero ringraziare di tutto cuore per la fiducia, il sostegno e l'interesse che ho sempre sentito attorno a me, tutta la mia famiglia, in particolare i miei genitori, mio fratello Giacomo e Chiara, il nonno Michele e la nonna Lucia, con la sua assistenza "spirituale", la mutti Nati, Lalla, Mario e Riccardo. Alla mia insostituibile Heide dedico questo mio lavoro.

Un ringraziamento all'INFM (Istituto Nazionale Fisica della Materia), ed in particolare a Corrado Ratto, per aver sostenuto un membro scienziato ambientale!

Un grazie a tutti i membri, presenti e passati, del Gruppo di Fisica dell'Atmosfera e dell'Oceano del Dipartimento di Fisica di Genova: a Andrea Mazzino per i consigli, a Anita, per la gentilezza, a Matteo, Marta "di Milano" e Marta "il Capo", con i quali ho condiviso nel tempo la scrivania, ai "subloculizzati" Luca, Fede, Aldo ed Eliseo, a Emilia, Elisa, Massimiliano, Dario, Alberto, Agnese, Andrea, Lara, Giovanni e ancora a Andrea "Pode", Francesco "Lobo", Ilaria, Elisa e Claudio, a Davide Sacchetti del Centro Meteo, per gli ineguagliabili consigli su GrADS. Un in bocca al lupo a Fabrizio e Paolo alle prese col nuovo LAMP.

A tutti i miei amici genovesi, alessandrini ed in giro per il mondo, va un enorme grazie per aver ascoltato pazientemente i miei sproloqui logorroici su modelli, correnti e dottorato.

Ringraziamenti

Voglio ringraziare tutte le persone conosciute a Miami per i preziosi consigli e la gentilissima ospitalità, in particolare Zulema Garraffo, Milena Veneziani, Anne Molcard, Mohamed Iskandarani, Tamay Özgökmen.

Ringrazio per gli esperti consigli sul Mar Ligure, Gian Pietro Gasparini; per gli utili suggerimenti su POM, Gianmaria Sannino, Richard Signell, Piero Lionello, Andrea Bergamasco; per l'aiuto col *database* SIAM, Antonio Schirone; per la collaborazione, la ditta AQUA s.r.l; per l'infaticabile *pc Superluasso*, la Regione Liguria.

Bibliografia

- Ackefors, H. e Enell, M. (1990). Discharge nutrients from swedish fish farming into adjacent sea areas. *Ambio*, 19(1):28–35.
- Aiken, C., Moore, A. e Middleton, J. (2002). The nonnormality of coastal ocean flows around obstacles and their response to stochastic forcing. *J. Mar. Sys.*, 32(10):2955–2974.
- Allen, C. (1982). Numerical simulation of contaminant dispersion in estuarine flow. *Proc. R. Soc. Lond.*, A 381:179–194.
- Astraldi, M. e Gasparini, G. (1986a). La circolazione costiera nel mar ligure orientale. *Boll. Mus. Ist. Biol. Univ. Genova*, 52 suppl:317–331.
- Astraldi, M. e Gasparini, G. (1986b). Observation of pressure and wind fields over the Ligurian and Thyrrhenian seas (W. Mediterranean). *Met. Atmos. Physics*, 35:139:148.
- Astraldi, M. e Manzella, G. (1983). Some observations on current measurements on the east ligurian shelf, Mediterranean Sea. *Cont. Shelf Res.*, 2:183–193.
- Avnimelech, Y., Mozes, N., Diab, S. e Kochba, M. (1995). Rates of organic carbon and nitrogen degradation in intensive fish ponds. *Aquaculture*, 134:211–216.
- Bacciola, D., Borghini, M., Degl’Innocenti, F., Galli, C., Lazzoni, E., Meloni, R., Sparnocchia, S., Cannarsa, S., Di Fesca, V., Manzella, G. M. R., Marri, P. e Raso, G. (1993). Esperimenti per la determinazione del coefficiente di diffusione locale. Technical report, ENEA. RTI/AMB/GEM-MAR/93/07.
- Bastos, A., Collins, M. e Kenyon, N. (2003). Water and sediment movement around a coastal headland: Portland Bill, Southern UK. *Ocean Dynamics*, 53(3):309–321.

