

Cauê Zirnberger Lazaneo

Resposta da produção biológica frente à
dinâmica dos sistemas de ressurgência
costeira sobre a Plataforma Continental
Brasileira

Rio Grande
2014

Cauê Zirnberger Lazaneo

Resposta da produção biológica frente à
dinâmica dos sistemas de ressurgência
costeira sobre a Plataforma Continental
Brasileira

Dissertação apresentada ao Instituto de
Oceanografia da Universidade Federal do
Rio Grande, para a obtenção de Título de
Mestre em Oceanografia Física, Química e
Geológica

Orientador: José Henrique Muelbert

Co-orientador: Paulo Henrique R. Calil

Rio Grande
2014

Lazaneo, C. Z.

Resposta da produção biológica frente à dinâmica dos sistemas de ressurgência costeira sobre a Plataforma Continental Brasileira

75 páginas

Dissertação (Mestrado) - Instituto de Oceanografia da Universidade Federal do Rio Grande.

1. Ressurgência
2. Produtividade Primária Líquida
3. Tempo de residência

I. Universidade Federal do Rio Grande. Instituto de Oceanografia.

Comissão Julgadora:

Prof.^a Dra. Aurea Maria Ciotti

Prof.^a Dr. Virginia Maria Tavano

Prof. Dr. José Henrique Muelbert
(orientador)

Prof. Dr. Paulo H. R. Calil
(co-orientador)

Aos curiosos...

*“And if the oceanographers are permitted in the future the freedom to follow their own noses,
to scent out their own problems, and to formulate their own goals,
this flow of new results will be doubtless continued.”*
Henry Stommel - Why are we oceanographers?

*"Student: Dr. Einstein, Aren't these the same questions as last year's [physics] final
exam?"*
Dr. Einstein: Yes; But this year the answers are different."
Albert Einstein

Agradecimentos

Sendo clichê ou não, começo meus agradecimento à aqueles que me apresentaram e me deram a oportunidade de conhecer e viver próximo ao mar. Pai e Mãe, muito obrigado por me deixarem tentar sanar minhas dúvidas e curiosidades sobre este magnífico ambiente que é o mar, e principalmente por terem me dado asas e ensinado o caminho de casa! Vocês serão meus eternos professores!

Agradeço ao Zeca, meu orientador, que me proporcionou encarar mais esse desafio, além das diferentes oportunidades durante essa curta convivência durante o mestrado até a finalização do presente trabalho. Agradeço também ao meu co-orientador Paulo Calil, que muito me ajudou na formulação dos meus pensamentos científicos, além do grande incentivo em sempre tentar fazer melhor, e não menos importante, as conversas durante o minucioso processo de se fazer um café.

Agradeço a Universidade Federal de Rio Grande, por ter me proporcionado um ensino de qualidade durante a graduação e o mestrado, e ao CNPQ pelo ajuda de custo financeiro.

Por falta de tempo e principalmente para não ser injusto com ninguém, faço aqui um agradecimento geral a todos aqueles que por algum motivo fizeram parte durante esta etapa da minha vida.

Por último, porém não menos importante, agradeço à Juliana que me acompanhou durante este e outros desafios, e que mesmo longe nessa reta final, se manteve muito perto. Você foi fundamental! Obrigado!

Resumo

A dinâmica do sistema da Corrente do Brasil (CB) restringe a intrusão da Água Central do Atlântico Sul sobre a plataforma continental a poucas regiões como as zonas de ressurgência de Cabo Frio (CF) e Cabo de Santa Marta (CSM), que são áreas de intensa produção biológica. Para compreender os fatores que controlam a produção biológica e determinam o tempo de residência nestes sistemas, foi implementado um modelo hidrodinâmico regional (ROMS) acoplado a um módulo ecossistêmico do tipo NPZD, e um modelo Lagrangeano de partículas. A partir desse modelo, foi estudada a Produção Primária Líquida (NPP) como função da disponibilidade de nutrientes, taxa de crescimento do fitoplâncton e biomassa fitoplantônica. A distribuição de nutrientes foi o principal modulador dos níveis da NPP nas duas zonas de ressurgência costeira. Os resultados mostraram taxas de NPP superiores em CF, dominadas por nitrato, enquanto que um maior crescimento relativo do tipo de fitoplâncton pequeno em CSM, região a qual apresentou maior limitação de nutrientes. A temperatura se mostrou um importante modulador das taxas de crescimento do fitoplâncton sob regiões não limitadas por luz. Por outro lado, o maior tempo de residência de traçadores biológicos foram observados próximos a zona de ressurgência de CSM, resultando em um melhor desenvolvimento da biomassa de fitoplâncton devido ao maior tempo de assimilação dos nutrientes, promovendo ciclos tróficos mais longos e fornecendo mais nutrientes regenerados para o ambiente. O tempo de residência inferior de CF, associado à menor extensão da plataforma e maior energia cinética turbulenta, favoreceu maior exportação da água costeira para a zona oceânica, com possíveis implicações biogeoquímicas como fluxo de nutrientes para as zonas oligotróficas e bomba de carbono.

Palavras-chave: Ressurgência, Produtividade Primária Líquida, Tempo de residência

Abstract

The dynamic of Brazil Current (BC) inhibits the intrusion of South Atlantic Central Water onto the continental shelf to a few regions such as Cape Frio (CF) and Santa Marta Cape (SMC) upwelling systems, which are areas of intense biological production. To understand the controlling factors of the biological production and determine the residence time of these systems, a regional hydrodynamic model (ROMS) coupled to an ecosystem module (NPZD), and a Lagrangian particle model was implemented. Based on this model we studied the Net Primary Production (NPP) as a function of nutrient availability, phytoplankton growth rate and phytoplankton biomass. The nutrient distribution was the principal modulator of NPP levels in these two coastal upwelling zones, which resulted in a higher NPP in CF dominated by nitrate, while promoted a greater relative phytoplankton growth of a small phytoplankton type in SMC, under higher nutrient limitation. The temperature was an important modulator of phytoplankton growth rates in regions not limited by light. A longer residence time of organic tracers near SMC upwelling system resulted in higher phytoplankton biomass due to greater assimilation of nutrients, promoting longer trophic cycles and providing more regenerated nutrients to the environment. The lower residence time of CF associated with a lower shelf extension and higher eddy kinetic energy, favoured higher coastal water export to the oceanic zone, with possible implications to biogeochemical cycles as nutrients flow to the oligotrophic areas and carbon pumping.

Keywords: Upwelling, Net Primary Productivity, Residence time

Lista de Figuras

2.1	Batimetria no domínio da grade numérica	9
2.2	Fontes e Sumidouros (Gruber et al., 2006)	13
2.3	Média sazonal da TSM estimada pelo ROMS e pelo sensor MODIS	15
2.4	Média sazonal da clorofila-a estimada pelo ROMS e pelo sensor MODIS	18
2.5	Subdomínios analisados no Diagrama de Taylor	20
2.6	Diagrama de Taylor de TSM e Chl-a	21
2.7	Posição inicial das partículas lagrangeanas e distribuição espacial de traçadores passivos	24
3.1	Distribuição da média anual da NPP	29
3.2	Média e desvio padrão NO_3 , NH_4 , $\gamma(N_n, N_r)$, $\mu(T, I)$, P	30
3.3	Correlação linear CF	32
3.4	Hovmoller dos parâmetros biológicos em CF	33
3.5	Série temporal da biomassa do plâncton e de nutrientes integrados verticalmente em CF	34
3.6	Perfil da temperatura média sazonal em CF	35
3.7	Correlação linear CSM	37
3.8	Hovmoller dos parâmetros biológicos em CSM	39
3.9	Série temporal da biomassa do plâncton e de nutrientes integrados verticalmente em CSM	40

3.10	Perfil da temperatura média sazonal em CSM	41
3.11	Curva de crescimento	42
3.13	Curva de crescimento de tipos funcionais de fitoplâncton	43
3.14	Diferença do conteúdo de NO_3 e NH_4 , entre o experimento com fitoplâncton pequeno e grande	44
3.15	Traçador Passivo	46
3.16	Trajetoórias lagrangeanas em função do tempo	47
3.17	Influência da energia cinética turbulenta sobre as trajetórias das partículas sobre a PCSB	48
4.1	Influência da circulação sobre o transporte de traçadores biológicos	58

Lista de Tabelas

2.1	Parâmetros biológicos utilizados no experimento controle com suas respectivas unidades e descrições	11
2.2	Parêmtros biológicos do <i>EXP_PQN</i>	23
3.1	Médias de NPP e diferença relativa	28
3.2	Equações das retas CF	31
3.3	Equações das retas CSM	37
3.4	Taxas de assimilação de nutrientes dos experimentos com fitoplâncton pequeno e grande CF	45
3.5	Taxas de assimilação de nutrientes dos experimentos com fitoplâncton pequeno e grande CSM	45

Sumário

1	Introdução	1
1.1	Objetivos	6
1.1.1	Objetivo geral	6
1.1.2	Objetivos específicos	6
2	Metodologia	7
2.1	Modelo Físico	8
2.2	Modelo Ecosistêmico	9
2.3	Validação do modelo	13
2.3.1	Temperatura Superficial do Mar (TSM)	14
2.3.2	Concentração de chlorofila-a	16
2.3.3	Diagrama de Taylor	19
2.4	Experimentos e análises	21
2.5	Estimativa da Produção Primária líquida NPP	25
3	Resultados	28
3.1	Balanco entre a limitação de nutrientes e as taxas de crescimento do fitoplâncton	29
3.1.1	Cabo Frio	29
3.1.2	Cabo de Santa Marta	36

Sumário	xii
3.2 Sensibilidade ao tipo funcional de fitoplâncton	41
3.3 Influência da circulação sobre os sistemas de ressurgência da PCSB . . .	46
4 Discussão	49
5 Conclusões	61
Referências Bibliográficas	63

Capítulo 1

Introdução

A taxa de produção de matéria orgânica oriunda do conteúdo inorgânico disponível no meio marinho, que é transferida do fitoplâncton para os demais níveis tróficos, é definida como Produtividade Primária Líquida (NPP, do inglês *Net Primary Productivity*) (Howarth, 1988). O fitoplâncton é constituído por microorganismos, base da cadeia alimentar marinha, que faz o elo de ligação entre o meio abiótico e biótico, importante na ciclagem dos elementos químicos no meio marinho. Estudar os processos que controlam a resposta do fitoplâncton e da NPP em relação à circulação e a estabilidade da coluna d'água, auxiliam a compreensão da distribuição e abundância de outros níveis tróficos, assim como seu papel sobre as alterações do clima global.

Processos físicos são determinantes para a dinâmica dos ecossistemas marinhos. Eles promovem a transferência de calor e distribuição de nutrientes, carreados pelas diferentes massas d'água, e a disponibilidade de luz no meio, os quais exercem controle sobre os processos biológicos (Mann and Lazier, 2006). A circulação geostrófica do oceano superficial, dirigida principalmente pela distribuição da pressão atmosférica no nível do mar, campo de ventos, e fluxos de energia (Peterson and Stramma, 1991), favorece a estrutura oceanográfica propícia para a ocorrência de processos biológicos sobre as plataformas continentais, principalmente as de borda leste dos oceanos, onde

são encontradas as maiores atividades biológicas (*e.g.* Pauly et al., 1995; Carr, 2001; Carr and Kearns, 2003). A rasa nutriclina e o fluxo difuso das Correntes de Contorno Leste, auxiliada pelo transporte de Ekman para as zonas oceânicas, favorecem uma maior ascensão de água de subsuperfície fria e rica em nutrientes proporcionando uma maior atividade biológica (*e.g.* Lachkar and Gruber, 2011). No contorno oeste, no entanto, a maior intensidade do fluxo e a estrutura vertical mais profunda das Correntes de Contorno Oeste, rebaixam a nutriclina, limitando a intrusão da massa d'água de subsuperfície sobre a plataforma continental a determinadas regiões, restringindo assim a extensão e níveis de produção (Hsuesh and O'Brien, 1971).

A Corrente do Brasil (CB) é a corrente de contorno oeste que fecha o giro subtropical do Oceano Atlântico Sul, composta pela Água Tropical (AT: 0–200m), quente e salina, e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS: 200–800m) fria e rica em nutrientes (Castro and Miranda, 1998). Seu fluxo é caracterizado por intensa atividade de mesoescala induzida pela Corrente de Contorno Intermediária (Da Silveira et al., 2008) e variações na topografia (Rodrigues and Lorenzetti, 2001), que sob condições favoráveis de ventos permite a ascensão da ACAS sobre a Plataforma Continental Sul-Sudeste do Brasil (PCSB) (Valentin, 1984; Brandini, 1990a; Castelao and Barth, 2006; Mazzini and Barth, 2013). A dominância de ventos favoráveis à ressurgência costeira na maior parte do ano sobre a PCSB, e a estrutura vertical da Corrente do Brasil, limitam a ascensão da ACAS sobre a plataforma adjacente às regiões com fortes variações topográficas e de alteração da orientação da linha de costa, como cabos, promontórios (Campos et al., 1995; Rodrigues and Lorenzetti, 2001) e ao longo da quebra de plataforma continental (Campos et al., 2000).

As regiões de ressurgência costeira mais produtivas da PCSB são os sistemas de Cabo Frio (CF) 23°S, e o de Cabo de Santa Marta (CSM) 29°S (Ciotti et al., 2010) devido à frequente ascensão da ACAS sobre a zona eufótica (Z_e) com altas concentrações de nitrato (Valentin, 1984; Valentin et al., 1987; Brandini, 1990a) e baixas

temperaturas (Mazzini and Barth, 2013). Essas regiões se diferenciam principalmente pela variação topográfica, extensão da plataforma e proximidade com a Corrente do Brasil, além da variabilidade do regime de ventos (Campos et al., 2013; Mazzini and Barth, 2013). Resultando em eventos de ressurgência mais intensos e mais frequentes em CF (Mazzini and Barth, 2013). No caso do sistema de ressurgência de CSM, há ainda a interação com águas de baixa salinidade oriundas do Rio da Prata na Argentina, e da Lagoa dos Patos no Brasil, que aumentam a complexidade do sistema. Sob ventos de quadrante sul, estas águas podem atingir a latitude de CSM no inverno, resultando na alteração da estrutura vertical, e diminuição da influência da ACAS no fornecimento de nutrientes na zona superficial (Zavialov et al., 1999; Piola et al., 2005; Möller et al., 2008). A diferente configuração vertical modulada pelos perfis de temperatura, e o fornecimento de nutrientes entre as duas zonas de ressurgência, podem modular o tipo funcional de fitoplâncton mais representativo em cada região. Espécies de diatomáceas são dominantes em CF (Brandini, 1990a), enquanto espécies de nanoflagelados são numericamente dominantes em regiões mais pobres em nutrientes, como nas plataformas adjacentes ao estado do Paraná (Brandini et al., 2007) e de Santa Catarina (Brandini et al., 2013). Alterações temporais na estrutura taxonômica são observadas nas regiões (Brandini et al., 2013), podendo estas serem moduladas em função da sazonalidade do fornecimento de nutrientes. Pela posição geográfica de ambos sistemas, a limitação de luz sobre a produção primária é baixa ou nula (Lalli and Parsons, 1997). Desta forma, a variabilidade sazonal da estrutura oceanográfica das regiões é o principal fator para explicar a variabilidade espacial da produção primária (Brandini, 1990a). Entretanto, os fatores como a variabilidade espacial e temporal da limitação de nutrientes, influência da temperatura sobre as taxas de crescimento do fitoplâncton, e o tempo de residência próximo ao foco das ressurgências costeiras, imposto pela circulação local que controla a produção primária e ciclagem dos nutrientes, não são totalmente compreendidos.

Os sistemas de ressurgência costeira sobre a PCSB são caracterizados por ocorrer

em pulsos, sensíveis à variabilidade sazonal dos ventos locais (Campos et al., 2013) e à circulação oceânica sobre plataforma, moduladas pela dinâmica da CB e da Corrente das Malvinas (Palma et al., 2008; Matano et al., 2010; Combes and Matano, 2014). A heterogeneidade de processos físicos em diferentes escalas sobre a PCSB (Acha et al., 2004), proporciona uma alta diversidade de nichos ecológicos que explicam a diversidade biológica em diferentes níveis tróficos.

Modelos matemáticos são ferramentas de extrema valia no estudo dos ecossistemas marinhos. A partir do desenvolvimento de modelos capazes de simular complexos sistemas acoplados como o sistema físico-biológico, em três dimensões e em altas resoluções, tornou-se possível a representação de processos de difícil medição em campo (Lévy et al., 2012). Um exemplo é o processo de injeção episódica de nutrientes forçada por processos de sub/mesoescala, que possibilita o aperfeiçoamento das estimativas de produção primária e biomassa fitoplantônica no oceano oligotrófico (McGillicuddy et al., 1998; Levy et al., 1998; Calil and Richards, 2010; Lévy et al., 2012), em áreas costeiras eutróficas (Lachkar and Gruber, 2011, 2013), que não são resolvidos por modelos globais (*e.g.* Steinacher et al., 2010). Além da melhor representação de fluxos verticais através de processos de menor escala (Capet et al., 2008), modelos matemáticos permitem analisar a interação da circulação oceânica com os processos biológicos no oceano superficial (Williams and Follows, 1998; Lathuilière et al., 2010; Hernández-Carrasco et al., 2014).

Enquanto no oceano oligotrófico, a atividade de mesoescala tende a aumentar a produção biológica como no interior de vórtices ciclônicos, e nas bordas de vórtices anticiclônicos (*e.g.* Lima et al., 2002a; Calil and Richards, 2010), nas plataformas continentais leste dos oceanos, o efeito destes processos tende a diminuir a biomassa fitoplantônica (Rossi et al., 2009; Lathuilière et al., 2010). Altos níveis de energia de mesoescala associadas às instabilidades das correntes de contorno leste (McCreary et al., 1991), induzem uma maior agitação lateral, resultando numa advecção de água costeira rica em nutrientes para a zona oceânica (Rossi et al., 2009; Hernández-Carrasco et al., 2014). Além

disso, promovem a subsidência das águas ricas em nutrientes ressurgidas, em função da convergência da massa d'água advectada da zona oceânica de menor densidade (maiores transporte de calor e fluatibilidade) com a frente de ressurgência. Este processo gera maior fluatibilidade da água superficial e conseqüentemente intensificação da frente de ressurgência na zona mais costeira, induzindo a subducção e fluxo de nutrientes para zona oceânica em subsuperfície (Gruber et al., 2011). Desta forma, sugerimos que este mecanismo de redução da produção e o fluxo de traçadores biológicos para a zona oceânica, seja limitado pelo intenso fluxo da CB, se restringindo apenas às regiões de intensa atividade de mesoescala.

Para compreender os mecanismos que controlam a variabilidade espacial da produção biológica são necessários dados físicos e biológicos em escalas sinópticas e algoritmos localmente ajustados para o uso do sensoriamento remoto (*e.g.* Dogliotti et al., 2014). Estas informações são escassas ou ausentes para a PCSB, o que não permite avaliar o potencial de produção primária líquida, a dinâmica de nutrientes e suas implicações climáticas. O presente trabalho visa determinar os mecanismos e a importância relativa de processos físicos sobre a sazonalidade da NPP dos sistemas de ressurgência costeira de CF e CSM, assim como a influência da circulação sobre a advecção de água e seus respectivos conteúdos nitrogenados. Para tal, configurou-se um experimento numérico de alta resolução com um modelo regional hidrodinâmico (ROMS) acoplado a um módulo biológico/ecossistêmico do tipo NPZD com apenas nutrientes nitrogenados, baseado no trabalho de Fasham et al. (1990).

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo geral

- Determinar os mecanismos que controlam a Produtividade Primária Líquida nos principais sistemas de ressurgência costeira da Plataforma Continental Sul-Sudeste Brasileira.

1.1.2 Objetivos específicos

- Determinar o balanço entre a limitação de nutrientes e a taxa de crescimento do fitoplâncton nas zonas de ressurgência costeira de Cabo Frio e Cabo de Santa Marta.
- Analisar a sensibilidade ao tipo funcional de fitoplâncton nas zonas de ressurgência costeira de Cabo Frio e Cabo de Santa Marta.
- Analisar a retenção e o tempo de residência de traçadores na Plataforma Continental.

Capítulo 2

Metodologia

A modelagem numérica é uma ferramenta útil para a análise de processos oceanográficos integrados de diferentes escalas espaciais e temporais em 3 dimensões. A partir de uma representação consistente do sistema, e conhecendo as limitações do modelo, pode-se analisar os processos oceanográficos.

