

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI “FEDERICO II”

in consorzio con
SECONDA UNIVERSITÀ DI NAPOLI
UNIVERSITÀ “PARTHENOPE” NAPOLI
in convenzione con
ISTITUTO PER L’AMBIENTE MARINO COSTIERO – C.N.R.
STAZIONE ZOOLOGICA “ANTON DOHRN”

Dottorato in Scienze ed Ingegneria del Mare
XIX ciclo

Tesi di Dottorato

**La produzione primaria nel Mar Mediterraneo da
satellite: sviluppo di un modello regionale e sua
applicazione ai dati SeaWiFS, MODIS e MERIS**

Candidato:
Dott. Simone Colella

Tutor:
Prof. Maurizio Ribera D’Alcalà

Co-Tutor:
Dott.sa Rosalia Santoleri

Il Coordinatore del Dottorato: Prof. Bruno D’Argenio

ANNO 2006

INTRODUZIONE	- 1 -
CAPITOLO I	- 8 -
AREA DI STUDIO E PRINCIPI DELL'OCEANOGRAFIA SATELLITARE	- 8 -
1.1 IL MAR MEDITERRANEO	- 8 -
1.2 UN PO' DI STORIA DELL'OCEANOGRAFIA SATELLITARE	- 11 -
1.3 LA TEORIA ALLA BASE DELL'OCEANOGRAFIA SATELLITARE	- 13 -
1.3.1 La fisica	- 13 -
1.3.1.1 <i>La correzione atmosferica per lo studio del colore del mare</i>	- 16 -
1.3.2 Le proprietà ottiche del mare	- 19 -
1.3.3 Gli algoritmi bio-ottici	- 24 -
1.4 IL PROCESSAMENTO DEI DATI SATELLITARI	- 29 -
1.4.1 Il colore del mare	- 29 -
1.4.1.1 <i>SeaWiFS</i>	- 30 -
1.4.1.2 <i>MODIS</i>	- 30 -
1.4.1.3 <i>MERIS</i>	- 31 -
1.4.2 La temperatura superficiale	- 32 -
CAPITOLO II	- 34 -
LA PRODUZIONE PRIMARIA E LA SUA STIMA DA SATELLITE	- 34 -
2.1 LA PRODUZIONE PRIMARIA IN MARE	- 34 -
2.1.1 La PP nel Mediterraneo	- 38 -
2.2 IL MODELLO DI PRODUZIONE PRIMARIA	- 40 -
2.2.1 Il modello fotosintetico di Morel	- 40 -
2.2.2 Adattamento del modello di Morel ad applicazioni satellitari	- 43 -
2.2.2.1 <i>Metodi per la ricostruzione dei profili di clorofilla stratificati</i>	- 46 -
2.2.2.2 <i>Il metodo delle tabelle pre-generate</i>	- 47 -
2.2.2.3 <i>Impiego del metodo delle LUT con dati satellitari</i>	- 48 -
CAPITOLO III	- 51 -
SVILUPPO DI UN MODELLO REGIONALE DI PRODUZIONE PRIMARIA PER IL MAR MEDITERRANEO	- 51 -
3.1 I DATI IN SITU	- 51 -
3.2 LE NUOVE RELAZIONI PER L'APPLICAZIONE DEL MODELLO AI DATI SATELLITARI	- 54 -
3.3 LE NUOVE CATEGORIE TROFICHE	- 62 -
3.4 NUOVA RICOSTRUZIONE DEI PROFILI MEDI DELLE CATEGORIE TROFICHE DEL MEDITERRANEO	- 67 -
3.5 L'APPLICAZIONE DEL "NUOVO" MODELLO	- 73 -
3.5.1 I dati di input	- 74 -
3.5.1.1 <i>I dati satellitari utilizzati</i>	- 75 -
3.5.1.2 <i>La temperatura usata nel modello</i>	- 75 -
3.5.1.3 <i>I dati di PAR</i>	- 77 -
3.5.1.4 <i>I dati di MLD</i>	- 77 -
3.6 CONCLUSIONI	- 77 -
CAPITOLO IV	- 80 -
APPLICAZIONE DEL MODELLO DI PP AI DATI SEAWIFS, MODIS E MERIS	- 80 -
4.1 ANALISI DELLA SENSIBILITÀ E IMPATTO DELLA REGIONALIZZAZIONE DEL MODELLO SULLE STIME DI PP	- 80 -
4.1.1 Impatto delle nuove parametrizzazioni sulle stime di PP	- 81 -
4.1.2 Studio di sensibilità	- 84 -
4.1.3 Errore nei dati di input e loro impatto sulle stime di PP	- 87 -

4.1.4	Confronto con i dati in situ	- 91 -
4.2	STUDIO DELLA VARIABILITÀ STAGIONALE ED INTERANNUALE DELLA PP	- 94 -
4.2.1	Data set SeaWiFS	- 97 -
4.2.1.1	Andamento stagionale	- 97 -
4.2.1.2	Variabilità interannuale	- 101 -
4.2.1.3	Variabilità interannuale della PP legata agli altri input (temperatura e PAR)	- 104 -
4.2.1.4	Analisi dei budget di bacino	- 106 -
4.2.2	Data set MODIS	- 109 -
4.2.3	Data set MERIS	- 111 -
4.3	CONFRONTO CON PRECEDENTI STIME DI PP	- 112 -
4.3.1	Le stime satellitari	- 113 -
4.3.2	Confronto rispetto ad altre stime di PP	- 115 -
4.4	CONCLUSIONI	- 118 -

CONCLUSIONI E DISCUSSIONE - 146 -

BIBLIOGRAFIA - 151 -

INTRODUZIONE

L'attività umana degli ultimi decenni ha determinato un'accelerazione dei cambiamenti ciclici dell'atmosfera terrestre con l'abbondante immissione di anidride carbonica (CO₂) e di altri gas come vapor acqueo, clorofluorocarburi, metano e ossido di azoto. Questi gas di origine antropica giocano un ruolo critico nel controllo climatico della Terra poiché aumentano l'opacità dell'atmosfera alle radiazioni infrarosse, causando il riscaldamento della superficie del pianeta. E' stato stimato che le immissioni di CO₂ in atmosfera, causate dal consumo di carburante fossile o dal bruciare delle foreste, siano circa 7×10^{15} g C all'anno. Di queste circa 3×10^{15} g C restano in atmosfera, mentre i restanti 4×10^{15} g C vengono accumulati nella terra e negli oceani (Feely et al., 2001).

E' quindi chiaro il perché negli ultimi anni la scienza si sia sempre più intensamente preoccupata di capire quale siano i processi che regolano il ciclo globale del carbonio e come varino nel tempo i flussi di CO₂ tra atmosfera e gli altri comparti del pianeta. Infatti nel 1988 è stato istituito l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) il cui compito è investigare sui cambiamenti climatici, quantificare, da un punto di vista scientifico, l'impatto delle attività umane su questi cambiamenti e proporre potenziali soluzioni e alternative. L'IPCC nel suo terzo rapporto (IPCC, 2001) afferma che tra il 1990 e il 2100 la temperatura media mondiale alla superficie potrebbe aumentare tra 1.4 e 5.8 °C, se non fosse invertito il tasso di produzione delle emissioni antropogeniche di gas serra, mentre il livello del mare dovrebbe innalzarsi fino a un metro.

Gli oceani rivestono un ruolo fondamentale nel ciclo del carbonio in quanto ricoprono la maggior parte del pianeta e hanno degli scambi molto rapidi di CO₂ con

l'atmosfera.

Dove e quando, le varie regioni degli oceani sottraggano o cedano CO₂ all'atmosfera, sono le domande che si pone la ricerca scientifica. In questo senso un ruolo importante è ricoperto dal Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS), un programma multi-disciplinare, che vede coinvolti più di venti stati, volto alla migliore comprensione dei processi che controllano i flussi di carbonio tra atmosfera e oceano dalla scala regionale a quella globale, stagionalmente ed interannualmente, e la loro sensibilità ai cambiamenti climatici.

Sebbene siano già state prese alcune decisioni, più o meno realistiche, riguardo la diminuzione delle emissioni di CO₂ in atmosfera da parte di alcune nazioni, si veda ad esempio il Protocollo di Kyoto del 1997, le decisioni future sulla regolazione delle emissioni di CO₂ dovrebbero essere basate anche su modellizzazioni sempre più accurate del ciclo globale del carbonio e sulla individuazione delle aree di sottrazione della CO₂ dall'atmosfera.

Semplificando molto il processo è possibile affermare che lo scambio di CO₂ tra atmosfera-oceano avvenga grazie a due "pompe": la "pompa di solubilità", regolata dalla temperatura superficiale dell'acqua, che permette lo scambio di CO₂ fra i due comparti per diffusione, e la "pompa biologica", che invece permette la trasformazione e stoccaggio della CO₂ (Antoine e Morel, 1995). La solubilità della CO₂ in acqua aumenta al diminuire della temperatura. Inoltre le temperature più basse aumentano la densità dell'acqua superficiale che, divenendo più pesante, può sprofondare e innescare quei moti delle masse d'acqua alla base della circolazione globale. La "pompa di solubilità" sarà quindi più efficiente ad elevate latitudini dove la temperatura è minore.

Un'elevata efficienza della "pompa biologica" determina, invece, una rapida sottrazione di CO₂ in soluzione, trasformandola in carbonio organico, e di conseguenza (per mantenere l'equilibrio) "passaggio" di CO₂ dall'atmosfera all'oceano. Ovviamente,

in maniera inversa, una minore attività della “pompa biologica”, insieme ad elevati tassi di respirazione, farà sì che ci sia un accumulo di CO₂ nell’oceano che a sua volta la cederà all’atmosfera.

Queste due “pompe” hanno un’importanza diversa nel ciclo globale del carbonio e si è visto che circa il 75% della differenza della concentrazione di carbonio inorganico disciolto tra la superficie e gli strati più profondi degli oceani è dovuta alla pompa biologica (Sarmiento e Bender, 1994). Se quest’ultima fosse eliminata, e le dinamiche del ciclo globale del carbonio fossero guidate solamente dai processi fisici e chimici, l’ammontare del carbonio rilasciato dagli strati profondi degli oceani all’atmosfera sarebbe il doppio di quello attualmente contenuto nell’atmosfera stessa.

La maggiore o minore efficienza della “pompa biologica” è dovuta alla maggiore o minore efficienza della fotosintesi che in ambiente marino è svolta principalmente dal fitoplancton. Gli organismi autotrofi fitoplanctonici, tramite la fotosintesi, permettono la trasformazione del carbonio inorganico in carbonio organico e il suo stoccaggio in biomassa. La velocità con la quale questa biomassa viene creata e resa disponibile ai livelli trofici successivi è chiamata produzione primaria. E’ quindi evidente come lo studio del ciclo globale del carbonio non possa prescindere da un attento studio dei tassi di produzione primaria marina.

Lo studio dei flussi di carbonio e della produzione primaria a scala globale, con i metodi di campionamento tradizionale (campagne oceanografiche), è abbastanza complesso e frustrante a causa dell’inadeguata copertura spaziale e ai tempi di campionamento piuttosto lunghi (Platt e Sathyendranath, 1988). L’unica possibilità di avere una copertura sinottica, a questa scala, è utilizzare i sensori remoti. L’utilità di questo approccio negli studi ambientali è tanto più evidente se si considera l’elevata frequenza di copertura delle aree investigate.

Le proprietà ottiche del mare sono fortemente dipendenti dai suoi costituenti (fitoplancton, batteri, materiali di degradazione ecc.) e dalla loro concentrazione, e

l'*ocean color*, cioè l'osservazione del colore del mare da satellite, si basa proprio su questa caratteristica. Ad esempio il fitoplancton contiene la clorofilla che assorbe molto nelle lunghezze d'onda del blu e poco nelle lunghezze d'onda del verde, di conseguenza le acque molto ricche di fitoplancton appariranno verdi. L'utilizzo dei dati di colore del mare forniti dai sensori satellitari permette quindi lo studio della distribuzione spaziale e temporale dei pigmenti algali sia a scala locale che globale.

La distribuzione di biomassa fitoplanctonica telerilevata può a sua volta essere integrata in vari modelli fotosintetici spettrali. Esistono diversi tipi di questi modelli matematici, più o meno complessi, che tramite varie parametrizzazioni, principalmente riguardo la fisiologia degli organismi e l'influenza della temperatura sui vari processi, permettono la stima dei tassi di produzione primaria negli oceani. Lo studio di queste mappe sinottiche di produzione primaria riveste un ruolo fondamentale per la comprensione dei cicli biogeochimici e del ruolo della "pompa biologica" marina nel ciclo globale del carbonio.

Questi modelli solitamente vengono sviluppati per determinare i tassi di produzione primaria su tutto il globo. Vengono, cioè, creati per essere applicati a mappe di biomassa fitoplanctonica superficiale globali. Di conseguenza presenteranno delle parametrizzazioni medie e approssimazioni per tenere in considerazione le varie condizioni trofiche delle diverse regioni marine del mondo. Queste stime di produzione primaria sono molto utili e interessanti se si vuole avere un'idea della produttività globale del pianeta. Se invece si ha intenzione di studiare, con questi modelli, una determinata regione con caratteristiche trofiche e oceanografiche ben precise, si incappa inevitabilmente in stime di produzione primaria "approssimative". Recenti studi hanno messo in luce come, vari modelli, applicati per stime di produzione primaria su zone precise, non producano risultati soddisfacenti se confrontati con le misure in situ (Siegel et al., 2001; Campbell et al., 2002; Carr et al., 2006).

Il mar Mediterraneo è considerato una regione particolarmente "interessante" da

studiare, nello specifico per ciò che riguarda il ciclo del carbonio, sia perchè è un bacino semi-chiuso con un'elevata pressione antropica, dovuta all'alta densità della popolazione, e sia perchè presenta molti dei processi oceanografici che si verificano in altre zone ma in scala ridotta.

Questo bacino già è stato sottoposto a studi di produzione primaria sfruttando uno dei modelli più utilizzati a livello globale, quello di Morel (1991) adattato ad applicazioni satellitari grazie al lavoro di Antoine e Morel (1996). Questo modello, combinando un modello atmosferico (Tanré et al., 1979) e uno bio-ottico (Morel, 1988) stima la radiazione fotosintetica sulla superficie del mare e la sua attenuazione attraverso la colonna d'acqua, determinando, tramite opportuna parametrizzazione dei processi fisiologici principali, la produzione primaria.

Nel decennio passato, il modello è stato utilizzato per studi sul bacino del Mediterraneo, sfruttando, come input di clorofilla, i dati forniti dal CZCS (Morel e André, 1991; Antoine et al., 1995), mentre in anni più recenti sono stati utilizzati i dati forniti da un diverso sensore satellitare attualmente in orbita, il SeaWiFS (Bricaud et al., 2002; Bosc et al., 2004).

I risultati ottenuti da questi lavori hanno evidenziato una produzione primaria stimata da dati satellitari più alta rispetto alle stime ottenute con altri metodi di misura (modelli bio-geochimici o stima tramite ^{14}C), soprattutto quando la fonte dei dati satellitari è stata il CZCS (D'Ortenzio 2003). Inoltre è stato determinato un andamento annuale dei tassi di produttività con massimi in estate (fine giugno) e i minimi in inverno (fine dicembre-inizio gennaio). Questo andamento è in contrasto con quello che ci si potrebbe aspettare da un bacino come il mar Mediterraneo che mostra periodi di fioritura algale, elevata concentrazione di nutrienti e condizioni ambientali ottimali in primavera mentre in estate le concentrazioni di biomassa e di nutrienti sono estremamente basse (Duarte et al., 1999; Marty e Chiaverini, 2002; D'Ortenzio, 2003). In risposta a questo andamento della biomassa algale anche i tassi di produzione

primaria dovrebbero presentare i propri massimi in primavera per poi decrescere nei mesi successivi.

Questo lavoro di dottorato si pone come obiettivo quello di affinare le stime di produzione primaria da satellite e studiare l'andamento stagionale e interannuale della produttività nel mar Mediterraneo. Per far questo si è innanzitutto deciso di adattare il modello di Antoine e Morel (1996), per la stima della produzione primaria a livello globale, alle particolari caratteristiche del Mediterraneo. Questo è possibile sfruttando un gran numero di dati raccolti in situ nel bacino durante numerose campagne oceanografiche dell'ultimo decennio. Utilizzando questi dati possono essere modificate quelle parametrizzazioni che permettono la stima della produttività della colonna d'acqua da dati satellitari.

Questo modello adattato al Mediterraneo verrà poi utilizzato per lo studio temporale e spaziale della produzione primaria utilizzando dati forniti dai sensori SeaWiFS, MODIS (della NASA) e MERIS (dell'Agenzia Spaziale Europea, ESA). Il consistente data set SeaWiFS (otto anni di dati, dal 1998 al 2005) dà la possibilità di studiare la variabilità interannuale della produzione primaria del bacino in maniera piuttosto approfondita, mentre l'utilizzo di dati satellitari provenienti da più fonti permette un importante confronto fra i sensori del colore del mare attualmente in orbita.

I risultati finali verranno confrontati con i budget di bacino determinati con il modello globale nei lavori passati e con altri tipi di stime di produzione primaria provenienti dalla letteratura.

La tesi sarà così organizzata:

- nel capitolo I si descriverà l'area di studio dal punto di vista fisico-oceanografico, si farà un breve *excursus* della storia dell'oceanografia da satellite e dei principi fisici su cui si basa, ed inoltre verranno descritte le procedure per il processamento dei dati telerilevati;
- nel capitolo II si parlerà della produzione primaria e di come viene stimata.

Sempre in questo capito si descriverà in dettaglio il modello di Morel (1991), modificato per applicazioni satellitari da Antoine e Morel (1996), le sue applicazioni al mar Mediterraneo e i risultati ottenuti;

- il capitolo III descriverà l'adattamento del modello alle caratteristiche del Mediterraneo. Verranno definite le nuove relazioni regionali per la determinazione della profondità eufotica e del contenuto di clorofilla all'interno dello strato eufotico e si descriveranno le nuove categorie trofiche confrontandole con quelle utilizzate in lavori precedenti;
- il capitolo IV inizialmente descriverà quali sono gli impatti delle modifiche apportate al modello sulle stime di produzione primaria. In dettaglio si descriverà l'analisi di sensibilità, l'analisi dell'errore associato alla produzione primaria legato agli errori sui dati di input e si farà un confronto tra stime di produzione del modello e dati in situ. Dopodiché verrà descritta la variabilità stagionale ed interannuale della produzione primaria utilizzando i dati SeaWiFS, MODIS e MERIS. Nell'ultima parte del capitolo si farà un confronto con le stime satellitari precedenti e con altre stime di produzione primaria in letteratura;
- nelle conclusioni si riassumeranno i risultati dei capitoli precedenti suggerendo anche possibili sviluppi futuri del metodo per ottenere delle migliori stime.

CAPITOLO I

AREA DI STUDIO E PRINCIPI DELL'OCEANOGRAFIA SATELLITARE

I prossimi due capitoli saranno utilizzati per fornire informazioni di base su strumenti e tecniche utilizzate.

In questo capitolo inizialmente si fornirà una descrizione del mar Mediterraneo soffermandosi sulla circolazione generale del bacino e su quelle aree particolarmente interessanti da studiare dal punto di vista oceanografico. Di seguito verrà descritta brevemente la teoria alla base dell'oceanografia satellitare e in particolar modo i principi fondamentali dell'ocean color. Ci si soffermerà su due importanti aspetti dell'osservazione del colore del mare: la correzione atmosferica e gli algoritmi bio-ottici.

La prima è una parte fondamentale del processamento dei dati e serve per eliminare dal segnale captato dal sensore tutto il "rumore" dovuto all'interazione luce-atmosfera. Mentre gli algoritmi bio-ottici sono l'altra, importante, parte del processamento dati che permette di associare una concentrazione di clorofilla alle misure di radianza captate dal sensore. E' stato dimostrato che l'algoritmo bio-ottico standard dei sensori utilizzati sovrastima la concentrazione di fitoplancton del mar Mediterraneo, quindi verranno descritti degli algoritmi "alternativi", specifici per questo bacino, per la determinazione della clorofilla superficiale.

1.1 Il Mar Mediterraneo

Il bacino del Mar Mediterraneo (fig. 1.1-1) si potrebbe definire "irrilevante" in termini di grandezza rispetto agli oceani mondiali (circa lo 0.8%), ciò nonostante è da sempre intensamente studiato e ancora non completamente compreso. E' un bacino

comunicante con l'Oceano Atlantico tramite una stretta apertura (Stretto di Gibilterra) e al suo interno avvengono tutti o quasi quei processi bio-geofisici (Williams, 1998) che si verificano nei grandi oceani ma a scale superiori e non facilmente analizzabili. Per questo il Mediterraneo è considerato un "laboratorio marino in miniatura" (Lacombe et al. 1981, Robinson e Golnaraghi 1995).

Può essere diviso in due sottobacini, quello occidentale (WMED) e quello orientale (EMED), comunicanti attraverso il Canale di Sicilia, che, presentando un notevole dislivello batigrafico, impedisce la libera circolazione di alcune masse d'acqua.

Il Mediterraneo è un bacino di concentrazione cioè le perdite di acqua (evaporazione) sono maggiori degli introiti (fiumi e pioggia). Per compensare l'aumento della densità e la diminuzione del livello medio rispetto all'Oceano Atlantico si innescano dei moti di grande scala. Questo tipo di circolazione è simile alla cella termoalina che guida la circolazione globale degli oceani.

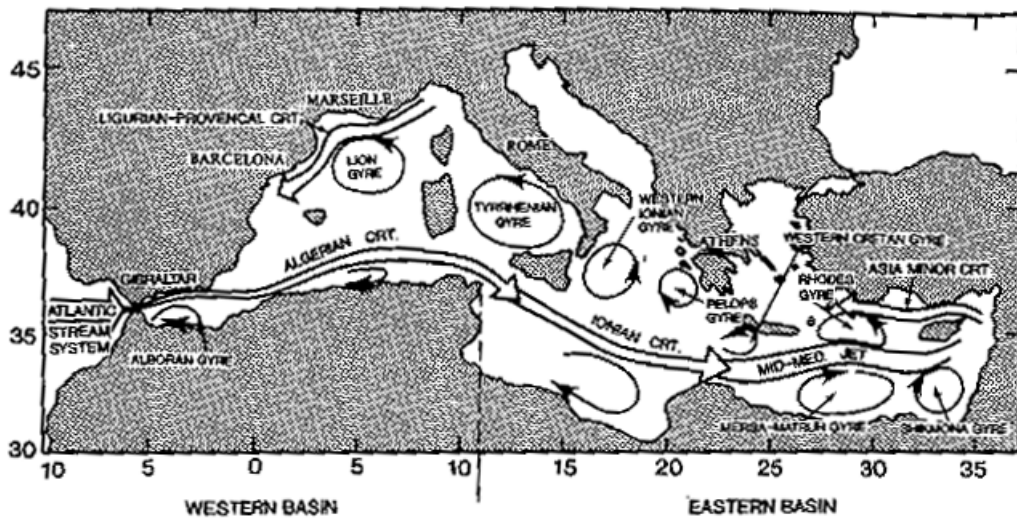


Figura 1.1-1 Il bacino del mar Mediterraneo

L'acqua atlantica (AW, Atlantic Water) entra attraverso lo stretto di Gibilterra in superficie mentre a profondità intermedia (circa 350 metri) esce e si inabissa l'acqua del Mediterraneo. Questo scambio quindi porta all'interno del bacino acqua poco salata

atlantica e, verso l'oceano Atlantico, acqua salata e ricca di nutrienti che ha origine nella zona orientale del bacino (LIW, Levantine Intermediate Water). L'acqua "dolce" atlantica, ad est dello stretto di Gibilterra, a causa dell'evaporazione e mescolamento, aumenta la sua salinità migrando verso la parte orientale del Mediterraneo. Successivamente, all'altezza del Canale di Sicilia, e una volta raggiunta una maggiore densità prende il nome di acqua atlantica modificata (MAW, Modified Atlantic Water). Le acque del Mediterraneo possono essere divise in tre strati: l'acqua superficiale, quella intermedia (200-700 metri) e quella profonda. Come detto l'acqua superficiale ha origine atlantica mentre quella intermedia e profonda derivano da fenomeni di trasformazione delle acque superficiali (DWF, Deep Water Formation) in determinati siti del bacino e associati a fenomeni di violenta interazione tra l'atmosfera e la superficie marina.

Sono stati osservati ricorrenti fenomeni di formazione di acqua densa nel golfo del Leone, nel mar Ligure, nel nord Egeo, in corrispondenza del vortice a sud dell'isola di Rodi, sempre in corrispondenza di strutture su scala di 'sottobacino', prevalentemente cicloniche (Gascard, 1978; Anati, 1984); leggermente diversa è la situazione del nord Adriatico dove la stratificazione in inverno è estremamente ridotta sull'intera piattaforma continentale (*shelf*) e dove i venti, particolarmente freddi e secchi, soffiano con straordinaria intensità (bora). L'acqua densa formatasi qui scorre lungo la costa italiana e si mescola con la LIW nello ionio, dando origine a una delle principali sorgenti mediterranee di acqua abissale. La principale fonte della LIW è il vortice di Rodi. Lo stesso vortice, a seconda dell'interazione con l'atmosfera, può anche dar vita alla formazione di acque più profonde: l'EMDW (Easteam Mediterranean Deep Water) (Sur et al., 1992).

A livello di grande scala ancora non è ben chiaro come funzioni la cella termoalina del WMED, mentre è abbastanza chiaro il funzionamento dell'unica cella termoalina dell'EMED che unisce il Levantino con lo Ionio. Riguardo le dinamiche di scala inferiore

(gyres e eddies) il WMED presenta dei vortici anticiclonici quasi permanenti nel mare di Alboran, ad est dello stretto di Gibilterra, e un vortice ciclonico permanente centrato nel Golfo del Leone, in corrispondenza della zona di formazione di acque profonde. Nell'EMED la dinamica a scala di sottobacino è invece determinata dall'insieme di diversi vortici cicloni e anticiclonici. La corrente superficiale atlantica, dopo il canale di Sicilia arriva fino alle coste di Israele continuando la sua densificazione; nel Levantino questa corrente si divide deviando una parte a nord verso Cipro e una parte a est e poi a sud.

Definendo oligotrofici quei bacini con concentrazione di clorofilla inferiore a 0.1 mg m^{-3} , mesotrofici quelli con concentrazione di clorofilla compresa tra 0.1 e 1 mg m^{-3} , e eutrofici quelli con concentrazione di clorofilla superiore a 1 mg m^{-3} , il Mediterraneo è considerato appartenere alla prima categoria. Però la presenza delle varie strutture può portare, in determinati periodi dell'anno, ad aumenti di biomassa locali piuttosto importanti. I principali luoghi in cui questo avviene sono: i vortici anticiclonici di Alboran (soprattutto quello ovest) e i siti di formazione di acqua profonda (il Golfo del Leone, il Canale di Otranto e occasionalmente il vortice di Rodi). In questi punti la concentrazione di biomassa può raggiungere anche valori superficiali superiori a 5 mg m^{-3} . Queste condizioni si verificano in tardo inverno-primavera. Negli altri periodi dell'anno invece i profili di biomassa si presentano con degli intensi massimi sub-superficiali tipici di altri mari medie latitudini.

1.2 Un po' di storia dell'oceanografia satellitare

Il primo passo concreto della comunità scientifica internazionale verso l'utilizzo del telerilevamento come strumento per gli studi oceanografici, fu fatto nel 1970 da Clarke et al. Si montò uno spettroradiometro su un aereo e, sorvolando a bassa quota (circa 300 m) varie zone oceaniche con diverse concentrazioni di biomassa fitoplanctonica, si ottenne una ottima differenziazione del segnale proveniente dal mare stesso. A questo

esperimento ne seguirono altri analoghi grazie ai quali si creò un'importante base scientifica per intraprendere l'analisi oceanografica da satellite.

Il primo vero sensore satellitare fu il Coastal Zone Color Scanner (CZCS) montato sul satellite Nimbus 7 della NASA e operativo dall'ottobre del 1978. Il CZCS, costruito per avere una vita nominale di un anno, fornì dati alla comunità scientifica fino al giugno del 1986. Il sensore aveva 4 bande di ricezione nella regione spettrale del visibile (centrate su 443, 520, 550 e 670 nm), una banda nel vicino infrarosso (700-800 nm) e un'altra nell'infrarosso (10.5-12.5 micron). Ovviamente questo spettrometro satellitare presentò numerosi problemi sia riguardo il funzionamento e la degradazione degli apparati del sensore, sia riguardo gli algoritmi utilizzati per ricavare informazioni utili sul colore del mare dalle misurazioni radiometriche del sensore. Nonostante questi problemi, il CZCS, è da considerarsi un grande successo scientifico che fornì importanti informazioni ed esperienze per il futuro dell'oceanografia satellitare.

Il successore del CZCS fu il Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) lanciato, a bordo del satellite OrbView-2, nell'agosto del 1997. Il SeaWiFS fu progettato esclusivamente per lo studio del colore del mare e quindi l'osservazione di acque costiere e di mare aperto. Attualmente in orbita polare intorno alla terra ad una altezza di 705 km, ha una risoluzione massima a terra di 1.1 km, ed è fornito di cinque canali di ricezione nelle bande del visibile (412, 443, 490, 510, 555 nm) e tre nell'infrarosso e vicino infrarosso (670, 765, 865 nm).

Nel 2000 fu lanciato il satellite TERRA con a bordo il primo dei due sensori MODIS (MODerate-resolution Imaging Spectrometer) mentre, nel 2002, il secondo MODIS fu lanciato a bordo del satellite AQUA. Ha lo stesso numero di bande nel visibile del SeaWiFS (412, 443, 488, 531, 551 nm), mentre ne ha una in più nel vicino infrarosso e vicino infrarosso (667, 678, 748, 870 nm). La risoluzione delle bande utili per l'ocean color è di 1.1 km, ma possiede anche 4 bande con risoluzione maggiore (2 a 250 m e 2 a 500 m) utili per una migliore correzione atmosferica e per varie applicazioni ad

acque costiere. Inoltre il MODIS è in grado di misurare la temperatura superficiale delle acque (SST, Sea Surface Temperature) grazie a delle bande nell'infrarosso.

Nel 2002 è stato lanciato anche il primo sensore per lo studio del colore del mare della Agenzia Spaziale Europea, il MERIS (MEdium-Resolution Imaging Spectrometer). Ci sono piccole differenze nelle bande spettrali rispetto al MODIS. Una banda in più a 620 nm utile per l'analisi dello spettro delle acque costiere e una a 709 nm. La risoluzione del MERIS in modalità "normale" è di 1.2 km, ma, a differenza del MODIS, tutte le bande hanno una risoluzione massima di 300 m. Le immagini ad altissima risoluzione sono acquisite sopra le acque europee o dove ci sono stazioni in grado di ricevere questi dati. Questi dati ad altissima risoluzione portano dei grandi benefici allo studio delle acque costiere, delle zone estuarine e dei laghi.

1.3 La teoria alla base dell'oceanografia satellitare

1.3.1 La fisica

Il principio sul quale si basa il telerilevamento è la misura delle radiazioni elettromagnetiche (emesse o riflesse) da parte della superficie osservata a frequenze stabilite. I sensori satellitari possono essere di due tipi: *attivi* e *passivi*. Gli *attivi* creano da se le radiazioni che incidono sulla superficie terrestre e poi osservano la natura del segnale riflesso; i *passivi* (di cui fanno parte il SeaWiFS, il MODIS e il MERIS) invece misurano la riflessione (o emissione) di radiazioni di origine naturale sulla superficie terrestre a determinate lunghezze d'onda. I sensori adoperati in questo studio, in particolare, utilizzano le lunghezze d'onda nel visibile e nell'infrarosso.

Tutti i corpi (ivi compresi sole e terra) emettono delle radiazioni a determinate frequenze a causa della eccitazione termica in base alla legge di Plank:

$$B(\lambda) = \frac{2h\lambda^3}{c^2} \cdot \frac{1}{e^{h\lambda/KT} - 1}$$

dove $B(\lambda)$ è la brillantezza (o emittanza) spettrale, cioè la densità di flusso radiante per

unità di frequenza per unità di superficie alla frequenza λ , h è la costante di Plank, k la costante di Boltzmann, T la temperatura espressa in gradi Kelvin e c la velocità della luce. Poiché la temperatura del sole è molto diversa da quella della terra (circa 6000 K per il sole e circa 300 K per la terra) anche lo spettro di emissione sarà diverso (fig. 1.3-1). Come si può vedere dalla figura le lunghezze d'onda utilizzate per lo studio del colore del mare sono influenzate unicamente dall'emissività del sole.

L'osservazione del colore del mare prevede quindi la misurazione delle radiazioni elettromagnetiche, generate dal sole nello spettro del visibile, che non vengono assorbite dalle sostanze presenti in acqua e captate dal sensore satellitare. Purtroppo però le radiazioni elettromagnetiche durante il loro tragitto (dal sole verso il mare, e dal mare verso il sensore) interagiscono con le sostanze presenti nell'atmosfera (aria, vapore acqueo e altri aerosol) e con componenti presenti in acqua che non interessano lo studio del colore del mare.

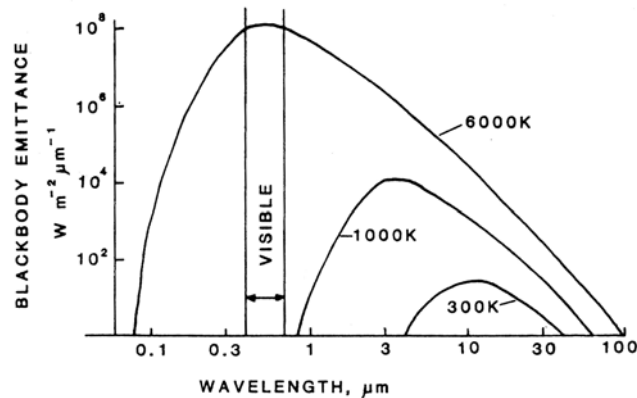


Figura 1.3-1 Spettri di emissione del Sole e della Terra

Una delle maggiori difficoltà nello studio del colore del mare deriva dal fatto che il segnale proveniente dalle acque oceaniche è solo una piccola percentuale del segnale totale captato dal sensore; infatti, approssimativamente l'80-90% di tale segnale è dovuto all'interazione delle onde elettromagnetiche con i costituenti dell'atmosfera: molecole (Rayleigh) e particelle (aerosol atmosferico)(Austin, 1974; Hooker *et al.*, 1992).

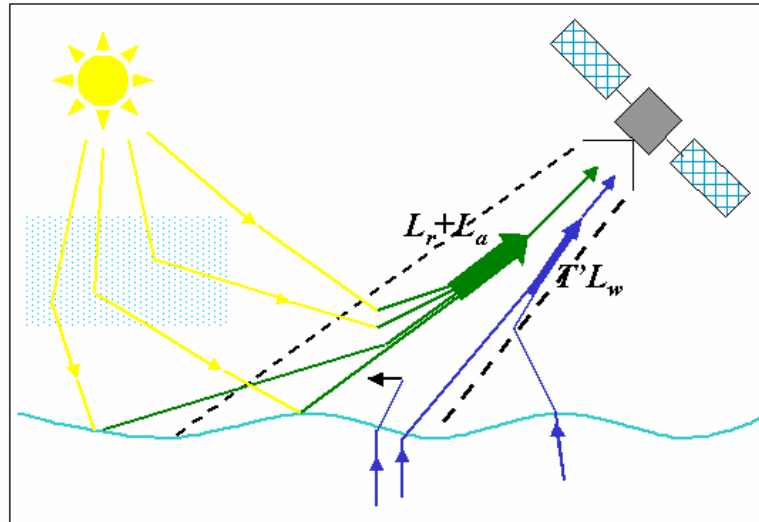


Figura 1.3-2 Schema delle radianze ricevute dal sensore

La radianza (definita come la quantità di luce, in un cono infinitesimale ed in una determinata direzione, che attraversa una superficie normale alla sua direzione di propagazione normalizzata per angolo solido, $W \text{ sr}^{-1} \text{ m}^{-2}$) ricevuta dal sensore ad una determinata banda ($L_t(\lambda)$) è quindi data dalla somma di diversi termini (fig. 1.3-2):

$$L_i(\lambda) = L_p(\lambda) + L_s(\lambda) + t(\lambda)L_w(\lambda)$$

dove L_p rappresenta quella frazione del segnale derivante dall'interazione delle onde elettromagnetiche con l'atmosfera, L_s la frazione derivante da vari fenomeni di riflessione della luce (ad esempio riflessione della luce del sole sulla superficie del mare o dalla schiuma delle onde), mentre L_w è la radiazione proveniente dall'acqua ($t(\lambda)$ rappresenta la trasmittanza diffusa dell'atmosfera).

La L_p può essere divisa in due termini:

$$L_p(\lambda) = L_r(\lambda) + L_a(\lambda)$$

dove L_r e L_a sono, rispettivamente, la frazione di segnale derivante dall'interazione dei fotoni con le molecole e con l'aerosol atmosferico. E' possibile stimare "facilmente" L_r , utilizzando la teoria del Rayleigh (Gordon et al., 1988a), poiché la composizione dell'atmosfera, grazie ai dati ausiliari (pressione atmosferica, umidità relativa, campo dei venti, ecc.), è ben conosciuta e abbastanza omogenea. Invece, essendo la

distribuzione e composizione dell'aerosol molto vari a seconda del luogo e delle condizioni, la stima di L_a è più complicata.

Nella bande del vicino infrarosso il contributo della L_w al segnale captato dal sensore è molto basso ed è quindi possibile calcolare il contributo atmosferico (L_p) per poi estrapolarlo alle altre bande del visibile. L'insieme di operazioni, modellizzazioni e semplificazioni per giungere alla stima di L_w dalla L_t misurata dal sensore alle varie bande prende il nome di correzione atmosferica. Ovviamente queste operazioni sono diverse a seconda della natura delle radiazioni misurate e del tipo di sensore utilizzato.

1.3.1.1 La correzione atmosferica per lo studio del colore del mare

Le operazioni di correzione atmosferica per i sensori utilizzati per questo studio seguono lo stesso principio e differiscono solo per le lunghezze d'onda utilizzate.

Si parte dalla misurazione di L_t alle varie bande: ipotizzando assenza di vento e superficie di mare piatta viene eliminata la frazione del segnale dovuta a vari tipi di riflessione (L_s) mentre tramite la teoria del Rayleigh viene stimata la frazione di L_p dovuta all'interazione fotoni-molecole (L_r). Quindi rimangono da determinare L_w e L_a alle varie bande. Gordon e Wang (1994) hanno proposto una teoria per stimare la frazione di L_p dovuta all'interazione fotoni-aerosol (L_a). Propongono dodici modelli "standard" di aerosol descritti da un parametro atmosferico $\varepsilon(\lambda_i, \lambda_j)$ definito come:

$$\varepsilon(\lambda_i, \lambda_j) = \frac{L_a(\lambda_i)}{L_a(\lambda_j)}.$$

Questo parametro atmosferico viene utilizzato per scegliere i due modelli (tra i dodici proposti) che meglio descrivono (per eccesso e per difetto) le caratteristiche atmosferiche pixel per pixel.

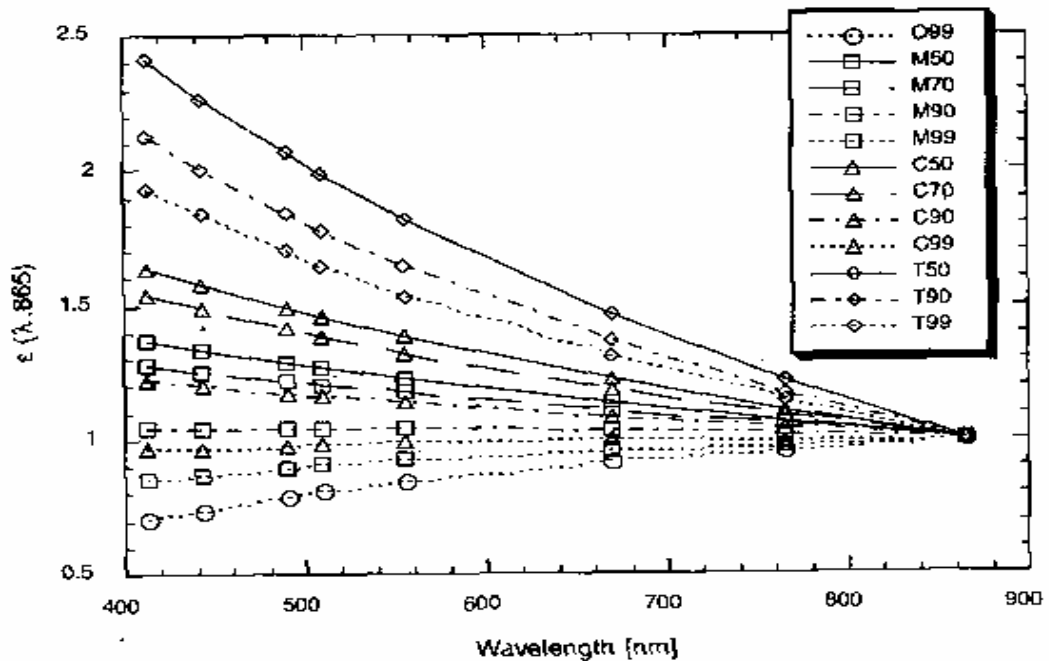


Figura 1.3-3 Andamenti di $\epsilon(\lambda i, 865)$ per i 12 modelli atmosferici utilizzati per la correzione atmosferica. Da Gordon e Wang (1994)

Nella figura 1.3-3 vengono mostrati i valori di $\epsilon(\lambda i, 865)$ in funzione della lunghezza d'onda per i dodici modelli proposti.

Vengono prese in considerazione le L_t nelle bande del vicino infrarosso ($L_t(765)$ e $L_t(865)$). Viene sottratta la frazione dovuta all'interazione fotoni-molecole ($L_r(765)$ e $L_r(865)$), come descritto precedentemente. Quindi rimangono le L_w e le L_a a 765 e 865 nm. Per mezzo di una teoria descritta in seguito, vengono stimate $L_w(765)$ e $L_w(865)$ e sottratte. A questo punto si determinano i valori di $\epsilon(865, 865)$ e $\epsilon(765, 865)$ e si scelgono i due modelli di aerosol che meglio descrivono le caratteristiche dell'aerosol atmosferico. Una volta scelti i modelli si stimano (per estrapolazione) i valori di L_a nelle bande del sensore nelle lunghezze d'onda del visibile, e, stimate le L_r , si determinano le L_w e di seguito la concentrazione di clorofilla.

Per quanto riguarda la stima di L_w nelle bande del vicino infrarosso esistono 2 teorie: *black-pixel* e *dark-pixel*. La teoria del *black-pixel* prevede che la L_w in queste bande sia uguale a zero. Recentemente però si è visto che questa assunzione porta a

degli errori significativi sulla stima di clorofilla, sia ad alte che basse concentrazioni (Siegel et al., 2000). Si è quindi passati alla teoria del *dark-pixel* che prevede valori bassi di L_w nelle bande del vicino infrarosso ma comunque diversi da zero. Per stimare le $L_w(765)$ e $L_w(865)$, in base a questa teoria più recente, si utilizza un metodo iterativo. Si associa un valore preliminare di clorofilla (0.2 mg m^{-3}) alla misurazione effettuata dal sensore nelle bande del vicino infrarosso e quindi si stimano dei valori preliminari di $L_w(765)$ e $L_w(865)$; quindi, dopo aver stimato la L_a a tutte le bande (con il metodo precedentemente descritto), si stima la concentrazione di clorofilla “effettiva” e la si confronta con quella utilizzata a priori per la prima stima preliminare di $L_w(765)$ e $L_w(865)$, se la differenza percentuale tra i due valori è superiore ad una determinata soglia si ricalcolano le $L_w(765)$ e $L_w(865)$ utilizzando come valore di clorofilla quello determinato nell'ultimo *step*. Questo ciclo iterativo continua finché la differenza percentuale, tra valore iniziale di clorofilla utilizzato per la stima di $L_w(765)$ e $L_w(865)$ e concentrazione di clorofilla finale, è inferiore al 20%.

Durante la correzione atmosferica possono esserci molti problemi dovuti sia a imprecisioni dei dati di input (ad esempio nella calibrazione o nei dati meteorologici ausiliari), sia ad assunzioni non appropriate fatte nel processamento dei dati. Le cause di questi problemi possono essere:

- nubi: l'identificazione di un pixel come affetto da nubi è ancora uno dei maggiori problemi del telerilevamento;
- modelli di aerosol: la scelta del modello standard da utilizzare per la correzione atmosferica si basa solo sulla radianza a due lunghezze d'onda e questo può indurre a scelte errate del modello base di riferimento;
- acque di Caso 2: come visto in precedenza, quando si è in presenza di acque di Caso 2 le proprietà ottiche dell'acqua cambiano e alcune assunzioni fatte nella correzione atmosferica (come la L_w considerata zero nelle bande del vicino infrarosso) non sono più valide;

- teoria di Rayleigh: la frazione di L_p stimata con la teoria di Rayleigh può essere affetta da errore;
- *sunglint*: cioè il riflesso della luce del sole sulla superficie del mare che può contaminare, se non correttamente eliminata, il processamento di un dato pixel.

Se due o tre di questi problemi intervengono simultaneamente, rendono molto difficile la determinazione della causa dell'errore durante il processamento e quindi fanno fallire la procedura di correzione atmosferica.

E' quindi chiaro come la correzione atmosferica sia la fonte di maggior errore nel telerilevamento.

1.3.2 Le proprietà ottiche del mare

Se la procedura di correzione atmosferica va a buon fine e viene sottratta la frazione di segnale derivante dall'interazione della luce con l'atmosfera alle varie bande, è possibile calcolare il contenuto di biomassa algale. La possibilità di stimare la concentrazione di clorofilla da misure telerilevate è strettamente legata alla proprietà intrinseche dell'acqua di mare. Queste proprietà possono essere di due tipi: proprietà ottiche inerenti (Inherent Optical Properties, IOPs) e proprietà ottiche apparenti (Apparent Optical Properties, AOPs). Le IOPs dipendono solamente dalle sostanze presenti in acqua e dalla loro concentrazione, mentre le AOPs dipendono, oltre che dalla presenza e concentrazione delle varie sostanze in mare, anche dalla distribuzione angolare del campo di luce. In altre parole dalla misura delle AOPs non è possibile determinare la concentrazione delle sostanze a mare a meno che non si conosca la distribuzione angolare della luce incidente la superficie del mare.

Le IOPs più importanti per lo studio del colore del mare sono l'assorbimento e lo scattering (dispersione). Un raggio luminoso, quando colpisce l'acqua, può essere assorbito (con conseguente interazione energetica) o disperso (senza interazione energetica) ed è quindi possibile definire un coefficiente di assorbimento (a) ed uno di dispersione (b). Il coefficiente di dispersione può a sua volta essere diviso in diverse

componenti a seconda del tipo di riflessione; quello che più ci interessa per lo studio del colore del mare è il coefficiente di back-scattering (b_b), che è legato alla riflessione della luce nella stessa direzione di provenienza.

I sensori remoti sono in grado di misurare solo le AOPs senza però poter determinare la distribuzione angolare della luce incidente. Di conseguenza, per giungere alla concentrazione delle sostanze a mare è necessario, non solo fare delle assunzioni riguardo il campo irradiante, ma anche adottare delle modellizzazioni che permettano di stimare le IOPs del mezzo a partire dalle AOPs misurate dal sensore.

Definendo la riflettanza dell'acqua (R) come il rapporto tra irradianza in risalita e irradianza in discesa appena sotto la superficie del mare $\left(R = \frac{L_u}{L_d} \right)$, è possibile relazionare questa grandezza con assorbimento e back-scattering. Tra le relazioni più conosciute ed utilizzate ci sono quella di Morel e Prieur (1977):

$$R = \frac{0.33 \cdot b_b}{a},$$

e quella proposta da Morel e Gentili (1993):

$$R = F_1 \frac{b_b}{a}$$

dove F_1 è un coefficiente compreso tra 0.3 e 0.5 e dipende dall'angolo del sole, l'ammontare della luce e dalla concentrazione di clorofilla.

Presendorfer (1961) ha dimostrato che il coefficiente di assorbimento totale dell'acqua e il coefficiente di *back-scattering* totale sono la somma dei singoli coefficienti di assorbimento e *back-scattering* dei differenti costituenti presenti. L'acqua di mare pura presenta un assorbimento crescente in modo esponenziale all'aumentare della lunghezza d'onda e una *back-scattering* che contemporaneamente diminuisce esponenzialmente (fig. 1.3-4). Il fitoplancton presenta invece un spettro caratteristico più complesso a causa del fatto che le cellule vive contengono la clorofilla e altri pigmenti usati per la fotosintesi.

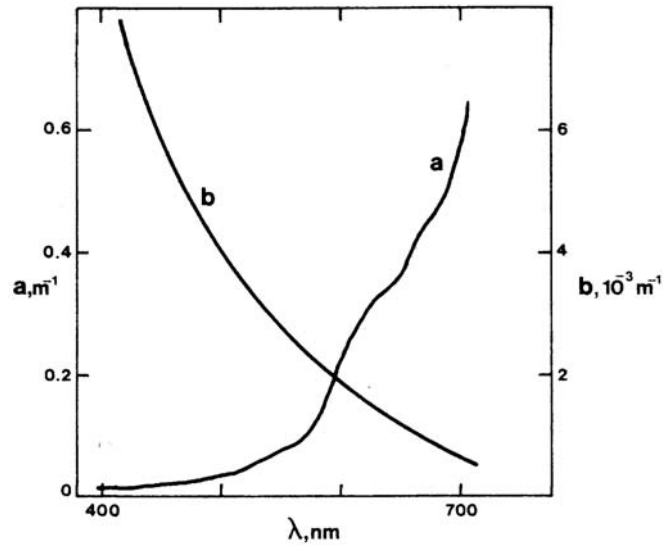


Figura 1.3-4 Assorbimento e *back-scattering* dell'acqua pura.
Da Robinson (2004)

A seconda della specie fitoplanctonica presente anche lo spettro di assorbimento cambierà; tipicamente il pigmento dominante nella maggior parte delle specie è la clorofilla-a ma possono essere presenti in diverse concentrazioni anche pigmenti accessori come clorofilla-b e c, carotenoidi e biliproteine. Un tipico spettro fitoplanctonico (normalizzato a 440 nm) è rappresentato nella figura 1.3-5.

Rispetto a quello dell'acqua di mare pura abbiamo un alto assorbimento alle basse lunghezze d'onda, con un picco principale intorno a 440 nm, dopodiché l'assorbimento diminuisce e presenta un picco minore intorno ai 675 nm; la *back-scattering* invece è più o meno costante su tutto il campo del visibile con delle piccole diminuzioni in corrispondenza dei picchi dell'assorbimento. In figura 1.3-6 è rappresentato un tipico spettro di riflettanza di acqua di mare dominata da fitoplancton.

La freccia in figura indica la direzione del cambiamento degli spettri all'aumentare della concentrazione di fitoplancton presente, mentre la linea tratteggiata mostra lo spettro dell'acqua di mare pura. A lunghezze d'onda inferiori a 540 nm la riflettanza dovuta alla combinazione di assorbimento e *back-scattering* del fitoplancton è inferiore a quella dell'acqua di mare pura mentre a lunghezze d'onda maggiori è leggermente più elevata.

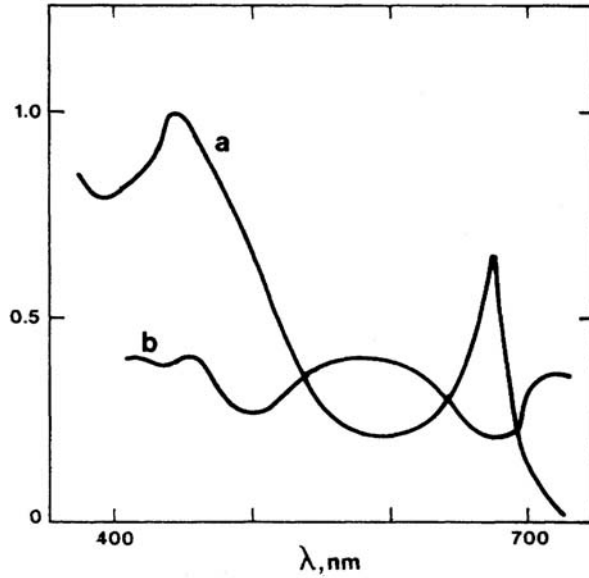


Figura 1.3-5 Spettri di assorbimento e *back-scattering* normalizzati del fitoplancton. Da Robinson (2004)

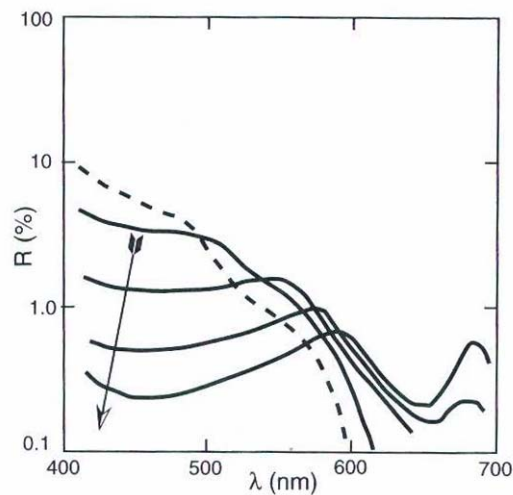


Figura 1.3-6 Spettri di riflettanza dell'acqua di mare dominata da fitoplancton. Da Robinson (2004)

Questo andamento si accentua all'aumentare della concentrazione di clorofilla facendo apparire un minimo in corrispondenza del primo picco di assorbimento del fitoplancton (circa 440 nm) e uno in corrispondenza del secondo picco di assorbimento a circa 680 nm. Questo secondo minimo di riflettanza è parzialmente mascherato dal massimo presente a 685 nm dovuto alla fluorescenza della clorofilla. Questo spettro di riflettanza, indotto dalla presenza di fitoplancton, mostra delle differenze a seconda

delle specie presenti ma si mantiene più o meno simile. La diminuzione di riflettanza a basse lunghezze d'onda all'aumentare della concentrazione di clorofilla unita al fatto che la stessa riflettanza, intorno a 550-600 nm, si mantiene più o meno costante, ha suggerito l'utilizzo del rapporto fra diverse riflettanze, piuttosto del valore assoluto di una, per giungere alla determinazione della clorofilla presente nelle acque. E precisamente si utilizza il rapporto fra la riflettanza nel punto di minimo e quella nella zona in cui rimane costante (circa 560 nm).

