### UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI BOLOGNA

### Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali Corso di Laurea in Scienze Ambientali

# SAPROPEL S1: VERIFICA DELLE IPOTESI DI ALTA PRODUTTIVITA' E ANOSSIA CON ESPERIMENTI NUMERICI

Tesi di laurea in: Oceanografia e meteorologia

Relatore Presentata da Prof.ssa NADIA PINARDI LISA RICCI

Correlatori Dott. MARCO ZAVATARELLI Prof. CESARE CORSELLI

> III Sessione Anno Accademico 1998/1999

a Roberta, Cino, Paola, Claudia e Franco "Tutto cio' che fa il Potere del Mondo
lo fa in cerchio. Il cielo e' rotondo e ho
sentito dire che la terra e' rotonda come
una palla, e cosi' le stelle. Il vento, nella
sua forma piu' potente, turbina.
Gli uccelli fanno il nido in un cerchio,
poiche' la loro religione e' uguale alla nostra.
Il sole sorge e tramonta in un cerchio.
La luna fa lo stesso, ed entrambi sono rotondi.
Persino le stagioni fanno un grande cerchio nel
loro trascorrere, e tornano sempre al punto di partenza.
La vita di un uomo e' un cerchio, dall'infanzia all'infanzia.
E cosi' e' tutto cio' in cui si muove il Potere."

Alce Nero, Oglala Sioux (1863-1950)

# Ringraziamenti

In generale, ringrazio tutti quelli che mi hanno stimolato in tutti sensi, perché vuol dire che hanno contribuito direttamente e indirettamente a questa tesi...

Il primo ringraziamento va alla mia relatrice Prof.ssa Nadia Pinardi, per l'ottimismo, la fiducia che sempre mi ha dato, la gentilezza e per la sua altissima professionalitá.

Ringrazio tantissimo il Dott. Marco Zavatarelli (ISAO-CNR-BO) per il tempo abnorme che ha dedicato al modello ecologico, per la sua pazienza e la sua grandissima disponibilitá.

Ringrazio il Prof. Cesare Corselli del Dipartimento di Scienze della Terra di Milano per la sua disponibilità e i suoi consigli sugli aspetti geologici della mia tesi.

Devo ringraziare inoltre il Dott. Paul G. Myers e il Dott. Keith Haines del Dipartimento di Meteorologia di Edinburgo e il Prof. Eelco J. Rohling del Dipartimento di Oceanografia di Southampton per avermi fornito i dati del loro modello di circolazione. In particolare ringrazio il Dott. Paul G. Myers per la rapiditá con la quale ha sempre chiarito i miei dubbi.

Vorrei ringraziare la Dott.ssa Paola Giordani dell'IGM-CNR di Bologna che ha acconsentito a farmi partecipare alla crociera SAP-SINAPSI del dicembre 1998, e le persone con cui ho lavorato a bordo: Stefano Miserocchi (IGM-CNR-BO), Valeria Balboni (IGM-CNR-BO), Henver Lipparini (IGM-CNR-BO) e Antonella Malaguti (ENEA-BO).

Devo ringraziare poi tutte le persone che nel corso della tesi mi hanno fornito alcuni dei dati acquisiti durante la crociera: Stefano Miserocchi per i consulti all'IGM e per avermi fornito il materiale che aveva a disposizione sui bacini anossici e i risultati delle analisi delle acque interstiziali e dei sedimenti; Antonella Malaguti, ed Henver Lipparini che mi hanno fornito i dati di clorofilla e produzione primaria che hanno raccolto durante la crociera. Ringrazio poi il Dott. Giuseppe Civitarese di Trieste per i dati raccolti per la colonna

d'acqua su Alto Topografico in crociera. A questo proposito ringrazio anche Il Prof. Cesare Corselli per il materiale sui flussi di materiale biogenico nel Mediterraneo Orientale.

Vorrei fare un ringraziamento a Daniela, Tantra ed in particolare ad Elisa di Milano, per la calda ospitalitá nell'universitá di Milano, e per la sua estrema disponibilitá.

Porgo un sentito ringraziamento ad Elisabetta Masetti (CNR-BO) per la sua disponibilitá nell'aiutarmi e le sue grandiose delucidazioni sul Fortran.

Grazie tantissimo Marina, per l'amicizia, perché non c'é stata una volta che non ti sei messa con la testa davanti ai miei problemi e perché mi hai iniziato al Matlab.

Grazie Marcello, Emanuele, Federica, Annalisa e in particolare grazie Colluccio: ti ho interrotto spesso la monotonia di certi pomeriggi con i miei errori con il Fortran e Lyx. Grazie Claudia per aver passato dei pomeriggi con me su quella maledetta edz, e non solo.

Grazie miei cari compagni di tensioni in laboratorio Luca, Stevan, Elisa, Enrico, Paolo, Giovanni, Alessandra, Alessandra e grazie Antonella Sala e Giacomello in particolare per il supporto informatico e la vostra disponibilità : devo dire che trovarsi in 4 nello stesso marasma a laurearsi é molto più divertente.

Grazie carissime e affezionate coinquiline passate e attuali a Ravenna per le bellissime esperienze in casa insieme: Michi, Anto, Fabri, Barbara, Rox, ed in particolare Sarina, Isa, Cla, e Monneca.

Grazie di cuore Mugnolino, Michela, Ale, Sarina, Silvia, Katia, Fede, Tristan, Mariuccio, Simon, Flavia, Paolone, Milena, Bibbi, Luchetto, Pelino, Malú, Lorenzo, Laura, Pagus, Marco, Giovanna, Lorenzo, Lorentz, Beasty, Spillo, Sibú, Francy, Pippo e mi sto dimenticando sicuramente di tantissimi altri, ma mi fermo qui perché non finirei piú...

Grazie Cinzia e Melissa per la grande vostra "premura" nei nostri confronti, e grazie alle bibliotecarie Antonella e Paola e a Loredana dell ISAO , per la loro disponibilitá.

Grazie di cuore a tutta la mia famiglia, in particolare ai miei genitori, alle mie sorelle Paola e Claudia, a mio fratello Franco e a Stefano, Manuela e Giancarlo e tutti gli altri ma in particolare al contributo distensivo dei miei 4, fra qualche mese 5, nipoti: Marco, Andrea, Giacomo e Riccardino.

Grazie di cuore Dani e Camilla, e sapete benissimo per che cosa.

Luca, a te il ringraziamento più speciale per tutto, e non c'é bisogno di scriverne i motivi.

# Indice

1	Intr	Introduzione		
	1.1	Cenni	sull' evoluzione geomorfologica del Mediterraneo	1
1.2 Il Sapropel: definizione e tipi			copel: definizione e tipi	6
		1.2.1	Variazione di insolazione e deposizione dei Sapropel	9
		1.2.2	Contenuto di sostanza organica nei sedimenti marini	10
		1.2.3	Ipotesi sulle cause di deposizione dei Sapropel	12
	1.3	Il Sapı	copel S1 e l'Optimum Climaticum	15
	1.4	La car	npagna oceanografica SAP-SINAPSI 1998	17
	1.5	Obiett	ivi della tesi	19
2	Cor	nfronto tra la circolazione attuale e durante l'Optimum		
	Clir	naticu	m	21
	2.1	La circ	colazione generale attuale	22
		2.1.1	La circolazione orizzontale	24
		2.1.2	La formazione e dispersione delle acque intermedie e	
			profonde	25
		2.1.3	Acque profonde nel Mediterraneo Occidentale	26
		2.1.4	Acque profonde nel Mediterraneo Orientale	26
	2.2	La circ	colazione termoalina durante l'Optimum Climaticum	28
		2.2.1	Le simulazioni di Myers, Haines e Rohling	29
	2.3	Confro	onto del modello di Myers, Haines e Rohling con i dati reali	39
	2.4	Calcol	o dei tassi di formazione delle acque profonde	46
3	Il n	odello	ecologico	51
	3.1	Gli svi	luppi nella modellistica ecologica	51
	3.2	Il mod	lello MEM-CO1D	55
	3.3	La str	uttura generale di MEM-CO1D	55
	3.4	Il mod	lulo fisico	57

		3.4.1 La parametrizzazione della turbolenza 61			
		3.4.2 Condizioni al contorno			
		3.4.3 Condizioni iniziali			
	3.5	Il modulo pelagico			
	3.6	Il modulo bentico			
4	Les	imulazioni numeriche 71			
	4.1	L'area e la modalitá di implementazione 71			
	4.2	I dati per l'inizializzazione e le condizioni al contorno			
		4.2.1 Forzanti fisici e condizioni iniziali			
		4.2.2   Condizioni iniziali per le variabili biogeochimiche $77$			
	4.3	Gli esperimenti numerici			
	4.4	La produzione primaria			
	4.5	I nutrienti disciolti			
	4.6	La catena microbica e il detrito organico patricolato			
5	Cor	clusioni 113			
Bi	Bibliografia 117				

# Capitolo 1

### Introduzione

## 1.1 Cenni sull' evoluzione geomorfologica del Mediterraneo

Il mare Mediterraneo é un bacino semi-chiuso con profonditá massime superiori a 4000 m, composto da sottobacini di diversa origine geologica (figura 1-1). La struttura dei fondali dell'area Mediterranea é estremamente complessa e, allo stato attuale, sono ancora aperti molti interrogativi su alcune fasi della sua evoluzione. Da una situazione di area continentale, con litosfera interessata da fenomeni di rifting nel Triassico (245-204 milioni di anni fa) in cui Africa e Europa erano unite in un unico continente, si é passati nel Giurassico (204-130 milioni di anni fa) a una situazione comparabile a quella dei margini continentali di tipo Atlantico, con generazione di tipica litosfera oceanica, la Tetide. Nel Cretaceo (130-65 milioni di anni fa), il movimento delle due zolle si inverte: non si allontanano piú come avvenuto fino a quel momento per creare un oceano, ma convergono poiché il margine africano diventa attivo mentre quello europeo rimane passivo. Dalle fasi compressive in cui l'oceano Tetide viene lentamente consumato e di cui rimangono le falde ofiolitifere, si é passati a una collisione continente-continente tra Africa e Europa: ció comporta a partire dall'Eocene (54-38 milioni di anni fa) la formazione di falde di ricoprimento di origine continentale e il primo nucleo di catena Eoalpina. Tra l'Oligocene e il Miocene inferiore (30-20 milioni di anni fa ) si sviluppano lungo il margine Sardo-Corso un arco vulcanico di tipo andesitico e le falde di ricoprimento appenniniche.

Si ritiene che una parte del Mediterraneo Orientale rappresenti ció che é

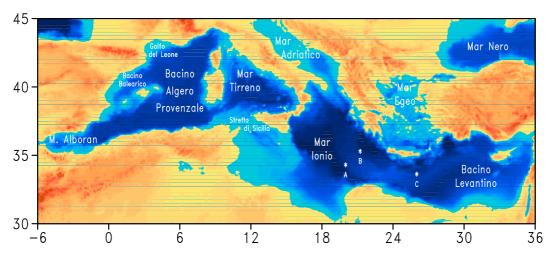


Figura 1-1: Suddivisione del Mediterraneo nei principali sottobacini. É riportato il posizionamento dei bacini anossici del Mediterraneo Orientale: C = Tyro (26°00E 33°51N, 3441 m); A = Bannock (20°00E 34°19N, 3714m); B = zona anossica che comprende Urania (21°28E 35°13N, 3450 m), Atalanta (21°23E 35°18N, 3360 m) e Discovery ((21°42E 35°18N, 3580m)

rimasto della Tetide mesozoica, mentre si pensa che sia il bacino Balearico e il Tirreno che l'Egeo si siano sviluppati dopo l'orogenesi Alpina, in momenti e con modalità diverse. Infatti il bacino Balearico si è formato nel Miocene medio inferiore tramite una rotazione antioraria della penisola italiana che ha permesso la risalita dell' astenosfera, in concomitanza ad una fase tensiva. Il Tirreno, d'altro canto, è un bacino di retroarco con crosta oceanica: la rotazione antioraria della penisola italiana e i sovrascorrimenti nell'Appennino Meridionale sono vistose conseguenze di questa apertura.

Uno degli eventi piú conosciuti della storia geomorfologica del Mediterraneo é costituita dalla famosa crisi di salinitá del Messiniano . Le perforazioni dei primi anni del 1970 portarono alla scoperta di evaporiti di etá Messiniana, sepolti in molti bacini profondi del Mediterraneo sotto centinaia di metri di sedimenti emipelagici di mare profondo, depositati durante gli ultimi 5 milioni di anni, e sopra a sedimenti di mare aperto e profondo. Le evaporiti hanno uno spessore fino a un 1 km che si assotiglia muovendosi verso le scarpate. La deposizione delle evaporiti, caratteristica di ambienti da subtidali a sopratidali, nei bacini profondi del Mediterraneo, ha dimostrato che il Mediterraneo é passato da profonditá oceaniche a un totale disseccamento per un intervallo di tempo, definito appunto di crisi di salinitá del Messiniano e che si pensa essere avvenuto tra 5.8 e 5.2 milioni di anni fa .

Questo prosciugamento ha segnato profondamente le caratteristiche biochi-

miche del mare Mediterraneo, con una scomparsa totale di tutti gli organismi appartenenti all'ecosistema marino, e una precipitazione di minerali dapprima carbonatici, poi solfati e infine cloruri. All'inizio del Pliocene (5-1.8 milioni di anni fa) si ripristina il livello del mare simile a quello odierno e nel corso del Pleistocene (1.8-0.01 milioni di anni fa) avviene una separazione sempre più netta tra la parte orientale e occidentale del Mediterraneo , attraverso la formazione del Canale di Sicilia.

Il Quaternario, che comprende il Pleistocene (1.8-0.01 milioni di anni fa) e l'Olocene (da 0.01 milioni di anni fa ad oggi), é caratterizzato da un'alternanza di periodi glaciali e interglaciali che hanno segnato l'ambiente marino nella sua totalità, e di cui sono memoria i sedimenti, che sono in grado di registrare le variazioni biogeochimiche della colonna d'acqua. Delle cinque glaciazioni che hanno caratterizzato il Quaternario, l'ultima, quella Wurmiana, con la sua durata di circa 60000 anni e le sue tre punte di freddo (la massima tra 25000 e 15000 anni fa), é la piú lunga e la piú fredda. E' avvenuta, in questa fase, una forte regressione del livello del mare che, al momento della massima espansione glaciale, ha raggiunto i 100-110 m sotto il livello attuale. Tra queste variazioni climatiche, va ricordato anche un periodo relativamente caldo, il Tirreniano, datato circa 125000 anni fa, caratterizzato da acque con temperature piú alte rispetto a quelle attuali: testimone é una fauna fossile rinvenuta in depositi di sedimenti litorali del Mediterraneo che attualmente vive lungo le coste Senegalesi (Corselli, 1996).

Nel Mediterraneo Orientale la collisione tra Africa e Europa é ancora in atto, con la zolla Anatolica che si muove verso Ovest e quella Egea verso Sud e il Mar Egeo che si sta estendendo con una velocitá di qualche cm/anno. Il Mediterraneo Orientale si sta restringendo e dal suo fondo si sta progressivamente sollevando la Dorsale Mediterranea che rappresenta il prisma di accrezione sviluppatosi al di sopra del piano di subduzione, una catena embrionale sommersa che ha diverse fasi di sviluppo nella sua lunghezza (Cita, 1996).

In figura 1-2 sono schematizzati i movimenti relativi tra Africa ed Europa e le principali strutture legate al sistema convergente. La Dorsale Mediterranea si presenta intensamente deformata a causa del processo di collisione attiva tra l'arco Egeo e il margine ellenico da una parte e il margine africano dall'altra. Come si vede in figura 1-3 questa unitá morfologica si estende dal bacino Ionico a quello Levantino formando un lungo arco convesso verso l'Africa parallelamente all'arco Ellenico. Le evaporiti Messiniane, formatesi pre-

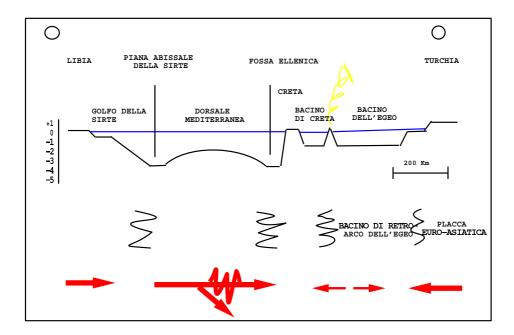


Figura 1-2: Sezione schematizzata nel Mediterraneo Orientale dalla Libia alla Turchia, attraverso il sistema convergente ellenico, dall'avanpaese africano al bacino di retro-arco. In basso sono schematizzati i movimenti relativi e lo stato di tensione di ciascuna unitá (da Cita e Camerlenghi, 1990).

cedentemente alla Dorsale Mediterranea, sono state coinvolte nel suo processo di sollevamento, e rappresentano delle superfici preferenziali di scollamento e sovrascorrimento.

I bacini anossici, denominati anche laghi o brine, scoperti nel Mediterraneo Orientale a profonditá superiori di 3000 m, derivano dall'attivitá tettonica e da una dissoluzione sottosuperficiale delle evaporiti Messiniane venute a contatto con l'acqua di mare infiltratasi nelle fratture presenti nei sedimenti emipelagici superficiali. Il minerale piú importante nel processo di formazione é l'halite, perché é il piú solubile e ha il volume piú alto come perdita potenziale di sale dalla dissoluzione sottosuperficiale, seguito da gesso e sali di potassio.

La scoperta di questi bacini, con spessore fino a 500 metri, ha suscitato grande interesse perché rappresentano un ottimo laboratorio per lo studio dei cicli geochimici degli elementi in un ambiente anossico e l'interfaccia brina-acqua normale di mare permette di approfondire l'interazione tra diagenesi e reazioni redox.

La prima scoperta di un bacino anossico é avvenuta nel 1983, investigando la fossa di Strabone, denominato Tyro (26°00E 33°51N, 3441 m) (figura 1-1). L'anno successivo é stato individuato il bacino Bannock (20°00E 34°19N, 3714m), che é posizionato sulla scarpata sud-occidentale della Dorsale Medi-

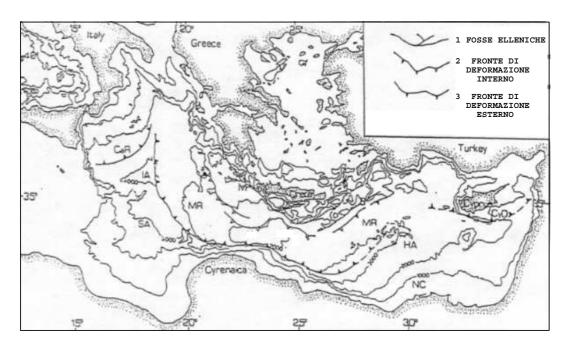


Figura 1-3: Carta generale della Dorsale Mediterranea con isobate ogni 1000 m. M= fossa di Matapan; P= fossa di Plinio; S= fossa di Strabone; MR= Dorsale Mediterranea; CaR= Dorsale Calabra; CyD= fronte di deformazione di Cipro; IA=Piana abissale Ionica; SA= Piana abissale della Sirte; HA= Piana abissale di Erodoto; NC= Cono del Nilo (Fusi e Kenyon, 1996)

terranea, davanti alla piana abissale della Sirte, e nel 1985 Poseidon, ex-bacino anossico durante l'Olocene. Nei primi anni novanta, sono stati scoperti altri 3 bacini (figura 1-4) situati nell'estremitá sud-occidentale dell'Inner Plateau, una regione piana, definita zona dei bacini anossici (20°50E 34°50N-21°45E 35°20N), che giace tra la cresta della Dorsale Mediterranea e la fossa di Matapan: Atalante (3360 m), Discovery (3580 m) e Urania (3450 m). Quest'ultimo, attivo, raggiunge nella parte più profonda della brina circa 45 gradi centigradi, per emissioni di metano e etano, mentre gli altri sono caratterizzati da un'aumento termico di 2-3 gradi rispetto all'acqua di fondo normale. La salinitá é fino a 10 volte maggiore dell'acqua normale, e la concentrazione di ossigeno é nulla. La brina vera e propria rimane confinata nella parte piú profonda della depressione e l'interfaccia che la separa dall'acqua di mare normale corrisponde a un fortissimo picnoclino, con una differenza in densitá superiore al 20%. Lo strato superiore della brina é ricco di idrogeno solforato, legato all'attivitá batterica in condizioni anossiche. La concentrazione di zolfo totale raggiunge 2080  $\mu$ M nella brina, rispetto a quella dell'acqua di mare di circa 0.040  $\mu$ M.

In questa tesi ci si occuperá del Quaternario nel Mediterraneo ed in particolare della memoria delle variazioni climatiche lasciata nei sedimenti sotto

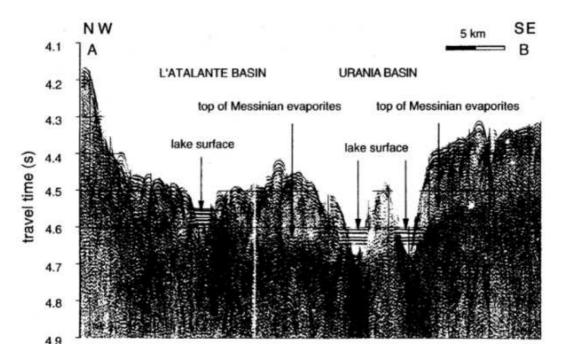


Figura 1-4: Profilo sismico dei bacini anossici Atalante e Urania eseguito con lo Sparker. Si notano le riflessioni orizzontali della superficie delle brine e l'elevato sviluppo verticale rispetto all'estensione orizzontale (MEDRIFF Consortium, 1995).

forma di Sapropel. Questi ultimi si trovano in molti bacini oceanici della terra e sono studiati in maniera approfondita soprattutto nel Mediterraneo che conserva una memoria assai dettagliata di tali eventi.

### 1.2 Il Sapropel: definizione e tipi

Il Sapropel é un sedimento di almeno 1 cm di spessore, contenente una concentrazione di carbonio organico superiore al 2% (Kidd et al., 1978); il termine sapropelitico si riferisce invece a un contenuto di carbonio organico compreso tra lo 0.5% e il 2%.

Il Sapropel é stato scoperto in carote prelevate nel Mediterraneo Orientale durante la Swedish Deep Expedition tra il 1947 e il 1948, e descritto per la prima volta da Kullenberg (1952) e Olausson (1960); é stato, ed é tuttora, oggetto di numerosi studi e progetti (Deep Sea Drilling Project, Ocean Drilling Program, Sapropels and Paleoceanography) e non esiste ancora una teoria comune sull'ipotesi di formazione.

Sono stati descritti Sapropel appartenenti ai periodi del Cretaceo e del Quaternario in campioni di sedimenti marini del Nord e Sud Atlantico e della

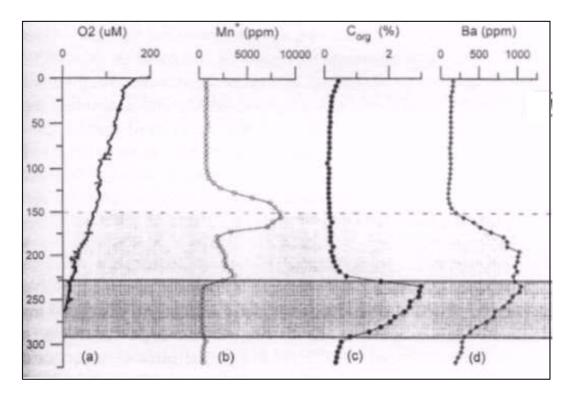


Figura 1-5: Profili dell'ossigeno, del manganese, del carbonio organico e del bario in un sedimento. L'intervallo grigio é il sapropel S1, mentre la linea tratteggiata in corrispondenza del picco di manganese rappresenta il termine originale della deposizione di S1 (De Lange et al., 1999)

parte centro-occidentale dell'Oceano Pacifico.

I Sapropel sono stati ritrovati in sequenze sedimentarie in tutto il Mediterraneo Orientale e in alcune parti di quello Occidentale, a profonditá generalmente superiori a 2000 m, intercalati a normali fanghi emipelagici con contenuto di carbonio organico compreso tra lo 0.2 % e lo 0.5 %.

Durante gli ultimi 450000 anni, 11 sapropel si sono depositati nel bacino del Mediterraneo e le analisi del polline in esso contenuti e di stratigrafia isotopica, mostrano come questi sedimenti si siano depositati sotto condizioni climatiche globali e regionali molto diverse: da stadi interglaciali localmente caldi e umidi (S8,S7,S5,S1), a glaciali, freddi e secchi (S6,S8), a situazioni intermedie (S3,S4).

Le caratteristiche più evidenti di questi sedimenti sono il colore molto scuro da marrone-grigio a nero, la totale assenza di fossili bentici, l'abbondanza di fossili di microorganismi e alghe unicellulari planctoniche, una concentrazione sopra la media di pirite, bario e zolfo, e una laminazione più o meno evidente a seconda del grado di bioturbazione a cui sono stati sottoposti, in un periodo successivo alla loro deposizione.

La formazione dei sapropel sembra accompagnata da un maggiore apporto

di acqua dolce sul bacino che potrebbe comportare un aumento di flusso di bario nei sedimenti come risultato di un aumento nel bacino di produttivitá primaria (De Lange, 99). Come si nota in figura 1-5 il termine della deposizione del sapropel é segnalata da un picco di manganese nel sedimento che probabilmente rappresenta un cambiamento delle condizioni redox dell'ambiente, come ad esempio una riventilazione (De Lange et al., 1999).

Non é stata riscontrata un'alterazione diagenetica dei minerali argillosi contenuti nei Sapropel, e, nonostante i tipi varino a seconda dell' etá dei campioni esaminati e del luogo, sono accomunati da una provenienza Africana e Europea. L'aumento di illite e chlorite sembrano ipotizzare una maggiore precipitazione sull' Europa Meridionale e quello di palygorskite e sepiolite suggeriscono un'intensificata circolazione atmosferica sul Nord Africa (Diester-Haass, 1998).

Rapporti C/N associati all'analisi della composizione organica elementare del carbonio mostrano come, nonostante si ritrovi un aumento della componente terrestre (pollini e spore) nel sapropel rispetto ai normali sedimenti emipelagici, la frazione maggiore di sostanza organica sia di origine marina, in particolar modo algale (Bouloubassi et al., 1999).

Le parti biogeniche dure, come conchiglie, gusci e frustuli, di organismi planctonici sono fortemente sensibili all'ambiente biogeochimico e in particolare al loro tempo di residenza nell'acqua, e se conservate nel sedimento, offrono dettagliate indicazioni sull'ambiente in cui vivevano, nonostante parte della memoria venga distrutta da processi diagenetici.

La preservazione dei gusci carbonatici e aragonitici é ottima nei Sapropel non bioturbati. In questi sedimenti, vi é un'alta concentrazioni di resti di coccolitoforidi, foraminiferi e pteropodi plantonici. Spesso i gusci planctonici sono piritizzati e testimoniano un'alta attivitá da parte di batteri anaerobi, solforiduttori.

Il Mediterraneo é sottosaturo in Silice, e le diatomee non sono di conseguenza generalmente registrate nei sedimenti, al contrario degli organismi carbonatici. La polemica sullo sporadico ritrovamento delle diatomee nei Sapropel non é ancora stata totalmente risolta. Nel 1981, Sapropel S5, datato circa 125000 anni fa in uno stadio intergaciale come S1, é stato trovato in una carota a Sud di Cipro ricco in resti di diatomee (Schrader e Materne, 1981) e sembra che queste si siano conservate nel sedimento perché si sono riunite, formando uno strato compatto detto *mat* come meccanismo di adattamento all'ambiente. La formazione dei mat é una caratteristica di numerose specie

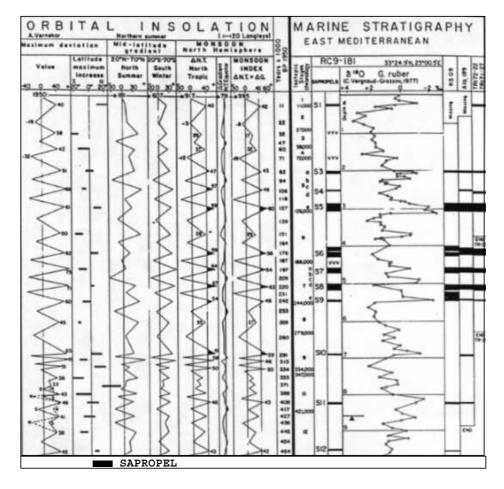


Figura 1-6: Correlazioni tra l'indice monsonico di insolazione orbitale e i Sapropel di alcune carote prelevate nel Mediterraneo Orientale a profonditá comprese fra 2000 e 3000 m (da Rossignol-Strick, 1985).

di *Rhizosolenia*, e recentemente é stato scoperto come possa essere un meccanismo di adattamento ad una colonna d'acqua stratificata; mat di diatomee si accumulano in corrispondenza di forti gradienti di densitá.

### 1.2.1 Variazione di insolazione e deposizione dei Sapropel

Rossignol-Strick (1985) formuló per la prima volta l'ipotesi che la deposizione dei Sapropel coincidesse con variazioni nel ciclo di precessione orbitale. Un minimo nel ciclo di precessione (l'ultimo risale a circa 11000 anni fa, corrispondente all' inizio di S1) durante il massimo di eccentricitá (Hilgen et al., 1993) comporta una maggiore insolazione estiva e una minore invernale nell'Emisfero Nord, aumentando il contrasto termico sia stagionale che terra-mare e di conseguenza intensificando nel periodo estivo la circolazione monsonica. Rossignol-

Strick ipotizzó inoltre che il risultato di tale cambiamento fosse un aumento delle precipitazioni sopra l'Africa equatoriale e il Mediterraneo. Questo avrebbe prodotto un maggiore input di acqua dolce dai fiumi nel Mediterraneo con conseguente variazione del bilancio idrico del bacino.

La maggior parte dei Sapropel si sarebbe formata quando l'Indice Monsonico, semplificatamente descritto come combinazione tra intensitá e latitudine della massima insolazione, supera il valore soglia di 41 (Rossignol-Strick, 1985), come mostra la figura 1-6. Attualmente ci troviamo in un massimo di precessione solare, ristabilito circa 4000-3500 anni fa.

Di recente, il modello atmosferico di Kutzback e Liu (1997) conferma questa relazione tra la circolazione monsonica e le variazioni nei parametri orbitali.

# 1.2.2 Contenuto di sostanza organica nei sedimenti marini

Il Mediterraneo , se non si considerano le zone costiere, é un mare oligotrofico. Apporto di nutrienti e radiazione solare controllano le attività degli organismi plantonici unicellulari che rappresentano la produzione primaria. I nutrienti sono generalmente presenti a basse concentrazioni nella zona eufotica, che arriva fino a 100-120 m in mare aperto, perché immediatamente utilizzati dal fitoplancton; essi vengono poi rimineralizzati in profondità dalla degradazione batterica che li rimette a disposizione della catena trofica primaria. Avvezione orizzontale , verticale e rimescolamento della colonna d'acqua sono elementi importanti della dinamica delle acque che potrebbero riportare i nutrienti dalle zone più profonde verso la superficie dove vengono nuovamente utilizzati.

