



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/10.24.20.04-TDI

ANÁLISES E ESTIMATIVAS BIO-ÓPTICAS DE DADOS DA ESTAÇÃO ANTARES-UBATUBA, LITORAL NORTE DE SÃO PAULO

Larissa Patricio Valério

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelo Dr. Milton Kampel, aprovada em 26 de agosto de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3F4MQSH>>

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/10.24.20.04-TDI

ANÁLISES E ESTIMATIVAS BIO-ÓPTICAS DE DADOS DA ESTAÇÃO ANTARES-UBATUBA, LITORAL NORTE DE SÃO PAULO

Larissa Patricio Valério

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelo Dr. Milton Kampel, aprovada em 26 de agosto de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3F4MQSH>>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Valério, Larissa Patricio.

V237a Análises e estimativas bio-ópticas de dados da estação Antares-Ubatuba, litoral norte de São Paulo / Larissa Patricio Valério. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxx + 154 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/10.24.20.04-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.
Orientador : Dr. Milton Kampel.

1. cor do oceano. 2. bio-óptica. 3. sensoriamento remoto.
I.Título.

CDU 528.8:551.463.5



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Sensoriamento Remoto

Dr. Thiago Sanna Freire Silva



Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Milton Kappel



Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Cláudio Clemente de Faria Barbosa



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Mauricio Almeida Noernberg



Convidado(a) / UFPR / Paraná - PR

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Larissa Patrício Valério**

São José dos Campos, 26 Agosto de 2013

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, pela benção da minha vida e de todas as coisas boas que Ele tem me proporcionado até então.

À minha família, que com carinho e compreensão sempre orientaram e me apoiaram nas escolhas.

Ao Prof. Dr. Milton Kampel, pela oportunidade no INPE, suporte e auxílio necessários à realização deste trabalho, assim como pela confiança e orientação concedidas.

Agradeço às meninas Laura, Natália, Aline e Francisca, pela amizade, carinho, compreensão e toda a imensa ajuda que foi indispensável na realização deste trabalho, além dos bons momentos dentro e fora do INPE. Aos meninos Gabriel e Lucas pelo apoio e amizade.

Ao Dr. Robert Frouin (Scripps /UCSD) por se interessar no presente trabalho, agregando um conhecimento precioso, assim como pela amizade e confiança.

Ao pessoal da Rede ANTARES como um todo, pelos esforços embutidos nas coletas, análises e processamentos, inclusive aos amigos do IO-USP que participam ativamente dos embarques, Mayza, João, Pedro, Vadim, Mateus e Rafael. Ao prof. Dr. Salvador Airton Gaeta, por ceder os dados necessários à realização deste trabalho.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, por fazer parte da minha formação.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, pelo auxílio financeiro de dois anos de bolsa de estudos.

RESUMO

Em regiões costeiras, onde a constituição bio-óptica da água é complexa, existe a necessidade de se ajustar regionalmente os algoritmos globais de estimativa de cor do oceano por sensoriamento remoto, visto que essas regiões fornecem características únicas e variáveis no espaço e no tempo. O foco do presente trabalho foi testar o ajuste regional de algoritmos globais conhecidos para a estimativa da concentração de clorofila a (Cla), com base no banco de dados in situ da Estação Ubatuba. Para tanto, propriedades ópticas aparentes e inerentes foram calculadas, analisadas criteriosamente e selecionadas compondo um conjunto de dados mensais de 2006 a 2012. A análise dos dados oceanográficos revelou que as correntes e massas d'água contribuem de maneira consistente para o balanço de nutrientes e material orgânico na região, recebendo o aporte terrígeno de maneira discreta. Embora a Estação esteja próxima a costa, suas águas foram caracterizadas como oligo-mesotróficas (com baixas a médias Cla), mas também com uma variabilidade complexa do detritos e material orgânico dissolvido, apresentando tanto águas Caso 1 quanto Caso 2. Os dados radiométricos medidos com diferentes instrumentos acima e abaixo d'água, viabilizaram de maneira consistente os testes com os algoritmos empíricos e semianalíticos selecionados (OC3M, GSM e QAA). Para as medições acima d'água, as incertezas associadas à variabilidade ambiental foram maiores, porém a estimativa da Cla com o modelo empírico OC3M, com uso de razão de bandas, ainda teve um desempenho razoável com erros médios baixos e um R^2 elevado. Os dados medidos com o radiômetro abaixo d'água se mostraram melhores para se estimar as propriedades ópticas inerentes por meio dos modelos bio-ópticos, devido à menor influência de variações ambientais nas medições ópticas aparentes. O modelo empírico OC3M teve um desempenho razoável, e por vezes melhor que os semianalíticos (SA). No entanto, os modelos SA foram mais adequados para representar a variabilidade bio-óptica em casos de uma mistura mais complexa dos constituintes ópticos, i.e., com variações da matéria orgânica colorida (particulada e dissolvida) e do coeficiente específico de absorção do fitoplâncton ocorrendo de maneira independente. O modelo que teve pior desempenho foi o QAA. Como o empírico OC3M e o semi-analítico GSM tiveram performance razoável, estes foram escolhidos para o ajuste regional. Ajustes polinomiais de 2° e 4° grau com razões de banda foram testados para o modelo empírico. Entretanto, estes tiveram baixo desempenho, provavelmente devido à pequena quantidade de dados, inviabilizando um bom ajuste empírico. Já o algoritmo GSM obteve um bom ajuste regional, com um R^2 elevado e erros médios baixos. A análise de sensibilidade, no

entanto, mostrou que o algoritmo é altamente sensível à mudança dos parâmetros médios de ajuste, e este deve ser realizado criteriosamente para obter um bom resultado. Dados do sensor MODIS na plataforma Aqua, foram processados para estimar a Cla ajustada regionalmente, através do modelo generalizado GIOP no software Seadas. O modelo ajustado demonstrou ser razoável em representar a Cla para dados de satélite na região. O modelo regional sobrestimou a Cla em relação ao algoritmo empírico global padrão da imagem e gerou Cla mais homogêneas sobre uma extensa área da plataforma continental. Uma validação *in situ* não foi possível para verificar a representatividade e melhora do ajuste regional para a imagem, o que deverá ser realizado em trabalhos futuros. O presente trabalho apresentou importantes análises da caracterização bio-óptica da Estação Ubatuba, e apontou o potencial da parametrização regional do GSM e GIOP para melhorar o desempenho da estimativa dos produtos de cor do oceano para a região. Com isso, análises compreensivas da variabilidade temporal podem ser aplicadas em trabalhos futuros, utilizando dados de satélite para cobrir maiores resoluções espaço-temporais.