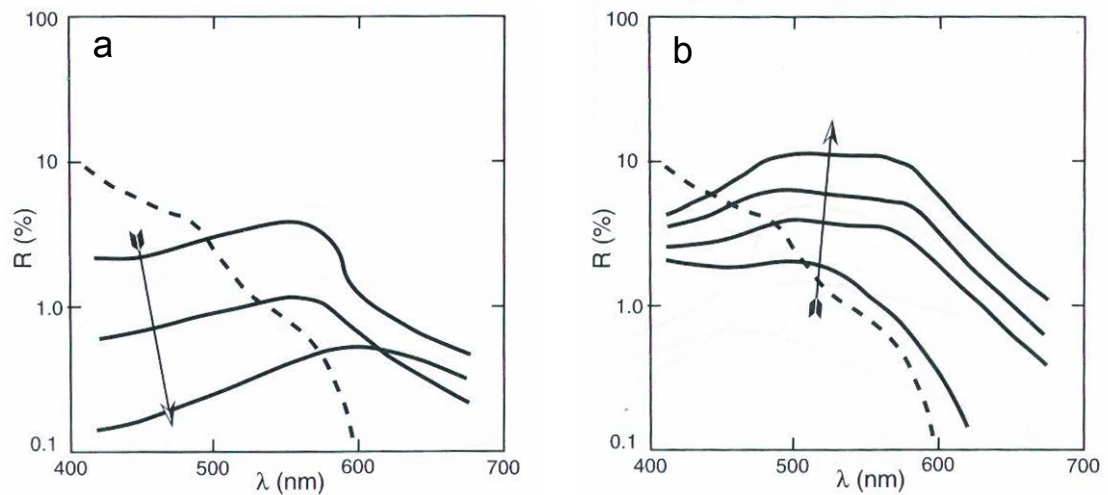


Figura 1.3-7 Spettri di riflettanza dell'acqua di mare (a) con predominanza di sostanza gialla e (b) con predominanza di detrito sospeso. Da Robinson (2004)

Purtroppo oltre al fitoplancton nell'acqua di mare possono esserci anche altre componenti che incidono sulla riflettanza totale dell'acqua. In figura 1.3-7 sono mostrati gli spettri di riflettanza di acqua di mare con sostanza gialla (a) o con detrito sospeso (b). Come si può vedere all'aumentare della sostanza gialla la riflettanza diminuisce in quasi tutte le lunghezze d'onda tranne che per quelle superiori a 650 nm; la riflettanza del detrito invece aumenta all'aumentare della sua concentrazione. La presenza di queste componenti complica notevolmente la possibilità di arrivare alla determinazione del quantitativo di clorofilla tramite misurazioni satellitari.

Un passo fondamentale per lo studio del colore del mare fu fatto da Morel e Prieur

(1977) dividendo le acque naturali marine in due categorie principali: le acque di Caso 1 le cui proprietà ottiche sono influenzate solo dal fitoplancton e dai suoi materiali associati; e quelle di Caso 2 nelle quali altre sostanze, come sedimenti risospesi, particelle terrigene, sostanza gialla terrigena o materiali antropogenici, variano indipendentemente dalla concentrazione di fitoplancton e determinano le proprietà ottiche del corpo d'acqua.

Le acque di Caso 1 sono associabili con le acque di mare aperto e sono solitamente le "più semplici" da studiare con i sensori remoti. Infatti nelle acque di Caso 1 l'andamento dello spettro della riflettanza è molto vicino a quello mostrato nella figura 1.3-6 e la concentrazione di clorofilla può essere stimata dalla rapporto della riflettanza nelle lunghezze d'onda del blu e del verde.

Lo studio delle acque di Caso 2 è molto più complesso appunto per la presenza di altri materiali, di varia origine, che rendono l'andamento dello spettro di riflettanza molto diverso da quello della figura 1.3-6 e non permettono quindi una stima della concentrazione di clorofilla con il "classico" rapporto di riflettanza blu-verde. Solitamente siamo in presenza di acque di Caso 2 in alcune zone costiere, soprattutto in vicinanza delle foci dei fiumi, nei mari chiusi fortemente influenzati dagli input fluviali o in mari poco profondi influenzati dalle maree dove si ha una elevata risospensione dei sedimenti.

1.3.3 Gli algoritmi bio-ottici

L'insieme delle applicazioni pratiche dei concetti appena descritti, per ottenere la concentrazione di clorofilla dalle misure ottiche del sensore, prende il nome di algoritmo bio-ottico. Gli algoritmi bio-ottici fondamentalmente sono di due tipi: empirici o semi-analitici.

Gli algoritmi empirici si basano su semplici relazioni statistiche che permettono di mettere in collegamento il rapporto di riflettanza, a varie lunghezze d'onda, con la

concentrazione di clorofilla. Ovviamente questi algoritmi sono sviluppati in base a dati di radiometria e clorofilla raccolti in situ durante varie campagne oceanografiche. Questo tipo di algoritmi presenta un grado di incertezza legato principalmente alla misura delle riflettanze da parte del sensore.

Gli algoritmi semi-analitici, invece, giungono alla stima della concentrazione di clorofilla tramite l'utilizzo di modelli. Infatti, basandosi sulla conoscenza di relazioni matematiche tra riflettanza e IOPs del mezzo, determinano la concentrazione di biomassa tramite inversione di modelli bio-ottici (ad esempio: Morel (1988)). Questo tipo di algoritmi, oltre ad essere influenzato dall'incertezza legata alla misura satellitare della riflettanza, come gli algoritmi empirici, sono influenzati anche dall'incertezza associata alle relazioni matematiche tra riflettanza e IOPs.

O'Reilly et al. (1998) hanno dimostrato che gli algoritmi empirici sono più affidabili di quelli semi-analitici, e proprio per questo motivo gli algoritmi standard dei sensori utilizzati in questo lavoro di dottorato sono empirici.

La funzione di base degli algoritmi bio-ottici è:

$$\text{Chla} = 10^{(a_0 + a_1 \cdot \text{Rap} + a_2 \cdot \text{Rap}^2 + a_3 \cdot \text{Rap}^3 + a_4 \cdot \text{Rap}^4)}$$

Le differenze tra i diversi algoritmi risiedono principalmente nella scelta delle riflettanze per i rapporti di banda (Rap) e, essendo algoritmi empirici, nei coefficienti (a_i) (O'Reilly et al., 1998; O'Reilly et al., 2000). Come detto precedentemente viene utilizzato il rapporto di banda piuttosto del valore assoluto di riflettanza. La massimizzazione di questo rapporto, tra una delle bande del sensore minori di 520 nm e la banda vicina ai 550 nm, permette una migliore stima della clorofilla. Per i tre sensori utilizzati le specifiche degli algoritmi bio-ottici sono:

Tabella 1.3-I Algoritmi bio-ottici standard dei sensori utilizzati

Sensore	Algoritmo	Rapporto di Banda	Coefficienti
SeaWiFS	OC4v4	$\text{Rap} = \log_{10} \left[\frac{R(443) > R(490) > R(510)}{R(555)} \right]$	$a_0=0.366, a_1=-3.067,$ $a_2=1.930, a_3=0.649,$ $a_4=-1.532$
MODIS-Aqua	OC3	$\text{Rap} = \log_{10} \left[\frac{R(443) > R(488)}{R(551)} \right]$	$a_0=0.283, a_1=-2.753,$ $a_2=1.457, a_3=0.659,$ $a_4=-1.403$
MERIS	Algal_1	$\text{Rap} = \log_{10} \left[\frac{R(442) > R(490) > R(510)}{R(560)} \right]$	$a_0=0.4245, a_1=-3.4479,$ $a_2=5.2272, a_3=-5.857,$ $a_4=2.2136$

Questi algoritmi bio-ottici vengono utilizzati per determinare la concentrazione di biomassa nelle acque di Caso 1. Per le acque di Caso 2 è più complicato determinare un algoritmo globale poiché i costituenti delle acque costiere sono molto variabili ed è quindi impossibile determinare un algoritmo empirico generico. Le prestazioni di questi algoritmi per le acque di Caso 1 sono accettabili a scala globale ma non ancora ottimali se si passa ad analisi a livello regionale (Gitelson et al., 1996; D'Ortenzio et al., 2002; Bricaud et al., 2002; Claustre et al. 2002; Garcia et al., 2005).

Nel Mediterraneo, in particolare, si ha una forte sovrastima della biomassa da parte di questi algoritmi rispetto ai dati in situ (Gitelson et al., 1996; D'Ortenzio et al., 2002; Bricaud et al., 2002).

Tabella 1.3-II Algoritmi bio-ottici specifici del mar Mediterraneo in letteratura

Forma Funzionale	Rapporto di Banda	Fonte
$\text{Chl} = a_0 \cdot (\text{Rap})^{a_1}$	$\text{Rap} = \frac{R(440)}{R(550)}$	Gitelson et al., 1996 (utilizzato per il CZCS)
	$\text{Rap} = \frac{R(443)}{R(555)}$	Bricaud et al., 2002 (utilizzato per il SeaWiFS) solo per valori di clorofilla inferiori a 0.4 mg m^{-3}
$\text{Chl} = 10^{(a_0+a_1\text{Rap}+a_2\text{Rap}^2+a_3\text{Rap}^3)} + a_4$	$\text{Rap} = \log_{10} \left(\frac{R(490)}{R(555)} \right)$	D'Ortenzio et al., 2002 (utilizzato per il SeaWiFS)

Negli ultimi anni sono stati sviluppati degli algoritmi specifici per il Mar Mediterraneo per cercare di ridurre la differenza tra clorofilla stimata dai sensori e clorofilla misurata in situ. Nella tabella 1.3-II sono descritti questi algoritmi.

Come si vede le forme funzionali sono diverse e non viene utilizzato il concetto di massimizzazione del rapporto di banda.

Per migliorare ulteriormente le stime di clorofilla satellitare e renderle ancor più vicine (in tutte le situazioni trofiche) ai dati misurati in situ nel Mar Mediterraneo Volpe et al. (2006) hanno sviluppato un nuovo algoritmo regionale per la stima della clorofilla del SeaWiFS che utilizza la massimizzazione del rapporto di banda e la forma funzionale uguale a quella degli algoritmi standard OC4. Questo algoritmo è stato utilizzato nell'ambito del progetto MERSEA per il *reprocessing* della serie storica dei dati SeaWiFS e produrre un nuovo data set regionale adoperato in questa tesi. Il lavoro di Volpe et al. (2006), sulla base del confronto tra il data set bio-ottico del Mediterraneo e quello globale (SeaBAM), ha dimostrato che le cattive *performances* dell'algoritmo globale sono legate alle diverse proprietà ottiche del Mar Mediterraneo rispetto all'oceano globale. In particolare in condizioni di oligotrofia ($Chl < 0.1 \text{ mg m}^{-3}$) il Mediterraneo presenta uno shift nei valori di riflettanza osservate rispetto ai dati del SeaBAM. I valori della R nel blu (a 443, 490 o 510 nm in base alla massimizzazione del rapporto di banda) sono del 30% inferiori rispetto a quelli osservati a livello globale mentre i valori di R nel verde sono più alti del 18%. Tale shift va riducendosi col variare del range di clorofilla analizzato.

Poiché il dataset SeaBAM è stato utilizzato anche per la definizione degli algoritmi di MODIS e MERIS è ovvio aspettarsi una sovrastima della clorofilla dei prodotti standard di questi sensori analoga a quella osservata per i prodotti standard SeaWiFS. Si è reso quindi necessario adattare gli algoritmi di MODIS e MERIS alle condizioni Mediterranee sviluppando delle nuove regressioni sulla base del data set bio-ottico regionale (Volpe, comunicazione personale).

Nella Tabella 1.3-III vengono riassunte le caratteristiche degli algoritmi per i tre sensori utilizzati mentre nella figure 1.3-8 si mostrano le curve di interpolazione derivanti dai tre algoritmi per il Mediterraneo e la differenza che c'è rispetto agli algoritmi standard dei tre sensori.

Tabella 1.3-III Algoritmi bio-ottici specifici del mar Mediterraneo utilizzati in questo lavoro

Sensore	Algoritmo	Rapporto di Banda	Coefficienti
SeaWiFS	MedOC4	$\text{Rap} = \log_{10} \left[\frac{R(443) > R(490) > R(510)}{R(555)} \right]$	$a_0=0.4424, a_1=-3.686,$ $a_2=1.076, a_3=1.684,$ $a_4=-1.437$
MODIS-Aqua	MedOC3	$\text{Rap} = \log_{10} \left[\frac{R(443) > R(488)}{R(551)} \right]$	$a_0=0.3677, a_1=-3.6625,$ $a_2=1.0413, a_3=1.5844,$ $a_4=-1.3141$
MERIS	MedAlgal_1	$\text{Rap} = \log_{10} \left[\frac{R(442) > R(490) > R(510)}{R(560)} \right]$	$a_0=0.3897, a_1=-3.9544,$ $a_2=5.1127, a_3=-5.457,$ $a_4=2.1087$

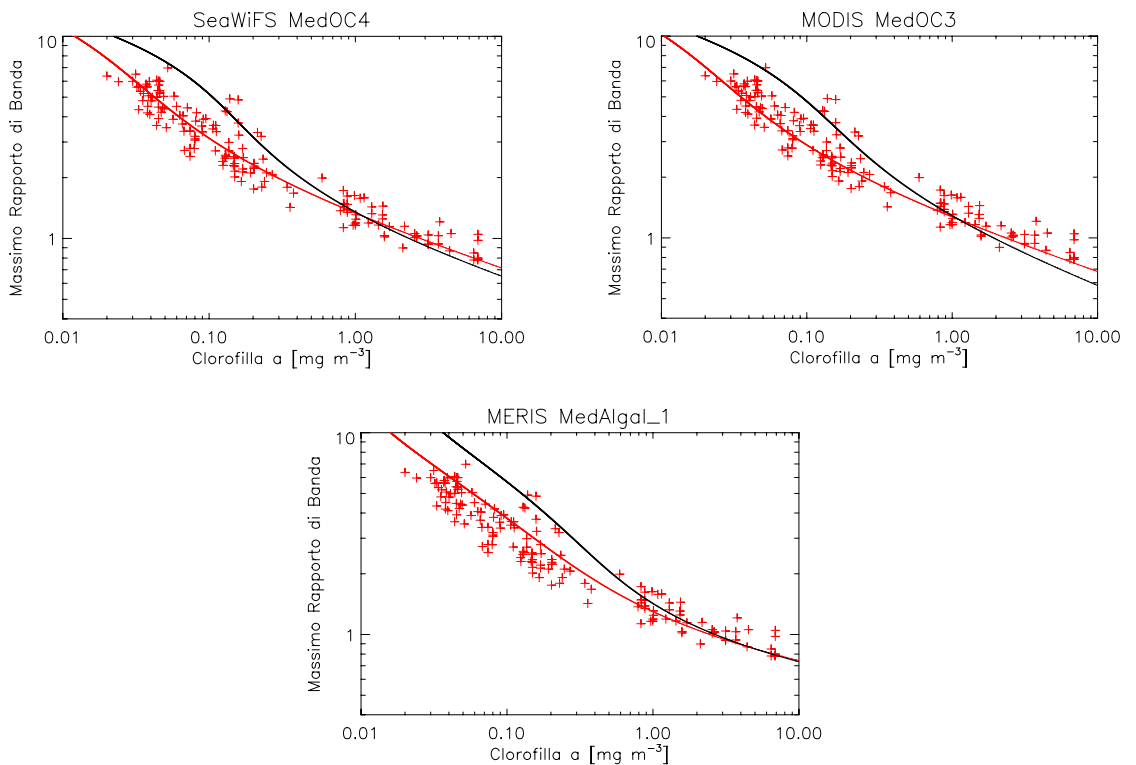


Figura 1.3-8 Curve di interpolazione degli algoritmi dei tre sensori. Le croci rosse indicano le misure in situ, le curve nere gli algoritmi standard, mentre le curve rosse gli algoritmi regionali

1.4 Il processamento dei dati satellitari

I dati satellitari utilizzati in questo lavoro provengono da quattro sensori diversi: SeaWiFS, MODIS, MERIS e AVHRR. I primi tre sono stati utilizzati per le informazioni riguardo il colore del mare, il quarto invece fornisce dati riguardanti la temperatura superficiale del mare (Sea Surface Temperature, SST). Il processamento dati riguardante il colore del mare è simile fra i tre sensori, mentre quello dell'AVHRR presenta delle differenze sostanziali.

1.4.1 Il colore del mare

Il processamento dei dati di colore del mare forniti dai tre sensori utilizzati si può dividere in quattro fasi: acquisizione del dato grezzo (level 0, L0), passaggio dal dato grezzo al dato grezzo georeferenziato (level 1, L1), passaggio dal dato grezzo georeferenziato ai parametri geofisici da studiare (level 2, L2) e rimappatura di ciascun parametro geofisico sulla zona di interesse (level 3, L3). Gli L0 sono i dati appena acquisiti e presentano conteggi di radianza bruti insieme ai dati di telemetria degli strumenti. Il passaggio successivo vede la trasformazione degli L0 in L1 in cui troviamo gli stessi dati bruti del livello precedente insieme però a dati riguardanti la geolocalizzazione di ciascun pixel, dati di calibrazione e i dati riformattati di telemetria degli strumenti. Applicando coefficienti di calibrazione, correzione atmosferica e algoritmi bio-ottici all'L1 per ciascun pixel si ha la creazione dell'L2 che quindi si presenterà come un unico file (HDF), con la stessa risoluzione spaziale dell'L1, contenente tutti i parametri geofisici da studiare. Per la creazione dell'L2 vengono anche richiesti dei dati ausiliari come vento, pressione e ozono. In questa fase, nell'L2, vengono anche inserite informazioni riguardo la bontà dei dati geofisici pixel per pixel (quelle che vengono chiamate "maschere"). Questo controllo permette di decidere se utilizzare o scartare un pixel "non buono" negli studi successivi. Questo file L2, per il gran numero di informazioni che racchiude, è solitamente di grandi dimensioni e non facilmente gestibile da calcolatori di media potenza. E' per questo che si procede con l'ultima fase

del processamento e cioè l'estrazione e creazione di file singoli, per ogni parametro geofisico dell'L2, rimappati sopra la zona di studio con la risoluzione che interessa.

A seconda del sensore però esistono delle differenze nelle fasi del processamento.

1.4.1.1 SeaWiFS

Il data set fornito dal SeaWiFS è il più consistente e va dal 1998 al 2005 per un totale di circa 3600 passaggi. Per il processamento dati viene utilizzato il software SeaDAS 4.8 (SeaWiFS Data Analysis System) fornito dal Goddard Space Flight Center (della NASA). L'acquisizione dei dati è fatta direttamente dal Gruppo di Oceanografia da Satellite (GOS) presso l'ISAC (Istituto Scienza dell'Atmosfera e del Clima) del CNR (Consiglio Nazionale per le Ricerche) di Roma (area di Tor Vergata). I dati ad alta risoluzione (LAC) vengono acquisiti tramite un'antenna con un diametro di 1.2 m collegata ad ricevitore GPS (MetCom DSP) ed entrambe controllati dal programma QtrackNTDB installato su un PC con sistema operativo Windows 2000. I dati vengono successivamente de-cryptati e quindi trasformati in L0. A questo punto si prosegue con i vari livelli di processamento tramite procedure automatizzate costruite appositamente.

1.4.1.2 MODIS

I dati non sono acquisiti direttamente, ma vengono scaricati dal sito FTP (<ftp://g0dps01u.ecs.nasa.gov/> o <ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/>) della NASA già a livello L1. Sono state create delle procedure automatiche che provvedono giornalmente allo scaricamento dei dati L1, Geolocation (dato creato nel passaggio L0-L1 del processamento MODIS e contenente tutte le informazioni per la geolocalizzazione) e dati ausiliari e al loro processamento utilizzando SeaDAS 4.8. I dati ausiliari sono distribuiti con circa 3 giorni di ritardo rispetto ai dati del sensore MODIS quindi praticamente ogni giorno vengono processati i dati risalenti a quattro giorni prima. Il data set MODIS utilizzato in questo lavoro va da luglio 2002 a dicembre 2005.

1.4.1.3 MERIS

Anche per il MERIS i dati non sono acquisiti direttamente ma vengono scaricati utilizzando il sito <http://merci-srv.eo.esa.int/merci/>. Vengono prelevati i file a livello L2. Nelle fasi precedenti del processamento (passaggio L0-L1 e L1-L2) è utilizzato il software MEGS (MERIS processing prototype) versione 7.4. Per l'estrazione e rimappatura dei prodotti geofisici del MERIS viene utilizzato il software BEAM (Basic ERS & Envisat (A)ATSR and Meris Toolbox) versione 3.6 fornito dall'ESA (European Space Agency). Il data set MERIS utilizzato in questo lavoro va da gennaio 2004 a dicembre 2005.

I prodotti disponibili alla fine di tutte le fasi di processamento sono le radianze normalizzate provenienti dal mare (normalized water leaving radiance, nLw) a differenti bande e il file contenente le maschere (I2_flags) per il SeaWiFS e MODIS, mentre il MERIS, oltre al file contenente le maschere, fornisce le riflettanze superficiali normalizzate (Normalized Surface Reflectance, nSr). Tutti i prodotti dei sensori hanno una risoluzione di 4 km². La grandezza che ci interessa per l'applicazione degli algoritmi bio-ottici è la riflettanza (Remote Sensing Reflectance, Rrs). Per determinare le Rrs dai prodotti disponibili di SeaWiFS e MODIS bisogna dividere le nLw alle varie bande per la radianza solare extraterrestre (F₀) alla lunghezza d'onda corretta. Poiché la riflettanza superficiale normalizzata del MERIS è data dalla funzione:

$$nSr(\lambda) = \frac{\pi \cdot nLw(\lambda)}{F_0(\lambda)},$$

per ottenere la Rrs è sufficiente dividere le nSr per pi-greco (π).

Una volta calcolate le Rrs vengono applicati gli algoritmi bio-ottici per la stima della clorofilla nel Mar Mediterraneo descritti in precedenza (vedi par. 1.3.3). A queste mappe di clorofilla vengono applicate le maschere di un processamento standard (terra, nubi, riflessione speculare della luce del sole sulla superficie del mare, alti valori angolo zenitale del sensore, alti valori angolo zenitale del sole, determinazione di

clorofilla fallita e maschera per i coccolitoforiti), provenienti dal file I2_flags, e una maschera per l'eliminazione delle acque di Caso 2 appositamente creata. Le mappe giornaliere presentano ampie zone senza dati a causa della copertura nuvolosa e ovviamente nei pixel in cui non è presente il dato di clorofilla non è possibile calcolare la produzione primaria. Quindi utilizzando queste mappe giornaliere si determinerebbero dei tassi di produzione primaria medi sovrastimati o mappe di budget di produzione primaria annuale sottostimate (Bricaud et al., 2002; Bosc et al., 2004). Sono state quindi create mappe medie di 8 giorni di clorofilla in maniera tale da diminuire le zone senza dato. Nei pixel che, nonostante la creazione delle mappe medie di 8 giorni, ancora presentano mancanza di dato è stato inserito il valore medio mensile di clorofilla calcolato precedentemente dall'intero data set disponibile di ciascun sensore.

1.4.2 La temperatura superficiale

Il processamento dei dati di SST differisce da quello per il colore del mare. Il processamento dei dati è fatto utilizzando il Display Software Package (DSP) sviluppato dall'Università di Miami. L'acquisizione dei dati è fatta direttamente dal GOS 5-6 volte al giorno tra dati giornalieri e notturni forniti da vari satelliti (NOAA-16, NOAA-17 e NOAA-18). Dopo l'acquisizione si ha la prima trasformazione dei dati bruti in un formato standard utilizzato dal software DSP e la loro geolocalizzazione automatica in base agli elementi orbitali. Dopodiché si passa alla navigazione dei dati e all'applicazione dell'algoritmo per la determinazione della temperatura dai conteggi grezzi dei vari canali. L'algoritmo utilizzato è il Pathfinder (Walton et al., 1998; Kilpatrick et al. 2001) che è considerato il più accurato nel determinare la temperatura superficiale nel mare ed è stato testato anche nel Mar Mediterraneo (D'Ortenzio et al., 2000). Quindi si passa al remapping dei dati con la stessa risoluzione e proiezione cartografica già utilizzata per i dati di colore del mare. La fase successiva è quella del declouding cioè dell'identificazione ed eliminazione di nubi dalle immagini. Una volta eliminate tutte le

nubi si creano delle immagini giornaliere a partire dai singoli passaggi notturni.

Come per i dati di colore del mare dove un pixel è coperto dalle nubi si ha una mancanza di dato. Per eliminare questi “buchi” i dati di temperatura superficiale del mare vengono sottoposti ad interpolazione ottimale (o interpolazione statistica). Il procedimento statistico prevede una interpolazione spaziale e temporale in maniera tale da ricostruire completamente il campo della temperatura (Marullo et al., 2006).

CAPITOLO II

LA PRODUZIONE PRIMARIA E LA SUA STIMA DA SATELLITE

Questo capitolo è dedicato alla descrizione della produzione primaria e ai suoi metodi di misura.

Verranno descritte in particolare quelle tecniche che utilizzano modelli matematici per la stima della produttività analizzando quali sono i principi di questi modelli e le loro caratteristiche di base. In seguito si passerà ad una prima analisi degli studi di produzione primaria svolti sul bacino del Mediterraneo negli anni precedenti descrivendo in dettaglio il modello fotosintetico utilizzato (quello di Morel (1991)) e il suo utilizzo con dati satellitari.

2.1 La produzione primaria in mare

Lo studio della produzione primaria (PP) è definita come la quantità di carbonio organico fissato, attraverso processi fotosintetici, e reso disponibile per i livelli trofici superiori. Si divide in produzione *nuova* e *rigenerata*. La nuova è stata definita come la produzione fitoplanctonica risultante dall'utilizzo di azoto di origine esterna (come fiumi, input atmosferici o risalita di nutrienti dagli strati profondi della colonna d'acqua), quella rigenerata si basa, invece, sull'utilizzo di azoto già presente all'interno dello strato eufotico sotto forma di ammoniaca (Dugdale and Goering, 1967).

Fondamentalmente esistono quattro tecniche per giungere alla stima di PP: campionamento in situ, analisi di budget, output di modelli di circolazione che includono variabili bio-geochimiche, e stime basate su dati telerilevati. Il

campionamento in situ è senza dubbio il sistema più preciso e affidabile per arrivare alla misurazione della PP (anche se le tecniche di misurazione solo dal 1988 seguono dei protocolli standard internazionali (JGOFS, 1988)) ma presenta delle grosse lacune per ciò che riguarda l'analisi della variabilità spaziale e temporale poiché le misurazioni esistono solo per periodi di tempo limitati e aree particolari, lì dove si sono svolte le campagne di misura. Le analisi di budget giungono alla stima della PP tramite il rapporto C:N standard e analizzando il budget di nutrienti e il consumo di ossigeno (Bethoux, 1979; Bethoux, 1981; Bethoux and Copin-Montégut, 1986; Bethoux, 1989; Bethoux and Gentili, 1996; Bethoux et al., 1998; Bethoux and Gentili, 1999). Le stime di PP tramite questa tecnica sono abbastanza attendibili, però con le analisi di budget non si riesce ad osservare la variabilità stagionale e interannuale dell'ecosistema che, per il caso del Mediterraneo, è sicuramente la più interessante da studiare. L'utilizzo di modelli fisico-biologici è abbastanza recente (Crise et al, 1999; Crispi et al., 1999; Zavatarelli et al., 2000; Stratford and Haines, 2002). La PP è uno dei prodotti di questi modelli che si basano sull'accoppiamento di modelli fisici di circolazione generale con diversi modelli chimici-biologici. Grazie a questi modelli si riescono ad avere delle stime di PP dell'intero bacino e si possono svolgere studi sulla variabilità stagionale ed interannuale, però queste stime presentano ancora delle incertezze significative legate soprattutto alla difficoltà nella parametrizzazione del comparto biologico. Utilizzando i dati telerilevati per giungere alla stima della PP si riescono ad avere delle misure a differenti scale, dalle più piccole fino alla scala di bacino, con una buona risoluzione della variabilità stagionale e interannuale. Tuttavia queste stime sono spesso notevolmente differenti da quelle osservate da misurazioni in situ ed è comunque difficile giungere alla stima della PP dell'intera colonna d'acqua partendo da una stima superficiale della clorofilla da satellite (Falkowski, 1988).

In letteratura si possono trovare diversi modelli che usano dati telerilevati per la stima della PP. Behrenfeld e Falkowski (1997a) hanno diviso questi modelli in quattro

categorie in base alla loro complessità matematica. Questa suddivisione è stata rivista recentemente, eliminando una delle categorie, da Campbell et al. (2002) e Carr et al. (2005).

Si parte dai più semplici che presentano una semplice relazione tra clorofilla superficiale e PP, ai più complessi che giungono alla PP attraverso espressioni che legano la luce spettrale con la distribuzione lungo la colonna d'acqua della clorofilla e con altri termini fisiologici che parametrizzano l'efficienza fotosintetica delle specie autotrofe. Le variabili fotoadattative possono essere prese come esempio per analizzare i diversi gradi di complessità dei modelli. I meno complessi sono raccolti nella categoria DIM (Depth-Integrated Modes, modelli integrati sulla profondità) e stimano la PP integrata direttamente da misurazioni superficiali. Alcuni di questi, i più "antichi", presentano una semplice relazione tra PP giornaliera con clorofilla superficiale telerilevata (Smith e Baker, 1978; Eppley et al., 1985), o con valori di clorofilla integrati sulla profondità e valori integrati di PAR giornaliera (Falkowski 1981; Platt, 1986). I più elaborati di questa categoria possono invece incorporare stime della profondità eufotica, lunghezza del giorno, valori di clorofilla integrati o irradianza (Platt e Sathyendranath, 1993; Behrenfeld e Falkowski, 1997a). In questa categoria il parametro che controlla i processi fotosintetici è un semplice coefficiente numerico che non presenta dipendenza spettrale, dal tempo o dalla profondità.

La categoria dei TIM (Time-Integrated Model, modelli integrati sul tempo) racchiude tutti quei modelli che tengono in considerazione l'attenuazione della luce lungo la colonna d'acqua senza tenere in conto però della sua variazione durante le ore del giorno. Solitamente i parametri utilizzati in questi modelli derivano da misurazioni fatte durante tutte le ore di luce (tipicamente 6-24 ore) in maniera tale da determinare dei parametri medi che tengano in considerazione le varie fasi di illuminazione. Anche le variabili fotoadattative hanno una dipendenza dalla profondità ma non dal tempo.

I WRM (Wavelength-Resolved Models, modelli con risoluzione spettrale) sono i più

complessi e stimano i tassi fotosintetici e la PP ad ogni profondità e varie volte durante il giorno, basandosi su campi di luce lungo la colonna d'acqua risolti spettralmente. Utilizzano parametrizzazioni per il massimo tasso di fotosintesi, per l'efficienza fotosintetica e utilizzano la temperatura per modulare alcuni parametri fisiologici. Inoltre il profilo verticale di clorofilla può essere modellizzato o assunto uniforme a seconda delle condizioni ambientali in esame (Sathyendranath e Platt, 1989; Morel 1991).

Le uniche stime di PP del Mar Mediterraneo ottenute utilizzando dati telerilevati sono state fatte da Morel e dal suo gruppo di ricerca (Antoine et al., 1995; Morel e André, 1991; Bricaud et al., 2002, Bosc et al., 2004). Il modello utilizzato, tra le categorie appena descritte, rientra in quella dei WRM, i più complessi. Questo modello, combinando un modello atmosferico (Tanré et al., 1979) e uno bio-ottico (Morel, 1988), permette la stima della radiazione fotosintetica sulla superficie del mare e la sua attenuazione lungo la colonna d'acqua e, con una parametrizzazione dei principali processi fisiologici, il calcolo della produttività partendo dalla concentrazione di biomassa algale. Quest'ultima è appunto fornita dai sensori satellitari ma riguarda solo gli strati più superficiali mentre il modello necessita la conoscenza della distribuzione verticale di biomassa o al limite del contenuto totale di biomassa della zona produttiva della colonna d'acqua. Per giungere a questa informazione è stato utilizzato un approccio empirico sviluppato da Morel e Berthon (1989, MB89) basato su regressioni statistiche tra la concentrazione di pigmenti degli strati superficiali, il valore integrato di clorofilla dell'intera zona fotica, e l'andamento della distribuzione pigmentaria verticale.

Con queste relazioni, determinate dall'analisi di un gran numero di profili di clorofilla misurati in differenti zone del mondo, è possibile associare una distribuzione verticale di pigmenti ad una concentrazione di biomassa telerilevata.

2.1.1 La PP nel Mediterraneo

Il Mar Mediterraneo, come detto precedentemente, è da sempre considerato un bacino oligotrofico cioè caratterizzato da scarsità di nutrienti e un basso tasso di produttività. Una delle cause principali di questo regime è la circolazione estuarina inversa che attraverso lo Stretto di Gibilterra esporta nutrienti dagli strati di acqua intermedia (LIW). Le stime di perdita di nutrienti sono tra 1.25 Mton anno⁻¹ (Sarmiento et al., 1988) e 3.11 Mton anno⁻¹ (Béthoux, 1979). A causa di questo export sugli strati intermedi, la profondità del nutriclino (definita come la profondità alla quale si ha un rapido aumento della concentrazione di nutrienti) aumenta e di conseguenza il rimescolamento invernale della colonna d'acqua non riesce a rendere accessibili e utilizzabili i nutrienti, per importanti sviluppi algali, in tutto il bacino (Crise et al., 1999; Levy et al., 2000).

D'altra parte però, recenti studi e osservazioni dei regimi biologici del Mediterraneo, hanno dimostrato che localmente il campo dei nutrienti può variare e determinare elevati tassi di produttività (Levy et al., 1998; Ribera d'Alcalà et al., 2003; Santoleri et al., 2003).

Tabella 2.1-I Stime di PP nel mar Mediterraneo

	PP (gC m ⁻² anno ⁻¹)	Metodo	Fonte
Mediterraneo	156	Satellite (1979-1983)	Antoine et al. (1995) †
	154-190	Satellite (1997-1998)	Bricaud et al. (2002)
ESTMed	130-140	Satellite (1998-2001)	Bosc et al. (2004)
	137	Satellite (1979-1983)	Antoine et al. (1995) †
	143-183	Satellite (1997-1998)	Bricaud et al. (2002)
	114-125	Satellite (1998-2001)	Bosc et al. (2004)
	137-150#	Analisi di budget	Béthoux et al. (1998)
	61.8-97.3	Campionamento in situ	Boldrin et al. (2002)
WESTMed	99	Campionamento in situ	Moutin and Raimbault (2002)
	197	Satellite (1979-1983)	Antoine et al. (1995) †
	173-198	Satellite (1997-1998)	Bricaud et al. (2002)
	155-172	Satellite (1998-2001)	Bosc et al. (2004)
	120	Utilizzo di Ossigeno	Béthoux (1989)
	30.4#	Analisi di budget	Béthoux et al. (1998)
	83-235	Campionamento in situ	Marty e Chiavérini (2002)
145	Campionamento in situ	Moutin and Raimbault (2002)	
	140-150	Campionamento in situ	Conan et al. (1998)

† Antoine et al. (1995) corretto con un valore di 1.25. Questa correzione permette di assumere il rapporto pigmenti attivi/pigmenti totali uguale a 1 piuttosto che 0.8 (vedi Morel et al., 1996)

Stimati con un f-ratio (rapporto tra produzione nuova e produzione totale) preso da Marty e Chiavérini (2002) per il Mediterraneo Ovest e da Boldrin et al. (2002) per il Mediterraneo Est

La PP nel Mediterraneo è stata stimata e studiata nel corso del tempo utilizzando varie tecniche ma i risultati ottenuti sono spesso discordanti. Questo disaccordo è riconducibile, oltre che al metodo utilizzato, anche alle tecniche di campionamento e analisi dati e agli strumenti utilizzati. Nella tabella 2.1-I sono riassunti alcuni dei risultati ottenuti da vari autori utilizzando varie tecniche.

Come detto, la PP nel Mar Mediterraneo da satellite è stata studiata principalmente dal gruppo di ricerca di Morel. I primi studi condotti separatamente nell'Est e Ovest del bacino hanno utilizzato il CZCS come fonte di dati satellitari (Morel e André, 1991; Antoine et al., 1995). I risultati di questi studi presentano una PP più alta rispetto i campionamenti in situ di circa il 40% nella zona orientale del bacino e del 30% in quella occidentale ed inoltre l'andamento della PP nel corso dell'anno segue abbastanza quello che è l'andamento della luce con i massimi nei mesi di giugno-luglio mentre ci si aspetterebbe alti tassi produttivi nei mesi tardo primaverili. Lo studio condotto da Bricaud et al. (2002) ha avuto come scopo principale il confronto di biomassa algale e temperatura superficiale del mare di vari sensori e le loro implicazioni sulla PP. Dalla loro analisi ne è scaturito che il SeaWiFS (dati del 1998) presentava una produzione ancora più alta (sia per l'intero bacino che per i sotto bacini Est e Ovest) di quella stimata negli anni precedenti con il CZCS. Questo risultato è dovuto principalmente al fatto che, come detto nel paragrafo 1.3.3 (Gli algoritmi bio-ottici), l'algoritmo bio-ottico standard del SeaWiFS sovrastima la biomassa algale nel Mediterraneo e questo porta anche ad una sovrastima dei tassi di produzione.

Bosc et al. nel 2004 hanno ricalcolato la PP nel Mediterraneo utilizzando il SeaWiFS ma applicando un algoritmo bio-ottico specifico per il bacino (vedi par. 1.3.3). L'utilizzo di questo nuovo algoritmo insieme all'utilizzo di un diverso data set per la temperatura superficiale e della stima di PAR fornita dal sensore piuttosto che stimata da un modello ha prodotto un abbassamento della PP rispetto ai lavori precedenti di Bricaud et al. (2002), Morel e André (1991) e Antoine et al. (1995), anche se

l'andamento temporale ha continuato a presentare un andamento legato alla luce con massimi di PP nei mesi estivi. Questo studio ha inoltre permesso una prima analisi dell'andamento interannuale della PP poiché si sono analizzati quattro anni di dati forniti dal sensore.

2.2 Il modello di produzione primaria

2.2.1 Il modello fotosintetico di Morel

Il modello di Morel (1991) si basa sulla seguente equazione, scritta per radiazioni monocromatiche:

$$(2.2-1) P(z,t,\lambda) = 12 \cdot \text{Chl}(z,t) \cdot a^*(z,t,\lambda) \cdot \text{PAR}(z,t,\lambda) \cdot \varphi_{\mu}(z,t,\lambda)$$

dove P è la massa di carbonio organico fissato per unità di tempo e volume (in $\text{gC m}^{-3} \text{s}^{-1}$), 12 è il fattore di conversione per esprimere la produzione in unità di massa piuttosto che in moli di carbonio, Chl è la concentrazione di clorofilla ad una determinata profondità ed istante (in mgChl m^{-3}), a^* è il coefficiente di assorbimento specifico delle alghe (espresso in $\text{m}^2 (\text{mgChl})^{-1}$), φ_{μ} è il prodotto quantico per la crescita netta ed esprime l'efficienza di trasformazione dell'energia catturata in carbonio, e la PAR è la radiazione fotosinteticamente attiva (tra 400 e 700 nm) al tempo t, ad una determinata profondità e per un determinato range spettrale ($\text{molQ m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Quest'ultima viene stimata partendo dal valore di PAR con cielo libero da nubi, corretto, a seconda della copertura nuvolosa, secondo la formula di Reed (1977):

$$\text{PAR}(0^+) = \text{PAR}(0^+)_{\text{clear}} * \left[1 - \frac{0.75 * (0.632 * c - 0.0019 * \vartheta)}{(1 - 0.25 * F_{\text{vis}})} \right]$$

in cui $\text{PAR}(0^+)_{\text{clear}}$ e $\text{PAR}(0^+)$ sono la radiazione fotosinteticamente attiva sulla superficie dell'acqua, rispettivamente, con cielo libero da nubi e con cielo nuvoloso, c è l'indice di nuvolosità (compreso tra 0, cielo sgombro da nubi, e 1, cielo coperto), ϑ è l'angolo di elevazione del sole a mezzogiorno, e F_{vis} (=0.46 da Pinker e Lazslo (1992))

è la frazione di radiazione totale che viene persa nel *range* tra 400 e 700 nm.

Purtroppo non tutte le informazioni richieste dal modello sono disponibili o comunque non con la risoluzione necessaria, quindi si è reso necessario introdurre delle approssimazioni e semplificazioni (Antoine and Morel, 1996).

- Una prima semplificazione è quella di non considerare la dipendenza dal tempo, nell'arco del giorno, di a^* , φ_{μ} e del profilo verticale di clorofilla.
- La seconda consiste nel trascurare la dipendenza dalla profondità dell'assorbimento specifico, ed esprimere la dipendenza dalla lunghezza d'onda come:

$$a^*(\lambda) = a^*_{\max} \cdot A^*(\lambda)$$

dove a^*_{\max} è il massimo valore dello spettro di assorbimento specifico della clorofilla (generalmente vicino 435 nm) ed $A^*(\lambda)$ è una funzione adimensionale definita in un intervallo (1, 0) che descrive l'andamento dello spettro di assorbimento delle alghe. Questa funzione è la stessa utilizzata da Morel (1991). Questa semplificazione è stata introdotta perché $a^*(\lambda)$ differisce da specie a specie e da popolazione a popolazione, mentre utilizzando $A^*(\lambda)$ è possibile calcolare, per tutte le specie, un'unica PUR, cioè quella frazione della PAR che potenzialmente può essere assorbita dalle alghe, grazie alla formula:

$$PUR(z, t, \lambda) = PAR(z, t, \lambda) \cdot A^*(\lambda)$$

La radiazione realmente assorbita dipende anche dalla abbondanza locale di clorofilla ed è espressa dal prodotto:

$$a^*_{\max} \cdot PUR(z, t, \lambda) \cdot Chl(z)$$

- Una terza restrizione consiste nell'eliminare la dipendenza dalla lunghezza d'onda di φ_{μ} , assumendo cioè che lo spettro di azione della fotosintesi coincida con quello di assorbimento; si è inoltre assunto che $\varphi_{\mu, \max}$, il valore massimo del tasso quantico di crescita, sia indipendente dalla profondità e di conseguenza il

prodotto $a^*_{\max} \cdot \varphi_{\mu,\max}$ sia costante. Il tasso quantico di crescita è stato anche scalato rispetto al suo massimo valore, $\varphi_{\mu,\max}$, in base alla espressione:

$$\varphi_{\mu}(x) = \varphi_{\mu,\max} \cdot f(x)$$

x è il rapporto $\frac{\text{PUR}}{\text{KPUR}}$ (dove KPUR è particolare valore della PUR descritto in seguito) e la funzione $f(x)$ è definita tra (1, 0), e descrive la relazione che sussiste tra luce e fotosintesi. In altre parole $f(x)$ è una curva P-E (Produzione-Irradianza), ma l'irradianza è quantificata in termini di PUR invece che di PAR. La curva $f(x)$ è caratterizzata, al pari della classica curva P-I, da alcuni parametri come efficienza di assorbimento (α^B) e produzione massima (P^B_{\max}) direttamente dipendenti da a^*_{\max} , $\varphi_{\mu,\max}$ e KPUR (il valore di radianza in cui si ha la saturazione del sistema generalmente nota come la E_k della classica curva P-I). La x della formula precedente è invece un descrittore adimensionale della PUR, definito come:

$$x = \frac{\text{PUR}}{\text{KPUR}}$$

La funzione utilizzata per riprodurre la curva P-I è quella introdotta da Platt *et al.* (1980):

$$f(x) = x^{-1} (1 - e^{-x}) e^{-\beta x}$$

dove β rappresenta la fotoinibizione ad elevata irradianza.

- In ultimo è stato ipotizzato che l'effetto della temperatura sulla crescita sia associabile solamente alla variazione della KPUR in base alla relazione:

$$\text{KPUR}(T) = \text{KPUR}(20^\circ) * 1.065^{(T-20^\circ)}$$

dove T è la temperatura espressa in gradi Celsius.

In base a queste approssimazioni l'espressione (2.2-1) per il calcolo della produzione giornaliera sarà:

$$(2.2-2) \quad P(z, t, \lambda) = 12 \cdot a_{\max}^* \cdot \varphi_{\mu, \max} \text{Chl}(z) \cdot \text{PUR}(z, t, \lambda) \cdot f[x(z, t)]$$

e i dati di input richiesti saranno il profilo verticale di clorofilla, il profilo di luce e di temperatura.

2.2.2 Adattamento del modello di Morel ad applicazioni satellitari

Il modello viene impiegato nelle applicazioni satellitari per stimare la PP giornaliera integrata lungo la colonna d'acqua fino alla profondità eufotica (definita come la profondità alla quale la PAR è l'1% della PAR superficiale). La produzione giornaliera sarà misurata in $\text{gC m}^{-2} \text{giorno}^{-1}$ e stimata dall'espressione:

$$(2.2-3) \quad P = 12 \cdot a_{\max}^* \cdot \varphi_{\mu, \max} \int_0^L \int_0^D \int_{400}^{700} \text{Chl}(z) \cdot \text{PUR}(z, t, \lambda) \cdot f[x(z, t)] d\lambda dz dt$$

in cui L indica la lunghezza del giorno e D la profondità della zona eufotica.

Per l'applicazione satellitare esiste ancora un termine "sconosciuto" all'interno di questa espressione: $\text{Chl}(z)$. Infatti, come detto in precedenza, le misure satellitari ci forniscono dei valori medi di clorofilla nella prima quota ottica, mentre il modello richiede l'intero profilo di clorofilla. Questa mancanza di informazioni è colmata utilizzando lo studio svolto da MB89. In questo lavoro gli autori, partendo da un data set composto da circa 4000 profili di clorofilla, misurati in varie zone del globo, hanno determinato delle relazioni che legano il contenuto di clorofilla dello strato eufotico (C_{tot}) alla profondità eufotica (Z_e):

$$Z_e = 568.2 * C_{\text{tot}}^{-0.746}$$

quando $Z_e < 102\text{m}$

$$Z_e = 200.0 * C_{\text{tot}}^{-0.293}$$

quando $Z_e > 102\text{m}$

Dopodiché hanno svolto un'analisi per legare il contenuto di clorofilla dello strato eufotico ai valori di clorofilla medi della prima quota ottica. Sono stati calcolati per ciascun profilo i valori di C_{pd} e C_{sat} che rispettivamente sono: la media aritmetica della

clorofilla nella prima quota ottica e una media “pesata” della clorofilla nella prima quota ottica. Le espressioni per il calcolo di C_{pd} e C_{sat} sono:

$$C_{pd} = Z_{pd}^{-1} \int_0^{Z_{pd}} C(z) dz$$

$$C_{sat} = \frac{\int_0^{Z_{pd}} C(z) \cdot \exp(-2kz) dz}{\int_0^{Z_{pd}} \exp(-2kz) dz}$$

dove Z_{pd} è la profondità della prima quota ottica ed è definita come

$$Z_{pd} = 1/k$$

e k è il coefficiente medio di attenuazione della luce ed in prima approssimazione è uguale a $4.6/Z_e$.

La C_{sat} è molto simile alla *Optically Weighted Pigment Concentration* (concentrazione di pigmenti pesata otticamente) che è considerata la migliore rappresentazione di ciò che è misurato dai sensori remoti. L'unica differenza tra le due grandezze sta nella conoscenza del coefficiente di attenuazione della irradianza discendente che per la *Optically Weighted Pigment Concentration* deve essere conosciuto alle varie lunghezze d'onda mentre per la C_{sat} è legato solamente alla Z_e tramite le relazioni appena descritte. In D'Ortenzio et al. (2002) sono state analizzate queste due grandezze e si è giunti alla conclusione che le differenze sono minime e quindi C_{sat} può essere considerata una buona rappresentazione delle misure satellitari del colore del mare.

Dall'analisi di C_{tot} , C_{pd} e C_{sat} sull'intero data set disponibile sono state determinate delle relazioni che legano queste grandezze fra di loro:

per C_{pd} o $C_{sat} \leq 1.0 \text{ mg m}^{-3}$:

$$C_{tot} = 38.0 \cdot C_{pd}^{0.425}$$

$$C_{tot} = 38.0 \cdot C_{sat}^{0.423}$$

per C_{pd} o $C_{sat} > 1.0 \text{ mg m}^{-3}$:

$$C_{tot} = 40.2 \cdot C_{pd}^{0.507}$$

$$C_{tot} = 40.3 \cdot C_{sat}^{0.505}$$

L'utilizzo di queste relazioni permette la determinazione di profili medi tipici per diverse condizioni trofiche caratterizzate dalla concentrazione di biomassa della prima quota ottica. Tutti i profili sono stati divisi in diverse categorie (sette per le acque stratificate e due per quelle ben mescolate) in base ai valori di C_{pd} . Dopodiché si è passati alla loro "normalizzazione": per ciascuna stazione ogni valore di profondità (z) è stato diviso per il relativo valore di Z_e (calcolato con le funzioni descritte sopra) mentre ciascuna $Chl(z)$ è stata divisa per il contenuto medio di clorofilla dello strato eufotico (C_{ze}). In questa maniera, profondità e clorofilla, sono espresse in termini adimensionali, la forma di ogni profilo, di diverse stazioni, diviene paragonabile ed è possibile determinare un profilo medio caratteristico del gruppo. Grazie al lavoro di MB89, si hanno a disposizione questi profili medi caratteristici che possono essere associati alle concentrazioni di clorofilla della prima quota ottica considerando che queste sono espresse da C_{sat} che è praticamente uguale a C_{pd} che a sua volta è l'indicatore della condizione trofica e quindi del profilo caratteristico ad essa associato.

Recentemente Uitz et al. (2006) (UI06) hanno condotto un nuovo studio sulle relazioni tra i valori di clorofilla superficiale (C_{pd}) e il contenuto di clorofilla della zona fotica (C_{tot}) utilizzando un altro data set globale. I risultati di quest'ultimo lavoro hanno visto la determinazione di relazioni statistiche tra C_{pd} e C_{tot} leggermente diverse da quelle di MB89 ma queste differenze sono state considerate statisticamente non significative. In questo lavoro sono state anche determinate nuove categorie trofiche con i corrispondenti profili medi caratteristici.

2.2.2.1 Metodi per la ricostruzione dei profili di clorofilla stratificati

Nel loro lavoro, MB89, hanno anche condotto uno studio statistico, basato sui profili trofici determinati dal loro data set, per riuscire a riprodurre un profilo verticale di clorofilla da un qualsiasi valore di C_{pd} . La funzione da cui sono partiti per riprodurre l'andamento dei profili di clorofilla è la generica Gaussiana (Lewis et al. 1983):

$$C(\zeta) = C_b + C_{max} \cdot e^{-\left\{ \left[\frac{(\zeta - \zeta_{max})}{\Delta\zeta} \right]^2 \right\}}$$

dove i vari parametri rappresentano: la concentrazione di clorofilla di base (C_b), la concentrazione di clorofilla massima del profilo (C_{max}), la profondità in funzione di ζ alla quale si raggiunge il massimo di clorofilla (ζ_{max}) e lo spessore del massimo di clorofilla ($\Delta\zeta$). Tramite il fit tra ciascun profilo trofico e la Gaussiana si determinano i parametri per riprodurre i profili medi stessi. Dopodiché per ciascuno dei parametri della Gaussiana sono determinate delle regressioni polinomiali con i valori di C_{pd} . Grazie a queste regressioni è possibile calcolare ciascuno dei parametri partendo dal valore di C_{pd} . Ovviamente è possibile calcolare i vari parametri della Gaussiana non solo per le C_{pd} degli stati trofici ma anche per altri valori di clorofilla superficiale, cioè è possibile riprodurre un profilo verticale di clorofilla a partire da un qualsiasi valore di clorofilla superficiale.

Questo metodo di ricostruzione dei profili, insieme al metodo delle tabelle di produzione pre-generate (Look Up Table, LUT; descritto nel paragrafo successivo) per il calcolo della PP, permette la stima di profili medi, e LUT, diversi dai sette originali di MB89 derivanti dal suo data set.