O modelo numérico utilizado no presente trabalho foi o modelo hidrodinâmico ROMS (*Regional Ocean Modeling System*), que é amplamente utilizado pela comunidade científica em análises de diversos processos (*e.g.* [Haidvogel et al., 2000](#); [Marchesiello et al., 2003](#); [Gruber et al., 2006](#); [Capet et al., 2008](#); [Marchesiello et al., 2010](#)), acoplado a um módulo ecossistêmico do tipo NPZD (nutrientes-fitoplâncton-zooplâncton- detrito), possibilitando além da compreensão do sistema físico, a interação deste com o complexo sistema biológico, adotando diversas simplificações (*e.g.* [Penven et al., 2008](#); [Gruber et al., 2006](#); [Albert et al., 2010](#); [Gruber et al., 2011](#); [Lachkar and Gruber, 2011, 2013](#)), que serão descritas brevemente nas seções [2.1](#) e [2.2](#)

2.1 Modelo Físico

A versão do modelo físico utilizado ROMS AGRIF, é mantida pelas instituições francesas IRD (*Institut de Reserche pour le développement*) e INRIA (*Inventeurs Du Monde Numérique*). O modelo resolve as equações primitivas do *momentum* num sistema em rotação com a aproximação de Boussinesq, balanço hidrostático e incompressibilidade do fluido. As equações são discretizadas em coordenadas curvilineares horizontais numa grade do tipo ARAKAWA-C, enquanto que as coordenadas verticais do tipo *terrain-following* são configuradas para obter maior resolução sobre a zona eufótica do oceano (Shchepetkin and McWilliams, 2005). As condições de bordas abertas (norte, sul e leste) são baseadas numa combinação de radiação para fora, e um fluxo adaptativo suavizado para dentro que prescreve as condições externas.

O ROMS AGRIF é um modelo de superfície livre que divide os modos barotrópico e baroclínico com métodos de terceira ordem (Shchepetkin and McWilliams, 2005). O esquema de advecção utilizado permite a geração de gradientes com fraca dispersão e difusão. Processos de mistura vertical são parametrizados de modo que sejam divididos entre os processos verticais que ocorrem nas camadas de contorno, e fora das camadas de contorno, *i.e.* interior dos oceanos (Large et al., 1994). Além disso, determina a zona de influência da mistura ativa, que apresenta importante influência sobre os traçadores não conservativos do módulo ecossistêmico.

Para englobar as características dinâmicas mais relevantes da região do Oceano Atlântico Sudoeste e plataforma adjacente, foi considerada uma grade retangular entre 10 e 34°S, e 25 e 54°W (fig. 2.1), com resolução horizontal de aproximadamente 1/12 de grau (aproximadamente 9km), e 30 camadas verticais, com maior resolução nos 100 primeiros metros, de forma a representar os processos na zona eufótica.

A batimetria foi configurada a partir do banco de dados ETOPO 1 do Centro Nacional de Dados Geofísicos (*National Geophysical Data Center*) (Smith and Sandwell,

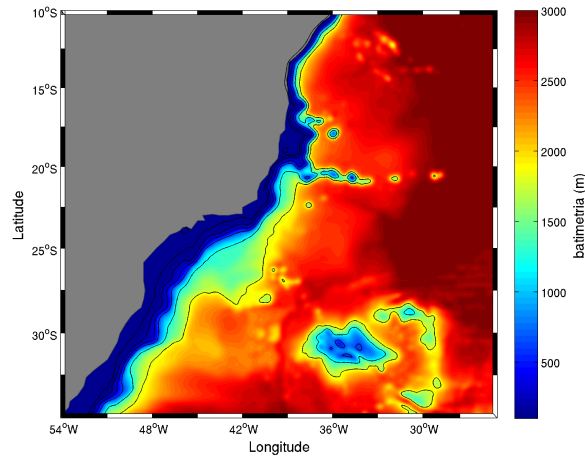


Figura 2.1: Batimetria no domínio da grade numérica. Linhas pretas representam as isóbatas de 100, 200, 500, 1000, 2000 e 3000m

1997) e o modelo forçado na superfície com fluxo de calor e de água doce, temperatura e salinidade superficial, fluxo de calor sensível à temperatura superficial do mar e radiação solar de onda curta, do banco de dados COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set). A tensão de cisalhamento do vento, forçado no modelo mensalmente foi proveniente do scaterômetro QUICKSCAT. Enquanto que nas bordas abertas (bordas Norte, Sul e Leste), o modelo foi alimentado com dados provenientes do banco de dados SODA (Simple Ocean Data Assimilation), que representam bem a dinâmica da região, em especial o fluxo da corrente de contorno intermediária na região de CF (ver Dias, 2013), que flui em níveis subsuperficiais para norte, aumentando as instabilidades na região de CF (Rocha et al., 2014).

2.2 Modelo Ecológico

O modelo ROMS AGRIF permite o uso de módulos ecológicos/biogeoquímicos do tipo NPZD (nutriente, fitoplâncton, zooplâncton e detrito), acoplados ao código do modelo hidrodinâmico. Os módulos acoplados se diferenciam pela complexidade

no número de processos e parâmetros utilizados. No presente trabalho foi utilizado um módulo simplificado (N2ChlPZD2) baseado no trabalho de [Fasham et al. \(1990\)](#), contendo dois nutrientes nitrogenados (nitrato e amônio), biomassa do fitoplâncton e do zooplâncton, além de dois compartimentos de detritos (pequeno e grande), diferenciados apenas pela velocidade de afundamento da partícula (tab. 2.1). O detrito pequeno coagula com o fitoplâncton, formando o detrito grande. O afundamento é modelado explicitamente permitindo que todas variáveis possam ser advectadas lateralmente, mesmo na zona afótica ([Lachkar and Gruber, 2011](#)). Dada a ausência de medições dos parâmetros biológicos necessários para resolver os processos que são parametrizados pelo modelo na área de estudo, utilizamos valores baseados em estudos de outras regiões que são normalmente utilizados em trabalhos numéricos (tab. 2.1).

A atividade biológica é limitada pela camada eufótica (1% da radiação incidente na superfície do mar), determinada em função da radiação solar usada no modelo, assumindo que a radiação fotossinteticamente ativa representa 43% do total de radiação incidente na superfície marinha (*e.g.* [Gruber et al., 2006](#)). A penetração da luz na água é atenuada pela absorção e espalhamento, sendo representada pela equação (2.1), onde k_{H_2O} representa o coeficiente de atenuação da água pura ([Sarmiento and Gruber, 2004](#)). O coeficiente k_{chla} conta com o efeito do fitoplâncton sobre a penetração de luz, onde P representa a biomassa de fitoplâncton. O coeficiente k_x é responsável por atenuar a luz pela presença de matéria orgânica dissolvida ou particulada, não utilizadas no modelo, que são geralmente ignoradas nos modelos ([Sarmiento and Gruber, 2004](#)). Desta forma, é esperado que a profundidade da zona eufótica seja superestimada em função da ausência de compostos não simulados, assim como pela simulação de um único tipo funcional de fitoplâncton.

$$I(z) = I_0 \cdot e^{-(k_{H_2O} + k_{chla} \cdot P + k_x) \cdot z} \quad (2.1)$$

Tabela 2.1: Parâmetros biológicos utilizados no experimento controle com suas respectivas unidades e descrições.

parâmetro	valor	descrição	unidade
k_{H_2O}	0,04 ^a	Atenuação da luz pela água do mar	m^{-1}
k_{chla}	0,024 ^b	Atenuação da luz pela clorofila-a	$(m^2 \text{ mg Chla})^{-1}$
α_P	1,0 ^c	Inclinação inicial da curva P-I	$(Wm^{-2}d)^{-1}$
$r_{C:N}$	6,625 ^d	Razão entre Carbono e Nitrogênio para o fitoplâncton	$mmolC.(mmolN)^{-1}$
θ	0,053478 ^e	Razão celular máxima entre clorofila e carbono	$mgChla.mgC^{-1}$
$Chla_C$	1,3538 ^f	Balanco de massa para a molécula de Chl-a (893,5/660)	$mgChla.(mgC)^{-1}$
K_{N_n}	1/0,35 ^g	Constante de meia saturação para o NO_3	$mmolN.m^{-3}$
K_{N_r}	1/0,2 ^h	Constante de meia saturação para o NH_4	$mmolN.m^{-3}$
m_{NO_3}	0,05 ⁱ	taxa de oxidação de NH_4 para NO_3 (nitrificação)	d^{-1}
m_{fito}	0,072 ^j	taxa de mortalidade do fitoplâncton para detrito pequeno	d^{-1}
g_{max}	0,6 ^k	Taxa de crescimento máxima do zooplâncton	d^{-1}
β	0,75 ^l	Eficiência de assimilação do fitoplâncton pelo zooplâncton	—
K_P	0,6 ^m	Constante de meia saturação de ingestão do fitoplâncton	d^{-1}
$\mu_{excreção}$	0,10 ⁿ	Taxa de excreção específica do zooplâncton	d^{-1}
μ_{ZOO}	0,025 ^o	Taxa de mortalidade do zooplâncton	d^{-1}
μ_{Dp}	0,03 ^p	Taxa de quebra do detrito em NH_4	d^{-1}
μ_{agreg}	0,005 ^q	Taxa de agregação do fitoplâncton e detrito pequeno	$(mmolN.d)^{-1}$
μ_{Dg}	0,01 ^r	Taxa de reciclagem do detrito grande em NH_4	d^{-1}
w_P	0,5 ^s	Velocidade de afundamento do fitoplâncton	$m.d^{-1}$
w_{Dp}	1,0 ^t	Velocidade de afundamento do detrito pequeno	$m.d^{-1}$
w_{Dg}	10,0 ^u	Velocidade de afundamento do detrito grande	$m.d^{-1}$

Todos os traçadores biológicos, com exceção da clorofila-a são expressos em $mmol\ N\ m^{-3}$. Medidas de crescimento de populações através do nitrogênio, apresentam uma menor dispersão do que através de medidas de fósforo e carbono que além de não serem somente componentes estruturais são continuamente trocados no processo energético dos organismos. Desta forma o nitrogênio é considerado uma boa medida de produção do ecossistema (Dugdale and Goering, 1967). As concentrações de chlorofila-a são estimadas através da relação entre carbono e nitrogênio (Redfield, 1963) e a razão Chlorofila/Carbono (θ), considerada constante. Os escalares não-conservativos são governados pela equação de advecção-difusão (eq. 2.2), onde k é o tensor de difusividade, ∇ e ∇_h são respectivamente os operadores de gradientes 3D e horizontal. Os símbolos \vec{u} e \vec{w} denotam as velocidades horizontais (u e v) e a vertical respectivamente, enquanto que \vec{w}^{sink} representa a taxa de afundamento das componentes ecossistêmicas. Por fim, $J(B)$ representa as fontes e sumidouros para cada escalar representado pela figura (fig. 2.2), onde cada seta representa um processo de fonte ou sumidouro entre os diferentes escalares. A descrição completa dos processos resolvidos, e as parametrizações utilizadas podem ser vistas em Gruber et al. (2006). Na seção 2.5 são mostrados com maior detalhamento, os processos inerentes ao fitoplâncton, o principal objeto do presente estudo.

$$\frac{\partial B}{\partial t} = \nabla \cdot k \nabla B - \vec{u} \cdot \nabla_h B - (w - w^{sink}) \frac{\partial B}{\partial z} + J(B) \quad (2.2)$$

O modelo ecossistêmico foi forçado nas bordas abertas (norte, sul e leste) com dados extraídos de uma rodada com o módulo PISCES, módulo ecossistêmico mais complexo, com maior domínio que engloba o domínio da área analisada no presente trabalho.

Todos arquivos de entrada no modelo (grade, forçante, condição inicial e de borda), foram construídos através do pacote ROMSTOOLS disponibilizado gratuitamente e

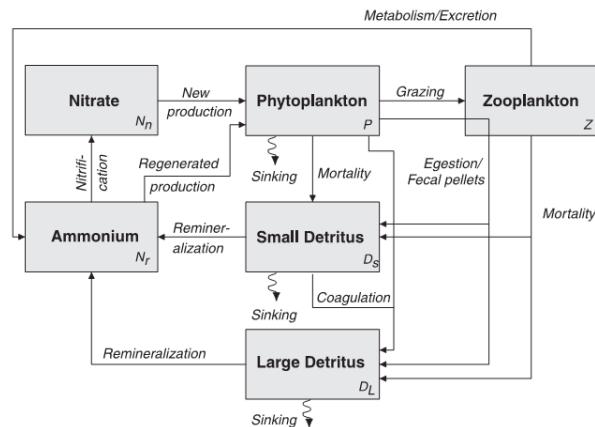


Figura 2.2: Esquema de fontes e sumidouros do modelo biológico/ecossistêmico. Extraído de (Gruber et al., 2006).

desenvolvido pelo *Institut de Reserche pour le Développement* (Penven et al., 2008). Foram necessários 3 anos de simulação para estabilizar o volume médio de energia cinética no domínio numérico. As soluções utilizadas na validação e nas análises realizadas para atingir os objetivos do trabalho, foram simuladas por mais um ano com o modelo estabilizado.

2.3 Validação do modelo

O processo de validação dos modelos numéricos serve para verificar se os campos gerados são compatíveis com os processos e características conhecidas da área de estudo escolhida. Devido a escassez de dados *in situ* de livre acesso, nos limitamos à comparação das estimativas do modelo, com as medições obtidas através dos sensores remotos. Desta forma, verificamos se a variabilidade sazonal da temperatura superficial do mar e a concentração da clorofila-a nos primeiros metros de coluna d'água, são semelhantes à representada pela estimativa do sensor Aqua/MODIS 9km.

2.3.1 Temperatura Superficial do Mar (TSM))

Para a validação da Temperatura Superficial do Mar (TSM), foram calculadas médias sazonais tanto do modelo como do sensor MODIS (imagens mensais), consideradas no presente trabalho como verão indo do mês de janeiro ao mês de março, outono sendo o intervalo entre abril e junho, inverno de julho a setembro, e a primavera de outubro a dezembro. Analisando os campos de TSM do sensor MODIS e do estimado pelo modelo, pudemos observar que as principais feições são representadas. A zona oceânica é dominada por altas temperaturas e pequenas diferenças, enquanto que a zona costeira mostra menores temperaturas e maiores diferenças (fig. 2.3). As diferenças observadas na zona costeira estão relacionadas à: i) produto mensal do MODIS ser uma composição de imagens semanais, enquanto o modelo representa a média de saídas diárias que possibilita a inclusão de frequentes injeções episódicas de águas de baixa temperatura, resultando em temperaturas inferiores no modelo, e ii) o satélite mede uma fina camada superficial, enquanto que o modelo representa a média da primeira camada vertical. Desta forma é esperado que as temperaturas do modelo sejam inferiores às do satélite, devido a uma provável superestimação da TSM medida pelo satélite e/ou subestimação da temperatura do modelo, principalmente sobre os sistemas de ressurgência. Apesar das diferenças, observamos claramente a predominância de águas frias nas regiões de ressurgência de CF e de CSM além da sazonalidade. Em CF, as temperaturas estimadas pelo modelo foram inferiores em relação ao do sensor MODIS principalmente no pico de ressurgência (primavera /verão), o que pode indicar um maior afloramento da ACAS. Enquanto que em CSM, podemos notar diferenças negativas, *i.e.* as temperaturas do sensor foram menores indicando uma subestimação da ressurgência durante o verão e outono. Durante o inverno e a primavera, o padrão é alterado, possivelmente influenciado pela maior advecção do fluxo sul de baixa temperatura provenientes da plataforma Argentina (Zavialov et al., 1999).

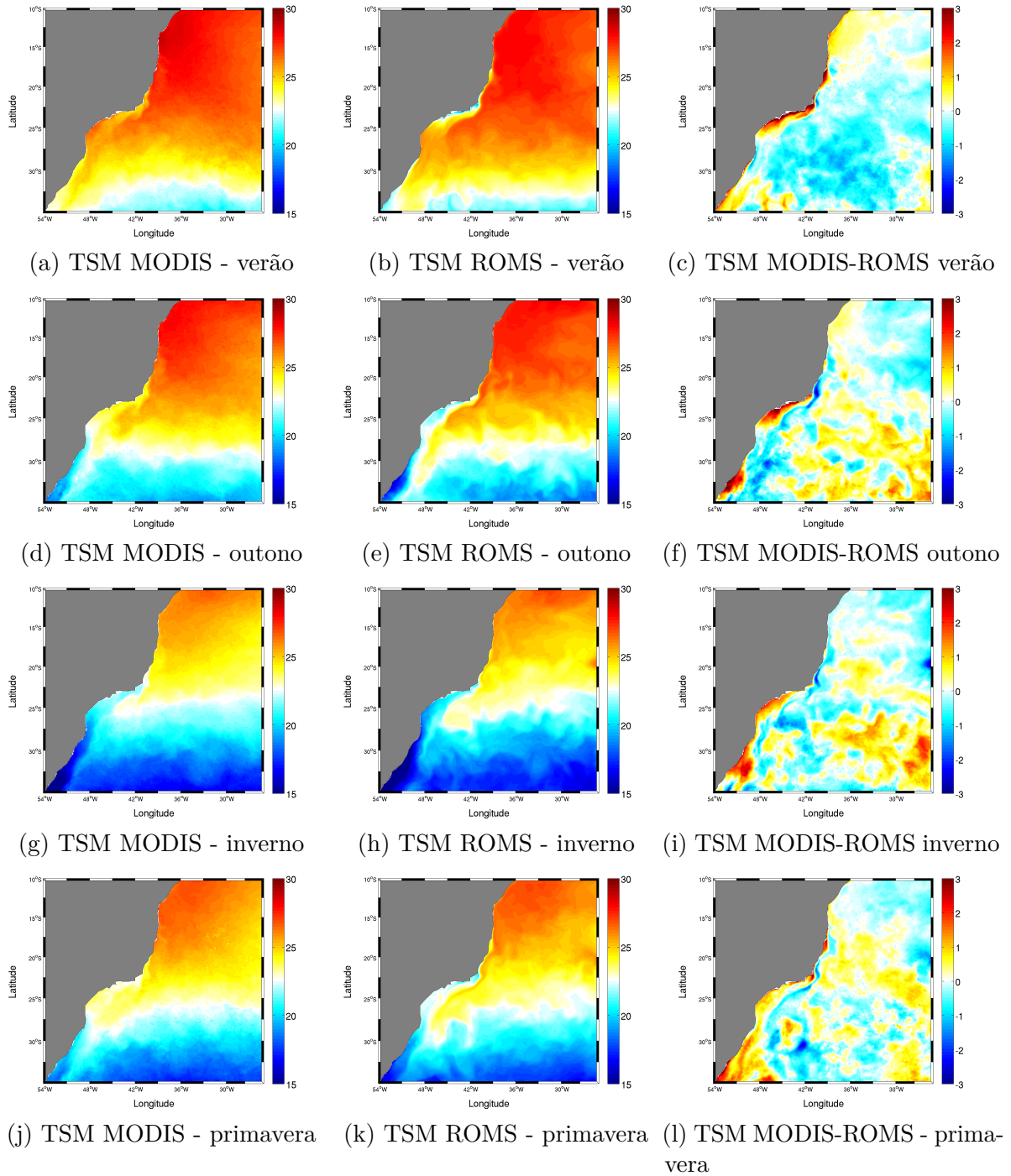


Figura 2.3: Campo da média sazonal de temperatura superficial do mar estimada pelo sensor MODIS/Aqua e pelo modelo ROMS e as respectivas diferenças. As estações foram divididas em verão (janeiro-março), outono (abril-junho), inverno (julho-setembro) e primavera (outubro-dezembro). As figuras da primeira coluna representam os campos estimados pelo sensor MODIS, enquanto que a coluna central representa os campos de TSM estimados pelo modelo e as figuras da terceira coluna representam a diferença entre o campo estimado pelo sensor MODIS e modelo, respectivamente.

2.3.2 Concentração de chlorofila-a

Assim como para a análise de TSM, foram feitas médias sazonais em todo domínio do campo estimado pelo modelo e pelo sensor MODIS, para verificar se as estimativas do modelo condizem com o representado pelas medições do satélite. Na figura (2.4), o campo estimado pelo modelo e o campo estimado pelo sensor são mostrados em função logarítmica da concentração da clorofila-a de modo a evidenciar as baixas concentrações dominantes. Enquanto que as diferenças entre a biomassa obtida pelo sensor remoto e a do modelo (fig. 2.4), foram calculadas em função da diferença das concentrações medidas em $mg.m^{-3}$. Foram comparadas as concentrações médias para cada elemento de grade do modelo, das primeiras camadas com as concentrações de clorofila-a do sensor MODIS. Visto que a clorofila-a estimada pelo sensor remoto representa o valor médio da concentração de clorofila-a presente primeira profundidade ótica, definida como o inverso do coeficiente de atenuação, que por sua vez apresenta um impacto biogeoquímico na distribuição vertical de traçadores ativos (McGillicuddy et al., 2007). A primeira profundidade ótica diminui em direção às bordas dos giros subtropicais e sobre as plataformas continentais, pois depende da presença de substâncias opticamente ativas, variando de 10m sobre as plataformas, e 50m no núcleo dos giros subtropicais (e.g. Benavides, 2013)

O padrão das diferenças obtido para o campo de clorofila-a foi semelhante ao de TSM. A região oligotrófica foi dominada por baixas diferenças ou nulas onde são observadas baixas concentrações de clorofila-a. Enquanto que as maiores diferenças e maiores valores foram obtidos para as regiões de ressurgência. Entretanto, sobre as regiões eutróficas, o modelo apresentou uma tendência a superestimar a biomassa em função da maior ascensão da massa d'água de subsuperfície fria e rica em nutrientes, como mostrado no campo de TSM, por incluir a maior frequência de injeções episódicas, favorecendo maiores concentrações de nutrientes limitantes à produção biológica nas zona superficial. Entretanto, a sazonalidade da produção biológica é representada no modelo, assim como

observado para os campos de TSM, mostrando maior biomassa durante a primavera e o verão, quando há predominância de ventos favoráveis à ressurgência costeira.