Nel Mediterraneo Orientale, la limitazione da fosforo, che caratterizza la produzione primaria, cresce spostandosi da ovest a est nel bacino. Questo bacino é uno dei luoghi con i piú alti flussi di polvere atmosferica e contemporaneamente con le piú basse concentrazioni di nitrati e fosfati. La limitazione da fosforo potrebbe essere dovuta a processi inorganici di assorbimento del fosfato da parte degli idrossidi di ferro trasportati dalla polvere Sahariana e al successivo intrappolamento nei sedimenti, e ad uno scarso apporto fluviale in totale sul bacino.

La profonditá della colonna d'acqua, il tasso di produttivitá, la presenza di ossidanti, l'attivitá batterica e il tasso di sedimentazione, influenzano fortemente il flusso di materiale organico verso il fondo e i processi a cui questo é sottoposto lungo la colonna d'acqua e una volta a contatto con i sedimenti. La concentrazione di sostanza organica nei sedimenti marini é controllata dal grado di seppellimento, dal tasso di preservazione e di diluizione di altre componenti sedimentarie; in misura primaria, peró, essa dipende dal flusso di sostanza organica che arriva sul fondo dalla zona eufotica e dalla presenza e capacitá degli ossidanti di degradarla. Analisi attraverso trappole di sedimentazione ubicate nel bacino anossico Bannock nello Ionio (vedi figura 1-1), mostrano come, in termini di flusso verso il fondo, il gruppo biogenico dominante sia costituito da coccoliti, seguito da quello siliceo rappresentato da diatomee, silicoflagellati, e in misura minore dai radiolari. I flussi biogenici totali sono sempre piú alti in trappole di ambiente anossico (3450 m) rispetto a quelle ubicate sopra l'interfaccia acqua-salamoia anossica (2900 m) (Ziveri et al.,1992).

Le parti fossili di origine biologica presenti nei sedimenti sono molto importanti per ricostruire il paleoambiente presente al tempo della loro deposizione, e il loro grado di preservazione é il risultato di equilibri molto delicati. Una buona parte di materiale biogenico prodotto nelle acque superficiali si dissolve lungo la colonna d'acqua, prima di raggiungere il fondo. Per esempio, la maggior parte della dissoluzione dei resti silicei avviene nelle acque superficiali, sottosature in questo elemento. In linea generale, la solubilitá del silicio diminuisce con l'aumentare della pressione e la diminuzione della temperatura, quindi le acque profonde sono meno sottosature rispetto a quelle superficiali. La dissoluzione del carbonato é funzione della profonditá, della chimica delle acque di fondo e della produttivitá nelle acque superficiali: al contrario del silicio, aumenta con la profonditá, perché le acque profonde sono sottosature, al contrario di quelle superficiali. Con l'aumentare della produttivitá, la dissoluzione del bicarbonato diventa piú forte solamente fino a quando é disponibile ossigeno sul fondo (Diester-Haas, 1995). Lo sviluppo di anossia dipende dall'equilibrio tra apporto di ossigeno, attraverso dissoluzione in superficie, fotosintesi e ventilazione delle acque profonde, e rimozione da parte di processi di ossidazione e respirazione. Nei sedimenti anossici, le reazioni con solfuri aumentano l'alcalinitá dell'ambiente comportando un'eccellente conservazione di fossili carbonatici.

Il tasso medio di sedimentazione é di circa 2-3 cm/1000 anni.

### 1.2.3 Ipotesi sulle cause di deposizione dei Sapropel

Sebbene l'origine dei Sapropel sia correlata a variazioni climatiche globali dovute alle varizioni dell'insolazione, come spiegato in precedenza, rimane ancora sconosciuta la causa dell' alto accumulo di sostanza organica in questi sedimenti. Tre sono le ipotesi più accreditate:

- 1. anossia,
- 2. alta produttivitá,
- 3. alta produttivitá e anossia.

In accordo con la prima teoria, un'aumento di flusso di acqua dolce sul bacino del Mediterraneo ha creato una forte stratificazione in salinitá e densitá nella colonna d'acqua, riducendo la formazione delle acque profonde e l'apporto di ossigeno in profonditá. Questo ha comportato l'instaurarsi di condizioni anossiche che hanno favorito la preservazione di sostanza organica. Pedersen e Calvert (1990) criticano questa teoria facendo riferimento a sedimenti depositati nel Mar Nero in condizioni di colonna d'acqua anossica ma non particolarmente ricchi di sostanza organica.

La seconda teoria vede invece il flusso di acqua dolce come un forte apporto di nutrienti che scatena un'alta produttività nella zona eufotica. La catena microbica non riesce a stare al passo con l'aumentata pioggia di detriti organici che non vengono totalmente decomposti e si depositano nei sedimenti.

L'ultima e piú recente teoria afferma invece come ognuna delle due cause precedenti non sia da sola in grado di innescare la deposizione del Sapropel, ma esso derivi dalla contemporanea presenza di entrambe, instaurate dallo stesso meccanismo, cioé un anomalo input di acqua dolce sul bacino. Il modello di Rohling e Gieskes (1989) considera la diminuzione nel bilancio di (E-P-R), dove E é l'evaporazione, P corrisponde alla precipitazione e R rappresenta l'apporto fluviale; se R e P aumentano a causa dei regimi monsonici accentuati, il bilancio diventerá sempre piú negativo e quindi le acque superficiali sempre meno salate. Questo fatto, da una parte potrebbe ridurre la formazione delle acque profonde sul Mediterraneo Orientale, con sviluppo di anossia sul fondo; dall'altra, potrebbe far risalire il picnoclino dentro la zona eufotica con una conseguente maggiore disponibilitá di nutrienti e la formazione di un massimo profondo di clorofilla con un conseguente maggior flusso di materia organica

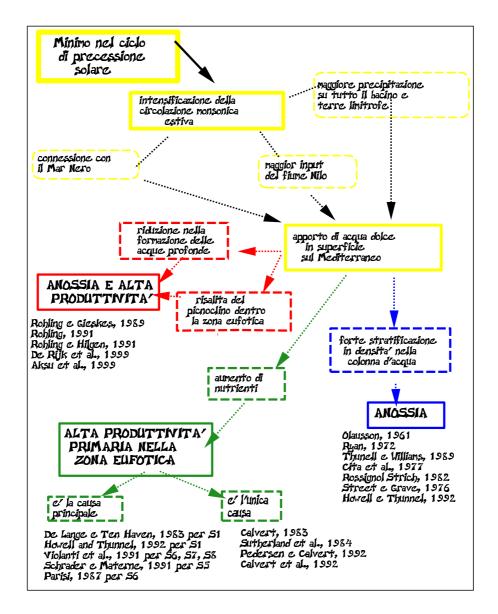


Figura 1-7: Rappresentazione schematica delle tre ipotesi formulate per la deposizione del Sapropel, con relativi proponitori.

verso il fondo. Rohling e Gieskes (1989) ipotizzano che il risultato di tutto ció sia la deposizione del Sapropel S3 S4 e S5, mentre S6 e S8, i due sapropel freddi, non vengono spiegati, nonostante sia implicitamente ipotizzato lo stesso meccanismo. In figura 1-7, sono schematizzati alcuni dei numerosissimi autori divisi in funzione dell'ipotesi che propongono.

Castradori (1993) ha effettuato studi sull'abbondanza di Florisfera profunda, l'unica specie calcarea nannoplanctonica che vive nella parte più profonda della zona fotica, e ha ipotizzato lo stesso processo di formazione di Rohling e Gieskes anche per il Sapropel S7 e per l'S1 del Mediterraneo Orientale. Per i due Sapropel dei periodi glaciali, S6 e S8, lo scenario ipotizzato da Castradori

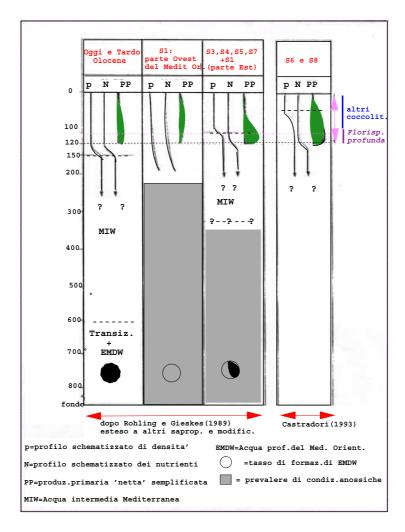


Figura 1-8: Il modello di formazione dei Sapropel di Rohling e Gieskes (1989) modificato da Castradori (1993): le variazioni più importanti sono l'estensione a altri Sapropel e una nuova interpretazione sull' origine dei due Sapropel glaciali S6 e S8 ( da Castradori , 1993).

(1993) sembra essere diverso: le temperature erano piú basse e le salinitá piú alte, e sembra che il picnoclino si sia spostato ancora piú in superficie rispetto alla situazione degli altri Sapropels, con un'aumento di produttivitá in una zona piú estesa, dalla base della zona eufotica fino alla nuova posizione del picnoclino. In questo caso, si é riscontrata la contemporanea presenza delle specie nannoplanctoniche piú superficiali, e di *Florisfera profunda* che, nella parte piú profonda della zona fotica, si é potuta comunque sviluppare, anche se in presenza delle altre specie. Il modello di Rohling e Gieskes (1989) rivisitato e ampliato da Castradori (1993) si puó vedere in figura 1-8.

### 1.3 Il Sapropel S1 e l'Optimum Climaticum

In questa tesi ci si concentrerá sull'interpretazione e la modellistica del sapropel S1.

Il Sapropel S1 é il piú recente, depositato in uno stadio interglaciale nell'Olocene che corrisponde a un periodo denominato Optimum Climaticum, compreso fra 9000 e 5000 anni fa. Questo periodo coincide con un minimo di precessione solare e fa seguito all'ultima Glaciazione avvenuta circa 18000 anni fa. Dati biostratigrafici e geomorfologici indicano che tra 9500 e 5000 anni fa il Sahara era ricco di vegetazione a livello esteso ed era caratterizzato da un clima umido (Pachur e Hoelzmann, 1991). Il livello del mare stava lentamente rialzandosi, nonostante fosse ancora 20-25 m piú basso rispetto al livello odierno.

Il dibattito sulle cause di deposizione di S1 non si discosta da quello degli altri sapropel. Durante l'Optimum Climaticum, si ipotizza un aumento della portata del fiume Nilo (Rossignol-Strich, 1985), l'apertura della connessione con il Mar Nero (Olausson, 1961), e un' aumentata precipitazione su tutto il bacino del Mediterraneo e sulle terre circostanti (Rohling e Hilgen, 1991). Si pensa che questa situazione di bilancio idrico del bacino giustifichi la bassa salinitá superficiale, testimoniata da misure di ossigeno isotopico su resti di foraminiferi planctonici (Kallel et al., 1997).

L' intervallo di tempo esatto tra l'inizio e il termine della deposizione di S1 é incerto: l'ipotesi piú attestata é che si collochi tra 9000 e 5000 anni fa, ma secondo alcuni é iniziato molto prima, in concomitanza con l'instaurarsi del piú recente minimo nel ciclo di precessione solare, circa 11500 anni fa (Berger e Loutre, 1994). Ossidi e idrossidi di Mn sono indicatori della fine dell'anossia sul fondo datata circa 5200 anni fa, e del ripristino della ventilazione delle masse d'acqua profonde. Il picco di alta concentrazione di Mn si sdoppia per processi postdeposizionali, e quello superiore definisce la fine reale dell'anossia. S1 si riconosce per il colore molto scuro, ma spesso la parte piú recente non é riconoscibile per fenomeni di ossidazione e bioturbazione postdeposizionali. Il sapropel potrebbe venire completamente ossidato e allora si parla di "Missing Sapropel": é riconoscibile per un' alta concentrazione di Mn in seguito all'ossigenazione e al picco di Ba che secondo alcuni sembra essere un indicatore geochimico di paleoproduttivitá (Dymond at al.,1992).

S1 é privo di fossili bentici e la ricolonizzazione della fauna bentonica dopo

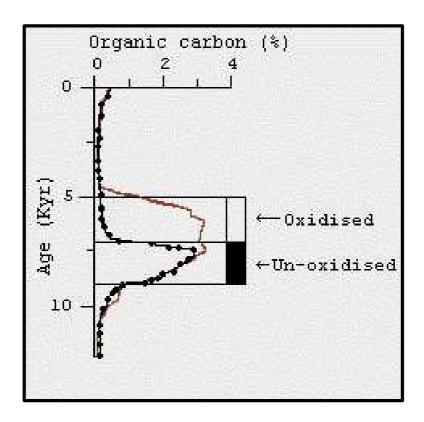


Figura 1-9: Profilo di concentrazione del carbonio organico. Processi diagenetici di ossidazione modificano l'unitá deposizionale originale, fino ad una possibile scomparsa totale: in tal caso, lo studio é rivolto verso indicatori geochimici capaci di rivelare il 'Missing Sapropel' (De Lange, 1999).

il periodo di anossia avviene ad opera di pochissime specie diverse da quelle presenti prima del sapropel, che occupano le nicchie ecologiche vuote per la mancanza di competitori (Vismara Schilling, 1984).

Carote provenienti dai bacini anossici, che riescono a conservare perfettamente i frustuli delle diatomee (Erba, 1991), mostrano un aumento di silice in corrispondenza di S1. I mat di diatomee sono tra gli adattamenti degli organismi fitoplanctonici che permettono di utilizzare nutrienti intrappolati fuori dalla zone eufotica, per la loro capacitá di muoversi lungo la colonna d'acqua con meccanismi di regolazione del proprio galleggiamento. Questi mat di diatomee potrebbero confermare l'ipotesi di un massimo profondo di clorofilla esistito in una colonna d'acqua stratificata durante alcuni periodi di deposizione del Sapropel, come é documentato da studi su foraminiferi e nannofossili (Pearce et al., 1998).

# 1.4 La campagna oceanografica SAP-SINAPSI 1998

Come parte sperimentale di questa tesi si é partecipato alla campagna oceanografica SAP-SINAPSI nel dicembre 1998 che si é proposta di investigare tre aree: la zona anossica che comprende Atalante, Urania, Discovery, Calabrian Rise, e Apulian Plateau. La crociera ha coinvolto due progetti europei diversi: il progetto SINAPSI che si occupa di risposte biogeochimiche di scala breve dell'ecosistema ai cambiamenti climatici, e quello SAP di paleoceanografia, paleo-climatologia e aspetti diagenetici della formazione dei Sapropel nel Mediterraneo Orientale. Obiettivi della campagna sono stati per SINAP-SI la definizione del grado di accoppiamento bentico-pelagico in siti anossici e non, tramite lo studio delle proprietá biogeochimiche di materiale sospeso, sedimenti superficiali e acque interstiziali; per SAP, lo studio del paleofunzionamento del Mediterraneo Orientale caratterizzando i processi biogeochimici nella colonna d'acqua e nei sedimenti per ottenere una migliore interpretazione del record sedimentario.

La sostanza organica e le diverse parti biogeniche silicee, aragonitiche e carbonatiche sono maggiormente conservate nei sedimenti delle brine rispetto a quelli normali, e questo permette di comprendere molto sulla dinamica di formazione dei Sapropel. Sedimenti intrappolati sotto un'ambiente anossico come le brine, subiscono, oltretutto, una minore alterazione nel tempo, e memorizzano più informazioni sulla dinamica con cui si sono formati, rispetto a sedimenti emipelagici deposti e accumulati in condizioni di acqua marina normale.

Sono state effettuate sulle stazioni scelte le seguenti operazioni:

- 1. profili batimetrici con il sub-botton profiler CIRP Sonar;
- 2. profili fisici della colonna d'acqua con CTD e rosette;
- 3. determinazione della produzione primaria tramite incubazioni in situ e in laboratorio;
- 4. prelievo di campioni d'acqua per analisi TSM, POC, POM e composizione biochimica del particellato;
- 5. sub-campionamento dei box-corers per analisi biologiche, micobiologiche e biogeochimiche della fase solida e delle acque interstiziali;

- 6. estrusione delle carote campionate dai box-corers in containers termostatato alla temperatura del fondo;
- 7. analisi chimica dei nutrienti nei campioni d'acqua ottenuti sia da rosette che dai sedimenti.

L'alta concentrazione di sale e la peculiare composizione chimica delle brine rendono molto difficili il campionamento in situ e richiedono strumenti particolari. Un danneggiamento della sonda CTD adattata per le salamoie ha impedito un' analisi del profilo fisico delle brine.

In figura 1-10, si riporta un'immagine dei 43 cm piú vicini alla superficie di una carota prelevata durante questa campagna nella stazione Alto Topogafico con profonditá di 3224 m. In essa riconosciamo:

- tra 0 cm e 1 cm: fango ricco in pteropodi plantonici e fluido , perché ancora miscelato all'acqua interstiziale;
- tra 1 cm e 14 cm: fango formato da resti di organismi soprattutto pelagici e particelle terrigene;
- tra 14 cm e 21 cm: fango a pteropodi;
- tra 21cm e 27 cm: fango formato da resti di organismi soprattutto pelagici e particelle terrigene;
- tra 27 e 34 cm: fango intercalato a fronti di ossidazione che potrebbero rappresentare il limite originale del sapropel S1 sottostante, prima di subire processi post-deposizionali;
- tra 34 e 40.5: sapropel S1;
- tra 40.5 e 42: cm fango compattato;

Come vedremo nei prossimi capitoli, si é cercato di implementare il modello ecologico nella prima area investigata durante la crociera, cioé la zona anossica, ampliandola compatibilmente alla disponibilitá di dati reali, che si é rivelata, molto piú per la colonna d'acqua che per i sedimenti, scarsa e limitata.

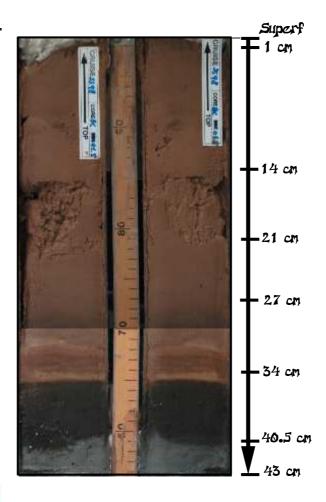


Figura 1-10: Carota prelevata durante la campagna SAP-SINAPSI1998 nella zona dei bacini anossici su Alto Topografico (21°40E 35°18N) a una profonditá di 3224 m.

### 1.5 Obiettivi della tesi

Questa tesi si propone di raccogliere le prove sperimentali e di controllare le ipotesi teoriche di formazione del sapropel S1 tramite simulazioni numeriche dell'ecosistema marino. A tal fine si utilizzerá un modello numerico unidimensionale che accoppia la dinamica fisica unidimensionale con una rappresentazione numerica dell'ecosistema marino.

Il modello sará fatto funzionare in condizioni di stratificazione tipiche del momento attuale e in quelle relative al periodo dell'Optimum Climaticum in cui é avvenuta la deposizione di S1. Il modello sará posizionato in una regione dell'acquisizione dati della campagna SAP-SINAPSI98, la zona dei bacini

#### anossici.

Gli obiettivi di questo lavoro si possono cosi sintetizzare:

- 1. confrontare il sistema fisico attuale con quello instauratosi durante l'Optimum Climaticum, sia da osservazioni che da simulazioni numeriche;
- 2. preparazione del modello numerico di ecosistema in condizioni odierne e durante l'Optimum Climaticum;
- 3. analisi dei flussi di sostanza organica verso il fondo e confronto con quelli odierni.

# Capitolo 2

# Confronto tra la circolazione attuale e durante l'Optimum Climaticum

In questo capitolo si cerca di caratterizzare la circolazione attuale con quella supposta durante l'Optimum Climaticum. A tal fine si analizzeranno le simulazioni numeriche di due modelli idrodinamici del mare Mediterraneo forzati da un'atmosfera tipica del periodo climatico attuale e da quella che si pensa esistesse durante l'Optimum Climaticum. Quest'ultima, a sua volta, é il risultato di una simulazione con un modello atmosferico che risente del minimo di insolazione caratteristico dell'Optimum Climaticum.

I risultati delle simulazioni numeriche provengono dal lavoro di di Myers, Haines e Rohling (1999) che fa parte del progetto CLIVAMP (Climatic variability of the Mediterranean Paleocirculation).

Nei primi paragrafi, verrá fatta una descrizione della circolazione attuale, con enfasi sul processo di formazione e circolazione delle masse d'acqua profonde. Saranno poi definite le ipotesi di circolazione durante l'Optimum Climaticum, con una maggiore attenzione sul Mediterraneo Orientale.

Nei paragrafi successivi, verrá descritto il modello di Myers, Haimes e Rohling, il confronto con un data set reale e la caratterizzazione delle due circolazioni passato-presente, attraverso la creazione di alcune sezioni lungo il Mediterraneo, i diagrammi T/S e il calcolo dei tassi di formazione delle masse d'acqua profonde. Nei prossimi capitoli verrá spiegato invece come sono stati utlizzati i dati di Myers, Haines e Rohling (1999) per inizializzare il modello ecologico

### 2.1 La circolazione generale attuale

Negli ultimi anni si stanno compiendo grandi sforzi per accrescere il numero e le qualità delle osservazioni oceanografiche attraverso sia l'utilizzo di satelliti che l'uso di traccianti chimici in aggiunta alle misure tradizionali; parallelamente, i modelli numerici di simulazione sono in continuo sviluppo. Nonostante esista sempre un divario tra misure troppo sparse a livello spazio-temporale e modelli troppo approssimati, tutto ció permette di descrivere sempre meglio la dinamica oceanica e le sue interazioni con l'atmosfera e la biologia.

Il Mediterraneo é un affermato laboratorio oceanografico, non solo perché in esso vengono studiati gli stessi processi, seppur a scale spazio temporali piú brevi, che si riscontrano nell'oceano globale, ma anche perché questo bacino semichiuso rappresenta un serbatoio di acqua salata che influenza direttamente l'oceano Atlantico e quindi la circolazione a livello mondiale.

I forzanti della circolazione oceanica sono il vento, il flusso di calore e il bilancio d'acqua: il vento é il motore del 70 % delle correnti marine e trasferisce energia a tutta la colonna d'acqua attraverso la viscositá turbolenta, generando in prima analisi la struttura della circolazione superficiale e inducendo moti verticali. Il flusso di calore e il bilancio d'acqua regolano invece la struttura verticale di densitá delle masse d'acqua, forzando cosí la circolazione termoalina. Nonostante l'oceano risponda a questi tre forzanti con tempi diversi, essi sono estremamente collegati, nel senso che é solo la loro azione sinergica a instaurare certi processi, come per esempio vedremo per la formazione delle acque profonde.

Il bacino nel suo insieme é caratterizzato da una bilancio negativo di calore all'interfaccia aria-mare, perché il calore acquistato durante l'estate viene superato da una forte perdita nei mesi invernali. Tutto ció "potrebbe giustificare da solo il carattere antiestuarino della circolazione termoalina" (Pinardi e Masetti, 2000), dove per antiestuarino si intende un'entrata attraverso lo stretto di Gibilterra di acqua Atlantica superficiale e un' uscita dal bacino di acqua Mediterranea in profonditá.

L'eccesso di evaporazione (E) sulla precipitazione (P) e l'apporto fluviale (R) fa si che il Mediterraneo sia un bacino di concentrazione con un (E-P-R) netto di 0.6 m/anno (Bryden and Kinder, 1991) compensato da un flusso netto di acqua in entrata attraverso lo stretto di Gibilterra di circa 0.2 Sv.

Il bilancio tra acqua in entrata dall'Atlantico e perdita di calore all'in-

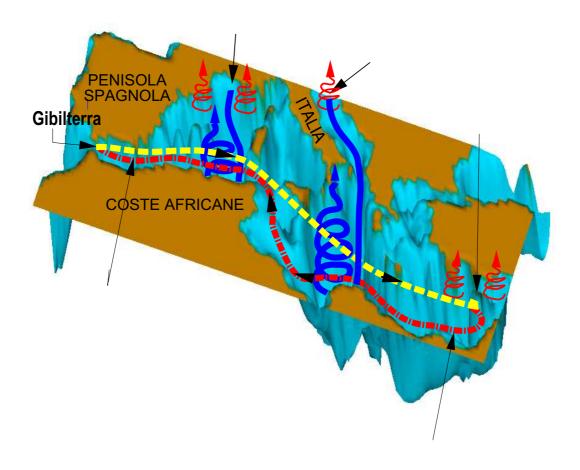


Figura 2-1: Circolazione generale del Mediterraneo

terfaccia aria-mare genera un sistema di circolazione zonale che si equilibria dinamicamente con una circolazione verticale meridionale il cui motore é il processo di formazione delle acque profonde in tre aree ben precise, il Golfo del Leone, l'Adriatico meridionale e l'Egeo.

Infatti, se analizziamo i movimenti verticali e orizzontali della circolazione lungo una sezione zonale o est-ovest, e meridionale o nord-sud, possiamo tracciare due celle termoaline principali: la prima é costituita dal ciclo delle acque Atlantiche che si trasformano in acque Levantine, la seconda é rappresentata dalla Western Mediterranean Deep Water (WMDW) e dalla Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW) formate in zone disposte sul bordo settentrionale del bacino. I due sistemi di circolazione verticali, zonale e meridionale, definiti "nastri trasportatori" (Pinardi, 1996), sono caratterizzati da scale di variabilità rispettivamente decadale e interannuale e sono intimamente connessi. Basti

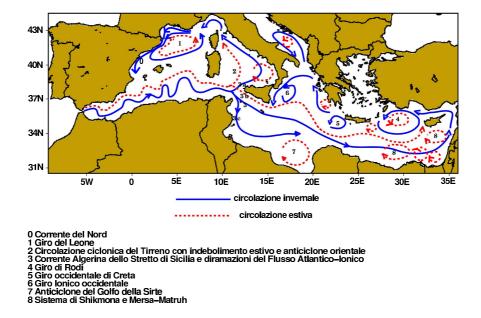


Figura 2-2: La circolazione generale superficiale del bacino del Mediterraneo

pensare come l'Acqua Intermedia Levantina (LIW) rappresenti un importante apporto salino nel processo di formazione delle acque profonde nel Golfo del Leone e nell'Adriatico Meridionale (Wu e Haimes 1998).

#### 2.1.1 La circolazione orizzontale

Se immaginiamo di dividere verticalmente la colonna d'acqua di tutto il Mediterraneo, possiamo descrivere tre sistemi di circolazione a tre livelli diversi di profonditá: i gyres superficiali e la corrente Atlantica (figura 2-2), il sistema di acque intermedie e quello di acque profonde.

In superficie la corrente Atlantica percorre tutto il Mediterraneo cambiando nome da corrente Algerina nel bacino occidentale, a corrente Ionico Atlantico nel bacino Ionico, a corrente Medio-Oceanica che si estende da Creta al bordo orientale del bacino. Viene anche chiamata indistintamente MAW, cioe Acqua Atlantica Modificata. Questa corrente, che nel suo viaggio da Gibilterra si biforca e crea meandri, divide il Mediterraneo in giri ciclonici nella parte settentrionale e giri anticiclonici in quella meridionale, che prendono il nome dell'area geografica in cui si trovano. Caratterizzata da un valore di salinitá medio stagionale compreso fra i 37 e 38 psu, si modifica per interazioni aria-mare e sprofonda in prossimitá del giro di Rodi, trasformandosi in acqua

Levantina Intermedia riconoscibile da un massimo sottosuperficiale maggiore di 38 psu.

Quest'ultima percorre il Mediterraneo in senso contrario alla corrente Atlantica a profondità tra 200 e 400 biforcandosi in prossimità della parte occidentale dell'isola di Creta. Un ramo entra nell'Adriatico, mentre l'altro entra nel bacino Occidentale fluendo tra 300 e 600 m, percorre ciclonicamente il Tirreno e arriva nel Golfo del Leone toccando le coste meridionali della Sardegna. Da qui, poi continua il suo viaggio verso Gibilterra rappresentando una componente basilare della corrente che esce verso l'Oceano Atlantico.

### 2.1.2 La formazione e dispersione delle acque intermedie e profonde

Il Mediterraneo é sede di formazione delle acque profonde, un processo che avviene in sole altre due aree del globo entrambe situate nell'Oceano Atlantico, una tra il Mare del Labrador e il mar di Groenlandia e l'altra nel Mare di Weddel vicino all'Antartico.

Il processo di formazione delle acque profonde é singolare perché é rara la contemporanea presenza delle cause che lo producono: i venti, la perdita di calore e l'acqua salata sottosuperficiale. Grazie alle perdite di calore, la colonna d'acqua diventa piú densa in superficie rispetto alla zona intermedia e profonda e di conseguenza sprofonda per instabilitá gravitazionale. L'acqua superficiale in pochi giorni raggiunge il fondo che riossigena e da qui inizia il suo viaggio interagendo e assestandosi tra le masse d'acqua che incontra.

I fattori che forzano la ventilazione sono principalmente tre:

- 1. l'arrivo di aria fredda e secca aumenta l'evaporazione all'interfaccia aria-mare e il rimescolamento convettivo delle acque superficiali;
- 2. una circolazione ciclonica, cioé antioraria, che determina al centro del vortice uno sprofondamento della superficie libera, un rialzo delle isoterme e quindi una colonna d'acqua meno stratificata;
- 3. un aumento di salinitá dell'acqua per fenomeni di risalita di acqua salata dalle zone piú in profonditá.

Il processo avviene in zone di estensione molto limitate (al massimo di poche decine di kilometri) ma é di importanza fondamentale per la dinamica oceanica

perché guida la circolazione termoalina. Nel prossimo paragrafo verranno descritte le zone di formazione delle acque profonde nel Mediterraneo Occidentale ed Orientale e la loro circolazione.

### 2.1.3 Acque profonde nel Mediterraneo Occidentale

Nel Mediterraneo Occidentale esiste una sola zona di formazione di acqua profonda, situata nel Golfo del Leone, che dá origine alla Western Mediterranean Deep Water (WMDW). É il processo più documentato nel Mediterraneo grazie a numerose campagne oceanografiche nella regione e si puó dividere in 3 fasi: precondizionamento, violento mescolamento e sprofondamento.

Nella prima fase ( a novembre) viene ridotta la stabilitá delle acque superficiali per l'instaurarsi di un giro ciclonico nel Golfo del Leone.

La seconda fase (a gennaio) viene innescata dall'arrivo del vento freddo e secco nord-occidentale, il Maestrale, che fa perdere calore all'interfaccia ariamare e che scatena il processo di rimescolamento superficiale turbolento in un'area molto ridotta identificata da alocline superiori a 38.2 psu.

L'ultima fase é caratterizzata dalla convezione profonda che avviene attraverso una riorganizzazione della colonna d'acqua in centri di convezione (Schott e Leaman, 1991) che ridistribuiscono il raffreddamento superficiale fino in profonditá.

Il valore di densitá caratteristico della WMDW é 29.10 (Rohling et al.,1992); Send at al.(1995) hanno stimato un tasso di formazione medio della Western Mediterranean Deep Water di 0.3 Sv, durante l'inverno 1991.

### 2.1.4 Acque profonde nel Mediterraneo Orientale

Oggi si conoscono 3 zone di formazione di acque profonde nel Mediterraneo Orientale: la prima, vicino all'isola di Rodi dá origine alla Levantine Deep Water, la seconda é situata nell'Adriatico Meridionale e la terza nel Mar Egeo. Nelle ultime 2 aree vengono prodotte rispettivamente l'Adriatic Deep Water e l'Egean Deep Water che concorrono alla formazione dell' Eastern Mediterranean Deep Water.