**BIO-OPTICAL ANALYSIS AND ESTIMATES OF ANTARES-UBATUBA DATA,
NORTH SHORE OF SAO PAULO STATE**

ABSTRACT

In coastal sites, where bio-optical constitution is complex, there's a need for fitting global algorithms of ocean color remote sensing for regional proposes. These sites have unique and variable characteristics in space and time. The main objective of this work was to test the regional fit of global known algorithms to estimate chlorophyll concentration (C_{la}) based on the Ubatuba Station in situ data set. For this purpose, apparent and inherent optical properties were calculated, analyzed and judiciously selected composing a monthly data set from 2006 to 2012. Data analysis revealed that the currents and water masses contributed consistently for the nutrient and organic matter balance of the region, receiving terrigenous contributions in a discrete manner. Although the Station is located near shore, its waters were characterized as oligo-mesotrophic (with low –medium C_{la}), with a complex variability in detritus and dissolved organic matter and showing a mixture of Case 1 and Case 2 waters. The radiometric data measured with two different instruments above and below water line, consistently allowed the application of the empirical and semi analytical tests selected (OC3M, GSM and QAA). For above water measurements, the uncertainties associated to environmental variability were larger, but the C_{la} estimated with the empirical OC3M with band rationing still had a reasonable performance, with low mean errors and high R². The below water measurements had better performance in estimating the inherent optical properties by means of bio-optical models, due to less influence of environmental variability in the apparent optical measures. The empirical model OC3M had reasonable performance, sometimes better than the semi-analytical (SA) ones. However, the SA models were more adequate to represent the bio-optical variability for more complex mixtures of optical constituents, i.e., with independent variability in the colored organic matter (particulate and dissolved) and the phytoplankton specific absorption coefficient. The QAA model had the worst performance. As the empirical OC3M and the SA GSM had both reasonable performances, these were chosen for the regional fitting. Polynomial fittings of 2nd and 4th degree using band ratios were tested for the empirical model. However, these had low performance, probably because the low amount of data available, preventing a good empirical approach. On the other hand, the GSM SA algorithm had a good regional fit, with an elevated R² and low mean errors. Sensitivity analysis, however, showed that the

algorithm is highly sensitive to changes in the mean fitted parameters, which has to be judiciously made to result in a good fit. MODIS/Aqua data was processed to estimate the Cla regionally adjusted by means of the GIOP at Seadas. The fitted model showed to be reasonable in representing the Cla by means of satellite data in the region. The regionalized model overestimated the Cla in relation with the default empirical global model and produced more homogeneous Cla estimates over a wide area of the continental shelf. In situ validation was not possible to verify the representativeness and improvement of the regional fit to the image, which should be performed in future works. The present work showed a relevant analysis of the bio-optical characterization of the Ubatuba Station and highlighted the potential of regional parameterization of the GSM and GIOP to improve the performance of ocean color estimates in the region. With that, more consistent analysis of temporal variability can be applied in future works, using satellite data to cover larger spatial and temporal resolution.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1: Valores típicos da Reflectância Irradiante $R_0 +$ para casos de água, com diferentes níveis de turbidez e conteúdo fitoplanctônico, onde a $R_0 +$ é adimensional. Adaptado de Morel (1980)..... 15
- Figura 2.2: Coeficiente de absorção da água pura (a_w) no intervalo espectral de 380-700 nm. Adaptado de Pope e Fry, (1997). 18
- Figura 2.3: Espectro de absorção específicos da *Chl a* (a_{ph^*}) para vários valores de concentração (de 0,03 à 10 mg m⁻³), onde $A(\lambda)$ corresponde ao espectro de absorção quando a *Chl a* é de 1 mg/m³. Fonte: Bricaud et al., 1995..... 21
- Figura 2.4: Coeficiente amocd para diferentes tipos de água entre 250 e 500 nm. Em “R”, águas de rio (*Mackenzie*), em “E” de estuário e em “O” águas oceânicas (Ártico). Adaptado de Retamal et al. (2007)..... 27
- Figura 2.5: Diagrama ternário como esquema de classificação bio-óptica de águas em Caso 1 e Caso 2. A contribuição relativa de cada constituinte é dada em porcentagem, onde F é a contribuição pelo constituinte fitoplâncton, S é a contribuição pelo material em suspensão (detritos) e Y é pelo conjunto de substâncias amarelas, incluindo o MOCD. Adaptado de IOCCG (2000)..... 31
- Figura 2.6: Espectros de R_{rs} (sr⁻¹) pelo comprimento de onda (nm), para águas Caso 1 e 2 com diferentes concentrações dos constituintes. Os espectros (a), (b), (c) e (e) são Caso 2, com moderada a alta concentração de sedimentos em suspensão e substâncias amarelas, de pouca à moderada *Chl a*. Os espectros (d) e (f) pertencem ao

Caso 1, com <i>Cla</i> de maneira moderada à baixa concentração. Fonte: IOCCG, 2000.	32
Figura 3.1: Localização da Estação Ubatuba (44,9752° W; 23,6131° S), e as isóbatas da base de dados Etopo-2.....	41
Figura 3.2: Fluxograma dos materiais e métodos utilizados para a fase dos testes e análises com os algoritmos bio-ópticos.....	50
Figura 3.3: Fluxograma da 1ª etapa do QAA.	66
Figura 3.4: Imagem MODIS-Aqua da Estação Ubatuba processada no <i>Seadas</i> , com a <i>Cla</i> em superfície referente ao dia 18 de julho de 2006. A localidade da Estação está marcada com ‘+’ no centro da imagem.....	73
Figura 4.1: Média mensal da temperatura da superfície do mar entre 2006 e 2012 (linha sólida). As linhas espaçadas são os respectivos desvios padrão somados e subtraídos para cada média mensal.....	77
Figura 4.2: Média mensal da salinidade (psu) entre 2006 e 2012 (linha sólida). As linhas espaçadas são os respectivos desvios padrão somados e subtraídos para cada média mensal.....	78
Figura 4.3: Média mensal da profundidade do disco de Secchi entre 2006 e 2012 (linha sólida). As linhas espaçadas são os respectivos desvios padrão somados e subtraídos para cada média mensal.....	79

Figura 4.4: Média mensal da Concentração de Clorofila-a (Cla) entre 2006 e 2012 (linha sólida). As linhas espaçadas são os respectivos desvios padrão somados e subtraídos para cada média mensal.....	79
Figura 4.5: Série temporal da Cla (mg/m ³) de cada mês de coleta entre julho de 2006 e outubro de 2012.....	80
Figura 4.6: Espectros de Rrs obtidos com os radiômetros operados acima e abaixo da linha d'água, i.e., Fieldspec (a) e Satlântic (b), entre 380 e 700 nm. As linhas em tons de cinza representam os espectros das 36 estações realizadas com os dois equipamentos (não necessariamente operados na mesma Estação). As linhas azuis, sólidas e pontilhadas representam os valores espectrais médios e calculados com a média ±1 desvio padrão, respectivamente.....	82
Figura 4.7: As reflectâncias de sensoriamento remoto (Rrs) em sr ⁻¹ , obtidas com a implementação do modelo semi-analítico de Morel e Maritorena (2001) pela Cla em escala logarítmica. Cada linha representa uma banda de cor do oceano.....	84
Figura 4.8: As 36 Rrs(λ) <i>in situ</i> do sensor Fieldspec (cruz '+') com aquelas obtidas do modelo MM01 (círculos 'o' verdes) e o logaritmo da Cla.....	86
Figura 4.9: As 36 Rrs(λ) <i>in situ</i> do sensor Satlântic (cruz '+') com as obtidas do modelo MM01 (círculos 'o' verdes) e o logaritmo da Cla.....	87
Figura 4.10: Razões de banda de Rrs para os dados do Fieldpsec (cruz '+'), contrastados com as razões de banda do modelo MM01 (círculos 'o' verdes). A Cla está em escala logarítmica.....	88