Além da tendência do presente modelo de superestimar a ascensão da massa d'água de subsuperfície, cabe salientar a sensibilidade dos modelos biológicos quanto aos parâmetros utilizados (tab. 2.1), além da complexidade do tipo do modelo. A diversidade de tipos de fitoplâncton e a ausência de medidas *in situ*, como taxa de assimilação de nutrientes e taxa de crescimento, impossibilitam a representação de todo o domínio. As províncias biogeoquímicas presentes no domínio contribuem para a diversidade de nichos ecológicos, variando desde o oceano tropical oligotrófico, caracterizado pela forte limitação de nutrientes, oceano subtropical oligotrófico, caracterizado pela limitação de nutrientes e de luz, e o oceano eutrófico costeiro limitado principalmente pela disponibilização de nutrientes (*e.g.* [Valentin, 1984](#); [Brandini, 1990a](#); [Gonzalez-Rodriguez et al., 1992](#)). Apesar das diferenças obtidas entre os campos provenientes do modelo numérico e do sensor remoto, as principais feições sazonais são representadas, de modo que nos permite realizar análises dos processos oceanográficos.

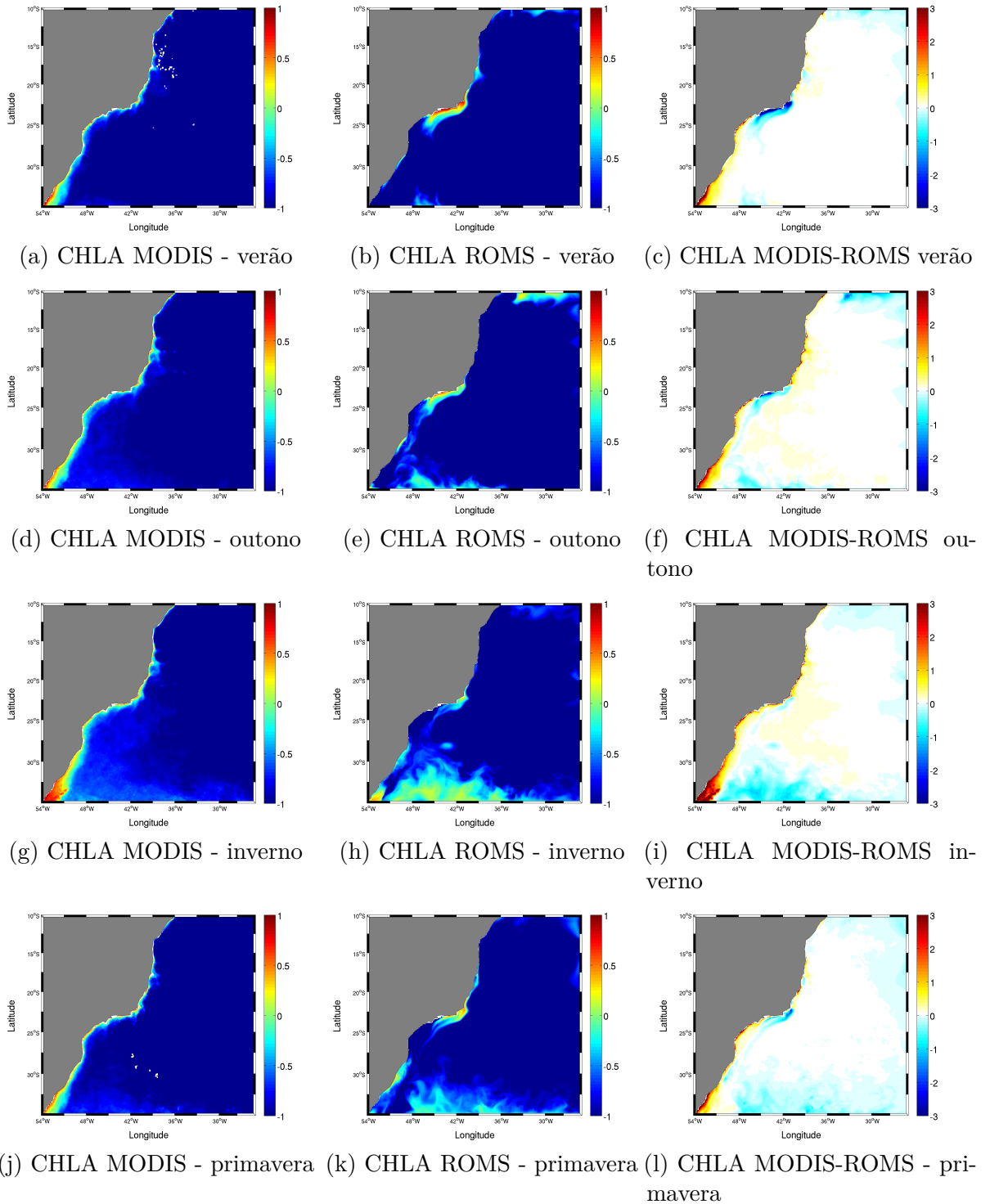


Figura 2.4: Campo da média sazonal da clorofila-a estimada pelo sensor MODIS/Aqua e pelo modelo ROMS e as respectivas diferenças. As estações foram divididas em verão (janeiro-março), outono (abril-junho), inverno (julho-setembro) e primavera (outubro-dezembro). Figuras da primeira coluna representam os campos estimados pelo sensor MODIS, enquanto que a coluna central representa os campos de clorofila-a estimados pelo modelo e as figuras da terceira coluna representam a diferença entre o campo estimado pelo sensor MODIS e modelo, respectivamente.

2.3.3 Diagrama de Taylor

Para analisar a diferença dos campos modelados e dos campos obtidos pelo sensores remotos de forma quantitativa, foi empregada uma metodologia que tem sido bastante utilizada em estudos de modelagem numérica (*e.g.* Fennel et al., 2006; Gruber et al., 2006; Lachkar and Gruber, 2011), que consiste numa diagramação de informações estatísticas entre o campo modelado e do campo observado (sensor remoto), conhecido como diagrama de Taylor (Taylor, 2001). Neste diagrama são representadas medidas de correlação, erro médio quadrático centrado e a razão dos respectivos desvios padrão, pela localização de ponto (campo testado) em relação a um ponto referência (campo observado).

Para verificar a representação zonal dos campos de TSM e de clorofila-a, consideramos médias anuais de TSM e clorofila-a em subdomínios de quatro regiões distintas representativas dos diferentes biomas definidos por Gonzalez-Silvera et al. (2004), como o bioma da região de ressurgência de CF, do giro subtropical, da frente subtropical, e do bioma sob a região de águas oligotróficas da CB com influência de águas costeiras, que engloba a região de ressurgência de CSM. Além destes 4 subdomínios analisamos também a média de todo o domínio de estudo, totalizando cinco pontos em cada diagrama. Sobre estas quatro regiões mostradas na figura (2.5) e sobre todo o domínio, comparamos a média anual do campo modelado e observado e representamos nas figuras (2.6a e 2.6b).

A distribuição dos pontos no diagrama de Taylor da TSM mostra que o campo modelado é bem representado, principalmente sobre as maiores áreas analisadas, *e.g.* sobre a zona do giro subtropical, frente subtropical e sobre todo o domínio. Em compensação, os campos de clorofila-a das regiões de ressurgência de interesse apresentaram uma melhor representação estatística devido ao menor erro quadrático e menor desvio padrão, que favorecem uma posição no diagrama mais próxima ao ponto de referência. Desta forma, consideramos válida a simulação para a análise dos processos que controlam a

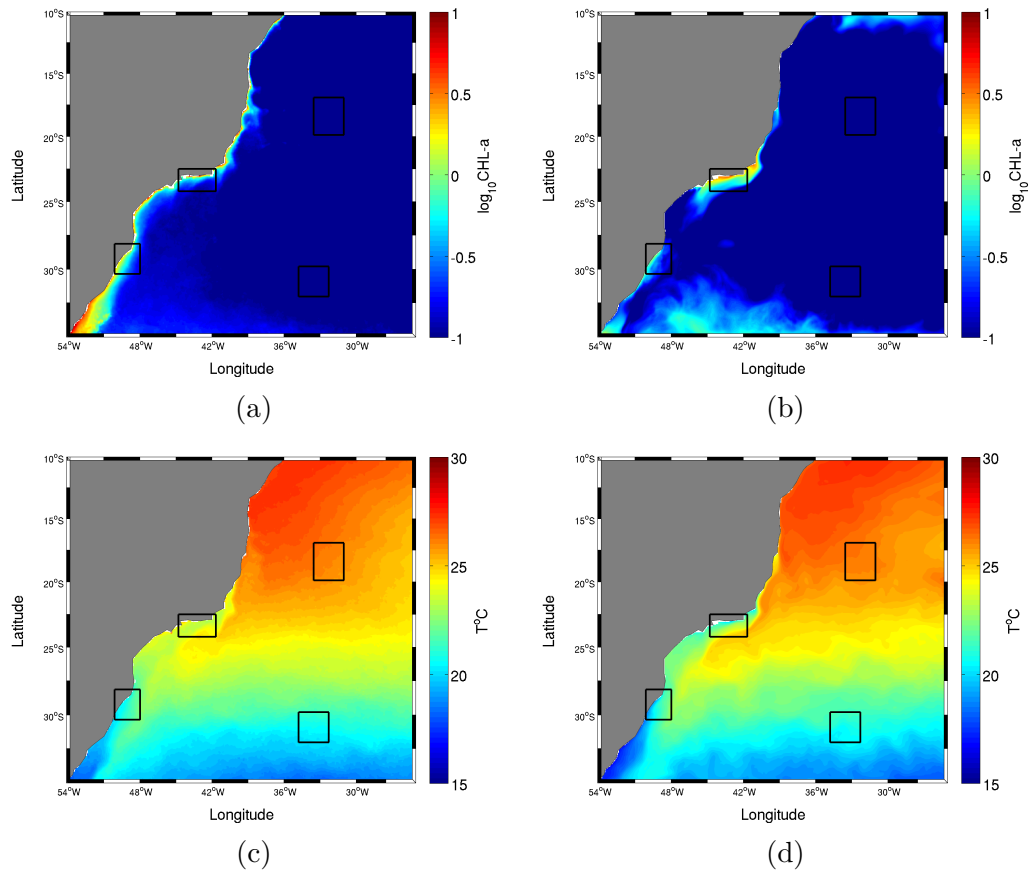


Figura 2.5: Subdomínios analisados no Diagrama de Taylor sobre a média anual dos campos de (a) Chlofila-a do sensor MODIS e (b) do modelo ROMS ,e dos campos de TSM (c) do sensor MODIS, e (d) do modelo ROMS.

Produtividade Primária Líquida, porém com cautela na interpretação dos resultados.

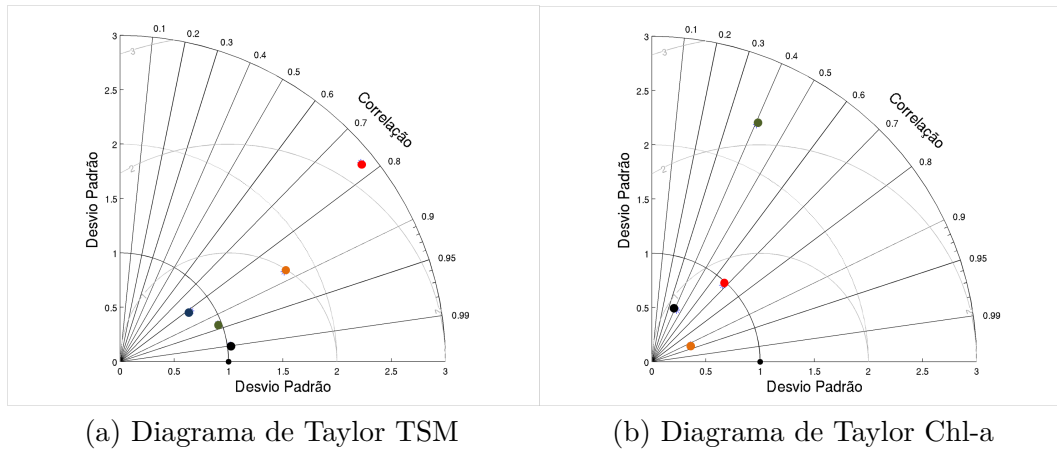


Figura 2.6: Diagrama de Taylor para TSM (a) e para a clorofila-a (b). Pontos em preto representam as médias de todo o domínio da grade, pontos em azul são referentes às médias sob o subdomínio do giro subtropical, pontos em verde são referentes às médias sob o subdomínio da frente subtropical, pontos em vermelho são referentes às médias sob o subdomínio da zona de ressurgência de Cabo Frio, e os pontos em laranja são referentes às médias sob o subdomínio da zona de ressurgência de Cabo de Santa Marta.

2.4 Experimentos e análises

Primeiramente estimamos a Produtividade Primária Líquida (NPP) na região de estudo, descrita na próxima seção (2.5), para determinar os fatores que controlam a produção biológica nos sistemas de ressurgência costeira de Cabo Frio (CF) e Cabo de Santa Marta (CSM), sobre a Plataforma Continental Sul-Sudeste do Brasil. O limite compreendido entre 23 - 23.08°S e 28.5 - 30.15°S, foi determinado para os sistemas de ressurgência de CF e de CSM respectivamente, em função da variabilidade meridional da média anual zonal da NPP sobre a PCSB (até a isóbata de 200m), integrada na zona eufótica (fig. ??).

A partir das componentes utilizadas na estimativa da NPP, *i.e.* limitação de nutrientes, taxa de crescimento máxima e biomassa do fitoplâncton, foram realizadas análises de correlação linear de Pearson a partir das médias zonais sazonais na zona eufótica,

sobre a PCSB (até a isóbata de 200m), de cada sistema de ressurgência costeira, para determinar a importância relativa das respectivas componentes sobre a NPP estimada ($\alpha = 0,01$).

Dadas as diferenças da estrutura vertical entre as regiões analisadas, determinamos a resposta biológica de cada componente em função da variabilidade temporal da estrutura vertical da coluna d'água, num ponto representativo de cada região (fig. 3.1a), utilizando o número adimensional de Richardson, que é definido pela razão entre a frequência de empuxo e o cisalhamento das velocidade horizontais (Cushman-Roisin and Beckers, 2011). Considera-se valores inferiores à 0.25 bons indicadores de processos convectivos e/ou de mistura induzido pelo vento (Cushman-Roisin and Beckers, 2011).

Dada diferença da intensidade de ressurgência entre CF e CSM, em função da magnitude da dinâmica de Ekman e fluxo dirigido pela topografia proposto por Mazzini and Barth (2013), é sugerido que a região de CF apresente maior conteúdo nitrogenado inorgânico relativo à CSM, possibilitando a presença de tipos funcionais de fitoplâncton característicos de zonas produtivas, como por exemplo as diatomáceas. Em contrapartida, o menor fornecimento de nutrientes limitantes em CSM pode possibilitar uma maior produção relativa de tipos funcionais de fitoplâncton menores, como por exemplo o grupo do nanoflagelados, que conseguem crescer mesmo com poucos recursos disponíveis (Arrigo, 2005). Para testar a hipótese de que a dinâmica local de diferentes regiões pode modular a região de crescimento ótimo de diferentes tipos funcionais de fitoplânctons, testamos dois tipos de fitoplânctons, com diferentes valores das constantes de meia saturação e da taxa de crescimento máxima, sob as mesmas condições físicas simuladas pelo modelo. A tabela (2.1) mostra os parâmetros biológicos utilizados para representar um tipo funcional de fitoplâncton grande (*EXP_GDE*, experimento com tipo de fitoplâncton grande). Enquanto que a tabela (2.2) mostra os parâmetros modificados, para representar um tipo funcional de fitoplâncton menor (*EXP_PQN*, experimento com tipo de fitoplâncton pequeno), o qual espera se que apresente maior crescimento

relativo em zonas com menor disponibilidade de compostos nitrogenados inorgânicos, limitantes à produção biológica. Os parâmetros utilizados no presente trabalho acompanham os parâmetros usados em grande parte de estudos biogeoquímicos (Fasham et al., 1990; McGillicuddy et al., 1998; Lima et al., 2002b), onde a representação de um tipo funcional de fitoplâncton grande é caracterizada por valores relativamente mais altos das constantes de meia saturação, tanto para o nitrato como para o amônio, além da taxa de crescimento máxima relativamente inferior.

Tabela 2.2: Parâmetros biológicos alterados na configuração do *EXP_PQN*, para representar um tipo funcional de fitoplancton menor.

parâmetro	valor	descrição
k_{NH_4}	1/0.05	taxa de meia saturação para assimilação de amônio
k_{NO_3}	1/0.1	taxa de meia saturação para assimilação de nitrato
$\mu(T)$	$2 \cdot \mu(T)$	taxa de crescimento

A partir das equações apresentadas na próxima seção, comparamos o comportamento do fitoplâncton dos experimentos *EXP_GDE* e *EXP_PQN* em função de variações hipotéticas de temperatura e concentração de nutrientes, de modo a verificar se as parametrizações usadas no presente modelo são suficientes para representar o comportamento conhecido dos organismos autotróficos. Em função da simplificação do modelo utilizado com apenas um fitoplâncton, *i.e.* onde não são simulados os processos de competição, espera-se que a partir da comparação entre as taxas de assimilação dos compostos nitrogenados inorgânicos dos dois tipos de fitoplânctons simulados, definidas como a razão entre a NPP e o conteúdo total de nitrogênio inorgânico $NPP/(NO_3 + NH_4)$ (*e.g.* Lachkar and Gruber, 2011), possamos verificar as regiões de crescimento ótimo para cada tipo funcional simulado.

Para determinar a influência da circulação da Corrente do Brasil sobre a produção biológica dos sistemas de ressurgência da PCSB, foram inseridos a cada início de estação, *i.e.* janeiro, abril, julho e outubro, traçadores passivos uniformemente distribuídos sobre

a PCSB (fig. 2.7b) para verificar a diferença de dispersão euleriana entre as duas zonas de ressurgência analisadas nos pontos representativos de cada região (fig. 3.1a). A evolução espacial e temporal desses traçadores são controladas pela equação de advecção-difusão, idêntica à usada para os campos de temperatura e salinidade (*e.g.* Combes and Matano, 2014). Além do uso de traçadores passivos, calculamos trajetórias Lagrangeanas de partículas virtuais, simulando bóias de deriva, partindo da camada de fundo das respectivas regiões (fig. 2.7a), de forma a determinar o tempo de residência das partículas num raio de 100 km de sua origem. Longos tempos de residência fora da região rica em nutrientes, apresenta pequeno impacto sobre a NPP e a biomassa fitoplantônica (Lachkar and Gruber, 2011). O cálculo das trajetórias Lagrangeanas foi realizado a partir de uma ferramenta diagnóstica (ARIANE), que calcula as trajetórias Langrangeanas em função do campo de velocidade e da anomalia da superfície livre do mar, simulado pelo modelo (Blanke and Raynaud, 1997). No total foram analisadas as trajetórias de 1142 partículas, sendo 665 em CF, e 477 em CSM.

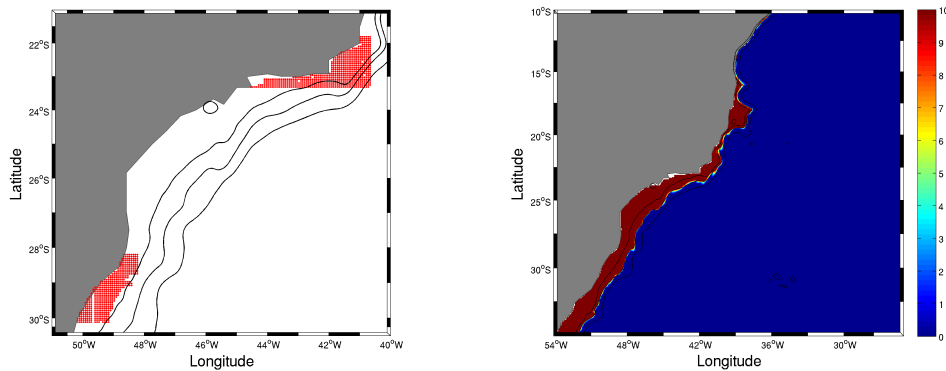


Figura 2.7: (a) Coordenadas geográficas das posições iniciais das partículas advectadas pelo campo de corrente simulado, e (b) concentração dos traçadores passivos sobre a plataforma continental.

2.5 Estimativa da Produção Primária líquida NPP

Com o objetivo de estimar a Produção Primária Líquida (NPP) sobre a PCSB, seguimos a metodologia adotada por [Lachkar and Gruber \(2011\)](#) que é baseada na equação do fitoplâncton do modelo utilizado, que será brevemente descrita abaixo.