Anche in UI06 è stato condotto un nuovo studio per la ricostruzione dei profili verticali di clorofilla a partire dalle concentrazioni superficiali basato su profili medi determinati dal loro data set. Questa nuova ricostruzione si basa su una generica Gaussiana che sostituisce il termine C_b della Gaussiana di MB89 con $C_b - s \cdot \xi$ per

tener conto del decrescere della clorofilla all'aumentare della profondità.

$$C(\xi) = C_b - s \cdot \xi + C_{\max} \cdot e^{-\left\{ \left[\frac{(\xi - \xi_{\max})}{\Delta \xi} \right]^2 \right\}}$$

A differenza di MB89, UI06 non hanno determinato regressioni polinomiali tra clorofilla superficiale e i parametri della Gaussiana, ipotizzando che i parametri per la definizione di un profilo possono essere calcolati con interpolazione lineare tra i parametri delle 2 categorie trofiche più vicine (per difetto e per eccesso) determinate dal confronto tra il valore di C_{pd} di cui si vuole ricostruire il profilo e i valori medi di C_{pd} delle varie categorie trofiche.

2.2.2.2 Il metodo delle tabelle pre-generate

Il sistema appena descritto può essere applicato, in linea di principio, a ciascun pixel di un'immagine satellitare ma sarebbe troppo dispendioso e complesso a livello computazionale, quindi si è passati ad una applicazione "semplificata" utilizzando delle tabelle di produzione pre-generate (Look-Up Table, LUT). In queste tabelle sono memorizzati i valori di Ψ , definita come la sezione trasversale delle alghe per la fotosintesi per unità di biomassa di clorofilla (in $m^2(g \text{ Chl})^{-1}$), calcolati per i diversi profili medi di clorofilla, a varie latitudini e giorni dell'anno, diverse temperature e indice di nuvolosità. La Ψ viene calcolata utilizzando la relazione di MB89 (già utilizzata da Smith et al. (1982)) che assume una proporzionalità costante tra la fissazione del carbonio per unità di clorofilla-a presente nello strato eufotico e $PAR(0^+)$, la radiazione fotosinteticamente attiva superficiale giornaliera integrata:

$$(2.2-4) \quad P = PAR(0^+) \cdot C_{\text{tot}} \cdot \Psi$$

Da questa relazione deriva:

$$\Psi = \frac{P}{PAR(0^+) \cdot C_{\text{tot}}}$$

che riscritta in funzione di lunghezza d'onda, profondità e tempo e combinata con l'espressione (2.2-1) diviene:

$$(2.2-5) \quad \Psi = \frac{12 \cdot a^*_{\max} \cdot \varphi_{\mu, \max} \cdot \int_0^L \int_0^D \int_{400}^{700} \text{Chl}(z) \cdot \text{PUR}(z, t, \lambda) \cdot f[x(z, t)] d\lambda dz dt}{\int_0^L \int_0^D \text{PAR}(0^+) (t, \lambda) d\lambda dt \cdot \int_0^D \text{Chl}(z) dz}$$

Ovviamente queste LUT saranno una per ciascuna delle categorie trofiche determinate precedentemente, nel caso di MB89 quindi saranno sette per profili di clorofilla non uniformi e due per profili uniformi. Ψ è un fattore che racchiude processi fisici (come la cattura dell'energia) e fisiologici (come la capacità di trasformare e immagazzinare l'energia in biomassa algale); lo si può considerare come un "indice di utilizzazione della luce" (Falkowsky, 1981).

L'applicazione pratica delle LUT prevede innanzitutto la scelta del tipo di profilo di clorofilla (uniforme o non-uniforme) da associare al valore di biomassa superficiale osservato da satellite. Questa scelta avviene osservando la profondità dello strato mescolato (Z_{mxi}) da dati climatologici: se questa profondità Z_{mxi} è minore della profondità eufotica (calcolata con le relazioni precedenti) verranno prese in considerazione le LUT create per i profili non-uniformi, al contrario, se Z_{mxi} è più profonda della Z_e , allora verranno prese in considerazione le LUT per profili uniformi. Una volta scelto il "gruppo" di LUT si passa alla determinazione, pixel per pixel, di Ψ tramite interpolazione all'interno delle tabelle in base ai valori di latitudine, giorno dell'anno, temperatura (stimata in varie maniere, vedi di seguito) e nuvolosità misurati. Quindi si stima la PP applicando l'espressione di MB89 2.2-4.

2.2.2.3 Impiego del metodo delle LUT con dati satellitari

La prima applicazione di questo modello di PP a dati telerilevati sul Mar Mediterraneo fu fatta nel 1991 da Morel e André nella parte occidentale del bacino. La funzione di base che utilizzarono è quella proposta da MB89 (equazione 2.2-4) ma furono apportate notevoli approssimazioni. La $\text{PAR}(0)^+$ fu determinata calcolando la $\text{PAR}(0)^+$ con cielo sgombro da nubi, utilizzando il modello "5S" (Tanré et al., 1979), poi corretta con un indice di nuvolosità climatologico a $1^\circ \times 1^\circ$ di risoluzione spaziale. La C_{tot}

è stata calcolata, partendo dalla concentrazione superficiale di clorofilla fornita dal CZCS, utilizzando una regressione di MB89 unica, senza, cioè, la separazione per valori di C_{sat} maggiori o minori di 1 mg m^{-3} . Mentre la Ψ è stata tabulata al variare della latitudine, giorno giuliano e indice di nuvolosità ma solamente per un valore di C_{sat} medio tra quelli osservati nel bacino, e solo per un valore di temperatura pari a 16° .

La successiva applicazione è stata fatta nella zona orientale del bacino da Antoine e Morel (1995). Anche in questo caso i dati di clorofilla satellitare sono stati forniti dal CZCS ma il modello è stato applicato con meno approssimazioni. La Ψ è stata calcolata e tabulata per nove valori di C_{sat} , 12 mesi dell'anno (il 21 di ogni mese), varie latitudini con risoluzione di 2.5° , per indice di nuvolosità da 0 a 1 con incremento di 0.1, e temperature da -10° a 40° con passo di 2° . Per determinare la C_{tot} , a partire dai valori di C_{sat} , sono state determinate due espressioni polinomiali per acque stratificate e non-stratificate. La $\text{PAR}(0)^+$ è stata calcolata stimando la $\text{PAR}(0)^+$ con cielo sgombro da nubi (tramite il modello di Tanré et al. (1979)) ma corretta con l'indice di nuvolosità climatologico proveniente dall'International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP). La temperatura utilizzata come input per l'interpolazione all'interno delle LUT è quella media dello strato eufotico determinata dai profili verticali climatologici mensili provenienti da Levitus (1982).

Il lavoro più recente che ha utilizzato questo modello per la stima della PP nel Mar Mediterraneo è quello di Bosc et al. (2004). In questo lavoro la fonte dei dati di clorofilla superficiale è il SeaWiFS a cui è stato applicato un algoritmo bio-ottico specifico per le acque del Mar Mediterraneo (Bricaud et al. 2002) (vedi par. 1.3.3). La Ψ è stata calcolata e tabulata utilizzando gli stessi input già utilizzati da Antoine e Morel (1995). Invece per quanto riguarda la stima della $\text{PAR}(0)^+$ e della temperatura c'è stato un ulteriore sviluppo. La PAR utilizzata per il calcolo della PP non deriva da stime di $\text{PAR}(0)^+$, con cielo sgombro da nubi, corrette in base all'indice di nuvolosità climatologico ma è direttamente fornita dal SeaWiFS che stima la PAR giornaliera

direttamente dalla PAR istantanea tramite un algoritmo proposto da Frouin et al. (2003).

Per quanto riguarda la temperatura è stato introdotto l'uso della temperatura del mare telerilevata. Più precisamente sono stati utilizzati dati Reynolds (Reynolds e Smith, 1995) settimanali ad 1° di risoluzione. La temperatura fornita dai sensori satellitari riguarda strati estremamente superficiali delle acque e, soprattutto nei mesi estivi, può essere notevolmente diversa dalla temperatura media dello strato eufotico. Quindi i dati satellitari sono stati "corretti" combinandoli con dati climatologici. La procedura messa a punto da Bricaud et al. (2002) e utilizzata da Bosc et al. (2004) prevede innanzitutto la creazione di mappe medie mensili di SST. Quindi la determinazione di regressioni lineari tra queste temperature superficiali e le temperature medie dello strato produttivo (1.5 volte la profondità eufotica) derivanti da profili climatologici (Levitus, 1982) per differenti valori di clorofilla superficiale (0.03, 0.3 e 3 mg m⁻³) corrispondenti, tramite le relazioni di MB89, a differenti profondità eufotiche. A questo punto per un determinato periodo e un dato pixel (con un suo valore di clorofilla superficiale), la temperatura da inserire nel modello è derivata, tramite interpolazione lineare, dalla SST fornita dai dati Reynolds, dalle correlazioni determinate per i tre valori standard di clorofilla superficiale e dal valore di clorofilla reale del pixel in esame.

CAPITOLO III

SVILUPPO DI UN MODELLO REGIONALE DI PRODUZIONE PRIMARIA PER IL MAR MEDITERRANEO

Questo capitolo descriverà le modifiche apportate al modello fotosintetico di Morel (1991) per contestualizzarlo e adattarlo al mar Mediterraneo.

Prima ci sarà una breve descrizione del data set di misure in situ utilizzato e delle tecniche di campionamento. Quindi si passerà alla definizione delle nuove grandezze relazioni all'interno del modello. Tali relazioni sono confrontate con quelle "standard" fino ad ora utilizzate anche nelle applicazioni al mar Mediterraneo. In conclusione verranno descritte le procedure per il processamento dei dati satellitari provenienti da più sensori e una breve descrizione dei dati di input per il modello fotosintetico.

3.1 I dati in situ

Le misure biologiche in situ utilizzate in questo lavoro sono state acquisite durante diciotto campagne oceanografiche nel Mar Mediterraneo durante gli anni 1996-2004 a bordo della N/O Urania del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR). I dettagli delle crociere sono riportati nella tabella 3.1-I e in figura 3.1-1 sono mostrate le localizzazioni delle stazioni.

Durante ciascuna campagna sono stati presi campioni di acqua con bottiglie Niskin montate su una rosetta oceanica equipaggiata con un profilatore CTD SBE 911 e un fluorimetro SeaTech. Per misurare la clorofilla sono stati filtrati dei sottocampioni sulla nave su filtri GF/F e immediatamente congelati. La concentrazione di pigmenti è stata determinata successivamente alla Stazione Zoologica "A. Dohrn" di Napoli, su estratti

di acetone al 90% usando uno spettrofluorimetro SPEX Fluorolog con una stima del coefficiente di variazione per la concentrazione di clorofilla-a del 10% (Neveux & Panouse, 1987). Per ciascuna campagna è stata calcolata una regressione lineare tra le concentrazioni di clorofilla-a derivate spettrofluorimetricamente e i dati acquisiti in situ con il fluorimetro. I dati consistono in circa 1900 profili di clorofilla-a derivati dai profili di fluorescenza calibrata, ma per questo studio ne sono stati utilizzati circa 1700 profili a causa del fatto che sono stati eliminati quei profili raccolti in stazioni costiere (dominati da acque di Caso 2) e quelle stazioni che hanno mostrato dei problemi nella calibrazione. Per le stazioni dove non sono stati raccolti dati riguardo la concentrazione di feofitina-a è stata stimata la concentrazione totale di clorofilla-a + feofitina-a ([C+F]) utilizzando una regressione lineare tra clorofilla-a ([C]) e [C+F] determinata da D'Ortenzio et al. (2002):

$$[C + F] = 1.1635 \cdot [C] + 0.0072$$

Come si può vedere dalla figura 1 il Mar Mediterraneo è abbastanza coperto dalle misure in situ. C'è una mancanza di dati nella zona Est del bacino ma le condizioni trofiche del bacino Levantino sono analoghe a quelle del Mar Ionio che al contrario è abbondantemente campionato. Quindi è possibile affermare che questo data set copre abbastanza bene tutte le condizioni trofiche delle acque di Caso 1 del Mar Mediterraneo. Le concentrazioni di clorofilla-a all'interno dello strato eufotico variano tra i 5 e i 170 mg m⁻², ma la maggior parte delle stazioni ricadono in quelle che possono essere considerate condizioni oligotrofiche.

Per circa un centinaio delle stazioni sono stati inoltre acquisite misure ottiche. Sono stati presi profili di irradianza discendente (Ed) e di radianza ascendente (Lu) usando un Satlantic SPMR (SeaWiFS Profiling Multichannel Radiometer) che opera a tredici bande dello spettro del visibile (400, 412, 443, 470, 490, 510, 532, 555, 590, 620, 665, 683, e 700 nm). I dati sono stati acquisiti seguendo il protocollo SeaWiFS standard (Mueller e Austin, 1995) e lo strumento è stato calibrato dalla Satlantic prima di ogni

campagna oceanografica. Grazie a questi dati, per queste stazioni è possibile conoscere la profondità eufotica e il profilo di estinzione della luce.

Tabella 3.1-I Tabella riassuntiva del data set delle misure in situ utilizzate

Campagna	N° delle stazioni	Luogo	Periodo
SYMPLEX 1	223	Canale di Sicilia	Aprile-Maggio 1996
MATER 1	46	Canale di Sardegna	Settembre 1996
MATER 3	77	Canale di Sardegna	Ottobre 1997
BELYSA	52	Sud Mar Balearico	Marzo 1998
SYMPLEX 3	183	Canale di Sicilia	Aprile 1998
MATER 4	61	Canale di Sardegna - Canale di Sicilia	Maggio 1998
MATER 5	57	Canale di Sardegna - Canale di Sicilia	Ottobre 1998
SINAPSI3	82	Mar Ionio - Sud Adriatico	Dicembre 98- Gennaio 99
EMTEC	132	Mar Ionio	Aprile-Maggio 1999
MATER 6	112	Canale di Sicilia	Maggio 1999
SYMPLEX 4	203	Canale di Sicilia	Ottobre-Novembre 1999
MATER 7	84	Canale di Sicilia	Novembre 1999
NORBAL 1	76	Nord Mar Balearico – Golfo del Leone	Aprile 2000
DIME	146	Canale di Sicilia	Maggio-Giugno 2000
DINA	11	Golfo di Napoli	Aprile-Agosto 2001
NORBAL 2	63	Mar Ligure - Nord Balearico - Nord Tirreno	Dicembre 2001
NORBAL 3	60	Nord Mar Balearico – Golfo del Leone	Settembre-Ottobre 2002
NORBAL 4	114	Nord Mar Balearico – Golfo del Leone	Marzo 2003
NORBAL 5	40	Nord Mar Balearico – Golfo del Leone	Aprile 2003
ALT1	95	Mar Tirreno	Agosto 2004
TOTALE	1917		

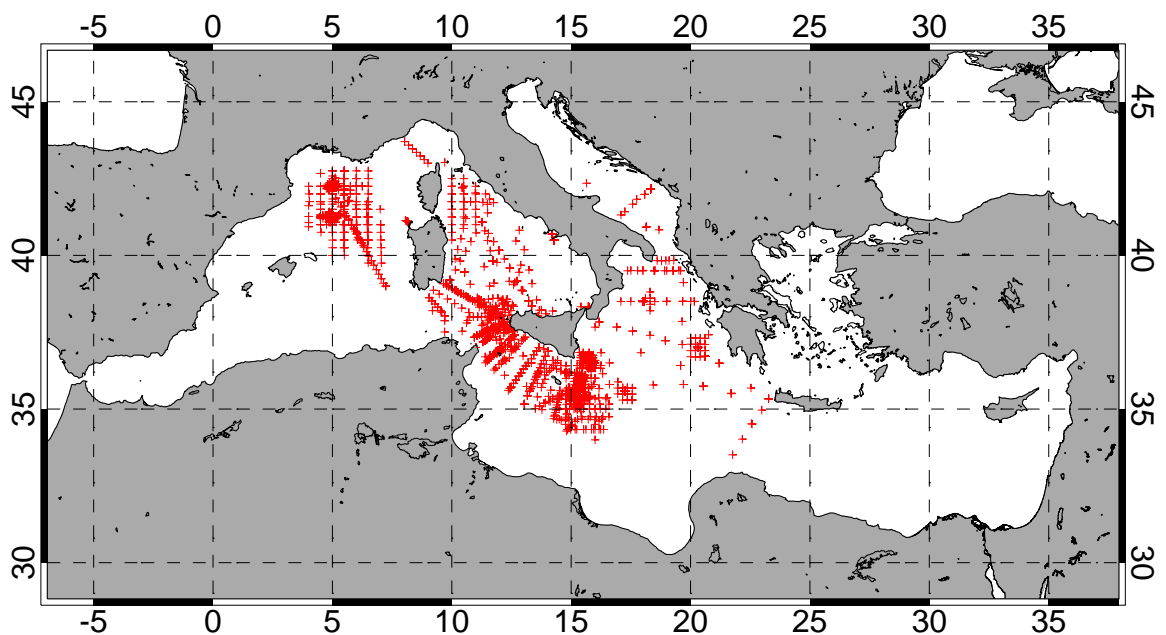


Figura 3.1-1 Localizzazione delle stazioni di campionamento

3.2 Le nuove relazioni per l'applicazione del modello ai dati satellitari

Utilizzando la procedura messa a punto da MB89 si è iniziato ad analizzare le stazioni che presentavano sia profili CTD che misure ottiche (definite stazioni bio-ottiche). Grazie a queste ultime misure è possibile determinare la profondità eufotica delle stazioni e relazionarla al contenuto di clorofilla nella zona eufotica stessa. Nella figura 3.2-1 è mostrato lo scatter-plot tra Z_e e $[C+F]_{tot}$ (concentrazione totale integrata di clorofilla-a + feofitina-a nello strato eufotico) delle stazioni bio-ottiche, e le relazioni che legano queste due quantità ottenute da data set globali e utilizzate nei modelli di PP quando non si hanno a disposizione le misure di Z_e in situ.

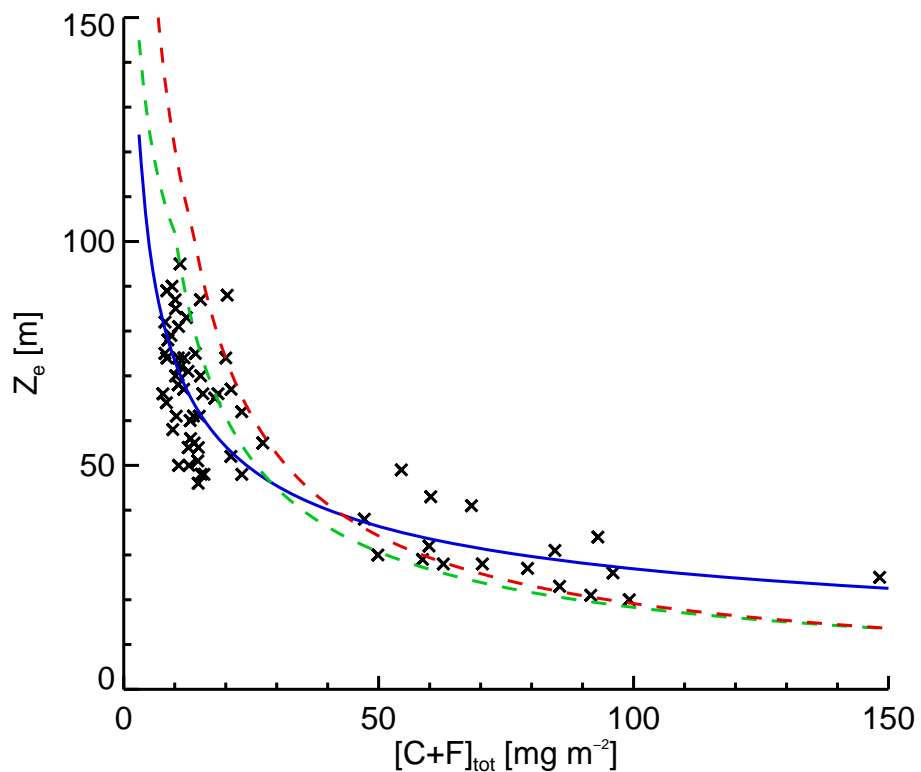


Figura 3.2-1 Curve dei modelli per la stima delle profondità eufotica a partire dalla concentrazione integrata di clorofilla della zona eufotica. Le croci nere indicano le misura in situ nelle stazioni bio-ottiche, le curve tratteggiate verde e rossa indicano rispettivamente i modelli globali di MB89 e MM01, in blu è rappresentata la curva di interpolazione specifica per il mar Mediterraneo

Questi modelli sono quello di MB89 e la sua rivisitazione più recente di Morel e Maritorena (2001) (MM01) mostrati con la curva verde e rossa, rispettivamente. Dalla figura si può vedere come i dati in situ raccolti nel bacino del Mediterraneo si trovino più in basso rispetto ad entrambe le curve in condizioni di basse concentrazioni di biomassa, mentre tendono ad essere al di sopra delle curve quando le concentrazioni di biomassa aumentano. Questo sta a significare che in condizioni di oligotrofia il Mar Mediterraneo presenta delle profondità eufotiche inferiori (o più superficiali) rispetto ai modelli globali, mentre in condizioni eutrofiche avviene il contrario con le profondità eufotiche che sono maggiori di quelle stimate dai modelli.

Si è quindi calcolata una nuova curva di interpolazione, specifica per i dati raccolti nel Mediterraneo (in blu nella figura 3.2-1):

$$(3.2-1) \quad Z_e = 199.85 \cdot [C + F]_{\text{tot}}^{-0.435}$$

Nei modelli globali di MB89 e MM01 sono state determinate 2 curve di interpolazione differenti per profondità superiori a 102 m e per profondità da 0 a 102 m in maniera che fosse rispettato il valore limite di 183 m di profondità eufotica per l'acqua pura (cioè $[C+F]_{\text{tot}}=0$). Per quanto riguarda i dati del Mediterraneo, invece, è stata sufficiente un'unica curva che tende ad andare a zero proprio per valori di Z_e prossimi ai 180 m.

Per validare la relazione tra Z_e e $[C+F]_{\text{tot}}$ appena descritta, l'espressione 3.2-1 è stata applicata ad un data set indipendente del Mediterraneo. In particolare questi dati sono stati utilizzati per sviluppare un altro modello globale per la stima della PP (<http://marine.rutgers.edu/opp/>). Dell'intero data set i dati riguardanti il mar Mediterraneo sono quelli relativi a tre campagne oceanografiche denominate MEDIPROD svoltesi nel 1969, 1972 e 1990 (fig. 3.2-2). Questo data set non copre tutte le aree e regimi trofici del Mediterraneo ma può essere considerato affidabile per quelle condizioni predominanti del bacino, cioè quella oligotrofica e mesotrofica.

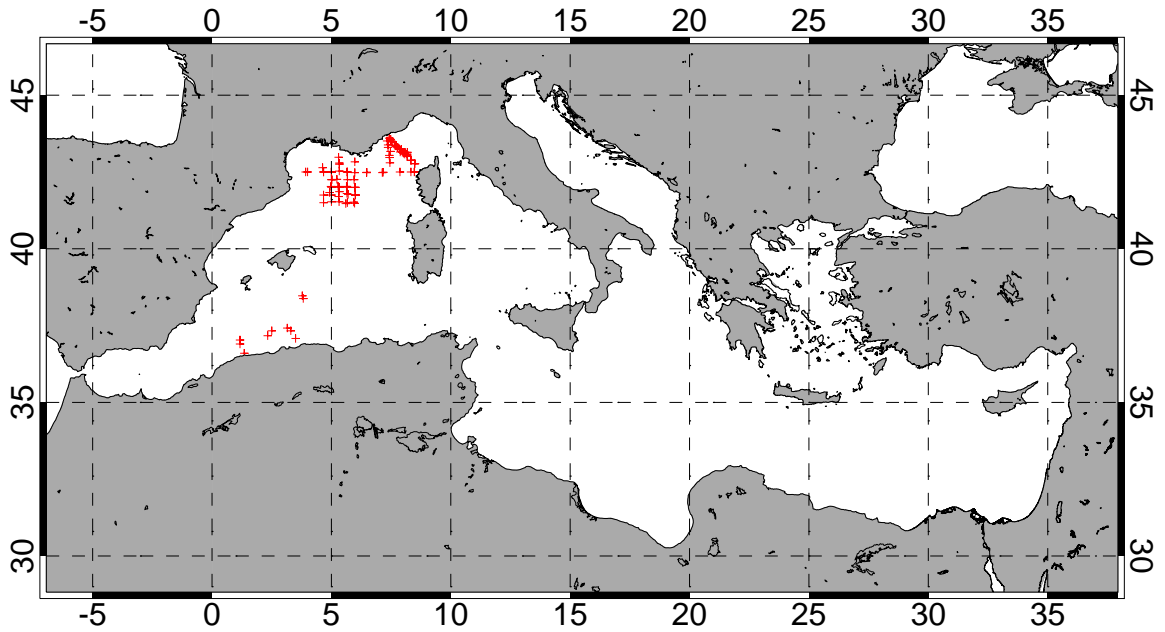


Figura 3.2-2 Localizzazione delle stazioni MEDIPROD del 1969, 1972 e 1990

Nella figura 3.2-3 viene mostrato lo scatter-plot tra la Z_e e la $[C+F]_{tot}$ di queste stazioni insieme ai modelli globali per la stima della Z_e di MB89 e MM01 (in verde e rosso, rispettivamente) e alla relazione determinata per il bacino del Mediterraneo (in blu). I dati non presentano un andamento ben preciso ma è abbastanza evidente come la relazione specifica per il Mar Mediterraneo sia migliore dei modelli globali. Per quantificare le differenze tra le tre relazioni si è calcolato l'Errore Quadratico Medio (EQM) tra i dati in situ di Z_e e quelli stimati dai modelli:

$$EQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^{i=N} (Z_{e,situ}^i - Z_{e,mod}^i)^2}{N}}$$

L'EQM utilizzando la relazione specifica per il Mediterraneo è pari a 14.9 m mentre l'EQM per i modelli di MB89 e MM01 è 25.6 e 42.5 m rispettivamente.

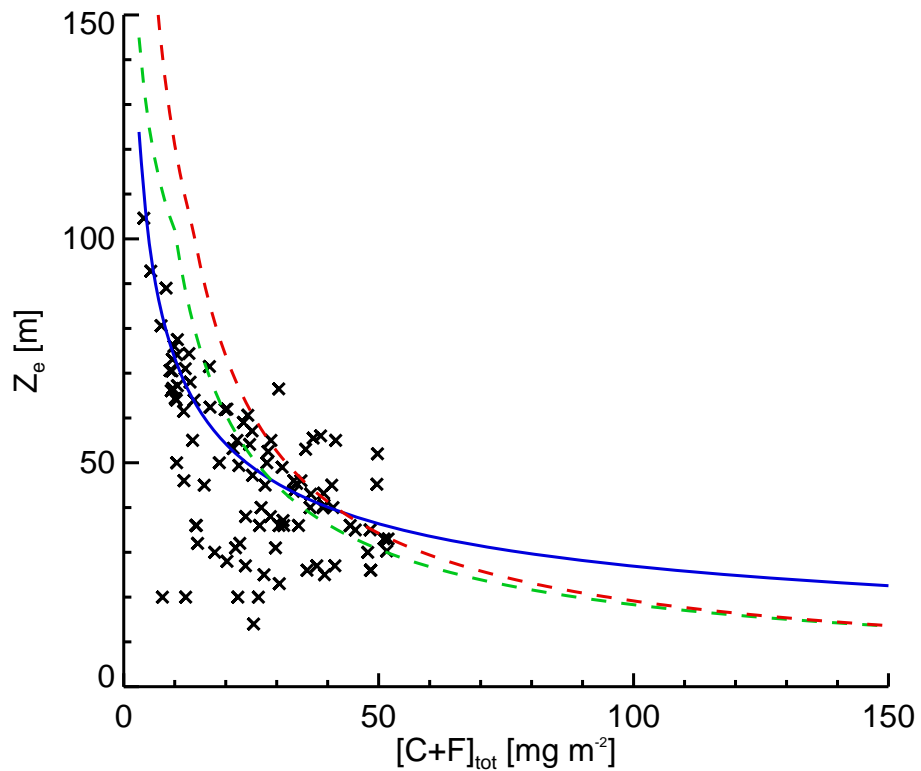


Figura 3.2-3 Scatter plot delle stazioni MEDIPROD e curve di modellizzazione per la stima della profondità eufotica

Questa relazione per la stima della Z_e sarà utilizzata all'interno di un modello di PP per giungere alla stima dei tassi produttivi utilizzando dati telerilevati. Poiché i satelliti utilizzati in questo lavoro ci forniscono informazioni riguardo la concentrazione di clorofilla-a presente in acqua, è più utile determinare la curva di interpolazione tra Z_e e C_{tot} (concentrazione totale integrata della clorofilla-a nello strato eufotico) piuttosto che quella tra Z_e e $[C+F]_{tot}$ (fig. 3.2-4):

$$(3.2-2) \quad Z_e = 186.65 \cdot C_{tot}^{-0.436}.$$

Come ci si potrebbe aspettare le differenze tra le due curve sono minime ed è evidente solo un leggero spostamento verso il basso della curva derivata da Z_e vs C_{tot} (in rosso nella figura).

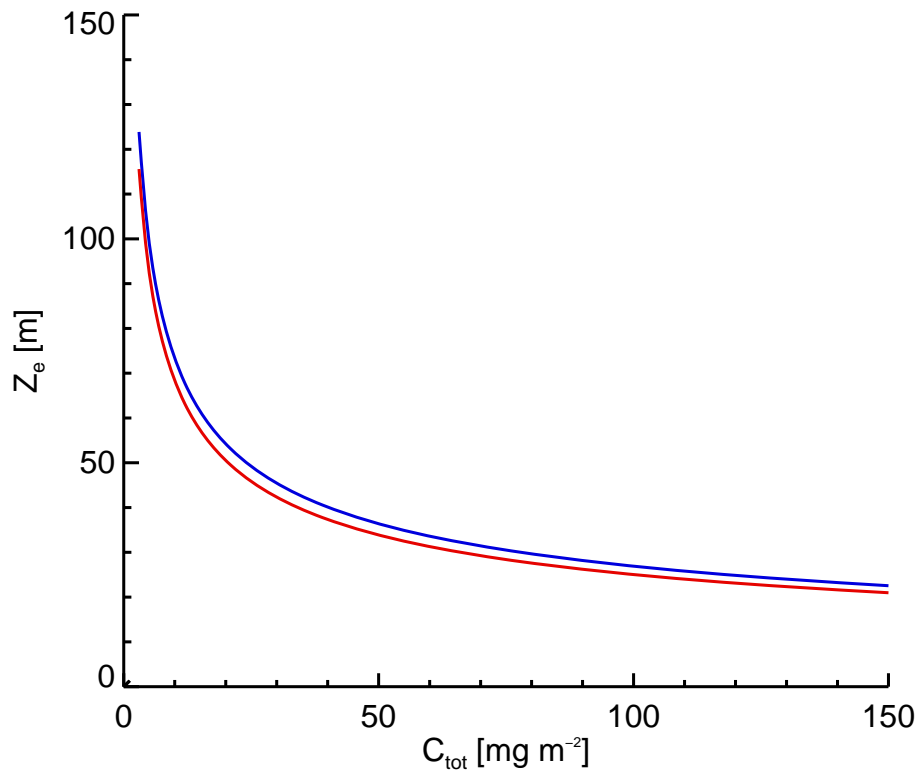


Figura 3.2-4 Confronto delle curve di modellizzazione della profondità eufotica per il mar Mediterraneo con (blu) e senza (rosso) la feofitina

La relazione (3.2-2) è utilizzata per la stima di Z_e nell'applicazione del modello di PP al bacino del Mediterraneo quando non si ha a disposizione la misura della profondità eufotica.

Una volta determinata la nuova relazione tra Z_e e C_{tot} si è passati all'analisi delle relazioni statistiche tra C_{pd} , C_{sat} e C_{tot} . Oltre al lavoro di MB89, nel corso degli ultimi anni, sono stati condotti altri studi riguardanti la relazione tra clorofilla superficiale e il contenuto di clorofilla della zona fotica. Nel 1996 Antoine e Morel, nel loro lavoro di adattamento ai dati satellitari del modello di Morel (1991) per la stima della PP, hanno determinato una nuova espressione polinomiale per giungere alla stima della clorofilla totale all'interno dello strato eufotico partendo dalla clorofilla superficiale (o satellitare). Il data set a nostra disposizione del Mar Mediterraneo è stato interamente sfruttato per determinare regressioni e categorie trofiche per le condizioni di acque stratificate (con

massimi sub-superficiali di clorofilla). Per la condizione di colonna ben rimescolata verranno considerati dei profili uniformi con valore uguale alla concentrazione di clorofilla superficiale.

Nelle figure 3.2-5 e 3.2-6 sono mostrati, rispettivamente, gli scatter plot C_{pd} vs C_{tot} e C_{sat} vs C_{tot} . Nelle stesse figure sono anche riportate le regressioni determinate da MB89 (in rosso), Antoine e Morel (1996) (in giallo) e UI06 (in verde).

Come già mostrato da MB89 e UI06, anche dal nostro data set, risulta che per valori bassi di C_{pd} (o C_{sat}) i punti sono più dispersi, ma questa dispersione è inferiore rispetto a quella osservata nei lavori precedenti.

La regressione che meno si adatta alle condizioni del Mediterraneo è quella di Antoine e Morel (1996) che è anche la regressione utilizzata nelle varie applicazioni del modello di PP con i dati satellitari sia a scala globale che di bacino (Mar Mediterraneo).

Sono state quindi calcolate delle nuove rette di regressioni specifiche per il mar Mediterraneo e mostrate nelle figure dalle rette di colore blu. Anche in questo lavoro, come nei precedenti, sono state determinate due differenti regressioni per valori di C_{pd} (o C_{sat}) inferiori o superiori a 1 mg m^{-3} :

per C_{pd} o $C_{sat} \leq 1.0 \text{ mg m}^{-3}$:

$$(3.2-3a) \quad C_{tot} = 45.9 \cdot C_{pd}^{0.597} \quad R^2=0.89$$

$$(3.2-3b) \quad C_{tot} = 40.7 \cdot C_{sat}^{0.572} \quad R^2=0.89$$

per C_{pd} o $C_{sat} > 1.0 \text{ mg m}^{-3}$:

$$(3.2-3c) \quad C_{tot} = 47.2 \cdot C_{pd}^{0.705} \quad R^2=0.90$$

$$(3.2-3d) \quad C_{tot} = 39.1 \cdot C_{sat}^{0.695} \quad R^2=0.92$$

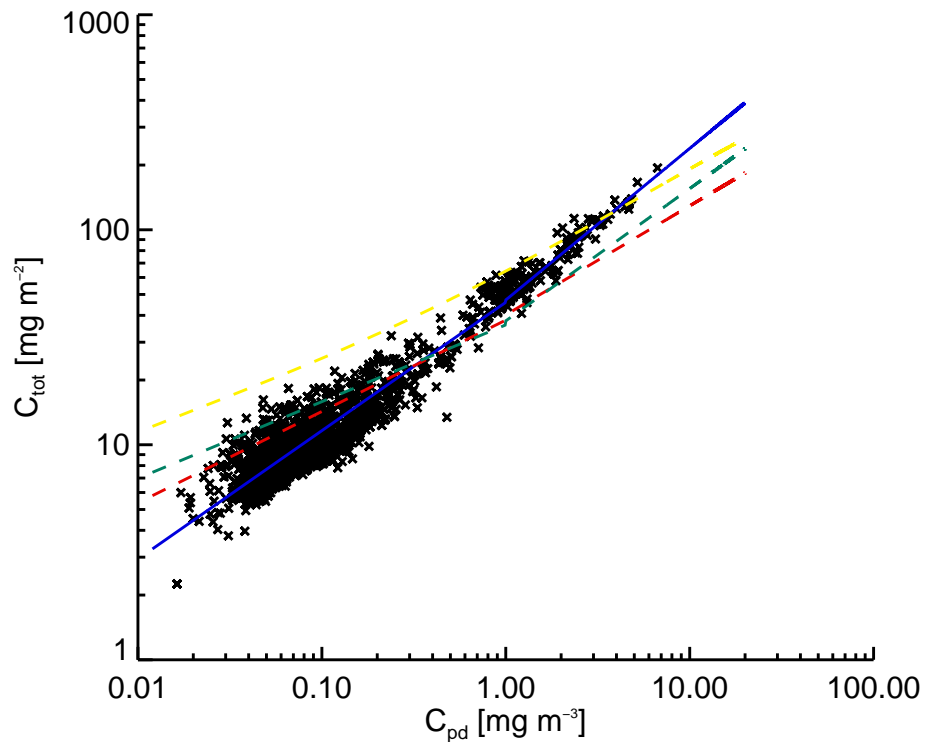


Figura 3.2-5 Scatter plot tra C_{pd} e C_{tot} . Le croci nere indicano le misure in situ del data set, la linea gialla la curva di regressione calcolata da Antoine e Morel (1996), la linea rossa le curve di regressione calcolate da MB89, la linea verde le curve di regressione calcolate da UI06 e la linea blu la curva di regressione stimata in base al data set del Mediterraneo

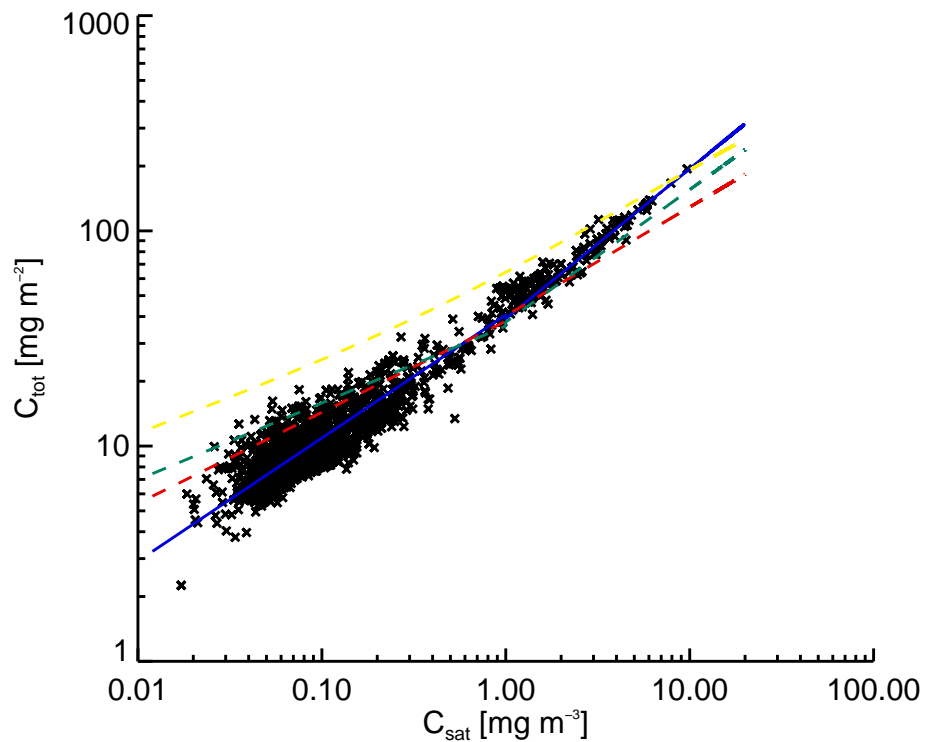


Figura 3.2-6 Scatter plot tra C_{sat} e C_{tot} . Le croci nere indicano le misure in situ del data set, la linea gialla la curva di regressione calcolata da Antoine e Morel (1996), la linea rossa le curve di regressione calcolate da MB89, la linea verde le curve di regressione calcolate da UI06 e la linea blu la curva di regressione stimata in base al data set del Mediterraneo

E' importante notare come le rette di regressione che legano C_{tot} a C_{pd} (la media aritmetica della concentrazione di clorofilla nella prima quota ottica) e C_{tot} a C_{sat} (la media pesata della concentrazione di clorofilla nello stesso strato) (vedi par. 2.2.2) sono differenti. Nella figura 3.2-7 viene mostrato lo scatter plot tra i valori di C_{sat} e C_{pd} per il nostro data set e anche da questo grafico è evidente come C_{pd} sia diverso da C_{sat} soprattutto in condizione mesotrofiche ed eutrofiche. Ne deriva che, contrariamente a MB89, nel prosieguo del lavoro si manterrà una separazione tra C_{pd} e C_{sat} e, nel momento dell'applicazione del modello ai dati satellitari, si dovrà tenere in considerazione delle differenze che intercorrono tra queste due grandezze.

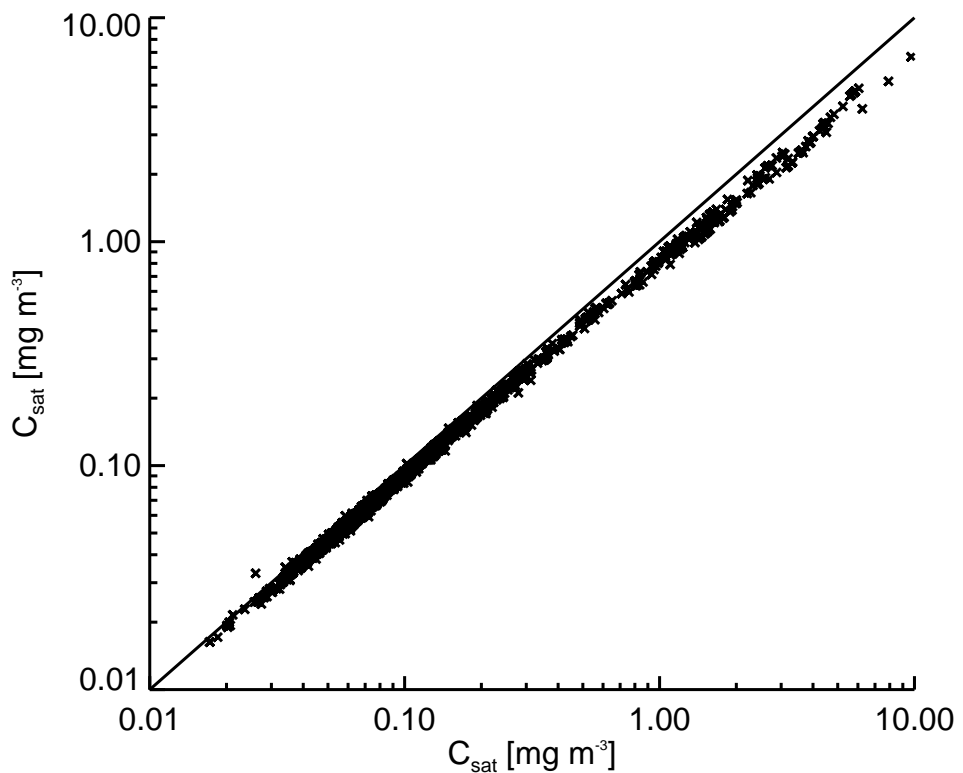


Figura 3.2-7 Scatter plot di C_{pd} e C_{sat} . La linea retta indica il rapporto 1:1

3.3 Le nuove categorie trofiche

Una volta determinate le nuove relazioni per Z_e , C_{tot} , C_{sat} e C_{pd} si è passati alla divisione dei profili nelle categorie trofiche per la determinazione dei profili medi caratteristici. Per far questo si è continuato a seguire l'approccio di MB89 normalizzando ciascun profilo del data set per renderlo adimensionale. Le profondità sono state divise, ad ogni quota, per il valore della Z_e del profilo stesso ($\xi = z/Z_e$), mentre le concentrazioni di clorofilla sono state divise ad ogni quota per il valore della concentrazione media di clorofilla all'interno dello strato eufotico ($C(\xi) = Chla(\xi)/C_{Z_e}$). Grazie a questa normalizzazione i profili possono essere confrontati l'uno con l'altro.

I profili adimensionali sono quindi raggruppati, in base al valore della concentrazione di clorofilla superficiale, nelle diverse categorie trofiche definite a loro volta da successivi intervalli di C_{pd} . Questi intervalli sono stati ri-definiti in base alle caratteristiche trofiche del Mediterraneo. Poiché il bacino è prevalentemente oligotrofico, si è aumentato il numero di categorie trofiche al di sotto di 0.15 mg m^{-3} passando da due (di MB89, 0-0.05 e 0.05-0.15) a quattro, definendo ben tre categorie al di sotto di 0.1 mg m^{-3} . Questi nuovi intervalli hanno anche permesso una migliore distribuzione del numero di profili nelle varie categorie che altrimenti sarebbero ricaduti per la maggior parte (circa il 70% del numero totale) nella seconda categoria di MB89.

Per ciascuna categoria è stato calcolato un profilo medio adimensionale e la sua deviazione standard (fig.3.3-1). Gli intervalli di C_{pd} per i nuovi stati trofici utilizzati in questo lavoro sono definiti nella tabella 3.3-I dove si trovano anche altre informazioni riguardanti le varie categorie trofiche.

Tabella 3.3-1 Tabella riassuntiva delle nuove categorie trofiche per il mar Mediterraneo

	Categorie Trofiche						
	1	2	3	4	5	6	7
Intervalli C_{pd} [$mg\ m^{-3}$]	≤ 0.04	0.04-0.07	0.07-0.1	0.1-0.15	0.15-0.4	0.4-1.5	1.5-5.
Numero di profili	124	723	299	170	201	133	60
C_{pd} media [$mg\ m^{-3}$]	0.034 \pm 0.005	0.055 \pm 0.008	0.084 \pm 0.009	0.120 \pm 0.015	0.214 \pm 0.057	0.899 \pm 0.292	2.740 \pm 0.952
C_{tot} media [$mg\ m^{-2}$]	6.96 \pm 1.73	8.49 \pm 1.85	10.11 \pm 2.23	11.75 \pm 3.15	17.64 \pm 4.8	46.02 \pm 12.9	95.09 \pm 22.1
C_{ze} media [$mg\ m^{-3}$]	0.087 \pm 0.032	0.116 \pm 0.037	0.149 \pm 0.048	0.186 \pm 0.073	0.333 \pm 0.132	1.316 \pm 0.499	3.663 \pm 1.191
Z_e media [m]	82.56 \pm 8.3	75.33 \pm 6.4	69.89 \pm 5.9	65.82 \pm 6.8	55.25 \pm 6.0	36.92 \pm 5.5	26.80 \pm 2.7
C_{tot} calc. [$mg\ m^{-2}$] ¶	6.1	8.13	10.46	12.97	18.28	43.07	96.06
Z_e calc. [m] §	80.1	73.46	68.07	63.75	53.4	35.15	25.62
Prof. del max sub- superficiale di chl in funzione di ζ	≈ 1.0	≈ 1.0	≈ 1.0	≈ 0.9	≈ 0.8	≈ 0.7	≈ 0.5
C_{max}/C_{ze}	2.37	2.29	1.77	1.33	1.18	1.11	1.05
$C_{max}/C_{\xi=0}$	5.15	4.17	2.67	1.68	1.49	1.24	1.05

¶ Calcolata con la C_{pd} media e le relazioni 3.2-3a e 3.2-3c (vedi testo)§ Calcolata con la C_{tot} media e la relazione 3.2-2 (vedi testo)

L'andamento dei profili medi adimensionali cambia abbastanza regolarmente all'aumentare della biomassa presente. Il massimo sub-superficiale diviene via via meno intenso e meno profondo passando dall'oligotrofia alla eutrofia. Si passa da massimi di clorofilla molto intensi ad una profondità prossima alla Z_e nelle condizioni più oligotrofiche, a dei massimi superficiali di clorofilla meno intensi ma che riguardano uno strato molto ampio della colonna d'acqua nelle categorie più eutrofiche. Nella figura 3.3-2 sono mostrati i profili medi delle categorie trofiche in funzione delle grandezze fisiche reali (cioè una volta riscalati rispetto alla profondità e concentrazione di clorofilla) insieme alle corrispondenti profondità della prima quota ottica, profondità eutrofiche e profondità dello stato produttivo ($1.5 \cdot Z_e$). Per calcolare la C_{ze} e la Z_e sono state utilizzate le relazioni 3.2-3a, 3.2-3c per passare dai valori medi di C_{pd} ai valori di C_{tot} e la relazione 3.2-2 per determinare la Z_e dal contenuto di clorofilla della zona fotica.

Partendo dai valori medi di C_{pd} , delle categorie trofiche del Mediterraneo, possono essere stimate le Z_e di MB89 e UI06 con le loro relazioni tra C_{pd} e C_{tot} e tra C_{tot} e Z_e . Il

confronto di queste profondità con i valori di Z_e delle nostre categorie trofiche mostra come la profondità eufotica nel Mediterraneo sia inferiore a quella globale (tab. 3.3-II). Questa discrepanza va via via diminuendo passando dalle categorie oligotrofiche a quelle eutrofiche. Le differenze maggiori si hanno con UI06; infatti in questo lavoro si utilizzano le relazioni tra C_{tot} e Z_e determinate da MM01 che esaltano le Z_e in condizioni di oligotrofia rispetto alle relazioni di MB89.