Figura 4.11: Razões de banda de Rrs para os dados do Satlântic (cruz ‘+’), contrastados com as razões de banda do modelo MM01 (círculos ‘o’ verdes). A Cla está em escala logarítmica.....	89
Figura 4.12: Dispersão entre os dados medidos com os equipamentos Fieldspec e Satlântic. As estatísticas do modelo linear R^2 e RMSE e as bandas analisadas estão indicadas no lado esquerdo e direito respectivamente.	90
Figura 4.13: Os 16 pares de Rrs(λ) in situ dos sensores Fieldspec (‘+’) Satlântic (‘o’ azul) com as obtidas do modelo MM01 (‘o’ verde) e o logaritmo da Cla.....	92
Figura 4.14: Razões de banda de Rrs para os 16 pares de dados do Fieldspec (‘+’), Satlântic (‘o’ azul), contrastados com as razões de banda do modelo MM01 (‘o’ verde). A Cla está em escala logarítmica.....	92
Figura 4.15: Razão máxima de bandas (RMB) com as saídas dos modelos MM01 e OC4V4 e dados in situ dos equipamentos Fieldspec e Satlântic, obtidos na mesma Estação realizada. O modelo MM01 é representado pela linha azul escura, o OC4V4 pela linha verde escura, e os dados de Fieldspec e do Satlântic, nos triângulos verdes e vermelhos respectivamente. A Cla está em escala logarítmica.....	94
Figura 4.16: Série temporal dos coeficientes de absorção médios mensais (m^{-1}), para o aph, amocd e o adet.....	96
Figura 4.17: Diagrama triangular com a porcentagem relativa dos coeficientes de absorção do fitoplâncton, MOCD e detritos, em relação à absorção total, incluindo a absorção da água pura.	97

Figura 4.18: Coeficiente de absorção específico do fitoplâncton ($aph^*(\lambda)$) em m^2mg^{-1} , normalizado pela <i>Chl a</i> ao longo do espectro do visível (400-700 nm). As linhas azul e verdes são a média as curvas de $\pm 1,96$ desvios padrão para o conjunto de coeficientes, respectivamente.....	99
Figura 4.19: Curvas de variabilidade espectral do aph^* (m^2mg^{-1}) dentro do intervalo de $m \pm 1dp$ entre 400 e 700 nm.....	101
Figura 4.20: Curvas de aph^* <i>in situ</i> médio (linha sólida) e modelado (linha pontilhada) pelo modelo B95 no intervalo de 400-700 nm.....	102
Figura 4.21: Coeficiente de absorção do MOCD $amocd(\lambda)$ (m^{-1}), ao longo do espectro do visível (400-700 nm). As linhas azul e verdes são a média $\pm 1,96$ desvios padrão para o conjunto de coeficientes, respectivamente.....	104
Figura 4.22: Histograma de frequência da inclinação espectral <i>S</i> para o coeficiente de absorção do MOCD $amocd$ (nm^{-1}).	105
Figura 4.23: Espectro de absorção das partículas não algais adet (detritos), entre 300-800 nm, em verde a média e as curvas de média $\pm 1,96$ desvio padrão em azul.	106
Figura 4.24: Histograma da frequência de inclinação espectral <i>S</i> det para o coeficiente de absorção dos detritos adet (nm^{-1}).....	107
Figura 4.25: Coeficientes de absorção médios para o conjunto de dados obtidos simultaneamente com a radiometria do Fieldspec (n=36). A linha sólida corresponde ao coeficiente de absorção específico do fitoplâncton aph^* e as linhas pontilhadas ao detritos adet e material orgânico colorido dissolvido $amocd$	108

Figura 4.26: Resultados dos testes do modelo OC3M com os dados do Fieldspec (esquerda) e Satlântic (direita), com a <i>Cl_a</i> <i>in situ</i> no eixo horizontal e a <i>Cl_a</i> (mg/m ³) modelada no eixo vertical.	110
Figura 4.27: Resultados dos testes do modelo GSM01 com os dados do Fieldspec (esquerda) e Satlântic (direita), com a <i>Cl_a</i> <i>in situ</i> no eixo horizontal e a <i>Cl_a</i> (mg/m ³) modelada no eixo vertical.	113
Figura 4.28: Resultados dos testes do modelo GSM01 com os dados do Fieldspec (esquerda) e Satlântic (direita), com o <i>acd</i> <i>in situ</i> no eixo horizontal e o <i>acd</i> (m ⁻¹) modelado no eixo vertical.	114
Figura 4.29: Resultados dos testes do modelo QAA com os dados do Fieldspec (esquerda) e Satlântic (direita), com o <i>aph</i> <i>in situ</i> no eixo horizontal e o <i>aph</i> (m ⁻¹) modelado no eixo vertical.	116
Figura 4.30: Resultados dos testes do modelo QAA com os dados do Fieldspec (esquerda) e Satlântic (direita), com o <i>acd</i> <i>in situ</i> no eixo horizontal e o <i>acd</i> (m ⁻¹) modelado no eixo vertical.	117
Figura 4.31: Ajuste regional através dos dados de <i>Cl_a</i> <i>in situ</i> e de <i>RMB</i> com uma função polinomial de 4° grau.	119
Figura 4.32: Validação do polinômio de 4° grau ajustado para o algoritmo OC3M, com as <i>Cl_a</i> geradas pelo ajuste versus a <i>Cl_a</i> <i>in situ</i>	119
Figura 4.33: Resultados de regressão linear entre o ajuste polinomial de 2° grau (a) e a validação do polinômio (b) com a <i>Cl_a</i> <i>in situ</i>	120

Figura 4.34: Validação do ajuste feito para o algoritmo GSM01, com as <i>Cla</i> geradas pelo ajuste versus a <i>Cla in situ</i>	121
Figura 4.35: Resultados da regressão estatística para a validação na análise de sensibilidade do modelo GSM01. Em (a) a validação com os parâmetros médios ajustados, em (b) a validação com $m+1,96dp$ e em (c), a validação com $m+1,96dp$	124
Figura 4.36: (a) Comparação da <i>Cla</i> obtida por sensoriamento remoto e a <i>Cla in situ</i> exatamente na mesma data de coleta. (b) Comparação da <i>Cla</i> obtida por sensoriamento remoto e <i>in situ</i> com um intervalo de $\pm 24hs$ da data de coleta. ...	126
Figura 4.37: Comparação entre <i>Cla</i> MODIS e Ubatuba tanto para o mesmo dia de coleta e de passagem do satélite, quanto as <i>Cla</i> com um intervalo de até $\pm 24hs$ da data de coleta <i>in situ</i>	126
Figura 4.38: Imagem de <i>Cla</i> para o dia 16/09/2012, processada pelo algoritmo padrão do sensor MODIS-Aqua (<i>Cla_MODIS_OC3M</i>). A região em cinza é a máscara de terra e as regiões em preto são as máscaras de nuvens. A barra de cores está em escala logarítmica em mg/m^3	128
Figura 4.39: Imagem de <i>Cla</i> processada para o dia 16/09/2012, pelo algoritmo GIOP com parâmetros do modelo GSM (<i>Cla_GIOP_GSM</i>). A região em cinza é a máscara de terra e as regiões em preto são as máscaras de nuvens. A barra de cores está em escala logarítmica em mg/m^3	129