O conjunto de equações que denotam os processos de fonte e sumidouro para cada escalar não-conservativo, pode ser visto com maior detalhamento em [Gruber et al. \(2006\)](#). Aqui serão descritos somente os termos que envolvem o fitoplâncton (eq. 2.3), principal objeto de estudo.

$$J(P) = \mu_P^{max}(T,I) \cdot \gamma(N_n, N_r) \cdot P - g_z^{graz} Z \frac{P}{K_p + P} - \eta_P^{mort} P - k^{coag} P \cdot (P + D_s) \quad (2.3)$$

Os símbolos com parenteses representam funções das respectivas variáveis (*e.g.* $\mu_P^{max}(T,I)$), enquanto que os outros símbolos representam os parâmetros utilizados na simulação (tab. 2.1).

A taxa de crescimento máximo do fitoplâncton no modelo (μ_P^{max}), é limitado pela quantidade de radiação fotossinteticamente ativa (PAR, I), além das concentrações de nitrato e amônio (NO_3 , NH_4 , respectivamente) e temperatura. Ao assumir que os termos de crescimento do fitoplâncton, limitado por luz e temperatura, são independentes do termo de limitação de nutrientes, nos permite analisa-los de forma separada (eq. 2.4). Onde $\mu_P^{max}(T,I)$ é o crescimento fitoplantônico dependente da temperatura e luz num ambiente repleto de nutrientes, enquanto que $\gamma(N_n, N_r)$ é um fator não-dimensional de limitação dos nutrientes ([Parker, 1993](#)).

$$\mu_P(N_n, N_r, T, I) = \mu_P^{max}(T, I) \cdot \gamma(N_n, N_r) \quad (2.4)$$

O termo $\mu_P^{max}(T,I)$ é dado pela equação 2.5.

$$\mu_P^{max}(T,I) = \frac{\mu_P^T(T) \cdot \alpha_P \cdot I \cdot \theta}{\sqrt{(\mu_P^T(T))^2 + (\alpha_P \cdot I \cdot \theta)^2}} \quad (2.5)$$

O termo $\mu_P^T(T)$ é referente ao crescimento fitoplantônico dependente da temperatura, parametrizado a partir da relação de [Eppley \(1972\)](#) (eq.2.6).

$$\mu_P = 0.59 \cdot (1.066^T) \quad (2.6)$$

O termo α_P representa a inclinação inicial da relação entre fotossíntese e irradiância.

Uma das limitações do presente modelo é a relação Chl:C (clorofila:carbono) que é mantida constante, não sendo capaz de simular as variações fisiológicas do fitoplâncton ([Behrenfeld et al., 2005](#)).

O fator de limitação dos nutrientes (nitrato e amônio) é parametrizado também, através da equação de Michaelis-Menten, levando em conta a preferência de assimilação do amônio em relação ao nitrato, pelo fitoplâncton ([Parker, 1993](#)). Esse termo é dado pela equação 2.7, onde K_{N_n} e K_{N_r} representam o inverso das constantes de meia saturação de assimilação do nitrato e amônio respectivamente.

$$\gamma(N_n, N_r) = \frac{K_{N_n}[NO_3] + K_{N_r}[NH_4]}{1 + K_{N_n}[NO_3] + K_{N_r}[NH_4]} \quad (2.7)$$

De acordo com [Lachkar and Gruber \(2011\)](#), a NPP (eq. 2.8) é o produto do termo de limitação de nutrientes (eq. 2.7), pela taxa de crescimento não limitada por nutrientes (eq. 2.5) e a biomassa de fitoplâncton P.

$$NPP = \gamma(N_n, N_r) \cdot \mu(T, I) \cdot P \quad (2.8)$$

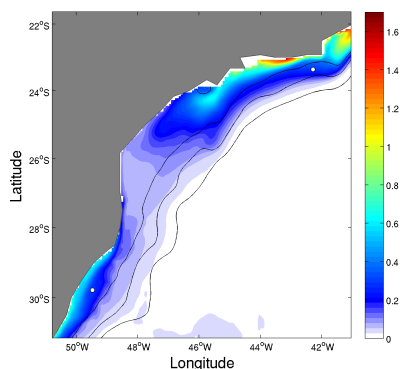
Capítulo 3

Resultados

A média anual da Produtividade Primária Líquida na zona eufótica (Z_e) sobre a Plataforma Continental Sul-Sudeste do Brasil (até isóbata de 200m) estimada para o sistemas de ressurgência de Cabo Frio (CF) variou entre 0,06 e 0,34 $gC.m^{-2}d^{-1}$ e foi 55% maior que a NPP da plataforma do sistema de ressurgência de Cabo de Santa Marta (CSM), que oscilou entre 0.05 e 0.07 $gC.m^{-2}d^{-1}$ (fig. 3.1a). Esta variabilidade apresentou um caráter sazonal, com maiores diferenças registradas no verão (84,3%) e outono (61,9%) (tab. 3.1).

Tabela 3.1: Média anual e sazonal dos valores de NPP na zona eufótica sobre a PCSB ($mmolN/m^3d^{-1}$), e as respectivas diferenças relativas.

	NPP_{anual}	$NPP_{verão}$	NPP_{outono}	$NPP_{inverno}$	$NPP_{primavera}$
<i>CSM</i>	0,0826	0,0537	0,0735	0,0750	0,1282
<i>CF</i>	0,1853	0,3420	0,1926	0,0577	0,1487
<i>dif.rel.</i>	-55%	-84,3%	-61,9%	30%	-13,8%



(a) NPP anual no domínio de estudo

Figura 3.1: (a) Média anual da taxa de produção primária líquida integrada na Z_e em $gC/m^3.d$, no domínio de estudo. Linhas em preto representam as isóbatas de 100, 200 e 1000 m e as circunferências próximas à CF e à CSM representam os elementos de grade analisados.

3.1 Balanço entre a limitação de nutrientes e as taxas de crescimento do fitoplâncton

3.1.1 Cabo Frio

A distribuição das concentrações dos dois compostos nitrogenados simulados pelo modelo na zona de ressurgência de CF, apresentou comportamento sazonal oposto. O sistema de ressurgência de CF foi dominado por concentrações médias sazonais de nitrato na zona eufótica, relativamente superiores à zona de CSM (3.1.2), variando de $0,063 \text{ mmolN.m}^{-3}$ ($dp = \pm 0,147$) no inverno, à $2,101 \text{ mmolN.m}^{-3}$ no verão ($dp = \pm 0,609$) (fig. 3.2). O amônio apresentou concentrações médias sazonais relativamente inferiores, variando de $0,032 \text{ mmolN.m}^{-3}$ ($dp = \pm 0,005$) no verão, e com pico máximo ocorrendo no inverno ($N\bar{H}_4 = 0,068 \text{ mmolN.m}^{-3}$, $dp = \pm 0,018$).

A associação dos dois compostos nitrogenados e suas respectivas constantes de meia saturação (tab. 2.1), representado pelo fator adimensional de limitação de nutrientes, mostra menor limitação de nutrientes (valores próximos a 1) durante verão e outono ($\gamma(N_n, N_r) = 0,619$, $dp = \pm 0,072$; $\gamma(N_n, N_r) = 0,628$, $dp = \pm 0,06$, respectivamente).

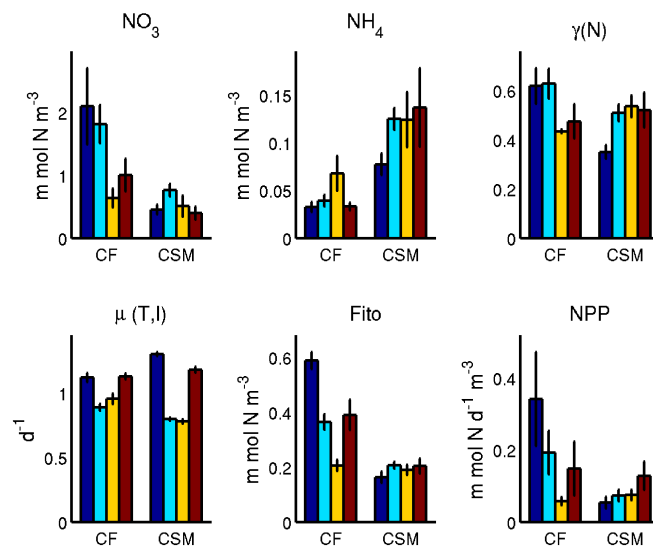


Figura 3.2: Média e desvio padrão das concentrações de nitrato (acima a esquerda), amônio (acima centro), fator de limitação de nutrientes (acima a direita), taxa de crescimento máxima (abaixo a esquerda), biomassa fitoplantônica (abaixo centro) e a produção primária líquida (abaixo a direita) na zona eufótica. As barras em azul escuro representam as médias de verão, as barras em azul claro representam as médias de outono, as barras amarelo representam as médias de inverno, e as barras em marrom representam as médias de primavera.

3.11. Balanço entre a limitação de nutrientes e as taxas de crescimento do fitoplâncton

Durante o inverno e primavera a média sazonal do termo adimensional de limitação de nutrientes reduz para 0,434 no inverno ($dp = \pm 0,008$), e para 0,474 na primavera ($dp = \pm 0,069$).

As médias das taxas de máximo crescimento do fitoplâncton em função da temperatura e da luz na zona eufótica, apresentaram valores superiores durante a estação de maior produção *i.e.*, durante o verão ($\mu(T,I) = 1,12 \text{ dia}^{-1}$, $dp = \pm 0,035$) e a primavera ($\mu(T,I) = 1,13 \text{ dia}^{-1}$, $dp = \pm 0,022$). Pequenas variações foram observadas ao longo do ano, sendo a mínima ocorrida durante o outono ($\mu(T,I) = 0,889 \text{ dia}^{-1}$, $dp = \pm 0,026$) (fig. 3.2). Em contrapartida tanto a biomassa fitoplantônica como a NPP apresentaram sazonalidade proporcional à variação sazonal das médias de nitrato. Tanto a biomassa de fitoplâncton como a NPP, apresentaram as maiores concentrações/taxas no verão ($P = 0,588 \text{ mmolN.m}^{-3}$, $dp = \pm 0,031$; $NPP = 0,342 \text{ mmolN.m}^{-3}.\text{d}^{-1}$, $dp = \pm 0,131$, respectivamente), e mínimas no inverno ($P = 0,205 \text{ mmolN.m}^{-3}$, $dp = \pm 0,02$; $NPP = 0,0577 \text{ mmolN.m}^{-3}.\text{d}^{-1}$, $dp = \pm 0,011$, respectivamente) (fig. 3.2). Diferentemente do nitrato que apresentou concentração média de outono superior a de primavera, a biomassa fitoplantônica apresentou a média de primavera superior à de outono. O padrão da NPP foi semelhante ao da sazonalidade das concentrações médias de nitrato, com menor taxa média no inverno (fig. 3.2).

Tabela 3.2: Equações das retas de regressão e coeficientes de correlação para CF.

CF	verão	outono	inverno	primavera
$\gamma(N_n, N_r)$	$y=1,75x-0,74;r=0,97$	$0,98x-0,42;r=0,98$	$-0,17x-0,13;r=-0,12$	$1,07x-0,36;r=0,99$
$\mu(T,I)$	$y=3,38x-3,45;r=0,92$	$2,14x-1,71;r=0,93$	$0,23x-0,16;r=0,79$	$2,44x-2,60;r=0,74$
P	$y=3,50x-1,72;r=0,83$	$1,86x-0,49;r=0,87$	$0,55x-0,06;r=0,99$	$1,27x-0,35;r=0,94$

A figura 3.3 mostra a dispersão da NPP em função das médias zonais do parâmetro adimensional de limitação de nutrientes (fig. 3.3a), taxa de crescimento (fig. 3.3b) e biomassa fitoplantônica (fig 3.3c), na zona eufótica, e as respectivas retas de regressão

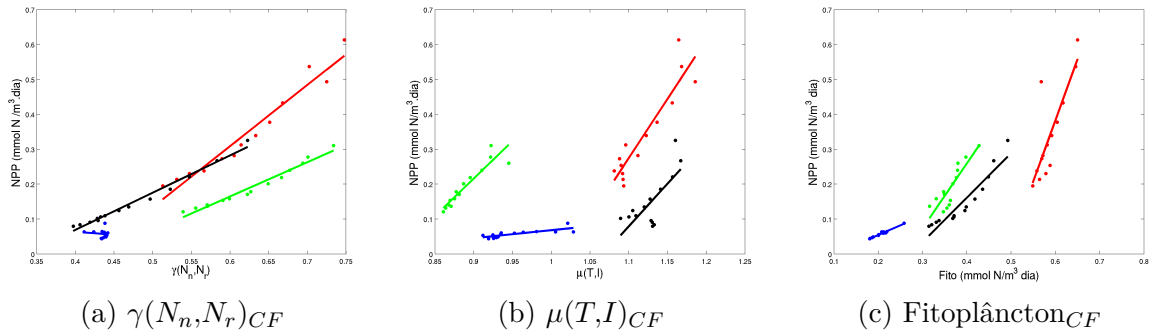


Figura 3.3: Gráfico de dispersão e retas de regressão linear entre: (a) fator de limitação dos nutrientes, (b) taxa de crescimento, e (c) biomassa fitoplantônica, com a NPP para a região de Cabo Frio. Pontos e retas em vermelho representam o verão, em verde representam o outono, em azul representam o inverno, e em preto representam a primavera. As equações das retas de regressão e seus respectivos coeficientes de correlação estão na tabela 3.2

linear. Com excessão da relação entre o fator adimensional de limitação de nutrientes e as respectivas taxas de NPP de inverno, todos os outros conjuntos de dados foram significativamente correlacionados ($\alpha = 0.01$). Enquanto as correlações lineares significativas para o termo adimensional de limitação de nutrientes e da biomassa fitoplantônica foram positivas, as correlações significativas em relação às taxas de crescimento e as respectivas taxas de NPP foram negativas.

A isopical de $25,7 \text{ kg.m}^{-3}$ ocorre próxima à superfície durante o verão, primavera e início de outono, com maior frequência de eventos de ressurgência às camadas superficiais e consequentemente aumento das concentrações médias de nitrato e biomassa fitoplantônica. Durante o inverno ocorre o rebaixamento da posição vertical da isopical divisória das massa de água e menor frequência de injeções de nitrato, em função da retração da massa d'água de subsuperfície, que resulta numa menor disponibilização dos nutrientes na camada superficial e menor produção biológica (fig. 3.4). Entretanto, este padrão não é obtido em relação às concentrações de amônio. Independentemente da frequência de oscilação e posição vertical atingida pela isopical divisória das massas d'água, a coluna é caracterizada por baixas concentrações de amônio, apresentando um

3.3. Balanço entre a limitação de nutrientes e as taxas de crescimento do fitoplâncton

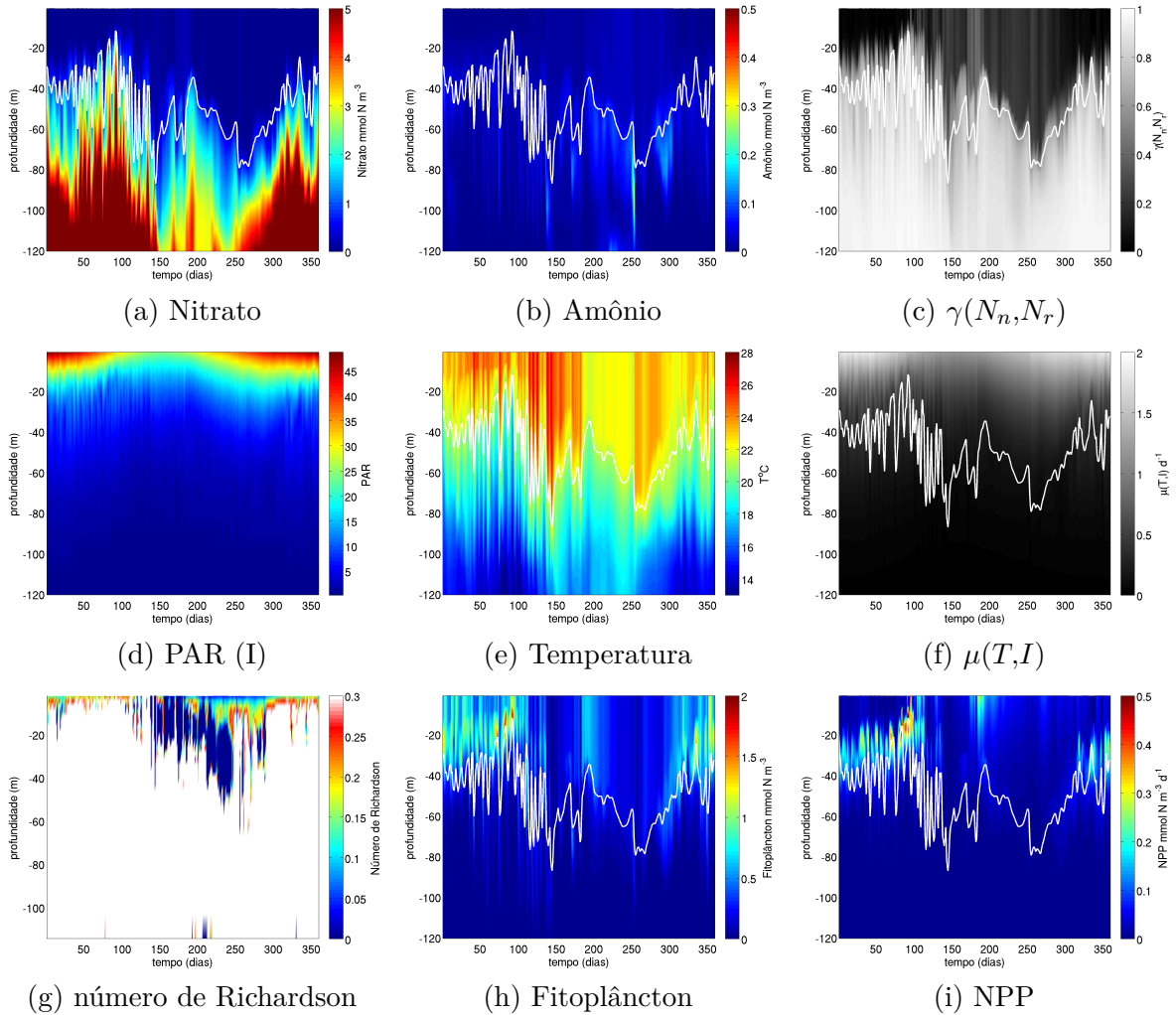


Figura 3.4: Variação vertical e temporal de (a) nitrato, (b) amônio, (c) fator adimensional de limitação de nutrientes, (d) atenuação da luz (PAR), (e) temperatura, (f) taxa máxima de crescimento, (g) número de Richardson, (h) biomassa fitoplantônica e (i) NPP, num elemento de grade sobre a plataforma continental próximo à CF, mostrado na figura 3.1a. Os dias se iniciam dia 1 de janeiro. A linha branca representa a isopicnal que divide a AT da ACAS.

aumento no inverno, quando é observado um aumento da biomassa do zooplâncton (fig. 3.5).

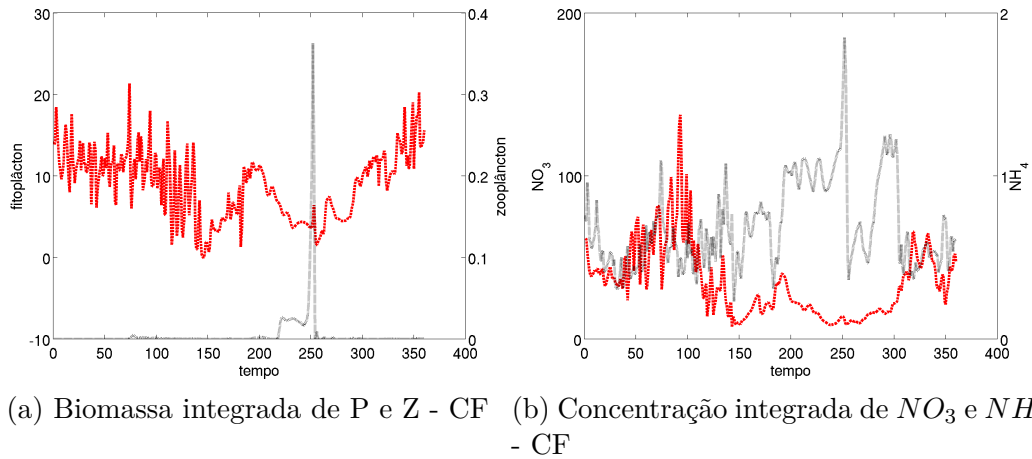


Figura 3.5: Série temporal da (a) biomassa integrada verticalmente do fitoplâncton e do zooplâncton ($mmolN/m^{-2}$), e (b) das concentrações integradas na vertical de nitrato e amônio em CF. (em $mmolN.m^{-2}$).