Tabella 3.3-II Z_e per le nuove categorie trofiche calcolate secondo le nuove relazioni, MB89 e UI06

	Categorie Trofiche						
	1	2	3	4	5	6	7
Intervalli di C_{pd} [$mg\ m^{-3}$]	≤ 0.04	0.04-0.07	0.07-0.1	0.1-0.15	0.15-0.4	0.4-1.5	1.5-5.
C_{pd} media [$mg\ m^{-3}$]	0.034	0.055	0.084	0.120	0.214	0.899	2.740
Z_e (Med) [m]	80.1	73.46	68.07	63.75	53.4	35.15	25.62
Z_e (MB89) [m]	104.9	94.5	82.6	73.8	61.4	38.9	24.7
Z_e (UI06) [m]	116.1	105.6	94.6	84.9	71.5	46.5	25.8

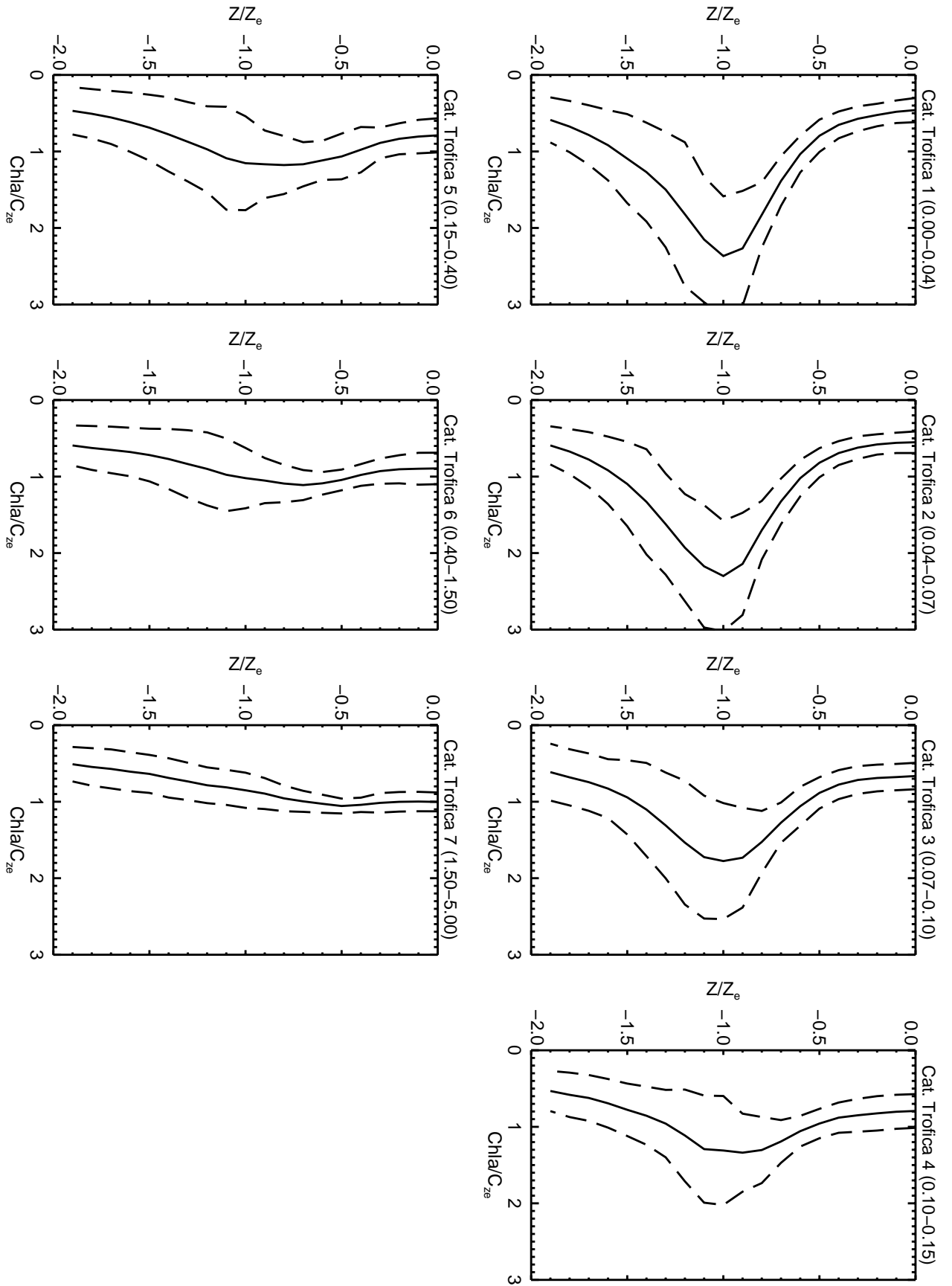


Figura 3.3-1 Profili medi delle categorie trofiche e loro deviazione standard (linea tratteggiata)

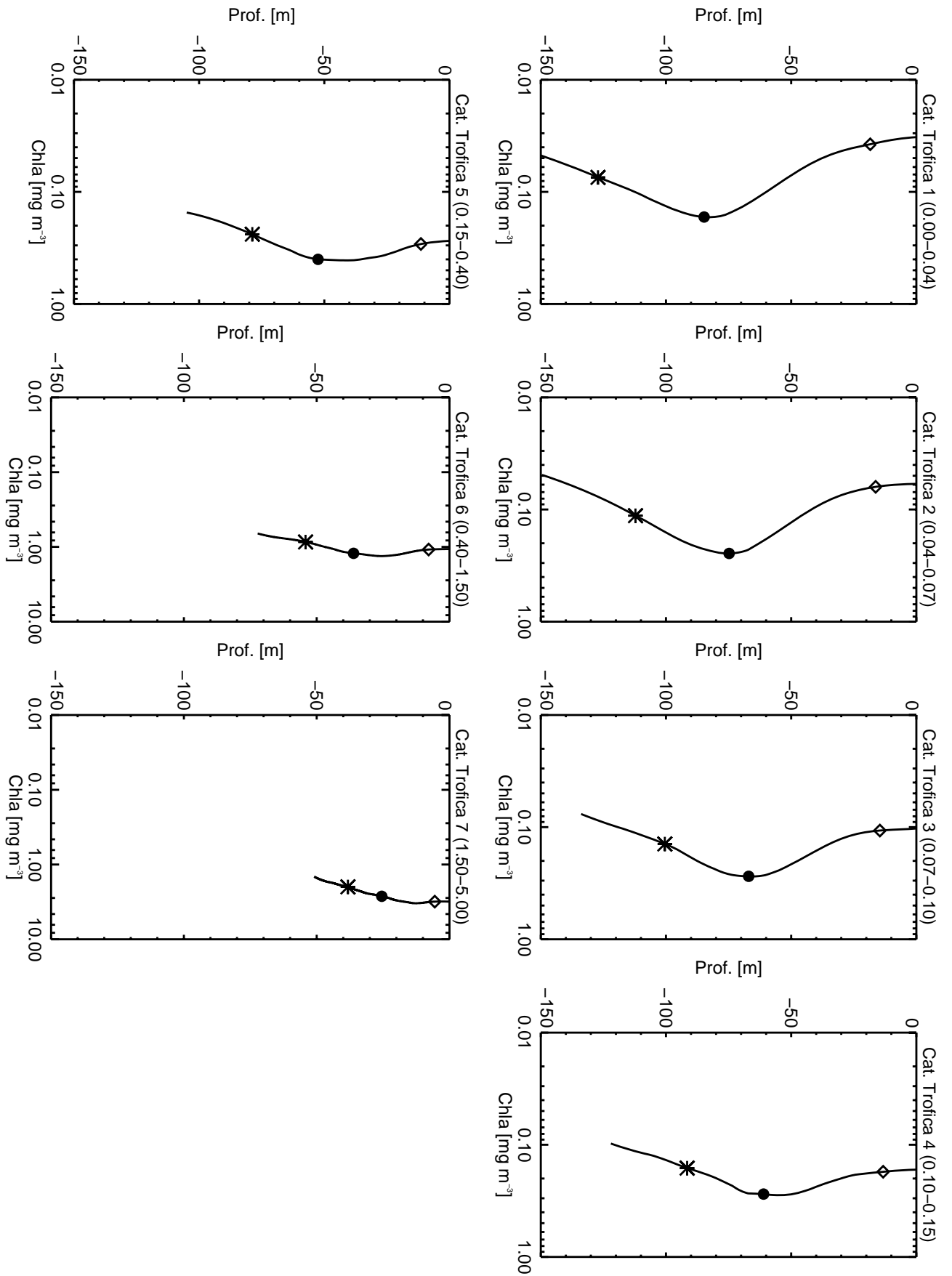


Figura 3.3-2 Profili medi delle categorie trofiche. Il rombo indica la profondità della prima quota ottica (Z_{pd}), il cerchio nero la profondità eufotica (Z_e) e l'asterisco la profondità produttiva (1.5*Z_e)

3.4 Nuova ricostruzione dei profili medi delle categorie trofiche del Mediterraneo

Utilizzando le equazioni Gaussiane generalizzate di MB89 e UI06 per la ricostruzione dei profili medi normalizzati, partendo dai valori di C_{pd} determinati per le categorie trofiche del Mar Mediterraneo, è possibile fare un confronto delle differenze tra gli stati trofici derivati dal nostro data set e quelli determinati in questi lavori per applicazioni a livello globale (fig. 3.4-1). E' abbastanza evidente come le discrepanze maggiori riguardino le prime categorie trofiche, quelle più oligotrofiche, e in particolar modo la profondità e intensità del massimo sub-superficiale di clorofilla. Rispetto a MB89 il massimo sub-superficiale mostra un'intensità analoga in tutte le categorie e nelle prime cinque una profondità normalizzata inferiore. Rispetto invece a UI06 abbiamo profondità normalizzate dei massimi sub-superficiali abbastanza simili in tutte le categorie, ma l'intensità è decisamente superiore per le prime tre categorie. Riproducendo i profili in termini di profondità e concentrazione di clorofilla (fig. 3.4-2) vediamo come la profondità eufotica risulti sempre inferiore (tranne nell'ultima categoria) negli stati trofici del Mediterraneo rispetto a quelli globali, il massimo sub-superficiale di clorofilla sia più intenso (soprattutto rispetto a MB89) e più superficiale, e come i profili medi del Mediterraneo presentino concentrazioni di clorofilla superiori a quelli globali fino alla Z_e per poi diminuire drasticamente al di sotto della profondità eufotica.

Come fatto da MB89 e UI06, anche per le categorie trofiche del Mediterraneo, si è cercato di determinare una generica parametrizzazione per ricostruire un profilo medio di clorofilla partendo dai valori di concentrazione superficiale. Anche per il nostro lavoro è stata scelta come modello un profilo Gaussiano generalizzato (Lewis et al. 1983) simile a quello utilizzato da UI06. Nel nostro lavoro è stata introdotta un'ulteriore modifica (rispetto a MB89) per rendere la forma della gaussiana generica più vicina alla forma di un profilo di clorofilla: l'esponente della gaussiana è stato moltiplicato per $\frac{1}{2}$.

$$C(\xi) = C_b - s \cdot \xi + C_{\max} \cdot e^{\left\{ \frac{1}{2} \left[\frac{(\xi - \xi_{\max})}{\Delta \xi} \right]^2 \right\}}$$

Utilizzando la funzione CURVEFIT del software IDL (Interactive Data Language) sono stati determinati i 5 parametri dell'equazione per le sette categorie trofiche del Mediterraneo (tab. 3.4-I). Come per i precedenti modelli di ricostruzione abbiamo che: C_b rappresenta la concentrazione di clorofilla di base, s un coefficiente angolare per riprodurre la decrescita di C_b con la profondità, C_{\max} la concentrazione di clorofilla massima del profilo, ζ_{\max} la profondità in funzione di ζ alla quale si ha C_{\max} e $\Delta \zeta$ lo spessore del massimo sub-superficiale di clorofilla.

Tabella 3.4-I Parametri della Gaussiana per le nuove categorie trofiche
Categorie Trofiche

	1	2	3	4	5	6	7
C_b	0.4733	0.5561	0.6691	0.7962	0.7044	0.8383	0.6405
s	-0.0814	-0.00201	0.0464	0.1442	0.1382	0.1297	0.0922
C_{\max}	1.7389	1.6898	1.1529	0.6624	0.6048	0.3612	0.4409
ζ_{\max}	1.0085	1.0402	1.0145	0.9516	0.8682	0.8127	0.4549
$\Delta \zeta$	0.2716	0.2810	0.2946	0.3237	0.4182	0.3852	0.6855

Tramite interpolazione si può giungere alla ricostruzione di un profilo partendo da un qualsiasi valore di C_{pd} . In base al valore della clorofilla superficiale (di cui si vuole ricostruire il profilo) e ai valori di C_{pd} delle categorie trofiche si determinano i due stati trofici più vicini per difetto e per eccesso; quindi si passa alla interpolazione lineare di ciascuno dei parametri della Gaussiana utilizzando come estremi quelli delle categorie trofiche selezionate.

Nelle figure 3.4-3 e 3.4-4 vengono mostrati i profili ricostruiti, secondo il metodo appena descritto, insieme ai profili medi relativi a ciascuna categoria trofica. Come si può vedere i profili ricostruiti riproducono molto bene i corrispondenti profili medi, sia normalizzati che assoluti.

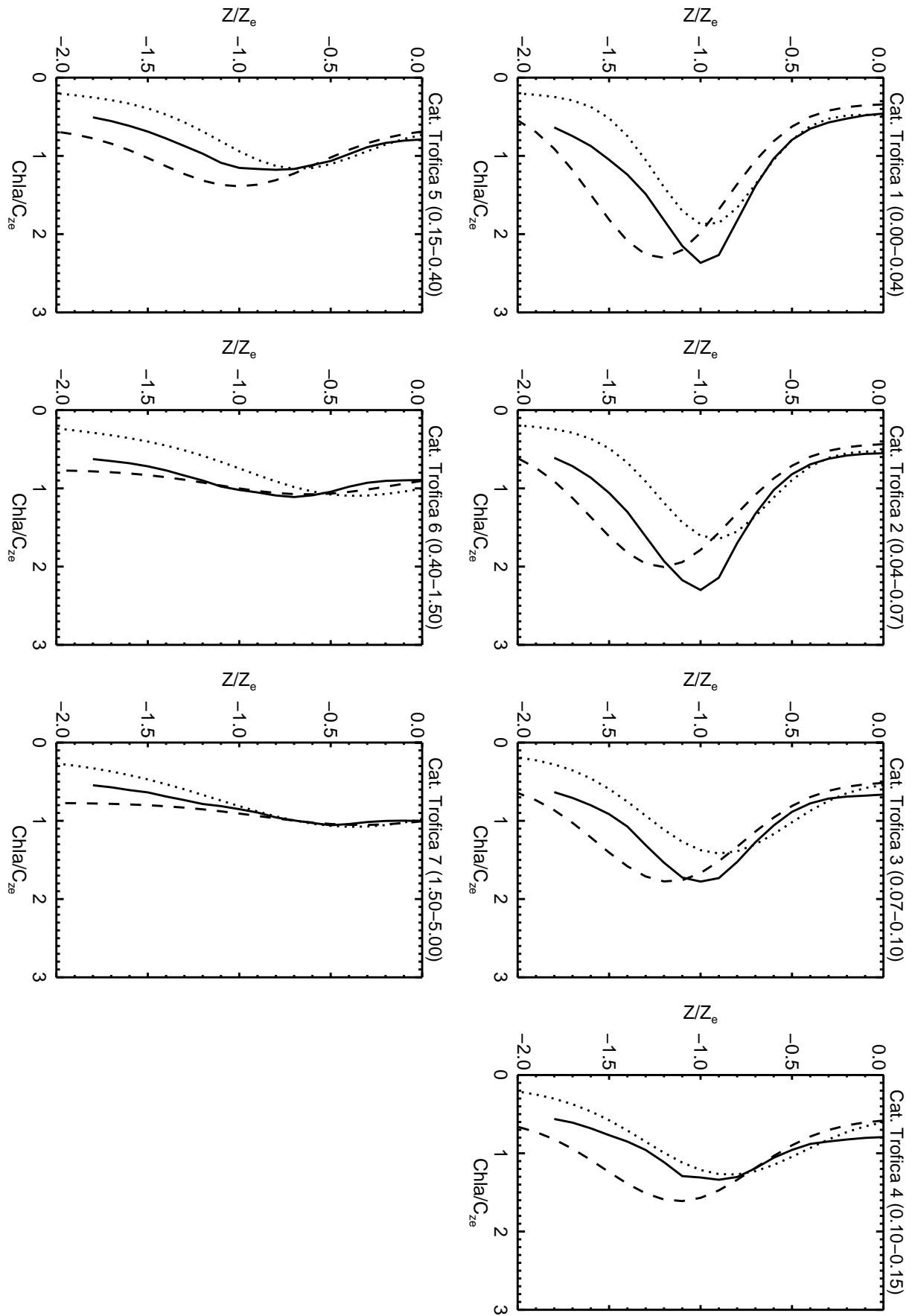


Figura 3.4-1 Confronto tra i profili medi delle categorie trofiche del mar Mediterraneo (linea intera) e i profili ricostruiti con il metodo di MB89 (linea trattteggiata) e UI06 (linea punteggiata)

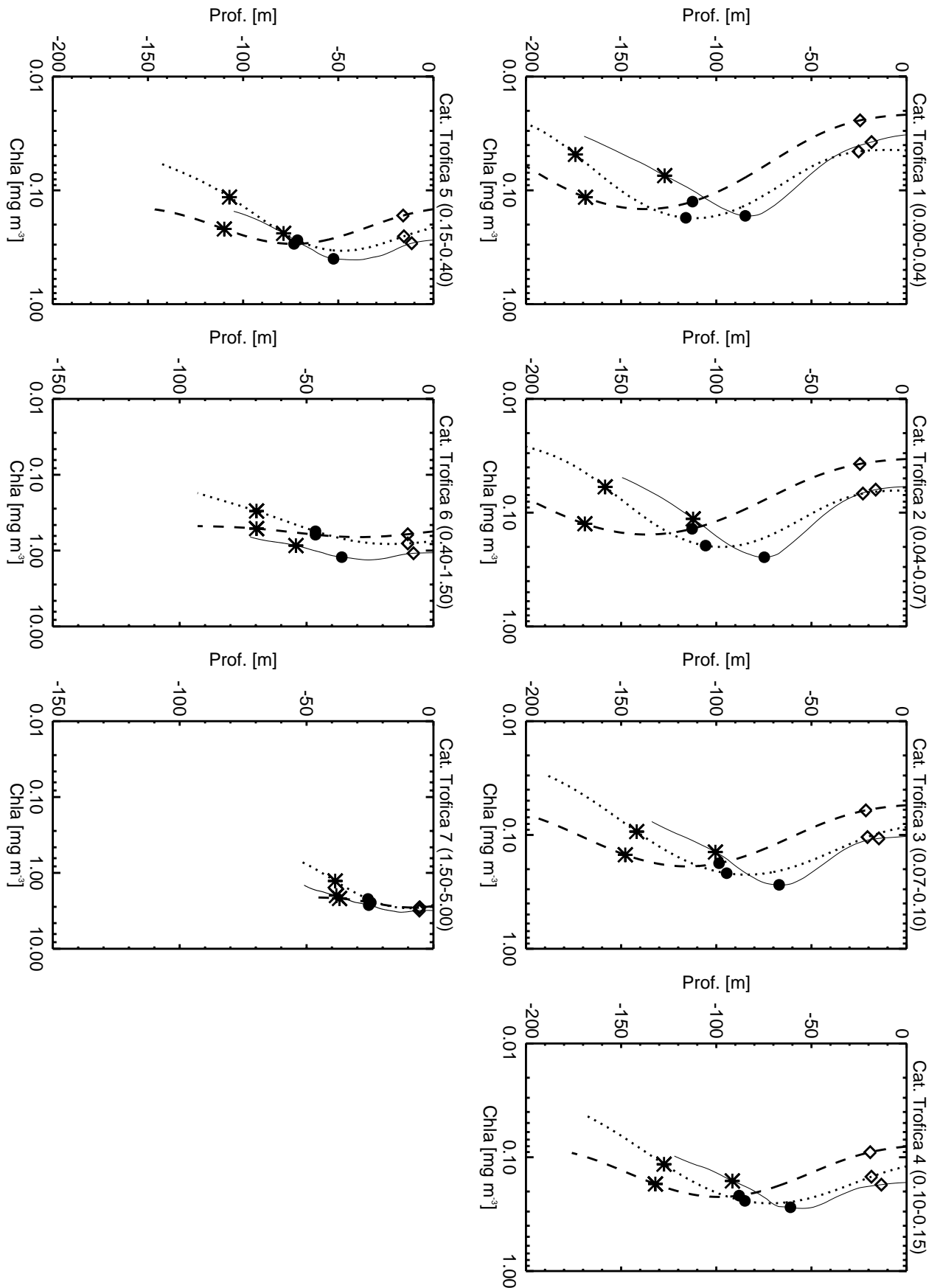


Figura 3.4-2 Confronto tra i profili medi delle categorie trofiche del mar Mediterraneo (linea intera) e i profili ricostruiti con il metodo di MB89 (linea tratteggiata) e UI06 (linea punteggiata). Il rombo indica la profondità della prima quota ottica (Z_{pd}), il cerchio nero la profondità eufotica (Z_e) e l'asterisco la profondità produttiva ($1.5 \cdot Z_e$)

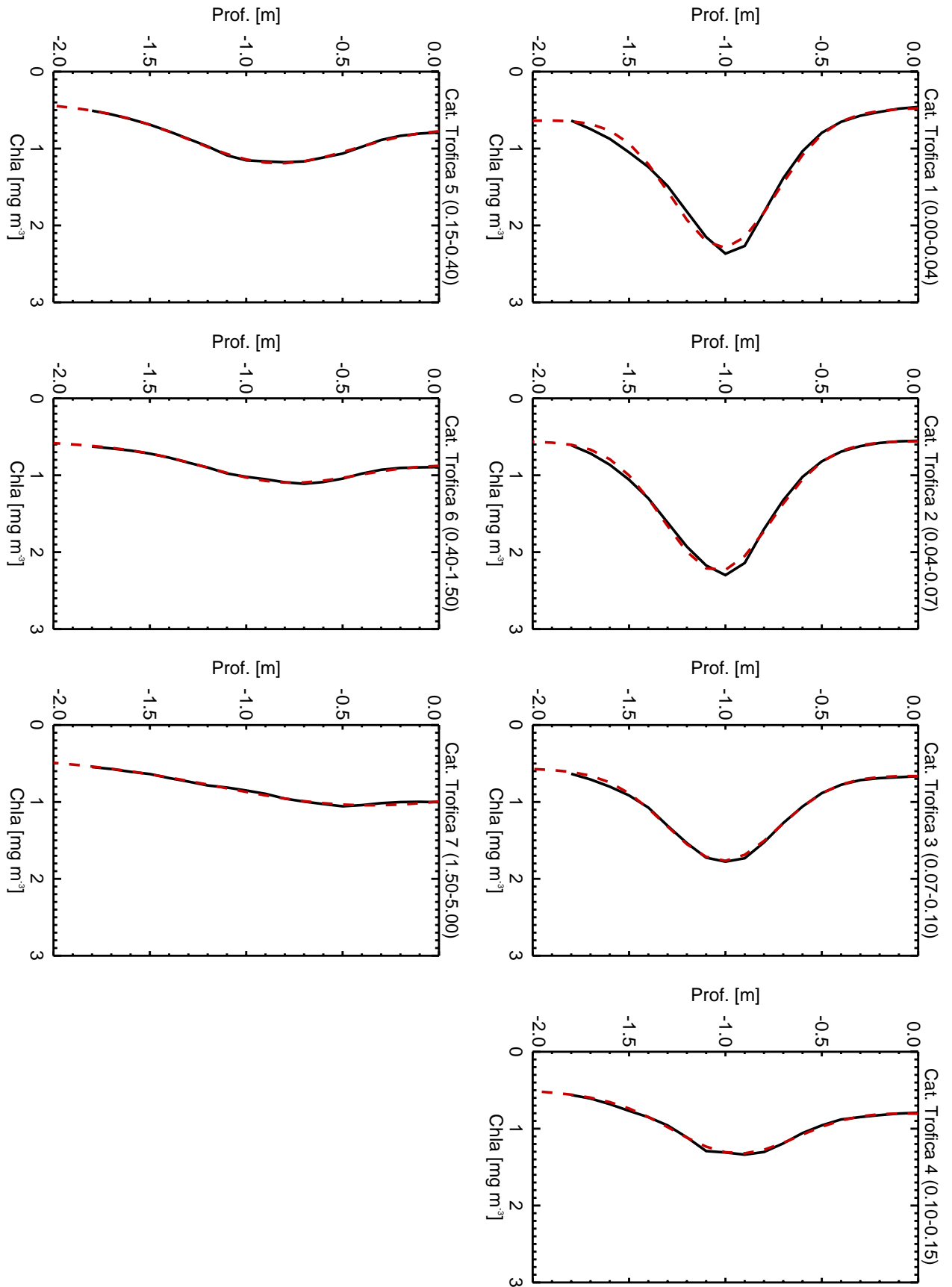


Figura 3.4-3 Confronto fra i profili medi normalizzati (linea intera nera) delle categorie trofiche e quelli ricostruiti (linea tratteggiata rossa) secondo il metodo descritto nel testo

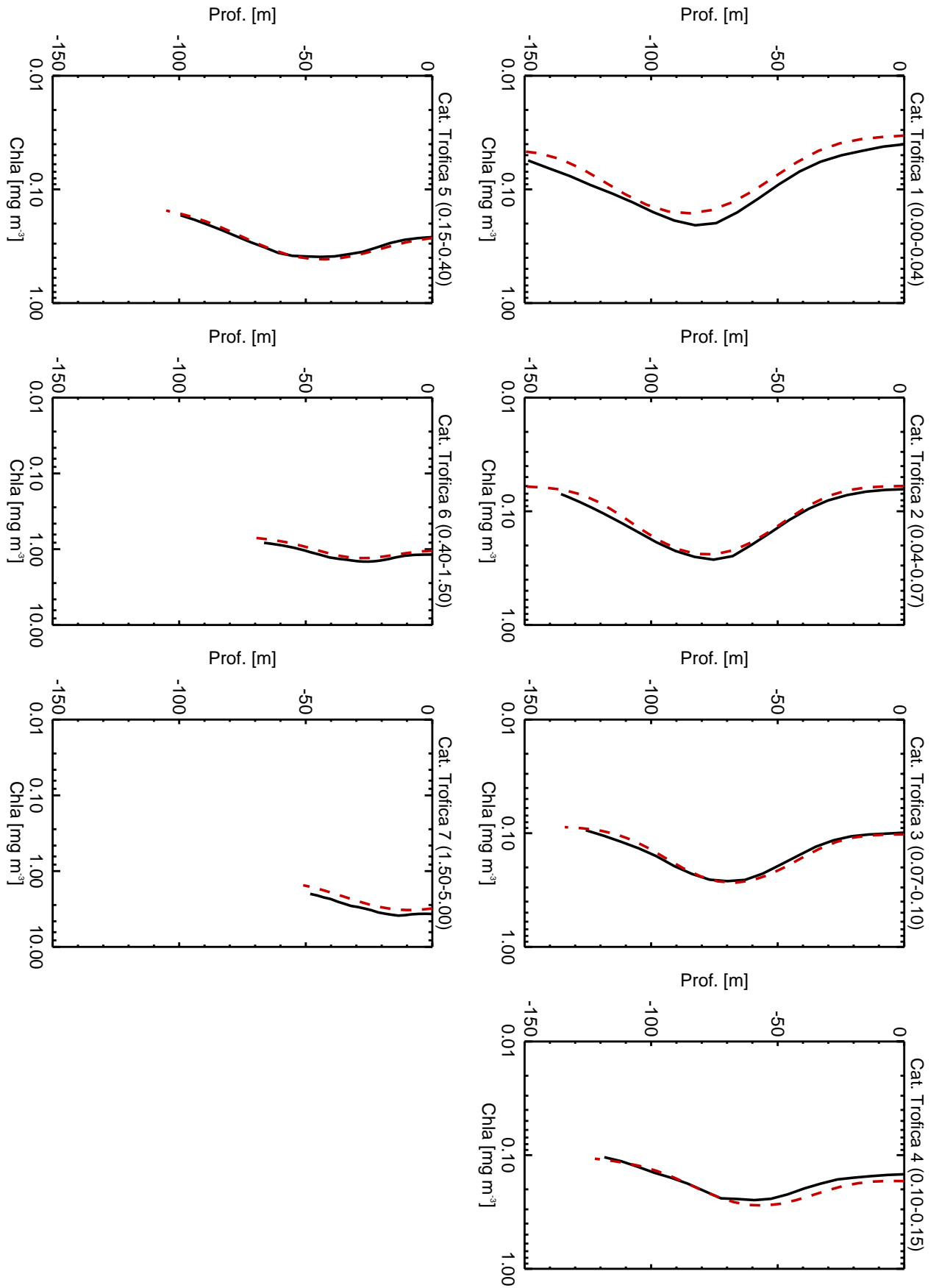


Figura 3.4-4 Confronto fra i profili medi assoluti (linea intera nera) delle categorie trofiche e quelli ricostruiti (linea tratteggiata rossa) secondo il metodo descritto nel testo

3.5 L'applicazione del "nuovo" modello

La parametrizzazione descritta nella sezione precedente e le nuove categorie trofiche sono state utilizzate per la creazione delle LUT (vedi par. 2.2.2.2) determinando Ψ a varie latitudini, temperature, giorni dell'anno e indici di nuvolosità. Nella tabella 3.5-I sono definiti i limiti e l'incremento di ciascuna delle grandezze utilizzate come input nel modello di PP.

Tabella 3.5-I Descrizione degli input per la determinazione delle nuove LUT

Parametro	Descrizione
Data (giorno dell'anno)	Da 1 a 365 con un passo di 10 giorni
Latitudine	Da 30°N a 46°N con un incremento di 1°
Temperatura	Da 10 °C a 36 °C con un incremento di 2 °C
Indice di nuvolosità	Da 0 a 1 con un incremento di 0.1

Rispetto alle applicazioni precedenti del modello il calcolo viene fatto ogni 10 giorni piuttosto che mensilmente (il 21 di ogni mese), la risoluzione per la latitudine è di 1° (solo per la zona di interesse per il Mediterraneo) mentre il range di temperature è stato adattato all'applicazione ad un bacino temperato. Le categorie trofiche appena determinate, come detto in precedenza, descrivono la condizione di profilo non-uniforme e colonna d'acqua stratificata. Per completezza si determineranno le LUT anche per la condizione di colonna rimescolata utilizzando, come detto, profili di clorofilla in entrata uniformi con valori uguali alle C_{pd} medie di ciascuna categoria trofica. Come per le applicazioni precedenti la scelta tra profilo uniforme o non-uniforme verrà fatta in base alla profondità dello strato rimescolato derivata dalla climatologia.

Il data-set a nostra disposizione non presenta sufficienti dati per la determinazione di un profilo medio per concentrazioni di C_{pd} superiori a 5 mg m⁻³. Per sopperire a

questa mancanza si sono determinate delle LUT (con profilo uniforme e non-uniforme) adoperando le relazioni e la ricostruzione di profili di MB89, utilizzando come valore di C_{pd} quello dell'ultima categoria trofica di MB89 per concentrazioni di clorofilla superficiale superiori a 5 mg m^{-3} . L'utilizzo di un profilo globale piuttosto che uno del Mediterraneo non porterà sostanziali modifiche ai risultati finali poiché: 1) in condizioni di eutrofia, il Mediterraneo, ha delle caratteristiche molto simili agli altri mari come si può vedere dalla somiglianza dei profili medi del Mediterraneo con quelli determinati utilizzando la ricostruzione di MB89 e UI06; 2) nel Mar Mediterraneo i pixel con concentrazioni superiori a 5 mg m^{-3} di clorofilla sono, nella maggior parte dei casi, catalogati come acque di Caso 2 e comunque sono una piccola percentuale e non modificano il bilancio produttivo del bacino.

Una volta definite le LUT si passa all'applicazione vera e propria del modello ai dati satellitari.

3.5.1 I dati di input

Gli input utilizzati in questo lavoro sono:

- concentrazione di clorofilla superficiale fornita da SeaWifs, MODIS e MERIS determinata utilizzando gli algoritmi bio-ottici per il Mediterraneo MEDOC4, MEDOC3 e MEDALGAL_1, rispettivamente;
- temperatura superficiale del mare fornita dall'AVHRR corretta in base ai profili di temperatura climatologici;
- irradianza superficiale giornaliera (PAR) fornita del SeaWiFS;
- nuova climatologia della profondità dello strato rimescolato (Mixed Layer Depth, MLD) del Mediterraneo per definire la condizione di profilo stratificato o uniforme.

3.5.1.1 I dati satellitari utilizzati

Come detto in precedenza i sensori sfruttati in questo lavoro di tesi sono SeaWiFS, MODIS e MERIS per quanto riguarda il colore del mare, e AVHRR per quanto riguarda la temperatura superficiale del mare.

L'applicazione del modello è stata fatta su: otto anni di SeaWiFS (da gennaio 1998 a dicembre 2005), poco più di tre anni del MODIS (luglio 2002 a dicembre 2005) e poco più di due anni per il MERIS (giugno 2003 a dicembre 2005).

3.5.1.2 La temperatura usata nel modello

La temperatura del mare influenza alcuni parametri fotosintetici come ad esempio il massimo tasso di fotosintesi per unità di biomassa ($P_{b_{max}}$) all'interno del modello di PP ed è quindi importante inserire all'interno del modello valori quanto più realistici possibile. La procedura messa a punto da Bricaud et al (2002) si può considerare la più corretta per una stima realistica della temperatura. In questo lavoro è stata modificata in alcune parti per tentare di perdere il meno possibile la variabilità stagionale ed interannuale ottenuti dall'utilizzo della SST. Avendo a disposizione mappe giornaliere oggettivate di SST con risoluzione di 4 km² dal 1986 a tutto il 2005 è possibile determinare delle mappe medie esattamente coincidenti (temporalmente e spazialmente) con le mappe medie di 8 giorni di clorofilla migliorando le informazioni fornite dai dati Reynolds (mappe settimanali ad 1° di risoluzione). Invece di usare i dati climatologici Levitus (1982) sono stati utilizzati i dati climatologici MODB (Mediterranean Oceanic Data Base) specifici per la zona di nostro interesse. Inoltre le regressioni tra SST mensili e temperatura media dello strato eufotico sono state calcolate per profondità eufotiche da 0 a 200 m con una risoluzione di 1 m. Quindi per un dato pixel, in un preciso periodo dell'anno, si determinerà la profondità eufotica dal valore di clorofilla superficiale tramite la relazione (3.2-2), dopodiché si passerà alla determinazione, tramite interpolazione lineare, dei coefficienti di regressione (a partire dalle relazioni determinate precedentemente) e quindi alla determinazione della

temperatura da inserire nel modello partendo dalla temperatura del pixel fornita dalle mappe medie di SST.

Nella figura 3.5-1 sono mostrate graficamente le differenze tra la temperatura media dello strato eufotico, calcolata dai profili climatologici MODB, e la temperatura superficiale derivante dalle immagini medie mensili di SST in funzione della profondità eufotica. Come si può vedere le differenze sono rilevanti nei mesi tardo-primaverili, estivi e autunnali e possono raggiungere e superare gli 8 °C ad elevate profondità eufotiche (come evidenziato anche da Bricaud et al. (2002)).

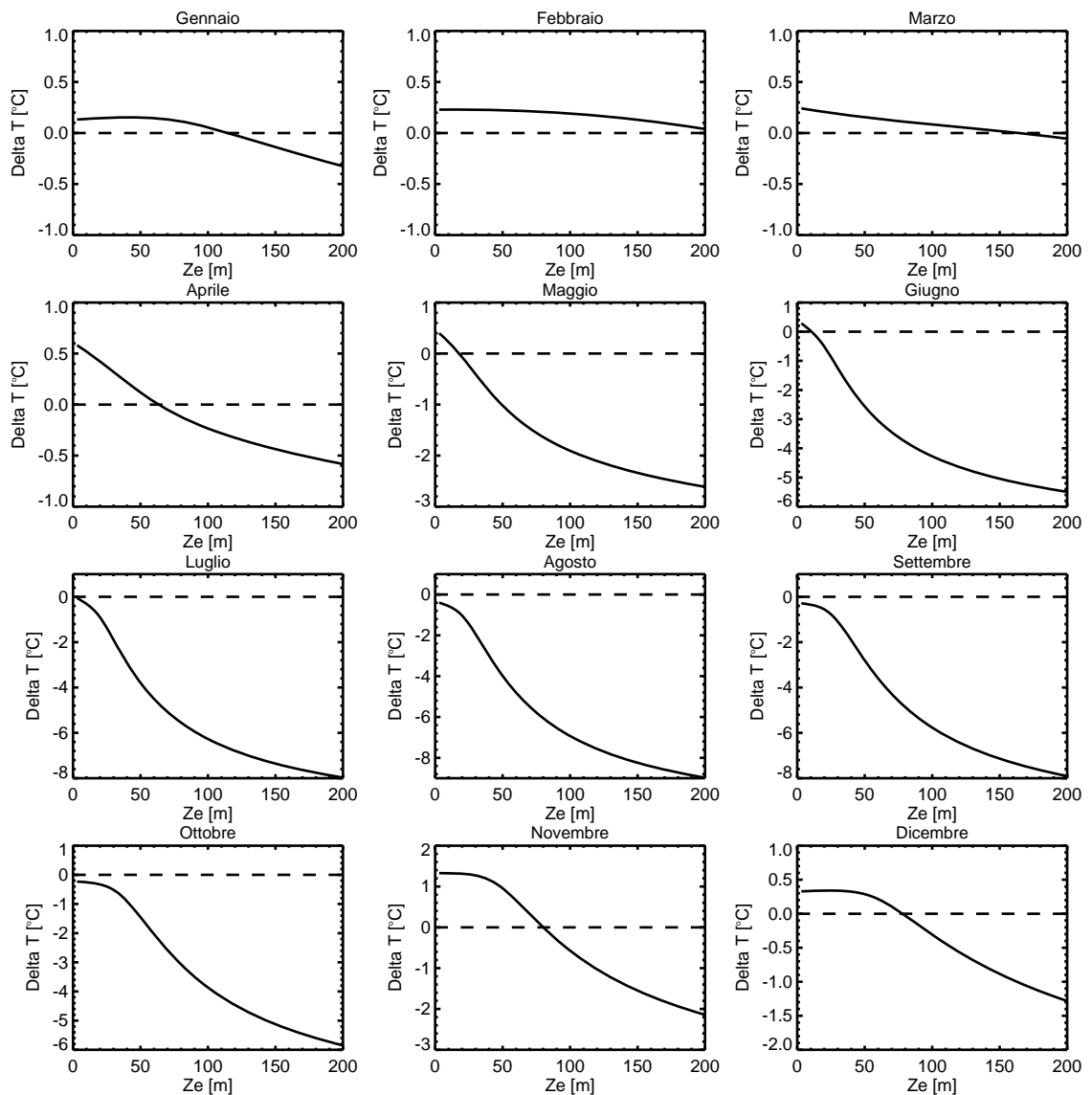


Figura 3.5-1 Differenze tra la temperatura media dello strato eufotico, calcolata dai profili climatologici MODB, e la temperatura superficiale derivante dalle immagini medie mensili di SST in funzione della profondità eufotica

3.5.1.3 I dati di PAR

Anche in questo lavoro di dottorato si è utilizzata la PAR fornita dal SeaWiFS coincidente nello spazio e nel tempo con le mappe medie di 8 giorni di clorofilla fornite dal SeaWiFS, dal MODIS e dal MERIS.

3.5.1.4 I dati di MLD

Per quanto riguarda il MLD è stata utilizzata una climatologia mensile prodotta per il Mar Mediterraneo. D'Ortenzio et al. (2005) hanno prodotto una climatologia del MLD con risoluzione di 0.5° partendo da più di 200000 profili di temperatura misurati in situ raccolti dal 1940 al 2004. Per determinare le mappe climatologiche è stato utilizzato il metodo messo a punto e applicato a livello globale da de Boyer Montégut et al. (2004). Il lavoro di D'Ortenzio et al. (2005) per il Mediterraneo differisce e migliora quello globale di de Boyer Montégut et al. (2004) per quanto riguarda la risoluzione spaziale (0.5° rispetto ai 2° della climatologia globale) e per l'assenza di interpolazione spaziale, grazie al gran numero di profili in situ.

Questa nuova climatologia presenta delle zone senza dati, soprattutto nella parte meridionale del bacino. Per ovviare a questa mancanza, le zone senza dato, sono state coperte utilizzando i dati climatologici Levitus (1982).

3.6 Conclusioni

L'utilizzo di soli dati raccolti nel mar Mediterraneo ha permesso di modificare quelle relazioni per la definizione delle categorie trofiche che sono alla base del modello per la stima della PP.

Il cambiamento più importante riguarda sicuramente la relazione tra C_{tot} e Z_e . Il nuovo modello stima delle profondità eufotiche nettamente inferiori ai precedenti in condizioni oligotrofiche, mentre con elevati quantitativi di biomassa la profondità eufotica è maggiore di quella stimata dai modelli globali. Considerando che l'oligotrofia

è la condizione predominante del Mediterraneo, la nuova modellizzazione della Z_e inciderà in maniera notevole nella stima della PP finale.

Le relazioni tra C_{pd} e C_{tot} e tra C_{sat} e C_{tot} sono legate alla stima di Z_e . Di conseguenza, anche queste, presentano delle differenze sostanziali con le relazioni determinate precedentemente a livello globale. Anche in questo caso il comportamento delle nuove relazioni rispetto a quelle precedenti, è diverso in condizioni oligotrofiche o eutrofiche. Quando la concentrazione di biomassa è bassa, per un determinato valore di C_{pd} (o C_{sat}), avremo una C_{tot} inferiore a quella che si stimerebbe con le relazioni globali, mentre in condizioni di eutrofia il risultato è opposto con una stima della C_{tot} superiore a quella delle relazioni globali.

L'utilizzo di queste nuove relazioni per la creazione di nuove categorie trofiche porta inevitabilmente alla determinazione di profili medi caratteristici notevolmente diversi da quelli globali, principalmente in condizioni di oligotrofia. I cambiamenti più evidenti riguardano l'intensità e il collocamento, lungo la colonna d'acqua, del massimo di clorofilla sub-superficiale (DCM) che, per le categorie trofiche del Mediterraneo, è più intenso e più superficiale. Il DCM, in generale, si produce poichè gli organismi fitoplanctonici trovano le condizioni ambientali ideali per la sopravvivenza sistemandosi in uno strato della colonna d'acqua non troppo profondo, quindi con un sufficiente quantitativo di luce, e vicino al nutriclino (fascia in cui si ha un rapido aumento della concentrazioni di nutrienti), cioè in prossimità della zona con elevate concentrazioni di nutrienti. In base ad alcune teorie sarebbe l'elevata concentrazione di organismi fitoplanctonici a determinare la posizione del nutriclino proprio al di sotto del DCM stesso; in base ad altre teorie è la posizione del DCM ad essere condizionata da quella del nutriclino.

Come detto, dai profili medi delle categorie trofiche del Mediterraneo il DCM risulta più superficiale rispetto ai profili medi globali. A seconda della teoria sulla formazione del DCM che si vuole considerare più corretta, la posizione del massimo sub-

superficiale nel Mediterraneo, potrebbe essere causata o da una maggiore attenuazione della luce lungo la colonna d'acqua che obbliga gli organismi fitoplanctonici a rimanere più in superficie rispetto ad altri mari, o dalla posizione più superficiale del nutriclino.

In condizioni di eutrofia, cioè in mancanza del DCM, le categorie trofiche del Mediterraneo sembrano essere molto simili a quelle globali sia per quanto riguarda l'andamento della clorofilla lungo la colonna d'acqua che la concentrazione di biomassa alle varie quote.

Queste differenze nelle categorie trofiche, come vedremo, incideranno non solo sui livelli di PP ma anche sull'andamento stagionale della produttività nel Mediterraneo.

CAPITOLO IV

APPLICAZIONE DEL MODELLO DI PP AI DATI SEAWIFS, MODIS E MERIS

Dopo aver introdotto le modifiche apportate al modello di PP, in questo capitolo, verrà descritta l'applicazione del nuovo modello ai tre data set satellitari.

La prima parte del capitolo è dedicata a valutazioni dell'impatto delle nuove parametrizzazioni descritte nel capitolo III sul nuovo modello. Verrà condotta un'analisi per valutare la sensibilità del modello ai vari input, quindi si affronterà un'analisi dell'impatto degli errori dei dati di input sulle stime di PP. In seguito verrà fatta un'analisi delle stime di PP, su un anno di test, per valutare quali siano i cambiamenti prodotti dal modello modificato e quale è l'impatto dovuto ad altre fonti, come l'utilizzo di un nuovo algoritmo bio-ottico per il mar Mediterraneo. Dopodiché si passerà al confronto tra le stime del modello e le misure in situ di PP nel mar Mediterraneo. Si analizzeranno gli errori associati al modello, rispetto alle misure in situ, nella versione "classica" globale e nella versione adattata al bacino.

La seconda parte del capitolo, invece, descriverà l'applicazione vera e propria del modello ai data set SeaWiFS, MODIS e MERIS. Verranno analizzati, separatamente, gli andamenti stagionali e variabilità interannuale delle varie regioni.

4.1 Analisi della sensibilità e impatto della regionalizzazione del modello sulle stime di PP

Prima di passare all'applicazione del modello modificato sui data set satellitari a nostra disposizione (SeaWiFS, MODIS e MERIS) si sono condotti alcuni test:

1. per valutare l'impatto delle parametrizzazioni regionali, introdotte nel capitolo precedente, sulle stime di PP in relazione anche alle applicazioni precedenti;
2. per valutare quale sia la sensibilità del modello ai dati di input;
3. per valutare l'impatto degli errori di misura associati ai dati di input sulla stima della PP;
4. per confrontare le misure in situ di PP del mar Mediterraneo con e i corrispondenti valori determinati con il modello regionalizzato.

4.1.1 Impatto delle nuove parametrizzazioni sulle stime di PP

Per valutare quali sono i cambiamenti dovuti alle modifiche apportate al modello, è stato fatto un confronto tra le stime di PP, del 1999, determinate con il modello adattato al Mar Mediterraneo e quelle determinate utilizzando il modello "originale" di Morel.

Il modello preso come riferimento ("originale") è quello utilizzato nella più recente applicazione al Mediterraneo da Bosc et al. (2004) che prevede l'utilizzo di mappe di clorofilla medie di otto giorni provenienti dal SeaWiFS calcolate utilizzando l'algoritmo bio-ottico sviluppato da Bricaud et al. (2002), la PAR fornita dal SeaWiFS (mappe medie di otto giorni), la temperatura superficiale Reynolds corretta in base alla procedura messa a punto da Bricaud et al. (2002) e le LUT globali di Antoine e Morel (1996). Invece il modello adattato al Mediterraneo prevede l'utilizzo di immagini di clorofilla medie di otto giorni del SeaWiFS calcolate utilizzando l'algoritmo bio-ottico MedOC4 (vedi par. 2.3.3), la PAR fornita dal SeaWiFS (mappe medie di otto giorni), la temperatura superficiale del mare fornita dall'AVHRR modificata in base ai profili climatologici come descritto precedentemente nel Par. 3.5.1.2, e le LUT determinate utilizzando le categorie trofiche del Mediterraneo (vedi Par. 3.5). Poiché la PP è fortemente dipendente dalla concentrazione di biomassa e i due modelli utilizzano algoritmi bio-ottici diversi, sono stati calcolati anche i tassi di PP utilizzando il modello "originale" con l'algoritmo MedOC4 e il modello modificato con l'algoritmo bio-ottico di Bricaud et al. (2002), in maniera tale da valutare quale fosse l'impatto dei diversi

algoritmi bio-ottici sulla PP. La figura 4.1-1 mostra l'andamento della PP per i quattro casi elencati: in blu il risultato del modello "originale", in verde il risultato del modello "originale" con clorofilla stimata tramite l'algoritmo MedOC4, in giallo il modello adattato al Mediterraneo con clorofilla stimata tramite l'algoritmo di Bricaud et al. (2002) e in rosso il modello adattato al Mediterraneo con clorofilla stimata tramite l'algoritmo MedOC4.

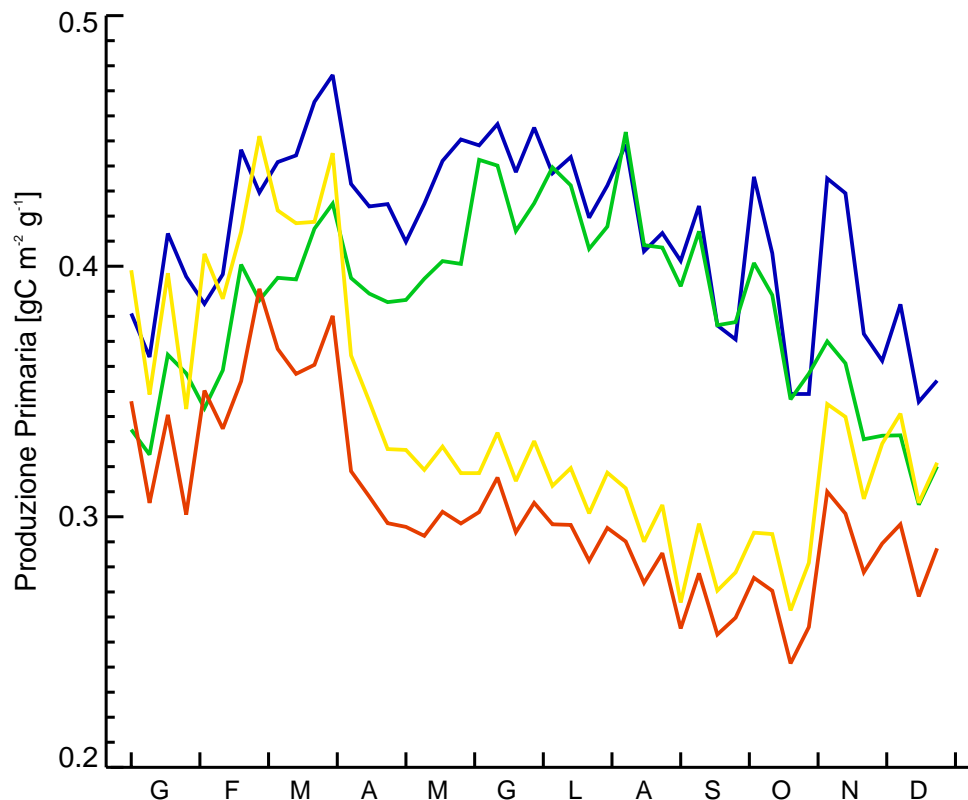


Figura 4.1-1 Andamento delle PP del 1999. La linea blu indica la PP utilizzando il modello "originale" con l'algoritmo bio-ottico di Bricaud et al. (2002); la linea verde la PP utilizzando il modello "originale" e l'algoritmo bio-ottico MEDOC4; la linea gialla la PP con il modello modificato e l'algoritmo bio-ottico di Bricaud et al. (2002); la linea rossa la PP con il modello modificato e l'algoritmo bio-ottico MEDOC4

Come si può vedere l'utilizzo del MedOC4 porta ad un abbassamento della PP soprattutto in condizioni mesotrofiche e eutrofiche. quindi nei mesi invernali e primaverili, mentre nei mesi estivi le stime di PP sono abbastanza simili. Invece l'utilizzo delle nuove LUT e delle nuove relazioni statistiche specifiche per il Mediterraneo porta non solo all'abbassamento della PP, ma anche ad un diverso

andamento durante l'anno. I massimi tassi produttivi non si hanno più nel periodo estivo, ma piuttosto in primavera seguiti poi da un netta diminuzione della PP in estate e autunno fino ad arrivare ad un minimo in ottobre-novembre.

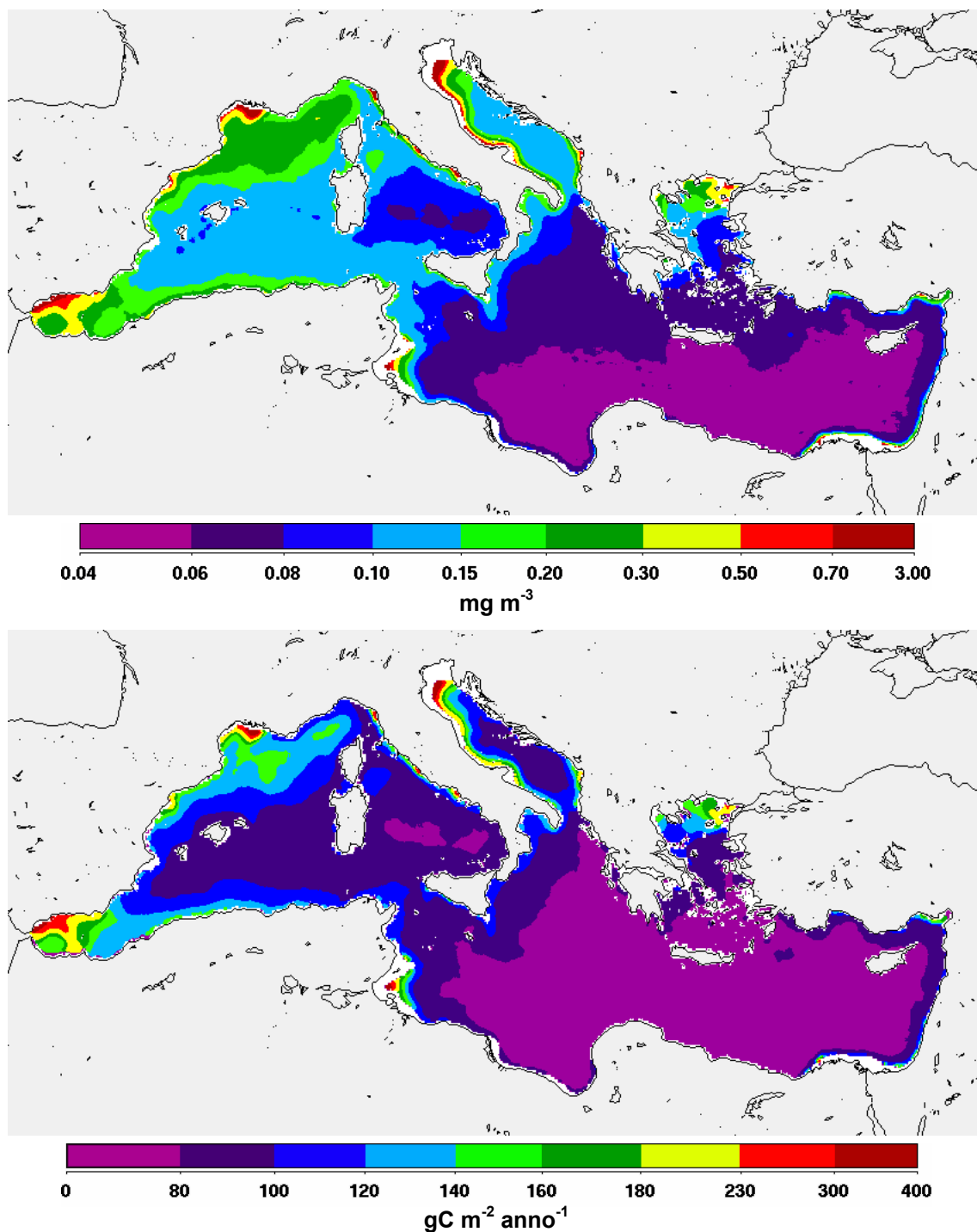


Figura 4.1-2 Mappa climatologia della clorofilla superficiale per gli anni SeaWiFS studiati (sopra) e mappa climatologia della PP integrata annuale (sotto)

Un ulteriore confronto può essere fatto paragonando la mappa annuale media di clorofilla (determinata utilizzando il MedOC4) e la mappa di PP annuale (fig. 4.1-2) con le mappe della figura 13 del lavoro di Bosc et al. (2004).

La clorofilla superficiale è inferiore in tutto il bacino ma, mentre nella zona orientale le differenze sono contenute, nella parte occidentale si hanno delle concentrazioni di clorofilla medie nettamente più basse rispetto al lavoro di Bosc et al. (2004). La PP annuale è notevolmente più bassa rispetto al lavoro di Bosc et al. (2004) in tutto il Mediterraneo soprattutto nella zona orientale del bacino e in quelle più oligotrofiche della zona occidentale (Tirreno).

4.1.2 Studio di sensibilità

Nel 1996 Antoine e Morel, nel loro lavoro di adattamento del modello di Morel (1991) ad applicazioni satellitari, hanno condotto anche un'analisi di sensibilità che ha permesso di verificare che il ciclo di PP è principalmente governato dall'evoluzione temporale di Ψ e della PAR. Successivamente anche Bricaud et al. (2002) hanno svolto un'altra analisi di sensibilità sullo stesso modello verificando che la PP è soprattutto sensibile alla PAR e in seconda battuta alla clorofilla e temperatura. L'analisi di Bricaud et al. (2002) è stata condotta misurando, nel momento di massima produttività dell'anno (che per i loro risultati era l'ultima settimana di giugno), le differenze percentuali di PP tra i valori stimati dal modello imponendo la variazione durante l'anno dei dati di input, e i valori di PP stimati dal modello ponendo, volta per volta, uno degli input costante durante tutto l'anno e uguale alla media della prima settimana di gennaio.

L'analisi di sensibilità condotta nel nostro lavoro segue l'approccio di Bricaud et al. (2002) anche se abbiamo apportato alcune modifiche. Infatti l'imporre come valori costanti le medie della prima settimana di gennaio di fatto significa utilizzare il valore minimo dell'anno per la PAR e valori intermedi per temperatura e clorofilla. Questo porterà, per le stime di PP con PAR costante, ad una massimizzazione della differenza

di PP rispetto alle stime reali del modello nel periodo di massima insolazione (cioè in estate), mentre per le stime di PP con temperatura e clorofilla costante non si avrà questa massimizzazione poiché i valori costanti sono dei valori medi e non estremi (minimo o massimo che sia). Considerando che Bricaud et al. (2002) hanno concentrato le loro osservazioni solo sul periodo estivo di massima produttività, ne deriva che la loro analisi potrebbe essere poco rappresentativa della sensibilità generale del modello e per una sovrastima dell'errore associato alla PP stimata con PAR costante.