Figura 4.40: Imagem de *Cl_a* processada para o dia 16/09/2012, pelo algoritmo GIOP com parâmetros do padrão do modelo GIOP-DC (*Cl_a_GIOP_PAD*). A região em cinza é a máscara de terra e as regiões em preto são as máscaras de nuvens. A barra de cores está em escala logarítmica em mg/m^3 130

Figura 4.41: Imagem de *Cl_a* processada para o dia 16/09/2012, pelo algoritmo GIOP com parâmetros médios calculados para a Estação Ubatuba (*Cl_a_GIOP_UBA*). A região em cinza é a máscara de terra e as regiões em preto são as máscaras de nuvens. A barra de cores está em escala logarítmica, em mg/m^3 131

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Concentrações de clorofila-a reportados na literatura para a região da plataforma continental próxima a Estação Ubatuba.....	46
Tabela 3.2: Parâmetros constantes da inversão da Rrs (λ) pelo GSM01.	64
Tabela 3.3: Estimadores de desempenho estatístico para os modelos: <i>Viés (bias)</i> , RMSE e R^2 . O R^2 é definido pela razão entre a soma dos quadrados dos resíduos (SQR) sobre a soma dos quadrados totais (SQT).	76
Tabela 4.1: Valores mínimos, máximos, médios e desvio padrão de cada parâmetro oceanográfico coletado na Estação Ubatuba.	77
Tabela 4.2: Valores do coeficiente de correlação computados entre os parâmetros oceanográficos analisados no presente trabalho.	80
Tabela 4.3: Média e desvios padrão das Rrs para as bandas da cor do oceano obtidas com os equipamentos Fieldspec (acima d'água) e Satlantic (abaixo d'água). As médias e desvios computados de ambos não correspondem às mesmas estações realizadas, mas sim a todas as estações selecionadas para cada equipamento.	83
Tabela 4.4: Estatísticas do modelo de regressão linear sobre os dados de Fieldspec e Satlântic comparados.	91
Tabela 4.5: Estatísticas dos Coeficientes de Absorção no 443 nm (m^{-1}) para as 62 estações amostradas <i>in situ</i> e a porcentagem relativa média referente à absorção total dos coeficientes at , incluindo da água aw	95

Tabela 4.6: Valores médios ($\pm 1,96$ desvio padrão), mínimos, máximos e coeficiente de variação (CV) para o <i>aph</i> * (443) referente aos espectros totais (n=36) e aqueles dentro do invólucro $m \pm 1,96dp$ (n=34).	100
Tabela 4.7: Valores médios ($\pm 1,96$ desvio padrão), mínimos, máximos e coeficiente de variação (CV) para o <i>amocd</i> (m^{-1}) no 443 nm e para o S_{mocd} (nm^{-1}).	104
Tabela 4.8: Valores médios ($\pm 1,96$ desvio padrão), mínimos, máximos e coeficiente de variação (CV) para o <i>adet</i> no 443 nm (m^{-1}) e para o S_{det} (nm^{-1}).	106
Tabela 4.9: Resultados estatísticos para as análises do modelo OC3M com os conjuntos de dados Fieldspec e Satlantic.	111
Tabela 4.10: Resultados estatísticos da regressão linear para as análises do modelo GSM01 com os conjuntos de dados Fieldspec e Satlântic.	115
Tabela 4.11: Resultados estatísticos para as análises do modelo QAA com os conjuntos de dados Fieldspec e Satlântic.	118
Tabela 4.12: Parâmetros médios de <i>aph</i> * e <i>Scd</i> para a análise de sensibilidade do modelo GSM01.	123
Tabela 4.13: Comparação entre <i>Cla</i> (mg/m^3) obtidas com dados do MODIS e da Estação em Ubatuba (<i>in situ</i>), e a diferença entre as <i>Cla</i> em módulo.	125

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AC – Água Costeira

AT – Água Tropical

ACAS - Água do Atlântico Central Sul

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

B95 - Bricaud Noventa e Cinco

CB – Corrente do Brasil

ChloroGIN - *Chlorophyll Global Integrated Network*

COA – Constituintes Opticamente Ativos

Cla – Concentração de clorofila-*a* na superfície do mar

CTD - *Conductivity-Temperature, Depth*

CO₂ – Dióxido de Carbono

¹⁴C – Carbono Radioisótopo 14

DAAC - *Distributed Active Archive Center*

DEPROAS - Dinâmica do Ecossistema de Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul

ETOPO-2 – Base de dados de topografia e batimetria, versão 2

ESA – *European Space Agency*

GSM01 – *Garver-Siegel e Maritorena versão 1*

GOOS - *Global Ocean Observing System*

GEO – *Group on Earth Observation*

GFSC - *Goddard Space Flight Center*

IAI – *Inter American Institute*

IDL – *Interface Description Language*

IOCCG – *International Ocean Colour Coordinating Group*

LM - *Levenberg Marquardt*

MM01 – *Morel e Maritorena 01*

MODIS - *Moderate Resolution Imaging Spectrometer*

MOCD – *Material Orgânico Colorido Dissolvido*

NASA – *National Aeronautical and Space administration*

OC3M – *Ocean Color 3 Model*

OC4v4 – *Ocean Color 4 versão 4*

P1 – *Ponto 1*

P2 – *Ponto 2*

PAR – *Photosynthetically Active Radiation*

PCI – Plataforma Continental Interna

PCSE – Plataforma Continental Sudeste

POI – Propriedades Ópticas Inerentes

POA – Propriedades Ópticas Aparentes

POGO – *Partnership for Observation of the Global Oceans*

PSU – *Practical Salinity Unity*

QAA – *Quasi-Analytical Algorithm*

RMB – Razão Máxima de Bandas

R^2 – Coeficiente de Determinação

RMSE – *Root Mean Squared Error*

S- Salinidade

SeaWiFS – *Sea-viewing Wide View of Field Sensor*

SA- Semi Analítico

SP – São Paulo

T - Temperatura

TO – Transformada de Ondaletas

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

- A Área (m^2)
- a Coeficiente de absorção, m^{-1}
- a_{cd} Coeficiente de absorção da matéria orgânica dissolvida e particulada, m^{-1}
- a_{ph} Coeficiente de absorção do fitoplâncton, m^{-1}
- a_{ph*} Seção reta de absorção do fitoplâncton, $m^2 \cdot mgCla^{-1}$
- a_w Coeficiente de absorção da água, m^{-1}
- a_{mocd} Coeficiente de absorção do MOCD, m^{-1}
- a_{det} Coeficiente de absorção do detritos, m^{-1}
- b Coeficiente de espalhamento, m^{-1}
- b_b Coeficiente de retroespalhamento, m^{-1}
- b_{bp} Coeficiente de retroespalhamento das partículas, m^{-1}
- b_w Coeficiente de retroespalhamento da água, m^{-1}
- $\beta(\chi)$ Função de espalhamento volumétrico
- Cla Concentração de clorofila a mg/m^3
- c Velocidade da Luz ($3 \times 10^{17} \text{ nm s}^{-1}$)
- C Coeficiente de atenuação total do feixe de luz (m^{-1})
- E_0 Irradiância solar na superfície do oceano, $W \cdot m^{-2}$
- E_d Irradiância solar descendente, $W \cdot m^{-2}$
- E_u Irradiância solar ascendente, $W \cdot m^{-2}$