Ao longo de todo o ano, a ascensão dos nutrientes às camadas mais superficiais é limitada pela zona onde ocorre uma mistura ativa por processos turbulentos, demonstrada pela variação temporal do número de Richardson na coluna d'água (fig. 3.4g). Com a camada de mistura durante o verão e início de outono, provocada pela maior estratificação da coluna d'água, gera um gradiente vertical do fator adimensional de limitação de nutrientes. Enquanto que com a camada de mistura mais profunda durante o inverno, a diluição das concentrações dos nutrientes induzida por processos de mistura, ascendem para a zona superficial, resultando numa maior disponibilização de nutrientes nessas zonas anteriormente exauridas sob condições estratificadas, demonstrada pela elevação do número adimensional de limitação de nutrientes (fig. 3.4c). Apesar da disponibilização de nutrientes na camada superficial, provocada pela mistura, as concentrações podem ser insuficientes para determinados tipos de fitoplâncton com constantes de meia saturação mais elevadas.

35. Balanço entre a limitação de nutrientes e as taxas de crescimento do fitoplâncton

Além da relação entre a posição vertical, a frequência de eventos de ressurgência da isopical de $25,7 \text{ kg.m}^{-3}$, e a disponibilidade de nutrientes, pode ser observada uma divisão da coluna d'água restringida por essa isopical, onde são observadas maiores taxas de crescimento (3.4f), e maiores temperaturas (fig. 3.4e) na superfície. Abaixo dessa isopical são observadas baixas temperaturas e baixas taxas de crescimento. Durante o inverno, quando a coluna d'água apresenta uma termoclima mais profunda (fig. 3.6), além da maior importância dos processos de mistura (fig. 3.4g), observa-se uma atenuação do gradiente vertical das taxas de crescimento do fitoplâncton associadas a atenuação do gradiente de temperatura, em função do aumento da temperatura no fundo, e diminuição na superfície (fig. 3.6). Por outro lado, a sazonalidade da atenuação da luz na água gera influência sobre as taxas de crescimento somente na base da camada eufótica (aprox. 104m) quando é observada uma diminuição da incidência de luz na superfície durante o outono e inverno (3.4d).

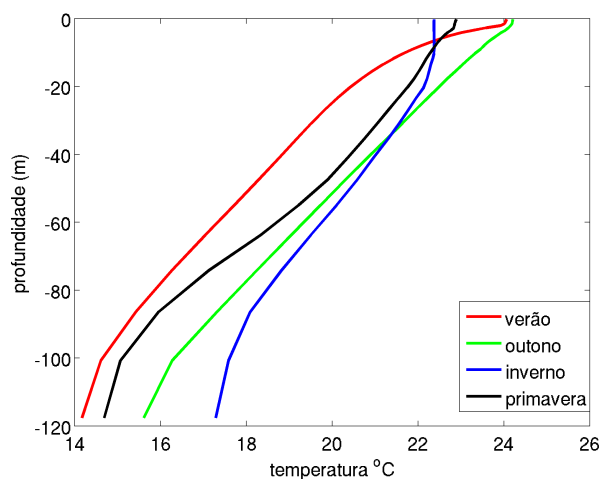


Figura 3.6: Perfil da temperatura média de verão (vermelha), outono (verde), inverno (azul) e primavera (preta).

3.1.2 Cabo de Santa Marta

A região de Cabo de Santa Marta (CSM) apresentou menores concentrações médias de nitrato ao longo de todo o ano. O pico de concentração média do nitrato em CSM ocorreu no outono com concentração média zonal sobre a plataforma continental (até 200m) na zona eufótica de $0,764 \text{ mmolN.m}^{-3}$ ($dp = \pm 0,097$), seguida da concentração média de inverno ($NO_3 = 0,511 \text{ mmolN.m}^{-3}$, $dp = \pm 0,166$), de verão ($NO_3 = 0,455 \text{ mmolN.m}^{-3}$, $dp = \pm 0,778$) e da de primavera ($NO_3 = 0,399 \text{ mmolN.m}^{-3}$, $dp = \pm 0,103$) (fig. 3.2).

Já as concentrações médias de amônio foram superiores às de CF ao longo de todo ano. A menor média zonal sobre a zona eufótica da PCSB, foi estimada durante verão ($NH_4 = 0,077 \text{ mmolN.m}^{-3}$, $dp = \pm 0,011$), seguida da concentração média de inverno e outono, que apresentaram valores bastante semelhantes ($NH_4 = 0,124 \text{ mmolN.m}^{-3}$, $dp = \pm 0,028$; $NH_4 = 0,125 \text{ mmolN.m}^{-3}$, $dp = \pm 0,011$, respectivamente), e a maior concentração média de $0,137 \text{ mmolN.m}^{-3}$ ($dp = \pm 0,041$) na primavera (fig. 3.2).

A associação dos compostos nitrogenados e suas respectivas constantes de meia saturação para o tipo funcional de fitoplâncton simulado, mostram uma maior importância das concentrações de amônio no sistema de ressurgência de CSM, devido ao aumento das concentrações médias sazonais do parâmetro adimensional de limitação de nutrientes sobre a zona eufótica (fig. 3.2).

Diferente de CF, as taxas de crescimento máximo de CSM apresentaram sazonalidade mais acentuada. O verão foi caracterizado pela maior taxa média sobre a zona eufótica de $1,301 \text{ d}^{-1}$ ($dp = \pm 0,016$), inclusive sendo maior que as taxas obtidas na zona de ressurgência de CF. A menor taxa de crescimento média ocorreu no inverno ($\mu(T,I) = 0,779 \text{ d}^{-1}$, $dp = \pm 0,016$), seguida pela taxa média de outono ($\mu(T,I) = 0,797 \text{ d}^{-1}$, $dp = \pm 0,012$), e primavera ($\mu(T,I) = 1,18 \text{ d}^{-1}$, $dp = \pm 0,024$).

Tanto as concentrações médias sazonais de biomassa fitoplantônica como as taxas médias de NPP foram baixas em relação às estimadas para a zona de ressurgência de

37. Balanço entre a limitação de nutrientes e as taxas de crescimento do fitoplâncton

CF. Em CSM as maiores concentrações médias de biomassa de fitoplâncton ocorreram durante o outono ($P = 0,206 \text{ mmolN.m}^{-3}$, $dp = \pm 0,012$) e primavera ($P = 0,203 \text{ mmolN.m}^{-3}$, $dp = \pm 0,027$) com valores bem próximos. Enquanto que a maior taxa de NPP ocorreu durante a primavera (3.1 e fig.3.2). A menor concentração média de biomassa fitoplantônica em CSM ocorreu no verão, coincidindo com a menor taxa média de NPP (3.1 e fig.3.2).

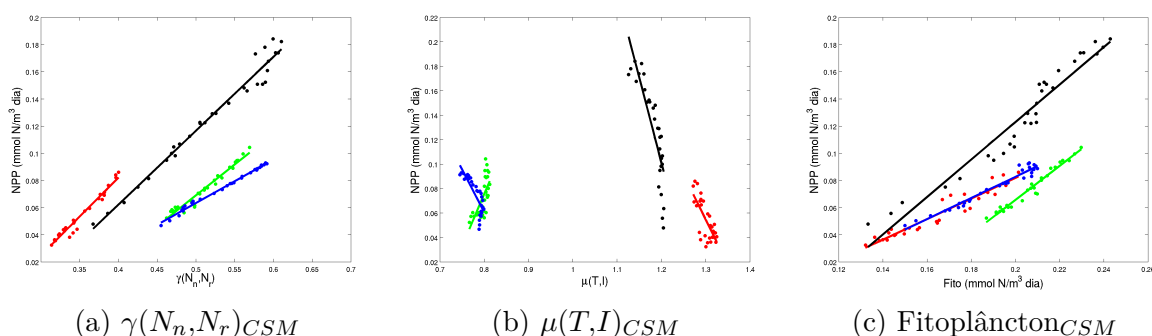


Figura 3.7: Gráfico de dispersão e retas de regressão linear entre: (a) fator de limitação dos nutrientes, (b) taxa de crescimento máxima, e (c), biomassa fitoplantônica, com a NPP de CSM. Pontos e retas em vermelho representam o verão, verde representa o outono, azul representa o inverno, e preto representa a primavera. As equações das retas de regressão e seus respectivos coeficientes de correlação estão na tabela 3.3.

Tabela 3.3: Equações das retas de regressão e coeficientes de correlação para CSM.

CSM		verão	outono	inverno	primavera
$\gamma(N_n, N_r)$	$y=0,57x-0,15;r=0,98$	$0,45x-0,16;r=0,98$	$0,32x-0,1;r=0,99$	$0,54x-0,15;r=0,99$	
$\mu(T, I)$	$y=-0,73x-1,01;r=-0,74$	$0,85x-0,61;r=0,68$	$-0,7x-0,62;r=-0,82$	$-1,39x-1,77;r=-0,85$	
P	$y=0,76x-0,07;r=0,96$	$1,25x-0,18;r=0,98$	$0,78x-0,07;r=0,98$	$1,37x-0,15;r=0,97$	

A figura (3.7) mostra a dispersão das médias zonais na zona eufótica da NPP em função do parâmetro adimensional de limitação de nutrientes (3.7a), taxa de crescimento do fitoplâncton (fig. 3.7b) e biomassa fitoplantônica (fig. 3.7c), além das respectivas retas de regressão linear para a zona de ressurgência de CSM. Com exceção dos dados utilizados na correlação entre as taxas de crescimento do fitoplâncton e as respectivas

taxas de NPP de outono, que não apresentaram significância, todas as demais análises de correlação linear foram significativas ($\alpha = 0.01$). Assim como obtido para CF, foram obtidas correlações lineares positivas entre o fator adimensional de limitação dos nutrientes, biomassa fitoplantônica, taxas máximas de crescimento e suas respectivas taxas de NPP.

A isopical de $25,7kg.m^{-3}$ ocorre próxima à superfície com frequentes ocorrências de eventos de ressurgências durante o verão, outono e final de primavera resultando num aumento das concentrações médias de nitrato e amônio, e conseqüentemente maior biomassa fitoplantônica (fig. 3.8). Durante o inverno ocorre o rebaixamento da isopical divisória das massas d'água, sendo substituída por uma massa d'água fonte de nitrato e amônio, menos densa, favorecendo um aumento da biomassa de fitoplâncton. Diferentemente de CF, a variação temporal das concentrações médias de amônio em CSM acompanharam a posição da isopical limite da massa d'água de subsuperfície (fig. 3.8b), que por sua vez apresentou relação com a variabilidade da biomassa de zooplâncton (fig. 3.9). A maior camada de mistura relativa à obtida em CF ao longo de todo ano, representada pela variação temporal do número de Richardson na vertical no CSM (fig. 3.8g), favorece uma maior disponibilização de nutrientes para menores profundidades à atingida pela massa d'água de subsuperfície, resultando num aumento do número adimensional de limitação de nutrientes (fig. 3.8c).

Na camada mais superficial, durante o verão e primavera, foram estimadas as maiores taxas de crescimento sendo estas restringidas em subsuperfície pela posição vertical da isopical divisória das massas d'água. De modo geral podemos observar que a porção da coluna d'água sob influência da ACAS apresenta menores taxas de crescimento máximo em função das baixas temperaturas. Em contrapartida, na superfície, onde há mais luz disponível, são observadas as maiores taxas de crescimento máximo (figs. 3.8d e 3.8e). Com a evolução temporal, as taxas de crescimento superficiais atingem um mínimo quando ocorre a presença da massa d'água fria de menor densidade no inverno (fig.

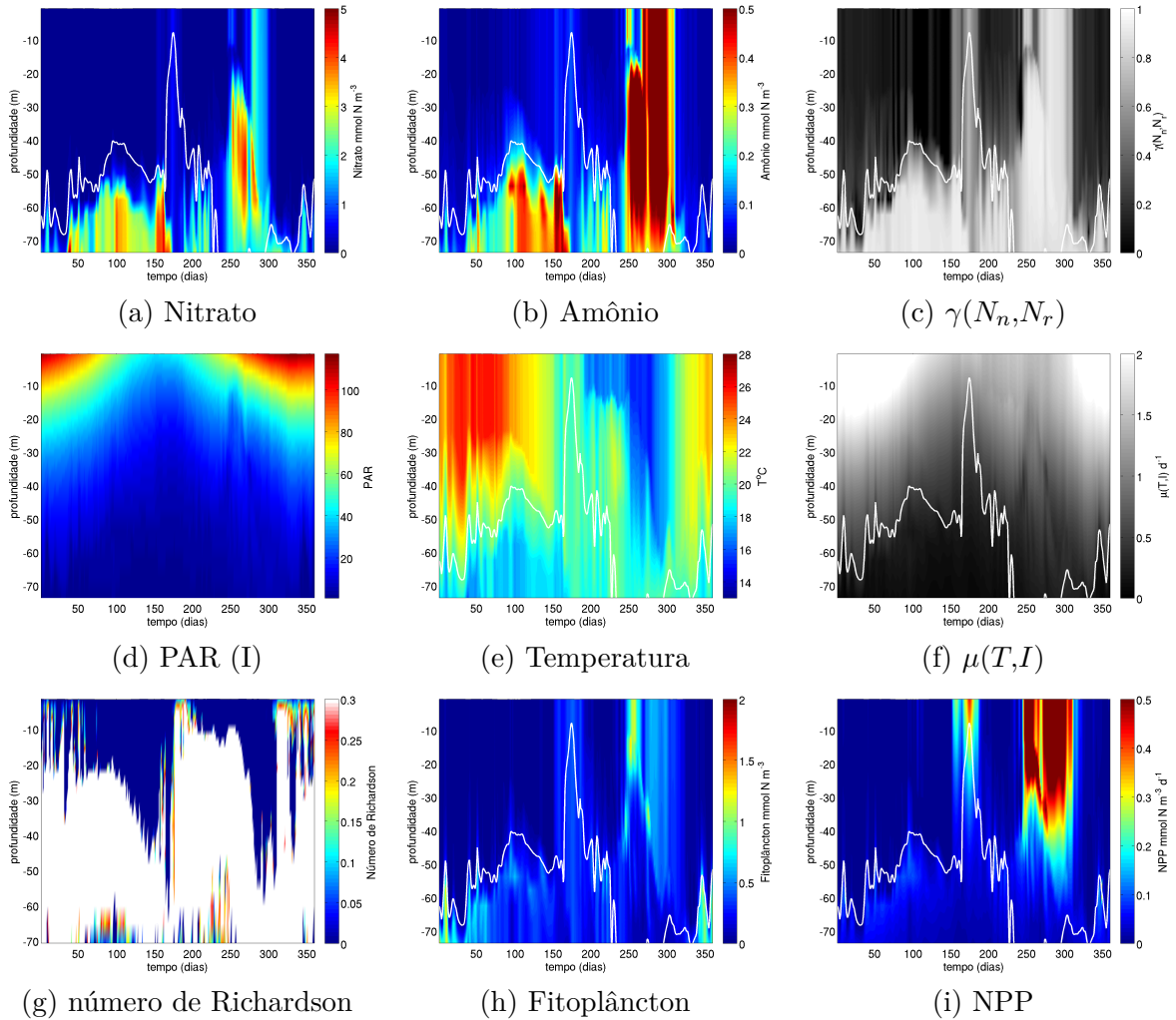


Figura 3.8: Variação vertical e temporal de (a) nitrato, (b) amônio, (c) fator adimensional de limitação de nutrientes, (d) atenuação da luz (PAR), (e) temperatura, (g) número de Richardson, (h) biomassa fitoplantônica e (i) NPP, num elemento de grade sobre a plataforma continental próximo à CSM, mostrado na figura 3.1a. A linha branca representa a isopical que divide a AT da ACAS.

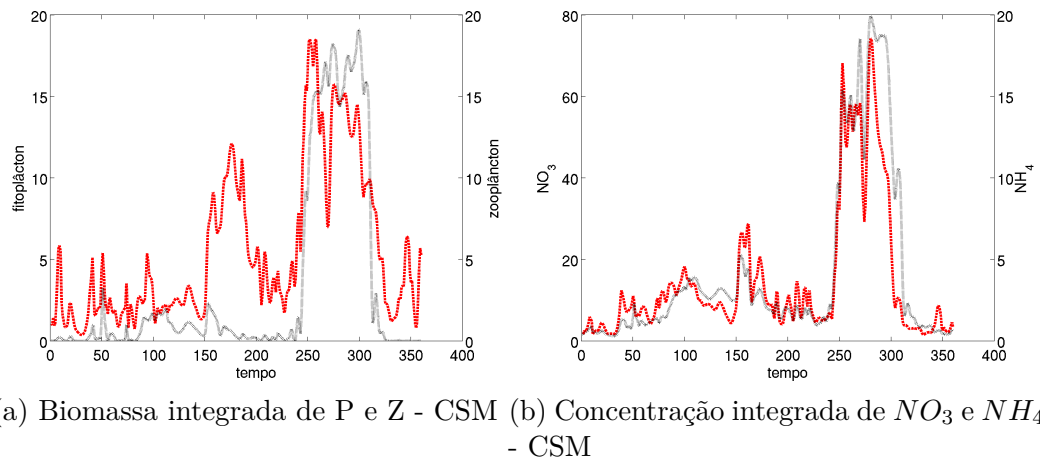


Figura 3.9: Série temporal da (a) biomassa integrada verticalmente do fitoplâncton e do zooplâncton, e (b) das concentrações integradas na vertical de nitrato e amônio em CSM. (em $mmolN \cdot m^{-2}$).

3.8f). As taxas de crescimento observadas em CSM são homoganeamente distribuídas na coluna d'água em função da maior camada de mistura e maior importância dos processos turbulentos nas camadas mais superficiais, além das maiores temperaturas observadas em função do menor afloramento da isopical limite da massa d'água de subsuperfície (fig. 3.8e). Durante o inverno quando a coluna d'água apresenta maior estratificação em função da massa de água fria, é observada uma termoclina invertida (fig. 3.10) sendo acompanhada por menores taxas de crescimento do fitoplâncton superficiais e maiores taxas de crescimento no fundo.

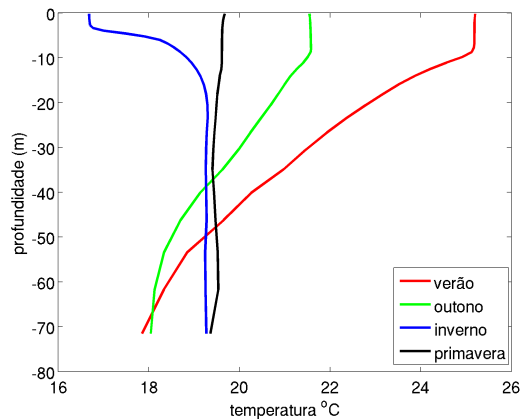


Figura 3.10: Perfil da temperatura média de verão (vermelha), outono (verde), inverno (azul) e preto (primavera) em CSM.

3.2 Sensibilidade ao tipo funcional de fitoplâncton

A partir das alterações das constantes de meia saturação para a assimilação do nitrato e do amônio, e a velocidade da taxa de crescimento em função da temperatura no *EXP_PQN* (tab. 2.2), observamos que este tipo de fitoplâncton simulado apresenta maiores taxas de crescimento em todas faixas de temperatura (fig. 3.11). Além do maior crescimento em função da temperatura, este tipo de fitoplâncton pequeno é beneficiado tanto em baixas concentrações de nutrientes, como em altas concentrações (fig. 3.12).

A figura (3.12) mostra que até o fator adimensional da limitação dos nutrientes atingir um valor de aproximadamente 0,5, o comportamento dos dois tipos de fitoplâncton (pequeno e grande) é o mesmo. No entanto, a partir deste valor ocorre uma alteração da inclinação das curvas resultando numa menor limitação de nutrientes para o fitoplâncton do experimento *EXP_PQN*. Por outro lado, o fitoplâncton grande necessita de maiores concentrações de nutrientes para atingir o valor máximo do termo adimensional de limitação de nutrientes.

Ao verificar o comportamento das taxas NPP para os dois tipos de fitoplâncton utilizados nas simulações, numa temperatura e biomassa de fitoplâncton constante ($20^{\circ}C$,

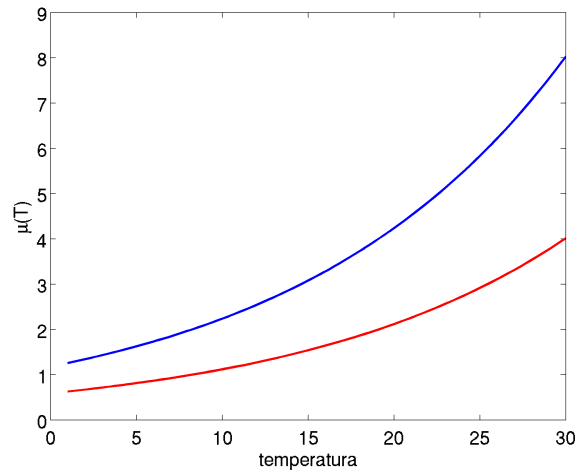


Figura 3.11: Variação das taxas de crescimento do fitoplâncton em função de uma variação de temperatura hipotética. Curva azul representa o comportamento do fitoplâncton simulado no experimento *EXP_PQN*, e a curva em vermelho representa o comportamento do fitoplâncton simulado no experimento *EXP_GDE*.