BIBLIOGRAFIA

- Bastos, A., Kenyon, N. e Collins, M. (2002). Sedimentary processes, bedforms and facies, associated with a coastal headland: Portland Bill, Southern UK. *Mar. Geol.*, 187(3-4):235–258.
- Batchelor, G. (1967). *An Introduction to Fluid Dynamics*. Cambridge University Press, London and New York.
- Black, K. e Gay, S. (1987). Eddy formation in unsteady flows. *J. Geophys. Res.*, 92:9514–9522.
- Blumberg, A. e Mellor, G. (1987). A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In Heaps, N., editor, *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, volume 4, page 208. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Boyer, D. e Tao, L. (1987). On the motion of linearly stratified rotating fluids past capes. *J. Fluid Mech.*, 180:429–449.
- Brooks, D. (1990). Currents at Lindenkohl Sill in the southern Gulf of Maine. *J. Geophys. Res.*, 95(C12):22173–22192.
- Buffoni, G., Falco, P., Griffa, A. e Zambianchi, E. (1997). Dispersion processes and residence times in a semi-enclosed basin with recirculating gyres. An application to the Tyrrhenian Sea. *J. Geophys. Res.*, 102(C8):18699–18713.
- Castellari, S., Pinardi, N. e Leanman, K. (2000). Simulation of water mass formation processes in the Mediterranean Sea: Influence of the time frequency of the atmospheric forcing. *J. Geophys. Res.*, 105(C10):24157–24181.
- Cattaneo Vietti, R., Sirigu, A. e Tommei, A. (1982). *Mare di Liguria*. Ed. Centro Studi Unione Camere di Commercio Liguri, Genova, II edizione.
- Chapman, D. (1985). Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, 8:1060–1075.
- Chelossi, E., Vezzulli, L., Milano, A., Branzoni, M., Fabiano, M., Riccardi, G. e Banat, I. (2003). Antibiotic resistance of benthic bacteria in fish-farm and control sediments of the Western Mediterranean. *Aquaculture*, 219(1-4):83–97.
- Chen, Y., Beveridge, M. e Telfer, T. (1999a). Physical characteristics of commercial pelleted atlantic salmon feeds and consideration of implications

-
- for modeling of waste dispersion through sedimentation. *Acquaculture Int.*, 7:89–100.
- Chen, Y., Beveridge, M. e Telfer, T. (1999b). Settling rate characteristics and nutrient content of the faeces of Atlantic salmon, *Salmo salar* L., and the implications for modelling of solid waste dispersion. *Acquaculture Res.*, 30:395–398.
- Chiswell, S. e Roemmich, D. (1998). The east cape current and two eddies: a mechanism for larval retention? *N. Z. J. Mar. Freshwat. Res.*, 32(3):385–397.
- Coutis, P. e Middleton, J. (1999). Flow-topography interaction in the vicinity of an isolated deep ocean island. *Deep Sea Res.I*, 46:1633–1652.
- Coutis, P. e Middleton, J. (2002). The physical and biological impact of a small island wake in the deep ocean. *Deep Sea Res.I*, 49:1341–1361.
- Cromey, C., Black, K., Edwards, A. e Jack, I. (1998). Modelling the deposition and biological effects of organic carbon from marine sewage discharges. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, 47:295–308.
- Cromey, C., Nickell, T. e Black, K. (2002). DEPOMOD-modelling the deposition and the biological effects of wastes solids from marine cage farms. *Aquaculture*, 214(1-4):211–239.
- Csanady, G. (1982). *Circulation in the coastal ocean*. D.Reidel Publishing Company, Kluwer Group, Dordrech, Holland.
- Davies, P., Dakin, J. e Falconer, R. (1995). Eddy formation behind a coastal headland. *J. Coast. Res.*, 11(1):154–167.
- Denniss, T., Middleton, J. e Manasseh, R. (1995). Recirculation in the lee of complicated headlands: A case study of Bass Point. *J. Geophys. Res.*, 100(C8):16087–16100.
- Doglioli, A. (2000). LAMP3D, un modello Lagrangiano per lo studio della dispersione di inquinanti in acque costiere. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Genova.
- Döös, K., Nycander, J. e Sigry, P. (2004). Slope-dependent friction in a barotropic model. *J. Geophys. Res.*, 109, C01008, doi:10.1029/2002JC001517.