- E_{0d} Irradiância espectral plana descendente ($Wm^{-2} nm^{-1}$)
- E_{0u} Irradiância espectral plana ascendente ($Wm^{-2} nm^{-1}$)
- E_0 Irradiância espectral escalar ($Wm^{-2} nm^{-1}$)
- E_s Irradiância espectral descendente de referência
- f Fator de correção ambiental
- fc Fator de correção da placa *Spectralon* de campo e laboratório
- F_0 Fluxo solar médio no topo da atmosfera, $W \cdot m^{-2}$
- g_i Parâmetros geométricos da aquisição de dados radiométricos
- h Constante de Planck ($6,6255 \times 10^{-34} J \cdot s$)
- g Fator de efeitos direcionais da transferência radiativa
- K_d Coeficiente de atenuação vertical, m^{-1}
- K_u Coeficiente de atenuação difusa da irradiância ascendente, m^{-1}
- K_L Coeficiente da atenuação difusa da radiância, m^{-1}
- nL_u Radiância ascendente normalizada, $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$
- $L_{céu}$ Fator de contribuição da radiância do céu (difusa + refletida pela superfície da água), $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$
- L Radiância medida pelo sensor, $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$
- L_u Radiância ascendente, $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$
- L_w Radiância ascendente da água, $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$
- n Parâmetro do formato da variação espectral do retroespalhamento
- n_w índice de refração da água

- p Fator de proporcionalidade
- ρ Índice de reflectância de Fresnel para a água do mar (0,021)
- Q Energia Radiante (joules)
- Q Função de Irradiância sobre Radiância ascendente
- R_{rs} Reflectância do Sensoriamento Remoto, sr^{-1}
- R Reflectância Irradiante
- S Inclinação inicial da curva espectral de absorção
- t Fator de interface ar-água
- z Profundidade, m
- α Reflectância de Fresnel (0,043) para a irradiância do sol e do céu
- ξ Razão entre o coeficiente de absorção da matéria orgânica em 410 e 440 nm
- ζ Razão entre o coeficiente de absorção do fitoplâncton em 410 e 440 nm
- θ ângulo zenital solar
- λ comprimento de onda, nm
- λ_o comprimento de onda de referência, nm
- φ ângulo azimutal solar
- O^+ logo acima da superfície d'água
- O^- logo abaixo da superfície d'água
- t Tempo (segundos)
- Ω Ângulo sólido (sr^{-1})

- τ Profundidade óptica (m)
- \vec{x} Vetor de posição x,y,z (graus)
- X Razão máxima de bandas (log)
- z_{90} Profundidade de penetração efetiva da luz (m)

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	JUSTIFICATIVA.....	4
1.2	OBJETIVOS.....	7
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	9
2.1	QUANTIDADES RADIOMÉTRICAS	9
2.2	PROPRIEDADES ÓPTICAS INERENTES (POI)	12
2.3	PROPRIEDADES ÓPTICAS APARENTES (POA)	14
2.4	CONSTITUINTES ÓPTICAMENTE ATIVOS (COA)	17
2.4.1	<i>Água</i>	18
2.4.2	<i>Material Particulado</i>	19
2.4.2.1	Fitoplâncton (Partículas algais)	19
2.4.2.2	Detritos (Partículas não-algais)	23
2.4.3	<i>Material Orgânico Colorido Dissolvido (MOCD)</i>	25
2.5	CLASSIFICAÇÃO BIO-ÓPTICA	29
2.6	ALGORITMOS BIO-ÓPTICOS	34
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	41
3.1	ÁREA DE ESTUDO	41
3.2	DADOS OCEANOGRÁFICOS	51
3.3	PROPRIEDADES ÓPTICAS APARENTES.....	52
3.4	PROPRIEDADES ÓPTICAS INERENTES	59
3.5	TESTES BIO-ÓPTICOS	63
3.5.1	<i>Algoritmos Semi-Analíticos</i>	63
3.5.1.1	GSM01.....	64

3.5.1.2 QAA.....	65
3.5.2 <i>Algoritmo Empírico</i>	69
3.6 AJUSTE E VALIDAÇÃO	69
3.7 IMAGENS DE SATÉLITE	72
3.7.1 <i>GIOP (Generalized IOP)</i>	74
3.8 ESTATÍSTICAS DE DESEMPENHO	75
4 RESULTADOS e DISCUSSÃO.....	77
4.1 DADOS OCEANOGRÁFICOS	77
4.2 PROPRIEDADES ÓPTICAS APARENTES.....	81
4.3 PROPRIEDADES ÓPTICAS INERENTES	94
4.3.1 Absorção pelo fitoplâncton (aph)	98
4.3.2 Absorção pelo MOCD (amocd)	103
4.3.3 Absorção pelos detritos (adet).....	105
4.4 TESTES COM OS MODELOS BIO-ÓPTICOS.....	110
4.4.1 <i>OC3M</i>	110
4.4.2 <i>GSM01</i>	112
4.4.3 <i>QAA</i>	115
4.5 AJUSTES E VALIDAÇÃO	118
4.5.1 <i>Empírico</i>	118
4.5.2 <i>Semi-Analítico</i>	121
4.6 IMAGENS DE SATÉLITE	124
4.6.1 <i>GIOP</i>	127
5 CONCLUSÕES.....	133
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	135

1 INTRODUÇÃO

A relação entre a variabilidade da cor do mar e a abundância de organismos fitoplanctônicos já havia sido percebida pelo químico J. Y. Buchanan, durante a expedição oceanográfica *Challenger*, realizada entre 1872 e 1876 (MILLS, 1989). Porém essa perspectiva ficou estagnada até que alguns pesquisadores, especialmente Charles Yentsch (1927-2012), promoveram a ideia de que a biomassa fitoplanctônica pudesse ser medida remotamente, dando um grande salto para o desenvolvimento transformador da oceanografia por satélites, inclusive do sensoriamento remoto da cor dos oceanos. A partir de 1960, a oceanografia óptica se tornou a pedra fundamental das ciências marinhas com largas aplicações nas pesquisas climáticas (MILLS, 1989).

A habilidade dos sensores em identificar remotamente os organismos fitoplanctônicos é oriunda do fato que a fotossíntese é um processo dependente do pigmento clorofila, o qual por sua vez absorve os comprimentos de onda azul e verde do espectro do visível (FALKOWSKI, 2002). Sendo assim, o espectro de radiância emergente de uma determinada massa de água é um bom indicador do conteúdo das partículas e pigmentos nela presentes (MCCLAIN, 2009). Conseqüentemente, a concentração de clorofila *a* (*Cl_a*) se tornou um dos principais parâmetros oceanográficos a ser extraído a partir de radiômetros multiespectrais (ALVAIN et al., 2005).