Durante l'inverno, nel Mar Adriatico Settentrionale, la Bora, vento freddo e secco, crea una massa d'acqua che fluisce nell' Adriatico meridinale, dove per processi di convezione e mescolamento con l' Acqua Levantina Intermedia, si forma l' Adriatic Deep Water; quest'ultima esce dallo stretto di Otranto e

raggiunge il fondo dello Ionio diventando Eastern Mediterranean Deep Water, con densitá di 29.1 (Artegiani et al., 1997). L'acqua profonda Adriatica percorre il fondo del Bacino Levantino e riemerge con un moto verticale lento miscelandosi all'acqua Levantina Intermedia.

La struttura della circolazione profonda nel Mediterraneo Orientale sta subendo un cambiamento assai radicale negli ultimi 13 anni. Roether et al. (1996) ha mostrato che, dopo il 1997, l'Egeo é diventato, per gli otto anni successivi, una zona di formazione di acque profonde e intermedie e solo adesso si sta capendo il ruolo che questa massa d'acqua Egea ha sulla circolazione generale. Piú in generale, si puó affermare che negli scorsi 13 anni l'EMDW si é prodotta sia nell'Egeo che nell'Adriatico e che una nuova acqua intermedia si sia sviluppata in questa stessa area.

L' immissione di acqua Egea profonda e intermedia ha portato profonde modifiche nella circolazione non solo profonda ma anche intermedia, e ha spinto il termoclino verso la superficie, con conseguenze probabili ma non ancora completamente accertate sull'ecosistema.

Le acque molto dense dell'Egeo, superando l'isola di Creta, sprofondano e occupano uno strato tra i 1000 e i 2000 m di profonditá rimpiazzando le acque di origine adriatica. La formazione di acqua Egea profonda sembra essere terminata nel 1995; infatti, campagne oceanografiche effettuate durante l'inverno e la tarda estate del 1998, hanno evidenziato come ci sia il contributo dell' Egeo all'Eastern Mediterranean Deep Water, ma nello stesso tempo, come il Mar Adriatico abbia ricominciato a formare acqua abbastanza densa da raggiungere il fondo. Infatti, oltre alla componente Egea, troviamo acque Adriatiche vecchie che sono risalite più in superficie (500m-1000m) e acque nuove molto ossigenate che giacciono sul fondo dello Ionio ma hanno una densitá inferiore a quella Egea (29.2), di origine Adriatica (Theocharis et al., 1999).

L'acqua Levantina Intermedia si forma con la stessa dinamica delle acque profonde, ma la fase di preparazione della colonna d'acqua si instaura in estate quando il bacino Levantino acquista i massimi di salinitá in risposta al regime ventoso Eteso nord-orientale. In questo periodo si forma un'acqua calda e salata che corrisponde all'Acqua Superficiale Levantina; durante l'inverno si ha un forte rimescolamento con le acque sottostanti fino a una profonditá tra 200 e 400 m dove si forma l'acqua intermedia con densitá compresa tra 28.85 e 29.10 (Lascaratos et al. ,1993). Nittis e Lascaratos (1998) hanno mostrato come l'area interessata a questo processo sia il giro ciclonico di Rodi

in cui affiorano le isopicne, e hanno calcolato un tasso di formazione di 1.2 Sv (Lascaratos et al., 1998), mentre Tziperman and Speer (1994) di 1.5 Sv.

Studi recenti hanno mostrato anche come sia avvenuta una convezione profonda nello stesso giro di Rodi durante gli inverni 1987 e 1990 che ha dato origine a una massa d'acqua profonda chiamata Levantine Deep Water con densitá compresa tra 29.10 e 29.16 (Gertman et al. 1994).

### 2.2 La circolazione termoalina durante l'Optimum Climaticum

Ci sono ancora idee discordanti sul carattere antiestuarino o estuarino della circolazione del Mediterraneo durante l'Optimum Climaticum. Da una parte si pensa che durante la deposizione di S1 sia avvenuta un'inversione della circolazione dovuta al cambiamento nel bilancio di acqua dolce sul Mediterraneo Orientale da una perdita netta ad un guadagno. Dai dati sedimentologici, si é trovata evidenza di un basso trasporto di fosfati dal bacino Orientale a quello Occidentale e inizialmente si pensava che non esistessero Sapropel nel Mediterraneo Occidentale (Calvert, 1983; Ten Haven, 1986; Thunell e Williams, 1989; Sarmiento et al., 1988). Il mancato rifornimento di ossigeno in profonditá per un aumento di produttività ha probabilmente creato un sistema a trappola di nutrienti (Sarmiento et al., 1988), con conseguente deposizione di materiale ricco in sostanza organica. Studi su associazioni di foraminiferi bentonici in campioni provenienti dal Canale di Sicilia (Ross e Kennet, 1989) contestano l'ipotesi di un cambiamento totale della circolazione da antiestuarina ad estuarina. Inoltre, Zahn e Sarnthein (1987) affermano l'esistenza di un flusso profondo da Gibilterra verso l'Atlantico che non si é mai interrotto negli ultimi 140000 anni, nonostante si sia indebolito durante la deposizione dei Sapropel.

L'ipotesi maggiormente accreditata é che la circolazione sia stata sempre antiestuarina, anche se indebolita rispetto ad oggi (Myers et al., 1999; Rohling, 1994). Questa ipotesi é anche confermata da studi sull'abbondanza di Neogloboquadrina in Sapropel del Quaternario (Rohling e Gieskes, 1989). Il modello di Rohling e Gieskes (1989) mostra che la diminuzione di evaporazione sul bacino ha ridotto il processo di formazione delle acque profonde nel Mediterraneo Orientale riducendo l'apporto di ossigeno in profonditá e comportando una risalita del picnoclino dentro la zona eufotica, con lo sviluppo di

un massimo profondo di clorofilla. Attualmente, la parte piú superficiale del picnoclino permanente si trova a una profonditá media di 150 m, quindi fuori dalla zona eufotica che é mediamente considerata tra 0 e 120 m.

# 2.2.1 Le simulazioni di Myers, Haines e Rohling

Myers, Haines e Rohling hanno fornito a questa tesi le simulazioni sia per il periodo dell'Optimum Climaticum che per quello attuale : quest'ultima simulazione é anche chiamata di controllo.

Questi dati di simulazione sono campi di temperatura e salinitá superficiali su 19 livelli verticali (10, 20, 40, 60, 100, 140, 180, 220, 260, 300, 380, 460, 560, 700, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000 metri) e sforzo del vento alla superficie su una griglia orizzontale con passo di 0.25 gradi di risoluzione per tutto il bacino del Mediterraneo, costituita da 182 punti in longitudine e 57 in latitudine.

Per l'Optimum Climaticum, sono compiute in parallelo 3 simulazioni che differiscono per il gradiente di salinitá superficiale ipotizzato per il Mediterraneo (Kallel et al., 1997; Rohling e De Rijk, 1998; Thunell e Williams, 1989). In ognuna di queste "paleosimulazioni" si riscontra sempre una circolazione antiestuarina, sebbene nel caso di Thunell e Williams (1989) esista un gradiente di salinitá invertito rispetto ad oggi (Thunell e Williams, 1989).

La simulazione attuale é integrata per 100 anni e sono utilizzati dati attuali di temperatura e salinitá basati su dati storici di "Mediterranean Oceanic Data Base" (E.U.-MAST Programme ); il gradiente di salinitá Ovest-Est é di 1.1 psu.

Durante l'Optimum Climaticum, la prima variazione rispetto ad oggi é una diminuzione del livello del mare di 20-25 metri associata alla deglaciazione .

Il modello é integrato per 40 anni e si utilizza come gradiente di salinitá la ricostruzione di Kallel et al. (1997) basata su relazioni tra salinitá e variazione della composizione isotopica dell' ossigeno nei foraminiferi planctonici. Questa ricostruzione propone una salinitá abbastanza uniforme su tutto il Mediterraneo, con un gradiente Ovest-Est di 0.1 psu e una media sul bacino di 36 psu. Le salinitá attuali sono mantenute in profonditá, per permettere un'interazione tra la circolazione Olocenica e le piú vecchie e salate masse profonde che si sarebbero formate nel periodo precedente, piú favorevole alla convezione profonda.

Le differenze tra le condizioni alla superficie delle due simulazioni, quella

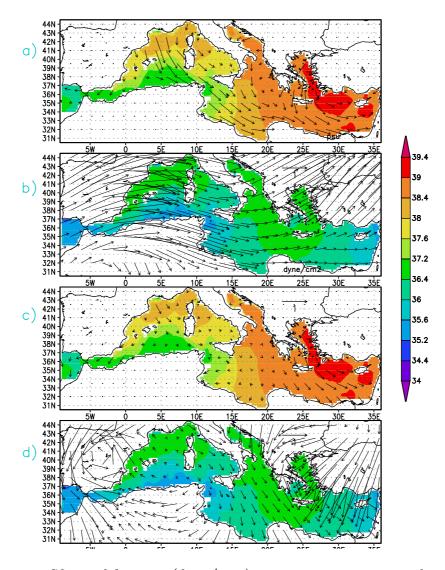


Figura 2-3: Sforzo del vento (dyne/cm2) sovrapposto ai campi di salinita' superficiali (psu) delle simulazioni di Myers et al.: a) simulazione attuale in gennaio; b) paleosimulazione in gennaio; c) simulazione attuale in agosto; d) paleosimulazione in agosto.

di controllo e quella paleoclimatica, si possono notare in figura 2-3 dove sono messi a confronto i campi di sforzo del vento alla superficie odierni e passati, sovrapposti ai relativi campi di salinitá superficiali.

I venti attuali sono ottenuti dall' "European Centre for Medium-Range Wheather Forecasts" (ECMWF), mentre i paleoventi da una simulazione di 6000 anni fa del modello di Dong e Valdez (1995). Le configurazioni sono leggermente diverse da quelle attuali con uno spostamento verso Ovest della circolazione ciclonica nella parte orientale del bacino, e un flusso più zonale e forte sul bacino nord-Occidentale.

Si pensa che la temperatura superficiale non fosse molto diversa da quella

attuale: Kallel et al. (1997) mostrano che le differenze sono minime nel Mediterraneo Orientale e massime nel Golfo del Leone e nel Tirreno Settentrionale con una diminuzione di 2.5 °C durante l'inverno.

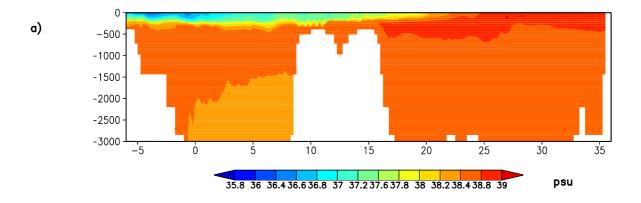
Per evidenziare maggiormente le differenze nella struttura verticale tra l'Optimum Climaticum e la situazione odierna, si sono riprodotte due sezioni curvilinee nel Mediterraneo, utilizzando i dati di temperatura e salinitá provenienti dalla simulazione attuale e dalla paleosimulazione. La prima , definita sezione transMediterranea, taglia zonalmente tutto il bacino da Gibilterra alle coste piú orientali, passando dal Canale di Sicilia; la seconda , meridionale, parte dal Mar Adriatico e, attraverso Otranto, arriva alla costa Africana tagliando tutto il bacino Ionico.

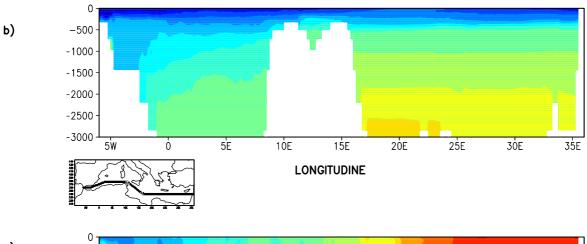
Nella sezione transMediterranea in figura 2.4, si nota innanzitutto la grande differenza nei valori di salinitá tra l'Olocene e la situazione attuale, molto marcata soprattutto nei primi 700 m, dove il paleo-scenario si mostra molto stratificato rispetto alla situazione attuale. Durante la deposizione del Sapropel, la densitá mostra forti gradienti nei primi 700 m di profonditá, mentre nel periodo attuale questi esistono solo fino a 300-500 m (figura 2.6). La densitá presente nell'Olocene non raggiunge mai i valori attuali, neanche alle profonditá piú elevate, rimanendo costantemente piú bassa. La situazione é ancora piú accentuata nella sezione meridionale, in cui viene a mancare su tutta la verticale la struttura rimescolata e si presenta una forte stratificazione.

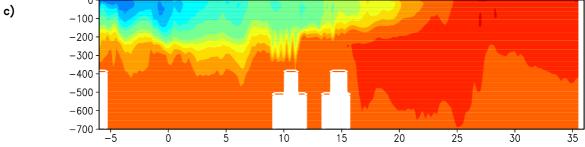
Per quel che riguarda le sezioni della temperatura, in figura 2.5 si puó notare durante l'Optimum Climaticum nel Mediterraneo Occidentale la diminuzione dei valori rispetto alla situazione odierna subito al di sotto dei 200 m . Si nota, inoltre, nella sezione meridionale nella figura 2.8, una particolare lingua di acqua molto fredda; questa rappresenta la AIW, la quale, dallo stretto di Otranto, fluisce nello Ionio tra 250 e 450 m. Questa struttura é totalmente assente nel Mediterraneo attuale.

É interessante notare come le differenze tra la situazione attuale e l'Optimum Climaticum diminuiscano andando dalla superficie verso il fondo a paritá di profonditá, ma, nonostante ció, una variazione scatenatasi nella parte piú alta della colonna d'acqua é in grado comunque di modificare la dinamica della circolazione su tutta la verticale, dando origine a masse nuove e impedendo la formazione di quelle profonde.

I dati della simulazione corrispondente all'Optimum Climaticum mostrano che, nonostante le differenze nel gradiente di salinitá, si mantiene la circolazione







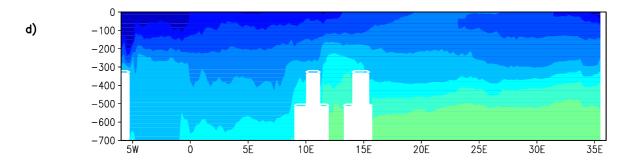
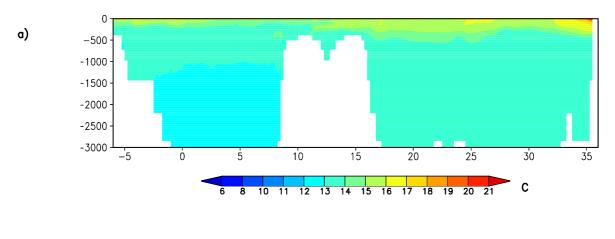
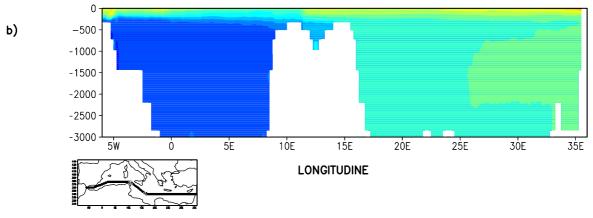
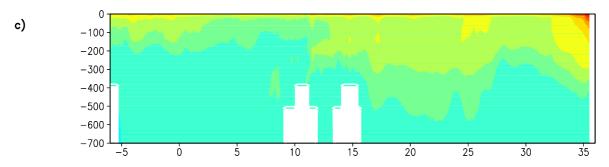


Figura 2-4: Sezioni trans Mediterranee di salinitá : (a) simulazione attuale 0-3000 m; (b) paleo-simulazione 0-3000 m; (c) simulazione attuale 0-700 m; (d) paleo simulazione 0-700 m.







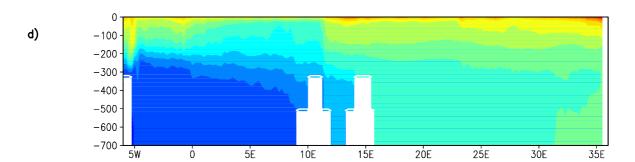
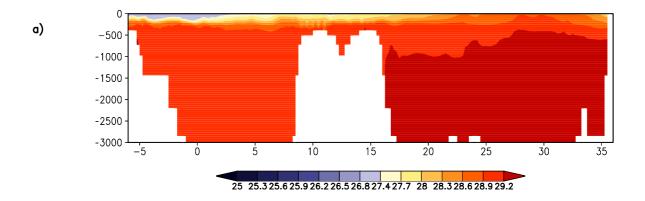
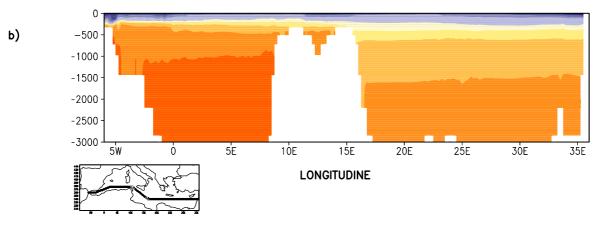
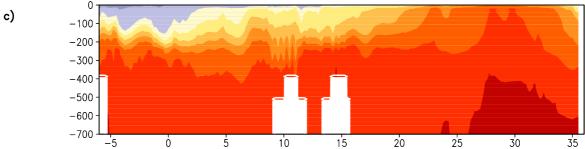


Figura 2-5: Sezioni trans Mediterranee di temperatura: (a) simulazione attuale 0-3000 m; (b) paleo-simulazione 0-3000 m; (c) simulazione attuale 0-700 m; (d) paleo simulazione 0-700 m.







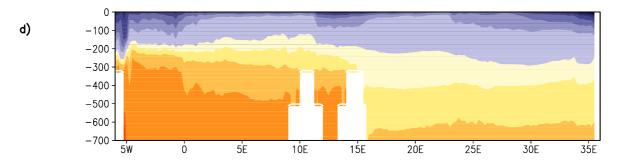
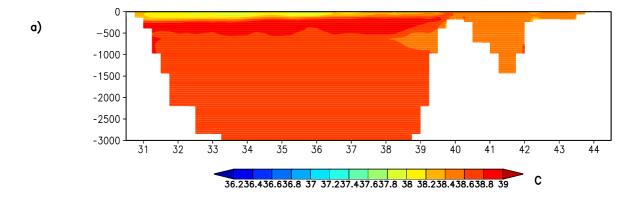
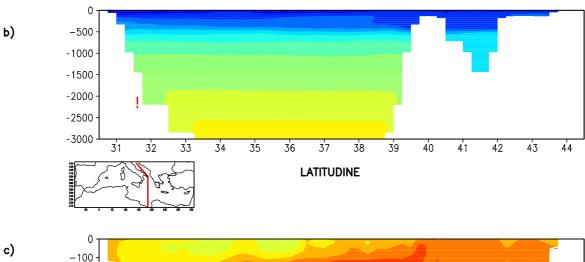
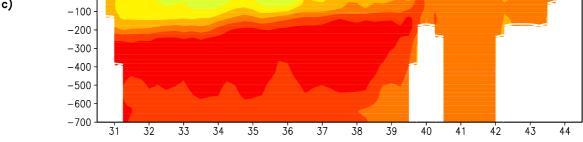


Figura 2-6: Sezioni trans Mediterranee di densitá: (a) simulazione attuale 0-3000 m; (b) paleo-simulazione 0-3000 m; (c) simulazione attuale 0-700 m; (d) paleo simulazione 0-700 m.







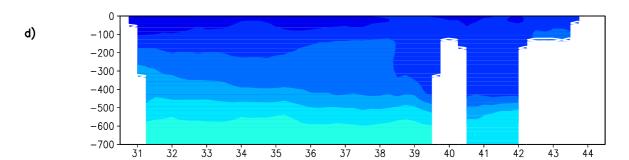
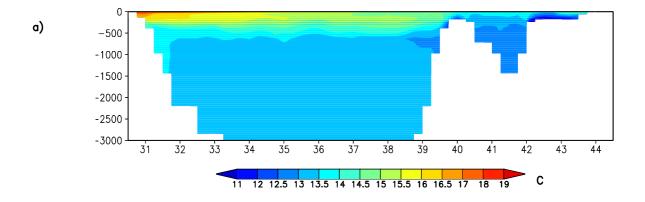
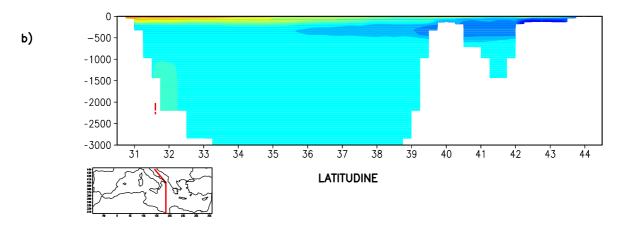
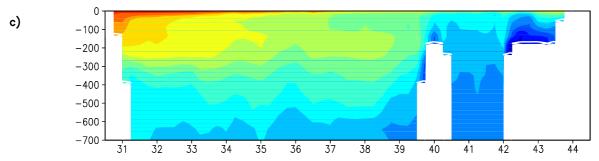


Figura 2-7: Sezioni meridionali di salinitá: (a) simulazione attuale 0-3000 m; (b) paleo-simulazione 0-3000 m; (c) simulazione attuale 0-700 m; (d) paleosimulazione 0-700 m.







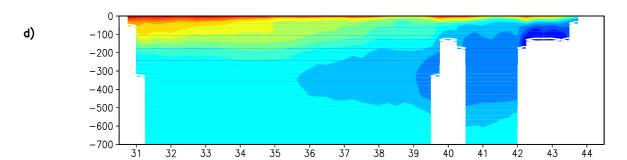
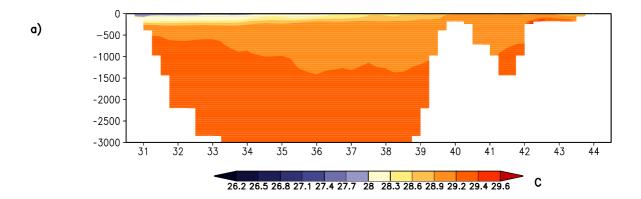
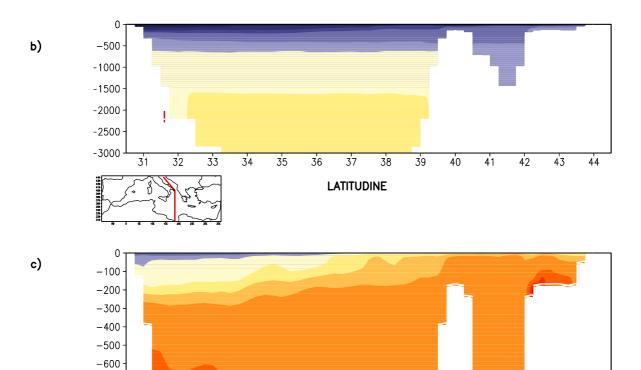


Figura 2-8: Sezioni meridionali di temperatura: (a) simulazione attuale 0-3000 m; (b) paleo-simulazione 0-3000 m; (c) simulazione attuale 0-700 m; (d) paleosimulazione 0-700 m.





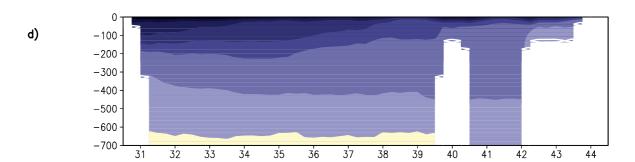


Figura 2-9: Sezioni meridionali di densitá: (a) simulazione attuale 0-3000 m; (b) paleo-simulazione 0-3000 m; (c) simulazione attuale 0-700 m; (d) paleosimulazione 0-700 m.

-700

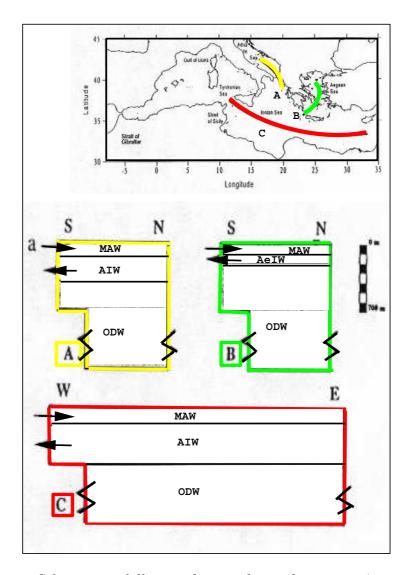


Figura 2-10: Schematico della circolazione lungo le sezioni A, B, C: ODW = vecchia acqua profonda stagnante; AIW = Acqua Intermedia Adriatica; MAW = Acqua Atlantica Modificata; AeIW = Acqua Egea Intermedia (disegnata in copia da Myers et al., 1998).

antiestuarina. Appare ovunque un forte aloclino a 400-450 m nel Mediterraneo Orientale e a circa 600 m in quello Occidentale, separando le profonde e vecchie acque stagnanti da quelle superficiali ossigenate.

Il picnoclino é entrato nella zona eufotica in accordo con le teorie di alta produttivitá durante la formazione di S1. Myers et al.(1998) giunge alla conclusione che, al contrario della variazione del livello del mare, dei venti e della temperatura, la diminuzione di salinitá superficiale é in grado da sola di modificare la circolazione.

In figura 2-10 sono schematizzate tre sezioni del Mediterraneo durante l'Optimum Climaticum. Si puó notare che la LIW non si forma piú ed é sostituita

da una massa d'acqua che si sviluppa nel Mar Egeo a una profonditá di circa 125 m, e che solo debolmente lascia questa regione verso l' Adriatico. La convezione in Adriatico é

limitata a 300-400 m, producendo una massa d'acqua nuova fredda e relativamente poco salata, definita Acqua Adriatica Intermedia (AIW), che fluisce tra 200 e 450 m in tutto il bacino Orientale, tranne l'Egeo, in modo molto simile all'attuale EMDW. Le profonditá di ventilazione (circa 125 m nell'Egeo e 200-450 m nel Mar Adriatico) sono coerenti con le osservazioni dei limiti superiori di profonditá della colonna d'acqua anossica per la formazione di S1 che raggiungono i 150 m nell'Egeo (Perissoratis and Piper, 1992) e 300 m nel Mediterraneo Orientale aperto (Rohling e Geiskes, 1989).

Logicamente il Mediterraneo Occidentale viene a essere influenzato dalle modifiche avvenute in quello Orientale: non arriva piú la LIW molto salata, ma un'acqua piú fredda e meno salata, l'AIW. Anche qui non avviene la convezione profonda nel Golfo del Leone, ma una intermedia nel giro Provenzale e Balearico che produce una massa d'acqua che si muove a circa 500 m di profonditá.

# 2.3 Confronto del modello di Myers, Haines e Rohling con i dati reali

Il primo lavoro affrontato é stato quello di confrontare la simulazione attuale di Myers, Haines e Rohling (1998) con una banca di dati storici chiamata Mediterranean Hidrographyc Atlas (MedAtlas) (IFREMER/SISMER, HNODC, IEO, SHOMICMO, ICES) che contiene osservazioni per tutto il bacino del Mediterraneo.

Med Atlas contiene non solo profili di parametri come temperatura e salinitá ma anche profili di ammonio, ossigeno,  $\mathrm{C}^{14}$ , clorofilla, fluorescenza, irradianza, fosfati, nitriti, nitrati, silicati, PH, e torbiditá, raccolti con CTD, bottiglie, sonde batitermografiche XBT e MBT , e termistori , per il periodo dal 1950 al 1994.

In questa banca dati sono disponibili anche delle medie annuali climatologiche per la temperatura e la salinitá: sono stati cioé interpolati, con metodi statistici, i dati delle stazioni di misura su una griglia orizzontale costituita da 205 punti in longitudine e 78 in latitudine e su 28 livelli verticali da 0 a 3300

m.

In questo capitolo si confronteranno i valori istantanei corrispondenti al giorno 15 di ogni mese per la temperatura e salinitá provenienti dal modello, con le medie climatologiche di MedAtlas. A tal fine si é calcolata una media dei valori istantanei mensili e si é proceduto al confronto.

Nella figura 2.11, si possono vedere i diagrammi T/S con le relative curve di  $\sigma_T$ , su tutto il Mediterraneo Orientale nei tre casi diversi analizzati: i dati reali, la simulazione attuale e la paleosimulazione. Per rendere piú evidente il rapporto tra profonditá e grado di uniformitá in densitá, si sono distinti con colori diversi i dati compresi tra la superficie e 160 m (in verde), tra 160 m e 400 m (con rosso), tra 400 m e 1500 m (in blu) e quelli con profonditá superiore a 1500 m (in nero).

Il modello riproduce abbastanza fedelmente le osservazioni, nonostante i dati reali abbiano una maggiore disomogeneitá. Si rileva subito infatti che l'acqua superficiale nel Mediterraneo Orientale ha una salinitá e una temperatura molto diversa da punto a punto. Questa disomogeneitá diminuisce scendendo in profonditá fino ad arrivare nella parte profonda del bacino dove tutte le acque piú profonde di 2500 m sono caratterizzate da una salinitá di 38.663 psu in salinitá e da una temperatura potenziale di circa 13.3 °C (Schlitzer et al., 1991).

Si é poi scorporato il Mediterraneo Orientale nelle principali aree con cui viene in genere caratterizzato: il bacino Levantino (figura 2.12), lo Ionio (figura 2.13), l'Egeo (figura 2.14) e l'Adriatico (figura 2.15). Nei diagrammi T/S regionali, si riescono a distinguere tutte le componenti che sono sovrapposte indistintamente nella figura 2.11, perché ogni regione, soprattuto per la parte piú superficiale, é caratterizzata da un certo intervallo di temperatura e salinitá, e quindi di densitá.

Nel Bacino Levantino (figura 2.12), il diagramma ha la forma di una lingua allungata nel senso della temperatura potenziale. Infatti, la salinitá diminuisce molto lievemente con la profonditá, mentre la temperatura ha un intervallo molto ampio sia per le acque tra 0 e 160 m che per le acque piú profonde. Tra le regioni analizzate, é quella che ha il range di densitá piú alto e é quella riprodotta con piú precisione dal modello.

Il bacino Ionico (figura 2.13) é riprodotto dal modello con le acque superficiali che raggiungono valori sia di temperatura che di salinitá leggermente piú bassi. Le acque superficiali variano sia in temperatura che in salinitá, e

### DIAGRAMMI T-S SU MEDIE ANNUALI PER IL MEDIT.ORIENT.

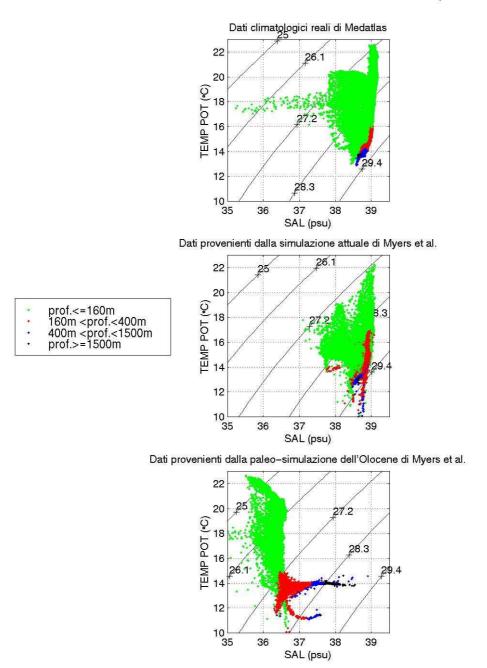


Figura 2-11: Diagramma T/S per il Mediterraneo Orientale. Le profonditá dei punti sono: in verde tra la superficie e  $160~\rm m$  di profonditá; in rosso comprese tra  $160~\rm m$  e  $400~\rm m$ ; in blu comprese tra  $400~\rm m$  e  $1500~\rm m$ ; in nero da  $1500~\rm m$  al fondo.