BIBLIOGRAFIA

- Dudley, R., Panchang, V. e Newell, C. (2000). Application of a comprehensive modeling strategy for the management of net-pen aquaculture waste transport. *Aquaculture*, 187:319–349.
- Durski, S., Glenn, S. e Haidvogel, D. (2004). Vertical mixing schemes in the coastal ocean: Comparison of the level 2.5 Mellor-Yamada scheme with an enhanced version of the K-profile parameterization. *J. Geophys. Res.*, 109, C01015, doi:10.1029/2002JC001702.
- Elberizon, I. e Kelly, L. (1998). Settling measurements of parameters critical to modelling benthic impacts of freshwater salmonid cage aquaculture. *Aquaculture Research*, 29:669–677.
- Enell, M. (1995). Environmental impacts of nutrient from nordic fish farming. *Water Science Technologies*, 31(10):61–71.
- Esposito, A. e Manzella, G. (1982). Current circulation in the Ligurian Sea. In Nihoul, J., editor, *Hydrodynamics of semi-enclosed seas*, pages 187–204. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Farmer, D. Pawlowicz, R. e Jiang, R. (2002). Tilting separation flows: a mechanism for intense vertical mixing in the coastal ocean. *Dyn. Atmos. Oceans*, 36:43–58.
- Ferentinos, G. e Collins, M. (1980). Effects of shorelines irregularities on a rectilinear tidal current and their significance in sedimentation processes. *J. Sedim. Petrol.*, 50:1081–1094.
- Findlay, R. e Watling, L. (1994). Toward a process level model to predict the effects of salmon net-pen aquaculture on the benthos. In *Modeling Benthic Impacts of Organic Enrichment from Marine Aquaculture*, Canadian Technical Report of Fisheries and Aquatic Sciences 1949: xi + 125 p. B.T. Hargrave.
- Flather, R. (1976). A tidal model of the northwestern European continental shelf. *Mem. Soc. R. Sci. Liege*, Ser. 6(10):141–164.
- Freeland, H. (1990). The flow of a coastal current past a blunt headland. *Atmosphere-Ocean*, 28:288–302.
- Garrett, C. e Loucks, R. (1976). Upwelling along the Tarmouth Shore of Nova Scotia. *J. Fish. Res. Board of Can.*, 33:116–117.
- Geyer, W. (1993). Three-dimensional tidal flow around headlands. *J. Geophys. Res.*, 98(C1):955–966.

- Gill, A. E. (1982). *Atmophere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York.
- Gillibrand, P. e Turrell, W. (1997). The use of simple models in the regulation of the impact of fish farms on water quality in Scottish sea lochs. *Aquaculture*, 159:33–46.
- Gowen, R., Bradbury, N. e Brown, J. (1989). The use of simple models in assessing two of the interactions between fish farming and marine environment. In DePauw, N., Jaspers, E., Ackefors, H. e Wilkins, N., editors, *Aquaculture - A Biotechnology in Progress*, pages 1071–1080. European Aquaculture Society.
- Haidvogel, D. e Beckmann (1998). Numerical models of the coastal ocean. In Brink, K. e Robinson, A., editors, *The sea*, volume 10, pages 457–482. John Wiley & Sons, Inc.
- Henderson, A., Gamito, S., Karakassis, I., Pederson, P. e Smaal, A. (2001). Use of hydrodynamic and benthic models for managing environmental impacts of marine aquaculture. *Journal of Applied Ichthyology*, 17:163–172.
- Jacobs, P., Guo, Y. e Davies, P. (1998). Boundary currents over shelf and slope topography. *J. Mar. Sys.*, 19:137–158.
- Kalkwijk, J. e Booij, R. (1986). Adaptation of secondary flow in nearly-horizontal flow. *J. Hydraul. Eng.*, 24:19–37.
- Karakassis, I., Tsapakis, M., Hatziyanni, E. Papadopoulou, K. e Plaiti, W. (2000). Impact of cage farming of fish on the seabed in three Mediterranean coastal areas. *ICES Journal of Marine Science*, 57(5):1462–1471.
- Lall, S. (1991). Digestibility, metabolism and excretion in dietary phosphorus in fish. In Cowey, C. e Cho, C., editors, *Nutritional Strategies and Aquaculture Waste*, pages 21–36. University of Guelph, Guelph, Ontario.
- Lupatsch, I. e Kissil, G. (1998). Predicting aquaculture waste from gilthead seabream (*Sparus aurata*) culture using a nutritional approach. *Aquatic Living Resources*, 11(4):265–268.
- Magaldi, M. (2002). Applicazione del Princeton Ocean Model e del Lagrangian Assessment for Marine Pollution model per uno studio dell'impatto derivante da impianti di maricoltura. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Genova.
- Mattioli, F. (1995). *Principi Fisici di Oceanografia e Meteorologia*. Università di Bologna, Bologna. Seconda edizione.