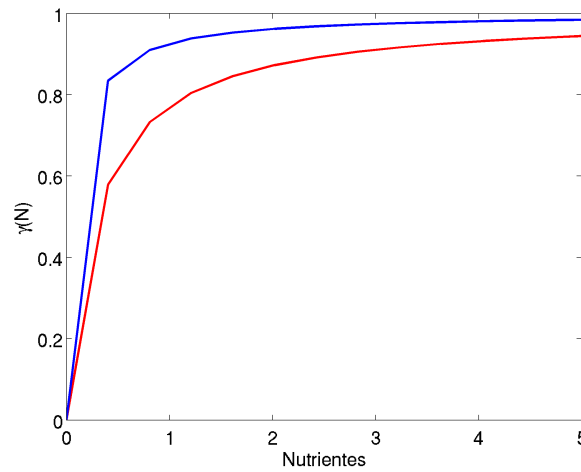


Figura 3.12: Variação do termo adimensional de limitação de nutrientes em função da concentração de nutrientes. Curva azul representa o comportamento do fitoplâncton simulado no experimento *EXP_PQN*, e a curva em vermelho representa o comportamento do fitoplâncton simulado no experimento *EXP_GDE*.

10 mmolN.m^{-3} , respectivamente), observamos que o fitoplâncton pequeno, apresenta taxas de NPP iguais ou superiores, independente da concentração de nutrientes (fig. 3.13). Com baixas concentrações de nutrientes a produção biológica de ambos os tipos de fitoplâncton é semelhante até atingir aproximadamente a NPP de $10 \text{ mmolN.m}^{-3}.d^{-1}$. A partir desta taxa, há uma redução da velocidade de produção do fitoplâncton grande, que atinge sua NPP máxima de $20 \text{ mmolN.m}^3.d^{-1}$. Em contrapartida, com a mesma concentração de nutrientes, a NPP máxima do tipo de fitoplâncton utilizado no experimento *EXP_PQN* atinge o valor de NPP igual $40 \text{ mmolN.m}^3.d^{-1}$.

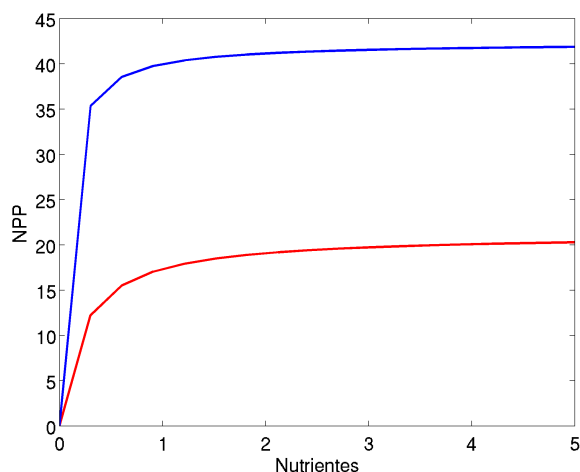
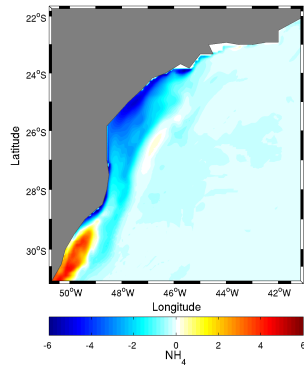


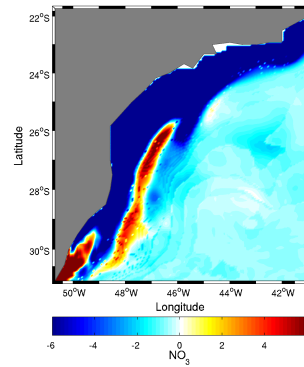
Figura 3.13: Curva de crescimento das taxas de NPP dos tipos funcionais de fitoplâncton em função de concentrações de nutrientes hipotéticas. Curva azul representa o comportamento do fitoplâncton simulado no experimento *EXP_PQN*, e a curva em vermelho representa o comportamento do fitoplâncton simulado no experimento *EXP_GDE*.

A figura (fig. 3.14) mostra a diferença das concentrações das médias sazonais de amônio e nitrato integrado na zona eufótica entre os experimentos com os dois tipos de fitoplâncton. A predominância de valores negativos mostram um maior consumo tanto de nitrato como de amônio, em quase todas as regiões do domínio, inclusive nas zonas de ressurgência analisadas.

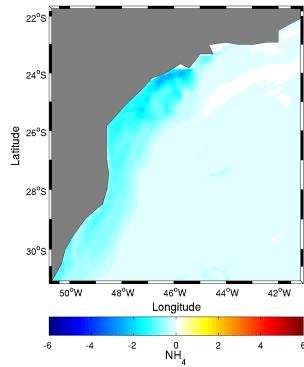
As taxas de assimilação de nutrientes ($NPP/(NO_3 + NH_4)$) foram superiores no experimento *EXP_PQN*, tanto na zona de ressurgência de CF como de CSM (tabs.



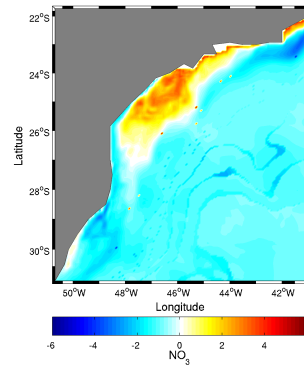
(a) consumo de NH_4 - verão



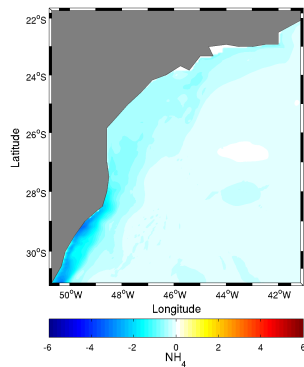
(b) consumo de NO_3 - verão



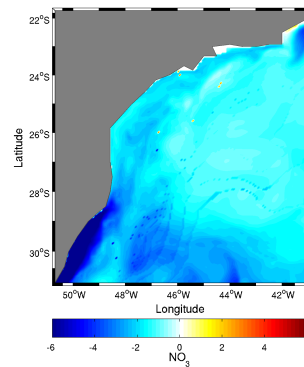
(c) consumo de NH_4 - outono



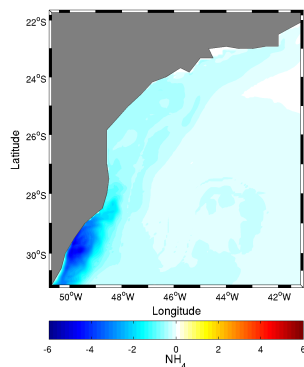
(d) consumo de NO_3 - outono



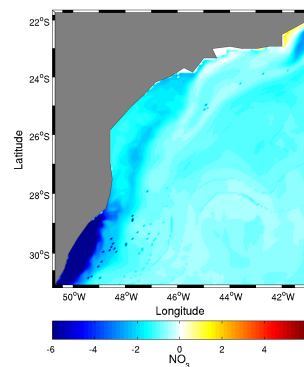
(e) consumo de NH_4 - inverno



(f) consumo de NO_3 - inverno



(g) consumo de NH_4 - primavera



(h) consumo de NO_3 - primavera

Figura 3.14: Diferença dos conteúdos de amônio ((a) verão, (c) outono, (e) inverno, e (g) primavera), e de nitrato ((b) verão, (d) outono, (f) inverno, e (h) primavera) entre os experimentos com fitoplâncton pequeno e grande.

3.4 e 3.5). A sazonalidade das taxas de assimilação dos nutrientes do experimento *EXP_GDE* foram sempre inferiores à do experimento *EXP_PQN*. A maior taxa de assimilação obtida para CF foi a de primavera ($0,328d^{-1}$), e a mais baixa foi a de outono ($0,249d^{-1}$). No experimento *EXP_PQN*, as taxas de assimilação dos nutrientes de primavera e verão foram as maiores ($0,818d^{-1}$) resultando num maior crescimento relativo durante o verão (tab. 3.4).

Tabela 3.4: Taxas de assimilação de nutrientes ($NPP/NO_3 + NH_4$) dos experimentos com fitoplâncton pequeno e grande na zona eufótica de CF

CF	verão	outono	inverno	primavera
<i>EXP_grande</i>	0,2746	0,2496	0,2759	0,3284
<i>EXP_pequeno</i>	0,8179	0,6057	0,6537	0,8179
rel. dif.	66,43	58,88	57,80	59,85

Tabela 3.5: Taxas de assimilação de nutrientes ($NPP/NO_3 + NH_4$) dos experimentos com fitoplâncton pequeno e grande na zona eufótica de CSM

SMC	verão	outono	inverno	primavera
<i>EXP_grande</i>	0,3322	0,2569	0,3124	0,4388
<i>EXP_pequeno</i>	1,4078	0,6375	0,8391	1,4078
rel. dif.	76,41	59,71	62,77	68,31

Em CSM as taxas de assimilação dos nutrientes foram sempre superiores às de CF. A maior taxa foi obtida para a primavera no experimento *EXP_GDE* ($0,439d^{-1}$), enquanto que no experimento *EXP_PQN* as maiores taxas de assimilação de nutrientes ocorreu no verão e primavera ($1,4078d^{-1}$), resultando nas maiores diferenças relativas (tab. 3.5).

3.3 Influência da circulação sobre os sistemas de ressurgência da PCSB

A partir da variabilidade temporal das concentrações de traçadores passivos uniformemente inseridos sobre a plataforma continental, a cada estação do ano, foi verificado que estes foram advectados mais rapidamente em CF, em todas as estações do ano (fig. 4.1). Durante o inverno e a primavera houve uma maior permanência de maiores concentrações do traçador ao longo de toda coluna d'água, enquanto que durante o verão e outono o traçador é rapidamente advetado ou dissolvido. Em contrapartida, a região de CSM foi caracterizada por altas concentrações do traçador em toda a coluna d'água, durante todo o tempo. Somente no final do inverno as concentrações do traçador apresentaram valores mais diluídos.

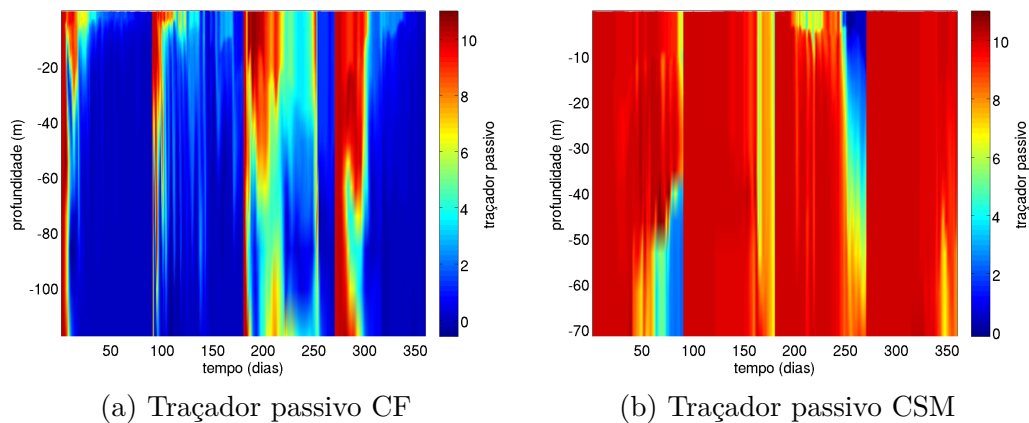


Figura 3.15: Variação vertical das concentrações de traçadores passivos sobre o ponto analisado em CF (a) e em CSM (b).

As partículas liberadas na zona de ressurgência de CF apresentaram um padrão mais turbulento. Grande parcela das partículas liberadas em CF permaneceram sobre a plataforma continental seguindo um transporte para ambos os sentidos (SW-NE), ultrapassando a latitude do CSM ao sul, e seguindo o talude continental ao norte.

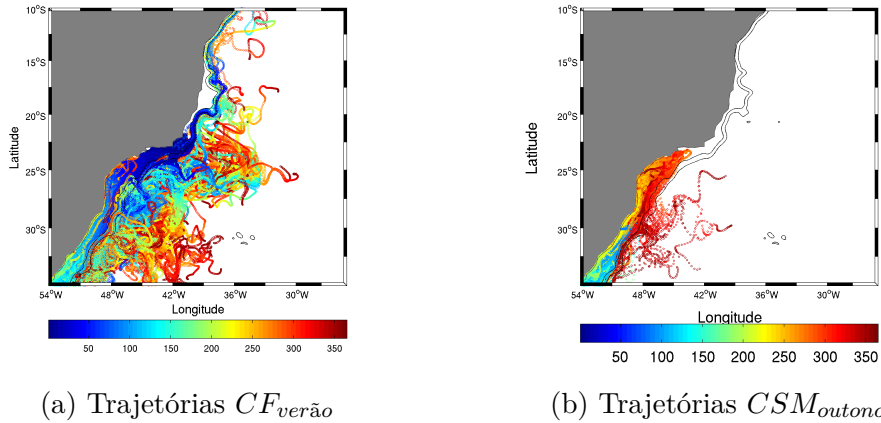


Figura 3.16: Trajetória das partículas em função do tempo, soltas próximas ao sistema de ressurgência de CF na estação do ano mais produtiva (dia 1 - verão), (a), e partículas soltas próximas ao sistema de ressurgência de CSM na estação do ano mais produtiva (dia 91 - outono) (b).

As partículas virtuais liberadas na camada de fundo do modelo nos sistemas de ressurgência apresentaram 2 comportamentos: i) dominância de transporte das partículas ao longo da costa sobre a plataforma continental, e ii) transporte transversal à linha de costa. As trajetórias das partículas liberadas na zona de ressurgência de CF, liberadas no dia 1 (fig. 3.16a) e no dia 91 em CSM (fig. 3.16b), referentes às estações de maior NPP, são mostradas em função do tempo. De modo geral, as partículas liberadas em CSM apresentaram uma tendência a se manterem por mais tempo sobre a plataforma continental, além de apresentarem transporte ao longo da costa para os dois sentidos (NE-SW), e um transporte transversal à costa associado à maior curvatura da isóbata de 1000m.

Diversas partículas foram rapidamente transportadas para a zona oceânica associadas à variação topográfica, como observado nas latitudes de 24 e $26^{\circ}C$. O tempo de residência dessas partículas próximas ao foco das respectivas zonas de ressurgência *i.e.* num raio de 100 km de sua origem, foi superior no sistema de ressurgência de CSM ($T_{res} = 10.49d, dp = \pm 6.01$), quando comparado ao tempo de residência das partículas

próximas à zona de ressurgência de CF ($T_{res} = 6.64d$, $dp = \pm 7.45$).

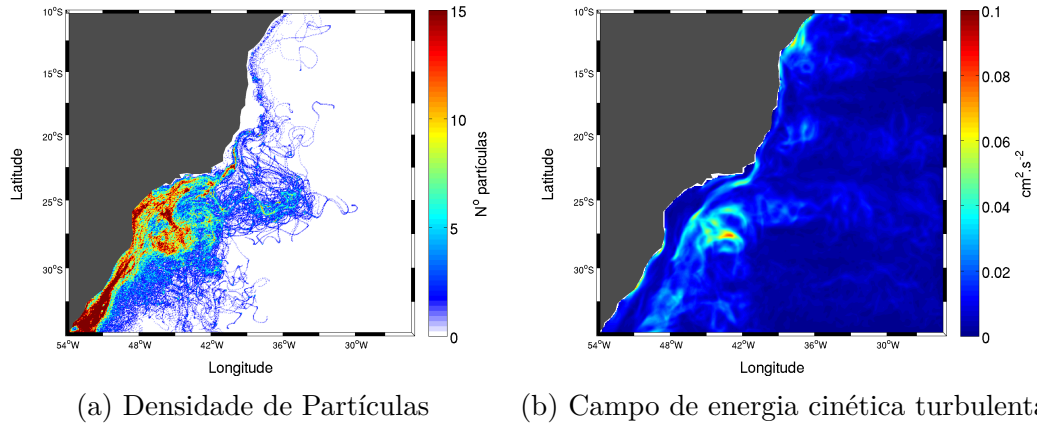


Figura 3.17: Diagrama de densidade de partículas passadas por elemento de grade (a) e campo da energia cinética turbulenta (b).

Considerando todas as partículas liberadas tanto na zona de ressurgência de CF como de CSM, observa-se um predomínio do transporte ao longo da costa, resultando num gradiente de densidade de partículas transversal a linha de costa (fig. 3.17a). Apenas em determinadas regiões, onde a variação da topografia de fundo é mais proeminente, que por sua vez coincide com as zonas de maior energia cinética turbulenta (*proxy* de atividade de mesoescala)(fig. 3.17b), observa-se que uma parcela das partículas é transportada para a zona oceânica, representada pela densidade de partículas em cada elemento de grade do domínio (3.17a). Filamentos de maior densidade são observados na quebra de plataforma nas seções normais à latitude de Cabo Frio (aprox. $23^{\circ}S$), de Santos (aprox $24^{\circ}S$) e do Cabo de Santa Marta (aprox. $28^{\circ}S$), sempre associados à variação topográfica e maior energia cinética turbulenta.

Capítulo 4

Discussão

A estimativa da NPP realizada no presente trabalho apresenta valores de acordo com o medido por [Brandini \(1990b\)](#) e por [Metzler et al. \(1997\)](#) na Plataforma Continental Sudeste do Brasil e oceano adjacente. [Brandini \(1990b\)](#) observou valores de produção primária variando de 0,04-0,49 $gC.m^2.d^{-1}$ no inverno, enquanto [Metzler et al. \(1997\)](#) observou valores em torno de 0,012 $gC.m^3.d^{-1}$. Valores de Produtividade Primária Líquida estimados pelo modelo apresentaram valores dentro do intervalo obtido por ambos os trabalhos. A proximidade dos valores obtidos na estimativa da produção primária do modelo com o medido *in situ*, mostram uma boa representação da produção primária modelada, que nos possibilita a realização da análise da resposta biológica frente à dinâmica da circulação dos sistemas de ressurgência sobre a PCSB.

Os resultados obtidos no presente trabalho sugerem que a atividade biológica sobre as zonas de ressurgência da PCSB seja fundamentalmente controlada pelo sistema da Corrente do Brasil (CB), que carrega a Água Tropical (AT) em níveis superficiais (0-200m), e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) em níveis subsuperficiais (200-800m) ([Castro and Miranda, 1998](#)). Ao mesmo tempo que a dinâmica da CB em subsuperfície fornece nutrientes limitantes à costa adjacente estimulando a produtividade primária, carrega consigo baixas temperaturas, que reduzem o metabolismo do fitoplâncton,

diminuindo sua taxa de crescimento. Por outro lado, o jato geofísico organizado da corrente de contorno oeste fluindo na quebra de plataforma regula o tempo de residência da massa d'água ressurgida próximo ao foco de ressurgência costeira, advectando-a para sul, ou para a plataforma interna, onde pode permanecer por mais tempo, ou ainda para a zona oceânica em regiões de maior energia de mesoescala .

De acordo com [Mazzini and Barth \(2013\)](#) a intensidade da ressurgência costeira de Cabo Frio (CF) é cerca de duas vezes superior à do Cabo de Santa Marta (CSM) em função do regime de ventos locais e variação topográfica, que é demonstrada pelo modelo, utilizando as concentrações de nitrato e a posição vertical da isopical divisória das massas d'água, como *proxy* da intensidade de ressurgência. Ao longo de todo o ano foi observado que a presença da Água Central do Atlântico Sul na região de CF em menores profundidades fornece maiores quantidades de nitrato nas camadas superficiais da coluna d'água. Em CSM, a ACAS se mantém em maiores profundidades e com menor frequência de aflorações, resultando numa menor concentração de nutrientes na zona superficial. A menor extensão vertical atingida pela ACAS em CSM, é reportada por [Campos et al. \(2013\)](#) em função da maior frequência de ventos de quadrante sul, desfavoráveis à ressurgência costeira, desenvolvendo processos de subsidência e conseqüentemente, menor conteúdo nitrogenado inorgânico para o fitoplâncton na zona superficial ([Odebrecht and Djurfeldt, 1996](#)). [Gonzalez-Rodriguez et al. \(1992\)](#) mostraram que eventos de subsidência também ocorrem em CF, sucedendo os eventos de ascensão da água de subsuperfície e a fase produtiva. Portanto, a variação meridional e temporal da posição vertical da isopical que separa a AT da ACAS ([Silveira, 2007](#)), demonstrada pelas diferenças de profundidades atingidas em CF e CSM, modula as concentrações de nutrientes na zona superficial de cada sistema de ressurgência, onde ocorrem as condições propícias para as mais altas taxas de Produtividade Primária Líquida (figs. [3.4i](#) e [3.8i](#))

O menor conteúdo nitrogenado total estimado para o sistema de ressurgência de

CSM, em relação à CF, sugere a dominância de tipos fitoplantônicos característicos de zonas pobres em nutrientes. Ao simular um tipo de fitoplâncton pequeno observamos maior consumo tanto de nitrato como de amônio em toda a zona oligotrófica e nas zonas de ressurgência de CF e CSM (fig. 3.14), o que mostra uma melhor eficiência de assimilação dos recursos disponíveis quando representado um tipo de fitoplâncton pequeno com baixas taxas de meia saturação. A maior diferença relativa de assimilação dos nutrientes em CSM em todas as estações do ano, obtido através da razão entre as taxas de assimilação dos nutrientes do experimento com o fitoplâncton grande e com o fitoplâncton pequeno respectivamente, sugerem que o fitoplâncton pequeno é mais representativo de zonas pobres em nutrientes. Portanto, sugerimos que as regiões relativamente mais pobres em nutrientes, como o sistema de ressurgência costeira de CSM, apresente biomassa significativa de espécies de fitoplâncton menores. Na representação de um tipo de fitoplâncton grande, com altas constantes de meia saturação, parte do conteúdo nitrogenado não é assimilado, permanecendo no sistema. De acordo com Brandini et al. (2007), a plataforma continental do Paraná e de Santa Catarina (Brandini et al., 2013), apresentam maior dominância numérica de espécies fitoplantônicas pequenas, enquanto a região de ressurgência de CF é dominada principalmente por diatomáceas dada a maior frequência de intrusão da ACAS (Brandini, 1990a). Entretanto, em ambos os sistemas de ressurgência são descritas alterações de dominância de tipos de fitoplâncton, em função da frequência de eventos de ressurgência, alterando de condições oligotróficas com dominância de nanoflagelados, para condições eutróficas com dominância de diatomáceas (Gaeta et al., 1999; Brandini et al., 2013). Devido a limitação do modelo em simular apenas um tipo de fitoplâncton, torna-se inviável determinar a estrutura das comunidades, assim como a variação da estrutura taxonômica, pois a produção fitoplantônica ocorrerá em função da disponibilidade de nutrientes úteis, *i.e.* concentrações acima das constantes de meia saturação. Desta forma, processos como competição são desconsiderados. Modelos mais complexos com dois tipos

funcionais de fitoplâncton e de zooplâncton são capazes de simular alterações na estrutura taxonômica das comunidades fitoplantônicas (Lima et al., 2002a,b; Chenillat et al., 2013). No entanto, devido a maior complexidade destes modelos há a necessidade de parâmetros que não são medidos na região da Plataforma Continental Sul-Sudeste do Brasil. A incorporação de maior complexidade nos modelos é relevante, no entanto elas não necessariamente garantem maior precisão, a não ser que as parametrizações sejam suficientemente robustas (Anderson, 2005). Portanto se torna mais indicado o uso de modelos simplificados para poder compreender os processos que controlam a resposta biológica, antes de partir para modelos mais complexos.