### DIAGRAMMI T-S SU MEDIE ANNUALI PER IL BAC, LEVANTINO

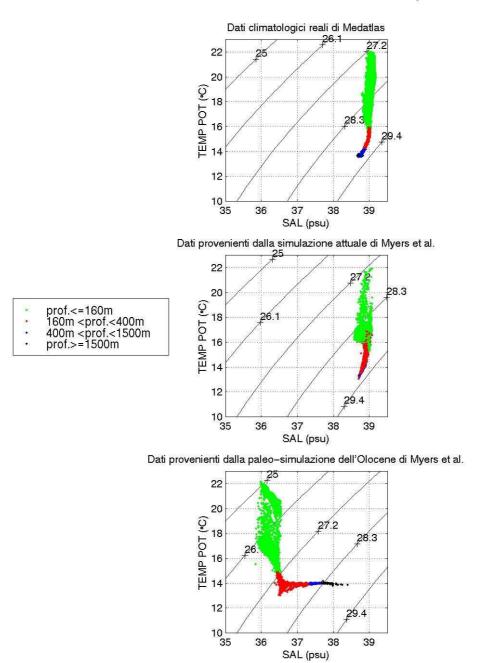


Figura 2-12: Diagramma T/S per il Bacino Levantino. Le profonditá dei punti sono: in verde tra la superficie e  $160~\rm m$  di profonditá; in rosso comprese tra  $160~\rm m$  e  $400~\rm m$ ; in blu comprese tra  $400~\rm m$  e  $1500~\rm m$ ; in nero da  $1500~\rm m$  al fondo.

#### DIAGRAMMI T-S SU MEDIE ANNUALI PER IL BAC.IONICO

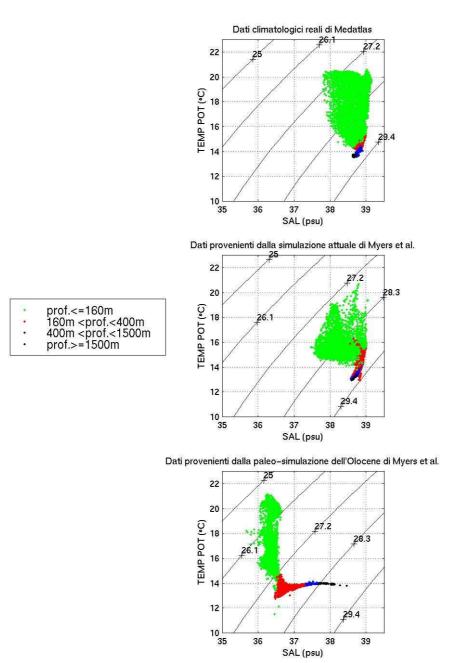


Figura 2-13: Diagramma T/S per il Bacino Ionico. Le profonditá dei punti sono: in verde tra la superficie e  $160~\rm m$  di profonditá; in rosso comprese tra  $160~\rm m$  e  $400~\rm m$ ; in blu comprese tra  $400~\rm m$  e  $1500~\rm m$ ; in nero da  $1500~\rm m$  al fondo.

#### DIAGRAMMI T-S SU MEDIE ANNUALI PER L'EGEO

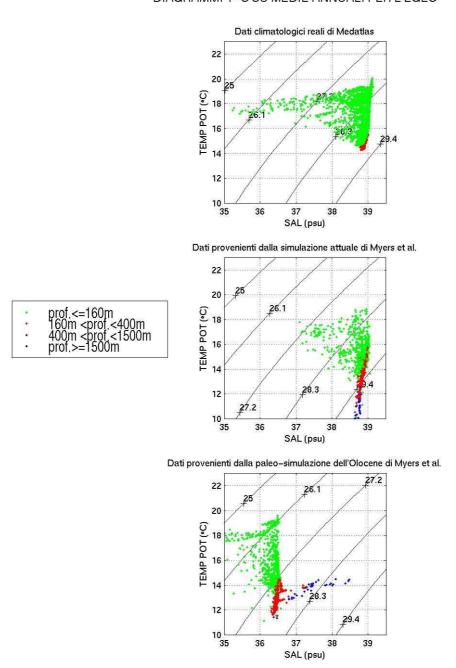


Figura 2-14: Diagramma T/S per il Mar Egeo. Le profonditá dei punti sono: in verde tra la superficie e 160 m di profonditá; in rosso comprese tra 160 m e 400 m; in blu comprese tra 400 m e 1500 m; in nero da 1500 m al fondo.

#### DIAGRAMMI T-S SU MEDIE ANNUALI PER L'ADRIATICO

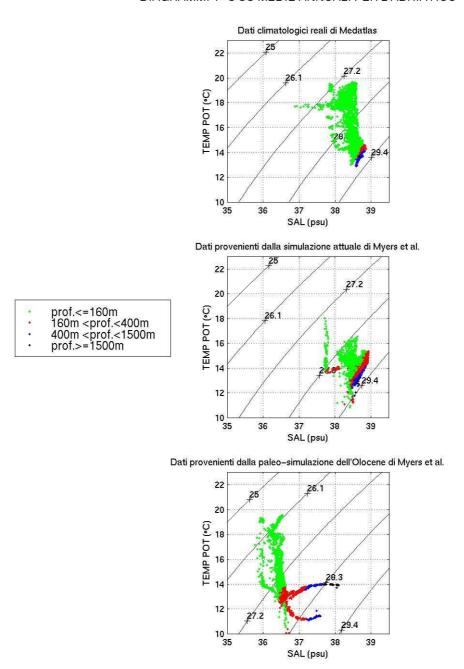


Figura 2-15: Diagramma T/S per il Mar Adriatico. Le profonditá dei punti sono: in verde tra la superficie e 160 m di profonditá; in rosso comprese tra 160 m e 400 m; in blu comprese tra 400 m e 1500 m; in nero da 1500 m al fondo.

la parte compresa tra 160 e 400 m é piú uniforme in temperatura rispetto al bacino Levantino.

L'Egeo é caratterizzato da acque superficiali che variano fortemente in salinitá e meno in temperatura (figura 2.14). Il modello non riesce a riprodurre in modo soddisfacente questa variabilitá, probabilmente a causa della bassa risoluzione verticale ed orizzontale del modello che penalizza le regioni con morfologia complessa.

In generale, si puó concludere che il modello riproduce accuratamente le masse d'acqua dei vari sottobacini del Mediterraneo Orientale.

I diagrammi T/S per la paleosimulazione dell'Optimum Climaticum non evidenziano masse d'acqua differenti da bacino a bacino. Soprattutto per le acque superficiali, non si notano diversitá estreme come nel caso della simulazione odierna.

In figura 2.15, si nota chiaramente che il diagramma si é spostato verso salinitá molto piú basse, mentre l'intervallo di temperatura é lo stesso della situazione odierna, a dimostrare quanto solo un aumento di acqua dolce abbia modificato drasticamente la circolazione durante la deposizione di S1. L'unico bacino che si differenzia dagli altri é il Mar Adriatico per le acque al di sotto dei 160 m: infatti si distinguono due masse d'acqua profonde caratterizzate da una diversa temperatura. Si puo' inoltre notare che la massa d'acqua piú fredda scompare al di sopra dei 15.25 gradi di longitudine e al di sotto dei 38.25 gradi di latitudine, a dimostrare la sua origine nell'Adriatico Meridionale. É la temperatura piú bassa del Mediterraneo Orientale durante l'Optimum Climaticum, e potrebbe rappresentare proprio l'Acqua Intermedia Adriatica. Infatti nel Mediterraneo Orientale attuale, dai diagrammi T/S non risultano temperature cosí basse in nessuna regione. Quindi l'Acqua Intermedia Adriatica nella paleosimulazione é un'acqua piú fredda di quella attuale, ma con maggior galleggiamento a causa della sua minore salinitá.

# 2.4 Calcolo dei tassi di formazione delle acque profonde

Castellari, Pinardi e Leaman (2000) hanno effettuato degli esperimenti numerici con l'intento di studiare la variabilità interannuale del processo di formazione delle acque profonde, sottoposto a forzanti atmosferici a frequenza mensile e

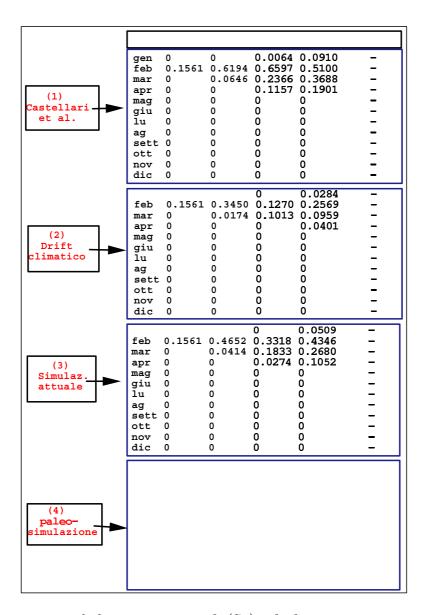


Figura 2-16: Tassi di formazione mensili (Sv) calcolati per ogni massa d'acqua all'interno di ogni esperimento.Le medie annuali sono riportate in tabella 2.1.

di 12 ore, in un periodo dal 1980 al 1988 su tutto il Mediterraneo. Questo lavoro ha fatto seguito alle simulazioni di Nittis e Lascaratos (1998) sul bacino Levantino, che hanno evidenziato l'importanza dei forzanti atmosferici molto brevi rispetto a quelli climatologici medi.

Per trovare il tasso di formazione dell'acqua profonda si calcola l'area racchiusa tra le isopicne che durante il processo di formazione risalgono alla superficie a causa dell'upwelling di Ekman. Dato un certo campo di temperatura e salinità nel Mediterraneo, si calcola il volume compreso tra le isopicne che racchiudono una certa massa d'acqua e che tagliano la superficie. Il tasso di produzione è dipendente dagli intervalli di densità che si scelgono come ca-

	WMDW	$\mathbf{EMDW}$	$\mathbf{LIW}$	CIW	AIW
Esper					
(1)	29.00-29.15	>=29.00	28.85-29.10	28.85-29.20	_
Sv	0.1561	0.3421	0.2546	0.2900	_
(2)	29.00-29.10	29.05 29.15	28.95-29.25	28.95-29.20	_
Sv	0.1561	0.1812	0.1142	0.1053	_
(3)	29.00-29.20	29.10-29.30	28.90-29.250	28.9-29.40	_
Sv	0.1561	0.2533	0.1808	0.2147	_
(4)	28.50-28.80	28.10-28.60	27.50-28.20	26.80-27.50	<b>27.50-27.9</b> 0
Sv	0	0	0	0	0.0953

Tabella 2.1: Tabella riassuntiva dei tassi di formazione annuale con relativi range di densita' per ogni massa d'acqua in ogni esperimento: (1) = Castellari et al.; (2) = drift climatico; (3) = simulazione attuale di Myers et al.; (4) = paleo-simulazione di Myers et al.

ratteristici delle masse d'acqua, e viene misurato in Sverdrup, dove 1 Sv= $10^6$  m<sup>3</sup>/s.

Si é calcolato il tasso di formazione per ogni mese (vedi figura 2-16) utilizzando i dati istantanei mensili di temperatura e salinitá provenienti dalla paleosimulazione e dalla simulazione attuale del modello di Myers, Haines e Rohling, e successivamente é stata calcolata una media annuale.

Per identificare le masse d'acqua si sono analizzati i diagrammi T/S per le aree del Golfo del Leone, del bacino Levantino, dell'Adriatico Meridionale e del Mar Egeo, in corrispondenza delle quali si formano la WMDW, la LIW, la EMDW e la CIW. I risultati sono riportati in tabella 2.1

Per la simulazione attuale, si sono inoltre calcolati tre diversi tassi di formazione: il primo utilizza gli intervalli scelti da Castellari, Pinardi e Leaman (2000), il secondo usa gli intervalli di densitá caratteristici della simulazione attuale di Myers et al. (1998) ed il terzo quelli dedotti dalle osservazioni MedAtlas per vedere quanto il modello si discosta dalla realtá ("drift climatico"). Si sono poi calcolati i tassi di formazione durante l'Optimum Climaticum, cercando in questo scenario le masse d'acqua attuali e integrandole con le nuove di quel periodo.

Infatti, come si nota in figura 2-17, l'istogramma mostra il tasso di formazione medio annuale per ogni massa d'acqua e per ogni esperimento. Si nota come l'Acqua Intermedia Adriatica (AIW) non si produce per nessuna

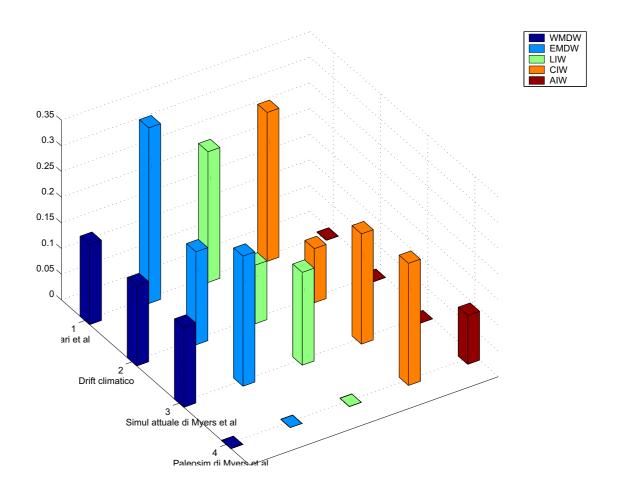


Figura 2-17: Tasso di formazione medio annuale (Sv) per ogni esperimento e per ogni massa d'acqua analizzata, come é indicato nella legenda.

simulazione attuale ma solo per la paleosimulazione, e durante l'Optimum Climaticum si forma solo un' altra acqua, quella Cretese Intermedia (CIW): durante la deposizione del Sapropel S1, si ha quindi solamente una convezione intermedia e non profonda.

# Capitolo 3

# Il modello ecologico

# 3.1 Gli sviluppi nella modellistica ecologica

La possibilitá di simulare, attraverso modelli numerici, situazioni difficilmente realizzabili a livello sperimentale e di controllare le conseguenze di alcune ipotesi teoriche, rappresenta uno strumento indispensabile per la comprensione delle complesse interazioni che avvengono nell'ecosistema terrestre nella sua totalitá, dalla idrodinamica ai cicli biogeochimici.

ERSEM é un modello di ecosistema a biomassa, che consiste in un insieme connesso di moduli che descrivono i processi biologici e chimici nella colonna d'acqua, insieme ai flussi di scambio e alle dinamiche che avvengono nello strato bentico. Questa parte biogeochimica é poi accoppiata a un modello fisico di circolazione, il Princeton Ocean Model (POM, Blumberg and Mellor, 1997), che controlla i flussi avvettivi ed il rimescolamento verticale ed orizzontale della colonna d'acqua, determinando il trasporto delle variabili di stato.

Ogni variabile di stato, sia essa un nutriente, un batterio, un organismo fitoplanctonico, o zooplanctonico fa parte di un gruppo funzionale. Non vengono descritte le variabili in modo diverso da specie a specie, ma piú specie sono parametrizzate attraverso un unico gruppo funzionale, sulla base del loro livello trofico: esso é definito in termini di biomassa, senza possedere una struttura interna in classi dimensionali, nonostante ogni singolo gruppo sia implicitamente connotato a livello dimensionale. Il concetto di "organismo standard" é utilizzato come base per la parametrizzazione: i processi di nutrizione, assimilazione, respirazione, escrezione ed egestione sono definiti nella figura 3-1 e i parametri che specificano i tassi giornalieri di scambio rappresentano le differenze tra i vari gruppi funzionali.

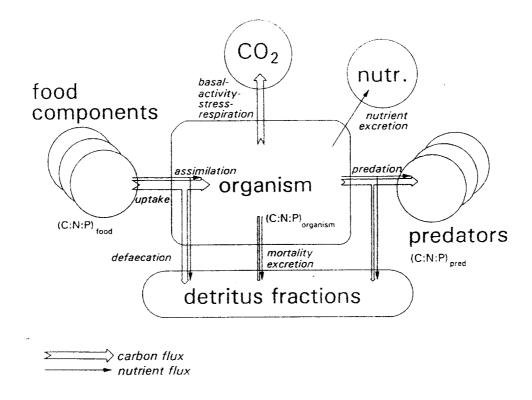


Figura 3-1: Shema delle funzionalitá dell' organismo standard (Vichi et al., 1998).

Differenze nelle attivitá metaboliche e comportamentali all'interno di uno stesso gruppo funzionale hanno comportato un' ulteriore divisione: ad esempio, nel gruppo fitoplanctonico le diatomee utilizzano il silicio per la propria crescita e i flagellati presentano una maggiore attivitá respiratoria per la loro peculiare motilitá.

Le dinamiche biologiche dei gruppi funzionali sono descritte in termini di processi fisiologici (nutrimento, respirazione, escrezione, ecc.), e di processi di popolazione (crescita, morte, migrazione, ecc.) con tutte le possibili interazioni definite nella struttura della catena trofica dell'ecosistema. I processi fisici che influenzano la biologia sono l'avvezione e la diffusione orizzontale che operano su una scala di decine di km, mentre la sedimentazione e la diffusione verticale sulla scala dei metri.

Le variabili di stato scambiano materia sia in forma di carbonio che in forma di azoto, fosforo e silicio, quindi ogni gruppo funzionale é definito in termini del suo contenuto in tutti i costituenti principali; tutto ció permette un aggiustamento dinamico alle variazioni sia spaziali che temporali delle disponibilità di carbonio e di nutrienti (Baretta et al, 1995). L'inclusione del

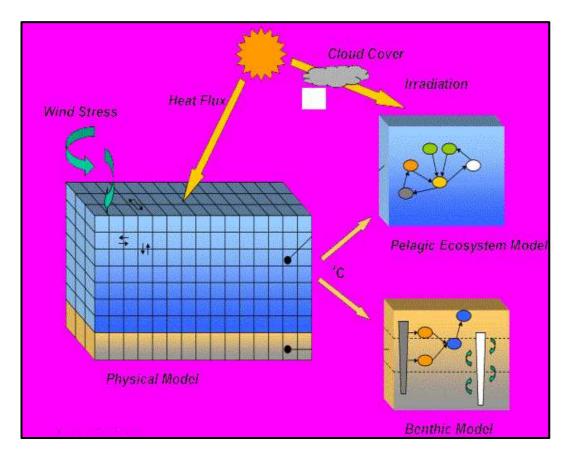


Figura 3-2: Schema generale di ERSEM II (da Vichi, 1999).

detrito organico autoctono sempre in rapporti dinamici con i macroelementi e il carbonio, connette il sistema pelagico con quello bentico attraverso i processi di sedimentazione e diagenesi precoce (Ebenoh et al.,1995; Ruardij e Van Raaphorst, 1995).

Ogni modulo, rappresentante un certo processo, consiste in un sistema di equazioni differenziali alle derivate parziali che descrivono il flusso della materia inorganica e organica attraverso l'ecosistema.

ERSEM I nella versione 11 é stato sviluppato nel 1995 all'interno di un pacchetto software chiamato SESAME (Software Environment for Simulation And Analysis of Marine Ecosystem, Ruardij et al., 1995) compatibile con il sistema operativo UNIX. Questo ambiente permette l'integrazione numerica di modelli matematici implementati in linguaggio FORTRAN77, con l'ausilio di alcuni programmi di grafica e di analisi di dati. I metodi di integrazione numerica utilizzabili sono due: il metodo di Eulero esplicito 'in avanti' e la procedura di Runge-Kutta al quart'ordine, entrambe con regolazione adattativa del passo temporale; poiché la seconda, pur essendo piú raffinata, fornisce risultati senza differenze rilevanti e allunga il tempo di calcolo, in genere si

utilizza il primo (Vichi, 1998).

L'area di implementazione originale di ERSEM é il Mare del Nord, ma il modello é stato applicato nel Mar Adriatico Settentrionale (Vichi et al., 1998) su una colonna di 20 metri di profonditá, e nell'Adriatico centrale e meridionale (Allen et al., 1998) grazie alla capacitá di adattamento del modello a ambienti diversi, da aree costiere, a zone di mare aperto a estuari.

ERSEM II, utilizzato in parte per questo lavoro, é stato sviluppato nel 1997 a partire da ERSEM I e contiene modifiche importanti rispetto alla versione originale. Ad esempio, per quel che riguarda la produzione primaria, é stato aggiunto un nuovo gruppo funzionale fitoplanctonico che parametrizza il picofitoplancton, sono state scorporate le cinetiche di assimilazione dei nutrienti dal carbonio (Droop, 1975 e Nyholm, 1977), ed é stata migliorata la dipendenza dei produttori primari dalla radiazione solare (Ebenhoh et al., 1995). É stata inoltre aggiunta la dinamica di assimilazione dei nutrienti al batterioplancton (Baretta et al., 1997): i batteri sono in grado di assimilare i nutrienti in forma inorganica, senza dipendere esclusivamente da quelli presenti nella sostanza organica, come accade invece in ERSEM I. ERSEM II é in grado di simulare un continuum nella catena trofica: passando da una zona costiera eutrofica a una zona di mare aperto relativamente oligotrofica, si osserva un gradiente da un sistema dominato da buona parte della catena trofica a uno dominato dal ciclo microbico (Baretta, 1997). La piú recente versione di ERSEM (Vichi et al., 1999) (figura 3-2) é scritta invece che in FORTRAN77 in linguaggio C e utilizza una versione modificata di OpenSESAME: é stata applicata in due sottobacini del Mar Baltico a 80 e 150 m di profonditá, per analizzare le cause e le conseguenze della variabilità interannuale e a lungo termine delle dinamiche dell'ecosistema nelle aree considerate.

ERSEM é stato applicato non solo ad una colonna d'acqua unidimensionale, ma anche a una griglia tridimensionale. Zavatarelli et al. (2000) hanno effettuato degli esperimenti numerici accoppiando POM ad ERSEM su una griglia idealizzata nel Mar Adriatico ottenendo delle mappe di distribuzione superficiale della clorofilla confrontabili a immagini ottenute dal satellite CZCS. I processi fisici hanno un ruolo fondamentale nel sostenere le dinamiche biogeochimiche nell'ecosistema: su una griglia tridimensionale idealizzata del Mar Adriatico é stata simulata la forte dipendenza del ciclo stagionale del fitoplancton all'apporto fluviale e ai processi fisici verticali e orizzontali (Zavatarelli et al., 2000).

# 3.2 Il modello MEM-CO1D

MEM\_CO1D nasce da un lungo lavoro elaborato in questa tesi che consiste nell'unione di due modelli ecologici:

- 1. MEM\_CO3D tridimensionale accoppiato a POM scritto totalmente nel linguaggio FORTRAN77
- 2. ERSEM II unidimensionale accoppiato a POM con interfaccia SESAME

L'obiettivo di questa unione é stato quello di costruire un modello di ecosistema unidimensionale scorporato da SESAME, e implementato nella sua totalitá attraverso il linguaggio FORTRAN77.

Per fare ció, é stata prelevata da MEM\_CO3D la formulazione della parte biogeochimica bentica e pelagica, giá precedentemente scorporata da SESA-ME, e quella che accoppia il comparto fisico a quello di ecosistema; al contrario, é stato estratto il modello fisico unidimensionale da ERSEM II. Quest'ultimo é stato accoppiato direttamente al modulo pelagico e bentico, senza avere bisogno di utilizzare SESAME come interfaccia.

# 3.3 La struttura generale di MEM-CO1D

Il modello necessita della definizione di una griglia verticale, di condizioni iniziali e al contorno: le condizioni iniziali mi definiscono lo stato delle variabili al tempo zero per tutto il profilo della colonna d'acqua, mentre le condizioni al contorno costituiscono i forzanti imposti alla superficie non solo al tempo zero ma per tutta la durata della simulazione. Questo modello deve essere immaginato come una continua interazione di flussi di energia e materia attraverso tre comparti inscindibili: fisico, pelagico e bentico.

In figura 3-3 sono schematizzati i forzanti che vengono imposti al modello. MEM\_CO1D é stato costruito in modo da scegliere se dare un' evoluzione prognostica o diagnostica alle variabili in ingresso e in questo lavoro si é utilizzata la seconda. Nell'implementazione prognostica, avviene un' integrazione nel tempo di tutte le variabili: noti i forzanti di temperatura, salinitá, e stress del vento come condizioni al contorno, e imposto un profilo per tutta la colonna d'acqua di temperatura e salinitá come condizione iniziale, il modello calcola nel tempo successivo i profili di temperatura e salinitá, a partire dai forzanti

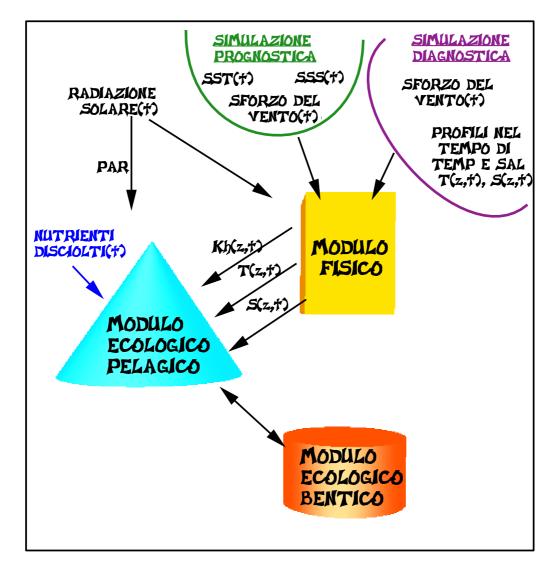


Figura 3-3: Schema generale dei forzanti imposti a mem-co1d e della modalitá di accoppiamento tra il modulo fisico e i moduli pelagico e bentico. T e S rappresentano la salinitá e la temperatura,  $K_H$  é il coefficiente di diffusione turbolenta.

superficiali e calcolando il coefficiente di viscositá turbolenta. Nell' implementazione diagnostica invece si impone una variazione temporale a priori dei campi di temperatura e salinitá: il modello necessita quindi non solo di un profilo iniziale di temperatura e salinitá lungo la verticale, ma si impone l'evoluzione di queste due variabili per tutto il periodo di tempo e ad ogni passo temporale. In questo modo il modello fisico calcola solamente il coefficiente di viscositá turbolenta e i profili di velocitá.

Per ogni passo temporale, il modulo fisico trasferisce al modulo pelagico il campo verticale di temperatura, di salinitá e il coefficiente di diffusione turbolenta verticale. La temperatura viene utilizzata per trovare la risposta metabolica ai diversi biota, mentre il coefficiente di diffusione serve per calcolare il tasso diffusivo di scambio delle variabili di stato biogeochimiche. Quest'ultimo é aggiunto al tasso di variazione delle variabili pelagiche che dipende dai diversi processi biogeochimici (Zavatarelli et al., 2000). Il modulo fisico integra le variabili per ogni intervallo di tempo scelto attraverso il metodo di integrazione leapfrog; il sottomodello di trasporto incluso nel modulo fisico aggiorna il tasso di cambiamento delle variabili biogeochimiche pelagiche aggiungendo alle variabili biologiche anche il termine diffusivo ed integra con il metodo di Eulero. Se il modulo ecologico richiede una riduzione del passo temporale perché i tassi di cambiamento sono troppo elevati (ad esempio, in corrispondenza di un bloom fitoplanctonico), allora i profili delle variabili fisiche rimangono inalterati e le variabili ecologiche vengono integrate per un numero di passi temporali piú piccoli rispetto a quello del modulo fisico, in modo da mantenere la stabilitá numerica del modulo di trasporto. Il risultato finale viene poi associato al valore delle variabili fisiche per quel determinato passo temporale, in modo che l'ecologia e la fisica siano sempre in fase (Vichi et al., 1998). La radiazione solare arriva al modulo pelagico in modo da essere solamente la percentuale effettiva utilizzata per compiere la fotosintesi, chiamata PAR (Photosintetically Available Radiation). I nutrienti disciolti inorganici rappresentano l'unico flusso geochimico superficiale previsto che viene imposto direttamente al modulo pelagico.

# 3.4 Il modulo fisico

Il modello fisico é un sistema di equazioni primitive alle differenze finite. Le equazioni del moto contengono tutte le scale spazio-temporali della variabilità del fluido, da quelle della circolazione climatica a quelle della dissipazione molecolare. Quest'ultima é talmente piccola da non essere in grado in un fluido geofisico di forzare l'energia del moto a scale sempre piú piccole: le correnti, ad esempio, impiegherebbero mesi per mettersi in moto se la viscosità molecolare fosse l'unico pozzo di energia per il moto. In realtà, esistono dei fenomeni di turbolenza a grande scala che agiscono con la stessa modalità, cioé forzano l'energia del moto a scale sempre piú piccole. La viscosità turbolenta estende la regione in cui avviene la dissipazione di energia anche al di fuori dello strato limite laminare viscoso prossimo ai contorni. Questo moto vorticoso é un fenomeno stocastico, una sovrapposizione disordinata di vortici di diversa

grandezza che sono evanescenti nel tempo e che scambiano energia tra moto turbolento e moto medio, con dissipazione di quest'ultimo.

Descrivere il moto turbolento in dettaglio punto per punto sarebbe inutile perché le fluttuazioni avvengono su molteplici scale spazio-temporali e hanno un andamento caotico: il metodo di analisi consiste quindi nel separare la parte media da quella fluttuante e di descrivere la parte fluttuante attraverso il moto medio. Assumendo che il processo sia ergodico, la media temporale é un'approssimazione di media di insieme in meccanica statistica: si suppone che, se il tempo di osservazione é sufficientemente lungo, il sistema passi attraverso tutti gli stati possibili e che quindi le medie spaziali e temporali convergano. Per dividere il moto in parte media e parte fluttuante piú piccola, si puó fare cosí riferimento a una scala di tempo: si mediano le equazioni del moto su questa scala e le rimanenti scale vengono raggruppate nel coefficiente di viscositá turbolenta.