BIBLIOGRAFIA

- Mellor, G. (1998). *Users Guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model*. Princeton University, Princeton, NJ 08544-0710.
- Mellor, G. L., Ezer, T. e Oey, L.-Y. (1994). The pressure gradient conundrum of sigma coordinate ocean models. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11:1126–1134.
- Mellor, G. L., Oey, L.-Y. e Ezer, T. (1998). Sigma coordinate pressure gradient errors and the seamount problem. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15:1122–1131.
- Merkine, L. (1980). Flow separation on a β -plane. *J. Fluid Mech.*, 99:399–409.
- Merkine, L. e Solan, A. (1979). The separation of flow past a cylinder in a rotating system. *J. Fluid Mech.*, 92:381–392.
- Molcard, A., Pinardi, N., Iskandarani, M. e Haidvogel, D. (2002). Wind driven general circulation of the Mediterranean Sea simulated with a Spectral Element Ocean Model. *Dyn. Atmos. Oceans*, 35(2):97–130.
- National Pollutant Inventory (2001). *Emission estimation technique manual for aggregated emissions from temperate water finfish aquaculture*. Version 1.0. Commonwealth of Australia, www.npi.ea.gov.au.
- Orlanski, I. (1976). A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, 21:251–269.
- Palanques, A., Puig, P., Guillen, J., Jimenez, J., Gracia, V., Sànchez-Arcilla, A. e Madsen, O. (2002). Near-bottom suspended sediment fluxes on the microtidal low-energy Ebro continental shelf (NW Mediterranean). *Cont. Shelf Res.*, 22:285–303.
- Palma, E. e Matano, R. (1998). On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation model: The barotropic mode. *J. Geophys. Res.*
- Palma, E. e Matano, R. (2000). On the implementation of open boundary conditions for a general circulation model: The three-dimensional case. *J. Geophys. Res.*
- Panchang, V., Cheng, G. e Newell, C. (1997). Modeling hydrodynamics and aquaculture waste transport in Coastal Maine. *Estuaries*, 20:14–41.

-
- Pattiaratchi, C., James, A. e Collins, M. (1986). Island wakes and headland eddies: a comparison between remotely sensed data and laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 92(C1):783–794.
- Pedlosky, J. (1982). *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, New York. 624pp.
- Pérenne, N., Lavelle, J. W., Smith IV, D. C. e Boyer, D. L. (2001). Impulsively started flow in a submarine canyon: Comparison of results from laboratory and numerical models. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18:1698–1718.
- Pingree, R. (1978). The formation of the shambles and other banks by tidal stirring of the seas. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 58:211–226.
- Ravasco, I. (2000). Un modello stocastico misto per le serie temporali triorarie di ventosità a Genova. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Genova.
- Ross, A., Gurney, W. e Heath, M. (1994). A comparative study of the ecosystem dynamics of four fjords. *Limnology and Oceanography*, 39:318–343.
- Ross, A., Gurney, W., Heath, M., Hay, S. e Henderson, E. (1993a). A strategic simulation model of a fjord ecosystem. *Limnology and Oceanography*, 38:128–153.
- Ross, L., Mendoza, Q. e Beveridge, M. (1993b). The application of geographical information systems to site selection for coastal aquaculture: an example based on salmonid cage culture. *Aquaculture*, 112:165–178.
- Rovzoski, I. (1957). Flows of water in bends of open channels. Jerusalem. Israel Program for Scientific Translation.
- Sadoux, S., Baey, J.-M., Fincham, A. e Renouard, D. (2000). Experimental study of the stability of an intermediate current and its interaction with a cape. *Dyn. Atmos. Oceans*, 31:165–192.
- Salmona, P. e Verardi, D. (2001). The marine protected area of Portofino, Italy: a difficult balance. *Ocean & Coastal Management*, 44:39–60.
- Saroglia, M., Cecchini, S. e Saroglia-Terova, G. (2000). Review of regulations and monitoring of Italian marine aquaculture. *J. Appl. Ichthyol.*, 16:182–186.