A sazonalidade da estrutura vertical da coluna d'água determinada pela variação do número de Richardson em CF (fig. 3.4g) e em CSM (fig. 3.8g), onde valores inferiores a 0,25 evidenciam maior influência de processos convectivos e de mistura induzidos pelo vento (Cushman-Roisin and Beckers, 2011), nos possibilitou determinar a resposta biológica sobre a coluna d'água verticalmente misturada e estratificada, que por sua vez favoreceu maior(menor) conteúdo de nitrogenados e menores (maiores) temperaturas respectivamente, nas camadas superficiais, onde ocorrem as maiores taxas de NPP (figs. 3.4i e 3.8i). Isso reforça a hipótese de que resposta biológica é fundamentalmente determinada pela dinâmica física da coluna d'água (Mann and Lazier, 2006; Botsford et al., 2003).

Durante o verão e início de outono ambas as regiões de ressurgência costeira analisadas apresentaram coluna d'água verticalmente estratificadas em função das maiores extensões verticais e das mais frequentes injeções de baixas temperaturas na zona mais superficial. A maior ascensão da ACAS em Cabo Frio favorece maior conteúdo de nitrogenados nos níveis mais superficiais. Em contrapartida, junto a esta alta carga de nutrientes, baixas temperaturas também são carregadas à superfície minimizando as taxas de crescimento do fitoplâncton. O balanço destes dois fatores depende da zona vertical de maior biomassa fitoplantônica, definindo assim a região mais propícia para as

maiores taxas de Produção Primária Líquida. Devido à limitação dos nutrientes acima da área atingida pela ACAS, e às baixas temperaturas no interior desta massa d'água, as regiões de maior NPP ocorreram na interface das massas d'água. Em contrapartida, sob condições verticalmente misturadas, os nutrientes que são ativamente consumidos pelo fitoplâncton se tornam mais limitantes em função da diluição das concentrações. Entretanto, devido a maior homogeneização na coluna d'água, atingem a zona mais superficial onde são favorecidas as maiores taxas de crescimento. Apesar do menor conteúdo de nitrogênio inorgânico disponível em condições verticalmente misturadas, as taxas de Produtividade Primária Líquida modeladas, e a produção biológica medida durante o inverno em Cabo Frio (Moser and Giancesella-Galvão, 1997), pode ser explicada em função da variabilidade das temperaturas, que apesar de mais baixas durante o inverno, são continuamente aquecidas pela atmosfera (Castro, 2013).

Em Cabo de Santa Marta, a coluna d'água se mostrou verticalmente misturada somente no final do outono e início de primavera provavelmente devido ao campo de ventos mensais utilizados para forçar o modelo. Entretanto, durante o inverno a coluna é fortemente estratificada em função de um fluxo norte de menor densidade que domina boa parte da coluna. Águas de baixa densidade são encontradas na região em função da dominância de ventos de quadrante sul que modulam o fluxo costeiro de águas provenientes da plataforma Patagônica e do Rio da Prata (Piola et al., 2000, 2008). Esta pluma de água menos densa atinge a região de ressurgência do Cabo de Santa Marta favorecendo uma forte estratificação vertical (Matsuura, 1986; Zavialov et al., 1999; Möller et al., 2008; Campos et al., 2013), além da presença de uma termoclina invertida proposta por Zavialov et al. (1999). Mesmo que o Rio da Prata não tenha sido forçado explicitamente, a descarga de água doce, que por sua vez apresenta uma forte influência sobre a dinâmica da região (*e.g.* Pimenta et al., 2005; Piola et al., 2008; Möller et al., 2008), foi representada em função das condições de contorno e do fluxo de superfície que apresentam uma boa representação das características físicas dessa

massa d'água. Entretanto, o conteúdo de nutrientes carregados por esta massa d'água no modelo pode ter sido superestimado, apesar de que essas concentrações de nutrientes podem aparecer na região em função da advecção de massas d'água subantárticas (Brandini, 1990a).

Ciotti et al. (1995) e Braga et al. (2008) atribuem à Água do Rio da Prata altas concentrações de fosfato, que não é simulado pelo modelo, além de baixas concentrações de nitrogenados. A alta concentração de nitrogenados encontrada sobre a plataforma continental no sul do domínio de estudo pode ser explicada pela proximidade da borda sul do domínio com a área de ressurgência de Cabo de Santa Marta. Na região de borda encontra-se a Frente Subtropical de Plataforma formada pela mistura da Água Sub-Antártica de Plataforma, rica em conteúdo nitrogenado e a água do Rio da Prata (Ciotti et al., 1995; Piola et al., 2008; Möller et al., 2008). Entretanto, o limite norte histórico atingido por essa frente não atinge a região de ressurgência de Cabo de Santa Marta (Palma et al., 2008; Piola et al., 2008; Matano et al., 2010). Portanto, atribuímos as concentrações de nitrogenados a um provável problema de condição de borda.

Assim, a mistura vertical turbulenta representada pelo número de Richardson, favorece maior disponibilidade de nutrientes na zona superficial, onde a massa d'água de subsuperfície não atinge, se tornando parte importante da resposta biogeoquímica de sistemas não tão intensos como as ressurgência de borda leste (*e.g.* Carr and Kearns, 2003). Sistemas de ressurgência não tão intensos como os presentes na Plataforma Continental Sul-Sudeste do Brasil são caracterizados por forte sensibilidade ao campo de ventos e por ocorrer em pulsos (Campos et al., 2013). O efeito da mistura da coluna d'água é um importante fator que disponibiliza os nutrientes para as zonas mais superficiais em função da erosão da pycnoclina (Ciotti et al., 2006), onde são localizadas as áreas de maior crescimento. Rajadas de ventos que elevam a pycnoclina próxima à superfície, quando relaxadas produzem uma significativa resposta na produtividade primária através da mistura da pycnoclina (Botsford et al., 2003; Hales et al., 2005;

[Botsford et al., 2006](#)). Através de medidas detalhadas de nitrato na plataforma do Oregon, foi revelada a importância da mistura turbulenta transversal à isopical limite da massa d'água fonte no fornecimento de nutrientes para a coluna d'água superior ([Hales et al., 2005](#)).

Além da homogeneização das concentrações de nutrientes e disponibilização de nutrientes nas zonas superficiais não atingidas pela massa d'água fonte de nutrientes, os processos de mistura favorecem uma suavização do gradiente vertical de temperatura da água, que por sua vez mostrou forte influência sobre as taxas de crescimento do fitoplâncton nestas regiões que não apresentaram forte limitação pela luz. A influência da luz foi observada na base da zona eufótica (aprox. 104m) em CF, no inverno, em função da menor incidência de luz superficial (fig. 3.4d). A correlação negativa obtida entre o sistema de ressurgência costeira de CSM (fig. 3.7b) foi oposta à encontrada por [Lachkar and Gruber \(2011\)](#) para os sistemas de ressurgência de das Canárias e da Califórnia. A estrutura dinâmica destas regiões altamente produtivas, dominadas por grandes grandes extensões horizontais de baixas temperaturas, resultam em taxas de crescimento relativamente baixas e nutrientes disponíveis em toda a coluna d'água. Na PCSB, as anomalias de temperatura superficial do mar ocorrem em zonas restritas além de nem sempre atingirem a superfície ([Castelao and Barth, 2006](#); [Mazzini and Barth, 2013](#)). A resposta inibitória do crescimento do fitoplâncton nas zonas de ressurgência sobre a PCSB sugere uma forte dependência da extensão vertical atingida pela ACAS, estabilidade da coluna d'água, além do fluxo de calor na superfície como mostrado por [Dias \(2013\)](#).

A dependência da variabilidade da temperatura sobre as taxas de crescimento do fitoplâncton modeladas mostraram um importante papel desta variável como proposto por [Eppley \(1972\)](#). Entretanto, essa parametrização tem sido criticada, alegando que o ajuste da curva de crescimento do fitoplâncton em função da temperatura, teria sido baseado em poucas amostras ([Maranón et al., 2012](#)). Parametrizações baseadas em banco

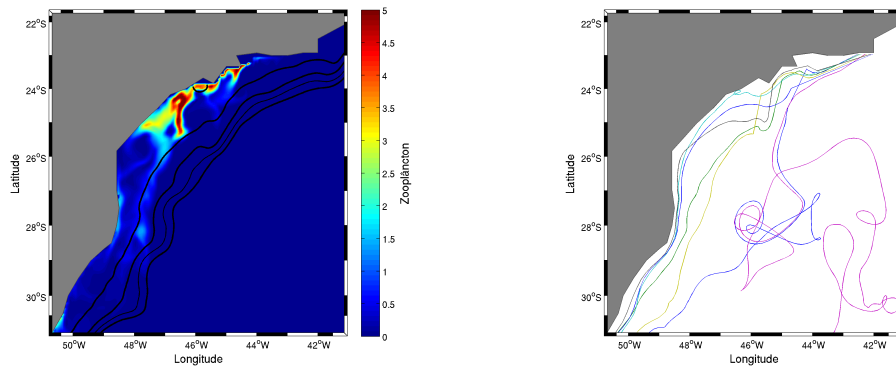
de dados mais robustas podem apresentar uma dependência menor da temperatura. No entanto, a falta de medidas *in situ* não nos permite avaliar o real papel da temperatura sobre o fitoplâncton presente nos sistemas de ressurgência analisados. Por outro lado, a forte correlação obtida tanto nos sistemas de ressurgência sobre a PCSB, como os sistemas de ressurgência da Canárias e da Califórnia, através da mesma parametrização do crescimento do fitoplâncton, sugerem que a temperatura tem importante papel sobre as taxas de crescimento do fitoplâncton.

Apesar da simplicidade do modelo utilizado, os nutrientes são divididos em duas formas nitrogenadas, o nitrato 'produção nova', e o amônio 'produção regenerada' (*sensu* [Dugdale and Goering, 1967](#)). A principal fonte de nitrato é a massa d'água de subsuperfície que aflora na superfície em condições favoráveis, enquanto que o amônio tem como principal fonte a pastagem do zooplâncton ([Lachkar and Gruber, 2011](#)). As altas concentrações de nitrato sobre a região de Cabo Frio sugerem que a região seja dominada pela produção nova, onde há a dominância de diatomáceas que assimilam o preferencialmente o nitrato ([Price et al., 1985](#)). Por outro lado, baixas concentrações de amônio foram obtidas em CF. Já a região do Cabo de Santa Marta apresenta uma maior importância relativa do amônio, apresentando concentrações mais altas. As maiores concentrações de amônio e também de zooplâncton, estimadas pelo modelo no Cabo de Santa Marta, apoiam a hipótese de maior dominância de espécies menores de fitoplâncton que assimilam preferencialmente o amônio ([Brandini et al., 2013](#)). O padrão estimado pelo modelo é semelhante ao encontrado por ([Metzler et al., 1997](#)). A produção costeira é basicamente dominada pela produção regenerada, enquanto que em apenas algumas regiões sob maior influência oceânica como a região de Cabo Frio, haja dominância da produção nova.

Ao comparar as curvas de biomassa do fitoplâncton, zooplâncton, nitrato e amônio, fica clara a relação entre o nitrato e o fitoplâncton em Cabo frio e em Cabo de Santa Marta. No entanto, a relação entre o zooplâncton e o amônio só é estabelecida em

Cabo de Santa Marta, o que sugere uma maior advecção das partículas em Cabo Frio, em função principalmente da maior proximidade do foco de ressurgência costeira com o fluxo da Corrente do Brasil (Palma et al., 2008). O tempo de crescimento dos compartimentos nitrogenados depende do tempo de desenvolvimento do fitoplâncton (Platt et al., 2003). Assim se tornam totalmente dependentes do padrão de circulação local. De acordo com (Lima et al., 2002a) o pico de crescimento do zooplâncton numa frente instável no oceano oligotrófico apresenta uma defasagem de 2-4 dias em relação ao pico de biomassa do fitoplâncton, podendo este ser advectado para uma zona fora do foco da ressurgência. Desta forma, o padrão de circulação local mostra um importante papel localizado, no sucesso ou fracasso do ciclo biológico.

A defasagem do pico de biomassa das curvas de crescimento do fitoplâncton, do zooplâncton e dos nutrientes inorgânicos nas áreas analisadas, indica uma maior permanência das componentes químicas e biológicas sobre a região CSM. Além da maior assimilação dos nutrientes biodisponíveis e melhor desenvolvimento da biomassa fitoplantônica, a maior permanência dessas componentes na região permite que o zooplâncton apresente maior crescimento local. Já a menor permanência sobre a região de CF, não permite o crescimento local do zooplâncton, que pode ser advectado para outras áreas fora do foco de ressurgência. Valentin (1984) mostrou que a distribuição do zooplâncton em CF apresenta um gradiente de abundância em função da distância da costa. A maior abundância ocorre na plataforma interna, diminuindo à medida que se afasta da costa até encontrar a CB, onde apresenta a menor abundância. A posição geográfica do ponto escolhido na região de CF coincide com o padrão estabelecido da zona de influência da CB. Entretanto, podemos observar num campo instantâneo de verão (fig.4.1a), que as maiores biomassas do zooplâncton ocorrem na plataforma interna em função do fluxo de fitoplâncton e de nutrientes, favorecendo um crescimento maior da biomassa zooplantônica na plataforma interna, onde as parcelas de água tendem a permanecer por mais tempo (fig. 4.1b).



(a) Campo instantâneo da concentração integrada de zooplâncton (b) Trajetória de partículas em CF

Figura 4.1: Influência da circulação sobre o transporte de traçadores biológico. (a) campo instantâneo da distribuição do zooplâncton do dia 4, e (b) algumas trajetórias de partículas soltas ao sul de CF que podem explicar o padrão de distribuição do zooplâncton no modelo.

O maior crescimento do zooplâncton e consequentemente maior conteúdo de amônio foi observado sob condições misturadas (figs. 3.4g e 3.8g), quando a fonte de nitrato esteve limitada ao fundo ou ausente. Isso sugere que durante o inverno a dispersão do jato de ressurgência ocorra mais lentamente em ambos os sistemas de ressurgência analisados, é reforçada pela menor diluição e dispersão dos traçadores passivos sobre os elementos de grade representativos de CF (fig. 3.15a) e CSM (fig. 3.15b), sugerindo que as maiores biomassas de zooplâncton, e maiores concentrações de amônio sejam moduladas pelo maior desenvolvimento local do fitoplâncton (Lachkar and Gruber, 2011; Simpson and Sharples, 2012).

No caso da PCSB, o padrão de circulação é estritamente dependente da CB e da Corrente das Malvinas Palma et al. (2008). Entretanto os diferentes processos, nas diferentes escalas espaciais, podem determinar o comportamento da biomassa em diferentes níveis tróficos além de diferentes concentrações dos compostos nitrogenados e, consequentemente dominância de diferentes nichos fitoplantônicos. De acordo com Lima et al. (2002a) e Simpson and Sharples (2012) o desenvolvimento do zooplâncton é

dependente do tempo de desenvolvimento do fitoplâncton, que por sua vez depende das condições físicas do meio para que possa assimilar o nutriente. Entretanto, se o tempo de residência das partículas próximas às zonas produtivas for pequeno, os nutrientes não assimilados pelo fitoplâncton podem ser transportados para zonas pobres enriquecendo outras regiões, enquanto que se o fitoplâncton é transportado para fora da zona de ressurgência este poderá desenvolver uma menor NPP. Em contrapartida, o maior tempo de residência favorece um melhor aproveitamento dos recursos disponíveis e uma maior transferência de matéria entre os diferentes níveis tróficos localmente. De acordo com [Lachkar and Gruber \(2011\)](#) o tempo de residência das partículas próximas ao foco dos sistemas de ressurgência costeira de borda leste (Canárias e Califórnia) são dependentes da extensão da plataforma e níveis de atividade de mesoescala. Assim, a falta de relação entre as curvas de biomassa do fitoplâncton, zooplâncton, amônio e nitrato no sistema de CF, podem ser explicadas tanto pelo baixo tempo de residência das partículas num raio de 100 km da sua origem em função da alta energia cinética turbulenta (*proxy* de atividade de mesoescala) ([Silveira, 2007](#)), como pela curta extensão da plataforma. Por outro lado, a melhor relação entre as curvas das componentes biológicas em CSM, podem ser explicadas pelo tempo de residência relativamente maior, menor atividade de mesoescala além da maior extensão da plataforma em relação à CF.

A influência da resposta biológica frente aos processos de sub/mesoescala tem sido discutida pela comunidade acadêmica por apresentar uma proximidade maior entre a dimensão dos processos biológicos e físicos ([Rossi et al., 2009](#); [Lathuilière et al., 2010](#); [Calil and Richards, 2010](#); [Gruber et al., 2011](#); [Lachkar and Gruber, 2011](#); [Lévy et al., 2012](#)). Acredita-se que estes processos são responsáveis pela formação dos filamentos advectados de eventos de ressurgência de borda leste para o oceano profundo ([Hernández-Carrasco et al., 2014](#)), que por sua vez podem ser seguidos por predadores de topo ([Cotté et al., 2011](#)). Snapshots dos campos de nutrientes, principalmente o amônio, mostram que a mesoescala desenvolvida no sistema da CB pode ter papel semelhante,

em distintas magnitudes, ao sugerido para o sistema de ressurgência da Califórnia (Gruber et al., 2011). Diferente das outras correntes de contorno oeste, os níveis de mesoescala observados na CB (Da Silveira et al., 2008) podem ter um papel importante sobre os ciclos biogeoquímicos. Apesar da CB impedir o transporte plataforma-oceano na maior parte de sua extensão (fig. 3.17a), desenvolve trajetórias conectando estes dois ambientes através de partículas provenientes dos sistemas mais produtivos em regiões de variação topográfica, que podem induzir maior energia cinética turbulenta. Gruber et al. (2011) mostraram que vórtices podem advectar e transportar calor à zona costeira, gerando convergência na costa, que ao pressionar a frente de ressurgência, resulta num processo de subducção e consequente transporte de nitrogenados e carbono para a zona oceânica em níveis subsuperficiais. Portanto, sugerimos que a alta energia de mesoescala da Corrente do Brasil, predominantemente baroclínica (da Silveira et al., 2004), possa modular o fluxo de traçadores biológicos, como nutrientes e organismos planctônicos, para a zona oceânica, com provável influência na bomba de carbono.

A variabilidade espacial da distribuição de nutrientes pela dinâmica de afloramento da massa d'água de subsuperfície, em conjunto com a estabilidade da coluna d'água e agitação lateral, modulam os níveis de produção biológica sobre as regiões de ressurgência da PCSB. Os resultados do presente trabalho são baseados na análise de processos oceanográficos a partir de modelos numéricos. Para haver a comprovação destes processos é necessária a coleta contínua de dados em escalas sinópticas, que poderão mostrar se de fato o transporte da água de plataforma das bordas oeste dos oceanos ocorre nas zonas de maior atividade de mesoescala, assim como a resposta das diferentes espécies presentes nesse ecossistema, frente à diversidade de processos presentes na PCSB.