In base a queste considerazioni per la nostra analisi di sensibilità utilizzeremo come valori costanti nel tempo le medie annuali di ciascun parametro in maniera tale da avere un identico approccio per i tre parametri di input (chl, temperatura e PAR) e evitare sovrastime (o sottostime) dell'errore associato alla PP calcolata con ciascun input costante. Inoltre la sensibilità non sarà valutata in base all'errore percentuale delle medie spaziali di un particolare momento dell'anno bensì si baserà sull'errore medio percentuale delle medie spaziali dell'intero anno in esame. Questo errore medio percentuale è stato calcolato in base alla espressione:

$$\text{errore } \% = \frac{\sum_{i=0}^n \frac{|PP_{\text{reale},i} - PP_{\text{cost},i}|}{PP_{\text{reale},i}}}{n}$$

dove $PP_{\text{reale},i}$ è la PP di una settimana stimata dal modello con tutti gli input variabili nel tempo mentre $PP_{\text{cost},i}$ è la PP media stimata dal modello che, volta per volta, utilizza uno degli input costante nel tempo.

Il test è stato condotto per due anni del data set SeaWiFS, 1998 e 2000 (fig. 4.1-3 e 4.1-4, rispettivamente), il primo per fare un confronto diretto con Bricaud et al (2002) il secondo per verificare i risultati ottenuti per il 1998 ed è stato scelto il 2000 poiché è l'anno più climatologico del data set SeaWiFS.

L'andamento delle curve dei due test è simile ma differente da quello della figura 9 di Bricaud et al. (2002) non solo perché i valori costanti degli input sono differenti ma

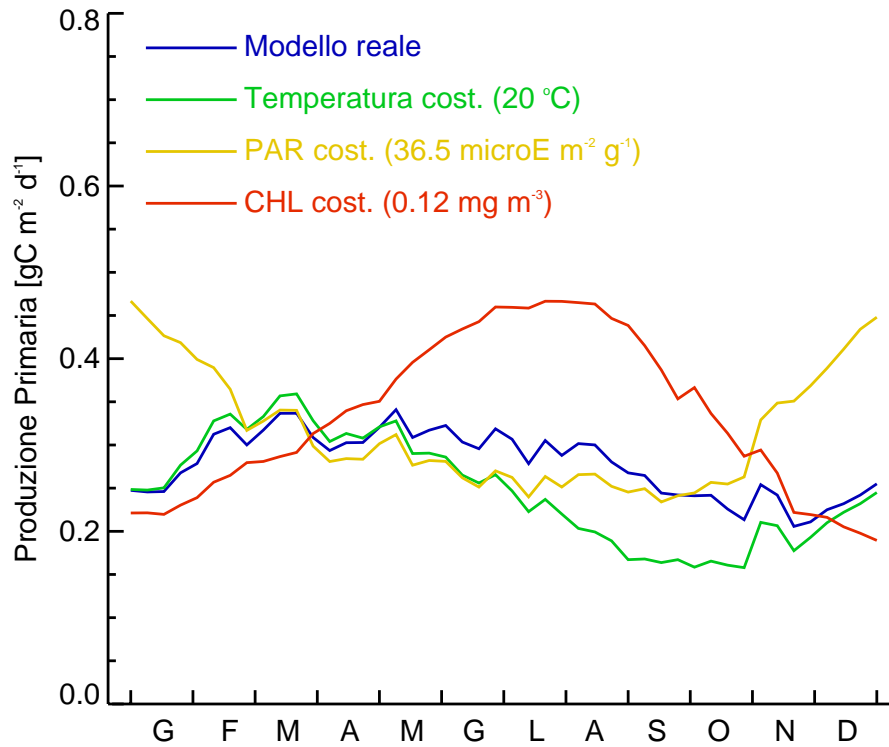


Figura 4.1-3 Analisi di sensibilità del modello per il 1998. La linea blu indica l'andamento della PP con tutti gli input variabili nel tempo, la linea verde mantenendo la temperatura fissa a 20 °C, la linea arancio mantenendo la PAR costante a 36.5 microE m⁻² g⁻¹, e la linea rossa quando si mantiene costante la clorofilla a 0.12 mg m⁻³

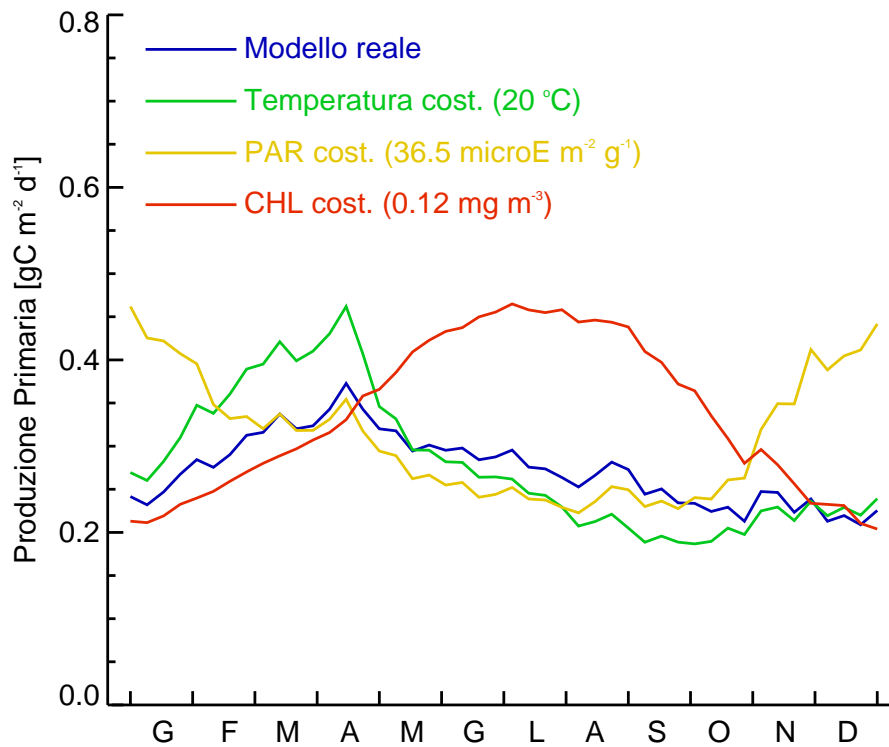


Figura 4.1-4 Analisi di sensibilità del modello per il 2000. La linea blu indica l'andamento della PP con tutti gli input variabili nel tempo, la linea verde mantenendo la temperatura fissa a 20 °C, la linea arancio mantenendo la PAR costante a 36.5 microE m⁻² g⁻¹, e la linea rossa quando si mantiene costante la clorofilla a 0.12 mg m⁻³

anche perché, come descritto nel paragrafo precedente, le modifiche apportate al modello (descritte nel capitolo IV) determinano un andamento stagionale della PP differente da quello determinato con il modello globale. Per entrambi gli anni è stato calcolato un errore percentuale medio intorno al 14% mantenendo la temperatura costante, del 26% con PAR costante e di circa il 30% con clorofilla costante. Quindi dalla nostra analisi di sensibilità deriva che le variazioni temporali della PP sono guidate principalmente dalla clorofilla superficiale in seconda battuta dalla PAR e in maniera minore dalla temperatura.

Questa differenza con le analisi di sensibilità svolte precedentemente sul modello è spiegabile considerando che, come osservato da Antoine e Morel (1996), il modello è sensibile alla PAR ma anche alla Ψ , che sua volta è legata in una maniera abbastanza complessa a clorofilla, temperatura e la stessa PAR. Le modifiche apportate in questo lavoro di dottorato al modello, riguardano principalmente la costruzione e associazione dei profili di clorofilla da utilizzare per il calcolo della PP. Queste modifiche a loro volta hanno determinato dei cambiamenti nella stagionalità della Ψ che hanno reso la PP finale stimata dal modello più sensibile alle variazioni della Ψ (quindi della clorofilla) piuttosto che a quelle della PAR.

4.1.3 Errore nei dati di input e loro impatto sulle stime di PP

Capire quale è l'impatto degli errori nei dati di input sulla PP finale permette di comprendere quale è il limite del modello e quale errore è associabile alle stime di PP (ammesso che il modello bio-ottico funzioni alla perfezione). Per fare questo test si è utilizzato come fonte di clorofilla satellitare l'anno 1999 del SeaWiFS.

Il primo passo è stato analizzare quale è l'impatto sulla PP di un errore associato ai dati di clorofilla satellitare. Dalla letteratura sappiamo che l'obiettivo delle agenzie spaziali è ottenere un errore associato alla clorofilla telerilevata del $\pm 35\%$. Per riprodurre questo errore ogni immagine di clorofilla è stata moltiplicata per una matrice

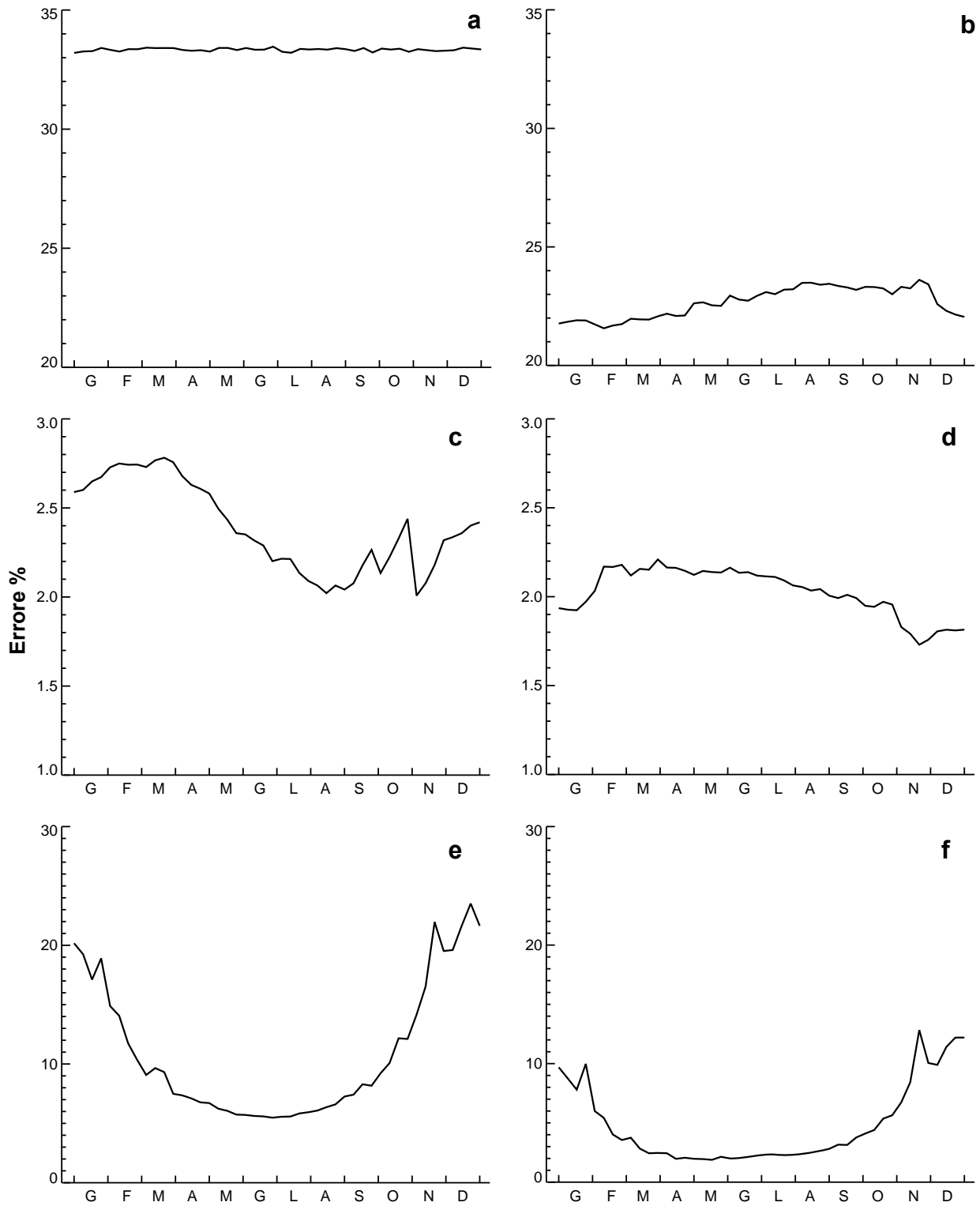


Figura 4.1-5 Errore medio percentuale dei singoli input del modello e impatto sulle stime di PP

di errore casuale creata in maniera tale che il suo errore medio fosse circa $\pm 35\%$. Dopodiché si è stimata la PP utilizzando i “classici” dati di input sostituendo le immagini di clorofilla con i dati di clorofilla affetti da errore.

Le figure 4.1-5a e 4.1-5b mostrano l'andamento dell'errore rispettivamente per la clorofilla e la PP nell'anno preso come esempio. L'errore sulla clorofilla, come da imposizione, è costantemente del 33%, mentre la PP ha un errore percentuale minore che varia tra il 22 e 24%. Questo errore sulla PP, associato all'errore della clorofilla, è più basso nei mesi tardo-invernali primaverili e aumenta da giugno in poi per raggiungere i valori più elevati nel periodo settembre-novembre. Infatti nel periodo estivo-autunnale, a causa delle condizioni ambientali favorevoli (alta temperatura, bassa copertura nuvolosa e luce abbondante), uguali variazioni della concentrazione di clorofilla producono cambiamenti della PP più grandi rispetto al periodo primaverile.

Nelle figure 4.1-5c e 4.1-5d sono mostrati gli andamenti dell'errore sulla temperatura e l'errore della PP ad esso associato. Per produrre l'errore sulla temperatura ad ogni valore in input è stato sommato un valore random compreso tra -1° e $+1^\circ$. L'errore associato alla SST è $\pm 0.5^\circ\text{C}$ (Marullo et al., 2006) ma si è introdotto un errore maggiore in quanto che nel modello non viene utilizzata direttamente la temperatura superficiale del mare telerilevata bensì l'SST corretta in base ai profili climatologici (come descritto nel par. 3.5.1.2). Entrambe le figure mostrano un andamento stagionale. L'errore percentuale sulla temperatura è ovviamente maggiore nei mesi invernali e primaverili (con un massimo intorno al 2.8%), quando la temperatura dell'acqua è bassa, diminuisce nei mesi estivi (circa 2%) e aumenta nuovamente nei mesi tardo-autunnali. L'errore percentuale associato alla PP è di circa il 2.2% nei mesi primaverili poi diminuisce gradualmente nel corso dell'anno fino a raggiungere il minimo (1.8%) in dicembre. Infatti in primavera, quando si hanno alte concentrazioni di clorofilla, una variazione della temperatura dell'acqua può portare a delle differenze nella stima della PP maggiori rispetto al periodo estivo, quando la

presenza di biomassa in mare è comunque bassa e quindi variazioni di temperatura incidono di meno sulla PP.

L'errore sulla PAR è stato determinato sommando ai dati di input di luce un valore random compreso tra -4 e +4 $\mu\text{E m}^{-2} \text{giorno}^{-1}$. Questo è circa l'errore quadratico medio determinato da Frouin et al. (2003) dal confronto tra la PAR SeaWiFS (media di 8 giorni) e i dati in situ. Le figure 4.1-5e e 4.1-5f mostrano degli andamenti simili. L'errore sulla PAR varia tra il 23-24% nei mesi invernali al 7-8% nei mesi estivi; l'errore associato alla PP invece varia tra il 10-12% nei mesi invernali e il 2-3% nei mesi estivi. Analogamente all'errore percentuale sulla temperatura l'andamento dell'errore della PAR è dovuto al fatto che un errore assoluto incide maggiormente quando i valori di PAR sono bassi (mesi invernali) e in maniera minore quando sono alti (mesi estivi). L'andamento dell'errore associato alla PP rispecchia quello della PAR anche se le differenze tra estate e inverno sono minori.

Una cosa importante da sottolineare rispetto all'impatto degli errori dei dati di input sulle stime di PP è che l'errore percentuale sulla PP, causato da un errore sui dati di input, è minore dell'errore sui dati di input stessi. Questo vale per tutti i casi analizzati ma soprattutto per clorofilla e PAR.

Nella figura 4.1-6 è mostrato l'andamento dell'errore associato alle stime di PP quando si introducono contemporaneamente gli errori casuali su clorofilla, temperatura e PAR (calcolati ognuno nella maniera descritta precedentemente). L'andamento vede un primo abbassamento degli errori percentuali da gennaio a fine febbraio, bassi valori (intorno al 22%) nei mesi primaverili per poi aumentare gradualmente fino al 26-27% in dicembre.

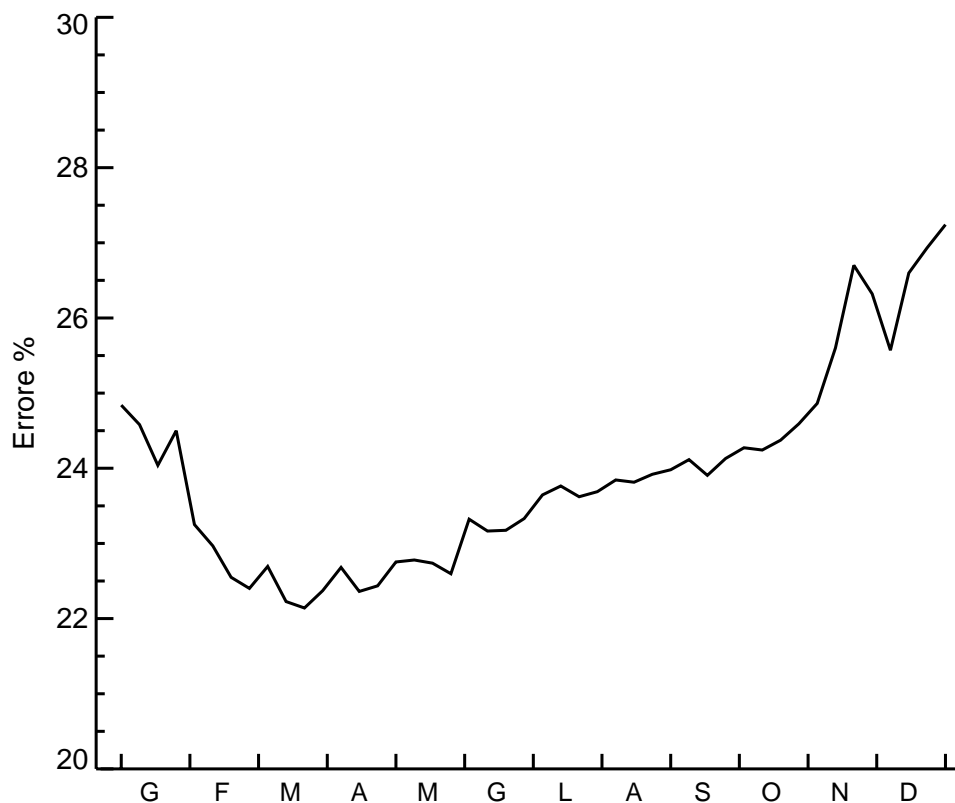


Figura 4.1-6 Errore percentuale medio sulla PP dovuto agli errori sui dati di input

4.1.4 Confronto con i dati in situ

Il confronto con le misure di PP in situ è stato fatto utilizzando i dati raccolti in 139 stazioni di diverse campagne oceanografiche (tabella 4.1-I) condotte nel Mar Mediterraneo tra il 1969 e il 2003 (fig 4.1-7).

Sono stati condotti tre tipi di test tra modello e dati in situ:

1. per valutare l'errore derivante esclusivamente dal modello bio-ottico di Morel (1991), è stato fatto un confronto tra i valori di PP in situ e i valori di PP stimati dal modello utilizzando come input i profili di clorofilla e temperatura misurati in situ;
2. confronto tra PP in situ e PP stimata utilizzando come input: la temperatura media dello strato eufotico, calcolata dal profilo di temperatura in situ, e come profilo di biomassa il profilo verticale di clorofilla ricostruito a partire dal valore di clorofilla superficiale (C_{sat}) determinato a sua volta dal

profilo di clorofilla in situ. Questo tipo di confronto è stato fatto utilizzando due tecniche di ricostruzione del profilo di clorofilla: quella di MB89 (vedi par. 2.2.2.1) e quella determinata in questo lavoro di dottorato (vedi par. 3.4).

3. confronto con i dati in situ utilizzando le LUT. Quindi a partire dai valori di C_{sat} , stimati per ciascuno dei profili di clorofilla in situ, si è calcolato, tramite interpolazione lineare tra le varie LUT, il valore di PP. Anche in questo caso come temperatura si è utilizzata la temperatura media dello strato eufotico calcolata dal profilo di temperatura in situ. Ovviamente il confronto è stato fatto prima impiegando le LUT utilizzate nel lavoro di Bosc et al. (2004) e poi le LUT determinate in questo lavoro di dottorato.

Tabella 4.1-I Tabella riassuntiva delle stazioni con misure di PP

Campagna	N° delle stazioni	Luogo	Periodo
MEDIPROD III	74	Nord Mar Balearico – Mar Ligure	Marzo-Aprile 1969
MEDIPROD IV	22	Mar Ligure – Mare Algerino	Giugno 1972
MIPOT96	20	Mar Mediterraneo	Maggio-Giugno 1996
ALBANIA2	7	Sud Adriatico	Maggio 2001
NORBAL 4	12	Nord Mar Balearico – Golfo del Leone	Marzo 2003
NORBAL 5	4	Nord Mar Balearico – Golfo del Leone	Aprile 2003
TOTALE	139		

Poiché non sono disponibili, per le stazioni prese in esame, dati riguardanti la copertura nuvolosa al momento del campionamento, il modello è stato fatto girare nelle due situazioni estreme di copertura nuvolosa nulla (CN=0) e copertura nuvolosa “totale” (CN=1). In questa maniera si avrà, per ogni stazione e per ognuno dei casi analizzati, un range di PP e di conseguenza si avrà anche un range di errore percentuale medio associabile a ciascun tipo di confronto.

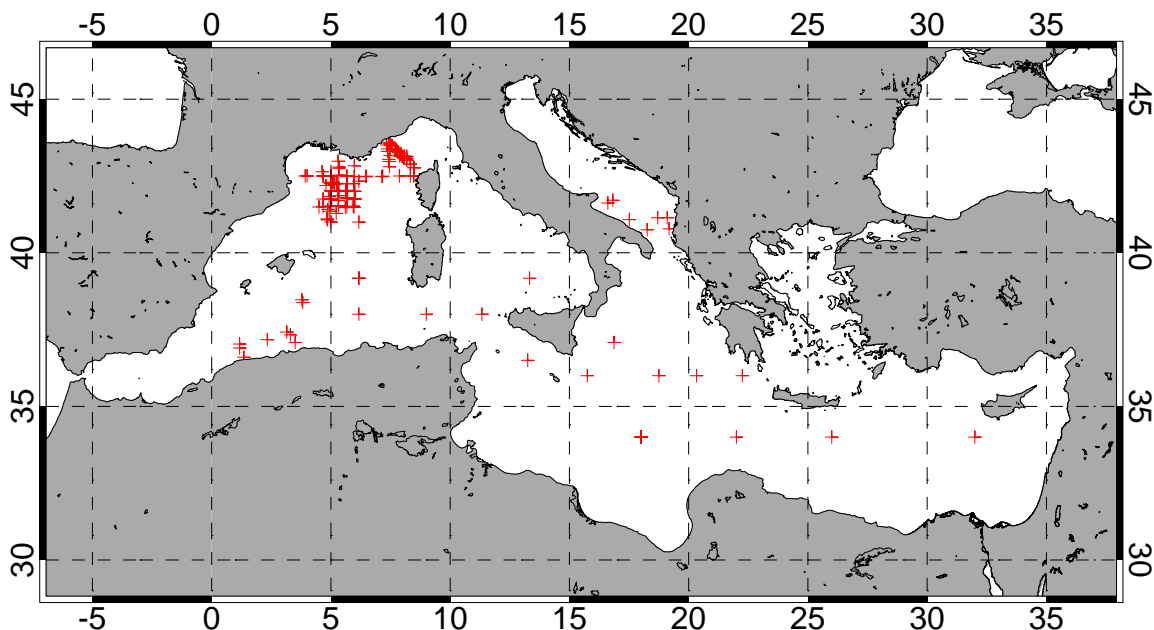


Figura 4.1-7 Stazioni utilizzate per il confronto con i dati in situ

L'errore percentuale medio è stato calcolato secondo l'espressione:

$$\text{errore \%} = \frac{\sum_{i=0}^n \frac{|PP_{\text{insitu},i} - PP_{\text{mod},i}|}{PP_{\text{insitu},i}}}{n}$$

dove n è il numero delle stazioni utilizzate e mod indica, volta per volta, la PP stimata dal modello nei tre modi descritti precedentemente.

Nella tabella 4.1-II sono riportati gli errori medi percentuali dei tre test.

Dal primo tipo di confronto è stato determinato un errore percentuale medio compreso tra 32% e 42%. Questo è l'errore associato al modello bio-ottico di Morel (1991) senza tenere conto delle approssimazioni e semplificazioni dovute all'applicazione del modello ai dati satellitari.

Dal secondo tipo di confronto (quello utilizzando profili di clorofilla ricostruiti con i due differenti metodi) è stato determinato un errore medio percentuale compreso tra 39% e 57% per la ricostruzione del profilo verticale di clorofilla secondo il metodo di MB89, e un errore medio percentuale compreso tra 35% e 41% utilizzando il metodo di ricostruzione del profilo di clorofilla determinato in questo lavoro di dottorato.

Dal terzo tipo di confronto è scaturito un errore medio percentuale tra il 46% e 55% utilizzando le LUT di Bosc et al (2004) e un errore medio percentuale tra il 36% e 40% utilizzando le LUT definite in questo lavoro.

Tabella 4.1-II Errore medio percentuale dei tre test di confronto fra i dati in situ e i modelli di PP

	Test 1	Test 2		Test 3	
		Profilo ricostruito di MB89	Profilo ricostruito del Mediterraneo	LUT di Bosc et al. (2004)	LUT del Mediterraneo
Errore con CN=0	42%	57%	41%	55%	40%
Errore con CN=1	32%	39%	35%	46%	36%

Il risultato di questi confronti indica che, nelle applicazioni satellitari, le modifiche apportate al modello hanno diminuito l'errore associabile alle stime di PP rispetto al modello preso come riferimento e utilizzato nelle applicazioni satellitari precedenti. In secondo luogo è importante sottolineare che gli errori medi percentuali associati alle stime di PP determinate con il modello modificato (sia con il profilo ricostruito che con le LUT) sono simili tra loro e vicini all'errore "intrinseco" del modello bio-ottico di Morel (1991). Questo implica da una parte che il metodo per la ricostruzione dei profili di clorofilla determinato in questo lavoro riproduce bene quello che è il profilo in situ; e dall'altra che gli stati trofici determinati per il Mar Mediterraneo rappresentano bene le varie condizioni trofiche del bacino e che l'utilizzo delle LUT associate non introduce ulteriori errori alle stime di PP.

4.2 Studio della variabilità stagionale ed interannuale della PP

Per analizzare l'andamento stagionale ed interannuale della PP, il Mediterraneo è stato diviso in otto sottobacini (fig. 4.2-1 e tab. 4.2-1). La divisione è stata fatta basandosi sulle analogie trofiche di ogni singola regione. Così il mar ligure è stato associato al golfo del leone e alla parte nord del bacino Algero-Provenzale, la zona influenzata dalla corrente algerina è associata alla parte sud del bacino Algero-Provenzale e il Levantino

e lo Ionio sono considerati dei sottobacini unici senza alcuna divisione Nord-Sud. Oltre alle otto divisioni rappresentate in figura verrà anche analizzata la PP del bacino occidentale (WESTMed) comprendente Alboran, NWMed, SWMed e Tirreno; e il bacino orientale (ESTMed) comprendente Adriatico, Ionio, Egeo e Levantino.

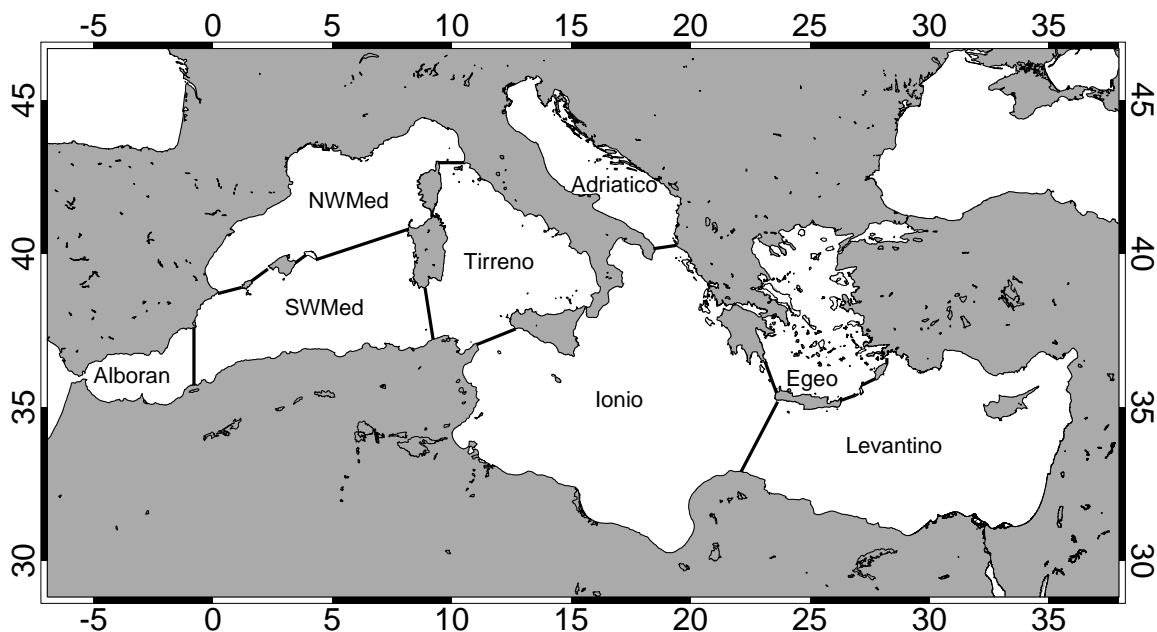


Figura 4.2-1 Divisione del Mar Mediterraneo in sottobacini

Tabella 4.2-I Area dei sottobacini e percentuale rispetto al Mediterraneo

Sottobacino	Area (10^{10} m^2)	% rispetto al Mediterraneo
WESTMed	85.4	34.9
ESTMed	159.7	65.1
Alboran	5.84	2.4
NWMed	25.5	10.4
SWMed	29.1	11.9
Tirreno	25.5	10.4
Adriatico	13.7	5.6
Ionio	73.3	29.9
Egeo	17.9	7.2
Levantino	54.3	22.2

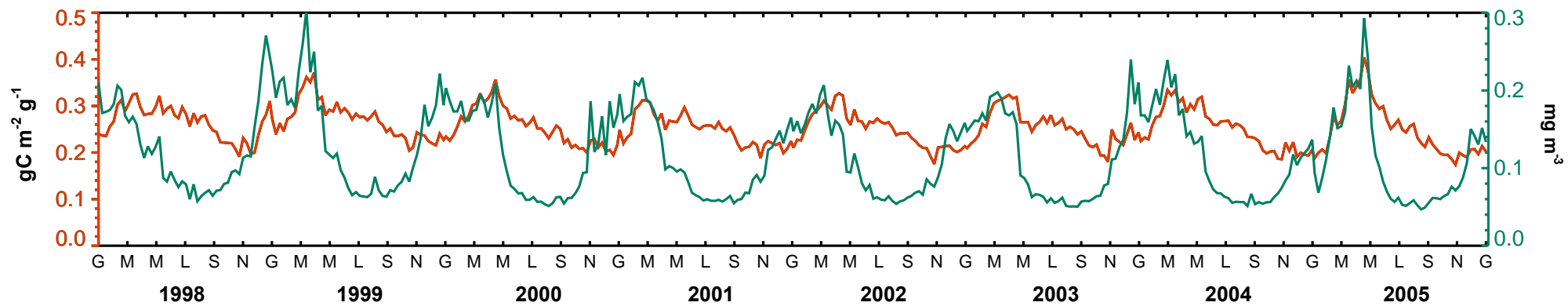


Figura 4.2-2 Andamento della clorofilla superficiale (verde) e PP (rosso) per il data set SeaWiFS

4.2.1 Data set SeaWiFS

Nella figura 4.2-2 sono rappresentati gli andamenti della clorofilla superficiale media e della PP media per l'intero bacino del Mediterraneo ottenute utilizzando i dati SeaWiFS (dal 1998 al 2005). La figura è presentata solamente per mostrare come, grazie alle modifiche apportate al modello, diversamente dai lavori precedenti, l'andamento della PP ripercorre l'andamento della biomassa algale superficiale (con i massimi in primavera). Dalla stessa figura è inoltre possibile vedere uno shift dei massimi tassi di PP di circa 15 giorni rispetto alle massime concentrazioni di clorofilla. Questo breve spostamento temporale dei massimi di clorofilla e PP è del tutto realistico considerando che il bloom algale si sviluppa molto velocemente in risposta all'istaurarsi delle condizioni ambientali ottimali (elevate concentrazioni di nutrienti, elevata insolazione ecc.) mentre il massimo di produzione si ha immediatamente dopo in quanto dipendente dal bloom algale stesso.

Le successive analisi di PP (stagionale o interannuale) faranno riferimento alle immagini e grafici delle figure da 4.2-3 a 4.2-14

4.2.1.1 Andamento stagionale

4.2.1.1.1 Alboran

Il mare di Alboran è il più piccolo dei sottobacini ma è tra i più produttivi (in rapporto alla sua superficie) dell'intero bacino. Dalle mappe di produzione è ben evidente, durante quasi tutti i mesi dell'anno, il primo gyre anticiclonico che è una struttura permanente di questa regione e legato all'ingresso di acqua atlantica nel Mediterraneo (La Violette et al., 1989; Ruiz et al., 2001). Gli altri due gyres più orientali sono visibili solo nei mesi più produttivi (maggio 1999 e aprile 2000). La regione mostra tassi produttivi quasi mai al di sotto di $0.3-0.4 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$ con picchi che possono arrivare anche a più di $2 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$ (fig. 4.2-4, 4.2-5, 4.2-10). Presenta un andamento abbastanza caotico con alti tassi produttivi alternati a bassi tassi.

L'andamento stagionale vede la PP aumentare all'inizio dell'anno fino a raggiungere il massimo in aprile-maggio. In giugno si ha un leggero calo della produzione per poi aumentare nuovamente in luglio e agosto. Il minimo produttivo solitamente è in ottobre, mentre gli ultimi due mesi dell'anno hanno tassi produttivi comparabili con quelli di gennaio e febbraio.

4.2.1.1.2 NWMed

Anche questa è una regione altamente produttiva ma contrariamente al Mare di Alboran qui il ciclo stagionale è ben evidente e regolare nel tempo. Infatti questa area è caratterizzata dalla formazione di acque dense ed è stata soggetta a numerosi studi finalizzati allo studio dei processi di interazione fisica-biologia responsabili dell'incremento locale di biomassa (MEDOC group 1970; Gascard 1973; Gascard 1978; Vidussi et al., 2000; Levy et al., 1999). L'analisi dei dati SeaWiFS mostra che la produzione è bassa nel mese di gennaio per poi aumentare tra febbraio e marzo e giungere velocemente al suo massimo (circa $1.3-1.4 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$, fig. 4.2-4 e 4.2-10) in aprile nella zona del Golfo del Leone e di fronte la costa ligure in corrispondenza del massimo della fioriture fitoplanctoniche. Da fine aprile inizia una graduale diminuzione dei tassi di PP fino ad arrivare al minimo a fine ottobre-novembre. In dicembre la PP aumenta nuovamente soprattutto nella zona sud del sottobacino. E' interessante sottolineare come, dalle mappe di produzione, nei mesi di gennaio e febbraio, si nota, in maniera abbastanza costante, una zona di bassissimi tassi produttivi (inferiori a $0.1 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$, fig. 4.2-4, 4.2-5, 4.2-8, 4.2-9, 4.2-10) proprio al centro del Golfo del Leone. Questa "buca" è analogo a quello osservato in altre zone di formazione di acqua densa (Santoleri et al. 2003) ed è dovuto al rimescolamento e sprofondamento delle acque superficiali che determinano basse concentrazioni di clorofilla superficiale e quindi, vista la bassa temperatura e illuminazione del periodo, bassi tassi produttivi.

4.2.1.1.3 SWMed

Questa area è la più grande della parte occidentale del Mar Mediterraneo. E' fortemente influenzata dall'entrata di acqua atlantica attraverso lo Stretto di Gibilterra (Millot, 1987) e il suo ciclo stagionale è leggermente diverso da delle altre regioni della parte occidentale del bacino. I tassi produttivi aumentano in dicembre e si mantengono a valori di $0.4-0.5 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$ per i primi mesi dell'anno fino a marzo. Dopodiché diminuiscono per raggiungere il minimo nel mese di ottobre. Nei mesi estivi si hanno comunque tassi di produzione abbastanza intensi lungo la costa algerina.

4.2.1.1.4 Tirreno

E' senza dubbio il più oligotrofico dei sotto bacini occidentali. Probabilmente il Tirreno potrebbe essere diviso in due ulteriori aree: il tirreno settentrionale e il tirreno meridionale. Infatti la parte nord è fortemente influenzata dalla struttura ciclonica permanente ad est delle Bocche di Bonifacio (Aliverti et al., 1968; Artale et al., 1994; Perilli et al., 1995) e dal bloom fitoplanctonico a largo del Golfo del Leone che determinano un andamento stagionale simile alla regione NWMed con alti tassi produttivi (oltre $0.7 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$, fig. 4.2-4 e 4.2-5) in tarda primavera; la parte meridionale invece non presenta strutture permanenti e mostra una PP che al massimo raggiunge i $0.4-0.5 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$. Il ciclo stagionale vede un innalzamento della PP, a partire dalla zona settentrionale del sottobacino, da gennaio a marzo-aprile e di seguito una diminuzione dei tassi di produzione in tutto il bacino fino a raggiungere il minimo (fino $0.1 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$) in novembre-dicembre.

4.2.1.1.5 Adriatico

L'Adriatico è la regione più produttiva della zona orientale del Mediterraneo ed è fortemente influenzata a sud dal rimescolamento della colonna d'acqua (Santoleri et al., 2003), e a nord dallo sversamento di acqua ricca di nutrienti da parte del Po' (Innocenzi, 2004; Bignami et al 2006). Il ciclo stagionale mostra un leggero innalzamento della PP a fine febbraio che prosegue in marzo e aprile e raggiunge il suo massimo a maggio-giugno (con tassi medi di poco inferiori a $0.7 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$) e

mantiene alti tassi fino a luglio. Dopodiché la PP inizia a diminuire raggiunge il suo minimo in dicembre. Come si può vedere dalle immagini le zone di alta produttività sono differenti a seconda del periodo che si osserva. In un primo momento (marzo-aprile) i tassi produttivi sono elevati (circa $0.7 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$, fig. 4.2-4) nella zona sud dell'Adriatico, appena terminato il periodo di rimescolamento della colonna d'acqua. In seguito, invece, le zone ad alto tasso produttivo (oltre $1 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$, fig 4.2-3 e 4.2-7) sono quelle a nord del sottobacino per gli sversamenti del Po'. Poiché il modello di produzione è stato sviluppato per acque di Caso 1, i tassi produttivi dell'Adriatico, in particolar modo della parte settentrionale, devono essere analizzati con la dovuta cautela poiché associabili a acque di Caso 2.

4.2.1.1.6 Ionio

Lo Ionio è la regione più grande delle otto analizzate in questo lavoro. La parte nord-occidentale di quest'area è quella più produttiva mentre quella sud orientale presenta tassi produttivi molto bassi durante tutto l'anno. Il ciclo stagionale vede un innalzamento della PP in marzo per raggiungere il massimo in aprile nella zona a sud della Sicilia, a causa dei fenomeni di upwelling, e a sud della Calabria, dove è presente un aumento di biomassa primaverile dovuto risalita di nutrienti, legati al Est Mediterranean Transient e al mescolamento verticale profondo (Roether et al., 1996; D'Ortenzio, 2003) (fig. 4.2-4, 4.2-5, 4.2-9, 4.2-10). Nello stesso periodo è presente anche un massimo nella zona del Golfo di Taranto legato probabilmente al ricircolo delle acque costiere Adriatiche che entrano nel Golfo. Poi la PP diminuisce e raggiunge tassi molto bassi in tutto il sottobacino e in particolar modo vicino le coste libiche con valori di PP inferiori a $0.1 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$.

4.2.1.1.7 Egeo

Anche questa regione, come l'Adriatico, presenta un ciclo stagionale fortemente influenzato dagli input di acqua ricca di nutrienti che, nel caso dell'Egeo, proviene dal Mar Nero. L'andamento vede un innalzamento dei tassi produttivi nella zona

settentrionale della regione nel mese di marzo che poi aumentano nei mesi successivi, a seconda dell'apporto di acqua proveniente dal Mar Nero, raggiungendo anche i 0.8-0.9 gC m⁻² giorno⁻¹. La zona meridionale della regione, a nord dell'isola di Creta, è invece abbastanza oligotrofica durante tutto l'anno.

4.2.1.1.8 Levantino

L'andamento stagionale di quest'area è fortemente influenzato dal vortice a sud di Rodi. Quest'ultimo, al contrario del vortice del golfo del Leone, è meno intenso e soggetto ad un minore rimescolamento verticale che in genere non coinvolge l'intera colonna d'acqua. La presenza di un limitato mescolamento verticale può non indurre la risalita di nutrienti necessaria per l'innesto del bloom fitoplanctonico primaverile (Napolitano et al. 2000) e quindi elevati tassi di PP. In tutti gli anni è comunque possibile vedere un innalzamento della PP nei mesi primaverili di marzo e aprile che, negli anni di bassa intensità del vortice di Rodi, raggiunge valori medi di 0.25 gC m⁻² giorno⁻¹ mentre quando il rimescolamento è più intenso può arrivare fino a 0.4 gC m⁻² giorno⁻¹.

4.2.1.2 Variabilità interannuale

Nella figura 4.2-15 sono mostrate le mappe di PP integrata annuale. Le differenze fra i vari anni riguardano un po' tutte le regioni del Mediterraneo. Quelle più evidenti sono nella parte occidentale del bacino dove la zona di alta produttività di fronte al golfo del Leone presenta anni in cui la produzione annuale è prossima ai 200 gC m⁻² anno⁻¹ (2002) e anni in cui è intorno ai 120 gC m⁻² anno⁻¹ (2004). Anche dall'osservazione delle mappe medie mensili è evidente una forte variabilità interannuale di questa zona con la PP legata soprattutto alla durata e estensione della fioritura fitoplanctonica di quest'area. In particolare si può osservare che la zona ad elevata produzione primaverile, nel 1999 e 2005 copre tutto il Mar Ligure e si estende fino al limite nord del bacino algero-provenzale (fig. 4.2-4 e 4.2-10), mentre in altri anni,

ad esempio nel 1998 (fig. 4.2-3), è visibile solo nella zona centrale del Golfo del Leone. Inoltre negli anni meno produttivi come il 1998 e 2001 il massimo di PP è vicino ad $1 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$, mentre negli anni più produttivi questo massimo è dell'ordine di $1.3 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$.

Anche il Tirreno presenta una forte variabilità interannuale principalmente nella parte nord della regione in corrispondenza del vortice permanente, inoltre sembra che questa zona presenti una variabilità in fase con il bloom del NWMed. Infatti l'andamento della produzione media del bacino rivela che il 1999 e 2005 sono gli anni più produttivi, mentre i meno produttivi sono il 2001 e 2002.

Nel mare di Alboran il vortice permanente occidentale segna l'andamento della PP in tutti gli anni ed è proprio in corrispondenza di questo vortice che si hanno i massimi tassi produttivi. Solo il 2001 mostra alti tassi produttivi anche più ad est mettendo ben in evidenza anche il secondo vortice anticiclonico.

Nella parte orientale del Mediterraneo le differenze sono minori ma comunque presenti: l'unico anno che mostra livelli produttivi superiori in tutta la zona orientale è il 1998, mentre il 2000 e 2003 mostrano livelli di PP annuale più elevati solo nella zona del vortice di Rodi (fig. 4.2-15). Questi massimi sono ben evidenti anche nelle immagini medie mensili del marzo 2000 e marzo-aprile 2003 (fig. 4.2-5 e 4.2-8).

Anche l'Adriatico mostra una PP elevata in corrispondenza del vortice a sud del bacino. Questa area con elevati tassi produttivi è ben visibile nella mappa media mensile dell'aprile 1999 e parzialmente visibile nelle mappe di marzo 1999 e marzo-aprile 1998, mentre negli anni successivi non è presente. Questo confermerebbe l'ipotesi avanzata da Santoleri et al. (2003) in base alla quale il massimo di produttività primaverile del sud Adriatico, osservato negli anni 1998 e 1999, era un fenomeno temporaneo dovuto alla fase di ritorno del Est Mediterranean Transient. In questa fase la modificazione della cella termoalina, accompagnata ad un mescolamento profondo della colonna d'acqua, a permesso la risalita dei nutrienti in superficie innescando

appunto l'intensa fioritura primaverile. Questo effetto di risalita del pool di nutrienti è stato proposto anche da D'Ortenzio (2003) per spiegare la fioritura fitoplanctonica primaverile osservata a largo delle coste Calabresi negli anni 1998, 1999 e 2000. L'analisi dell'intera serie temporale del SeaWiFS qui presentata sembra di nuovo confermare che questo fenomeno non sia effettivamente presente negli anni successivi.

Dall'osservazione delle mappe annuali (fig. 4.2-15) di PP è ben evidente la netta differenza di produttività tra la parte occidentale e quella orientale del Mediterraneo con una linea di separazione immaginaria che parte dalla costa sud dell'Albania e, passando a sud della Puglia, Calabria e Sicilia, raggiunge le coste tunisine all'altezza del golfo di Gabés.

Osservando i grafici degli andamenti della PP media giornaliera delle varie regioni del Mediterraneo (da fig 4.2-11 a 4.2-14) sono più evidenti le differenze tra i vari anni studiati. La regione NWMed presenta andamenti simili negli anni dal 2000 al 2004, il 1998 quasi non mostra il picco produttivo primaverile, mentre nel 1999 e nel 2005 il picco è molto evidente, soprattutto in quest'ultimo anno dove i tassi produttivi sono doppi rispetto ai quattro anni precedenti. Anche il Tirreno mostra degli andamenti della PP, negli anni studiati, analoghi, come detto, a quelli del NWMed con valori più elevati nel 1999 e 2005 e tassi più bassi, senza bloom primaverile, nel 1998. In questa regione, però, la PP giornaliera, nei mesi di massima produttività, è la metà di quella misurata nel NWMed. Nell'andamento caotico della PP nel Mare di Alboran è comunque possibile distinguere i picchi più elevati nel 1999 e 2005 come per le altre zone del Mediterraneo occidentale. L'unica regione, della parte occidentale, che non mostra i tassi produttivi più alti nel 2005 è la SWMed. Qui la PP giornaliera più elevata si ha nel 2001, il 1999 è comunque un anno con elevati picchi, mentre il 1998 non presenta elevati tassi di produzione primaverili. La PP di questa regione del Mediterraneo risente dell'input di acqua atlantica attraverso lo stretto di Gibilterra ed

infatti i massimi produttivi sono coincidenti con l'altra regione fortemente influenzata dall'acqua oceanica, il mare di Alboran.

L'Adriatico, come detto in precedenza, è il più produttivo della zona orientale del Mediterraneo. I picchi più elevati di produzione sono abbastanza simili nei vari anni studiati, solo il 2003 e 2005 mostrano tassi di produzione minori nei mesi tardo primaverili-estivi. Lo Ionio è il sottobacino che mostra l'andamento più costante durante tutti gli anni studiati con picchi primaverili evidenti solo nel 2004 e 2005. Anche l'Egeo ha degli andamenti annuali simili nel periodo studiato ed è possibile sottolineare solo l'innalzamento dei tassi produttivi degli ultimi tre anni studiati. Il levantino mostra dei chiari picchi di produzione primaverili negli anni 1998, 2000, 2003, 2004 e 2005 anche se sono dei picchi che raggiungono al massimo valori di $0.35 \text{ gC m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$.

4.2.1.3 Variabilità interannuale della PP legata agli altri input (temperatura e PAR)

La variabilità interannuale descritta nei paragrafi precedenti è legata esclusivamente alla clorofilla superficiale. Però, come sottolineato ad inizio capitolo, anche la temperatura e la luce incidono in maniera non trascurabile sulla stima del PP e di conseguenza anche le variazioni di queste grandezze di anno in anno possono portare a variazioni sulla PP.

La figura 4.2-16 mostra l'andamento della SST per il Mediterraneo e per i due sotto bacini (occidentale e orientale). Nella figura è molto evidente il segnale stagionale al quale si sovrappone una leggera variabilità interannuale in cui l'unico anno veramente anomalo è il 2003 che mostra valori di temperatura superficiale delle acque superiori agli altri anni nei mesi estivi. Nella figura 4.2-17 sono mostrate le mappe di anomalia della SST, rispetto alle medie mensili climatologiche (relative al periodo 1985-2004 (Marullo et al., 2006)), per i tre mesi estivi del 2003 (giugno, luglio e agosto). Come si può vedere la parte occidentale del bacino è più calda rispetto alla climatologia anche di $5 \text{ }^\circ\text{C}$. Questa anomalia è molto intensa in giugno nel mar Ligure e Tirreno nord-

occidentale, e nel mar balearico e a largo del Golfo del Leone in luglio e soprattutto agosto.

Poiché la concentrazione di clorofilla è molto bassa nei periodi estivi è difficile osservare variazioni significative della PP e associarle proprio alle anomalie di temperatura (vedi fig. 4.2-11 e 4.2-12).

Una possibile soluzione, per osservare meglio la variabilità della PP collegata a fattori diversi dalla variabilità della biomassa, è dividere la PP per il quantitativo di clorofilla superficiale. Questa sorta di “PP normalizzata”, da un lato ci fornisce un buon indice dell’“efficienza” delle varie regioni del bacino, e dall’altro ci permette di analizzare le variazioni interannuali della PP causate soprattutto dalla variabilità della temperatura.

Nella figura 4.3-18 sono mostrate le mappe mensili climatologiche di “PP normalizzata” per il SeaWiFS. Da queste figure è bene evidente come la parte orientale del bacino, durante tutto l’anno ma principalmente in estate, sia più efficiente dell’occidentale, cioè mostri dei tassi produttivi molto più elevati di quelli occidentali in rapporto al quantitativo di biomassa superficiale presente.

Nella figura 4.2-19 sono invece mostrate le mappe di anomalia della “PP normalizzata” per i tre mesi estivi del 2003 sempre del SeaWiFS. Confrontandole con le mappe di anomalia della temperatura (fig 4.2-17) è possibile fare delle valutazioni riguardo l’impatto del riscaldamento superficiale delle acque sulla stima di PP. Giugno 2003 mostra una SST superiore alla media principalmente nella zona del mar Ligure, mar Tirreno e mare Adriatico; la “PP normalizzata”, in questo mese, risulta considerevolmente superiore alla climatologia nel Mar Ligure in corrispondenza dell’anomalia di SST mentre nel Tirreno e Adriatico non mostra particolari differenze rispetto alla climatologia. In luglio 2003 la SST presenta le anomalie più evidenti (circa 3 °C) nella zona a ovest della Sardegna mentre la mappa di anomalia della “PP normalizzata” di questo mese mostra delle differenze rispetto alla climatologia nel

bacino ad ovest della Sardegna e soprattutto nel mar Ligure. Agosto 2003 è il mese che presenta le differenze più spiccate di "PP normalizzata" rispetto alle mappe climatologiche nel bacino algero-provenzale settentrionale (golfo del Leone e mar Ligure), ed è in perfetto accordo con la mappa di anomalia di temperatura.

Da questa analisi si deduce che anche la variabilità interannuale della temperatura può portare variazioni di produttività tra i vari anni, ma questa variabilità è inferiore a quella legata alla biomassa superficiale e per questo spesso non evidente da un semplice esame dei dati di PP.

4.2.1.4 Analisi dei budget di bacino

La tabella 4.2-II mostra i tassi produttivi integrati annuali per le varie regioni del Mediterraneo.

La tabella mostra che non esiste un anno che presenta valori di PP più alti o più bassi degli altri in tutte le regioni. Così si ha che quando la parte occidentale del bacino presenta elevati tassi produttivi annuali (ad esempio il 1999 con $119.6 \text{ gC m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$) la parte orientale ne mostra di bassi ($88.3 \text{ gC m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$ sempre per il 1999). Viceversa quando è la zona orientale a presentare elevati valori di PP (ad esempio il 1998 con $91.8 \text{ gC m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$), la zona occidentale è scarsamente produttiva ($108.1 \text{ gC m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$). Questa alternanza tra i due sotto-bacini del Mediterraneo porta ad una variabilità dei tassi medi di PP non troppo accentuata con valori che vanno da $99.5 \text{ gC m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$ del 1999 a $91.6 \text{ gC m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$ del 2001 e 2005.

A livello regionale le differenze fra i vari anni sono più evidenti. Ad esempio Alboran e la zona NWMed, negli anni 1999 e 2005, presentano tassi produttivi annuali decisamente superiori, così come il Tirreno nel 1999. Anche l'Adriatico mostra un'elevata variabilità sotto l'influenza del Po' e dei suoi sversamenti, come accennato in precedenza.