Em águas onde a presença de materiais particulados e dissolvidos covariam com a *Cl_a*, pode obter se estimativas das propriedades bio-ópticas satisfatoriamente com uma simples parametrização entre a *Cl_a* e o espectro de radiância emergente na

superfície do mar. Este é o caso de águas predominantemente oceânicas onde a *Cl_a* é o constituinte dominante, classificadas opticamente como Caso 1 (MOREL; PRIEUR, 1977). Por outro lado, quando as propriedades ópticas são influenciadas pela presença de materiais particulados e dissolvidos não oriundos da degradação fitoplanctônica, existe complexidade em estimá-las. Neste caso, os algoritmos baseados no tipo de água Caso 1, podem incumbir descrições substancialmente errôneas, sem utilidade para o propósito do sensoriamento remoto em águas Caso 2 (WOZNIAK et al., 2005).

Para tanto, a estimativa da cor dos oceanos por sensoriamento remoto depende do desenvolvimento de modelos bio-ópticos acurados, pois o comportamento espectral da luz na coluna d'água é largamente afetado pelos processos de absorção e espalhamento dos materiais particulados e dissolvidos (GOELA et al., 2010). Além disso, sabe-se que 90% do sinal da superfície da água medido por um sensor remoto deve-se à influência atmosférica e aos efeitos da reflectância da superfície do oceano, os quais devem ser removidos para a correta análise dos sinais de radiância no propósito do entendimento bio-óptico (SIEGEL et al., 2000).

As propriedades ópticas e físicas em águas costeiras são mais variáveis em pequenas escalas de tempo e espaço comparadas com o oceano aberto por que: (1) a entrada de água doce frequentemente influencia a estratificação e a dinâmica do fluido, (2) os poluentes e outros materiais de descarga continental ficam geralmente alocados na superfície do mar, (3) existem mais fontes de material particulado originado da descarga de rios, ou pela ação de tempestades e ressuspensão de sedimentos, (4) as concentrações do material orgânico dissolvido são maiores e mais variáveis e finalmente, (5) a produtividade e diversidade biológica é muito maior, sendo então as

características ópticas e fisiológicas mais variáveis (CHANG; DICKEY, 2004). O desenvolvimento de algoritmos adequados para regiões costeiras específicas é portanto, um dos maiores focos dos estudos bio-ópticos no momento (LUTZ et al., 2006).

Nos anos subsequentes ao lançamento dos primeiros sensores remotos para a cor do oceano, o foco da comunidade científica foi aprender as limitações das medidas e desenvolver métodos e técnicas para melhorar a acurácia das aplicações (YODER; KENNELLY, 2006). Com isto, diferentes tipos de água têm sido amostrados e seus constituintes quantificados, para a avaliação, validação e desenvolvimento de algoritmos, como é o caso do Atlântico Norte e da região costeira da Europa (DARECKI et al., 2003; DIMITRIEV et al., 2009; JØRGENSEN, 2004; MUSTAPHA et al., 2012; ZIBORDI, et al., 2009) e do Oceano Pacífico (BLONDEAU-PATISSIER et al., 2009; CUI et al., 2010; DAVIS et al., 2013; KOMICK et al., 2009). Além da realização de cruzeiros, foram implementadas estações fixas para o monitoramento contínuo de dados ópticos e oceanográficos, como o programa *Hawaii Ocean Time-Series* (HOT) no Oceano Pacífico Norte (KARL; LUCAS, 1996), e *Bermuda Atlantic Time Series Study* (BATS) no Mar de Sargasso, no Oceano Atlântico (STEINBERG et al., 2001) iniciados ambos em 1988, fazendo parte do programa *Joint Global Ocean Flux Study* (JGOFS).

As contribuições acerca do conhecimento bio-óptico no Atlântico Sul são numerosas, porém isoladas em termos espaço-temporais (BARLOW et al., 2002; CIOTTI et al., 2006, 2010; CARVALHO, 2009; FERREIRA et al., 2009; GARCIA et al., 2005; GARCIA et al., 2006; KAMPEL et al., 2003, 2009; LUTZ et al., 2006, 2010; MITCHELL et al., 2001; OMACHI; GARCIA, 2000; SIGNORINI et al., 2003), muitas

das quais se remetem às regiões costeiras e de plataforma continental.

Uma vez que as propriedades bio-ópticas não são estacionárias, as medidas contínuas são importantes para entender a variabilidade média dos parâmetros que influenciam o sinal da radiância emergente. LEE et al. (2010) indica que o registro de observações da cor do oceano a longo prazo (décadas) é necessário para deduzir as tendências das propriedades biogeoquímicas, que por sua vez podem fornecer informações acerca do estado do clima e dos oceanos. Conseqüentemente, medidas confiáveis, consistentes e de longo prazo de tais propriedades são parte importante do monitoramento dos oceanos de maneira global.

Além disso, existe o esforço da comunidade científica em realizar a integração de dados *in situ*, globalmente e sazonalmente distribuídos, designados a dar suporte aos programas de validação dos dados de sensoriamento remoto, cobrindo um amplo intervalo de tipos de água, inclusive em regiões com diferentes níveis tróficos, assim como águas dominadas por materiais particulados ou dissolvidos (INSITU-OCR, 2012).

1.1 Justificativa

A quantificação de tendências de longo prazo nos ecossistemas globais dos oceanos, assim como nos ciclos biogeoquímicos e o entendimento das mudanças observadas, é um importante objetivo dos programas de pesquisas internacionais (YODER; KENNELLY, 2006). Os esforços para testar ou prever o estado ecológico da coluna d'água e seus constituintes frequentemente utilizam estimativas da concentração de clorofila por satélite, como meio de validar as soluções dos modelos (BISSET et al., 2005). Esforço no qual apenas com dados *in situ* torna se difícil pela larga escala espacial dos oceanos, sendo o sensoriamento remoto o único meio para resolver

adequadamente as frequências espaciais e temporais que são modeladas (BISSET et al., 2005).

Entretanto as estimativas por sensoriamento remoto podem ser menos acuradas do que os dados coletados simultaneamente *in situ*, em grande parte por conta dos algoritmos que relacionam a radiância ascendente da água aos constituintes ópticos (BISSET et al., 2005), principalmente em se tratando de águas Caso 2 (TOOLE; SIEGEL, 2001).

Mesmo assim, o sensoriamento da cor dos oceanos pode oferecer melhores meios de se estimar os constituintes ópticos em localidades e períodos que não são cobertos por levantamentos *in situ* (e.g., TOOLE; SIEGEL, 2001; YODER et al., 2002) Portanto uma das ferramentas mais utilizadas no monitoramento das mudanças de longo prazo nos oceanos e regiões costeiras, são as séries temporais de produtos de sensoriamento remoto e seus derivados, sendo que a melhoria de suas estimativas se torna imprescindível.

Nesse contexto, a rede Antares (www.antares.ws) tem fornecido desde 2003 a oportunidade para tal investigação, uma vez que o objetivo do projeto é entender e monitorar os efeitos relacionados aos impactos das mudanças climáticas e das atividades humanas a longo prazo nas regiões costeiras da América Latina. Além disso, a rede torna se um meio efetivo de treinar e capacitar profissionais na região.

Participam do Antares países como Argentina, Brasil, Chile, entre outros que monitoram estações oceanográficas fixas em regiões costeiras, com o objetivo científico de integrar medidas bio-ópticas *in situ* às informações adquiridas por sensores a bordo de satélites orbitais em tempo real. Como objetivo operacional, a rede fornece a chance

de calibrar e validar o sinal dos diversos sensores remotos disponíveis com dados de verdade de campo obtidos pelo monitoramento das estações fixas.