BIBLIOGRAFIA

- Shahidul Islam, M. e Tanaka, M. (2004). Impacts of pollution on coastal and marine ecosystems including coastal and marine fisheries and approach for management: a review and synthesis. *Mar. Poll. Bull.*, 48:624–649.
- Signell, R. e Geyer, W. (1991). Transient eddy formation around headlands. *J. Geophys. Res.*, 96(C2):2561–2575.
- Silvert, W. e Sowles, J. (1996). Modelling environmental impacts of marine finfish aquaculture. *Journal of Applied Ichthyology*, 12:75–81.
- Smagorinsky, J. (1963). General circulation experiments with the primitive equations, I. The basic experiment. *Mont. Weather Rev.*, 91:99–164.
- Sørensen, B., Nielsen, N., Lanzky, P., Holten Lützhøft, H. e Jorgensen, S. (1998). Occurrence, fate and effects of pharmaceutical substances in the environment - a review. *Chemosfere*, 36(2):357–393.
- Stazione Oceanografica CNR (1980). Current and temperature measurements in front of the Ligurian coast near La Spezia. *Part I, TR 105*, pages 1–172. La Spezia.
- Stazione Oceanografica CNR (1981). Temperature and salinity measurements on the continental shelf of East Ligurian sea. *Part I, TR 110*, pages 1–103. La Spezia.
- Stazione Oceanografica CNR (1983). Current and temperature measurements in front of the Ligurian coast near La Spezia. *Part II, TR 125*, pages 1–293. La Spezia.
- Stazione Oceanografica CNR (1984a). Current and temperature measurements in the Ligurian and Thyrrenian seas during MED-ALPEX (sept.'81-apr.'82). *TR 126*, pages 1–215. La Spezia.
- Stazione Oceanografica CNR (1984b). Temperature and salinity measures on the continental shelf of the East Ligurian sea. *Part II, TR 127*, pages 1–203. La Spezia.
- Tansley, C. e Marshall, D. (2001). Flow past a cylinder on a beta-plane, with application to Gulf Stream separation and the Antarctic Circumpolar Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 31:3274–3283.
- Tsutsumi, H., Kikuchi, T., Tanaka, M., Higashi, T., Imasaka, K. e Miyazaki, M. (1991). Benthic faunal succession in a cove organically polluted by fish farming. *Marine Pollution Bulletin*, 23:233–238.

-
- van Rijn, J. e Nussinovitch (1997). An empirical model for predicting degradation of organic solids in fish culture systems based on short-term observations. *Aquaculture*, 154:173–179. Technical Note.
- Verron, J., Davies, P. A. e Dakin, J. M. (1991). Quasigeostrophic flow past a cape in a homogeneous fluid. *Fluid Dyn. Res.*, 7:1–21.
- Vezzulli, L., Chelossi, E., Riccardi, G. e Fabiano, M. (2002). Bacterial community structure and activity in fish farm sediment of the Ligurian Sea (Western Mediterranean). *Aquaculture International.*, 10(2):123–141.
- Vezzulli, L., Marrale, D., Moreno, M. e Fabiano, M. (2003). Sediment organic matter and meiofauna community response to long-term fish-farm impact in the Ligurian Sea (Western Mediterranean). *Chemistry and Ecology*, 19(6):431–440.
- Vismara, R. (1992). *Ecologia Applicata*. Hoepli, Milano, II edizione.
- Wallin, M. e Håkanson, L. (1991). Nutrient loading models for the assessment of environmental effects of marine fish farms. In *Marine Aquaculture and Environment*, Nord 1991:22, pages 39–55. Nordic Council of Ministers.
- Wang, P., Martin, J. e Morrison, G. (1999). Water quality and eutrophication in Tampa Bay, Florida. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 49(1):1–20.
- Wijesekera, H., Allen, J. e Newberger, P. (2003). Modeling study of turbulent mixing over the continental shelf: Comparison of turbulent closure schemes. *J. Geophys. Res.*, 108(C3), 3103, doi:10.1029/2001JC001234.
- Wolanski, E., Imberger, J. e Heron, M. (1984). Island wakes in shallow coastal waters. *J. Geophys. Res.*, 89:10553–10569.
- Wu, K. (1995). The environmental impact of marine fish culture: towards a sustainable future. *Marine Pollution Bulletin*, 31:159–156.
- Wu, R., Lam, K., MacKay, D., Lau, T. e Yam, V. (1994). Impact of marine fish farming on water quality and bottom sediment: a case study in the sub tropical environment. *Marine Environmental Research*, 38:115–145.
- Yankovski, A. e Chapman, D. (1995). Generation of mesoscale flows over the shelf and slope by shelf wave scattering in the presence of a stable, sheared mean current. *J. Geophys. Res.*, 100(C4):6725–6742.
- Yankovski, A. e Chapman, D. (1996). Scattering of shelf waves by a spatially varying mean current. *J. Geophys. Res.*, 101(C2):3479–3487.
-

BIBLIOGRAFIA

Yankovski, A. e Chapman, D. (1997). Anticyclonic eddies trapped on the continental shelf by topographic irregularities. *J. Geophys. Res.*, 102(C3):5625–5639.

Zannetti, P. (1990). *Air Pollution Modeling*. Computational Mechanics Publications, Boston.

Zoccarato, I. e Palmegiano, G. (1994). L'acquacoltura in Italia. In *International conference on Aquaculture*, Fossano, Italia.