Tabella 4.2-II Tabella dei budget di bacino (SeaWiFS)

Bacini	PP (gC m ⁻² anno ⁻¹)								Media
	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	
Mediterraneo	97.7	99.5	94.0	91.6	91.8	93.2	92.5	91.7	94.0
WESTMed	108.1	119.6	111.8	110.6	108.5	105.8	106.9	110.6	110.3
ESTMed	91.8	88.3	84.0	81.0	82.6	86.2	84.5	81.1	84.9
Alboran	173.0	197.5	176.8	178.7	173.4	166.7	168.4	181.8	177.0
NWMed	115.7	136.0	129.5	125.0	127.6	116.0	116.3	128.9	124.4
SWMed	101.7	107.0	101.6	107.5	100.5	98.3	99.9	96.0	101.6
Tirreno	93.8	101.0	91.8	85.0	84.6	91.1	92.4	93.7	91.7
Adriatico	139.3	129.0	126.6	139.4	130.9	113.5	127.4	117.3	127.9
Ionio	88.7	85.8	80.5	76.8	79.5	84.7	82.9	79.4	82.3
Egeo	104.5	102.1	96.6	86.4	91.1	100.0	95.7	91.4	96.0
Levantino	83.3	80.1	77.1	73.6	74.7	79.3	75.0	73.6	77.1

Anche da questa tabella, come dalle mappe annuali, è abbastanza evidente quanto sia differente il livello di produttività della parte occidentale e orientale del bacino con una differenza media tra le due zone che va dai 20 ai 30 gC m⁻² anno⁻¹.

Moltiplicando la PP annuale integrata media, delle varie regioni, per la superficie delle regioni stesse (tab. 4.2-I) si può avere una stima della PP annuale (PPT) delle diverse aree.

La tabella 4.2-III mostra la variazione della PPT delle varie regioni, rispetto alla media temporale delle PPT di ciascuna regione.

Facendo un'analisi dei vari anni si può dire che il 1998 presenta delle variazioni positive della PPT abbastanza accentuate nelle regioni orientali del bacino e negative nelle zone occidentali soprattutto nell'area NWMed. Il 1999 invece mostra un PPT più elevata rispetto alla media in tutto il Mediterraneo soprattutto nell'area occidentale dove Alboran, NWMed e Tirreno mostrano una variazioni intorno al 10 % rispetto alla media. Il 2000 è l'anno che presenta valori di PPT vicini alla media in quasi tutte le regioni.

Il 2001 è il meno produttivo degli otto studiati. Le regioni generalmente più eutrofiche del bacino (Alboran e NWMed) presentano un PPT sostanzialmente uguale alla PPT media, mentre le regioni orientali presentano valori di PPT notevolmente

inferiori alla media. Le uniche regioni che nel 2001 mostrano una PPT marcatamente superiore alla media sono il SWMed e l'Adriatico.

Il 2002 presenta valori di PPT di poco inferiori alla media in molte regioni, l'unica che si discosta notevolmente dalla media è il Tirreno con -7.7%. Il 2003 e 2004 mostrano entrambi valori di PPT abbastanza al di sotto della media in tutte le regioni occidentali, mentre nella parte orientale del Mediterraneo il 2003 presenta valori di PPT superiori rispetto alla media. Il 2005 è un anno abbastanza anomalo. Infatti la tabella 4.2-III mostra che globalmente è un anno poco produttivo ma contemporaneamente è anche l'anno che mostra i tassi di produzione più elevati soprattutto nella zona del NWMed (figure 4.2-10 e 4.2-12). Queste due osservazioni possono coesistere se si tiene in considerazione che, in questo anno, i livelli elevati di produzione sono stati mantenuti solo nella zona del NWMed e per un periodo di tempo abbastanza limitato (aprile e inizio maggio) di conseguenza non hanno portato un elevato contributo alla PPT a scala di bacino.

A scala di bacino il Mediterraneo non presenta grandi variazioni di PPT anche se è abbastanza evidente un trend negativo dopo il massimo produttivo del 1999. A scala di sotto-bacino le variazioni interannuali sono invece più evidenti. Il WESTMed mostra una differenza positiva rispetto alla media di 8.5% nel 1999 e negativa (4%) nel 2003; la zona orientale è più altalenante dell'occidentale e presenta variazioni di PPT positive nel 1998 e 1999, rispettivamente dell'8 e 4%, e negative del 4.5% nel 2001 e 2005.

A livello regionale non è possibile individuare dei veri e propri trend ma la variabilità è molto elevata. Ad esempio nella zona del NWMed tra il 1998 (-7%) e il 1999 (+9.5%) c'è un aumento netto di circa il 17%, cioè, in questa regione, il 1999 produce 1/5 di più del 1998. Uno studio particolare va fatto sulla variabilità dell'Adriatico. Come detto in precedenza, questa regione presenta un'elevata frequenza di acque di Caso 2. Poiché le acque di Caso 2 sono in parte dovute agli sversamenti del Po' è possibile determinare un collegamento tra la portata del Po' e la frequenza delle acque di Caso

2. Recenti studi hanno mostrato come il Po' presenti nel 2001 delle portate piuttosto elevate e nel 2003 particolarmente basse, così come la frequenza di acque di Caso 2 particolarmente bassa nel 2003 soprattutto da marzo in poi (Bignami et al., 2006; Sciarra et al. 2005; Innocenzi, 2004). Questi dati sono in accordo con i dati di PPT della tabella 4.2-III per la regione dell'Adriatico che mostrano il 2001 particolarmente produttivo (+9%) e il 2003, invece, un anno con valori di PPT bassi (-11%).

Tabella 4.2-III Variazione percentuale della PPT rispetto alla PPT media per le varie regioni durante gli anni studiati (SeaWiFS)

	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005
Mediterraneo	3.90	5.86	-0.02	-2.54	-2.29	-0.82	-1.60	-2.49
WEST Med	-1.94	8.50	1.40	0.31	-1.57	-4.03	-3.00	0.33
EST Med	8.11	3.95	-1.04	-4.60	-2.82	1.50	-0.59	-4.52
Alboran	-2.28	11.54	-0.13	0.94	-2.05	-5.82	-4.90	2.69
NWMed	-6.96	9.35	4.14	0.48	2.60	-6.75	-6.50	3.65
SWMed	0.10	5.37	0.00	5.89	-1.05	-3.22	-1.66	-5.43
Tirreno	2.36	10.15	0.12	-7.30	-7.70	-0.63	0.79	2.22
Adriatico	8.92	0.85	-1.05	9.00	2.29	-11.26	-0.41	-8.34
Ionio	7.82	4.23	-2.20	-6.69	-3.38	2.95	0.79	-3.52
Egeo	8.87	6.33	0.69	-9.95	-5.05	4.20	-0.28	-4.80
Levantino	8.03	3.87	0.08	-4.55	-3.04	2.91	-2.71	-4.58

4.2.2 Data set MODIS

L'applicazione del modello al data set MODIS non porta a risultati molto diversi da quelli ottenuti utilizzando i dati SeaWiFS. Infatti, poiché la concentrazione di clorofilla satellitare misurata dal MODIS, in generale, è molto vicina a quella del SeaWiFS e considerando che la differenza fra le due applicazioni è l'input di biomassa satellitare, ne risulterà che anche le stime di PP saranno vicine.

Per tanto non si farà un'analisi dettagliata della PP come fatto per il SeaWiFS ma ci si limiterà ad un confronto fra i risultati delle due applicazioni.

Dall'analisi delle mappe medie mensili (fig. da 4.2-20 a 4.2-23) si può notare una sorta di allargamento del range di produttività. In altre parole la PP MODIS presenta

tassi produttivi leggermente più elevati, rispetto al SeaWiFS, in condizioni di eutrofia e tassi produttivi leggermente minori in condizioni oligotrofiche. Ad esempio, confrontando i valori di PP del Golfo del Leone nei mesi primaverili del 2005, si osservano valori massimi intorno all'1.3-1.4 gC m⁻² giorno⁻¹ per il SeaWiFS (fig. 4.2-10) e intorno ai 2 gC m⁻² giorno⁻¹ per il MODIS (fig. 4.2-23); mentre nei mesi di dicembre 2003 o dicembre 2005 le zone che presentano valori di PP intorno allo 0.1 gC m⁻² giorno⁻¹ sono molto più ampie utilizzando i dati MODIS (fig. 4.2-21 e 4.2-23) piuttosto che SeaWiFS (fig 4.2-8 e 4.2-10).

La figura 4.2-24 permette un confronto diretto degli andamenti della PP per i due sensori. In generale si può vedere come gli andamenti siano abbastanza simili. Inoltre si vede chiaramente come nei periodi di bassa produttività (da ottobre a gennaio) la curva rossa (che mostra l'andamento della PP per il MODIS) sia sempre più bassa rispetto a quella nera (che mostra l'andamento della PP per il SeaWiFS), in particolar modo tra la fine del 2003 e l'inizio del 2004. Al contrario, i periodi di alta produttività mostrano tassi simili o superiori per il MODIS.

Nella figura 4.2-25 sono mostrate le mappe di PP integrata annuale per il data set MODIS. Confrontandole con quelle provenienti dal data set SeaWiFS (fig. 4.2-15) si nota come il MODIS presenti dei tassi annuali di PP più bassi in tutte le regioni e per tutti gli anni studiati. Solamente nel 2005 l'andamento è invertito e nella zona a largo del Golfo del Leone, utilizzando il MODIS, si sono ottenuti dei valori di PP annuale al di sopra dei 200 gC m⁻² anno⁻¹, mentre per il SeaWiFS non sono andati oltre i 170 gC m⁻² anno⁻¹.

Questa osservazione implica che, vista la generale condizione di oligotrofia del Mediterraneo, il leggero innalzamento dei tassi di PP del MODIS in condizioni eutrofiche non basta a bilanciare l'abbassamento della PP in condizioni oligotrofiche, e il risultato finale è un abbassamento generale della PP annuale del bacino.

La tabella 4.2-IV sostanzialmente conferma quello che si vede dalle mappe annuali

di PP mostrando dei tassi di produttività più bassi in ciascuna regione e ogni anno del data set MODIS studiato. In particolare il 2003 è l'anno con l'abbassamento maggiore e il 2005 con quello minore rispetto alle stime di PP utilizzando i dati SeaWiFS.

Tabella 4.2-IV Tabella dei budget di bacino (MODIS)

Bacini	PP (gC m ⁻² anno ⁻¹)		
	2003	2004	2005
Mediterraneo	86.3	87.4	88.8
WESTMed	97.9	100.4	108.7
ESTMed	79.9	80.1	77.8
Alboran	150.3	158.0	178.2
NWMed	106.5	110.0	127.9
SWMed	91.5	93.5	94.5
Tirreno	85.2	86.1	90.8
Adriatico	101.9	117.3	110.2
Ionio	79.6	79.5	77.4
Egeo	90.1	88.0	87.1
Levantino	73.3	71.5	69.5

4.2.3 Data set MERIS

L'applicazione del modello di PP al data set MERIS porta a dei risultati molto diversi da quelli ottenuti con i due sensori precedenti. Nella figura 4.2-26 vengono mostrati gli andamenti della PP del SeaWiFS (linea nera) insieme a quelli del MERIS (linea rossa). L'andamento stagionale è simile con i massimi produttivi nei mesi primaverili e il minimo alla fine dell'estate. Però i tassi di PP del MERIS sono più alti di quelli del SeaWiFS in ogni momento dell'anno sia nella zona occidentale che in quella orientale. In quest'ultima zona si ha la differenza più elevata con valori di PP del MERIS che, in alcuni momenti dell'anno, possono essere del 30% superiori a quelli del SeaWiFS.

Questa differenza è ovviamente imputabile alla concentrazione di clorofilla misurata dal MERIS che è notevolmente più alta di quella stimata dal SeaWiFS.

L'utilizzo di un algoritmo bio-ottico specifico per il mar Mediterraneo (vedi par. 1.3.3) ha fatto sì che la concentrazione di clorofilla misurata dal sensore si abbassasse (e fosse così più vicina alle misure in situ) rispetto alle misurazioni ottenute con l'algoritmo bio-ottico standard. Infatti, come si può vedere nella figura 4.2-27 le nubi di punti negli scatterplots dei valori di clorofilla ottenuti con gli algoritmi regionali si sono spostate verso l'origine degli assi rispetto agli scatterplots della clorofilla ottenuta con gli algoritmi standard, però la massima densità di punti, sia con gli algoritmi standard che con quelli regionali, è nella zona al di sopra della retta tratteggiata che indica il rapporto 1:1. Questo è il motivo per cui, anche se si è utilizzato l'algoritmo bio-ottico regionale, i valori di clorofilla misurati dal MERIS sono superiori a quelli misurati dal SeaWiFS.

Questo differente comportamento dei due sensori è probabilmente legato ad un differente stima delle riflettanze alle diverse lunghezze d'onda. Infatti l'algoritmo regionale è stato determinato da dati ottici e di clorofilla misurati in situ. Nel momento in cui l'algoritmo viene applicato ai dati satellitari vengono sfruttate le riflettanze misurate dal sensore, cioè riflettanze ottenute in seguito al processamento dei dati grezzi e quindi sottoposte alla correzione atmosferica. Se è presente qualche errore nella correzione atmosferica le misure delle riflettanze saranno errate e quindi anche la clorofilla sarà sbagliata. Nel nostro caso è possibile che la correzione atmosferica faccia sì che si abbia una sottostima della riflettanza misurata dal MERIS (rispetto a quella misurata dal SeaWiFS) e quindi una sovrastima della clorofilla (sempre rispetto a quella SeaWiFS).

4.3 Confronto con precedenti stime di PP

Nei prossimi confronti con le stime di PP precedenti verranno presi in considerazione solamente le misure di PP ottenute in questo lavoro tramite SeaWiFS e MODIS. Questo perché, come spiegato nel paragrafo precedente, le stime di PP ottenute con il

MERIS sono molto più elevate a causa della sovrastima della concentrazione di clorofilla da parte del sensore satellitare.

4.3.1 Le stime satellitari

Nella tabella 4.3-I vengono mostrate le stime di PP annuale di questo lavoro di dottorato e le stime effettuate in anni precedenti utilizzando dati satellitari (CZCS e SeaWiFS). I valori ottenuti in questo lavoro sono più bassi in tutte le regioni rispetto alle stime precedenti.

Le stime di Antoine et al. (1995) sono più alte di oltre il 60% per quanto riguarda il Mediterraneo in generale. Questa differenza è soprattutto dovuta a zone come NWMed, Tirreno, Adriatico ed Egeo dove le differenze percentuali vanno dall'80 al 130%. Invece nelle regioni meno produttive la differenza, se pur elevata, diminuisce pertanto si ha che per lo Ionio le stime di Antoine et al. (1995) risultano superiori del 55% mentre per il Levantino sono superiori del 36%.

Le stime di D'Ortenzio (2003) sono, in generale, le più vicine alle stime di questo lavoro. La media del Mediterraneo è più alta del 19%, quella della zona occidentale del 11%, mentre per la parte orientale le stime di D'Ortenzio (2003) sono più alte del 24%. Analizzando le varie regioni si nota come i valori di PP di D'Ortenzio (2003) si comportano in modo inverso rispetto a quelli di Antoine et al. (1995). Infatti, mentre per quest'ultimo la PP era molto più alta nelle regioni eutrofiche e leggermente più vicina alle stime di questo lavoro per le regioni oligotrofiche, per D'Ortenzio (2003) le stime di PP sono abbastanza vicine a quelle di questo lavoro per le aree altamente produttive (ad esempio NWMed e Adriatico) mentre si discostano (di circa il 30% in più) nelle aree oligotrofiche come il Tirreno, lo Ionio e il Levantino.

Le stime di Bosc et al. (2004) sono superiori a quelle di questo lavoro di dottorato mediamente del 45%. La zona SWMed è quella che presenta la differenza percentuale maggiore (circa il 55%) mentre Alboran e Levantino sono quelle che presentano la differenza minore (circa il 33%). Rispetto alle stime di Bosc et al. (2004) è possibile

fare delle ulteriori osservazioni. Infatti osservando la tabella 4.2-II (per gli anni da 1998 a 2001) e confrontandola con la tabella 2 del lavoro di Bosc et al. (2004) si possono fare delle considerazioni riguardo le differenze sulla variabilità interannuale.

Tabella 4.3-I Tabella riassuntiva dei valori di PP stimata tramite dati satellitari

Bacini	PP (gC m ⁻² anno ⁻¹)				
	SeaWifs	MODIS	Antoine et al. (1995) ⁽¹⁾	D'Ortenzio (2003)	Bosc et al. (2004)
Mediterraneo	94.0	87.5	156.3	112.4	135.5
WESTMed	110.3	102.3	197.1	122.8	163.3
ESTMed	84.9	79.3	136.8	105.4	120.8
Alboran	177.0	162.2	250.0	157.9	230.3
NWMed	124.4	114.8	222.0	129.7	175.1 ⁽²⁾
SWMed	101.6	93.2	179.6	121.0	157.8 ⁽³⁾
Tirreno	91.7	87.4	179.8	110.2	137.0
Adriatico	127.9	109.8	301.0	128.0	181.8
Ionio	82.3	78.8	130.0	104.6	120.4
Egeo	96.0	88.4	175.8	114.0	139.8
Levantino	77.1	71.4	105.4 ⁽⁴⁾	100.8 ⁽⁴⁾	105.4 ⁽⁴⁾

- (1) Valori ottenuti dalla tabella 4 di Antoine et al. (1995) moltiplicati per 1.25. Questa correzione permette di assumere il rapporto pigmenti attivi/pigmenti totali uguale a 1 piuttosto che 0.8 (vedi Morel et al., 1996)
- (2) Valori ottenuti facendo la media delle PP annuali delle regioni: Golfo del Leone, Mar Ligure e Mar Balearico
- (3) Valori ottenuti facendo la media delle PP annuali delle regioni: bacino Algero-provenzale e bacino algerino
- (4) Valori ottenuti facendo la media delle PP annuali delle regioni: Levantino Nord e Levantino Sud

Analizzando le differenze della PP tra i vari anni si nota come il Mediterraneo in generale e la parte occidentale del bacino mostrino un andamento simile a quello di Bosc et al. (2004), mentre è diverso per quanto riguarda la zona orientale. La tabella 2 di Bosc et al. (2004) mostra dei valori di PP simili per gli anni 1998, 1999 e 2000 e un abbassamento della produttività nel 2001, mentre le stime di PP annuale per questo lavoro mostrano un trend negativo costante durante gli anni in questione passando da valori di 91.8 gC m⁻² anno⁻¹ del 1998 a 81 gC m⁻² anno⁻¹ del 2001. Ovviamente questa differenza di andamento si nota anche per tutte le regioni della zona orientale del Mediterraneo (ad eccezione dell'Adriatico).

Un'ulteriore osservazione va fatta sul 2000 che per Bosc et al. (2004) risulta essere

un anno abbastanza produttivo con valori vicini a quelli del 1999, mentre le stime di PP di questo lavoro lo presentano come un anno non particolarmente produttivo con un valore medio del bacino inferiore anche a quello del 1998.

Anche da questa tabella è evidente la differente produttività della zona occidentale del Mediterraneo rispetto a quella orientale. La differenza di PP dai nostri dati è di circa $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$ che corrisponde ad una produzione annuale della zona occidentale superiore del 30% rispetto a quella orientale. Questa differenza percentuale di PP tra i due sotto-bacini è inferiore a quella di Antoine et al. (1995) (circa il 44%) e prossima a quella di Bosc et al. (2004) (circa il 35%). Invece D'Ortenzio (2003) presenta una differenza percentuale occidente-oriente di circa il 15%, quindi inferiore a quella determinata in questo lavoro.

4.3.2 Confronto rispetto ad altre stime di PP

Dopo aver fatto un confronto fra le stime di lavori precedenti che utilizzavano come input dati satellitari, in questo paragrafo si confronteranno i nostri risultati con stime di PP ottenute con metodi differenti, soprattutto campionamento in situ con ^{14}C (tab 4.3-II).

Come è stato fatto notare da Bosc et al. (2004) non esistono molte stime della PP dell'intera area del Mediterraneo se non quelle derivanti da dati satellitari di cui si è occupati nel paragrafo precedente. L'unica che si basa su misure in situ è quella di Sournia (1973) che è in ottimo accordo con le nostre stime. Per quanto riguarda la parte Occidentale del Mediterraneo le nostre stime sono in buon accordo con quelle di Bethoux (1989) e inferiori di circa il 15% rispetto a Moutin e Raimbault (2002). Per la parte orientale invece si mostrano in buon accordo con Moutin e Raimbault (2002) e Boldrin et al. (2002) mentre sono nettamente superiori a quelle di Dugdale e Wilkerson (1998).

La regione NWMed è quella in cui si dispone di più misure. Le nostre stime sono in generale in buon accordo con quelle trovate in letteratura per questa zona. Solo la PP

stimata annuale di Conan et al. (1998) è più alta rispetto a quella di questo lavoro di circa il 20%. Per la regione del SWMed e il Tirreno, in generale, le nostre stime sono leggermente più basse rispetto ai dati in letteratura, mentre per quanto riguarda l'Egeo siamo abbastanza in accordo con Psarra et al. (2000) ma lontani dalle stime di Ignatiades (1998) e Alle et al. (2002). Per lo Ionio le stime di questo lavoro sono in eccellente accordo con i dati in letteratura mentre per il Levantino le nostre stime sono in accordo con Van Dijken e Arrigo (1996), Allen et al. (2002) e Moutin e Raimbault (2002), leggermente più basse di Napolitano et al. (2000) e superiori di circa il 30% rispetto a quelle di Dowidar (1984), Azov (1991) e Magazzù e Decembrini (1995).

Tabella 4.3-II Tabella di confronto della PP con le stime in letteratura

	Periodo	PP (di questo lavoro)	Dati in letteratura		
			PP	Fonte	Metodo
Mediterraneo	PP annuale	87-94 gC m ⁻² a ⁻¹	80-90 gC m ⁻² a ⁻¹	Sournia (1973)	in situ ¹⁴ C
ESTMed	PP annuale	81-91.8 gC m ⁻² a ⁻¹	20.3 gC m ⁻² a ⁻¹ 61.8-97.3 gC m ⁻² a ⁻¹ 99 gC m ⁻² a ⁻¹	Dugdale e Wilkerson (1988) Boldrin et. al. (2002) Moutin e Raimbault (2002)	in situ ¹⁴ C
WESTMed	PP annuale	105.8-119.6 gC m ⁻² a ⁻¹	120 gC m ⁻² a ⁻¹ 145 gC m ⁻² a ⁻¹ 140-150 gC m ⁻² a ⁻¹	Bethoux (1989) Moutin e Raimbault (2002) Conan et al. (1998)	Utilizzo di ossigeno in situ ¹⁴ C
NWMed	PP annuale	115.7-136 gC m ⁻² a ⁻¹	78-106 gC m ⁻² a ⁻¹ 140-150 gC m ⁻² a ⁻¹ 86-232 gC m ⁻² a ⁻¹	Lefevre et al. (1997) Conan et al. (1998) Marty e Chiaverini (2002)	in situ ¹⁴ C
	Media annuale	317-373 mgC m ⁻² g ⁻¹	216-960 mgC m ⁻² g ⁻¹ 283-335 mgC m ⁻² g ⁻¹	Estrada et al. (1993) Allen et al. (2002)	in situ ¹⁴ C modello
	Media Mensile (Marzo)	250-350 mgC m ⁻² g ⁻¹	295±90 mgC m ⁻² g ⁻¹	Diaz et al.(2000)	in situ ¹⁴ C
	Media Mensile (Aprile)	600-900 mgC m ⁻² g ⁻¹	513±287 mgC m ⁻² g ⁻¹	Diaz et al. (2000)	
	Media Mensile (Maggio)	400-950 mgC m ⁻² g ⁻¹	299-528 mgC m ⁻² g ⁻¹	Vidussi et al. (2000)	
	Media Mensile Maggio-Giugno	300-900 mgC m ⁻² g ⁻¹	353-472 mgC m ⁻² g ⁻¹	Moutin e Raimbault (2002)	
SWMed	Media Mensile (Maggio)	250-350 mgC m ⁻² g ⁻¹	470-880 mgC m ⁻² g ⁻¹	Lohrenz et al. (1988)	in situ ¹⁴ C
	Media Mensile Maggio-Giugno	200-350 mgC m ⁻² g ⁻¹	378-996 mgC m ⁻² g ⁻¹	Moutin e Raimbault (2002)	
	Media Mensile (Ottobre)	190-220 mgC m ⁻² g ⁻¹	177-636 mgC m ⁻² g ⁻¹	Moran et al. (2001)	
Tirreno	Media Mensile Maggio-Giugno	250-300 mgC m ⁻² g ⁻¹	395 mgC m ⁻² g ⁻¹	Moutin e Raimbault (2002)	in situ ¹⁴ C
Ionio	Media annuale	210-243 mgC m ⁻² g ⁻¹	218-425 mgC m ⁻² g ⁻¹ 74.3-418.8 mgC m ⁻² g ⁻¹	Magazzù e Decembrini (1995) Allen et al. (2002)	in situ ¹⁴ C modello
	Media Mensile Maggio-Giugno	200-250 mgC m ⁻² g ⁻¹	159-419 mgC m ⁻² g ⁻¹	Moutin e Raimbault (2002)	in situ ¹⁴ C
Egeo	PP annuale	86.4-104.5 gC m ⁻² a ⁻¹	59-80 gC m ⁻² a ⁻¹	Psarra et al. (2000)	in situ ¹⁴ C
	Media annuale	237-286 mgC m ⁻² g ⁻¹	67.29 mgC m ⁻² g ⁻¹ 632-1975 mgC m ⁻² g ⁻¹	Ignatiades (1998) Allen et al. (2002)	in situ ¹⁴ C
Levantino	PP annuale	73.5-83.3 gC m ⁻² a ⁻¹	97 gC m ⁻² a ⁻¹ 82 gC m ⁻² a ⁻¹ 55.5 gC m ⁻² a ⁻¹	Napolitano et al. (2000) Van Dijken e Arrigo (1996) Dowidar (1984)	modello satellite in situ ¹⁴ C
	Media annuale	201-228 mgC m ⁻² g ⁻¹	27-125 mgC m ⁻² g ⁻¹ 140.4 mgC m ⁻² g ⁻¹ 97.8-432.1 mgC m ⁻² g ⁻¹	Azov (1991) Magazzù e Decembrini (1995) Allen et al. (2002)	in situ ¹⁴ C modello
	Media Mensile Maggio-Giugno	190-220 mgC m ⁻² g ⁻¹	168-221 mgC m ⁻² g ⁻¹	Moutin e Raimbault (2002)	in situ ¹⁴ C

4.4 Conclusioni

La prima parte del capitolo è stata dedicata alla valutazione del “nuovo” modello, tramite un’analisi della sensibilità, un’analisi degli errori, e raffronti con stime precedenti e misure in situ.

Dalla nostra analisi di sensibilità è risultato che la PP stimata tramite il modello adattato al mar Mediterraneo è principalmente sensibile alla variabilità della clorofilla superficiale satellitare e in maniera minore alla PAR, mentre presenta una sensibilità inferiore alla temperatura. A supporto di questa maggiore sensibilità del modello alla clorofilla c’è anche il diverso andamento temporale della PP rispetto ai lavori precedenti. Questo andamento è simile a quello della biomassa algale e presenta i massimi produttivi annuali in primavera, subito dopo il bloom fitoplanctonico, piuttosto che in estate.

Coerentemente, l’analisi dell’impatto degli errori dei dati di input sulla PP ha permesso di capire che l’elevata incertezza associata alla clorofilla satellitare (circa del $\pm 35\%$) è quella che maggiormente impatta sulle stime di PP. Mentre la temperatura e la PAR, grazie ad un’incertezza più piccola e alla minore sensibilità del modello a questi input, impattano in maniera meno decisa sulle stime di PP finali. Inoltre, a causa della natura delle incertezze associate agli input (un errore percentuale per la clorofilla ed errori assoluti per temperatura e PAR), si è visto che l’impatto della clorofilla sulla PP è più o meno costante durante l’anno, mentre per PAR e temperatura si osserva un andamento temporale molto evidente con un errore basso in estate (quando PAR e temperatura presentano i massimi) e un errore alto in inverno per la PAR e a fine inverno-inizio primavera per la temperatura. Questa analisi, infine, ha permesso di associare un errore alle stime di PP, derivante dalle incertezze dei vari input, che mediamente è di circa il 25%.

Dal primo confronto con le stime precedenti di Bosc et al. (2004) per l’anno 1999 si è verificato che, grazie principalmente alle nuove LUT, si è ottenuto un abbassamento

della PP durante tutto l'anno e, come visto anche nell'analisi di sensibilità, un cambiamento netto della stagionalità della PP con i massimi di produttività nei mesi primaverili e bassi valori di PP in estate.

Anche il confronto con i dati in situ è stato incoraggiante mostrando un abbassamento dell'errore associato alle stime del modello sia utilizzando il profilo ricostruito che utilizzando le LUT, inoltre si è ottenuto un sensibile avvicinamento di questi errori a quello che si può considerare l'errore intrinseco del modello bio-ottico di Morel (1991), a prescindere cioè da semplificazioni, approssimazioni ed errori associabili all'utilizzo del modello con dati satellitari.

Dall'analisi vera e propria dei dati di PP ciò che è importante sottolineare è l'andamento stagionale della PP che, per tutte le regioni del Mediterraneo, in maniera più o meno accentuata, mostra i massimi produttivi nei mesi primaverili e poi un abbassamento della PP fino ad ottobre-novembre. Questo andamento è quello che ci si dovrebbe aspettare da un bacino come il mar Mediterraneo che presenta delle fioriture algali ad inizio primavera e condizioni di estrema oligotrofia in estate. Come già evidenziato in lavori precedenti, anche dai nostri dati, risulta evidente il differente trofismo della parte occidentale e quella orientale del Mediterraneo. Questo è evidente non solo dalle concentrazioni di biomassa algale e dai tassi di produttività, ma anche da quella che è stata definita come "PP normalizzata". Dalle mappe climatologiche di questo indice di "efficienza" è infatti molto evidente il differente funzionamento dei due sotto-bacini.

E' stata inoltre evidenziata una discreta variabilità interannuale della PP per tutti i sensori utilizzati. Questa variabilità è principalmente imputabile alla variabilità della clorofilla superficiale ma può essere associata anche alle fluttuazioni annuali degli altri parametri in input (PAR e SST) quando queste variazioni sono accentuate.

Il confronto con le stime precedenti di PP tramite modelli e dati satellitari ha evidenziato un abbassamento della PP in tutto il bacino. Le differenze rispetto ai lavori

che hanno utilizzato come input il CZCS sono molto grandi, mentre si riducono quando la sorgente di clorofilla satellitare è il SeaWiFS con algoritmi bio-ottici specifici per il Mediterraneo.

Rispetto invece alle altre stime di PP in letteratura si può dire che i nostri risultati sono in ottimo accordo con queste in tutte le regioni. In particolare le stime ottenute precedentemente attraverso dati satellitari mostravano una certa sovrastima soprattutto nella zona orientale del bacino rispetto alle misurazioni fatte con altre tecniche. I nostri risultati invece sono vicini anche nella zona est del Mediterraneo alle misure in situ o provenienti da modellizzazioni.