Quindi nelle equazioni di Navier-Stokes per un fluido incomprimibile, idrostatico e sotto le condizioni di approssimazione di Boussinesq, le variabili scalari temperatura, salinitá e il vettore velocitá  $\overrightarrow{u}$ =(u,v,w) vengono scomposti nella componente media o a scala lunga ( $\overrightarrow{U}$ , T, S), e nella componente fluttuante turbolenta ( $\overrightarrow{U}'$ , T', S')

$$\overrightarrow{u} = \overrightarrow{U} + \overrightarrow{U'}; \qquad T = T + T'; \qquad S = S + S';$$
 (3.1)

Mediando ulteriormente nel tempo le equazioni, risulta che il moto medio viene modificato dal flusso di momento delle fluttuazioni turbolente. Le equazioni del moto diventano infatti:

$$\frac{D\overrightarrow{U_h}}{Dt} + \overrightarrow{f} \times \overrightarrow{U}_h + \frac{\nabla P}{\rho_o} - \overrightarrow{g} \frac{\rho}{\rho_o} - \overrightarrow{F} = -\frac{1}{\rho_o} \nabla \cdot \langle \overrightarrow{\tau}_{ij} \rangle \tag{3.2}$$

$$\nabla \cdot \overrightarrow{U} = 0 \tag{3.3}$$

$$\frac{DT}{Dt} + m_T = -\left[\frac{\partial}{\partial x} < u'T' > + \frac{\partial}{\partial y} < v'T' > + \frac{\partial}{\partial z} < w'T' >\right] + \frac{\partial I}{\partial z} \qquad (3.4)$$

$$\frac{DS}{Dt} + m_S = -\left[\frac{\partial}{\partial x} < u'S' > + \frac{\partial}{\partial y} < v'S' > + \frac{\partial}{\partial z} < w'S' >\right]$$
 (3.5)

$$\rho = \rho(T, S, P) \tag{3.6}$$

dove  $\overrightarrow{U_h}=(\mathrm{U,V})$  e D/Dt= $\partial/\partial t + \mathrm{U}\,\partial/\partial x + \mathrm{V}\partial/\partial xy + \mathrm{W}\partial/\partial z$ .  $\overrightarrow{f}=(0,0,f)$  é il parametro di Coriolis con  $f=2\Omega sen\Theta$ ,  $\overrightarrow{g}=(0,0,g)$  rappresenta l'accellerazione di gravitá e  $<\overrightarrow{\tau}_{i,j}>$  sono i termini fluttuanti non lineari che vengono espressi attraverso il tensore degli sforzi di Reynolds. La densitá  $\rho$  viene calcolata attraverso la temperatura, la salinitá e la pressione con l'equazione di stato dell'acqua di mare di Millero e Poisson (1981); F, m<sub>T</sub> e m<sub>S</sub> sono i termini di diffusione molecolare che hanno un ordine di grandezza piú piccolo rispetto ai processi di diffusione turbolenta. I rappresenta l'irradianza giornaliera definita come

$$I(z,h) = I_o(0,h)e^{\lambda_z z}$$

dove h é l'ora del giorno e si suppone di porre la durata dell'irraggiamento giornaliero d calcolata astronomicamente, pari ad un intervallo [n,s], dove n indica l'ora mattutina di massimo irraggiamento e s il tramonto, con h compreso tra n ed s. I<sub>o</sub> rappresenta l'irradianza alla superficie,  $\lambda$  il coefficiente di attenuazione e z é la coordinata verticale. La radiazione solare a lunghezza d'onda corta viene estinta nel modulo fisico attraverso un coefficiente costante lungo la verticale che tiene conto della classificazione dei tipi d'acqua di Jerlow (1976).

Il tensore degli stress di Reynolds si scrive nella forma:

Le equazioni non sono ancora chiuse, nel senso che non sono risolvibili perché non si conoscono le componenti fluttuanti del tensore. Si definisce cosí il modello di chiusura della turbolenza. Questo consiste nell'ipotizzare che i termini di Reynolds agiscano come una dissipazione molecolare e nel parametrizzare i termini dello stress di Reynolds in funzione del moto medio, cioé si introduce un coefficiente che tiene conto dello scambio di energia tra queste due diverse scale del moto. In questo modello si utilizza lo schema di chiusura livello 2.5 proposto da Mellor e Yamada (1992), descritto nel prossimo paragrafo.

I termini di Reynolds vengono riscritti nella forma:

$$- \langle u'w' \rangle = K_M \partial U / \partial z; \qquad - \langle v'w' \rangle = K_M \partial V / \partial z \tag{3.7}$$

$$- \langle T'w' \rangle = K_H \partial T/\partial z; \qquad - \langle S'w' \rangle = K_H \partial S/\partial z \tag{3.8}$$

dove  $k_M$  e  $k_H$  sono i coefficienti di viscositá turbolenta in verticale, perché il fenomeno é anisotropo.

Il modello utilizzato é unidimensionale e varia unicamente sulla componente z in verticale e nel tempo: vengono cosí eliminate le componenti in x e y e le equazioni diventano:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV = \frac{\partial}{\partial z} (K_M \frac{\partial U}{\partial z}) + F_x \tag{3.9}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} - fU = \frac{\partial}{\partial z} (K_M \frac{\partial V}{\partial z}) + F_y \tag{3.10}$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \tag{3.11}$$

$$\frac{\partial W}{\partial z} = 0 \tag{3.12}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_H \frac{\partial T}{\partial z}) + m_T + \frac{\partial I}{\partial z}$$
(3.13)

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_H \frac{\partial S}{\partial z}) + m_S \tag{3.14}$$

W é costante e si considera in questo caso nulla. I termini di diffusione molecolare sono definiti:

$$F_x = \frac{\partial}{\partial z} (v \frac{\partial U}{\partial z}); \qquad F_y = \frac{\partial}{\partial z} (v \frac{\partial V}{\partial z});$$
 (3.15)

$$m_T = \frac{\partial}{\partial z} (v_n \frac{\partial T}{\partial z}); \qquad m_S = \frac{\partial}{\partial z} (v_n \frac{\partial S}{\partial z});$$
 (3.16)

dove si assume il coefficiente di viscositá molecolare v costante e pari a 1.049  $10^6$  m<sup>2</sup>/sec. Nel modello questo valore é piú alto perché parametrizza altri processi non considerati in modo esplicito in questo caso ( turbolenza

# 3.4.1 La parametrizzazione della turbolenza

Il modello di chiusura 2.5 proposto da Mellor e Yamada (1982) é utilizzato in questo modulo fisico dell'ecosistema ecologico per risolvere i termini non lineari in funzione del moto medio. Esso calcola i coefficienti di diffusione turbolenta verticale per le equazioni del momento, la temperatura e la salinitá.

Le ipotesi teoriche provengono dagli studi di Rotta sulla ridistribuzione dell'energia e di Kolmogorov sul comportamento isotropo della dissipazione a piccola scala. Sotto queste ipotesi vengono definite alcune lunghezze di scala che caratterizzano il processo della turbolenza, che sono assunte prporzionali a un altro parametro di base, definito scala dominante.

Questa 'turbulent length scale' é espressa come:

$$l = kz (3.17)$$

secondo l'ipotesi che vortici di maggior dimensioni si sviluppino solamente se sono abbastanza distanti da un contorno solido, e k é la costante di Von Karman pari a 0.41.

Questi coefficienti sono funzione della stabilitá locale  $(Sm\ e\ Sh)$ , della lunghezza di rimescolamento (l) e dell'intensitá dell'energia cinetica dominante (q):

$$K_M = qlS_M; \qquad K_H = qlS_M;$$
 (3.18)

dove  $q^2/2=(\langle u'u'\rangle+\langle v'v'\rangle)/2$  é l'energia cinetica turbolenta e Sm e Sh sono calcolati utilizzando cinque costanti adimensionali e un numero di Richardson.

Nel modello l'energia cinetica viene calcolata da :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\frac{q^2}{2}) + \frac{\partial}{\partial z}(w\frac{q^2}{2}) = \frac{\partial}{\partial z}(K_q\frac{\partial q^2/2}{\partial z}) + P_s + P_b - \varepsilon \tag{3.19}$$

mentre la lunghezza di rimescolamento turbolenta l é ricavata tramite:

$$\frac{\partial}{\partial t}(q^2l) + \frac{\partial}{\partial z}(wq^2l) = \frac{\partial}{\partial z}(K_q \frac{\partial q^2l}{\partial z}) + E_1 l(P_s + P_b) - \frac{q^3}{B_1}W$$
 (3.20)

 $\mathbf{K}_q$  é il coefficiente di diffusione turbolenta verticale, mentre W é una funzione della distanza dai confini rigidi.

 $P_s$  é l'energia turbolenta prodotta attraverso gli sforzi di taglio, mentre  $P_b$  rappresenta la produzione o dissipazione dovuta a processi di aggiustamento gravitazionale delle masse d'acqua;  $\varepsilon$  e' la dissipazione del modello secondo Kolmogorov ( $B_1$ e  $E_1$  sono costanti determinate sperimentalmente).

$$P_s = K_M((\frac{\partial u}{\partial z})^2 + (\frac{\partial v}{\partial z})^2); \quad P_b = \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z}; \quad \varepsilon = \frac{q^3}{B_1 l}$$
(3.21)

## 3.4.2 Condizioni al contorno

Le condizioni al contorno sono imposte alla superficie e sul fondo della colonna d'acqua, e vengono definite per la temperatura, la salinitá, lo stress del vento e lo stress sul fondale e per la turbolenza.

• In superficie (z=0) imponiamo:

per la velocitá:

$$K_M \frac{\partial \overrightarrow{U_H}}{\partial z} = \frac{\overrightarrow{\tau}_w}{\rho}; \quad \overrightarrow{\tau}_w = c_d \mid \overrightarrow{U}_h^{aria} \mid \overrightarrow{U}_h^{aria}$$
 (3.22)

per la temperatura:

$$T(0,t) = Tss(t) \tag{3.23}$$

per la salinitá:

$$S(0,t) = Sss(t) \tag{3.24}$$

per la turbolenza:

$$q^2 = B_1^{\frac{2}{3}} \cdot |\tau_w|; \qquad l = 0 \tag{3.25}$$

dove Tss e Sss sono valori conosciuti alla superficie e imposti ad ogni passo temporale.

• Sul fondo (z=-H) definiamo invece

per la velocitá:

$$K_M \frac{\partial U_H}{\partial z} = \overrightarrow{\tau}_b; \quad \overrightarrow{\tau_b} = c_b \mid \overrightarrow{U}(-H, t) \mid \overrightarrow{U}(-H, t)$$
 (3.26)

per la temperatura:

$$K_H \frac{\partial T}{\partial z} = 0 (3.27)$$

per la salinitá:

$$K_H \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \tag{3.28}$$

per la turbolenza:

$$q^2 = B_1^{\frac{2}{3}} \cdot u_{attr}^2; \qquad l = 0; \qquad u_{attr} = \sqrt{\frac{|\tau_b|}{\rho}}$$
 (3.29)

 $c_d$  rappresenta il coefficiente di attrito alla superficie mentre  $c_b$  quello sul fondo;  $\overrightarrow{\tau}_w$  é lo stress del vento e  $\overrightarrow{\tau}_b$  é lo stress sul fondale;  $U^{aria}$  é la velocitá del vento su 10 m di altezza rispetto la livello del mare.  $B_1$  é una costante adimensionale

## 3.4.3 Condizioni iniziali

Le condizioni iniziali vengono imposte solo per l'evoluzione prognostica. In questo caso si impone quindi un profilo di velocitá, temperatura e salinitá al tempo t=0:

$$U(z, t = 0) = U_0(z) = 0$$
  $e$   $V(z, t = 0) = V_0(z) = 0$  (3.30)

$$T(z, t = 0) = T_0(z)$$
 (3.31)

$$S(z, t = 0) = S_0(z) (3.32)$$

Per il caso della simulazione diagnostica, le equazioni 3.9, 3.10, 3.11, 3.12, 3.13, 3.14 non vengono risolte, ma vengono utilizzate solamente le equazioni 3.19 e 3.20 per la turbolenza. L'evoluzione temporale di temperatura e salinitá viene imposta sia a t=0 che per ogni istante successivo.

$$T(z,t) = T_{prof}(z,t) \tag{3.33}$$

$$S(z,t) = S_{prof}(z,t) \tag{3.34}$$

In questo caso,  $T_{prof}$  e  $S_{prof}$  sono funzione non solo della profonditá ma anche del tempo, a differenza delle equazioni 3.31 e 3.32.

# 3.5 Il modulo pelagico

Come é gia stato menzionato nel paragrafo 1, gli organismi sono raggruppati a seconda delle comuni dinamiche metaboliche e funzionali, piuttosto che all'effettiva appartenenza tassonomica. I valori dei coefficienti che controllano le entitá dei flussi sono le differenze fondamentali tra un gruppo funzionale e l'altro.I flussi di scambio tra i vari gruppi funzionali sono schematizzati in figura 3-4.

Ogni variabile, appartenente a un certo gruppo funzionale, viene descritta attraverso un vettore quadrimensionale  $\overrightarrow{V}_j(z,t)$ , con j=1,2,3,4 dove ogni j rappresenta la concentrazione dei quattro costituenti delle cellule, e cioé rispettivamente il carbonio, l'azoto, il fosforo e il silicio (quest'ultimo presente solamente per le diatomee tra i gruppi funzionali fitoplanctonici). Il Rapporto di Redfield (Redfield, 1969) viene utilizzato come riferimento per definire lo stato di salute delle cellule.

Analogamente alle variabili fisiche, anche quelle geochimiche necessitano di condizioni iniziali. L'unica condizione al contorno prevista é imposta sul flusso superficiale di nutrienti disciolti. Il tasso di variazione di una variabile biochimica A, espresso in termini della propria unitá di misura sull'unitá di tempo viene definita come:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial A}{\partial \partial z} \right) + \frac{\partial A}{\partial t} \mid_b \tag{3.35}$$

in cui  $K_H$  é il coefficiente di diffusione turbolenta (m²/sec),  $\partial/\partial t$  é il tasso di variazione totale (fisica e biochimica) mentre  $\frac{\partial}{\partial t}$  |<sub>b</sub> rappresenta quello di variazione dovuto solamente ai processi biochimici.

Le condizioni al contorno per l'equazione 3.35 vengono scritte :

• in superficie a z=0

$$K_H \frac{\partial A}{\partial z} = 0 \tag{3.36}$$

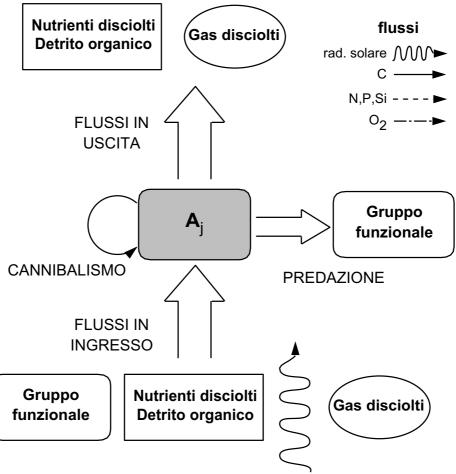


Figura 3-4: Diagramma generico dei flussi di scambio tra i vari gruppi funzionali (Vichi et al., 1998)

dove  $A^*(t)$  rappresenta il flusso superficiale di nutrienti nel tempo.

• sul fondo a z=-H, il profilo di sedimento sospeso é fissato a priori e dipende dal contenuto di carbonio particolato e disciolto e non esiste un equazione predittiva.

In figura 3-5 sono riassunte le principali variabili pelagiche e bentiche del modello, con la relativa nomenclatura. In generale, i processi biochimici che coinvolgono gli organismi della catena trofica pelagica sono (Vichi et al., 1998):

- accrescimento dovuto a fattori biotici e ambientali;
- perdite dovute al metabolismo respiratorio;

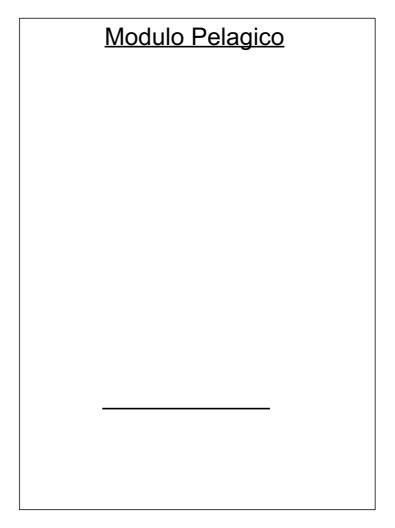


Figura 3-5: Lista delle principali variabili di stato e delle corrispondenti sigle nel comparto pelagico e bentico, per il modello implementato in questa tesi.

- mortalitá e escrezione fisiologica in condizioni ambientali normali e limitanti;
- interazioni negative (predazione, erbivoria).

Esistono dei fattori di regolazione che agiscono sulle funzioni metaboliche degli organismi, per ogni variabile di stato. Prendendo come esempio la temperatura, viene utilizzato un fattore di regolazione dipendente da  $Q_{10}$  ('characteristic temperature coefficient') che assume un valore diverso per ogni gruppo funzionale.  $Q_{10}$  definisce la variazione dei tassi metabolici per ogni aumento di  $10^{\circ}$ C nell' ambiente.

Vengono riportate le equazioni che controllano le funzionalità dinamiche di ogni anello della catena trofica, prendendo ad esempio la componente per il carbonio. Fitoplancton II fitoplancton comprende 3 gruppi funzionali:

- 1. il picofitoplancton (0.2-2  $\mu$ m);
- 2. i flagellati (2-20  $\mu$ m);
- 3. le diatomee (20-200  $\mu$ m);

$$\frac{\vartheta P1_{c}}{\vartheta t}\mid_{b} = \left[\frac{\vartheta P1_{c}}{\vartheta t}\right]^{pp} - \left[\frac{\vartheta P1_{c}}{\vartheta t}\right]_{O_{3}}^{rsp} - \left[\frac{\vartheta P1_{c}}{\vartheta t}\right]_{R}^{out} - \left[\frac{\vartheta P1_{c}}{\vartheta t}\right]_{Z4,Z5}^{prd} + \left[\frac{\vartheta P1_{c}}{\vartheta t}\right]^{sink}$$

$$(3.37)$$

dove pp rappresenta la produzione primaria, rsp é la respirazione, prd la predazione, sink é la discesa lungo la colonna d'acqua e infine out il rilascio di sostanza organica e inorganica . Il flusso di produzione primaria é controllato primariamente dall'intensitá della radiazione solare e dalla sua propagazione lungo la colonna d'acqua. L'irradianza alla superficie del mare tiene conto della diversa durata della luce in ore durante l'anno e viene convertita in radiazione efficace per la fotosintesi attraverso un fattore adimensionale fpar=0.5. La propagazione lungo la colonna d'acqua segue una legge esponenziale di estinzione che dipende dalla concentrazione di materiale sospeso (fitoplancton, sedimento, particolato organico, sostanze umiche) in grado di assorbirla.

Microzooplancton Per il microzooplancton si intendono 2 gruppi di organismi eterotrofi planctonici con dimensioni massime di 200  $\mu$ m: nella prima classe si trovano i flagellati eterotrofi (nanoflagellati) con dimensioni comprese fra 2 e 20  $\mu$ m; nel secondo raggruppamento sono raccolti quelli compresi fra 20 e 200  $\mu$ m, escludendo i nauplius e gli stadi larvali degli altri organismi bentonici e planctonici di dimensioni maggiori.

$$\frac{\vartheta Z x_c}{\vartheta t} \mid_{b} = \left[ \frac{\vartheta Z x_c}{\vartheta t} \right]^{sp} - \left[ \frac{\vartheta Z x_c}{\vartheta t} \right]^{rsp}_{O_2} - \left[ \frac{\vartheta Z x_c}{\vartheta t} \right]^{out}_{R} - \left[ \frac{\vartheta Z x_c}{\vartheta t} \right]^{prd}_{Z4.Z5}$$
(3.38)

dove sp indica la produzione secondaria .

**Batteri pelagici** Per i batteri pelagici, utilizzatori del detrito organico particolato e disciolto della colonna d'acqua, la dinamica per il carbonio é descritta da:

$$\frac{\vartheta B1_c}{\vartheta t} \mid_{b} = g_{B1} - \left[\frac{\vartheta B1_c}{\vartheta t}\right]_{O_3}^{rsp} - \left[\frac{\vartheta B1_c}{\vartheta t}\right]_{R1}^{out} - \left[\frac{\vartheta B1_c}{\vartheta t}\right]_{Z6}^{prd}$$
(3.39)

dove g é un valore che rappresenta il tasso di accrescimento effettivo dei batteri: é il minimo tra la disponibilitá di substrato indipendente dallo stato dell'habitat di sviluppo e un tasso potenziale che tiene invece conto solamente dei fattori ambientali.

Mesozooplancton Questa classe comprende un'ampia varietá di organismi che vengono catturati con maglie di 200  $\mu$ m e hanno dimensioni inferiori a 10 mm, e nel modello viene fatta una distinzione tra onnivori e carnivori.

$$\frac{\vartheta Z 4_c}{\vartheta t} \mid_{b} = G_{Z4}^c Z 4_c - d_{Z4} Z 4_c - \left[\frac{\vartheta Z 4_c}{\vartheta t}\right]_{R1}^{lim} - \left[\frac{\vartheta Z 4_c}{\vartheta t}\right]_{R1}^{out} - \left[\frac{\vartheta Z 4_c}{\vartheta t}\right]_{Z4,Z5}^{out}$$
(3.40)

Il primo temine dopo il segno uguale rappresenta la produzione netta e il secondo invece la mortalitá; *lim* tiene conto dell'accrescimento netto in funzione dell'elemento piú limitante che puó essere azoto, fosforo o carbonio.

## 3.6 Il modulo bentico

Le dinamiche esistenti nella colonna d'acqua sono di primaria importanza per il sistema bentico. Il detrito pelagico arrivato sul fondo viene rimineralizzato e eventualmente riemesso come flusso diffusivo molecolare nell'interfaccia acqua - sedimento. Tra le tre possibili scelte esistenti in ERSEM (il modello di Oldenburg, il modello di Niotz e la Benthic Return), si é utilizzato per questo modello la dinamica che semplifica maggiormente il comparto bentico dell'ecosistema, la Benthic Return (Mardaljevic e Bryant, 1993).

Questa forma definisce una rigenerazione di nutrienti disciolti dal sedimento alla colonna d'acqua che dipende dalla quantitá di detrito particolato e disciolto di origine pelagica che arriva sul fondo e da una percentuale di rimineralizzazione che é fissata a priori. All'ultimo livello del comparto pelagico, che si considera posizionato sulla batimetria del fondo a z=-H, si ha che:

• per i fosfati:

$$\nu \frac{\partial (PO_4)}{\partial z} = K_{Q6}Q6p + K_{Q1}Q1p \qquad z = -H$$

• per i nitrati:

$$\nu \frac{\partial (NO_3)}{\partial z} = K_{Q6}Q6n + K_{Q1}Q1n \qquad z = -H$$

• per i silicati:

$$\nu \frac{\partial (SiO_4)}{\partial z} = K_{Q6}Q6s \qquad z = -H$$

dove  $\nu$  é il coefficiente di diffusione molecolare , Q6p, Q6n e Q6s sono i contenuti del nutriente nel detrito organico particolato mentre Q1p e Q1n sono i contenuti in quello in forma disciolta.  $K_{Q6}$  e  $K_{Q1}$  sono le percentuali di rimineralizzazione costanti rispettivamente del carbonio organico particolato e disciolto.

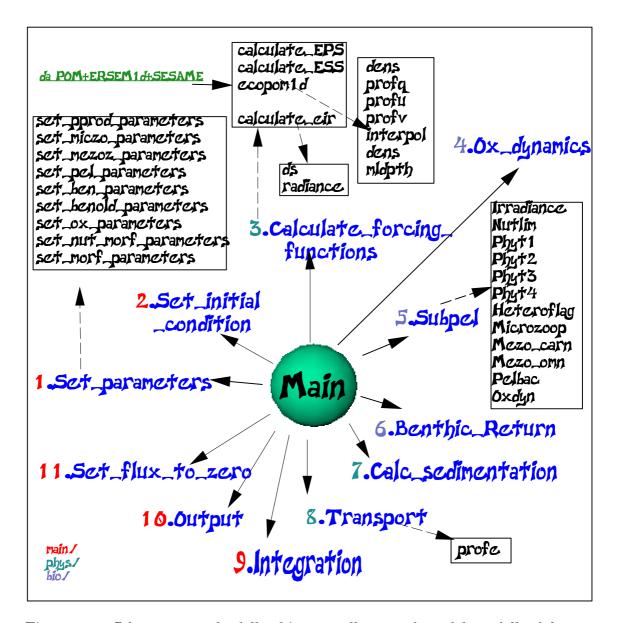


Figura 3-6: Schema generale delle chiamate alle procedure del modello dal modulo principale 'main.f':1.)definizione dei parametri e 2.) delle condizioni iniziali delle variabili biogeochimiche. 3) il modello fisico; 4) dinamica dell'ossigeno e 5) dinamica ecologica della colonna d'acqua; 6) la rigenerazione dei nutrienti nei sedimenti; 7) i processi di sedimentazione; 8) processi fisici di diffusione delle variabili geochimiche 9) integrazione nel tempo;10) salvataggio dei risultati della simulazione; 11) reinizializzione di tutte le variabili.

# Capitolo 4

# Le simulazioni numeriche

# 4.1 L'area e la modalitá di implementazione

Come é giá stato descritto nel primo capitolo, é stata scelta come area di implementazione del modello di ecosistema la zona dei laghi anossici del bacino Ionico investigata durante la campagna SAP-SINAPSI98. Quest'area é stata ampliata per avere una copertura piú generale dei bacini anossici verso Sud-Ovest fino a comprendere il bacino anossico Bannock per il quale sono a disposizione dei profili fino al fondo di nutrienti disciolti (Bregant et al.,1990), necessari per l'inizializzazione. L'area coinvolta (figura 4.1) ha di conseguenza un'estensione meridionale e zonale di due gradi, rispettivamente da 33.75° N a 35.75 °N e da 19.75 °E a 21.75 °E.

La griglia verticale su cui vengono calcolate le variabili del modello é costituita da 40 livelli compresi tra la superficie e 3046 m di profonditá . I livelli hanno una distribuzione logaritmica nei primi 140 m di profonditá ed una distribuzione costante per la restante colonna d'acqua. Le profonditá di ogni livello sono (in metri): 0.36, 1.03, 2.07,4.14, 8.28, 16.57, 33.14, 66.29, 140.62, 234.37, 328.125, 421.87, 515.62, 609.37, 703.12, 796.87, 890.62, 984.37, 1078.12, 1171.87, 1265.62, 1359.37, 1453.12, 1546.87, 1640.62, 1734.37, 1828.12, 1921.87, 2015.62, 2109.37, 2203.125, 2296.87, 2390.62, 2484.37, 2578.12, 2671.87, 2765.62, 2859.37, 2953.37, 3046.87.

Considerata l'alta profonditá della colonna d'acqua, si é scelto di integrare il modello per 10 anni con lo scopo di permettere un assestamento delle variabili biogeochimiche e per riprodurne un ciclo stagionale ripetitivo. Il passo temporale del modello in corrispondenza del quale vengono calcolate le variabili é di 0.02 giorni, mentre la frequenza con cui vengono salvate per la visualizzazione

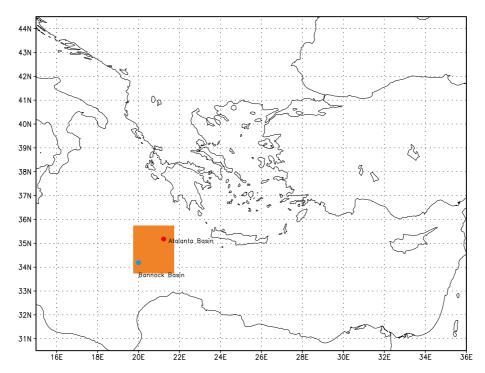


Figura 4-1: Ubicazione dell'area di implementazione del modello (in arancione).

é di un giorno.

Le simulazioni sono state compiute partendo dal mese di luglio, perché i profili dei nutrienti a disposizione sono relativi a questo mese.

Al modello é stata imposta l'evoluzione diagnostica per mantenere la fisica imposta a priori per tutta la durata delle simulazioni.

# 4.2 I dati per l'inizializzazione e le condizioni al contorno

#### 4.2.1 Forzanti fisici e condizioni iniziali

I forzanti fisici utilizzati derivano dalle due simulazioni, per la situazione odierna e per l'Optimum Climaticum, condotte da Myers et al. (1998) e ampiamente descritte nel secondo capitolo.

I forzanti superficiali mensili sono stati mediati sull'area di implementazione e sequenzialmente applicati al modello in modo da essere interpolati linearmente nel tempo. Lo sforzo del vento  $(\tau_x, \tau_y)$ , le temperature e le salinitá superficiali sono le condizioni al contorno che sono riprodotte in figura

4.2, sia per la situazione odierna che per quella ipotizzata durante l'Optimum Climaticum.

Nei risultati di Myers et al. (1998), la temperatura superficiale durante l'Optimum Climaticum non ha subito variazioni rispetto alla situazione odierna nell'area considerata: i valori massimi si presentano in agosto, mentre quelli minimi nei mesi invernali di febbraio e marzo.

Le salinitá superficiali, pur mantenendo lo stesso andamento nel corso dell'anno, sono inferiori di circa 2 psu durante l'Optimum Climaticum. Settembre é il mese che presenta il massimo di salinitá, mentre giugno il minimo.

Lo sforzo del vento superficiale sull'area di implementazione si mantiene più forte per l'Optimum Climaticum rispetto alla situazione odierna per tutto il corso dell'anno, e questa differenza puó giocare un ruolo importante in termini di rimescolamento verticale. Il regime ventoso estivo Nord-Orientale attuale (venti Etesi) genera le massime intensitá nei mesi di maggio, giugno e luglio, mentre durante l'Optimum Climaticum si riscontra un'escursione stagionale molto più accentuata e i mesi invernali sono i periodi di massima intensitá.

Nella figura 4.3 é raffigurato l'andamento stagionale delle medie mensili rispettivamente per la salinitá(a e b), la temperatura (c e d) e la densitá (e ed f). Si puó riconoscere nell'andamento della densitá (e ed f) che la stratificazione estiva permane per un periodo piú lungo di 3 mesi rispetto alla situazione odierna, iniziando un mese prima e terminando due mesi dopo. I profili mensili di temperatura e salinitá sono stati mediati sull'area in esame cosí come i forzanti superficiali, e sono stati poi interpolati lungo la verticale sulla griglia del modello: vengono imposti al modello ogni mese e vengono interpolati nel tempo linearmente senza essere direttamente calcolati dal modello.

E' stata poi calcolata la frequenza di Brunt-Vaisala (N²) per la situazione odierna e per quella durante l'Optimum Climaticum ed é stata mediata sull'area di implementazione per ogni mese: questa rappresenta in termini quantitativi la stabilitá della colonna d'acqua e la profonditá dello strato del termoclino. La profonditá in corrispondenza della quale N² é massimo, rappresenta il punto di massima stabilitá della colonna d'acqua. N² é definita come:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_{\rm o}} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

dove  $\rho$  é la densitá , z la profonditá e g rappresenta l'accelerazione di gravitá

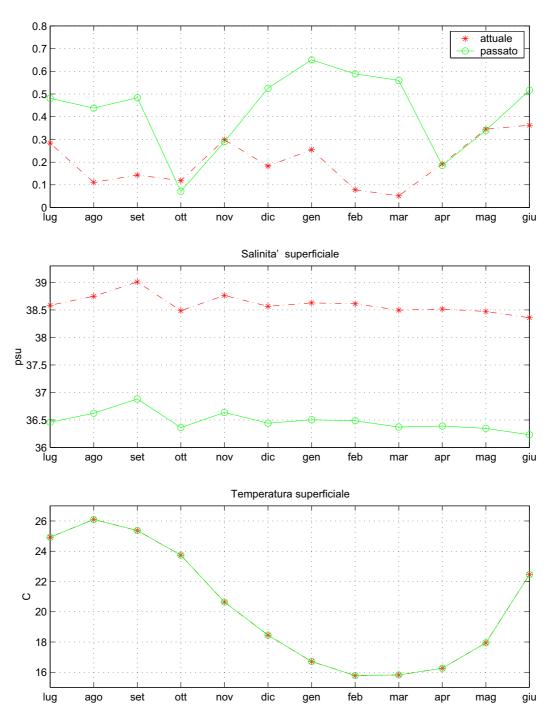


Figura 4-2: Forzanti superficiali imposti come condizioni al contorno: confronto tra la situazione odierna e l'Optimum Climaticum

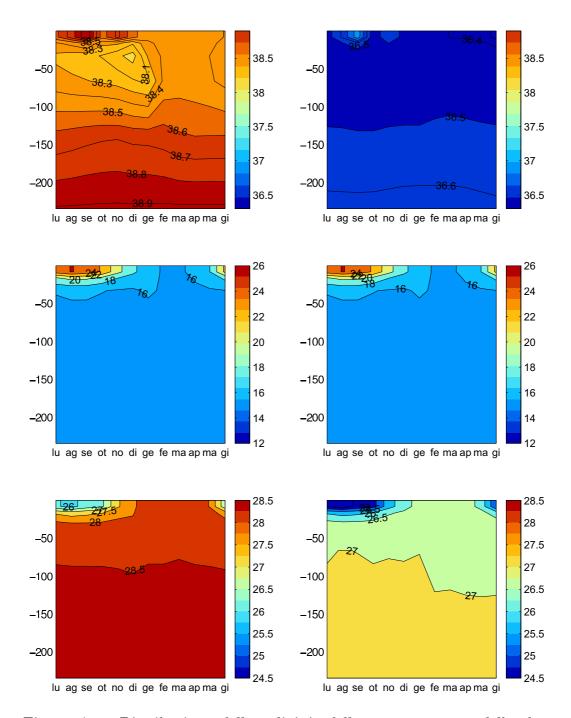


Figura 4-3: Distribuzione della salinitá, della temperatura e della densitá rispettivamente per la situazione odierna ((a), (c), (e)) e per quella dell'Optimum Climaticum ((b), (d), (f)).