Capítulo 5

Conclusões

De acordo com os resultados do modelo e parâmetros utilizados neste trabalho, foi possível concluir que a produção biológica nos sistemas de ressurgência da PCSB é dirigida pela dinâmica do sistema da CB, que transporta AT na superfície, e a ACAS em níveis subsuperficiais, por três principais fatores: i) diferença espacial na disponibilidade de nutrientes modulando níveis de produção primária, ii) diminuição do crescimento em função das baixas temperaturas afloradas na superfície, e iii) pelos diferentes padrões de circulação, modulando o transporte ao longo e através da costa, *along/cross - shore*, e o tempo de residência.

A estrutura vertical da coluna d'água, modulada pela dinâmica da ACAS, apresenta forte influência sobre os sistemas de ressurgência costeira não intensas como os presentes na PCSB. Processos de mistura vertical na interface das massas d'água disponibilizam nutrientes, mesmo que diluídos sob condições de maior estratificação para as zonas mais superficiais, que são ativamente aquecidas pela atmosfera e sob influência da AT. Sob condições de mistura, além das concentrações de nutrientes diluídos que atingem a superfície, há uma suavização do gradiente vertical de temperatura, resultando numa maior homogeneização das taxas de crescimento do fitoplâncton, que anteriormente seguiam o padrão da temperatura, com baixas taxas de crescimento sob efeito da

ACAS, e taxas mais altas de crescimento sob influência da massa d'água superficial.

A maior intensidade de eventos de ressurgência em Cabo Frio, determinada pela maior extensão vertical atingida pela massa d'água de subsuperfície, modula maiores concentrações de nitrato e maiores taxas de NPP. Enquanto que sob menor disponibilização de novos nutrientes e maior importância da produção regenerada, a região de CSM possibilita melhor assimilação de nutrientes por tipos de fitoplâncton menores, como os nanoflagelados.

A baixa influência da produção regenerada em CF, pode ser explicada pela forte influência do fluxo da CB, que por apresentar uma plataforma continental mais estreita e maiores níveis de atividade de mesoescala, modula o menor tempo de residência da massa d'água ressurgida próxima ao foco da ressurgência, possibilitando o crescimento tanto do fitoplâncton como do zooplâncton em zonas da plataforma interna, fora do foco da ressurgência. Por outro lado, em CSM os menores níveis de atividade de mesoescala e maior extensão da plataforma favorecem um maior tempo de residência da massa d'água ressurgida próxima ao foco da ressurgência, possibilitando um melhor desenvolvimento do fitoplâncton local, além da transferência de matéria para níveis tróficos superiores.

Regiões de intensa energia cinética turbulenta moduladas pelas variações topográficas, tendem a apresentar sítios de exportação de água costeira para a zona oceânica com possíveis implicações sobre o enriquecimento da zona oligotrófica, além da exportação de carbono.

Referências Bibliográficas

- Acha, E. M., Mianzan, H. W., Guerrero, R. A., Favero, M., and Bava, J. (2004). Marine fronts at the continental shelves of austral south america: physical and ecological processes. *Journal of Marine systems*, 44(1):83–105.
- Albert, A., Echevin, V., Lévy, M., and Aumont, O. (2010). Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the peru upwelling system. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 115(C12).
- Anderson, T. R. (2005). Plankton functional type modelling: running before we can walk? *Journal of Plankton Research*, 27(11):1073–1081.
- Arrigo, K. R. (2005). Marine microorganisms and global nutrient cycles. *Nature*, 437(7057):349–355.
- Behrenfeld, M. J., Boss, E., Siegel, D. A., and Shea, D. M. (2005). Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1).
- Benavides, I. M. A. (2013). anomalias na concentração de clorofila superficial induzida por vórtices de mesoescala no giro subtropical do Atlântico Sul.
- Blanke, B. and Raynaud, S. (1997). Kinematics of the pacific equatorial undercurrent: An eulerian and lagrangian approach from gcm results. *Journal of Physical Oceanography*, 27(6):1038–1053.

- Botsford, L. W., Lawrence, C. A., Dever, E. P., Hastings, A., and Largier, J. (2003). Wind strength and biological productivity in upwelling systems: an idealized study. *Fisheries Oceanography*, 12(4-5):245–259.
- Botsford, L. W., Lawrence, C. A., Dever, E. P., Hastings, A., and Largier, J. (2006). Effects of variable winds on biological productivity on continental shelves in coastal upwelling systems. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53(25):3116–3140.
- Braga, E. S., Chiozzini, V. C., Berbel, G. B., Maluf, J. C., Aguiar, V., Charo, M., Molina, D., Romero, S. I., and Eichler, B. B. (2008). Nutrient distributions over the southwestern south atlantic continental shelf from mar del plata (argentina) to itajaí (brazil): Winter–summer aspects. *Continental Shelf Research*, 28(13):1649–1661.
- Brandini, F. P. (1990a). Hydrography and characteristics of the phytoplankton in shelf and oceanic waters off southeastern brazil during winter (july/august 1982) and summer (february/march 1984). *Hydrobiologia*, 196(2):111–148.
- Brandini, F. P. (1990b). Produção primária e características fotossintéticas do fitoplâncton na região sueste do brasil. *Bolm. Inst. oceanogr., S Paulo*, 38(2):147–159.
- Brandini, F. P., Nogueira Jr, M., Simião, M., Codina, J. C. U., and Noernberg, M. A. (2013). Deep chlorophyll maximum and plankton community response to oceanic bottom intrusions on the continental shelf in the south brazilian bight.
- Brandini, P. F., Scheffer da Silva, A., Teixeira da Silva, E., and Kolm, H. (2007). Sources of nutrients and seasonal dynamics of chlorophyll in the inner shelf off paraná state-south brazil bight. *Journal of Coastal Research*, pages 1131–1140.
- Calil, P. and Richards, K. (2010). Transient upwelling hot spots in the oligotrophic north pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 115(C2).

- Campos, E. J., Velhote, D., and da Silveira, I. C. (2000). Shelf break upwelling driven by brazil current cyclonic meanders. *Geophysical Research Letters*, 27(6):751–754.
- Campos, E. J. D., Gonçalves, J., and Ikeda, Y. (1995). Water mass characteristics and geostrophic circulation in the south brazil bight: Summer of 1991. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 100(C9):18537–18550.
- Campos, P. C., Möller, O. O., Piola, A. R., and Palma, E. D. (2013). Seasonal variability and coastal upwelling near cape santa marta (brazil). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, pages 1–14.
- Capet, X., McWilliams, J., Molemaker, M., and Shchepetkin, A. (2008). Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part i: Flow structure, eddy flux, and observational tests. *Journal of Physical Oceanography*, 38(1):29–43.
- Carr, M.-E. (2001). Estimation of potential productivity in eastern boundary currents using remote sensing. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(1):59–80.
- Carr, M.-E. and Kearns, E. J. (2003). Production regimes in four eastern boundary current systems. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(22):3199–3221.
- Castelao, R. M. and Barth, J. A. (2006). Upwelling around cabo frio, brazil: The importance of wind stress curl. *Geophysical Research Letters*, 33(3):L03602.
- Castro, B. d. and Miranda, L. d. (1998). Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4 n and 34 s. *The sea*, 11(1):209–251.
- Castro, B. M. (2013). Summer/winter stratification variability in the central part of the south brazil bight. *Continental Shelf Research*.

- Chenillat, F., Rivière, P., Capet, X., Franks, P. J., and Blanke, B. (2013). California coastal upwelling onset variability: Cross-shore and bottom-up propagation in the planktonic ecosystem. *PloS one*, 8(5):e62281.
- Ciotti, A., Gonzalez-Rodriguez, E., Andrade, L., Paranhos, R., Carvalho, W., and Valentín, J. (2006). Clorofila a, medidas bio-ópticas e produtividade primária. *Características hidrobiológicas da região central da Zona Econômica Exclusiva brasileira. Brasília, Ideal Gráfica e Editora, Série Documentos REVIZEE–Score Central, 168p*, pages 61–72.
- Ciotti, A. M., Garcia, C. A. E., and Jorge, D. S. F. (2010). Temporal and meridional variability of satellite-estimates of surface chlorophyll concentration over the brazilian continental shelf.
- Ciotti, Á. M., Odebrecht, C., Fillmann, G., and Moller Jr, O. O. (1995). Freshwater outflow and subtropical convergence influence on phytoplankton biomass on the southern brazilian continental shelf. *Continental Shelf Research*, 15(14):1737–1756.
- Combes, V. and Matano, R. P. (2014). A two-way nested simulation of the oceanic circulation in the southwestern atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*.
- Cotté, C. F. d., Chaigneau, A., Lévy, M., Taupier-Letage, I., Mate, B., and Guinet, C. (2011). Scale-dependent interactions of mediterranean whales with marine dynamics. *Limnology and Oceanography*, 56(1):219.
- Cushman-Roisin, B. and Beckers, J.-M. (2011). *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects*, volume 101. Academic Press.
- da Silveira, I., Calado, L., Castro, B., Cirano, M., Lima, J., and Mascarenhas, A. d. S. (2004). On the baroclinic structure of the brazil current–intermediate western boundary current system at 22–23 s. *Geophysical Research Letters*, 31(14).

- Da Silveira, I., Lima, J., Schmidt, A., Ceccopieri, W., Sartori, A., Francisco, C., and Fontes, R. (2008). Is the meander growth in the brazil current system off southeast brazil due to baroclinic instability? *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 45(3):187–207.
- Dias, B. (2013). Dinâmica físico-biológica da ressurgência costeira em uma margem continental oeste.
- Dogliotti, A., Lutz, V., and Segura, V. (2014). Estimation of primary production in the southern argentine continental shelf and shelf-break regions using field and remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 140:497–508.
- Dugdale, R. and Goering, J. (1967). Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr*, 12(2):196–206.
- Eppley, R. W. (1972). Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. Bull*, 70(4):1063–1085.
- Fasham, M., Ducklow, H., and McKelvie, S. (1990). A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *Journal of Marine Research*, 48(3):591–639.
- Fennel, K., Wilkin, J., Levin, J., Moisan, J., O'Reilly, J., and Haidvogel, D. (2006). Nitrogen cycling in the middle atlantic bight: Results from a three-dimensional model and implications for the north atlantic nitrogen budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(3).
- Gaeta, S. A., Ribeiro, S. M. S., Metzler, P. M., Francos, M. S., and Abe, D. S. (1999). Environmental forcing on phytoplankton biomass and primary productivity of the coastal ecosystem in ubatuba region, southern brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 47(1):11–27.

- Gonzalez-Rodriguez, E., Valentin, J. L., André, D. L., and Jacob, S. A. (1992). Upwelling and downwelling at cabo frio (brazil): comparison of biomass and primary production responses. *Journal of Plankton Research*, 14(2):289–306.
- Gonzalez-Silvera, A., Santamaria-del Angel, E., Garcia, V. M., Garcia, C. A., Millán-Nuñez, R., and Muller-Karger, F. (2004). Biogeographical regions of the tropical and subtropical atlantic ocean off south america: classification based on pigment (czcs) and chlorophyll-*a* (seawifs) variability. *Continental Shelf Research*, 24(9):983–1000.
- Gruber, N., Frenzel, H., Doney, S. C., Marchesiello, P., McWilliams, J. C., Moisan, J. R., Oram, J. J., Plattner, G.-K., and Stolzenbach, K. D. (2006). Eddy-resolving simulation of plankton ecosystem dynamics in the california current system. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(9):1483–1516.
- Gruber, N., Lachkar, Z., Frenzel, H., Marchesiello, P., Münnich, M., McWilliams, J. C., Nagai, T., and Plattner, G.-K. (2011). Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems. *Nature geoscience*, 4(11):787–792.
- Haidvogel, D. B., Arango, H. G., Hedstrom, K., Beckmann, A., Malanotte-Rizzoli, P., and Shchepetkin, A. F. (2000). Model evaluation experiments in the north atlantic basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 32(3):239–281.
- Hales, B., Moum, J. N., Covert, P., and Perlin, A. (2005). Irreversible nitrate fluxes due to turbulent mixing in a coastal upwelling system. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 110(C10).
- Hernández-Carrasco, I., Rossi, V., Hernández-García, E., Garçon, V., and López, C. (2014). The reduction of plankton biomass induced by mesoscale stirring: A modeling

- study in the benguela upwelling. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 83:65–80.
- Howarth, R. W. (1988). Nutrient limitation of net primary production in marine ecosystems. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 19:89–110.
- Hsuesh, Y. and O’Brien, J. J. (1971). Steady coastal upwelling induced by an along-shore current. *Journal of Physical Oceanography*, 1(3):180–186.
- Lachkar, Z. and Gruber, N. (2011). What controls biological production in coastal upwelling systems? insights from a comparative modeling study. *Biogeosciences*, 8(10):2961–2976.
- Lachkar, Z. and Gruber, N. (2013). Response of biological production and air–sea CO₂ fluxes to upwelling intensification in the california and canary current systems. *Journal of Marine Systems*, 109:149–160.
- Lalli, C. and Parsons, T. R. (1997). *Biological Oceanography: An Introduction: An Introduction*. Butterworth-Heinemann.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., and Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4):363–403.
- Lathuilière, C., Echevin, V., Lévy, M., and Madec, G. (2010). On the role of the mesoscale circulation on an idealized coastal upwelling ecosystem. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 115(C9).
- Lévy, M., Ferrari, R., Franks, P. J., Martin, A. P., and Rivière, P. (2012). Bringing physics to life at the submesoscale. *Geophysical Research Letters*, 39(14).
- Levy, M., Memery, L., and Madec, G. (1998). The onset of a bloom after deep winter

- convection in the northwestern mediterranean sea: mesoscale process study with a primitive equation model. *Journal of Marine Systems*, 16(1):7–21.
- Lima, I. D., Olson, D. B., and Doney, S. C. (2002a). Biological response to frontal dynamics and mesoscale variability in oligotrophic environments: Biological production and community structure. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 107(C8):25–1.
- Lima, I. D., Olson, D. B., and Doney, S. C. (2002b). Intrinsic dynamics and stability properties of size-structured pelagic ecosystem models. *Journal of Plankton Research*, 24(6):533–556.
- Mann, K. H. and Lazier, J. R. N. (2006). *Dynamics of Marine Ecosystems*. Blackwell, Canada, third edition.
- Maranón, E., Cermeno, P., Latasa, M., and Tadonlécé, R. D. (2012). Temperature, resources, and phytoplankton size structure in the ocean. *Limnology and Oceanography*, 57(5):1266.
- Marchesiello, P., Lefèvre, J., Vega, A., Couvelard, X., and Menkes, C. (2010). Coastal upwelling, circulation and heat balance around new caledonia’s barrier reef. *Marine pollution bulletin*, 61(7):432–448.
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., and Shchepetkin, A. (2003). Equilibrium structure and dynamics of the california current system. *Journal of Physical Oceanography*, 33(4):753–783.
- Matano, R., Palma, E., and Piola, A. (2010). The influence of the brazil and malvinas currents on the southwestern atlantic shelf circulation. *Ocean Science Discussions*, 7(2):837–871.

- Matsuura, Y. (1986). Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre cabo frio (rj) e cabo de santa marta grande (sc). *Ciência e Cultura*, 38(8):1439–1450.
- Mazzini, P. and Barth, J. (2013). A comparison of mechanisms generating vertical transport in the brazilian coastal upwelling regions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(11):5977–5993.
- McCreary, J. P., Fukamachi, Y., and Kundu, P. K. (1991). A numerical investigation of jets and eddies near an eastern ocean boundary. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 96(C2):2515–2534.
- McGillicuddy, D., Robinson, A., Siegel, D., Jannasch, H., Johnson, R., Dickey, T., McNeil, J., Michaels, A., and Knap, A. (1998). Influence of mesoscale eddies on new production in the sargasso sea. *Nature*, 394(6690):263–266.
- McGillicuddy, D. J., Anderson, L. A., Bates, N. R., Bibby, T., Buesseler, K. O., Carlson, C. A., Davis, C. S., Ewart, C., Falkowski, P. G., Goldthwait, S. A., et al. (2007). Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms. *Science*, 316(5827):1021–1026.
- Metzler, P. M., Glibert, P. M., Gaeta, S. A., and Ludlam, J. M. (1997). New and regenerated production in the south atlantic off brazil. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 44(3):363–384.
- Möller, O. O. J., Piola, A. R., Freitas, A. C., and Campos, E. J. (2008). The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern south america. *Continental Shelf Research*, 28(13):1607–1624.
- Moser, G. A. and Giancesella-Galvão, S. M. (1997). Biological and oceanographic upwelling indicators at cabo frio (rj). *Brazilian Journal of Oceanography*, 45(1-2):11–23.

- Odebrecht, C. and Djurfeldt, L. (1996). The role of nearshore mixing on phytoplankton size structure off cape santa marta grande, southern brazil (spring 1989). *Archive of Fishery and Marine Research*, 43(3):217–230.
- Palma, E. D., Matano, R. P., and Piola, A. R. (2008). A numerical study of the southwestern atlantic shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 113(C11).
- Parker, R. (1993). Dynamic models for ammonium inhibition of nitrate uptake by phytoplankton. *Ecological Modelling*, 66(1):113–120.
- Pauly, D., Christensen, V., et al. (1995). Primary production required to sustain global fisheries. *Nature*, 374(6519):255–257.
- Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L., and Lefèvre, J. (2008). Software tools for pre-and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling & Software*, 23(5):660–662.
- Peterson, R. G. and Stramma, L. (1991). Upper-level circulation in the south atlantic ocean. *Progress in Oceanography*, 26(1):1–73.
- Pimenta, F. M., Campos, E. J. D., Miller, J. L., and Piola, A. R. (2005). A numerical study of the plata river plume along the southeastern south american continental shelf. *Brazilian Journal of Oceanography*, 53(3-4):129–146.
- Piola, A. R., Campos, E. J., Möller, O. O., Charo, M., and Martinez, C. (2000). Subtropical shelf front off eastern south america. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 105(C3):6565–6578.
- Piola, A. R., Matano, R. P., Palma, E. D., and Mo, O. O. (2005). The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. 32(1):4–7.

- Piola, A. R., Möller Jr, O. O., Guerrero, R. A., and Campos, E. J. (2008). Variability of the subtropical shelf front off eastern south america: Winter 2003 and summer 2004. *Continental Shelf Research*, 28(13):1639–1648.
- Platt, T., Fuentes-Yaco, C., and Frank, K. T. (2003). Marine ecology: spring algal bloom and larval fish survival. *Nature*, 423(6938):398–399.
- Price, N., Cochlan, W., and Harrison, P. (1985). Time course of uptake of inorganic and organic nitrogen by phytoplankton in the strait of georgia-comparison of frontal and stratified communities. *Marine Ecology Progress Series*, 27(1-2):39–53.
- Redfield, A. C. (1963). The influence of organisms on the composition of sea water. *The sea*, pages 26–77.
- Rocha, C. B., Silveira, I. C., Castro, B. M., and Lima, J. A. M. (2014). Vertical structure, energetics, and dynamics of the brazil current system at 22° s–28° s. *Journal of Geophysical Research: Oceans*.
- Rodrigues, R. R. and Lorenzetti, J. A. (2001). A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the southeast brazilian coastal upwelling. *Continental shelf research*, 21(4):371–394.
- Rossi, V., López, C., Hernández-García, E., Sudre, J., Garçon, V., and Morel, Y. (2009). Surface mixing and biological activity in the four eastern boundary upwelling systems. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 16(4).
- Sarmiento, J. L. and Gruber, N. (2004). Ocean biogeochemical dynamics.
- Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (roms): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4):347–404.

- Silveira, I. (2007). *O sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ*. PhD thesis, Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico, USP.
- Simpson, J. H. and Sharples, J. (2012). *Introduction to the physical and biological oceanography of shelf seas*. Cambridge University Press.
- Smith, W. H. and Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334):1956–1962.
- Steinacher, M., Joos, F., Frölicher, T., Bopp, L., Cadule, P., Cocco, V., Doney, S. C., Gehlen, M., Lindsay, K., Moore, J. K., et al. (2010). Projected 21st century decrease in marine productivity: a multi-model analysis. *Biogeosciences*, 7(3).
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 106(D7):7183–7192.
- Triola, M. F. et al. (2005). *Introdução à estatística*, volume 10. LTC Rio de Janeiro.
- Valentin, J. L. (1984). Spatial structure of the zooplankton community in the cabo frio region (brazil) influenced by coastal upwelling. In *Tropical Zooplankton*, pages 183–199. Springer.
- Valentin, J. L., Andre, D. L., and Jacob, S. A. (1987). Hydrobiology in the cabo frio (brazil) upwelling: two-dimensional structure and variability during a wind cycle. *Continental Shelf Research*, 7(1):77–88.
- Williams, R. G. and Follows, M. J. (1998). The ekman transfer of nutrients and maintenance of new production over the north atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 45(2):461–489.
- Zavialov, P. O., Wainer, I., and Absy, J. M. (1999). Sea surface temperature variability

off southern brazil and uruguay as revealed from historical data since 1854. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012)*, 104(C9):21021–21032.