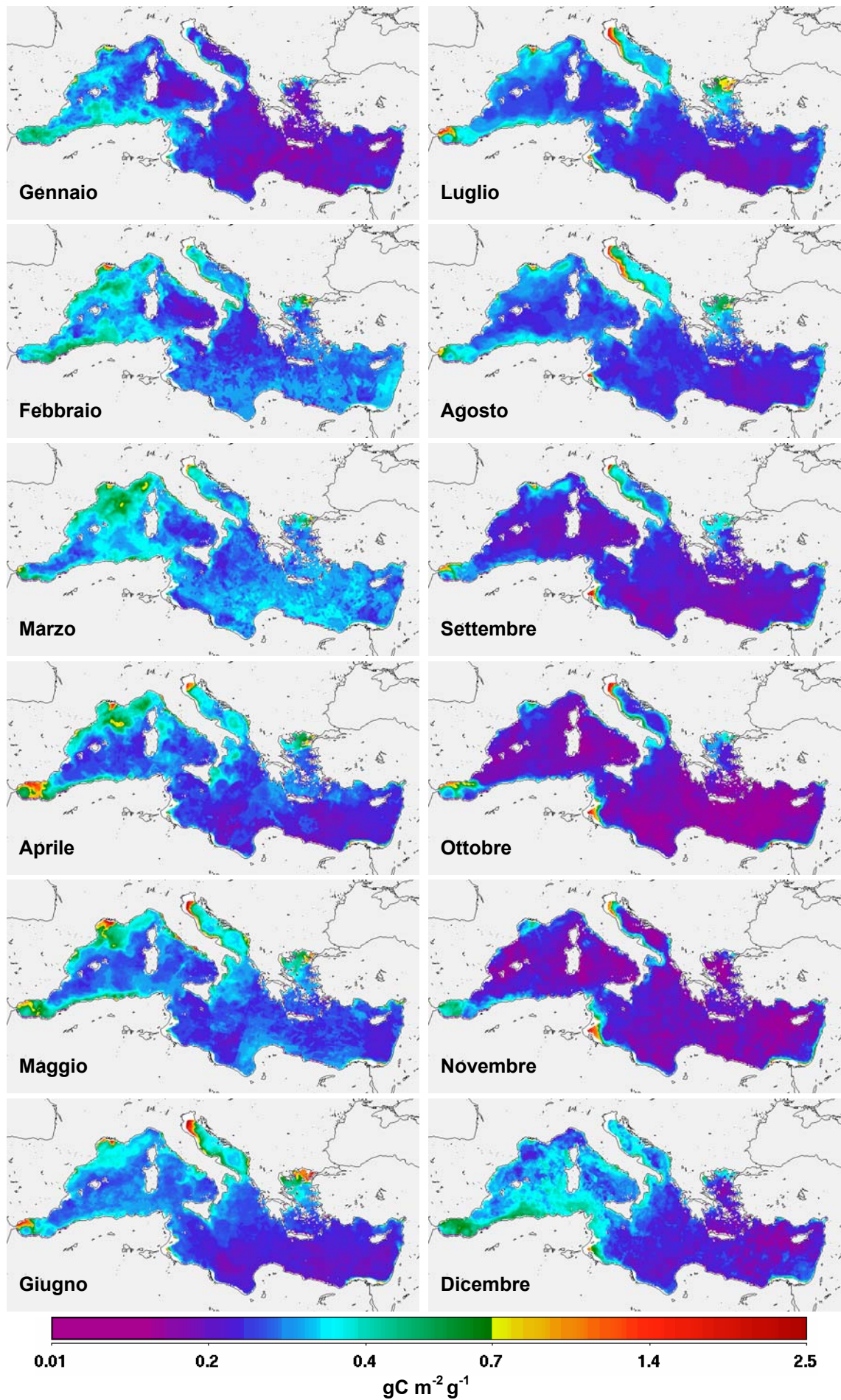


Figura 4.4-3 Mappe medi mensili di PP SeaWiFS per il 1998

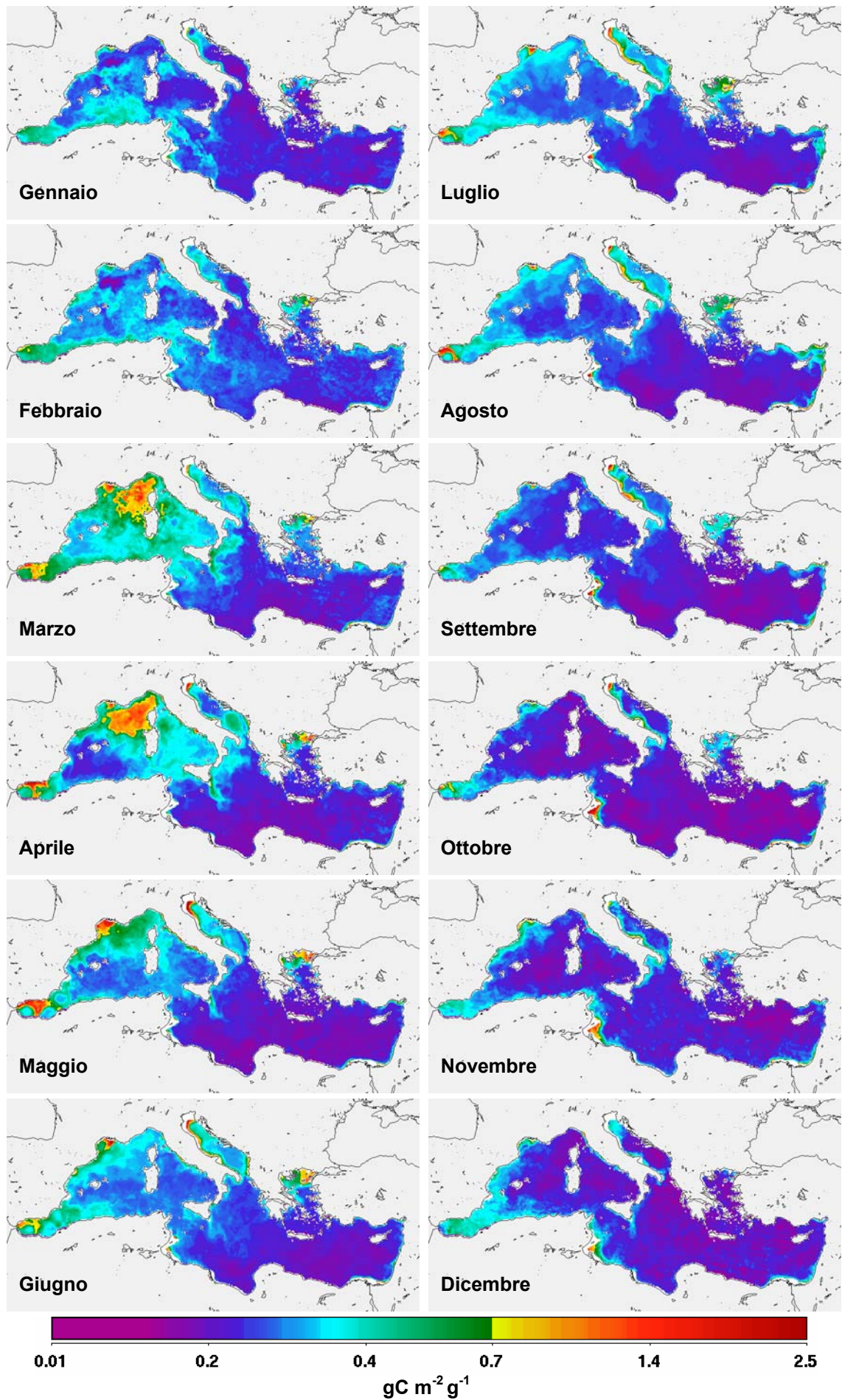


Figura 4.4-4 Mappe medi mensili di PP SeaWiFS per il 1999

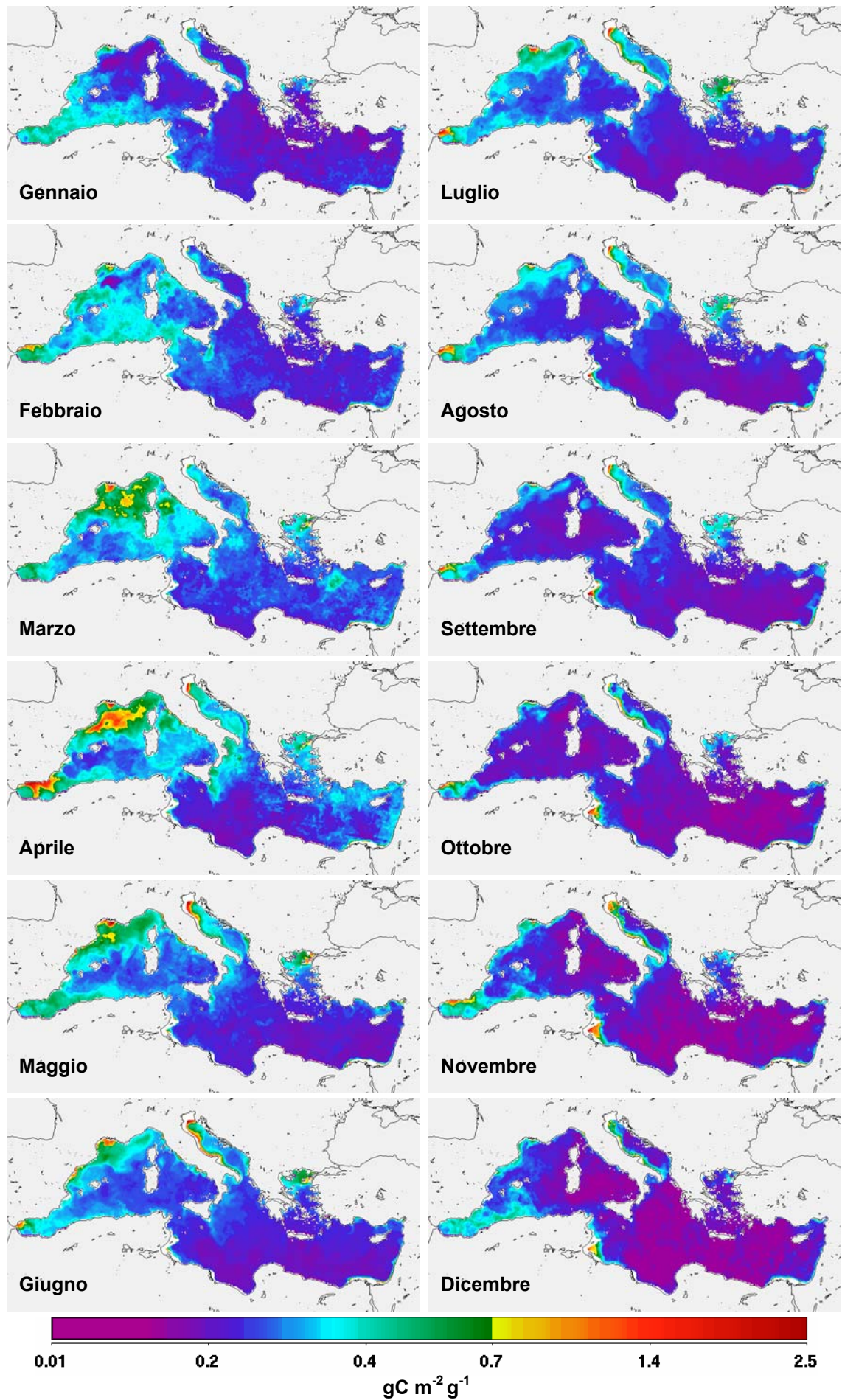


Figura 4.4-5 Mappe medi mensili di PP SeaWiFS per il 2000

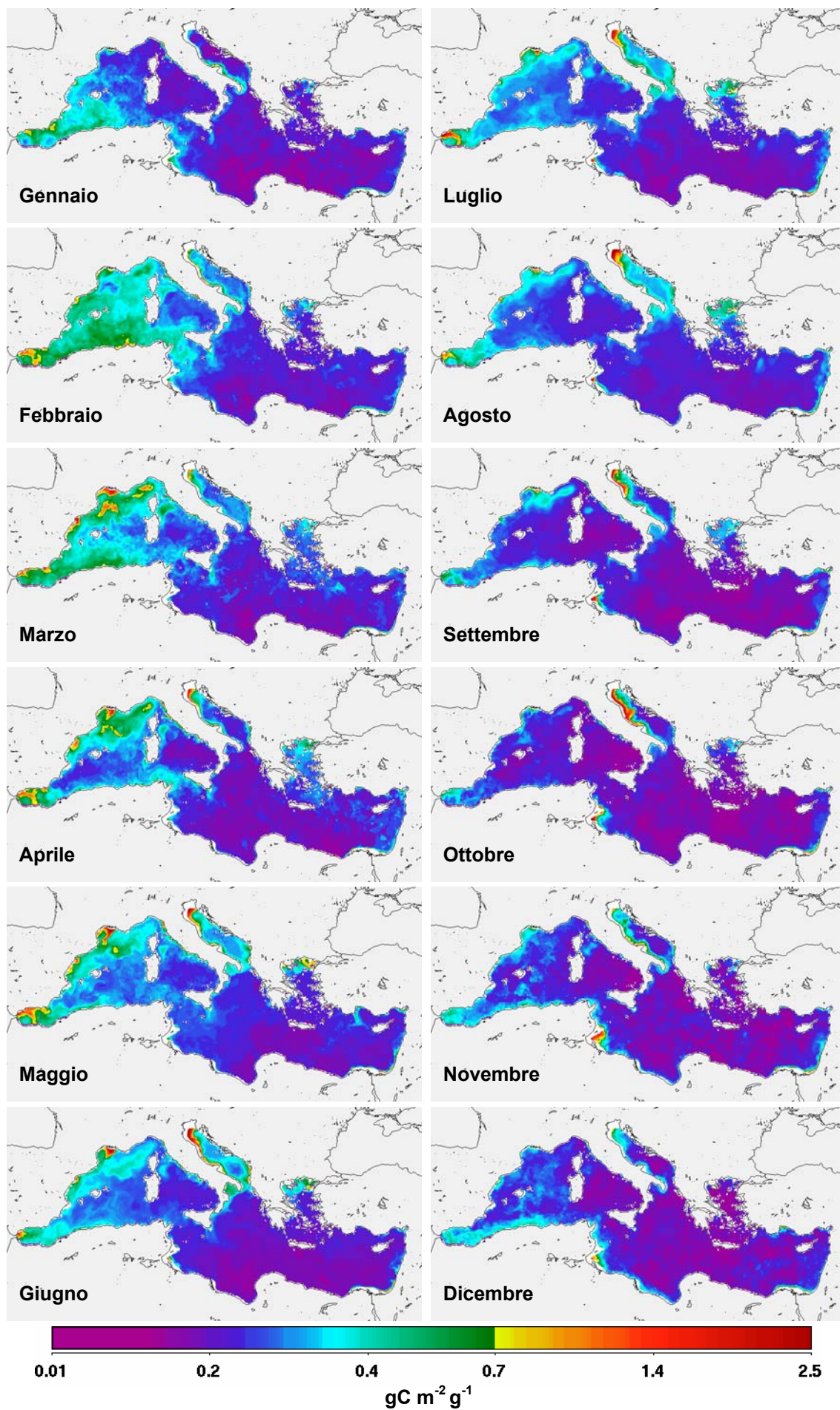


Figura 4.4-6 Mappe medi mensili di PP SeaWiFS per il 2001

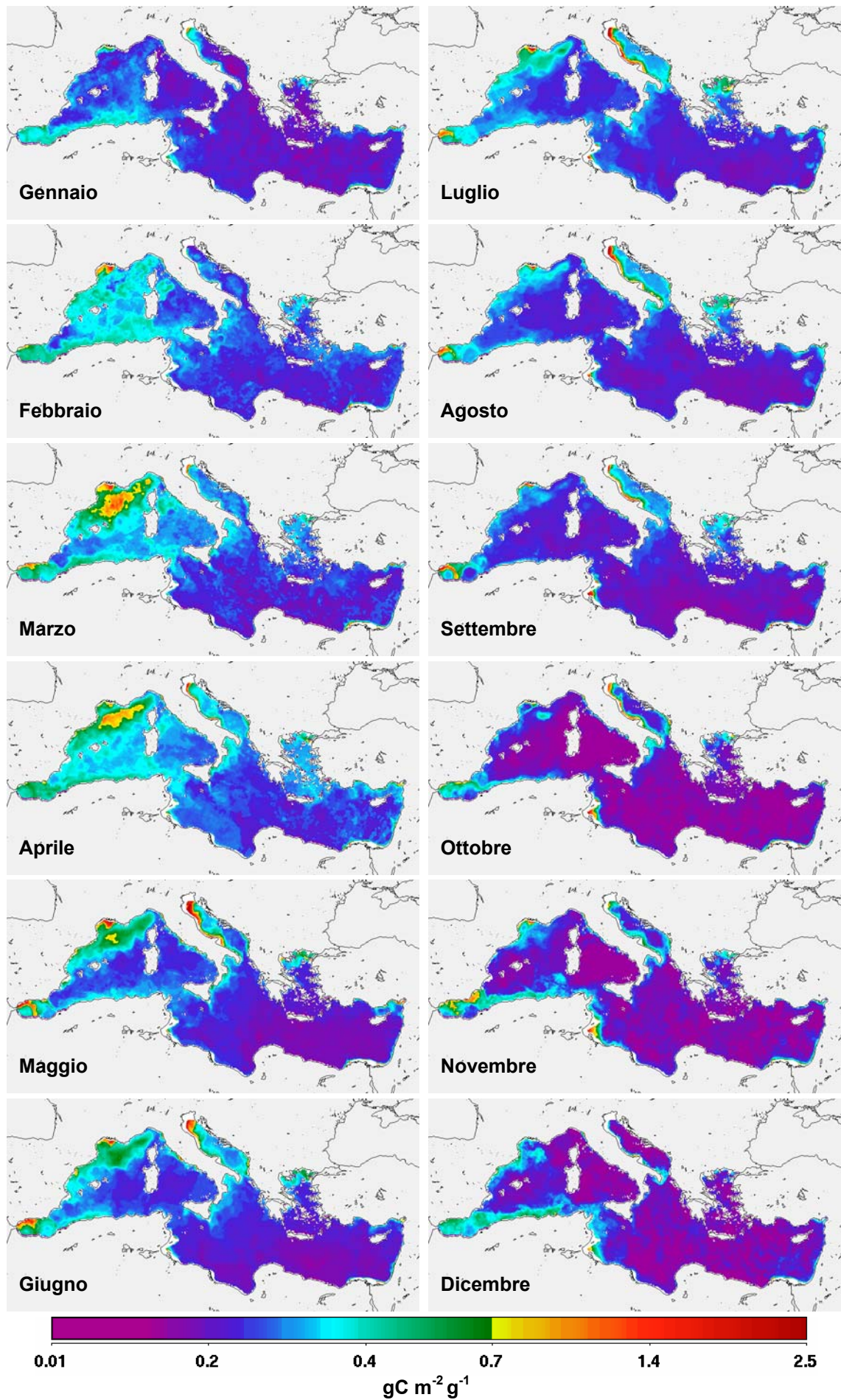


Figura 4.4-7 Mappe medi mensili di PP SeaWiFS per il 2002

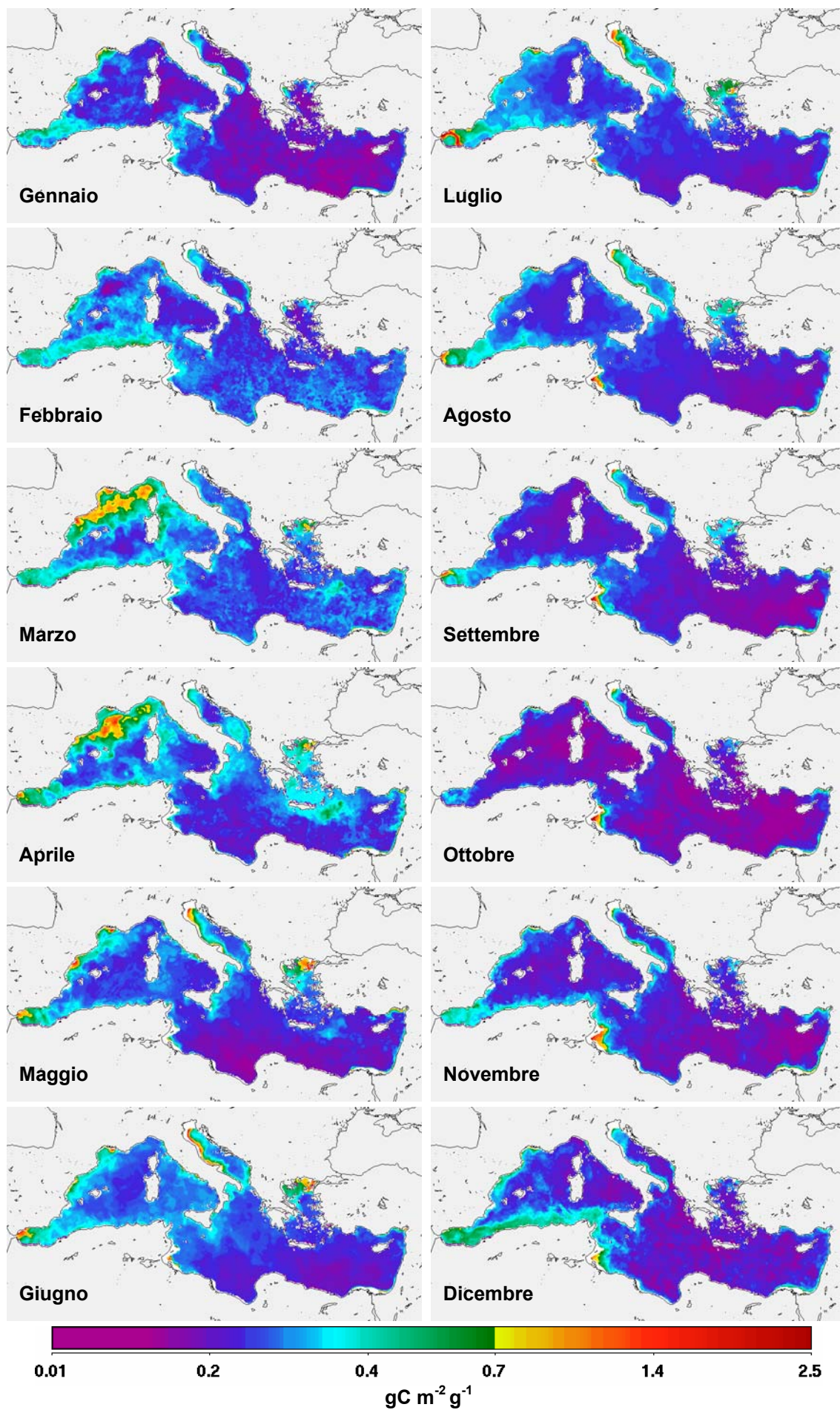


Figura 4.4-8 Mappe medi mensili di PP SeaWiFS per il 2003

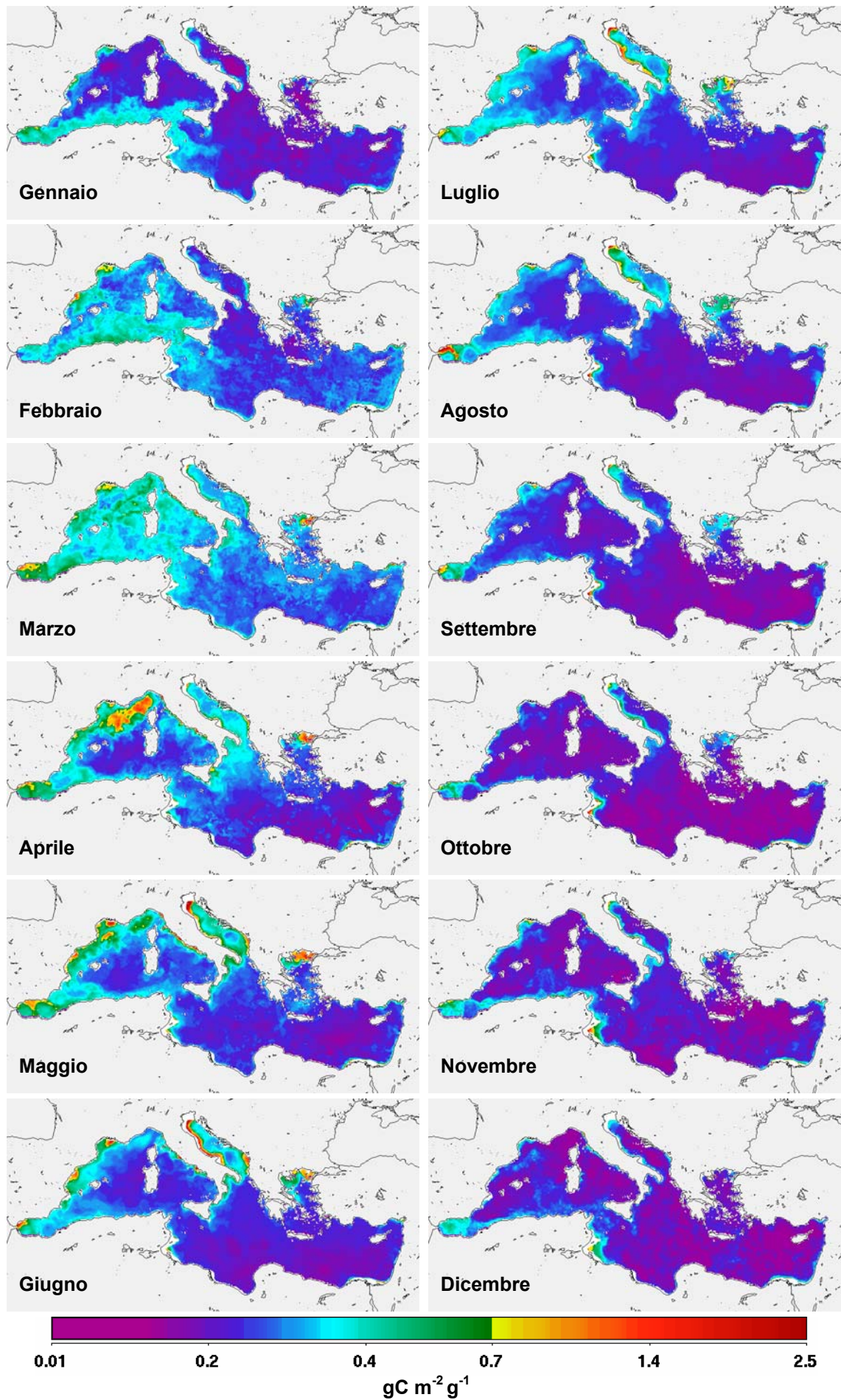


Figura 4.4-9 Mappe medi mensili di PP SeaWiFS per il 2004

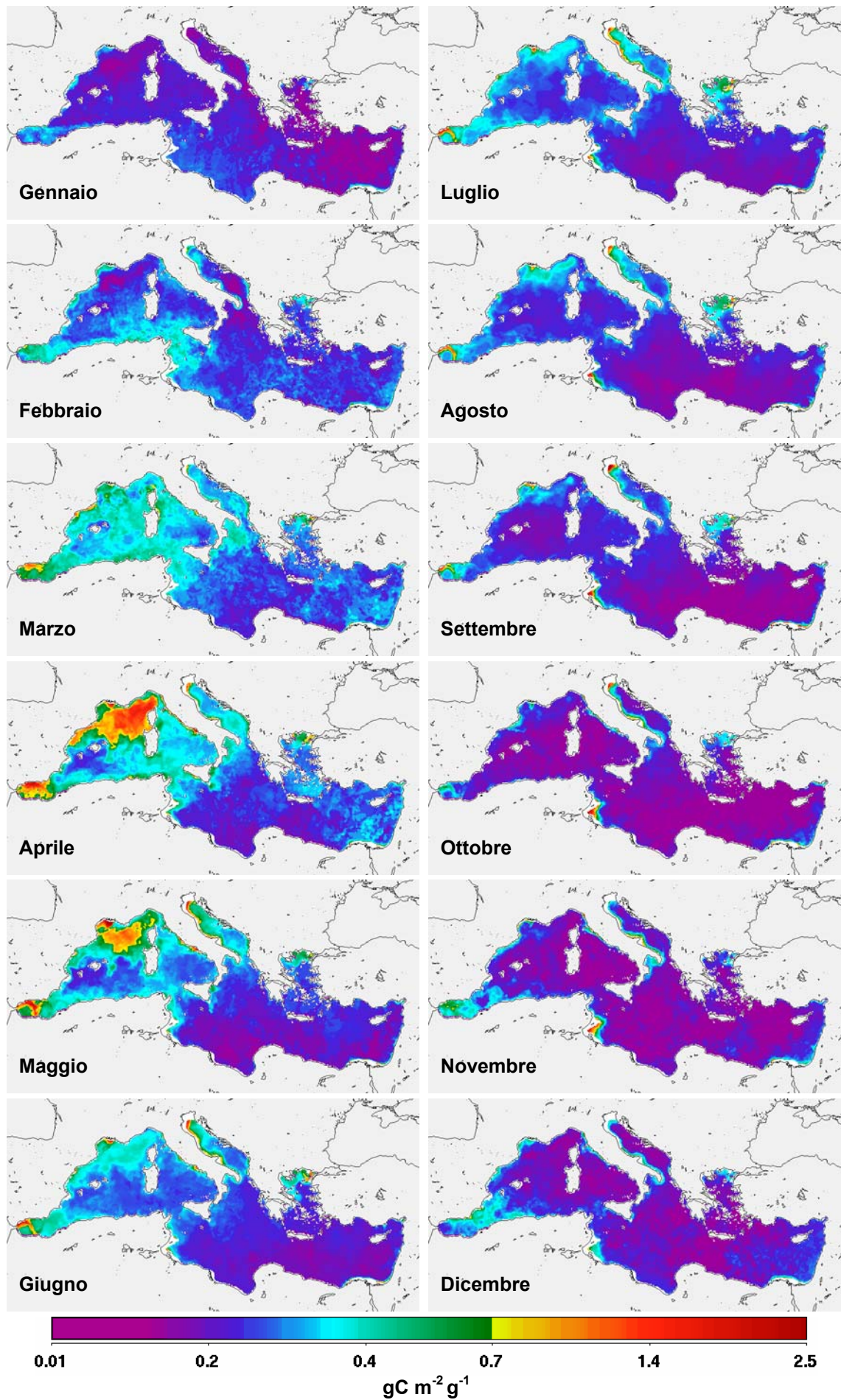


Figura 4.4-10 Mappe medi mensili di PP SeaWiFS per il 2005

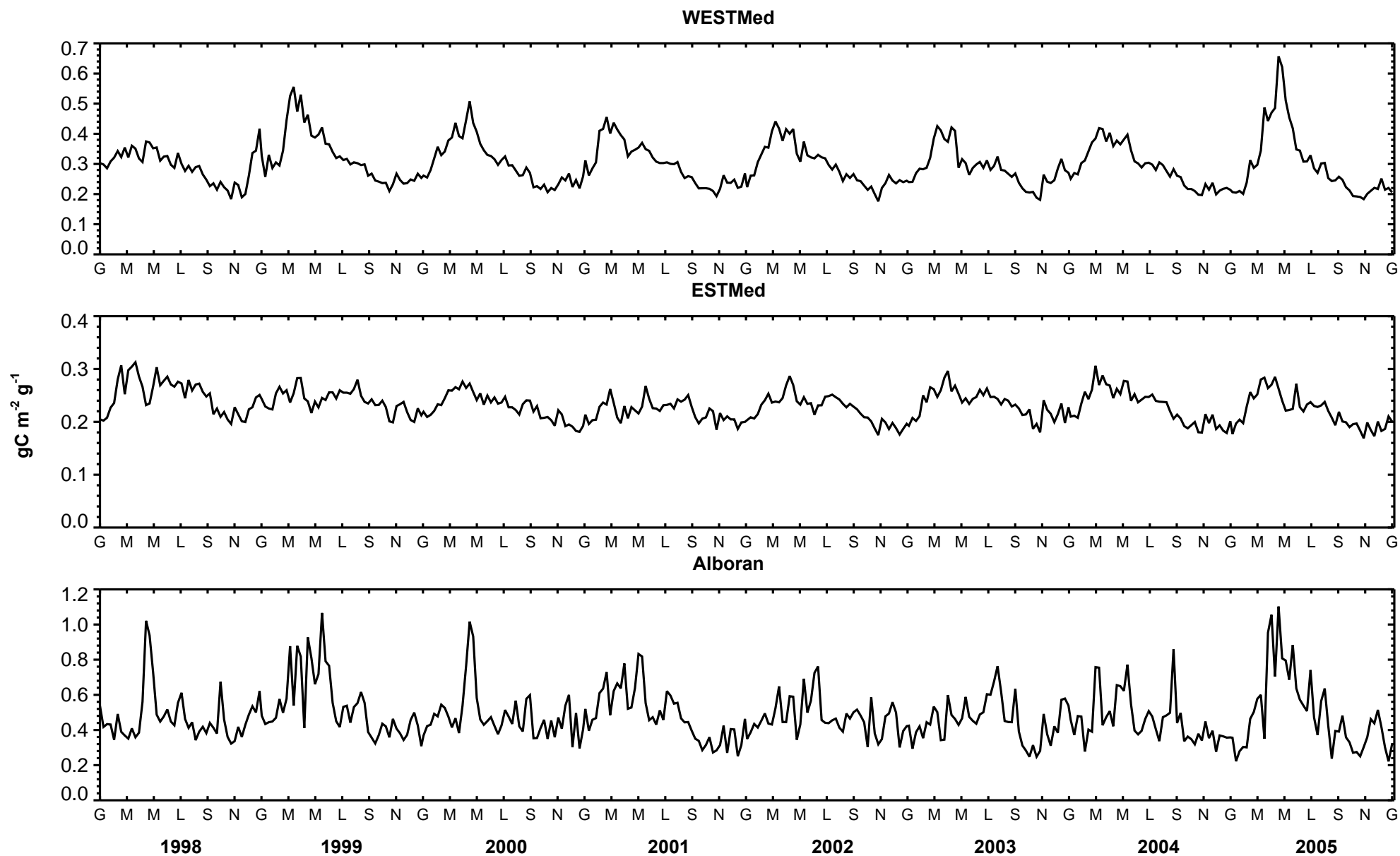


Figura 4.4-11 Andamento della PP dei sottobacini (SeaWiFS)

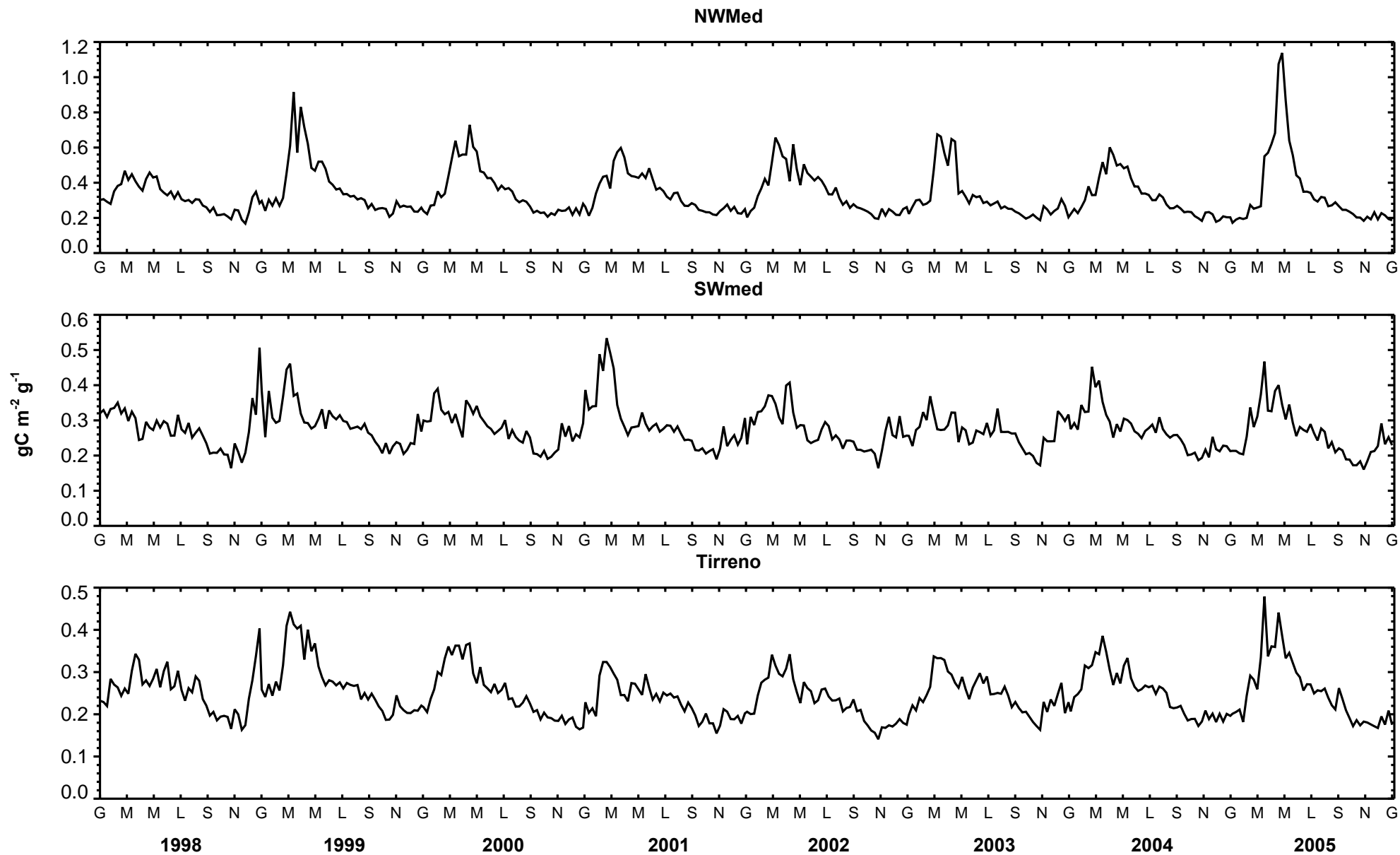


Figura 4.4-12 Andamento della PP dei sottobacini (SeaWiFS)

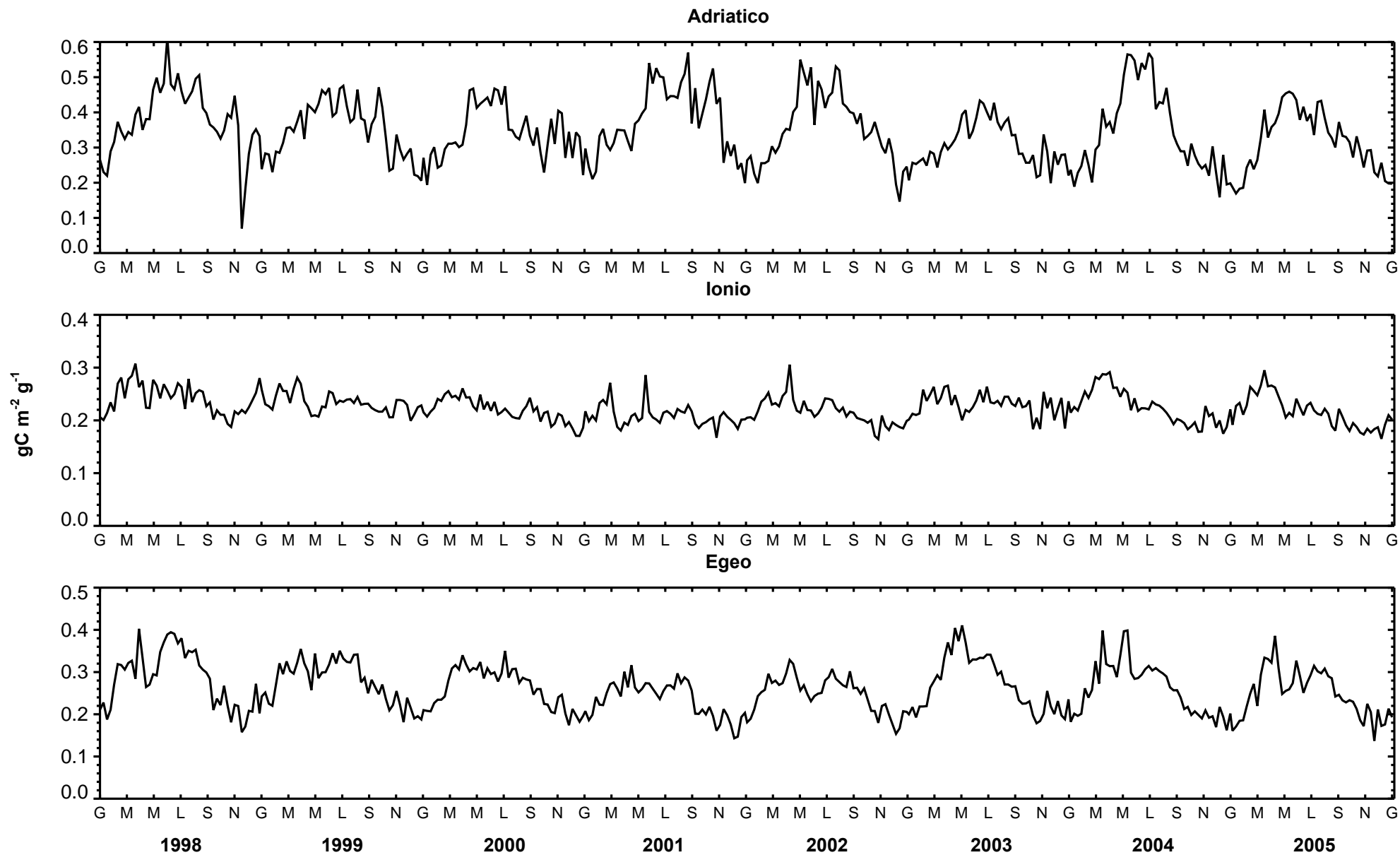


Figura 4.4-13 Andamento della PP dei sottobacini (SeaWiFS)

Levantino

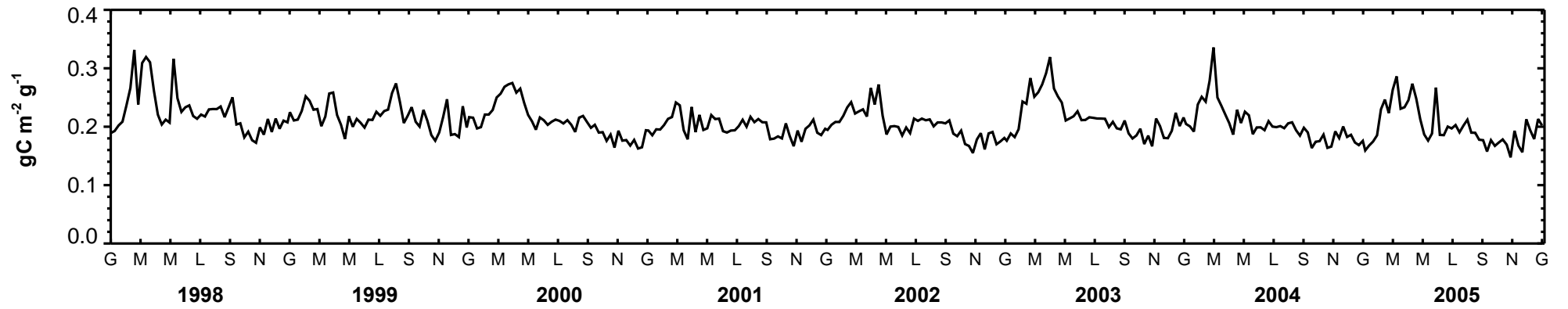


Figura 4.4-14 Andamento della PP dei sottobacini (SeaWiFS)

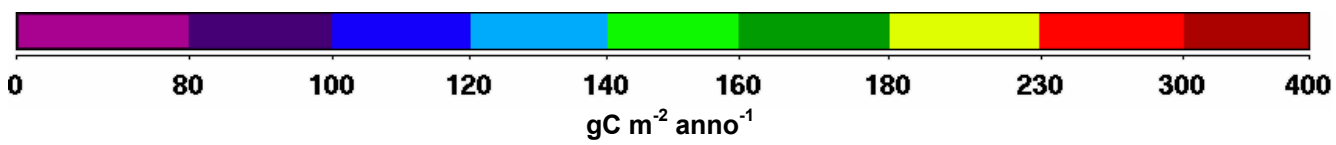
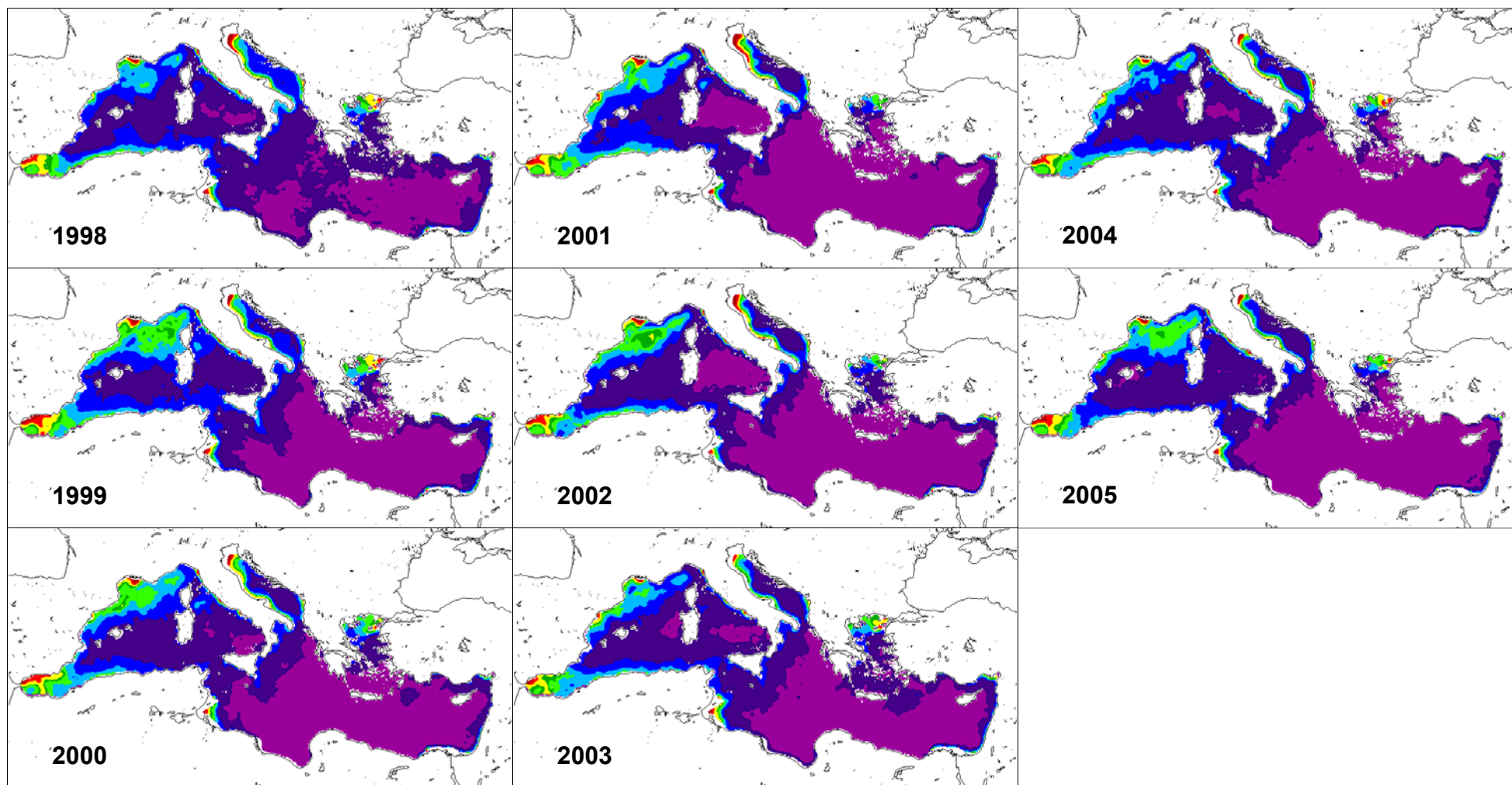


Figura 4.4-15 Mappe di PP integrata annuale (SeaWiFS)

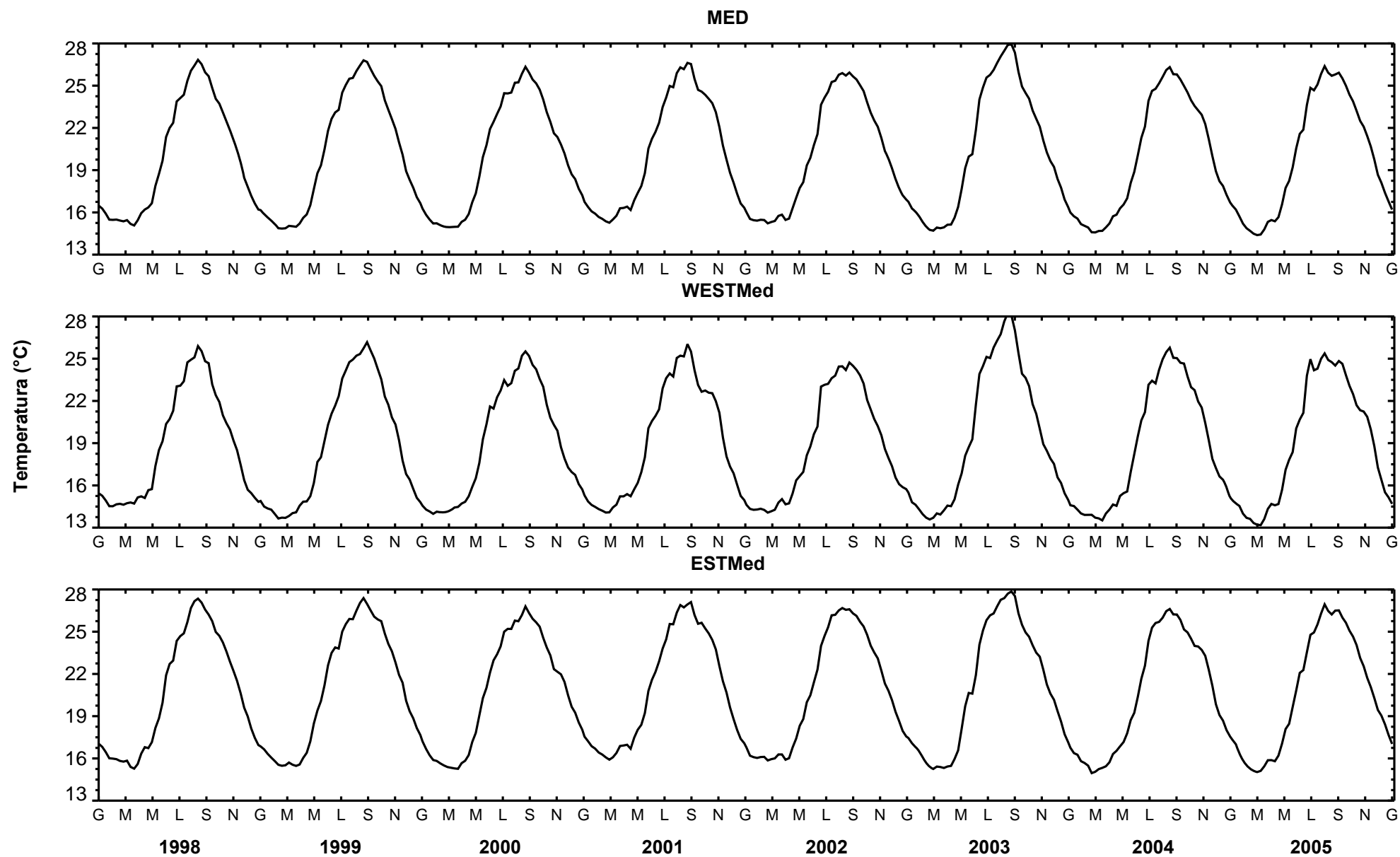


Figura 4.4-16 Andamento della temperatura superficiale del mare durante gli anni studiati

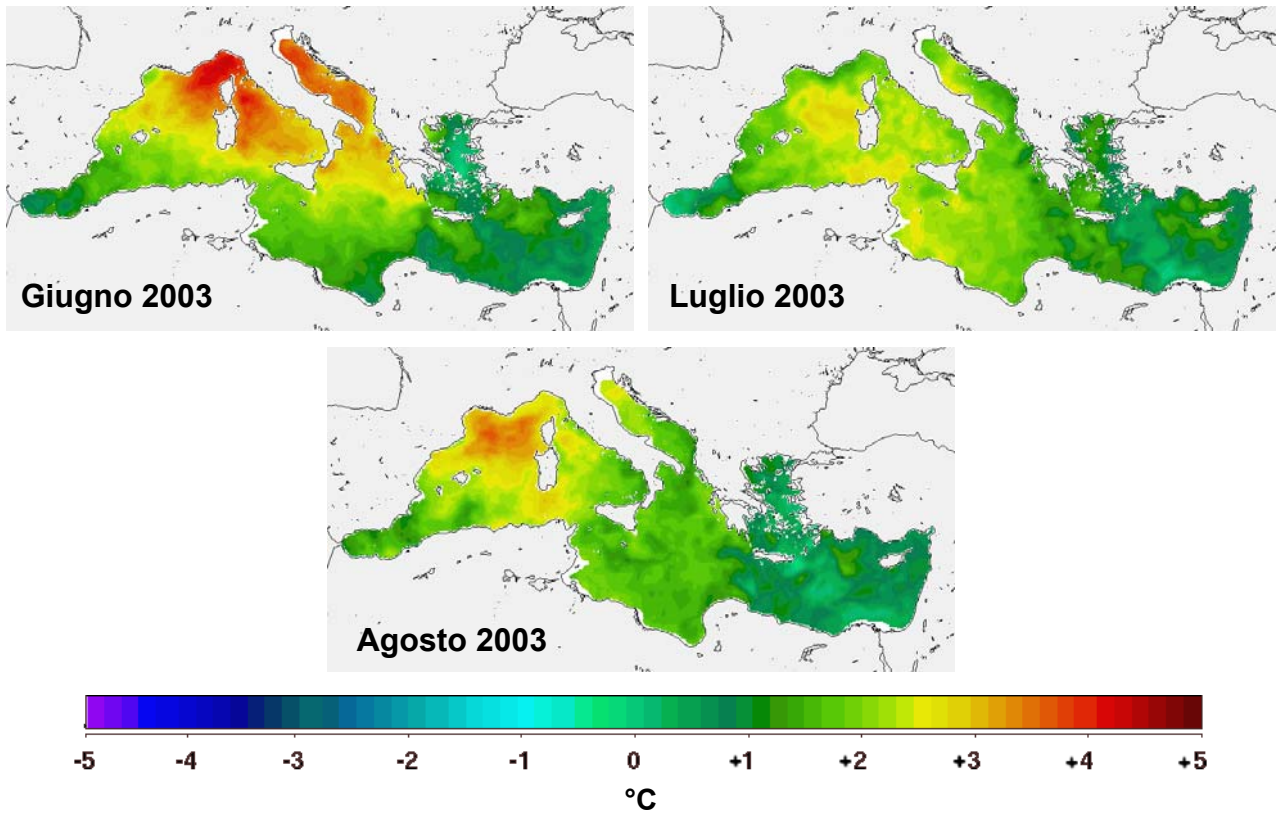


Figura 4.4-17 Mappe di anomalia della temperatura superficiale del mare

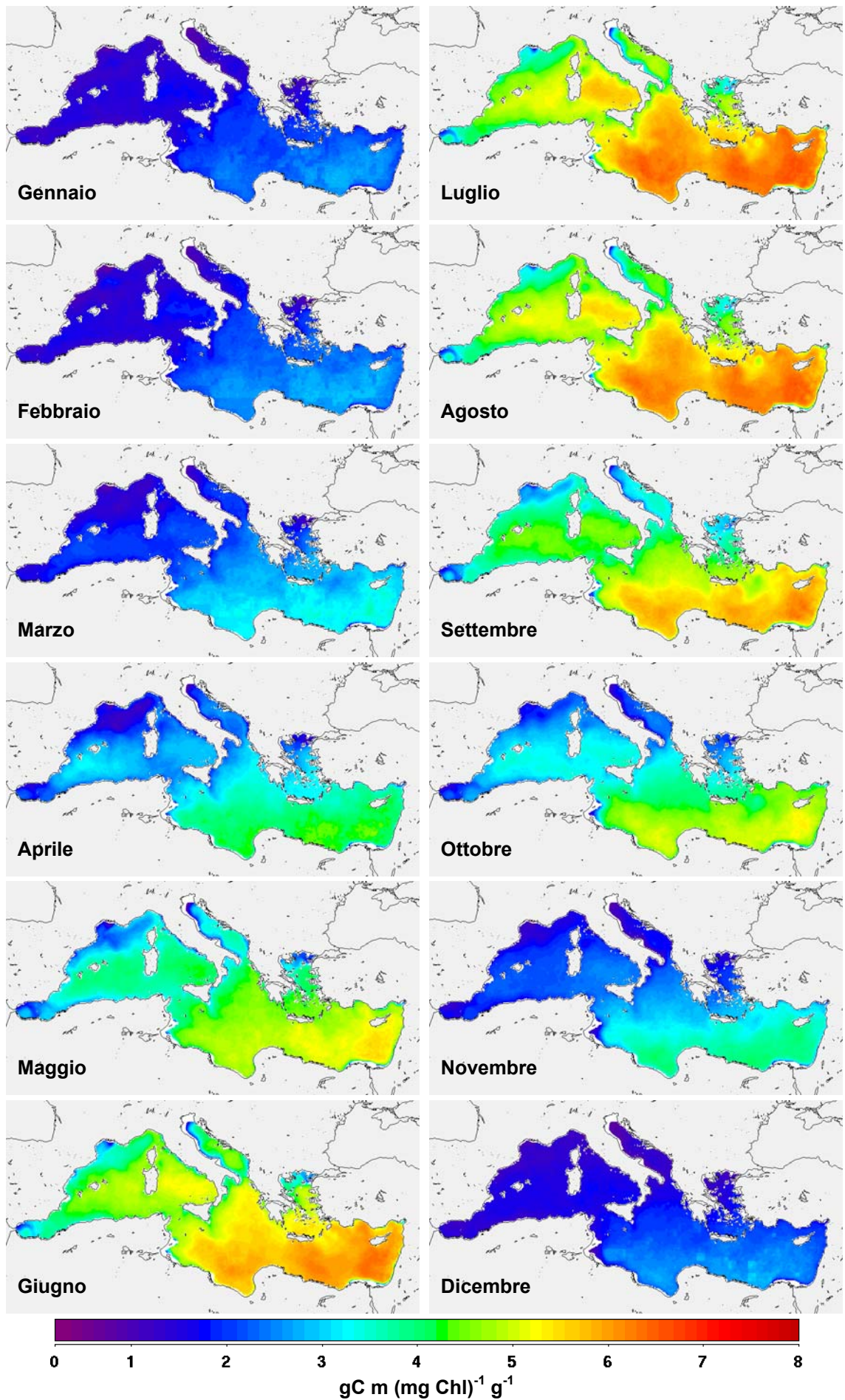


Figura 4.4-18 Mappe climatologiche medie della PP normalizzata rispetto alla biomassa superficiale

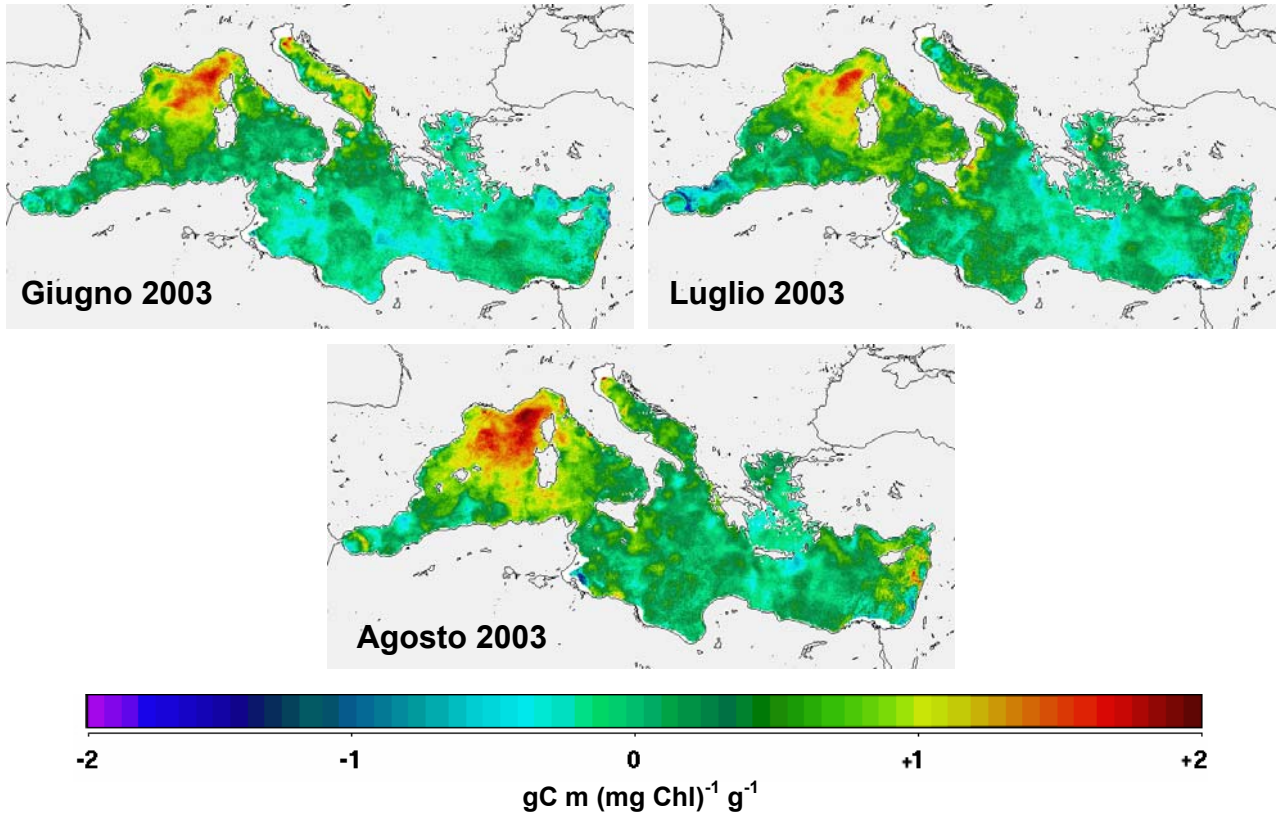


Figura 4.4-19 Mappe delle anomalie di "PP normalizzata" (vedi testo) per l'estate 2003

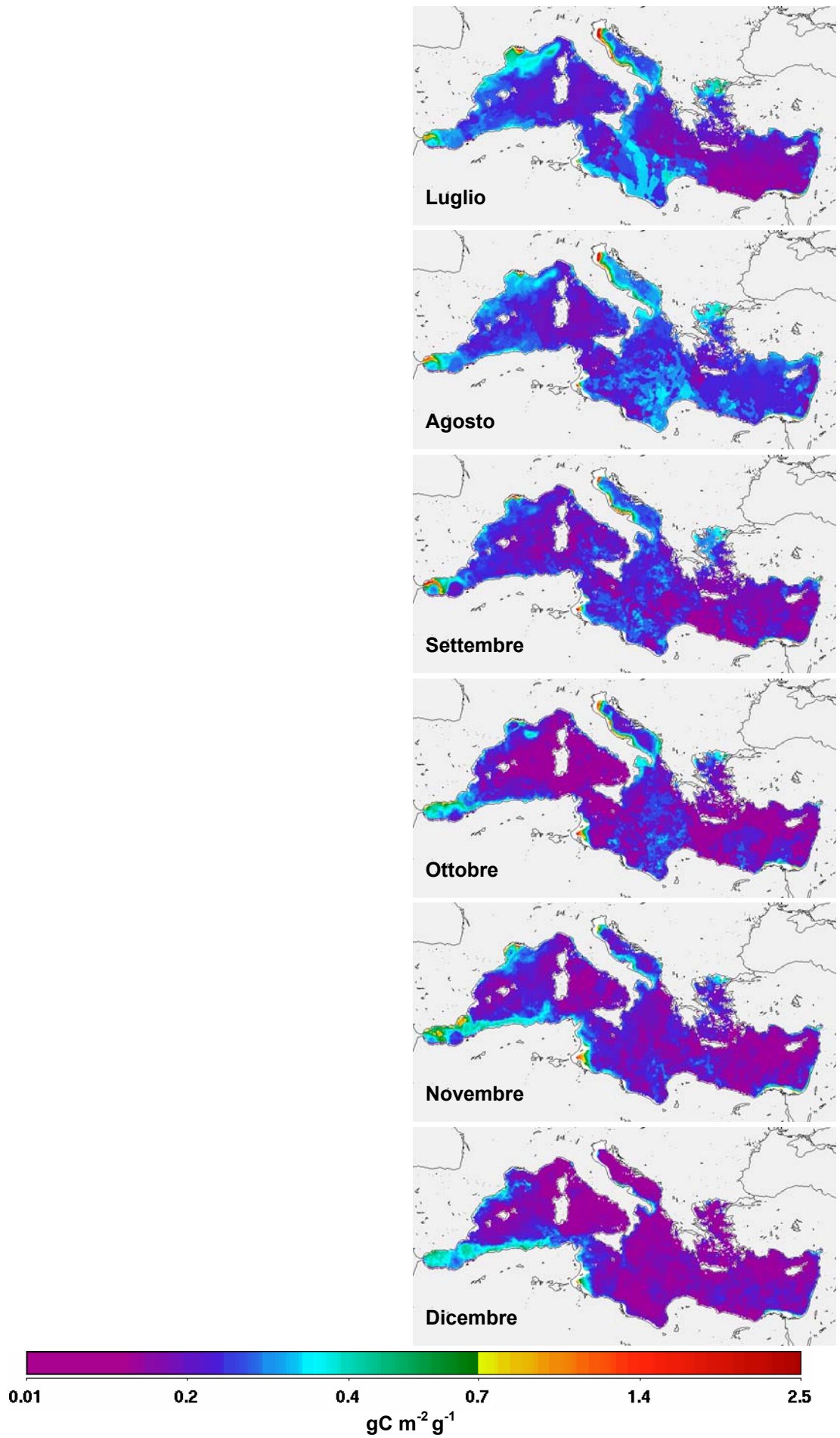


Figura 4.4-20 Mappe medi mensili di PP MODIS per il 2002

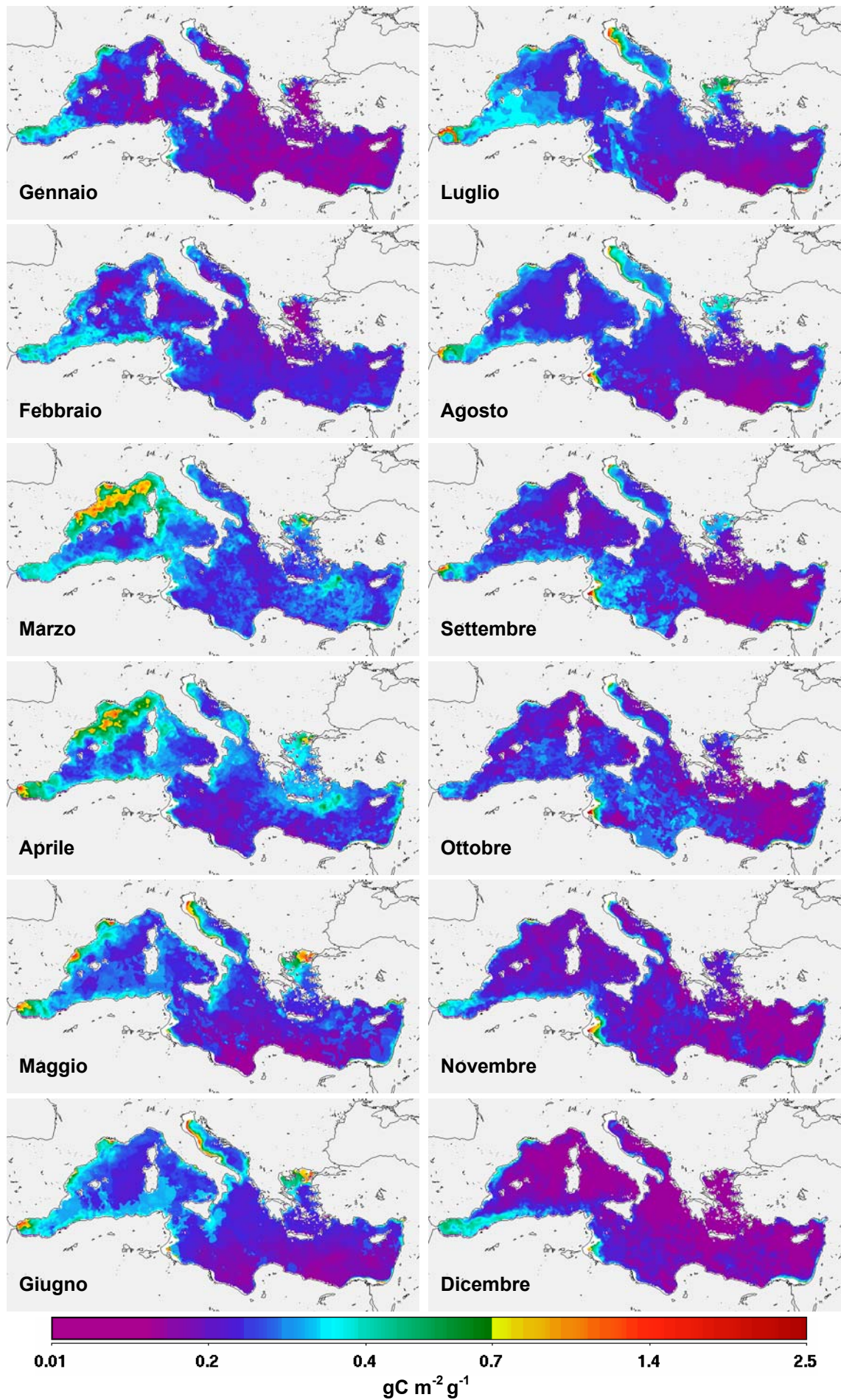


Figura 4.4-21 Mappe medi mensili di PP MODIS per il 2003

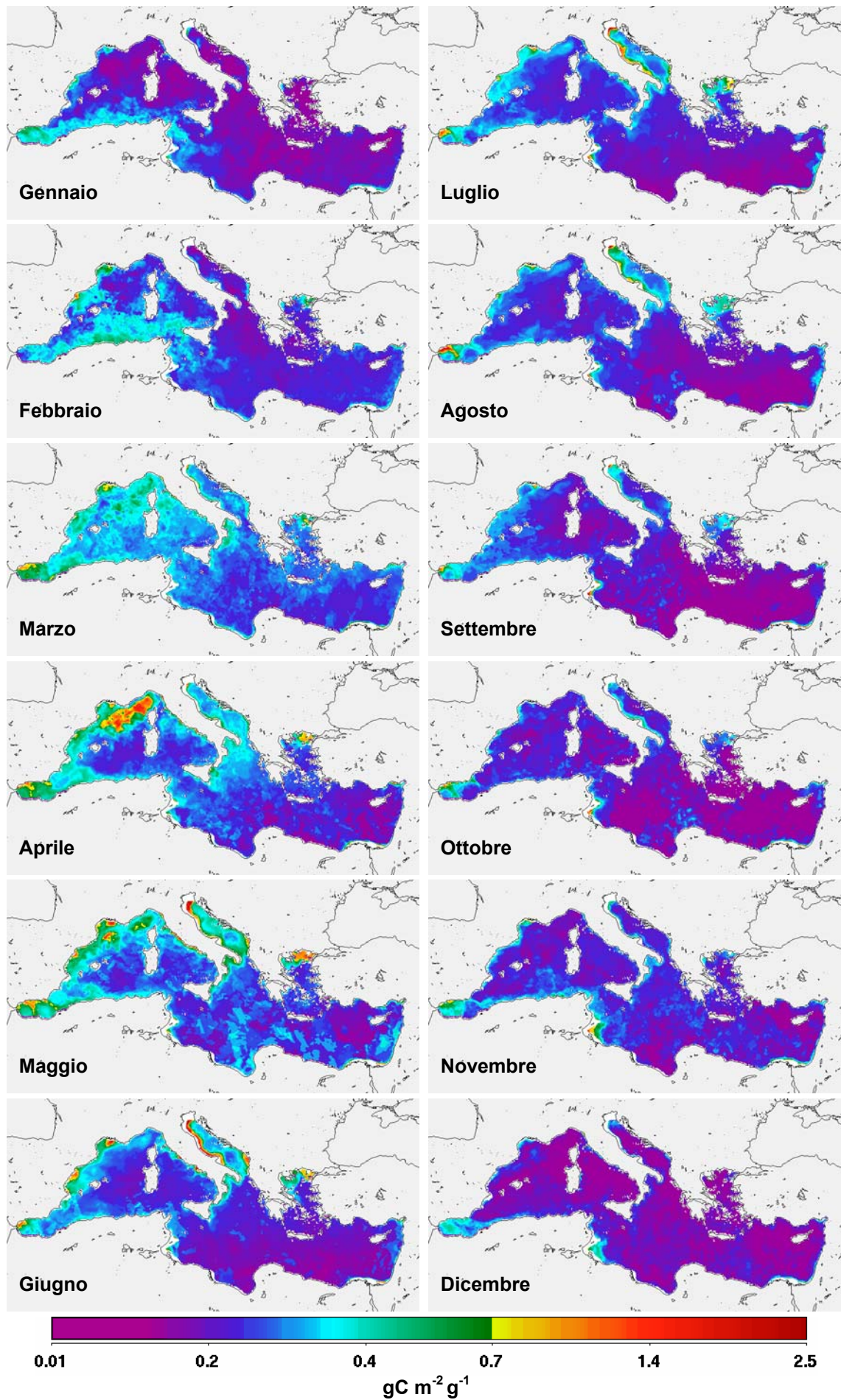


Figura 4.4-22 Mappe medi mensili di PP MODIS per il 2004

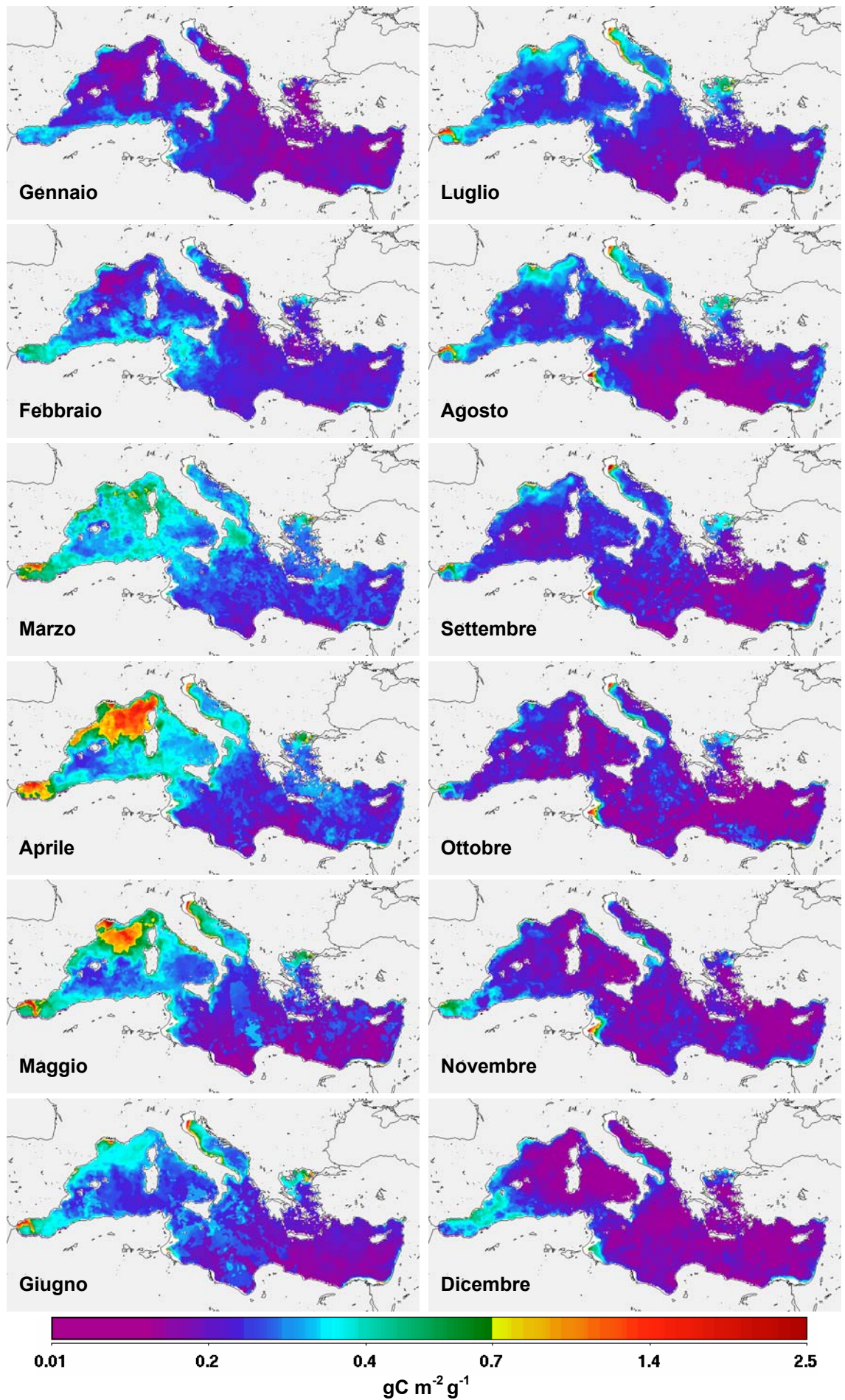


Figura 4.4-23 Mappe medi mensili di PP MODIS per il 2005

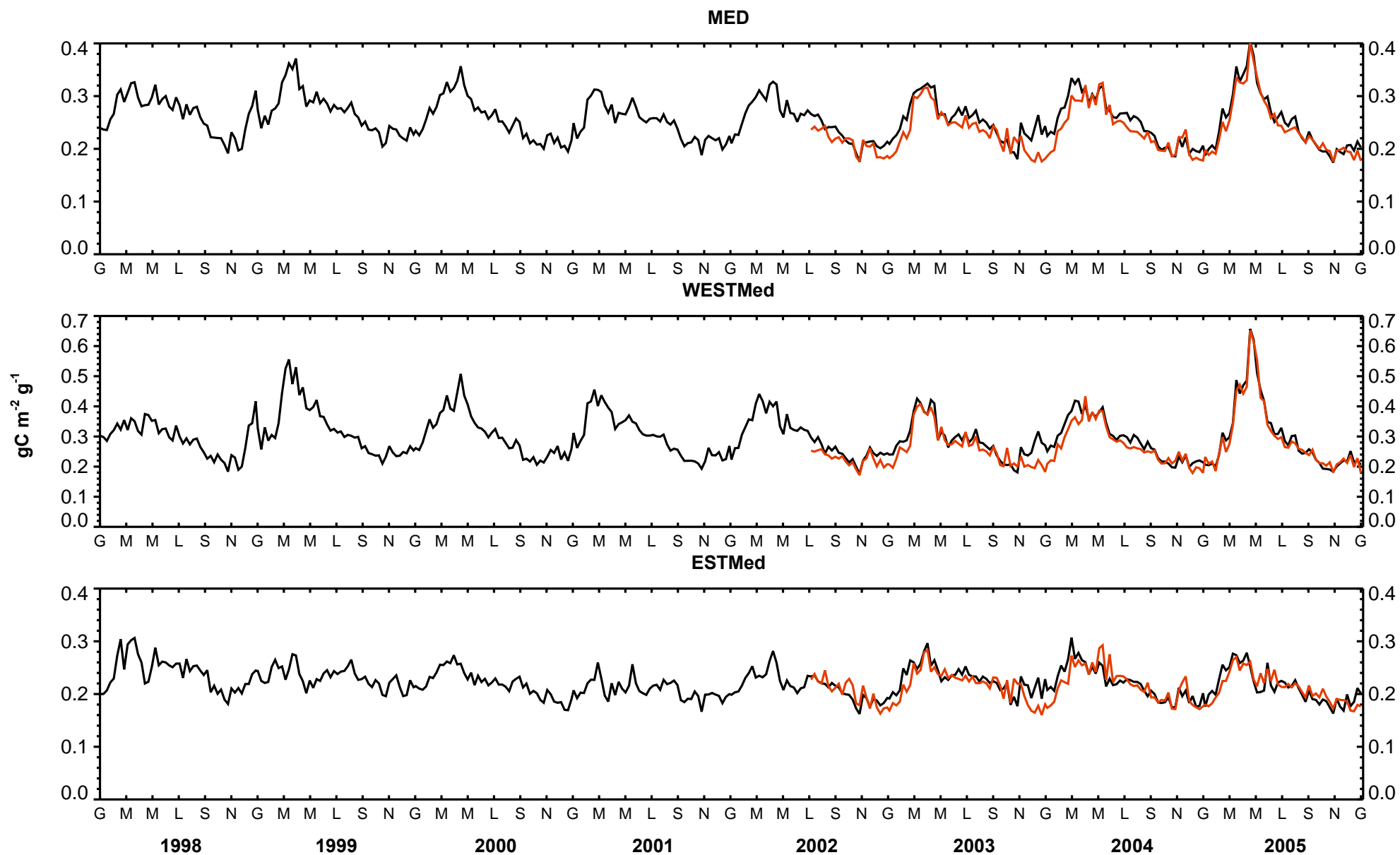


Figura 4.4-24 Andamento della PP dei sottobacini per il SeaWiFS (linea nera) e il MODIS (linea rossa)