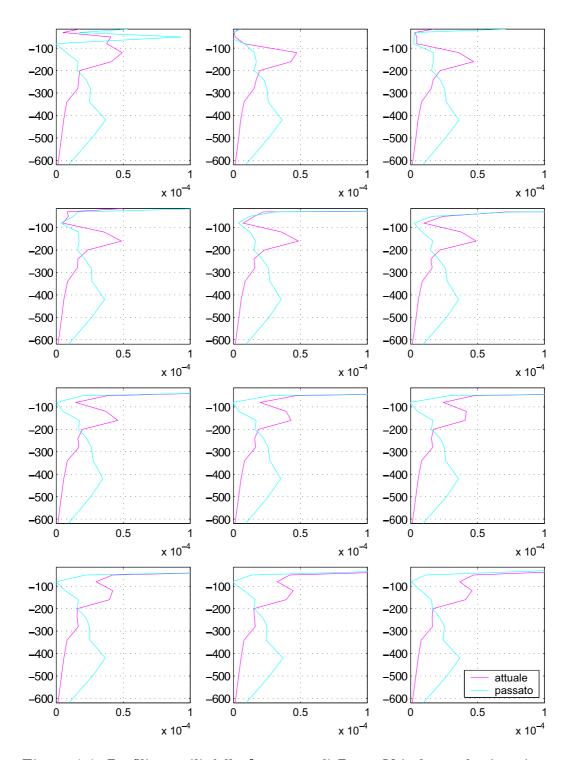


Figura 4-4: Profili mensili della frequenza di Brunt-Vaisala per la situazione attuale (in colore viola) e per l'Optimum Climaticum (in colore blu) .

In figura 4.4, é raffigurata la frequenza di Brunt-Vaisala nei primi 600 m di profonditá per il passato e per la situazione odierna: si riconosce un massimo sottosuperficiale dovuto probabilmente agli effetti stabilizzanti dell'acqua Atlantica e che scompare nei mesi invernali.

La differenza maggiore tra il caso odierno e quello passato é la profonditá del massimo sottosuperficiale di N². Nel caso odierno il massimo si trova tra 100 m 200 m; nel caso dell'Optimum Climaticum il massimo é centrato a circa 420 m: esso non é caratterizzato da una variabilitá stagionale ma permane tutto l'anno. Infatti, come é stato descritto nel paragrafo 2.2 , la colonna d'acqua profonda é fortemente stratificata in tutto il Mediterraneo Orientale durante l'Optimum Climaticum, rispetto al caso odierno.

### 4.2.2 Condizioni iniziali per le variabili biogeochimiche

L'area di implementazione é caratterizzata da condizioni oligotrofiche con una bassa concentrazione di nutrienti superficiali ed é distante da apporti costieri. Il reperimento di dati sperimentali biogeochimici necessari per l'inizializzazione non é stato facile, perché il modello necessita di informazioni per tutta la colonna d'acqua che raggiunge la profonditá massima di 3046 m. La difficoltá di effettuare misure in continuo, in aree di mare aperto e profondo come quella considerata, rende quasi impossibile ottenere alte frequenze di campionamento che sarebbero un'ottimo punto di partenza per una simulazione il piú possibile rappresentativa delle condizioni reali.

La colonna d'acqua é stata inizializzata con dati reali di nutrienti e ossigeno disciolto relativi al mese di luglio e prelevati nel Bacino Bannock durante la campagna oceanografica BAMO-1 effettuata nel luglio del 1986 (Bregant et al,1990). I dati di ossigeno (mM), nitrati ( $\mu$ mol/l), fosfati( $\mu$ mol/l) e silicati ( $\mu$ mol/l) disciolti misurati su 20 livelli di profondità dalla superficie a 3320 m, sono stati interpolati sulla griglia verticale del modello, mentre per lo ione ammonio ( $\mu$ mol/l) disponibile solo su 4 livelli compresi fra 0 m e 3000 m é stata scelta una concentrazione costante pari a 0.03  $\mu$ mol/l. Caratteristica di questi profili é la bassissima concentrazione superficiale, nulla fino a 100 m per i nitrati e prossima allo zero per l'ammonio e i fosfati; l'andamento dei primi 800 m é rappresentato in figura 4-5.

Per la mancanza di una serie stagionale attendibile di nutrienti superficiali

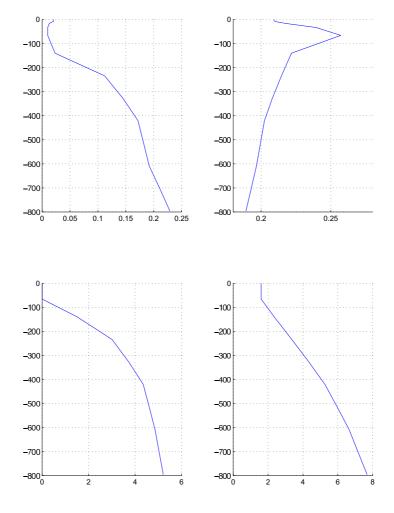


Figura 4-5: Profili dei nutrienti disciolti per i primi 800 m (Bregant et al., 1990)

e considerata l'assenza di apporti laterali, non é stato assunto alcun flusso di nutrienti alla superficie negli esperimenti condotti, ma é comunque possibile aggiungere questo forzante a quelli giá esistenti.

L'inizializzazione dei gruppi funzionali pelagici é resa difficile dalla scarsa reperibilità di dati quantitativi espressi in termini di biomassa e, per quel che riguarda le specie fitoplanctoniche, di dati di clorofilla associati a misure contemporanee di composizione specifica.

Per inizializzare i produttori primari, sono stati utilizzati in maniera approssimata i dati di clorofilla-a (figura 4-6) e di abbondanza relativa dei principali gruppi fitoplanctonici (4-7) prelevati durante la campagna POEM BC-091 nel mese di ottobre del 1991 nel Mar Ionio e descritti da Rabitti et al. (1994).

Le basse concentrazioni superficiali dei nutrienti disciolti (figura 4-5) nell'area in esame sono responsabili della bassa biomassa fitoplanctonica (Azov,

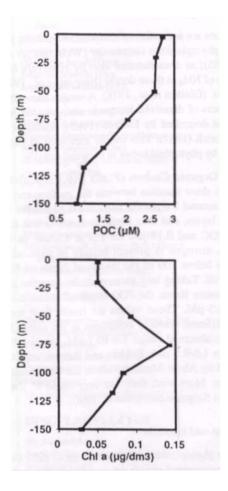


Figura 4-6: Profili di carbonio organico particolato e clorofilla-a utilizzati per l'inizializzazione (Rabitti et al., 1994).

1986). I nanoflagellati $(2\mu m-20\mu m)$  rappresentano il gruppo prevalente nell'intera zona eufotica, mentre i coccolitoforidi mostrano un picco a circa 50 m di profondità e le diatomee e le dinoflagellate aumentano in percentuale con la profondità.

Il picofitoplancton é molto piú importante in ambienti oceanici rispetto a quelli neritici, e il suo contributo in termini di produttivitá primaria in aree di mare aperto puó arrivare al 60% tra i mesi di giugno e gennaio (Azov, 1986), con valori fino al 90 %. Nell'inizializzazione, si é considerato che il picofitoplancton rappresenti la parte considerevole del fitoplancton, seguito, in ordine di abbondanza relativa decrescente, dai flagellati e dalle diatomee.

Un limite del modello é quello di rappresentare solo tre classi funzionali fitoplanctoniche: diatomee, flagellati e picofitoplancton. Uno sviluppo futuro potrebbe consistere in un'ampliamento nella parametrizzazione delle specie in nuovi gruppi funzionali: sarebbe interessante codificare la dinamica del

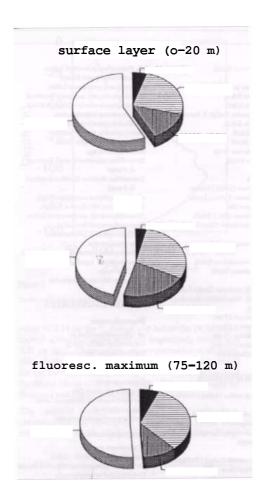


Figura 4-7: Abbondanza relativa dei principali gruppi fitoplanctonici nel bacino Ionico a diverse profonditá (Rabitti et al., 1994)

calcio per gli organismi carbonatici come i foraminiferi e i coccolitoforidi, in analogia alla silice delle diatomee. Questi gruppi funzionali nuovi potrebbero rappresentare uno strumento potente per riprodurre un paleoscenario, grazie alle grandi informazioni che lasciano nei sedimenti attraverso la conservazione dei loro gusci carbonatici.

La nicchia ecologica del picofitoplancton differisce dagli organismi fitoplanctonici di maggiori dimensioni: infatti sono più abbondanti in acque oligotrofiche e di mare aperto, e le loro cellule di minori dimensioni assorbono meglio basse concentrazioni di nutrienti. In condizioni di colonna d'acqua rimescolata hanno una distribuzione uniforme, mentre in condizioni stratificate tendono a essere più abbondanti al limite inferiore della zona eufotica perché i pigmenti più sparsi che possiedono hanno una massima resa a basse intensitá luminose. La densitá massima di questa specie é nella tarda estate.

Le dinoflagellate possiedono una nicchia ecologica estesa, dalle acque co-

stiere ad acque aperte oligotrofiche, tollerando forti variazioni nelle condizioni ambientali. Possono formare cisti di resistenza in situazioni ostili e la motilità attraverso i flagelli rappresenta un vantaggio nel ritornare in superficie quando il rimescolamento le trasporta fuori dalla zona eufotica. Sembrano preferire un'intensità luminosa abbondante e frequentemente si trovano negli strati più alti della colonna d'acqua, con risalita verso la superficie di giorno e discesa durante la notte(U. Pollingher, 1991). Appaiono durante il periodo di transizione tra mescolamento e stratificazione e raggiungono il loro massimo sviluppo durante i mesi più caldi dell'anno in cui si assiste ad un impoverimento dei nutrienti disciolti. Condizioni ambientali oligotrofiche sono quelle che permettono il massimo sviluppo delle dinoflagellate che rappresentano il gruppo tassonomico principale oggigiorno (Estrada, 1985).

Le diatomee planctoniche sono costituite da una parete, il frustulo, costituita per piú del 90 % da silice idrata a morfa, da ossidi di alluminio e di ferro e da amminoacidi e zuccheri. Rapporti alti Si:P favoriscono le diatomee rispetto agli altri organismi fitoplactonici, e lo svantaggio di essere silico-dipendenti sembra essere controbilanciato dall'essere dei buoni competitori degli altri nutrienti, in particolare del fosforo. Le diatomee potrebbero essere sfavorite in corpi d'acqua con una bassa attenuazione della luce, come in acque oligotrofiche, mentre sono piú abbondanti in acque eutrofiche e nelle stagioni di massimo rimescolamento; il minimo di intensitá luminosa richiesto dalle diatomee per crescere é il piú basso fra tutte le specie fitoplanctoniche. (Sommer, 1991)

Per ogni livello verticale, la quantitá di carbonio nel gruppo funzionale viene calcolata scomponendo la concentrazione totale di clorofilla nei gruppi in base alla loro abbondanza percentuale, tenendo conto di un fattore moltiplicativo di conversione da carbonio a clorofilla diverso da gruppo a gruppo. Questo fattore assume il valore di 25 per le diatomee e 50 per i flagellati e il picofitoplancton.

I contenuti di azoto, fosforo e silicio nelle cellule di ciascuna specie sono derivati da quelli di carbonio, descritti in precedenza, utilizzando il rapporto di Redfield (1963).

Per quel che riguarda l'inizializzazione del carbonio organico particolato (detrito in mg C/m3) nella colonna d'acqua, é stato interpolato il profilo riportato in figura 4-6 (Rabitti et al., 1994), mentre i contenuti del detrito organico particolato in azoto, fosforo e silicio sono stati calcolati utilizzando il rapporto di Redfield (1963) e sono definiti in mmol/m<sup>3</sup>.

Nel modulo bentico, é stata fissata una percentuale di rigenerazione di

nutrienti dal sedimento pari all'1% del detrito organico disciolto e allo 0.05% di quello particolato.

## 4.3 Gli esperimenti numerici

Sono stati effettuati tre esperimenti numerici, uno per riprodurre l'ecosistema attuale e due per tentare di simulare quello esistente durante l'Optimum Climaticum, periodo di alto flusso di materia organica dalla colonna d'acqua ai sedimenti testimoniato dalla deposizione del sapropel S1 (De Lange, 1999).

Le prime due simulazioni effettuate differiscono solamente per le caratteristiche idrologiche e il forzante ventoso: la prima cerca di riprodurre le condizioni dell'ecosistema per la situazione odierna; la seconda é forzata invece con le condizioni di stratificazione tipiche dell'Optimum Climaticum per testare se queste possono essere sufficienti a determinare un maggior flusso di sostanza organica verso il fondo.

Nella terza simulazione, con le condizioni di stratificazione ipotizzate per l'Optimum Climaticum, si cerca di valutare se una maggiore concentrazione di nutrienti nella zona eufotica puó avere determinato una maggiore produzione primaria e conseguentemente un maggior flusso sedimentario di sostanza organica verso il fondo, rispetto a quella dei primi due esperimenti numerici.

Come é giá stato descritto nel paragrafo 1.2.3, ci sono tre "correnti principali di pensiero " sulle cause di deposizione di S1: l' apporto intensificato di acqua dolce potrebbe portare o ad un aumento di nutrienti con conseguente alta produttivitá nella zona eufotica, o allo sviluppo di una forte stratificazione in densitá con conseguente anossia, o ad una contemporanea presenza di questi due effetti, alta produttivitá ed anossia (vedi figura 1.6 del capitolo1).

Le tre simulazioni si possono cosí sintetizzare:

Q: simulazione della situazione odierna;

**XQ:** paleosimulazione con le condizioni di stratificazione ipotizzate durante l'Optimum Climaticum;

XR: paleosimulazione con le condizioni fisiche identiche all'esperimento XQ, ma con i nutrienti disciolti iniziali raddoppiati sui primi 400 m di profonditá. In particolare, i fosfati e i silicati disciolti sono stati raddoppiati, mentre i nitrati, essendo nulli nei primi 100 m di profonditá, sono

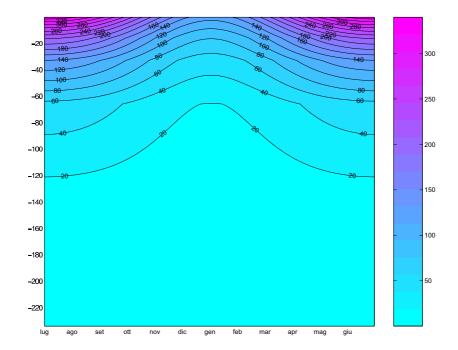


Figura 4-8: Distribuzione della radiazione solare (W/m²) nella zona eufotica.

stati maggiorati tenendo conto del rapporto di Redfield (1963) rispetto ai fosfati, non potendo avere a disposizione di indicazioni quantitative sull'entitá dell'aumento.

Tutti i risultati illustrati nei prossimi paragrafi si riferiscono al decimo anno di integrazione.

# 4.4 La produzione primaria

La propagazione della radiazione solare (W/m²) nella colonna d'acqua non mostra variazioni considerevoli tra un esperimento e l'altro, perché la biomassa planctonica é relativamente bassa nella zona eufotica: in figura 4-8 viene cosí riportata solamente la distribuzione per l'esperimento attuale, dove si nota la massima estinzione nei mesi invernali, e la minima in quelli estivi.

Nel nostro caso si é assunto che il coefficiente di estinzione della luce dipenda solo dal plancton, mentre si é azzerato il contributo del materiale inorganico disciolto e particolato, visto che ci si trova in un ambiente di mare aperto.

La clorofilla-a (mg/m3), in figura 4.9, presenta valori elevati nel periodo estivo per tutti gli esperimenti, con un andamento generale di crescita passando da Q a XQ a XR. Quest'ultimo presenta anche un aumento nella durata dei

valori elevati di clorofilla che sembra essere dovuto al contributo delle diatomee e in misura inferiore del picofitoplancton, come vedremo in seguito. In tutti i tre esperimenti si rileva un assenza di fioriture superficiali: infatti, sebbene si ritrovino i valori più alti di intensità della radiazione solare nei primi 100 m di profondità ( figura 4-8 ), i nutrienti superficiali hanno valori troppo bassi per permettere lo sviluppo e la crescita di biomassa fitoplanctonica. Si assiste quindi ad una crescita nella parte più profonda della zona eufotica (tra 80 m e 220 m di profondità), in cui la luce é ancora sufficiente e i nutrienti assumono concentrazioni maggiori.

Il confronto della clorofilla-a integrata nella zona eufotica  $(mg/m^2)$  (figura 4.10) per i tre esperimenti mostra uno stesso andamento con valori alti nel mese di marzo e un massimo assoluto nel periodo estivo, sebbene quest'ultimo sia anticipato di circa un mese nell'esperimento XR rispetto agli esperimenti Q e XQ. Quantitativamente peró, si assiste ad un aumento di clorofilla-a passando dalla situazione attuale (Q) a quella dell'Optimum Climaticum (XQ). Questo aumento é ancora piú forte nella paleosimulazione con i nutrienti iniziali raddoppiati (XR) , in cui il massimo raggiunge dei valori superiori al doppio della clorofilla-a integrata attuale. Le differenze in valore tra un esperimento e l'altro sono massime nei momenti di massima fioritura e minime in quelli di bassa biomassa fitoplanctonica, cioé verso maggio e tra i mesi di ottobre e dicembre.

Per quel che riguarda la distribuzione delle diatomee (figura 4.11), si rileva un aumento molto forte in termini quantitativi passando dalla simulazione attuale alla paleosimulazione XQ, e da questa all'esperimento XR. La fioritura primaverile é solo accennata, mentre é massima in estate con una durata piú lunga fino ai mesi autunnali solamente per la simulazione XR, in cui i nutrienti sono stati raddoppiati.

I flagellati (figura 4.12) mostrano un andamento opposto rispetto alle diatomee, in termini di variazioni tra i 3 esperimenti: infatti, con le condizioni fisiche di stratificazione del passato si nota una diminuzione che é ancora più forte con i nutrienti raddoppiati. L'andamento annuale delle fioriture é identico nei tre esperimenti, con un massimo tra luglio e agosto e un leggero aumento tra febbraio e aprile rispetto ai periodi di maggiore rimescolamento.

Il picofitoplancton (figura 4.13) presenta in termini quantitativi lo stesso andamento della distribuzione delle diatomee come variazione tra gli esperimenti, cioé un progressivo aumento passando da Q a XQ a XR .

E' stata successivamente calcolata la produzione primaria netta come differenza tra la quantitá di sostanza organica prodotta nell'unitá di tempo attraverso la fotosintesi e quella consumata per compiere la respirazione. La profonditá alla quale questa differenza é nulla é definita limite inferiore della zona eufotica: al di sotto di questa la crescita degli organismi fitoplanctonici é inibita perché il tasso di respirazione é maggiore di quello fotosintetico .

In figura 4.14 é mostrata la produzione primaria netta totale fino al limite inferiore della zona eufotica per i tre esperimenti. La discretizzazione verticale della griglia del modello non permette di rilevare le variazioni della profonditá della zona eufotica durante l'anno. Infatti, per l'esperimento Q la zona eufotica sembra fissa a 230 m, sebbene in realtá potrebbe oscillare tra 141 m e 234 m, cioé tra i due livelli attorno a 240 m. Negli esperimenti XQ e XR la zona eufotica é piú superficiale durante l'inverno posizionandosi a circa 140 m, in realtá in un intervallo di profonditá tra 66m e 140 m.

I tre limiti inferiori della zona eufotica sono messi a confronto in figura 4.15. Durante l'Optimum Climaticum e nei mesi invernali, la zona eufotica ha un'estensione verticale minore: per XQ questo avviene tra la fine di novembre e metá febbraio, mentre per XR tra fine dicembre e la fine febbraio. La produzione primaria netta totale mostra i valori massimi alla stessa profonditá della comparsa delle fioriture e negli stessi mesi estivi, con un aumento nel mese di giugno ed una leggera diminuzione nei mesi di luglio ed agosto passando da Q a XQ e XR.

E'stata poi calcolata la produzione primaria netta totale integrata nella zona eufotica in mg C/m²/giorno: essa mostra valori minimi nei mesi di novembre e dicembre per tutti gli esperimenti e valori massimi durante l'estate, come si puó notare in figura 4.15. La situazione odierna é quella che presenta la media annuale minima; una variazione nelle condizioni fisiche comporta invece durante l'Optimum Climaticum un leggero aumento di circa il 5%; un raddoppiamento dei nutrienti nei primi 400 m produce una produzione totale netta integrata estremamente piú alta, superiore rispetto alla situzione odierna del 23%. Sembrerebbe quindi che le condizioni idrologiche tipiche dell'Optimum Climaticum non siano sufficienti per aumentare considerevolmente la produzione primaria netta, che viene piú che altro distribuita diversamente nel corso dell'anno. I nutrienti iniziali raddoppiati comportano invece su una media annuale un aumento significativo di produzione primaria netta, con un picco maggiore nei mesi da febbraio ad aprile, e nei primi mesi dell'estate, e

un picco minore nei mesi di luglio ed agosto rispetto ai due esperimenti Q ed XQ .

E' stata effettuata un' analisi della distribuzione percentuale dei tre gruppi fitoplanctonici per diverse profonditá della zona eufotica, per evidenziare sia le differenze tra esperimento ed esperimento che quelle nella distribuzione verticale.

Per quel che riguarda la situazione odierna (figura 4.16), viene riscontrata una predominanza come abbondanza relativa nella zona eufotica di flagellati e picofitoplancton, mentre le diatomee rappresentano una percentuale minima: lo scenario rispecchia abbastanza le abbondanze relative utilizzate per l'inizia-lizzazione di Rabitti et al. (1994) e mostrate in figura 4-7, tenendo conto peró delle approssimazioni effettuate e descritte precedentemente. In superficie, i flagellati sono predominanti rispetto agli altri due gruppi funzionali; al limite della zona eufotica la situazione si ribalta e il picofitoplancton prevale sui flagellati; al contrario, le diatomee non sembrano subire variazioni in abbondanza lungo la verticale.

L'imposizione delle condizioni di stratificazione ipotizzate durante l'Optimum Climaticum (figura 4.17) é in grado di modificare l'abbondanza relativa dei gruppi funzionali in maniera significativa. Sull'intera zona eufotica, l'abbondanza del picofitoplancton rimane nel complesso la stessa rispetto alla situazione odierna, mentre le diatomee aumentano e i flagellati diminuiscono.

La paleosimulazione con i nutrienti raddoppiati (figura 4.18) modifica completamente la situazione. Tra 0 e 234 m di profonditá le diatomee sono diventate la componente maggiore ed é il gruppo dominante nei primi 50 m di profonditá, mentre tra 50m e 200m costituisce una frazione all'incirca uguale a quella del picofitoplancton; i flagellati in profonditá hanno invece una bassa concentrazione Sembra avvenire un forte cambiamento nelle condizioni ambientali della colonna d'acqua che passa da una situazione oligotrofica in Q ad una situazione maggiormente trofica come XR.

La conferma di questa variazione nella dinamica della catena trofica é illustrata dal rapporto fra il contenuto di azoto e quello di fosforo (N:P) delle cellule del fitoplancton in figura 4.19: la fisica non sembra da sola sufficiente a stravolgere la dinamica della produttivitá primaria; infatti l'ambiente rimane fosforo-limitato come nella situazione attuale.

La presenza di un gruppo di organismi dipende da un insieme di fattori ambientali biotici e abiotici; la legge del minimo o di Liebig afferma che, in

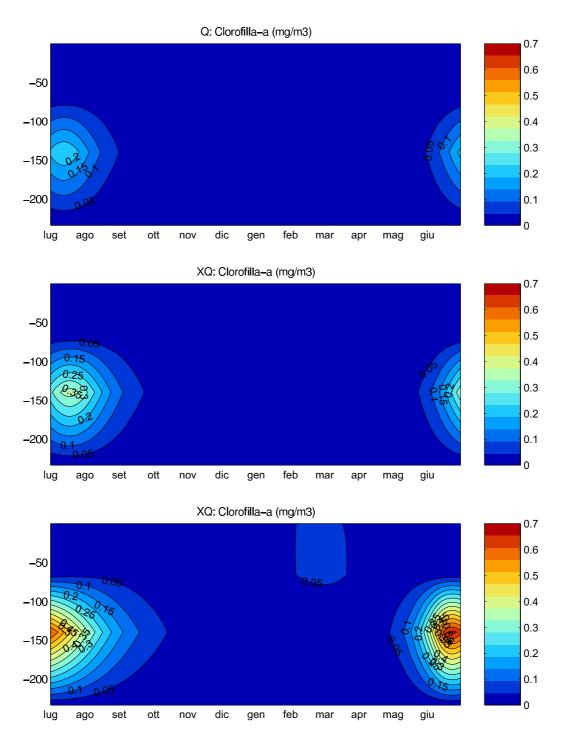


Figura 4-9: Distribuzione della clorofilla-a (mg/m³)per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

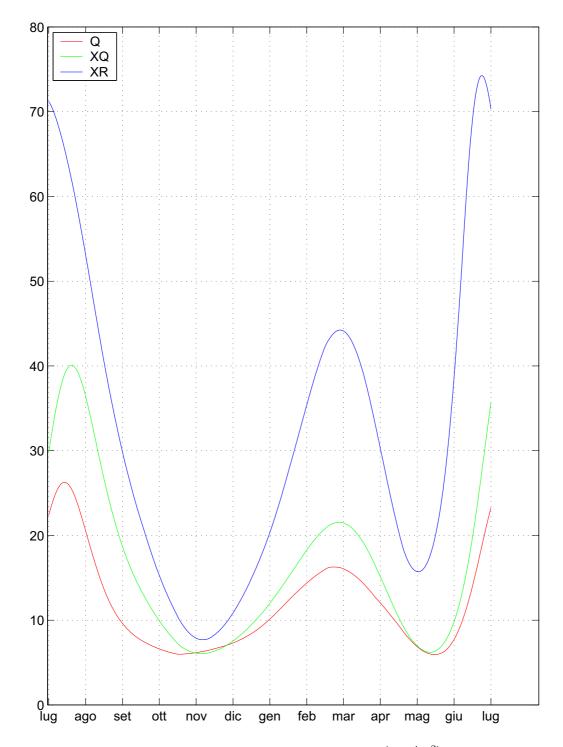


Figura 4-10: Clorofilla-a integrata nella zona eufotica  $(mg/m^2)$  per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

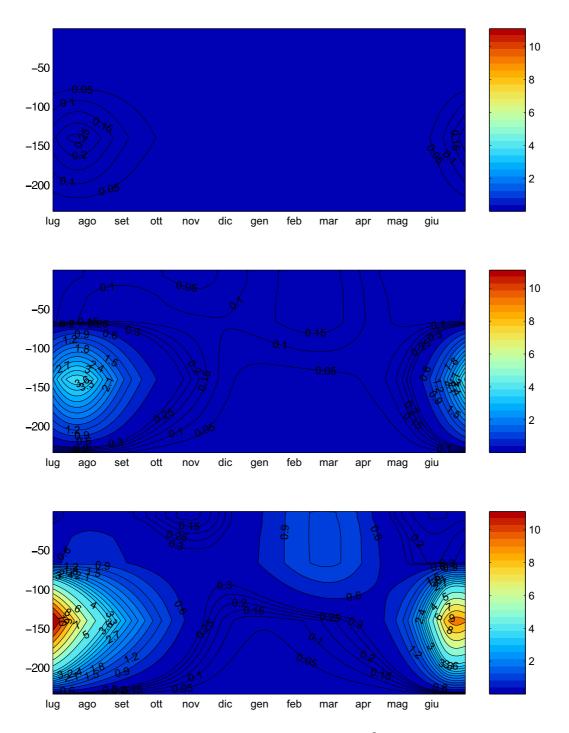


Figura 4-11: Distribuzione delle diatomee (mg  $\rm C/m^3$ )per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

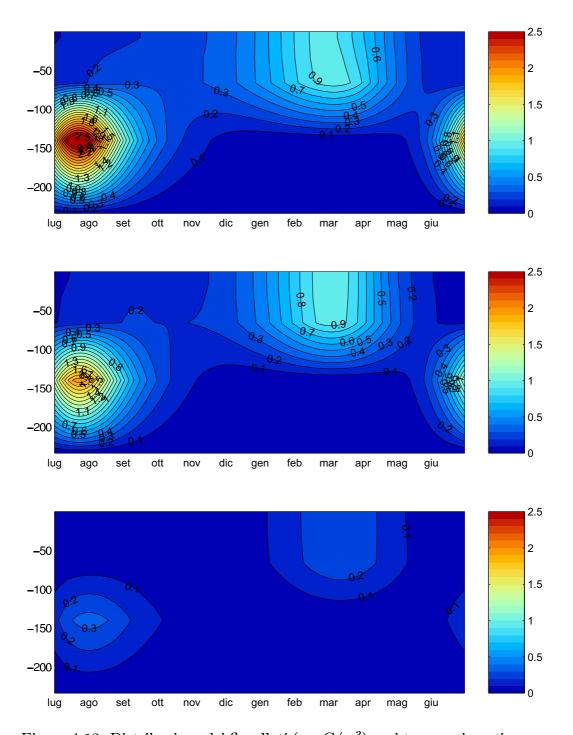


Figura 4-12: Distribuzione dei flagellati (mg  $\rm C/m^3$ )per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

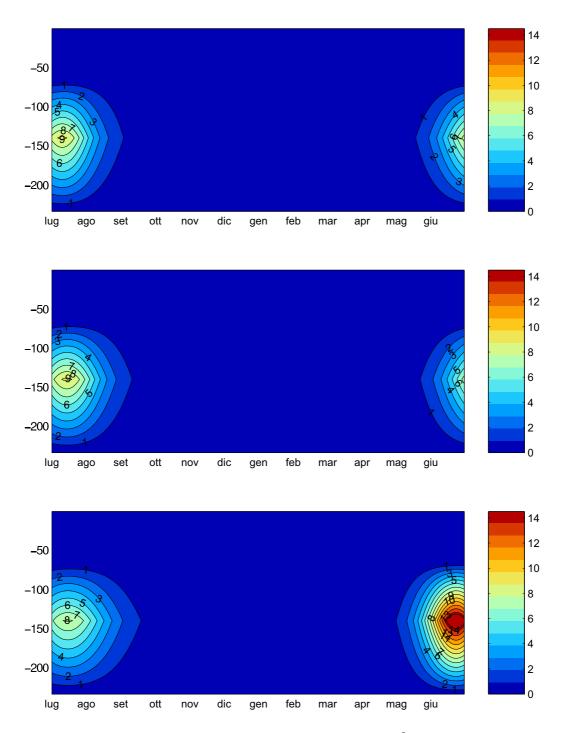


Figura 4-13: Distribuzione del picofitoplancton (mg  $\rm C/m^3$ )per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

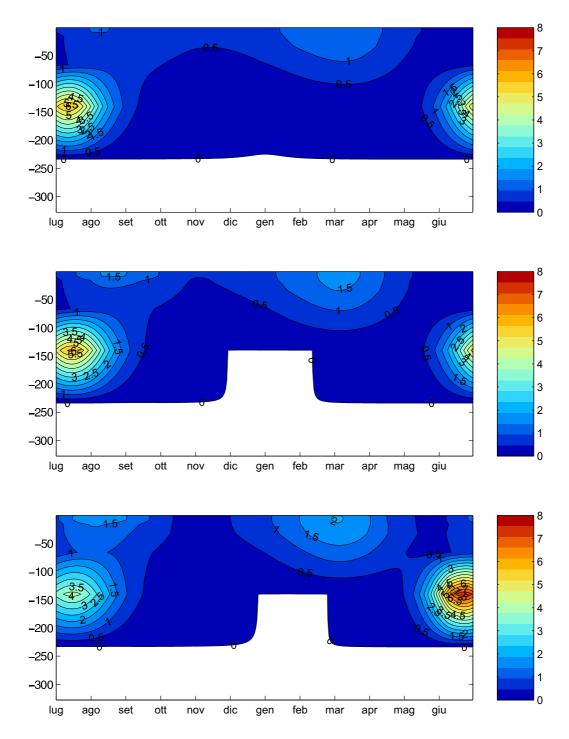
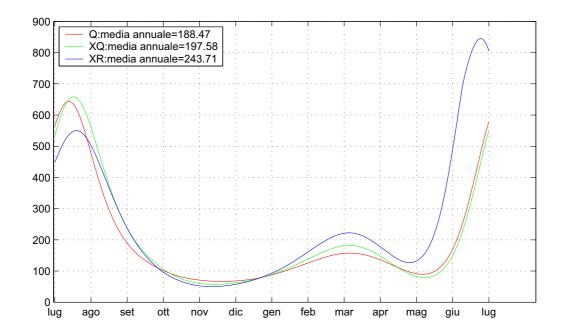


Figura 4-14: Distribuzione della produzione primaria netta totale (mg  $\rm C/m^3/giorno$ ) per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.