A base integrada de medidas bio-ópticas e oceanográficas pode ser usada para validar e melhorar algoritmos operacionais de estimativa da cor dos oceanos por sensoriamento remoto para determinada localidade. Futuramente, essas informações servirão aos pesquisadores da rede nos estudos das mudanças de longo prazo nos ecossistemas abrangidos, assim como para propósitos educacionais e de gerenciamento costeiro.

O Antares é o ramo regional Latino-Americano da rede *Chlorophyll Global Integrated Network* (ChloroGin), financiado pelo *Inter American Institute* (IAI) e tem como patrocinadores o *International Ocean Colour Coordinating Group* (IOCCG), o *Partnership for Observation of the Global Oceans* (POGO) entre outras agências internacionais (GOOS – *Global Ocean Observing System* e GEO - *Group on Earth Observation*), se tornando um modelo de cooperação multinacional em escala continental. Ainda conta com o expertise de colaboradores dos Estados Unidos e Canadá os quais participam ativamente do treinamento e capacitação dos futuros profissionais nos países Latino Americanos, inclusive no ramo da óptica marinha, cor do oceano, dinâmica do fitoplâncton e produtividade primária.

No Brasil, a atuação no projeto da rede Antares se faz mediante a colaboração de duas instituições de pesquisa: O Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, e o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. A Estação fixa de monitoramento no escopo do projeto é chamada Antares-Ubatuba, localizada na região costeira do litoral do estado de São Paulo. A região é importante do ponto de vista dos processos

oceanográficos e socioeconômicos, como atividades de turismo, aquicultura, pesca pesquisa e exploração petrolífera. Sendo assim, a variabilidade temporal dos parâmetros oceanográficos dessa região costeira é de extrema importância para o monitoramento de mudanças ambientais relativas aos impactos originários do desenvolvimento socioeconômico. É portanto necessário e viável utilizar os levantamentos já realizados nesta Estação para avaliar o estado bio-óptico do ecossistema, assim como os dados radiométricos obtidos *in situ* de maneira integrada com dados de sensoriamento remoto visando a melhoria nas estimativas fornecidas pelo sensores para a região oceanográfica em questão.

1.2 Objetivos

O objetivo deste trabalho foi analisar a variabilidade dos constituintes opticamente ativos e realizar um ajuste regional dos modelos operacionais de cor do oceano com dados da Estação Ubatuba, localizada na plataforma continental do litoral norte de São Paulo. A hipótese do trabalho é que um algoritmo parametrizado com dados da região possa estimar com maior acurácia a concentração dos constituintes da água do mar e assim possibilitar análises mais aprofundadas da variabilidade espaço-temporal dos constituintes para a região de estudo. Sendo assim, alguns objetivos específicos foram traçados, como etapas necessárias ao cumprimento do objetivo principal:

- Caracterizar bio-opticamente a Estação Ubatuba, determinando quantitativamente os principais constituintes opticamente ativos e suas propriedades ópticas;
- Analisar a variabilidade temporal da concentração de clorofila-a da superfície do

mar de forma integrada com os parâmetros oceanográficos medidos em campo;

- Testar algoritmos globais de estimativa de cor do oceano para ajustar e validar regionalmente para a estimativa da concentração de clorofila-a, aquele de melhor desempenho;
- Gerar uma imagem de concentração de clorofila-a sobre um recorte na área de estudo, a partir da aplicação do algoritmo ajustado que obteve a melhor validação, com dados de sensoriamento remoto da cor do oceano (MODIS-Aqua).

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A luz do sol percorre o espaço em pacotes de energia eletromagnética (fótons) em distintas frequências internas e comprimentos de onda. Ao atravessar a camada atmosférica, interage com alvos naturais, o que resulta em modificações no próprio campo de luz. A radiometria é a ciência que mede a energia eletromagnética ou radiante e constitui a base para os estudos de transferência radiativa na natureza (MOBLEY, 1994).

Na oceanografia óptica, o principal interesse é descrever e medir certas propriedades dos oceanos a partir da interação da luz no meio aquático. Com o advento do sensoriamento remoto, modelos matemáticos foram desenvolvidos, para interpretar o sinal detectado em função da concentração das substâncias opticamente ativas presentes na coluna d'água. Neste capítulo, apresentamos uma breve descrição dos principais conceitos envolvendo transferência radiativa, quantidades radiométricas e suas aplicações no estudo da cor dos oceanos.

2.1 Quantidades Radiométricas

Radiância é a quantidade radiométrica fundamental, a partir da qual muitas propriedades ópticas relacionadas com processos de transferência radiativa no oceano podem ser calculadas. Ela corresponde à intensidade de um estreito feixe de luz emanado de uma fonte (energia radiante Q), em um dado intervalo de tempo (t), numa unidade de área projetada (A) localizada em uma posição (x, y, z), que chega através de uma série de direções (zenital θ e azimutal ϕ) contido em um ângulo sólido Ω (steradianos sr^{-1}), centrado em um comprimento de onda (λ):

$$L(x, y, z, t, \theta, \phi, \lambda) \equiv \frac{\partial^4 Q}{\partial t \partial \Omega \partial A \partial \lambda}, [Wm^{-2}sr^{-1}nm^{-1}] \quad (2.1)$$

Sendo assim, a radiância espectral é a estrutura do campo de luz em termos espaciais, temporais, direcionais e espectrais (MOBLEY, 2001; MOBLEY, 1994). Todas as outras quantidades radiométricas podem ser derivadas de L . Quando assume-se homogeneidade horizontal e independência temporal, a mesma pode ser escrita como $L(z, \theta, \phi, \lambda)$.

Enquanto que a radiância é raramente quantificada em várias direções, a irradiância é a quantidade radiométrica mais comum, medida tanto no hemisfério dos fótons que viajam no sentido descendente quanto ascendente. A irradiância espectral plana descendente $E_{0d}(z, \lambda)$ é dada por:

$$E_{0d}(z, \lambda) = \int_{2\pi_d} L(z, \theta, \phi, \lambda) d\Omega, [Wm^{-2}nm^{-1}] \quad (2.2)$$

onde $2\pi_d$ denota o hemisfério na direção descendente e $\cos \theta$ é o ângulo entre a direção do fóton e a normal à superfície do detector. Se o mesmo instrumento é posicionado para baixo, irá detectar fótons que viajam no sentido ascendente. Assim a quantidade medida será a irradiância espectral plana ascendente $E_{0u}(z, \lambda)$.