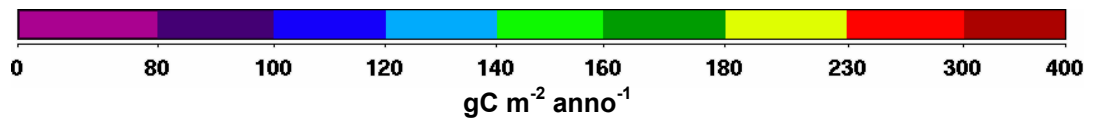
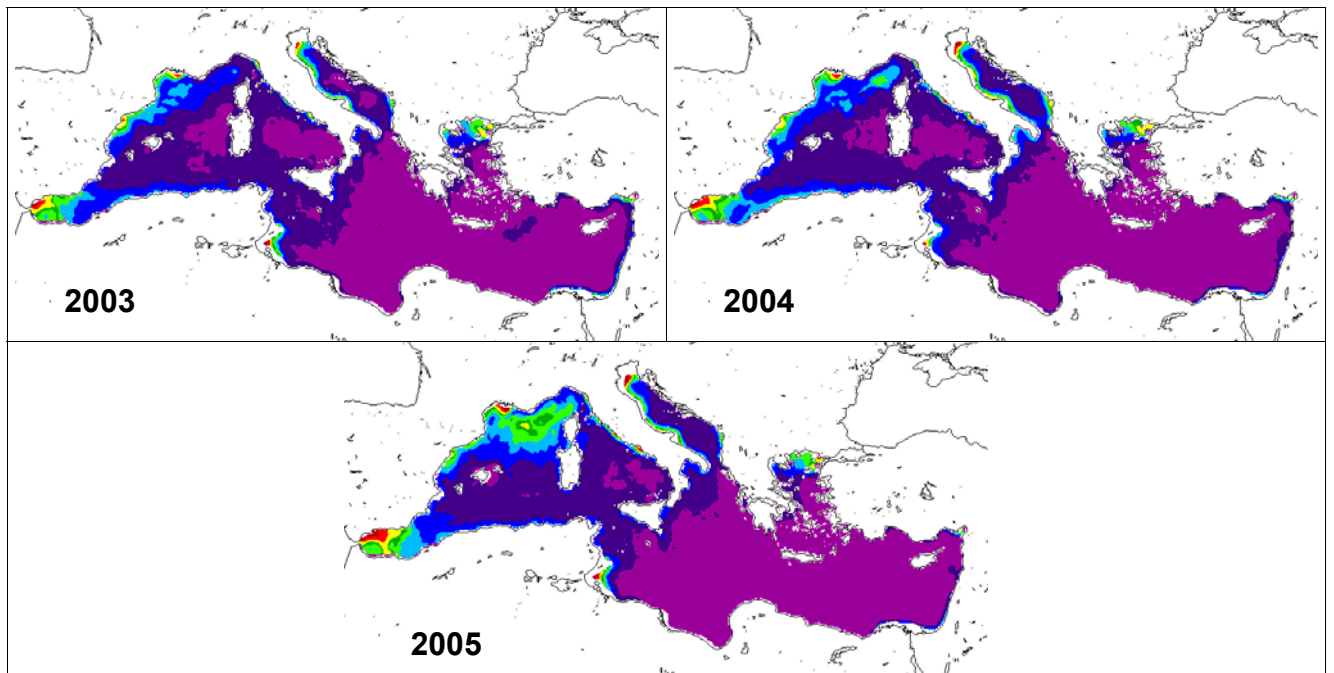


Figura 4.4-25 Mappe di PP integrata annuale (MODIS)

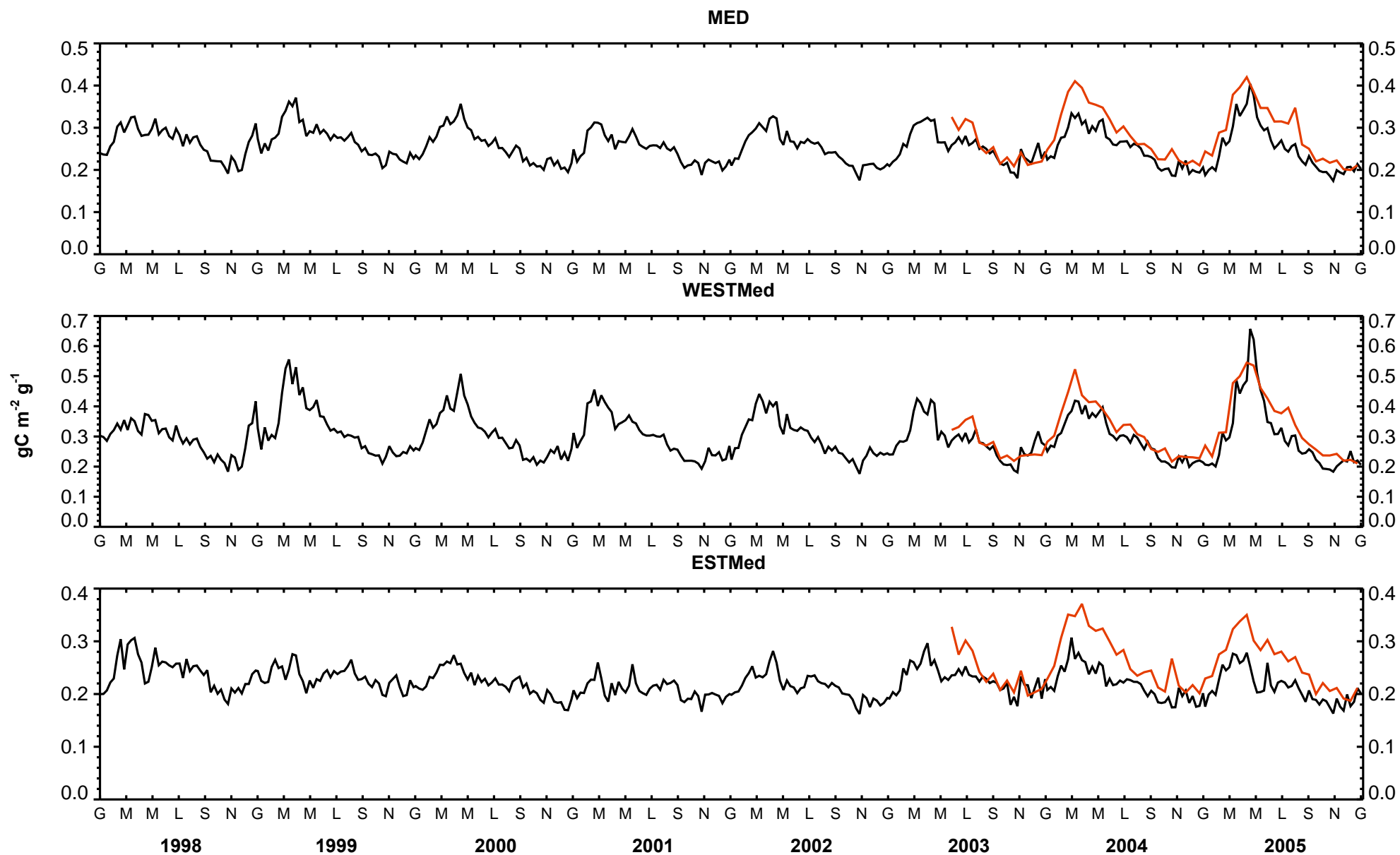


Figura 4.4-26 Andamento della PP dei sottobacini per il SeaWiFS (linea nera) e il MERIS (linea rossa)

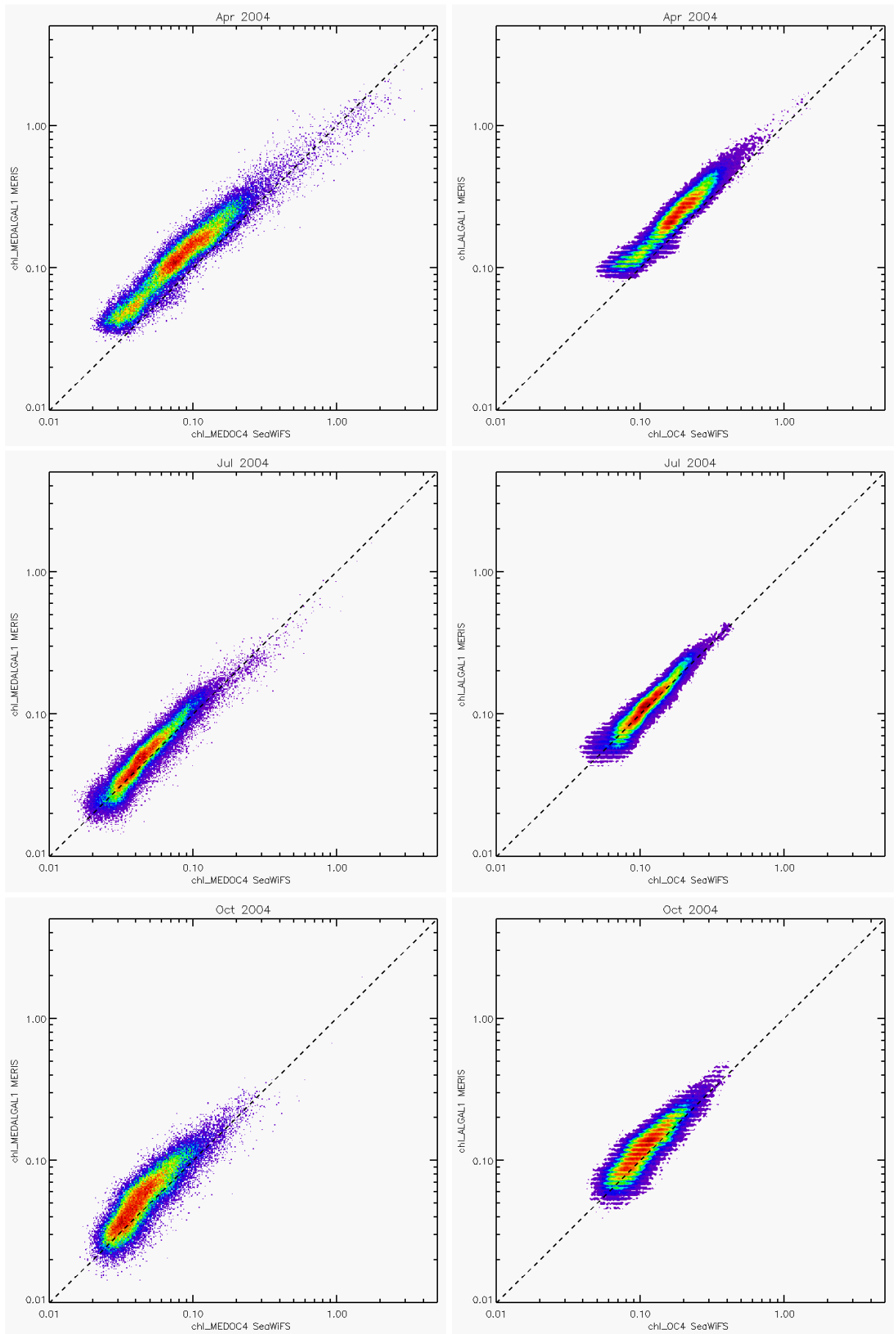


Figura 4.4-27 Scatterplots mensili della concentrazione di clorofilla misurata dal MERIS e dal SeaWiFS con gli algoritmi standard (a destra) e con gli algoritmi regionali (a sinistra)

CONCLUSIONI E DISCUSSIONE

L'obiettivo di questa tesi di dottorato è fornire un contributo allo studio della produzione primaria del mar Mediterraneo e della sua variabilità utilizzando le informazioni fornite da sensori satellitari di nuova generazione attualmente disponibili. La prima parte della ricerca è stata finalizzata al miglioramento della stima della produzione primaria del Mar Mediterraneo. Per far questo si è *in primis* adattato uno dei modelli fotosintetici più utilizzati a livello globale alle caratteristiche del bacino. Il "nuovo" modello è stato quindi applicato ai dati forniti dai sensori satellitari del colore del mare in orbita in questo momento (SeaWiFS, MODIS e MERIS) per definire i budget di produzione primaria del bacino, studiare la sua variabilità stagionale ed interannuale, nonché valutare le differenze tra le stime di produttività tra i vari sensori.

L'adattamento del modello è stato possibile grazie ad un cospicuo data set di profili in situ raccolti nel mar Mediterraneo durante varie campagne oceanografiche. Grazie a questi dati si sono determinate delle nuove relazioni specifiche tra la profondità eufotica, il contenuto di clorofilla all'interno dello strato eufotico e la clorofilla superficiale misurata da satellite per il Mediterraneo. Queste nuove relazioni si sono dimostrate abbastanza diverse da quelle ottenute dai dataset rappresentativi dell'oceano globale, normalmente utilizzate per la stima della produzione primaria non solo degli oceani ma anche del Mediterraneo. Grazie alla disponibilità di un grande data set regionale è stato possibile definire delle nuove categorie trofiche per il Mediterraneo, e i relativi profili di clorofilla caratteristici. L'analisi di queste nuove categorie trofiche ha rilevato che le differenze maggiori rispetto a quelle globali si riscontrano nella profondità eufotica e nell'intensità e collocazione lungo la colonna d'acqua del massimo sub-superficiale di clorofilla. Queste differenze sono probabilmente dovute ad una diversa attenuazione della luce lungo la colonna d'acqua, che a sua volta è legata a differenti caratteristiche ottiche delle acque del mar

Mediterraneo. E' infatti ipotizzabile che una interazione luce-acqua (sia in superficie che in profondità) diversa nel mar Mediterraneo rispetto ad altri mari (principalmente i grandi oceani) porti anche a differenti distribuzioni e adattamenti degli organismi fitoplanctonici. Questa ipotesi è supportata anche dalla necessità di utilizzare degli algoritmi bio-ottici specifici per il mar Mediterraneo per giungere ad una buona stima della clorofilla superficiale utilizzando sensori remoti.

I risultati dell'analisi di sensibilità del modello sviluppato in questa tesi hanno permesso di evidenziare la risposta del modello stesso a variazioni dei parametri di input (clorofilla, temperatura, PAR) e quantificare per la prima volta quanto l'errore associato ad ognuna di queste variabili sia importante per una corretta stima della produzione. In particolare è stato verificato che le stime di produzione primaria del modello adatto al Mediterraneo sono più sensibili alla clorofilla piuttosto che alla PAR come avveniva per il modello nella sua versione globale. Questa maggiore sensibilità del modello alla clorofilla superficiale ha permesso di riprodurre un andamento stagionale della produzione primaria che presenta, nelle nostre simulazioni, massimi in primavera piuttosto che in estate. Questa variabilità stagionale è sicuramente più realistica di quello ottenuta da studi precedenti in quanto in questi ultimi il massimo di produzione si presentava appunto in estate, stagione in cui il Mediterraneo raggiunge il momento di massima oligotrofia. Infatti, misure in situ mostrano che nel periodo estivo il bacino è caratterizzato da una concentrazione di biomassa molto bassa accompagnata da una limitata disponibilità di nutrienti nello strato superficiale, e in queste condizioni è impossibile che la produzione primaria possa raggiungere valori elevati. E' chiaro quindi che le modifiche introdotte al modello, anche se ad una prima analisi possano sembrare non molto grandi, hanno permesso di ottenere una maggiore dipendenza della PP dalla biomassa e quindi la possibilità di risolvere il corretto andamento stagionale. Inoltre il confronto quantitativo con misurazioni in situ ha mostrato come il "nuovo" modello presenta errori minori e quindi fornisce migliori stime

della produttività del Mediterraneo. In questo lavoro di tesi si è voluto anche quantificare come l'errore presente nelle stime satellitari dei parametri in input del modello si ripercuota nella stima di produzione primaria, e quindi fornire una barra di errore alle stime di PP mostrate in questa tesi. Poiché, come detto in precedenza, il nostro modello è molto sensibile alla clorofilla, e l'errore associato a questa variabile è elevato (circa 35% rispetto a circa il 15% della PAR e il 2.5% della temperatura), l'errore sulla stima di PP da satellite sarà essenzialmente dipendente da questo e dell'ordine del 25%. Questa incertezza della PP potrebbe essere sensibilmente ridotta diminuendo l'indeterminazione sulla stima della clorofilla.

L'applicazione del modello all'intera serie temporale dei dati di colore del mare attualmente disponibili ha permesso infine di analizzare la variabilità stagionale ed interannuale della produzione primaria nel bacino del Mediterraneo. L'analisi della variabilità stagionale ha mostrato, appunto, come, grazie al "nuovo" modello, l'andamento della PP sia cambiato, presentando i massimi in primavera e non più in estate. Questi massimi sono solitamente spostati di circa 15 giorni rispetto alle fioriture algali. E' importante sottolineare che, nel nostro studio, questo andamento è presente in tutte le regioni del bacino e non solamente in quelle occidentali dove è presente una ampia fioritura primaverile. Questo andamento del segnale stagionale è lo stesso indipendentemente dal sensore utilizzato.

L'analisi interannuale, condotta in maniera più dettagliata sul data set satellitare più cospicuo (SeaWiFS), ha evidenziato poca variabilità del Mediterraneo esaminato globalmente ma una discreta variabilità regionale sia ad occidente che ad oriente. Questa variabilità interannuale diventa sempre più evidente quando si analizzano i diversi sottobacini che compongono il Mar Mediterraneo. Ciò indica che le scale regionali sono quelle che dominano questa variabilità. Questo non stupisce dato che la nostra analisi evidenzia chiaramente l'importanza della variabilità della biomassa sulla PP. E' noto che la variabilità della biomassa mediterranea è legata principalmente ai

processi fisici-biologici, quali formazioni di acque dense, upwellings, trasporto off-shore, che dipendono fortemente da forzanti locali e non da quelli a scala di bacino. E' ovvio che questo fa nascere la necessità di studio più ampio il cui obiettivo sia di definire i meccanismi responsabili della variabilità interannuale della produzione osservata in ciascun area del Mediterraneo, ma ciò esula da questa tesi.

L'applicazione del modello ai tre sensori ha mostrato alcune differenze nelle stime di PP risultanti. I due sensori lanciati dalla NASA (SeaWiFS e MODIS) mostrano delle stime di produttività simili, anche se il MODIS presenta dei tassi di PP leggermente inferiori a livello di bacino. Il MERIS invece ha evidenziato una produttività decisamente più elevata rispetto agli altri due sensori. Questo è imputabile alla differenza nella stima di biomassa a sua volta legata probabilmente a delle differenze nel processamento dei dati e soprattutto nella correzione atmosferica. Per quanto riguarda invece l'andamento stagionale della PP non si notano differenze tra i vari sensori che mostrano tutti i massimi produttivi in primavera e bassi valori di PP a fine estate.

In fine, il confronto con le stime satellitari precedenti di PP ha mostrato una notevole diminuzione dei tassi produttivi ottenute in questo lavoro (dell'ordine del 50% rispetto al lavoro di Antoine et al (1995) e circa 40% rispetto a Bosc et al. (2004)), mentre il confronto con stime di PP dalla letteratura, ottenute con diverse tecniche, ha mostrato l'ottimo accordo tra questi dati e le nostre stime anche nelle regioni orientali del Mediterraneo dove lavori precedenti presentavano tassi produttivi superiori alle misurazioni in situ.

Questa diminuzione della PP e la variazione del suo andamento stagionale ovviamente incideranno anche sul bilancio del carbonio del bacino. Una prima valutazione di questo impatto si può ottenere stimando la produzione nuova (PN) dai valori di PP attraverso l'utilizzo dell'*f*-ratio (rapporto fra produzione nuova e produzione totale). Con valori di quest'ultimo pari 0.15 per l'intero bacino, 0.25 per la zona occidentale e 0.1 per quella orientale si ottengono delle stime di PN pari a 14.1 gC m^{-2}

anno⁻¹ per l'intero Mediterraneo, 27.6 gC m⁻² anno⁻¹ per il WESTMed e 8.5 gC m⁻² anno⁻¹ per l'ESTMed. Queste stime sono inferiori a quelle che si otterrebbero dalle stime di PP dei lavori precedenti.

La PN può essere considerata, in prima analisi, uguale alla produzione esportata (PE), cioè a quella frazione della PP che contribuisce al prelievo e stoccaggio di sostanza organica a mare. Una variazione della PE indurrà quindi una modifica dei flussi di CO₂ tra aria e acqua con conseguenze sul bilancio del carbonio nella zona del Mediterraneo.

Possibili sviluppi futuri

Le stime di PP da satellite sono, ovviamente, ancora migliorabili e la strada intrapresa negli ultimi anni di regionalizzare i modelli fotosintetici globali e utilizzare algoritmi bio-ottici specifici per l'area di interesse è sicuramente la più corretta.

Come detto nel paragrafo precedente l'incertezza associata alle misure satellitari di clorofilla superficiale incide molto sulle stime di PP. Come descritto ad inizio del capitolo IV, l'incertezza del ±35% sulla clorofilla satellitare induce un'incertezza di circa il 20% sulle stime di PP. Quindi un miglioramento delle stime di biomassa satellitari è fondamentale per la riduzione dell'incertezza associata alle stime di PP.

Ma, come evidenziato da questo studio, almeno per quanto riguarda il mar Mediterraneo, un importante miglioramento della stima della PP si può raggiungere soprattutto intervenendo sul modello fotosintetico per quanto riguarda l'iterazione luce-acqua. Infatti, come mostrato nel capitolo III, la distribuzione della clorofilla lungo la colonna d'acqua nel mar Mediterraneo è differente da quella generica degli altri mari. Questo inciderà sia sull'attenuazione della luce lungo la colonna d'acqua sia sull'interazione della luce con i costituenti principali del mare. Sarebbe quindi importante fare uno studio per determinare delle funzioni, per l'assorbimento (e riflessione) della luce da parte della clorofilla e delle altre sostanze, specifiche per la zona che si sta analizzando.

BIBLIOGRAFIA

- Aliverti, G., M. Picotti, L. Trotti, A. De Meio, O. Lauretta and M. Moretti, (1968). "Atlante del Mar Tirreno". Consiglio Nazionale delle Ricerche ed Istituto Universitario Navale, Napoli, pp. 115.
- Allen, J. J. P., J. Somerfield, J. Siddorn, (2002). "Primary and bacterial production in the Mediterranean Sea: a modelling study". *Journal of Marine System*, 33-34, 473-495.
- Anati, D. A., (1984). "A dome of cold water in the Levantine Basin". *Deep Sea Research*, 31, 1251-1257.
- Antoine D & Morel A (1996) "Oceanic primary production. 1. Adaption of a spectral light-photosynthesis model in view of application to satellite chlorophyll observations". *Global Biogeochemical Cycles* 10, 43-55.
- Antoine D., Morel A. & André J.M. (1995). "Algal pigment distribution and primary production in the eastern Mediterranean as derived from coastal zone color scanner observations". *Journal of Geophysical Research* 100, 16,193-16,209.
- Antoine, D., A. Morel, (1995). "Modelling the seasonal course of the upper ocean pCO₂ (I). Development of a one-dimensional model". *Tellus*, 47B, 103-121.
- Artale, V., M. Astraldi, G. Buffoni, G. P. Gasparini, (1994). "Seasonal variabilità of gyre-scale circulation in the northern Tyrrhenian Sea". *Journal of Geophysical Research*, 99, 14127-14137.
- Austin, R. W., (1974). "Remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface". In: N. G. Jerlov & E. S. Nielsen (editors), *Optical Aspects of Oceanography*. Academic Press, New York, pp 317-344.
- Azov, Y., (1991). "The Mediterranean Sea, a marine desert?". *Mar. Pollut. Bull.*, 23, 225-232.
- Behrenfeld, M. J. and P. G. Falkowski, (1997a). "Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration". *Limnology and oceanography*, 42(1), 1-20.
- Bethoux, J. P. and B. Gentili, (1996). "The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic and environmental changes". *Journal of Marine Systems*, 7, 383-394.
- Bethoux, J. P. and B. Gentili, (1999). "Functioning of the Mediterranean Sea: past and present changes related to freshwater input and climate changes". *Journal of Marine Systems*, 20, 33-47
- Bethoux, J. P. and G. Copin-Montégut, (1986). "Biological fixation of the atmospheric nitrogen in the Mediterranean Sea". *Limnology and oceanography*, 31(6), 1353-1358.

- Bethoux, J. P., (1979). "Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on local climate and on characteristics of the Atlantic water". *Oceanologica Acta*, 2(2), 157-163.
- Bethoux, J. P., (1981). "Le phosphore et l'azote en Mer Méditerranée, bilans et fertilité potentielle". *Marine Chemistry*, 10, 141-158.
- Bethoux, J. P., (1989). "Oxygen consumption, new production, vertical advection and environmental evolution in the Mediterranean Sea". *Deep Sea Research*, 36(5), 769-780.
- Bethoux, J. P., P. Morin, C. Chaumery, O. Connan, B. Gentili and D. Ruiz-Pino, (1998). "Nutrients in the Mediterranean Sea, mass balance and statistical analysis of concentrations with respect to environmental change". *Marine Chemistry*, 63,155-169.
- Bignami, F., R. Sciarra, S. Carniel, R. Santoleri, (2006). "The variability of the Adriatic Sea coastal turbid waters from SeaWiFS imagery". *Journal of Geophysical Research*, sottomesso.
- Boldrin, A., S. Miserocchi, S. Rabitti, M. M. Turchetto, V. Balboni and G. Socal, (2002). "Particulate matter in the southern Adriatic and Ionian Sea: characterisation and downward fluxes". *Journal of Marine Systems*, 33-34, 389-410.
- Bosc, E., A. Bricaud and D. Antoine, (2004). "Seasonal and interannual variability in algal biomass and primary production in the Mediterranean Sea, as derived from 4 years of SeaWiFS observations". *Journal of Geophysical Research*, 10.129/2003GB002034
- Bricaud, A., E. Bosc, D. Antoine, (2002). "Algal biomass and sea surface temperature in the Mediterranean Basin. Intercomparison of data from various satellite sensors, and implications for primary production". *Remote Sensing of Environment*, 81, 163-178.
- Campbell, J., D. Antoine, R. Armstrong, K. Arrigo, W. Balch, R. Barber, M. Behrenfeld, R. Bidigare, J. Bishop, M.-E. Carr, W. Esias, P. Falkowski, N. Hoepffner, R. Iverson, D. Kiefer, S. Lohrenz, J. Marra, A. Morel, J. Ryan, V. Vedernikov, K. Waters, C. Yentsch, and J. Yoder, (2002). "Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature, and irradiance". *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 10.1029/2001GB001444
- Carr, M.-E., M. A. M. Friedrichs, M. Schmeltz, M. N. Aita, D. Antoine, K. R. Arrigo, I. Asanuma, O. Aumont, R. Barber, M. Behrenfeld, R. Bidigare, E. T. Buitenhuis, J. Campbell, A. Ciotti, H. Dierssen, M. Dowell, J. Dunne, W. Esaias, B. Gentili, W. Gregg, S. Groom, N. Hoepffner, J. Ishizaka, T. Kameda, C. Le Quéré, S. Lohrenz, J. Marra, F. Mélin, K. Moore, A. Morel, T. E. Reddy, J. Ryan, M. Scardi, T. Smyth, K. Turpie, G. Tilstone, K. Waters, Y. Yamanaka, (2006). "A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color". *Deep-Sea Research II*, 53, 741-770.
- Clarke, G. L., G. C. Ewing, C. J. Lorenzen, (1970). "Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration". *Science*, 167, 1119-1121.
- Claustre, H., A. Morel, S. B. Hooker, M. Babin, D. Antoine, K. Oubelkheir, A. Bricaud,

- K. Leblanc, B. Quéguiner and S. Maritorena, (2002). "Is desert dust making oligotrophic waters greener?". *Geophysical Research Letters*, 29(10), 107-111.
- Conan, P., M. Pujo-Pay, P. Raimbault, M. Laveau, (1998). "Variabilité hydrologique et biologique du golfe du Lion. II. Productivité sur le bord interne du courant". *Oceanologica Acta*, 21, 767-782.
- Crise, A., J. I. Allen, J. Baretta, G. Crispi, R. Mosetti and C. Solidoro, (1999). "The Mediterranean pelagic ecosystem response to physical forcing". *Progress in Oceanography*, 44, 219-243.
- Crispi, G., A. Crise and E. Mauri, (1999). "A seasonal three-dimensional study of the nitrogen cycle in the Mediterranean Sea: Part II. Verification of the energy constrained trophic model". *Journal of Marine Systems*, 20, 357-379.
- D'Ortenzio, F., (2003). "Space and time occurrence of algal blooms in the Mediterranean: their significance for the trophic regime of the basin". PhD Thesis, Open University of London, UK.
- D'Ortenzio, F., S. Marullo, M. Ragni, M. Ribera d'Alcalà, R. Santoleri, (2002). "Validation of empirical SeaWiFS algorithms for chlorophyll-a retrieval in the Mediterranean Sea. A case study for oligotrophic seas". *Remote Sensing Of Environment*, 82, 79-84.
- D'Ortenzio, F., D. Iudicone, C.D. Montegut, P. Testor, D. Antoine, S. Marullo, R. Santoleri, and G. Madec, (2005). "Seasonal variability of the mixed layer depth in the Mediterranean Sea as derived from in situ profiles". *Geophysical Research Letters*, 32, 10.1029/2005GL022463.
- D'Ortenzio, F., S. Marullo, and R. Santoleri (2000). "Validation of AVHRR Pathfinder SST's over the Mediterranean Sea". *Geophysical Research Letters*, 27(2), 241.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar and D. Iudicone, (2004). "Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology". *Journal of Geophysical Research*, 109, 10.1029/2004JC002378.
- Diaz, F., P. Raimbault, P. Conan, (2000). "Small-scale study of primary productivity during spring in a Mediterranean coastal area (Gulf of Lions)". *Continental Shelf Research*, 20, 975-996.
- Dowidar, N. M., (1984). "Phytoplankton biomass and primary productivity of the southeastern Mediterranean". *Deep-Sea Research*, 31, 983-1000.
- Duarte, C. M., S. Agusti, H. Kennedt and D. Vaqué, (1999). "The Mediterranean climate as a template for Mediterranean marine ecosystems: the example of the northeast Spanish littoral". *Progress in Oceanography*, 44, 245-270.
- Dugdale, R. C. and F. P. Wilkerson, (1988). "Nutrient sources and primary production in the Eastern Mediterranean". *Oceanologica Acta*, 9, 179-184.
- Dugdale, R. C. and J. J. Goering, (1967). "Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity". *Limnology and Oceanography*, 12(2), 196-206.
- Eppley, R. W., E. Stewart, M. R. Abbott and U. Heyman, (1985). "Estimating ocean

- primary production from satellite chlorophyll. Introduction to regional differences and statistics for the Southern California Bight". *Journal of Plankton Research*, 7(1), 57-70.
- Estrada, M., C. Marrase, M. Latasa, E. Berdalet, M. Delgado, T. Riera, (1993). "Variability of deep chlorophyll maximum characteristics in the North Western Mediterranean". *Marine Ecology Progress Series*, 92, 289-300.
- Falkowski, P. G., (1988). "Ocean productivity from space". *Nature*, 335, 205.
- Falkowski, P., (1981). "Light-shade adaptation and assimilation numbers". *Journal of Plankton Research*, 3, 203-216.
- Feely, R. A., C. L. Sabine, T. Takahashi and R. Wanninkhof, (2001). "Uptake and storage of carbon dioxide in the ocean: the global CO₂ survey". *Oceanography*, 14(4), 18-32.
- Frouin, R., B. Franz, P. J. Werdell, (2003). "The SeaWiFS PAR product". In: S. B. Hooker and E. R. Firestone (Editors), SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series, vol. 22. Algorithm updates for the fourth SeaWiFS data reprocessing. NASA Goddard Space Flight Center., Greenbelt, MD, pp. 46-50.
- Garcia, C.A.E., Garcia, V.M.T. and McClain, C.R., (2005). "Evaluation of SeaWiFS chlorophyll algorithms in the Southwestern Atlantic and Southern Oceans". *Remote Sensing of Environment*, 95, 125-137.
- Gascard, J. C., (1973). "Vertical motions in a region of deep water formation". *Deep-Sea Research*, 20, 1011-1027.
- Gascard, J. C., (1978). "Mediterranean Deep Water Formation, Baroclinic Instability and Oceanic Eddies". *Oceanologica Acta*, 1, 315-330.
- Gitelson, A., A. Karnieli, N. Goldman, Y. Z. Yacobi and M. Mayo, (1996). "Chlorophyll estimation in the Southeastern Mediterranean using CZCS images: adaptation of an algorithm and its validation". *Journal of Marine Systems*, 9, 283-290.
- Gordon, H. R. and M. Wang, (1994). "Retrieval of water leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with seawifs: a preliminary algorithm". *Applied optics*, 33(3), 443-458.
- Gordon, H. R., J. W. Brown & R. H. Evans, (1988a). "Exact Rayleigh scattering calculations for use with the Nimbus-7 coastal zone color scanner". *Applied Optics*, 27, 862-871.
- Hooker, S. B., W. E. Esaias, G. C. Feldman, W. W. Gregg, C. R. McClain, (1992). "An overview of SeaWiFS and ocean color". In: S. B. Hooker, E. R. Firestone (editors). SeaWiFS Project Technical Report Series, NASA Tech. Memo. 104566 1., NASA Goddard Space Flight Centre, Greenbelt, Maryland, USA, 24 pp.
- Ignatiades, L., (1998). "The productive and optical status of the oligotrophic waters of the southern Aegean Sea (Cretan Sea), Eastern Mediterranean". *Journal of Plankton Research*, 20, 985-995.
- Innocenzi, F. R., (2004). "Studio della variabilità stagionale e della distribuzione delle

acque costiere del mar Adriatico mediante dati satellitari". Tesi di Laurea, Università degli Studi della Tuscia, Viterbo, Italia.

IPCC, (2001). "Climate Change 2001: The Scientific Basis". pp 785.

Kilpatrick, K. A., G. Podesta, and R. Evans, (2001). "Overview of the NOAA/NASA Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder Algorithm for Sea Surface Temperature and Associated Matchup Database". *Journal of Geophysical Research*, 106, 9179-9197.

La Violette, P. E., (1984). "The advection of submesoscale thermal features in the Alboran Sea gyre". *Journal of Physical Oceanography* 14, 550–565.

Lacombe, H., J. C. Gascard, J. Gonella and J. P. Bethoux, (1981). "Response of the Mediterranean to the water and energy fluxes across its surface, on seasonal and interannual scales". *Oceanologica Acta*, 4(2), 120-130.

Lefevre, D., H. J. Minas, M. Minas, C. Robinson, P. J. Le B. Williams and M. S. Woodward, (1997). "Review of gross community production, primary production, net community production and dark community respiration in the Gulf of Lions". *Deep Sea Research*, 44, 801-832.

Levitus, S., (1982). "Climatological atlas of the world ocean". Prof. Paper 13, NOAA, U.S. Government Printing Office., Washington, DC.

Levy, M., L. Memery and G. Madec, (2000). "Combined effects of mesoscale processes and atmospheric high-frequency variability on the spring bloom in the MEDOC area". *Deep Sea Research*, 47, 27-53.

Levy, M., L. Memery and J. Andre, (1998). "Simulation of primary production and export fluxes in the north-western Mediterranean Sea.". *Journal of Marine Research*, 56, 197-238.

Lewis, M. R., J. J. Cullen and T. Platt, (1983). "Phytoplankton and thermal structure in the upper ocean: Consequences of nonuniformity in chlorophyll profile". *Journal of Geophysical Research*, 88, 2565-2670.

Lohrenz, S. E., D. A. Wiesenburg, I. P. DePalma, K. S. Jonson and D. E. Gustafson, (1988). "Interrelationships among primary production, chlorophyll, and environmental conditions in frontal regions of the western Mediterranean Sea". *Deep-Sea Research*, 35, 793-810.

Magazzù, G., F. Decembrini, (1995). "Primary production, biomass and abundance of phototrophic picoplankton in the Mediterranean Sea: a review". *Aquat. Microb. Ecol.*, 9, 97-104.

Marty, J. C. and J. Chiaverini, (2002). "Seasonal and interannual variations in phytoplankton production at DYFAMED time-series station, Northwestern Mediterranean Sea". *Deep Sea Research II*, 49, 2017-2030.

Marty, J. C., J. Chiaverini, M. D. Pizay and B. Avril, (2002). "Seasonal and interannual dynamics of nutrients and phytoplankton pigments in the western Mediterranean Sea at the DYFAMED timeseries station (1991 –1999)". *Deep Sea Research II*, 49, 1965 –1985.

- Marullo, S., B. Buongiorno Nardelli, M. Guarracino, R. Santoleri, (2006). "Observing the Mediterranean Sea from space: 21 years of Pathfinder-AVHRR sea surface temperatures (1985 to 2005). Re-analysis and validation". In: Pinardi N. (Editor), *Mediterranean Ocean Forecasting System: toward environmental predictions - the results. Ocean Science Discussions*, Vol. 3, pp 1191-1223.
- MEDOC Group, (1970). "Observations of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969". *Nature*, 227, 1037-1040.
- Millot, C. (1987). "Circulation in the Western Mediterranean Sea". *Oceanologica Acta*, 10(2),143-149.
- Moran, X. A. G., I. Taupier-Letage, E. Vázquez-Dominguez, S. Ruiz, L. Arin, P. Raimbault, M. Estrada, (2001). "Physical-biological coupling in the Algerian Basin (SW Mediterranean): Influence of mesoscale instabilities on the biomass and production of phytoplankton and bacterioplankton". *Deep-Sea Research*, 48, 405-437.
- Morel, A. and B. Gentili, (1993). "Diffuse reflectance of oceanic waters. II: bidirectional aspects". *Applied Optics*, 32, 6864-6879.
- Morel, A. and J. F. Berthon, (1989). "Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: relationship reinvestigated in view of remote-sensing applications". *Limnology and oceanography*, 34(8), 1545-1562.
- Morel, A. and J. M. André, (1991). "Pigment distribution and primary production in the western Mediterranean as derived from CZCS observations". *Journal of Geophysical Research*, 96(C7), 12685-12691.
- Morel, A. and L. Prieur, (1977). "Analysis of variations in ocean color". *Limnology and oceanography*, 22(4), 709-722.
- Morel, A. and S. Maritorena, (2001). "Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal". *Journal of Geophysical Research*, 106(4), 7163-7180.
- Morel, A., (1988). "Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (Case 1 water)". *Journal of Geophysical Research*, 93(C9), 10749-10768.
- Morel, A., (1991). "Light and marine photosynthesis: a spectral model with geochemical and climatological implications". *Progress in Oceanography*, 26, 263-306.
- Morel, A., D. Antoine, M. Babin and Y. Dandonneau, (1996). "Measured and modeled primary production in the northeast Atlantic (EUMELI JGOFS program): the impact of natural variations in photosynthetic parameters on model predictive skill". *Deep Sea Research*, 43(8), 1273-1304.
- Moutin, T. and P. Raimbault, (2002). "Primary production, carbon export and nutrients availability in western eastern Mediterranean Sea in early summer 1996 (MINOS cruise)". *Journal of Marine Systems*, 842, 273-288.
- Mueller, J. L. and R. W. Austin, (1995). "Ocean Optics Protocols for SeaWiFS Validation, Revision 1". In: S. B. Hooker, E. R. Firestone and J. G. Acker (editors), *SeaWiFS Technical Report Series, NASA Technical Memorandum 104566*, Greenbelt, Maryland.

- Napolitano, E., T. Oguz, P. Malanotte-Rizzoli, A. Yilmaz, E. Sansone, (2000). "Simulations of biological production in the Rhodes and Ionian basins of the eastern Mediterranean". *Journal of Marine Systems*, 24, 277-298.
- Neveux, J. and M. Panouse, (1987). "Spectrofluorometric determination of chlorophylls and pheophytins". *Arch. Hydrobiol.*, 109(4), 567-581.
- O'Reilly, J. E., S. Maritorena, D. Siegel, M. C. O'Brien, D. Toole, B. G. Mitchell, M. Kahru, F. P. Chavez, P. Strutton, G. Cota, S. B. Hooker, C. R. McClain, K. L. Carder, F. Muller-Karger, L. Harding, A. Magnuson, D. Phinney, G. F. Moore, J. Aiken, K. R. Arrigo, R. Letelier and M. Culver, (2000). "Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: version 4". In: S. B. Hooker and E. R. Firestone (Editors), *SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series*, vol.11. SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses: part 3. NASA Goddard Space Flight Center., Greenbelt, MD, pp. 9-23.
- O'Reilly, J. E., S. Maritorena, G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, D. L. Garver, M. Kahru and C. R. McClain, (1998). "Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS". *Journal of Geophysical Research*, 103(C11), 24937-24950.
- Pinker, R. T. and I. Laszlo, (1992). "Global distribution of photosynthetically active radiation as observed from satellite". *Journal of Climate*, 5, 56-65.
- Pirelli, A., V. Rupolo, E. Salusti, (1995). "Satellite investigations of a cyclonic gyre in the central Tyrrhenian Sea (western Mediterranean Sea)". *Journal of Geophysical Research*, 100, 2487-2499.
- Platt, T. and S. Sathyendranath, (1993). "Estimators of primary production for interpretation of remotely sensed data on ocean colour". *Journal of Geophysical Research*, 98, 14561-14597.
- Platt, T., (1986). "Primary production of the ocean water column as a function of surface light intensity: Models for remote sensing". *Deep-Sea Research*, 33, 149-163.
- Platt, T., C. L. Gallegos and W. G. Harrison, (1980). "Photoinhibition of photosynthesis in natural assemblages of marine phytoplankton". *Journal of Marine Research*, 38, 687-701.
- Platt, T., S. Sathyendranath, (1988). "Oceanic Primary Production: Estimation by Remote Sensing at Local and Regional Scales". *Science*, 241, 1613-1619.
- Preisendorfer, R. W., (1961). "Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea". *Union Geodetic and Geophysical International*, 10, 11-29.
- Psarra, S., A. Tselepidis, L. Ignatiades, (2000). "Primary Productivity in the oligotrophic Cretan Sea (NE Mediterranean): seasonal and interannual variability". *Progress in Oceanography*, 46, 187-204.
- Reed, R. K., (1977). "On estimating insolation over the ocean". *Journal of Physical Oceanography*, 10, 482-484.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, (1995). "A high-resolution global sea surface temperature climatology". *Journal of Climate*, 8, 1571-1583.

- Ribera d'Alcalà, M., G. Civitarese, F. Conversano, R. Lavezza, (2003). "Nutrient ratios and fluxes hint at overlooked processes in the Mediterranean Sea". *Journal of Geophysical Research*, 10.129/2002JC001345.
- Robinson, A. R. and M. Golnaraghi, (1995). "The Physical and dynamical oceanography of the Mediterranean sea". In: P. Malanotte-Rizzoli and A. R. Robinson (Editors), *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*. Proceedings of NATO-ASI. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 255-306.
- Robinson, I. S., (2004) "Measuring the oceans from space: the principles and methods of satellite oceanography". Berlin, Germany, Springer/Praxis Publishing, 669pp.
- Roether, W., B. B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovacevic, and A. Luchetta, (1996). "Recent changes in eastern Mediterranean deep waters", *Science*, 271, 333-335.
- Ruiz, J., F. Echevarria, J. Font, S. Ruiz, E. García, J. M. Blanco, F. Jiménez-Gómez, L. Prieto, A. González-Alaminos, C. M. García, P. Cipollini, H. Snaith, A. Bartual, A. Reul, V. Rodríguez, (2001). "Surface distribution of chlorophyll, particles and gelbstoff in the Atlantic jet of the Alboran Sea: from submesoscale to subinertial scales of variability". *Journal of Marine System*, 29, 277-292.
- Santoleri, R., V. Banzon, S. Marullo, E. Napolitano, F. D'Ortenzio, R. Evans, (2003). "Year-to-year variability of the phytoplankton bloom in the southern Adriatic Sea (1998-2000): Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor observation and modelling study". *Journal of Geophysical Research*, 10.129/2002JC001636.
- Sarmiento, J., and M. Bender, (1994). "Carbon biogeochemistry and climate change". *Photosynthesis Research*, 39, 209-234.
- Sarmiento, J., T. Herbert, J. R. Toggweiler, (1988). "Mediterranean nutrient balance and episodes of anoxia". *Global Biogeochemical Cycles*, 2, 427-444.
- Sathyendranath, S. and T. Platt, (1989). "Computation of aquatic primary production: Extended formalism to include effect of angular and spectral distribution of light". *Limnology and Oceanography*, 34, 188-198.
- Sciarra, R., F. Bignami, F. R. Innocenzi, S. Colella, R. Santoleri, (2005). "Study of the variability of the coastal waters of the Adriatic Sea from SeaWiFS images". EGU General Assembly, 24-29 Aprile, Vienna, Austria. Poster.
- Siegel, D. A., M. Wang, S. Maritorena and W. Robinson, (2000). "Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: the black pixel assumption". *Applied optics*, 39(21), 3582-3591.
- Siegel, D. A., T. K. Westberry, M. C. O'Brien, N. B. Nelson, A. F. Michaels, J. R. Morrison, A. Scoot, E. A. Caporelli, J. C. Sorensen, S. Maritorena, S. A. Garver, E. A. Brody, J. Ubante, M. A. Hammer, (2001). "Bio-optical modelling of primary production on regional scales: the Bermuda BioOptics project". *Deep-Sea Research II*, 48, 1865-1896.
- Smith, R. C. and K. S. Baker, (1978). "The bio-optical state of ocean waters and remote sensing". *Limnology and Oceanography*, 23, 247-259.

- Smith, R. C., R. W. Eppley and K. S. Baker, (1982). "Correlation of primary production as measured aboard ship in southern California coastal waters and as estimated from satellite chlorophyll images". *Marine Biology*, 66, 281-288.
- Sournia, A., (1973). "La production primaire planctonique en Méditerranée: Essai de mise à jour". *Bull. Etude Commun. Mediter.*, 5,1-128.
- Stratford, K. and K. Haines, (2002). "Modelling nutrient cycling during the eastern Mediterranean transient event 1987-1995 and beyond". *Geophysical Research Letters*, 29(3), 10102-10106.
- Sur, H. I., E. Oszoy and U. Unluata, (1992). "Simultaneous deep and intermediate depth convection in the northern levantine sea". *Oceanologica Acta*, 16, 33-43.
- Tanré, D., M. Herman, P. Y. Deschaps and A. De Lefte, (1979). "Atmospheric modelling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties". *Applied Optics*, 18, 3587-3594.
- Uitz, J., H. Claustre, A. Morel, S. B. Hooker, (2006). "Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean: An assessment based on surface chlorophyll". *Journal of Geophysical Research*, 111, 10.1029/2005JC003207.
- Van Dijken, G. L., and K. R. Arrigo, (1996). "Ocean color remote sensing of the southeastern Mediterranean Sea". *Eos Trans. AGU*, 76(3), Suppl., 167.
- Vidussi, F., J. C. Marty, J. Chiavérini, (2000). "Phytoplankton pigment variations during the transition from spring bloom to oligotrophy in the northernwestern Mediterranean sea". *Deep-Sea Research*, 47, 423-445.
- Volpe, G., R. Santoleri, V. Vellucci, M. Ribera d'Alcalà, S. Marullo, F. D'Ortenzio, (2006). "The colour of the Mediterranean Sea: evaluation and tuning of SeaWiFS chlorophyll algorithms". *Remote Sensing of Environment*, sottomesso.
- Walton, C. C., W. G. Pichel, F. J. Sapper, and D. A. May, (1998). "The development and operational application of nonlinear algorithms for the measurement of sea surface temperatures with NOAA polar-orbiting environmental satellites". *Journal of Geophysical Research*, 103, 27999–28012.
- Williams, N., (1998). "The Mediterranean Beckons to Europe's oceanographers". *Science*, 229, 463-464.
- Zavatarelli, M., J. W. Baretta, J. Baretta-Bekker and N. Pinardi, (2000). "The dynamics of the Adriatic Sea ecosystem. An idealized model study". *Deep Sea Research*, 47, 937-970.