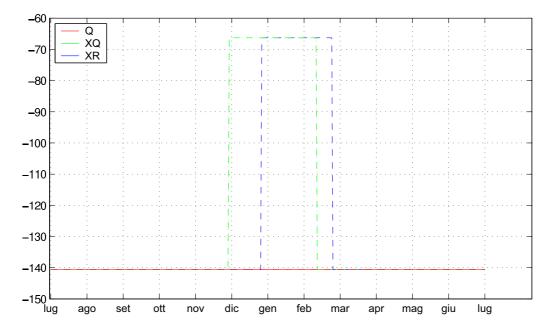
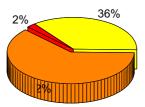
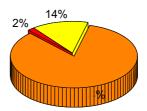
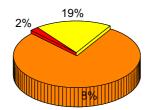


Figura 4-15: Distribuzione della produzione primaria netta totale integrata nella zona eufotica (mg C/m2giorno ) (in alto) e limite inferiore della zona eufotica (in basso) per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.









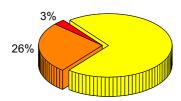
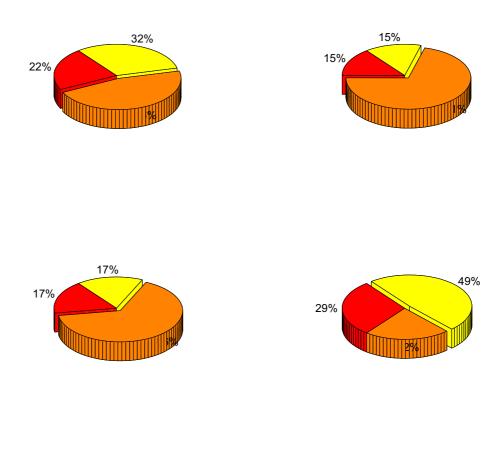
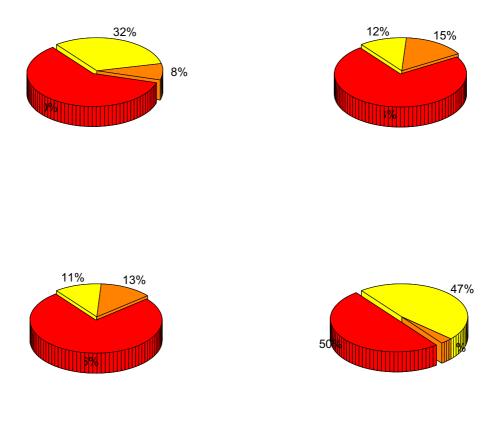


Figura 4-16: Distribuzione percentuale dell'abbondanza relativa dei tre gruppi funzionali fitoplanctonici lungo la zona eufotica in condizioni odierne (Q). In colore rosso sono indicate le diatomee; in colore arancione sono rappresentati i flagellati; con il colore giallo é indicato il picofitoplancton.



31%

Figura 4-17: Distribuzione percentuale dell'abbondanza relativa dei tre gruppi funzionali fitoplanctonici lungo la zona eufotica in condizioni di stratificazione ipotizzate per l'Optimum Climaticum (XQ) . In colore rosso sono indicate le diatomee; in colore arancione sono rappresentati i flagellati; con il colore giallo é indicato il picofitoplancton.



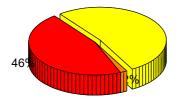


Figura 4-18: Distribuzione percentuale dell'abbondanza relativa dei tre gruppi funzionali fitoplanctonici lungo la zona eufotica in condizioni di stratificazione ipotizzate per l'Optimum Climaticum e con i nutrienti disciolti iniziali aumentati nei primi 400 m di profonditá (XR) . In colore rosso sono indicate le diatomee; in colore arancione sono rappresentati i flagellati; con il colore giallo é indicato il picofitoplancton.

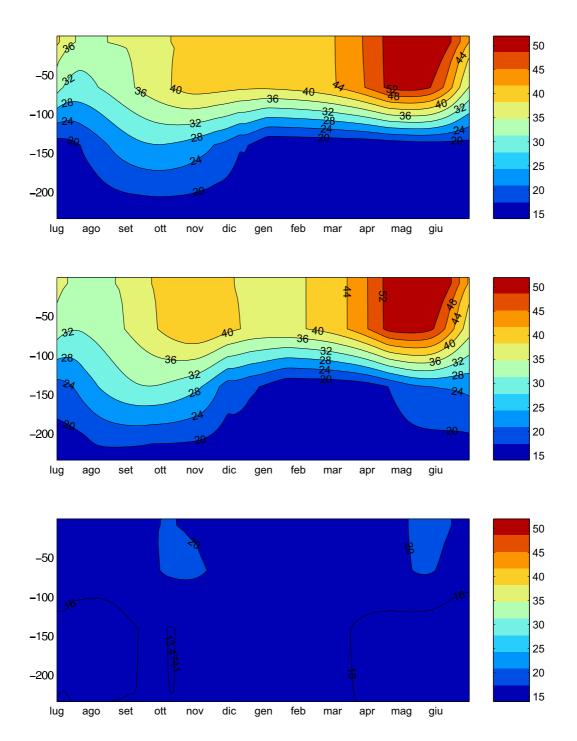


Figura 4-19: Distribuzione del rapporto azoto: fosforo nelle cellule del fitoplancton per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

condizioni di equilibrio stazionario, le sostanze essenziali disponibili in quantitá vicine al minimo necessario tendono a divenire limitanti. Nel caso attuale il fosforo rappresenta l'elemento limitante, e quindi l'assunzione degli altri nutrienti é regolata dalla concentrazione del fosforo disciolto nell'acqua.

Solo il raddoppiamento dei nutrienti durante l'Optimum Climaticum rende le cellule fitoplanctoniche non più fosforo-limitate ma il rapporto N:P (figura 4.19) si aggira tra 16 e 20, quindi con il rispetto dei rapporti di Redfield (1963)

.

In un quadro globale , é risultato che sia la clorofilla che la produttivitá primaria netta integrate nella zona eufotica sono maggiori nel caso XR rispetto ai primi due esperimenti Q e XQ , e le diatomee in XR diventano il gruppo fitolplanctonico dominante. Questi tre aspetti vengono scatenati dall' aumento dei nutrienti iniziali nei primi 400 m di profonditá e dal rapporto iniziale N:P e Si:P in equilibrio Redfield (1963) rispetto alle prime due simulazioni in stato fosforo-limitato. Sotto queste condizioni, il fitoplancton si sviluppa maggiormente perché i rapporti cellulari N:P riescono a mantenersi piú vicini all'equilibrio Redfield (1963) per tutto l'anno. L' aumento della paleoproduzione sembra quindi dovuta non solamente a variazioni quantitative dei nutrienti nella zona eufotica, ma anche qualitative in termini delle loro proporzioni relative .

## 4.5 I nutrienti disciolti

E' stata effettuata una media per il mese di luglio dei profili giornalieri dei nutrienti disciolti e dell'ossigeno simulati per la situazione odierna, con lo scopo di confrontarli con quelli reali utilizzati per l'inizializzazione (Bregant et al.,1990). In figura 4.20, si nota come il modello riesca a riprodurre in modo soddisfacente i profili reali dopo 10 anni, pur con delle differenze dovute forse alle interazioni che queste variabili hanno con la dinamica fisica e trofica di cui fanno parte.

Analizzando le distribuzioni dei nutrienti nei primi 250 m di profonditá, si nota che nel ciclo stagionale dei fosfati (figura 4.21) disciolti (mMol/m³) avviene un aumento nella simulazione XR. Non si riconosce un ciclo stagionale per i silicati (mMol/m³) (figura 4.22) e questo dovrá essere sicuramente un approfondimento futuro. Lo stesso si puó rilevare per i nitrati (mMol/m³) (figura 4.23), ma si nota un leggero aumento nelle paleosimulazioni, anche

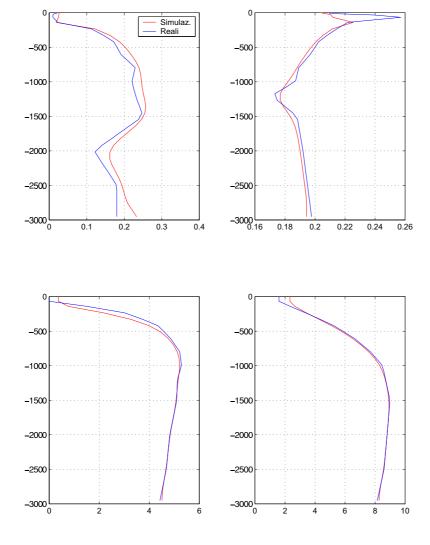


Figura 4-20: Confronto tra i nutrienti disciolti reali (mMol/m³)(Bregant et al., 1990) utilizzati per l'inizializzazione, e i profili, mediati per il mese di luglio, della simulazione attuale.

se debole. Sia i nitrati superficiali che lo ione ammonio (4.24) hanno una concentrazione minore nell'esperimento in cui sono stati raddoppiati. Questo puó essere spiegato dal diverso rapporto N:P nelle cellule fitoplanctoniche: il fosforo é presente in quantitá maggiori nella cellula fitoplanctonica rispetto alla situazione fosforo-limitata Q e XQ. Quindi l'assimilazione dei nitrati é maggiore in XR rispetto a XQ per la legge di Liebig e ne rimane di conseguenza disciolto meno nella colonna d'acqua.

Anche i silicati disciolti (figura 4.22) sono inferiori nell'esperimento XR: questo potrebbe essere spiegato dal fatto che i batteri pelagici non sono in grado di rimineralizzarlo, quindi diventa detrito siliceo che sedimenta e non ritorna in forma disciolta nella parte alta della colonna d'acqua.

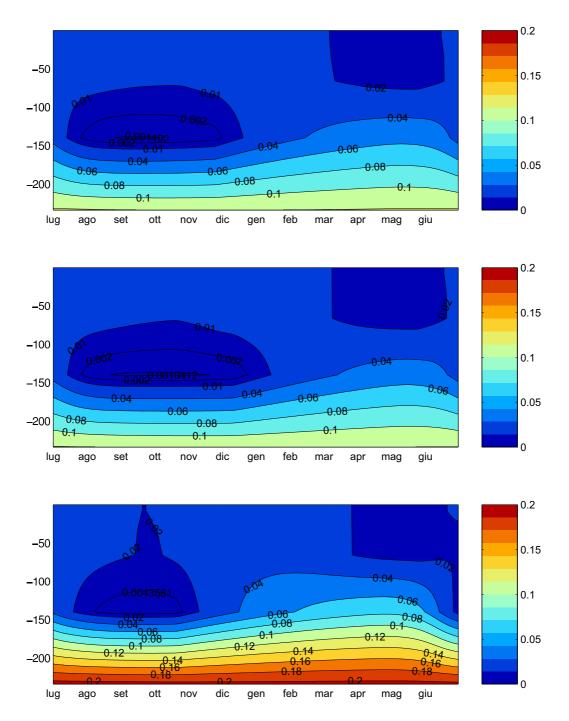


Figura 4-21: Distribuzione dei fosfati disciolti (mMol/m³)per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

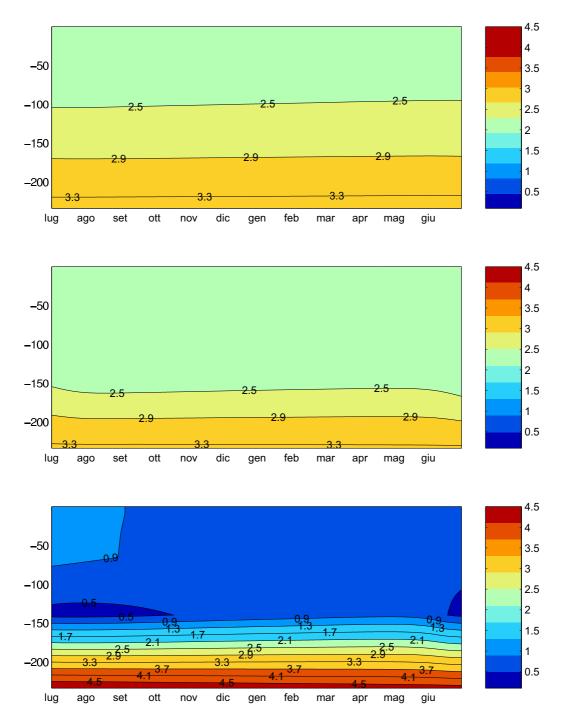


Figura 4-22: Distribuzione dei silicati disciolti (mMol/m³)per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

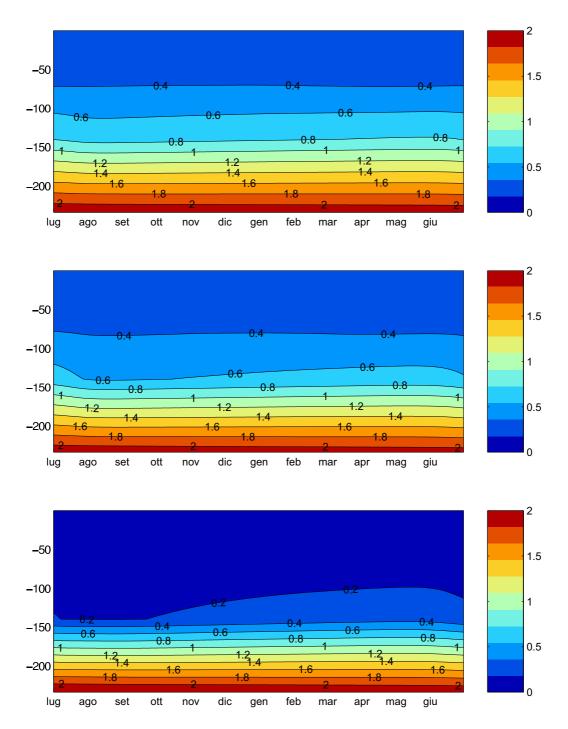


Figura 4-23: Distribuzione dei nitrati disciolti (mMol/m³)per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

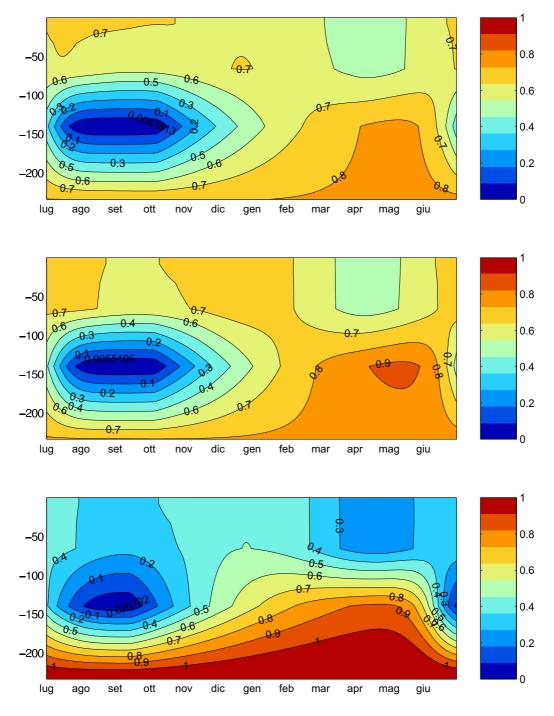


Figura 4-24: Distribuzione dello ione ammonio disciolto (mMol/m³)per i tre esperimenti numerici. Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

## 4.6 La catena microbica e il detrito organico patricolato

La catena microbica é rappresentata principalmente dai batteri e dai flagellati eterotrofi.

La biomassa batterica (mg C/ m³) é piú alta (figura 4-25) rispetto alla biomassa fitoplanctonica e presenta nei tre esperimenti numerici il massimo picco nei mesi di agosto, settembre e ottobre e un leggero aumento nei mesi da marzo a maggio in seguito alla fioritura delle diatomee e dei flagellati autotrofi. Essa é leggermente ritardata rispetto alle fioriture perché dipende dalll'alta disponibilitá di detrito organico . La concentrazione diminuisce leggermente durante la paleosimulzione XR. La distribuzione é simile nella zona eufotica a quella del fitoplancton ed é coerente con le osservazioni di Rabitti et al.(1984). I flagellati eterotrofi (mg C/ m³) consumatori (figura 4-26) del fitoplancton seguono lo stesso andamento dei batteri pelagici, con una leggera diminuzione nell'esperimento XR.

La sostanza organica prodotta nei periodi di sviluppo fitoplanctonico viene trasformata in detrito organico particolato autoctono che scende verso il fondo per sedimentazione.

Il carbonio organico particolato (mg C/ m³) (figura 4-27) aumenta progressivamente nei tre esperimenti e presenta un ciclo stagionale con massime concentrazioni da luglio a novembre. Analizzando la qualitá del detrito organico particolato, vi é un aumento analogo al contenuto in carbonio per quel che riguarda il nitrato (figura 4-28) e il fosfato (figura 4-29). Si nota invece un aumento considerevole della silice biogenica (figura 4-30) nell'esperimento XR a causa dell'alta produzione di diatomee.

In figura 4-31 é raffigurato l'AOU, cioé l'apparente utilizzo di ossigeno: questo indicatore ecologico é sensibile ai processi chimici e biologici che avvengono nella colonna d'acqua. Sperimentalmente si calcola attraverso la differenza tra la concentrazione teorica di ossigeno disciolta e la concentrazione di ossigeno rilevata. Esso deriva da un bilancio tra produzione, respirazione e rimineralizzazione e presenta valori minimi all'incirca tra 130 m e 150 m: questi minimi raggiungono valori più bassi per le due paleosimulazioni rispetto a quella per la situazione odierna.

In conclusione, i nostri esperimenti hanno mostrato differenze rilevanti tra la situazione attuale e l'Optimum Climaticum. Una modifica delle condizioni fisiche dell'ecosistema come quelle ipotizzate durante l'Optimum Climaticum determina un aumento del detrito particolato nella colonna d'acqua e della biomassa fitoplanctonica . L'ulteriore variazione sui nutrienti iniziali permette invece di aumentare ulteriormente queste quantitá. In quest'ultimo caso viene modificata non solo l'abbondanza relativa della biomassa fitoplanctonica, totalmente diversa da quella caratteristica in ambienti oligotrofici, ma vengono sconvolti i rapporti tra i nutrienti che rappresentano i potenziali fattori limitanti per la crescita degli organismi fitoplanctonici e conseguentemente per tutto l'ecosistema. L' aumento di produttività con i nutrienti iniziali raddoppiati comporta un aumento del flusso di detrito organico verso il fondo che dovrebbe richiedere , a sua volta, un consumo maggiore di ossigeno per essere rimineralizzato. Non si puó veramente ancora parlare di condizione anossiche create dalla rimineralizzazione.

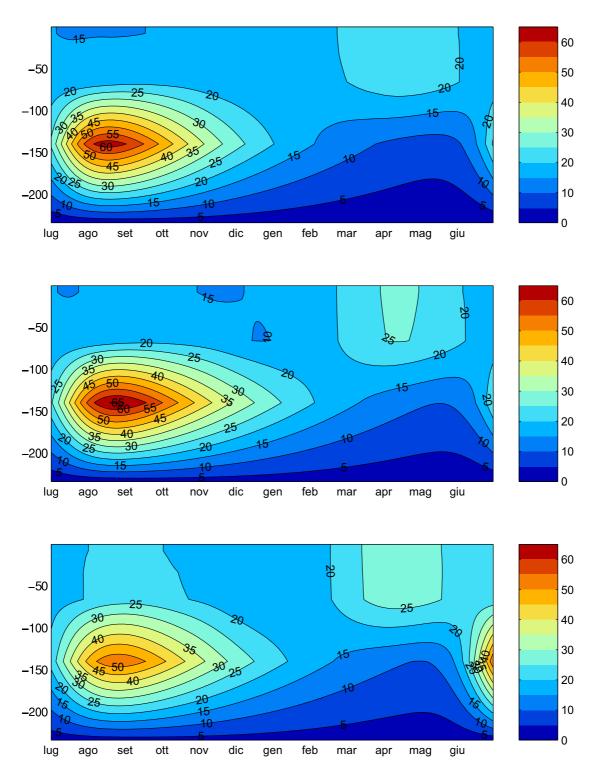


Figura 4-25: Distribuzione dei batteri pelagici (mg C/m³)per i tre esperimenti numerici:Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

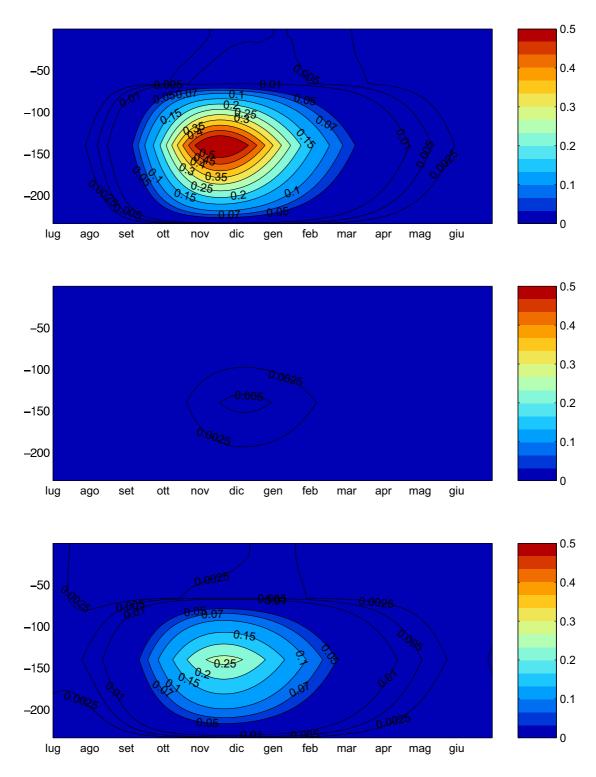


Figura 4-26: Distribuzione dei flagellati eterotrofi (mg C/m³)per i tre esperimenti numerici:Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

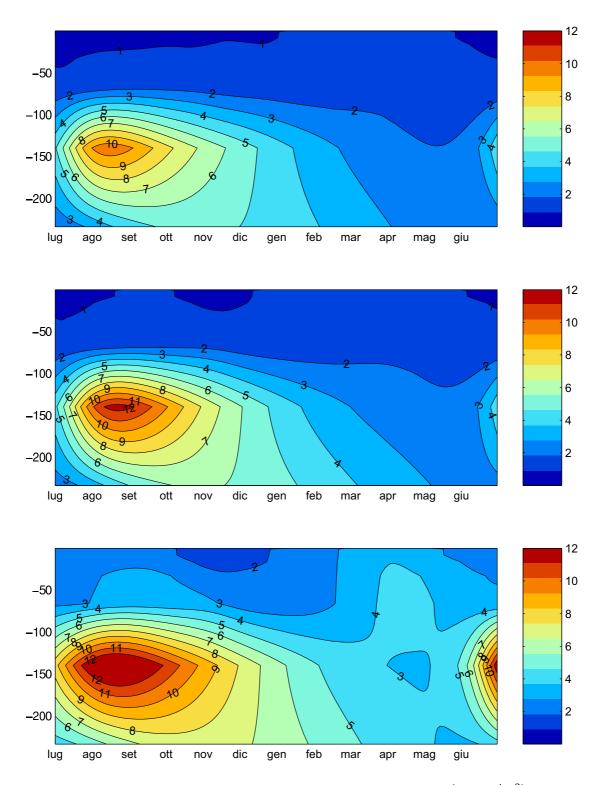


Figura 4-27: Distribuzione del carbonio organico particolato (mg  $\rm C/m^3$ )per i tre esperimenti numerici: $\rm Q$ : condizioni attuali;  $\rm XQ$ : condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum;  $\rm XR$ : condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

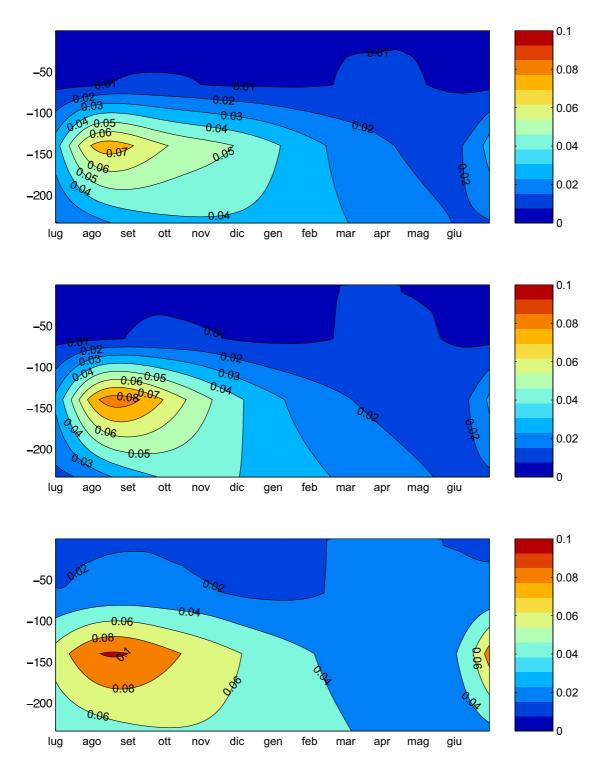


Figura 4-28: Distribuzione del contenuto in azoto del detrito organico particolato (mg /m³)per i tre esperimenti numerici:Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

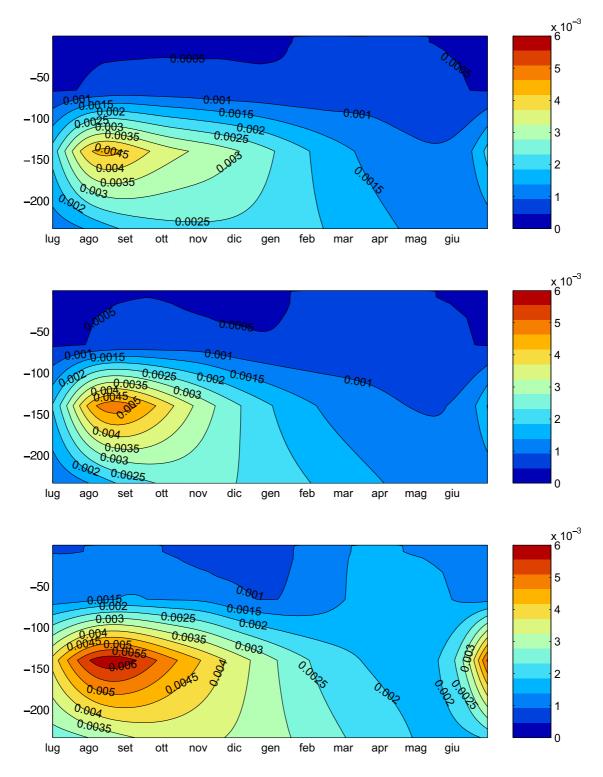


Figura 4-29: Distribuzione del contenuto in fosforo del detrito organico particolato (mg /m³)per i tre esperimenti numerici:Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

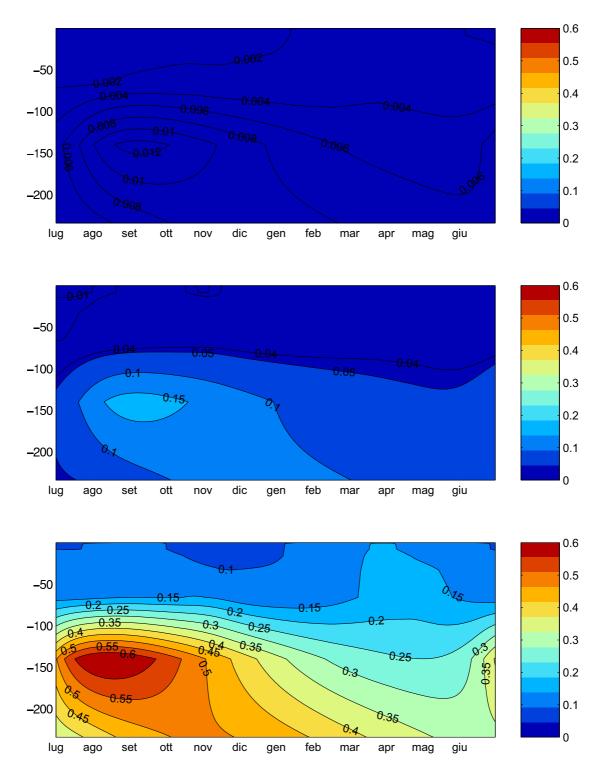


Figura 4-30: Distribuzione del contenuto in silicio del detrito organico particolato (mg /m³)per i tre esperimenti numerici:Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

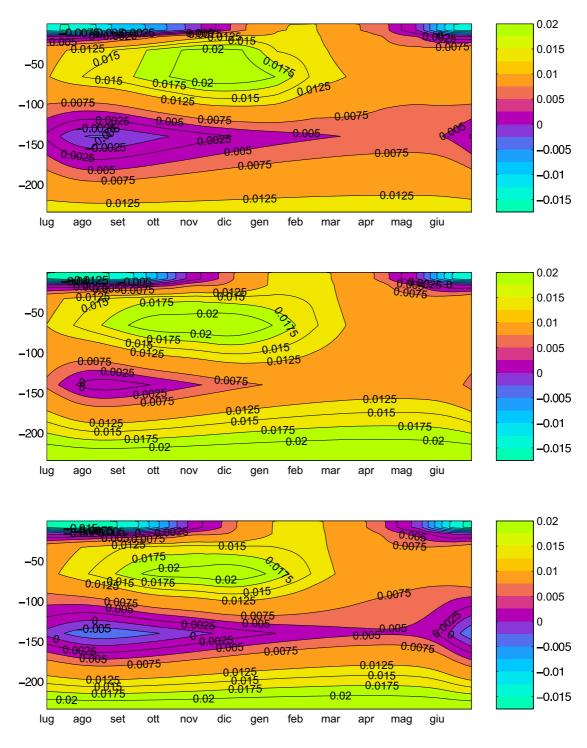


Figura 4-31: Distribuzione dell' AOU per i tre esperimenti numerici:Q: condizioni attuali; XQ: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum; XR: condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum con nutrienti iniziali disciolti aumentati nei primi 400 m di profonditá.

## Capitolo 5

## Conclusioni

La domanda principale a cui si cerca di rispondere in questa tesi, é se sia possibile capire la causa che scatena un flusso maggiore di sostanza organica verso il fondo, testimoniata dalla deposizione del Sapropel S1, utilizzando un modello numerico di ecosistema .

Le varie ipotesi sulle cause di deposizione del Sapropel S1 hanno come punto in comune la teoria secondo la quale dovrebbe essere aumentato l'apporto di acqua dolce sul bacino: questo apporto potrebbe avere scatenato sia una forte stratificazione in densitá che un apporto maggiore di nutrienti superficiali con conseguente maggiore produttivitá. L'accresciuto apporto fluviale potrebbe avere scatenato inoltre un processo di anossia della colonna d'acqua.

Per testare queste ipotesi si é utilizzato un modello di ecosistema la cui parte fisica proviene dalle simulazioni numeriche di due modelli idrodinamici del mare Mediterraneo (Myers et al., 1998), uno per la situazione odierna, e uno per l'Optimum Climaticum. Le principali differenze dello stato passato rispetto a quello odierno sono un forzante atmosferico che risente del minimo di insolazione orbitale caratteristico dell'Optimum Climaticum, e un campo di salinitá superficiale inferiore di circa 2 psu rispetto a quello attuale su tutto il bacino.

I risultati piú importanti di questa tesi si possono cosí riassumere:

1 Sviluppo di un nuovo codice di simulazione dell'ecosistema MEM-CO1D (capitolo 3) che prende spunto dal modello POM unidimensionale per la parte fisica e dall' ERSEM II per quella biochimica. Il modello cosí preparato puó essere utilizzato su macchine con sistema operativo UNIX sia "workstation" che supercomputer al fine di simulare per diverse decine

di anni l'ecosistema. Il modello é stato validato attraverso un confronto delle simulazioni con dati osservati dell'ecosistema odierno e si é dimostrato capace di riprodurne gli aspetti più importanti (capitolo 4).

- 2 Analisi approfondita delle due simulazioni di Myers et al. (1998) al fine di comprendere le differenze tra la circolazione durante l'Optimum Climaticum e quella odierna (capitolo 2). Concentrando l'attenzione solamente sul Mediterraneo Orientale, il confronto della simulazione fisica attuale con un insieme di dati osservati ha mostrato:
  - una buona riproducibilitá delle masse d'acqua attuali dei vari sottobacini;
  - un' estrema uniformitá delle masse d'acqua superficiali passate rispetto a quelle attuali.

Il confronto della simulazione dell'Optimum Climaticum con quella odierna ha evidenziato una forte differenza nell'entitá del processo di formazione delle masse d'acqua. Si puó evidenziare che:

- i tassi di formazione attuali calcolati utilizzando intervalli di densitá ricavati dai dati osservati e dalla simulazione attuale sono molto simili;
- durante l'Optimum Climaticum non si forma nessuna massa d'acqua profonda;
- l'unica massa d'acqua presente in entrambe le situazioni, l'Optimum Climaticum e quella odierna, é l'Acqua Egea Intermedia (CIW);
- si sviluppa una massa d'acqua nuova intermedia assente nella situazione odierna e di origine Adriatica (AIW), piú fredda ma meno salata di quella attuale profonda.
- 3 Sviluppo di tre simulazioni del modello di ecosistema nella regione dei bacini anossici del Mediterraneo Orientale (capitolo 4): i tre esperimenti numerici utilizzano la fisica del modello di Myers et al.(1998) e si possono cosí schematizzare:

Q: simulazione della situazione odierna;

XQ: paleosimulazione con variazione solo nelle condizioni fisiche;

XR: paleosimulazione con variazioni nelle condizioni fisiche e aumento dei nutrienti iniziali nella parte superficiale della colonna d'acqua.

Ció che si puó concludere dai risultati dei due paleo-esperimenti numerici é che :

- 3.1 una variazione apportata solamente alle condizioni di stratificazione rispetto alla situazione odierna aumenta di poco la paleoproduttivitá. Le diatomee aumentano in abbondanza relativa ma i rapporti cellulari N:P rimangono come quelli nelle condizioni attuali, indicativi di una limitazione da fosforo;
- 3.2 il raddoppiamento dei nutrienti iniziali nei primi 400 m di profondità nella situzione fisica dell' Optimum Climaticum comporta un aumento considerevole sia in termini di paleoproduttività che in termini di detrito biogenico. Inoltre, in questa paleosimulazione si riscontra:

 $\sqrt{}$  una forte variazione in termini dei rapporti N:P nelle cellule fitoplanctoniche che si avvicina all'equilibrio Redfield, a differenza delle condizioni attuali , in cui il fosforo é l'elemento limitante;

 $\sqrt{\sqrt{}}$  il carbonio organico particolato aumenta considerevolmente, ma é comunque troppo presto per riuscire ad interpretare questo aumento in termini di tasso di sedimentazione della materia organica;

 $\sqrt{\sqrt{\sqrt{}}}$  in termini qualitativi di detrito organico particolato, vi é una fortissima concentrazione di silice biogenica che é la conseguenza di una variazione nell'abbondanza relativa delle specie fitoplanctoniche: infatti, le diatomee prendono il sopravvento sugli altri gruppi funzionali.

Questo lavoro vuole rappresentare solo un primo tentativo soprattutto qualitativo di caratterizzazione dell'ecosistema durante la deposizione di S1: gli sviluppi futuri potrebbero essere molti, da una parametrizzazione dei coccolitoforidi carbonatici che lasciano grandi informazioni nei sedimenti, all'inserimento di un modulo bentico meno semplificato che descriva le dinamiche nei

sedimenti dei nutrienti e degli ioni formati dai processi di mineralizzazione anossica, come ad esempio il solfuro. Senz'altro, le simulazioni dell'ecosistema dovranno essere più lunghe al fine di poter valutare l'aumento o meno del flusso di materiale organico verso i sedimenti.

## Bibliografia

- [1] J. Adams, M. Maslin, and E. Thomas, Sudden climate transitions during the Quaternary, Progress in Phys.Geography, 23 (1999), pp. 1–36.
- [2] A. E. Aksu, T. Abrajano, P. J. Mudie, and D. Yasar, Organic geochemical and palynological evidence for terrigenous origin of the organic matter in Aegean Sea sapropel S1, Mar. Geology, (1999), pp. 303–318.
- [3] A. E. Aksu, D. Yasar, and P. J. Mudie, Paleoclimatic and paleoceanographic conditions leading to development of Sapropel S1 in the Aegean Sea, Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., (1995), pp. 71–101.
- [4] J. I. Allen, J. C. Blackford, and P. J. Radford, A 1-D vertically resolved modelling study of the ecosystem dynamics of the middle and southern Adriatic Sea, J. Mar. Syst., 18 (1998), pp. 265–286.
- [5] R. B. Alley, P. A. Mayewski, T. Sowers, M. Stuiver, K. C. Taylor, and P. U. Clark, *Holocene climate instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago*, Geology, 25 (1997), pp. 483–486.
- [6] A. Artegiani, D. Bregant, E. Paschini, N. Pinardi, F. Raicich, and A. Russo, *The Adriatic general circulation. Part I: air sea interaction and water mass structure*, J. Phys. Oceanogr., (1997), pp. 1492–1514.
- [7] Y. Azov, Seasonal patterns of phytoplankton productivity and abundance in nearshore oligotrophic waters of the Levan Basin (Mediterranean), J. Plankt. Res., (1986), pp. 41–53.

- [8] J. C. BARETTA, J. W. BARETTA, AND W. EBENHOH, Microbial dynamics in the marine ecosystem model ERSEM II with decoupled carbon assimilation and nutrient uptake, J. Sea Res., 38 (1997), pp. 195–211.
- [9] J. W. BARETTA, W. EBENHOH, AND P. RUARDIJ, The European Regional Seas Ecosystem Model, a complex marine ecosystem model, Neth. J. Sea Res, 33 (1995), pp. 233–246.
- [10] A. BERGER AND M. F. LOUTRE, Insolation values for the climate of the last 10 m. y., Quat. Sci. Rev., (1994), pp. 297–317.
- [11] S. BIANCHI AND C. CORSELLI, The BC10 Box-Core (Paleoflux Cruise I) from the Inner Dome area in Urania Basin (Eastern Mediterranean. Paleoclimatic data from pteropod assemblages, Rapp. Comm. int. Mer Medit., (1995), p. 97.
- [12] A. F. BLUMBERG AND G. L. MELLOR, A description of a three dimensional coastal ocean circulation model, in Three dimensional coastal ocean models, AGU, N. S. Heaps, ed., pp. 1–16.
- [13] I. BOULOUBASSI, J. RULLKOTTER, AND P. A. MEYERS, Origin and trasformation of organic matter in Pliocene-Pleistocene Mediterranean sapropels: organic geochemical evidence reviewed, Mar. Geology, (1999), pp. 177–197.
- [14] D. Bregant, G. Catalano, G. Civitarese, and A. Luchetta, Some chemical characteristic of the brines in Bannock and Tyro Basins: salinity, sulphur compounds, Ca, F, pH, At, PO4, SiO2, NH3, Mar. Chemistry, (1990), pp. 35–62.
- [15] H. Bryden and T. Kinder, Recent progress in Strait Dynamics, Rev. of Geophysics, (1991), pp. 617–631.
- [16] S. E. Calvert, Geochemistry of Pleistocene Sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean, Oceanol. Acta, (1983), pp. 255–267.
- [17] S. E. CALVERT, B. NIELSEN, AND M. R. FONTUGNE, Evidence from nitrogen isotopoe ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean Sapropels, Nature, 359 (1992), pp. 223–225.

- [18] A. Camerlenghi, Anoxic basins of the eastern Mediterranean: geological framework, Mar. Chem., 31 (1990), pp. 1–19.
- [19] S. Castellari, N. Pinardi, and K. Leaman, Simulation of water mass formation processe in the Mediterranean Sea: influence of the time frequency of the atmospheric forcing, Journal of Geophysical Research, accepted, (2000).
- [20] D. Castradori, Calcareous Nannofossils and the origin of Eastern Mediterranean Sapropels, Paleoceanography, 8 (1993), pp. 459–471.
- [21] M. B. Cita, Fisiografia e geologia del Mediterraneo, Scuola e Cultura, (1996), pp. 30–34.
- [22] M. B. CITA AND A. CAMERLENGHI, The Mediterranean Ridge as an accretionary prism in collisional context, Mem. Soc. Geol. It., 45 (1990), pp. 463–480.
- [23] M. B. CITA, G. J. DE LANGE, AND E. OLAUSSON, Anoxic basins and sapropel deposition in the Eastern Mediterranean: Past and present, Mar. Geol., 100 (1991), pp. 1–4.
- [24] M. B. CITA, C. VERGNAUD-GRAZZINI, C. ROBERT, H. CHAMLEY, M. CIARANFI, AND S. D'ONOFRIO, *Paleoclimatic record of long deep sea core from Eastern Mediterranean*, Quat. Res., (1977), pp. 205–235.
- [25] C. Corselli, Evoluzione Biologica del Mare Mediterraneo, Scuola e Cultura, (1996), pp. 35–38.
- [26] G. J. DE LANGE, P. J. M. V. SANTVOORT, C. LANGEREIS, J. THOMSON, C. CORSELLI, A. MICHARD, M. ROSSIGNOL-STRICK, M. PATERNE, AND G. ANASTASAKIS, Palaeo-environmental variations in eastern Mediterranean sediments: a multidisciplinary approach in a prehistoric setting, Progress in Oceanography, (1999), pp. 369–386.
- [27] G. J. DE LANGE AND H. L. TEN HAVEN, Recent Sapropel formation in the Eastern Mediterranean, Nature, 305 (1983), pp. 797–798.
- [28] S. DE RIJK, A. HAYES, AND E. J. ROHLING, Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7 ka BP, Mar. Geology, (1999), pp. 337–343.

- [29] L. Diester-Haass, C. Robert, and H. Chamley, 19. Paleoproductivity and climate variations during sapropel deposition in the Eastern Mediterranean Sea, in Proc. ODP, Sci. Results, 160: College Station, TX, A. H. F. Robertson, K.-C. Emeis, C. Richter and A. Camerlenghi (Eds), 1998, pp. 227–248.
- [30] B. Dong and P. J. Valdes, Sensitivity studies of northerm emisphere glaciation using an atmosphere GCM, J. Clim., (1995), pp. 2471–2496.
- [31] J. Dymond, E. Suess, and M. Lyle, *Barium in deep sea sediment:* a geochemical proxi for paleoproductivity, Paleoceanography, (1992), pp. 163–181.
- [32] W. EBENHOH, C. KOHLMEIER, AND P. J. RADFORD, The benthic biological submodel in the european regional seas ecosystem model, Netherlands J. of Sea Res., 33 (1995), pp. 423–452.
- [33] K.-C. EMEIS AND T. SAHAMOTO, 3. The sapropel theme of Leg 160, in Proc. ODP, Sci. Results, 160: College Station, TX, A. H. F. Robertson, K.-C. Emeis, C. Richter and A. Camerlenghi (Eds), 1998, pp. 21–40.
- [34] E. Erba, Deep mid-water bacterial mats from anoxic basins of the Eastern Mediterranean, Mar. Geology, (1991), pp. 83–101.
- [35] E. Erba, G. Rotondi, E. Parisi, H. L. T. Haven, M. Nip, and J. W. de Leeuw, *Gelatinous pellicles in deep anoxic hypersaline basins from the Eastern Mediterranean*, Mar. Geology, (1987), pp. 165–183.
- [36] M. ESTRADA, Deep Phytoplankton and Clorophyll maxima in the Western Mediterranean, Mediterranean Marine Ecosystem, ser.1 ecol, 8 (1985), pp. 247–278.
- [37] N. Fusi and N. H. Kenyion, Distribution of mud diapirism and other geological structures from long range sidescan sonar GLORIA data, in the Eastern Mediterranean Sea, Mar. Geology, (1996), pp. 21–38.

- [38] G. Ganssen and S. R. Troelstra, Paleoenvironmental changes from stable isotopes in planktonic foraminifera from Eastern Mediterranean Sapropels, Mar. Geology, (1987), pp. 221–230.
- [39] P. R. GENT AND J. C. MCWILLIAMS, Isopycnal Mixing in Oceanic Circulation Models, 1989.
- [40] I. F. GERTMAN, I. M. OVCHINNIKOV, AND Y. I. POPOV, Deep convection in the Eastern Basin of the Mediterranean Sea, Oceanology, 34 (1994), pp. 19–24.
- [41] K. Haines and P. Wu, A modelling study of the termohaline circulation of the Mediterranean Sea: water formation and dispersal, Oceanologica Acta, 18 (1994).
- [42] A. HECHT, N. P. A, AND A. R. ROBINSON, Current, Water Masses, Eddies and Jets in the Mediterranean Levantine Basin, J. Phys. Oceanogr., 18 (1998), pp. 1320–1353.
- [43] N. C. Higgs, J. Thomson, T. R. S. Wilson, and I. W. Croudace, Modification and complete removal of eastern Mediterranean sapropels by postdeposizional oxidation, Geology, 22 (1994), pp. 423–426.
- [44] F. J. Hilgen, L. J. Lourens, A. Berger, and M. F. Loutre, Evaluation of the astronomically calibrated time-scale for the late Pliocene and earliest Pleistocene, Paleoceanography, (1993), pp. 549–565.
- [45] P. Hollzmann, D. Jolly, S. P. Harrison, F. Laarif, R. Bonnefille, and H.-J. Pachier, *Mid-Holocene land surface conditions in northerm Africa and the Arabian peninsula: A data set for the analysis of biogeophysical feedbacks in the climate system*, Global Biogeochem. cycles, 12 (1998), pp. 35–51.
- [46] M. W. HOWELL AND R. C. THUNELL, Organic carbon accumulation in Bannock Basin: Evaluating the role of productivity in the formation of eastern Mediterranean sapropels, Mar. Geol., 103 (1992), pp. 461–471.
- [47] N. G. Jerlow, Marine optics, Elsevier Science, (1976), pp. 1–231.

- [48] M. Jung, J. Ilmberger, A. Mangini, and K.-C. Emeis, Why some Mediterranean sapropels survived burn-down (and other did not), Mar. Geol., 141 (1997), pp. 51–60.
- [49] N. KALLEL, M. PATERNE, J. DUPLESSY, C. VERGNAUD-GRAZZINI, C. PUJOL, L. LABEYRIE, M. ARNOLD, M. R. FONTUGNE, AND C. PIERRE, Enhanced rainfall in the mediterranean region during the last sapropel event, Oceanologica Acta, 20 (1997), pp. 697–712.
- [50] R. Kidd, M. B. Cita, and W. B. F. Ryan, Stratigraphy of eastern sapropel sequences recovered during DSDP Leg 42 A and their paleoen-vironmental significance, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., 42 (1978), pp. 421–443.
- [51] B. Klein, W. Roether, B. Manca, D. Bregant, W. Beitzel, V. Kovacevic, and A. Luchetta, *The large deep water transient in the Eastern Mediterranean*, Deep Sea Res. I, (1999), pp. 371–414.
- [52] B. Kullenberg, On the salinity of the water contained in marine sediments, Meddel. Oceanogr. Instit. Goteberg, (1952), pp. 1–38.
- [53] J. E. Kutzach and Z. Liu, Response of the African Monsoon in orbital forcing and feedbacks in the middle Holocene, Science, (1997), pp. 440–453.
- [54] A. LASCARATOS, R. G. WILLIAMS, AND E. TRAGOU, A Mixed-Layer of the Formation of Levantine Intermediate Water, J. Geophys. Res., 98 (1993), pp. 14,739–14,749.
- [55] C. MEDRIFF, Three brine lakes discovered in the seafloor of the eastern Mediterranean, Eos Trans., AGU, 76 (1995), p. 313.
- [56] G. L. MELLOR AND T. YAMADA, Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems, Review of Geophysics and Space Physics, 20 (1982), pp. 851–875.
- [57] P. G. MYERS, K. HAINES, AND E. J. ROHLING, Modeling the pale-ocirculation of the Mediterranean: The last glacial maximum and the Holocene whith emphasis on the formation of Sapropel S1, Paleoceanography, 13 (1998), pp. 586–606.

- [58] K. NITTIS AND A. LASCARATOS, Diagnostic and prognostic numerical studies of LIW formation, J. of Mar. Systems (in press), (1998).
- [59] G. J. Nolet and B. H. Corliss, Benthic foraminiferal evidence for reduced deep-water circulation during sapropel deposition in the eastern Mediterranean, Mar. Geology, (1990), pp. 109–130.
- [60] N. NYHOLM, Kinetics of nitrogen limited algal growth, Progress in water Technology, 88 (1977), pp. 347–358.
- [61] E. OLAUSSON, Description of sediment cores from the Mediterranean and the Red Sea, Rep. Swed. Deep Sea Exp. 1947-48, 8 (1960), pp. 287–334.
- [62] —, Studies of deep-sea cores, Rep. Swed. Deep Sea Exp. 1947-48, 8 (1961), pp. 359–391.
- [63] H.-J. PACHUR AND P. HOELZMANN, Paleoclimate implication of the late Quaternary lacustrine sediments in Western Nubia, Sudan, Quat. Res., (1991), pp. 257–276.
- [64] G. F. Panza, G. Calcagnile, P. Scandone, and S. Mueller, Struttura profonda dell'area Mediterranea, Le Scienze, (1980), pp. 86–95.
- [65] E. Parisi, E. Erba, and M. B. Cita, Stratigraphy and sedimentation in the anoxic Bannock Basin (Eastern Mediterranean), Mar. Geology, (1987), pp. 93–117.
- [66] R. B. Pearce, A. E. S. Kemp, I. Koizumi, J. Pike, and J. E. A. Marshall, 28.A lamina scale, SEM-based study of a late Quaternary diatom- ooze sapropel from the Mediterranean Ridge, Site 971, in Proc. ODP, Sci. Results, 160: College Station, TX, A. H. F. Robertson, K.-C.Emeis, C. Richter and A. Camerlenghi (Eds), 1998, pp. 349–364.
- [67] T. F. PEDERSEN AND S. E. CALVERT, Anoxia vs. Productivity: What Controls the Formation of Organic-Carbon-Rich Sediments and Sedimentary Rocks?, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 74 (1990), pp. 454–466.

- [68] C. Perissoratis and D. J. W. Piper, Regional variation and shallowest occurrence of S1 sapropel in the Northern Aegean Sea, Mar. Geol., (1992), pp. 49–53.
- [69] N. PINARDI, Oceanografia Fisica del Mare Mediterraneo, Scuola e Cultura, (1996), pp. 39–44.
- [70] N. PINARDI AND E. MASETTI, Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review, Palaeoocean. Palaeoecol. Palaeoclimatol., in press, (2000).
- [71] U. Pollingher, Freshwater armored dinoflagellates: growth, reproduction strategies, and population dynamics, in Growth and reproductive strategies of freshwater phytoplankton, C. D. Sandgren, ed., Cambridge University Press, 1991, pp. 134–174.
- [72] S. Rabitti, F. Bianchi, A. Boldrin, L. D. Ros, G. Socal, and C. Totti, *Particulate matter and phytoplankton in the Ionian Sea*, Ocanologica Acta, 17 (1994), pp. 297–307.
- [73] A. C. REDFIELD, B. H. KETCHUM, AND F. A. RICHARDS, *The influence of organisms on the composition of sea water*, in Hill, M. N. (Ed), The Sea Interscience, New York, 2 (1963), pp. 26–77.
- [74] W. Roether, B. Manca, D. Klein, D. Bregant, D. Geor-Gopoulos, W. Beitzel, V. Kovacevic, and A. Luchetta, *Re*cent changes in Eastern Mediterranean deep waters, Science, (1996), pp. 333–334.
- [75] E. J. Rohling, Shooling of the Eastern Mediterranean pycnocline due to reduction of excess evaporation: implications for Sapropel formation, Paleoceanography, 6 (1991), pp. 747–753.
- [76] —, Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels, Mar. Geol., 122 (1994), pp. 1–28.
- [77] E. J. ROHLING AND S. DE RIJK, Holocene Climate Optimum and Last Glacial Maximum in the Mediterranean: the marine oxigen isotope record, Mar. Geology, (1999), pp. 57–75.

- [78] E. J. ROHLING AND W. W. C. GIESKES, Late Quaternary changes in Mediterranean Intermediate water density and formation rate, Paleoceanography, 4 (1989), pp. 531–545.
- [79] E. J. ROHLING AND F. J. HILGEN, The Eastern Mediterranean climate at times of Sapropel formation: a review, Geol. Mijnbouw, (1991), pp. 253–261.
- [80] E. J. Rohling, F. J. Jorissen, C. V. Grazzini, and W. J. Zachariasse, Northern Levantine and Adriatic Quaternary planktic foraminifera; Reconstruction and paleoenvironmental gradients, Mar. Micropaleontology, 21 (1993), pp. 191–218.
- [81] C. R. ROSS AND J. P. KENNETT, Late Quaternary paleoceanography as recorded by benthonic foraminifera in Strait of Sicily sediment sequences, Mar. Micropaleontology, (1984), pp. 315–337.
- [82] M. Rossignol-Strick, African monsoon, an immediate climate response to orbital insolation, Nature, 304 (1983), pp. 46–49.
- [83] —, Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of African Monsoon to variation of insolation, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., (1985), pp. 237–263.
- [84] M. ROSSIGNOL-STRICK, W. NESTEROFF, P. OLIVE, AND C. VERGNAUD-GRAZZINI, After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation, Nature, 295 (1982), pp. 105–110.
- [85] P. Ruardij, J. W. Baretta, and J. Baretta-Bekker, SESAME, a Software Environment for Simulation and Analysis of Marine Ecosystems, Neth. J. Sea Res., 33 (1995), pp. 261–270.
- [86] P. Ruardij and W. V. Raaphorst, Benthic nutrient regeneration in the ERSEM ecosystem model of the North Sea, Neth. J. Sea Res., 33 (1995), pp. 453–483.
- [87] A. Rutten, G. J. de Lange, A. Hayes, E. J. Rohling, A. F. M. de Jong, and K. van der Borg, Deposition of sapropel S1 sediments in oxic pelagic and anoxic brine environments in the eastern Mediterranean: differences in diagenesis and preservation, Mar. Geology, (1999), pp. 319–335.

- [88] W. B. F. RYAN, Stratigraphy of Late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean, in The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory, D. J. Stanley, ed., Dowdwn, Hutchinson, Ross, Strousberg, PA, 1972, p. 169.
- [89] J. L. SARMIENTO, T. HERBERT, AND J. R. TOGGWEILER, Mediterranean nutrient balance and episodes of anoxia, Global Biogeochem. cycles, 2 (1988), pp. 427–444.
- [90] R. SCHLITZER, W. ROETHER, H. OSTER, H.-G. JUNGHANS, M. HAUSMANN, H. JORISSEN, AND A. MICHELATO, *Chlorofluo-romethane and oxigen in the Eastern Mediterranean*, Deep Sea Res., 38 (1991), pp. 1531–1551.
- [91] F. SCHOTT AND K. LEAMAN, Observations with moored acoustic Doppler current profilers in the convection regime in the Golfe du Lion, J. Phys. Oceanogr., (1991), pp. 558–574.
- [92] H. J. Schrader and A. Matherne, Sapropel formation in the Eastern Mediterranean sea: evidence from preserved opal assemblages, Micropaleont., (1981), pp. 191–203.
- [93] U. Send, F. Schott, G. Gaillard, and Y. Desaubies, Observation of a deep convection regime with acoustic tomography, J. Geophys. Res., 100 (1995), pp. 6927–6941.
- [94] A. V. Shilling, A Holocene Stagnation event in the Eastern Mediterranean. Evidence from deep-sea benthyc Foraminifera in the Calabrian and Western Mediterranean Ridge, Paleoceanography, (1984), pp. 585–596.
- [95] U. SOMMER, Growth and survival strategies of planktonic diatoms, in Growth and reproductive strategies of freshwater phytoplankton, C. D. Sandgren, ed., Cambridge University Press, 1991, pp. 227–260.
- [96] F. A. STREET AND A. T. GROVE, Environmental and climatic implications of late Quaternary lake level fluctuation in Africa, Nature, (1976), pp. 385–390.
- [97] H. E. SUTHERLAND, S. E. CALVERT, AND R. J. MORRIS, Geochemical studies of the recent Sapropel and associated sediment from

- the Ellenic Outer Ridge, Eastern Mediterranean sea. I: mineralogy and chemical composition, Mar. Geol., 56 (1984), pp. 79–82.
- [98] C. M. Tang and L. D. Stott, Seasonal salinity changes during Mediterranean Sapropel deposition 9000 years B. P.: evidence from isotopic analyses of individual planktonic foraminifera, Paleoceanography, 8 (1993), pp. 473–493.
- [99] H. L. TEN HAVEN, Organic and inorganic geochemical aspects of Mediterranean late Quaternary sapropels and Messinian evaporitic deposits, Geol. Ultraiectina, (1986), pp. 1–206.
- [100] J. Thomson, D. Mercone, G. J. de Lange, and P. J. M. van Santvoort, Review of recent advances in the interpretation of eastern Mediterranean sapropel S1 from geochemical evidence, Mar. Geology, (1999), pp. 77–89.
- [101] R. C. Thunell and D. F. Williams, Glacial-Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea: hydrographic and depositional effects, Nature, 338 (1989), pp. 493–496.
- [102] E. TZIPERMAN AND K. SPEER, A study of water mass formation in the Mediterranean Sea: analysis of climatological data and a simple three-box model, Dynam. of Atmos. Ocean., (1994), pp. 53–82.
- [103] M. VICHI, J. W. BARETTA, AND P. RUARDIJ, Interannual and longterm variability in Baltic ecosystem dynamics: causes and implications, Final Scientific Report BASYS, SubProject 8, (99), pp. 3–152.
- [104] M. VICHI, N. PINARDI, M. ZAVATARELLI, AND F. FRASCARI, Interazione tra forzante idrodinamico e cicli biogeochimici nel Mare Adriatico Settentrionale: esperimenti numerici, in Rapporto Tecnico, IMGA-CNR, ed., 1998, p. 218.
- [105] M. VICHI, N. PINARDI, M. ZAVATARELLI, G. MATTEUCCI, M. MARCACCIO, M. C. BERGAMINI, AND F. FRASCARI, Onedimensional ecosystem model tests in the Po Prodelta area (Northern Adriatic Sea), Environmental Modelling and Software, 13 (1998), pp. 471–481.

- [106] P. Wu and K. Haines, The general circulation of the Mediterranean Sea from a 100-year simulation, J. Geophys. Res., 103 (1998), pp. 1121–1135.
- [107] P. Wu, K. Haines, and N. Pinardi, Towards an Understanding of Deep Water Renewal in the Eastern Mediterranean, J. Phys. Oceanogr., in press (1998).
- [108] R. Zahn and M. Sarnthein, Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the late Quaternary, Paleoceanography, 2 (1987), pp. 543–559.
- [109] M. ZAVATARELLI, J. W. BARETTA, J. BARETTA-BEKKER, AND N. PINARDI, The dynamics of the Adriatic sea ecosystem. Part I: an idealized model study, Deep Sea Res., 1 (2000), pp. 2–35.