A irradiância espectral escalar $E_0(z, \lambda)$ é a soma dos componentes ascendentes e descendentes, quantificando a energia disponível para a fotossíntese e aquecimento da água (MOBLEY, 2001; MOBLEY, 1994):

$$E_0(z, \lambda) \equiv E_{0d}(z, \lambda) + E_{0u}(z, \lambda) = \int_{4\pi} L(z, \theta, \phi, \lambda) d\Omega, [Wm^{-2}nm^{-1}] \quad (2.3)$$

Se a irradiância é medida com um detector plano, no qual a sensibilidade é proporcional ao $|\cos\theta|$, onde θ é o ângulo entre a direção de propagação do fóton e a normal à superfície, localizado em uma profundidade z e orientado para cima, detectará fótons que viajam para baixo. Essa medida é proporcional à irradiância plana espectral descendente $E_d(z, \lambda)$ que é a soma da radiância descendente ponderada pelo cosseno da direção do fóton:

$$E_d(z, \lambda) = \int_{2\pi} L(z, \theta, \phi, \lambda) |\cos\theta| d\Omega, [W m^{-2} nm^{-1}] \quad (2.4)$$

Com o instrumento disposto para baixo, é possível medir irradiância plana espectral ascendente $E_u(z, \lambda)$. As medidas de E_d e E_u são úteis pois dão o fluxo de energia (Wm^{-2}) através de uma superfície horizontal a dada profundidade z referente aos fótons descendentes e ascendentes, respectivamente. A diferença entre E_d e E_u se chama irradiância líquida (ou vetorial).

A $E_0(z, \lambda)$ serve para calcular a radiação fotossinteticamente ativa (*PAR*) definida como:

$$PAR(z) \equiv \int_{300 nm}^{700 nm} \frac{\lambda}{hc} E_0(z, \lambda) d\lambda, [fótons s^{-1} m^{-2}] \quad (2.5)$$

onde h é a constante de Planck ($6,6255 \times 10^{-34}$ J s) e c a velocidade da luz (3×10^{17} nm s⁻¹). A unidade pode ser convertida em unidades de mol fótons s⁻¹ m² ou einstein s⁻¹ m². A *PAR* é a energia solar disponível para a fotossíntese, que controla o crescimento do fitoplâncton e por sua vez o desenvolvimento de crustáceos, peixes entre outros consumidores que em última análise, regula a composição e evolução dos ecossistemas marinhos (FROUIN; MURAKAMI, 2007).

2.2 Propriedades Ópticas Inerentes (POI)

A qualidade e quantidade da luz que deixa o oceano é determinada pela estrutura do campo e pela geometria da luz incidente. Adicionalmente, as propriedades ópticas inerentes (POI) são aquelas que modificam o campo de luz e independente das variações de distribuição angular, são determinadas unicamente pelo tipo e concentração dos constituintes presentes no meio (IOCCG, 2000). Destas propriedades é que depende a interpretação quantitativa do sinal de sensoriamento remoto, se tornando um passo necessário na modelagem de cor do oceano.

Um feixe de luz ao atravessar um volume de água, é atenuado pelos processos de absorção e espalhamento. A absorção remove os fótons do feixe, e o espalhamento é responsável pela mudança da direção de propagação dos fótons. O restante de energia radiante atravessa este volume por transmissão, sem mudança na direção de propagação. O coeficiente de atenuação volumétrico total do feixe é definido como $C = a + b$ e cada um tem dimensão [m^{-1}] (por metro).

O coeficiente de absorção (a) é definido pela fração de luz absorvida dentro de um determinado volume espacial, sendo definido como a taxa de decaimento exponencial do fluxo, por unidade de caminho óptico da luz no meio, e por unidade de fluxo incidente (IOCCG, 2000). Segundo a Lei de *Beer* (GORDON, 1989), a absorbância da luz em determinado comprimento de onda é diretamente proporcional à concentração da matéria absorvente. Desta maneira, o coeficiente de absorção é um *proxy* para a concentração, em alguns casos para a biomassa. Sendo assim, a absorção da luz pelos pigmentos clorofilados presentes no fitoplâncton marinho, é um índice da biomassa fitoplanctônica.

O coeficiente de espalhamento (b) por sua vez, é a fração do feixe que foi espalhado em função de uma distribuição angular (MOBLEY, 2001). A função de espalhamento volumétrico $\beta(\chi)$ é a propriedade óptica inerente que nos dá uma descrição do espalhamento em função do ângulo χ . A integração da função $\beta(\chi)$ sobre todos os ângulos χ nos retorna o coeficiente de espalhamento (b) enquanto que a integral de $\beta(\chi)$ sobre os ângulos $\chi > 90^\circ$ nos retorna o coeficiente de retroespalhamento (b_b). Além dessa propriedade, o espalhamento pode ser um processo elástico, onde os fótons espalhados mantêm o comprimento de onda do fóton incidente. Por sua vez, o espalhamento inelástico implica na mudança no comprimento de onda do fóton espalhado, como é o caso do espalhamento Raman para a água pura, e as emissões de fluorescência pelo material orgânico dissolvido e fitoplâncton (IOCCG, 2000; LANEY et al., 2001).

As POI são propriedades aditivas. Isso implica que, se diversos constituintes estão presentes no meio, o fenômeno global de absorção e espalhamento resulta de diversas contribuições parciais (MOREL; BRICAUD, 1986). Sendo assim, o coeficiente de absorção total a de um corpo d'água é a soma dos coeficientes de absorção devido à contribuição de componentes como fitoplâncton, substâncias dissolvidas, partículas de minerais e água:

$$a = a_w + a_{ph} + a_{det} + a_{mocd} [m^{-1}] \quad (2.6),$$

$$b_b = b_{bw} + b_{bp} [m^{-1}] \quad (2.7),$$

onde os subscritos $mocd$, p e w representam o material solúvel (dissolvido), o material particulado e água respectivamente (IOCCG, 2006). Os componentes das partículas

algais (fitoplâncton) e não algais (detritos) são representados por ph e det , respectivamente. Em regiões costeiras e águas interiores (Caso 2), as variações de formato e magnitude do espectro de absorção são pouco documentadas e acredita-se que os componentes individuais da Equação (2.6) variam independentemente (BABIN et al., 2003; IOCCG, 2000).

2.3 Propriedades Ópticas Aparentes (POA)

Propriedades ópticas aparentes (POA) são aquelas que dependem do meio e da estrutura geométrica da radiância, apresentando características regulares o suficiente para serem descritores de um corpo d'água (MOBLEY, 1994). As POA dão informações úteis dos tipos e das concentrações dos constituintes presentes na água, através das medidas do campo de luz. A física da cor do oceano é descrita pelos valores espectrais de reflectância (MOREL; GORDON, 1980). Matematicamente, é sempre a razão entre duas variáveis radiométricas, removendo o efeito da magnitude da radiância incidente do céu na superfície do mar. Sendo assim a reflectância irradiante é dada por:

$$R(z, \lambda) \equiv \frac{E_u(z, \lambda)}{E_d(z, \lambda)} \quad (2.8).$$

Essa razão quantifica a fração de irradiância ascendente pela descendente, em função da profundidade e do comprimento de onda e é portanto adimensional.

Morel (1980), com medidas espectrais de $E_d(\lambda)$ logo acima e de $E_u(\lambda)$ logo abaixo da superfície, computa $R(0^+)$ para águas com diferentes níveis de turbidez e conteúdo fitoplanctônico. Com base no resultado deste estudo a $R(0^+)$ em algumas

bandas foi definida para alguns casos típicos de água (Figura 2.1). Na Figura 2.1, a curva “Azul” refere-se à águas com alta reflectância no espectro azul, enquanto que as “Verdes” são águas com reflectância predominante no verde para ambos os casos, o que muda é a cor da superfície do mar.

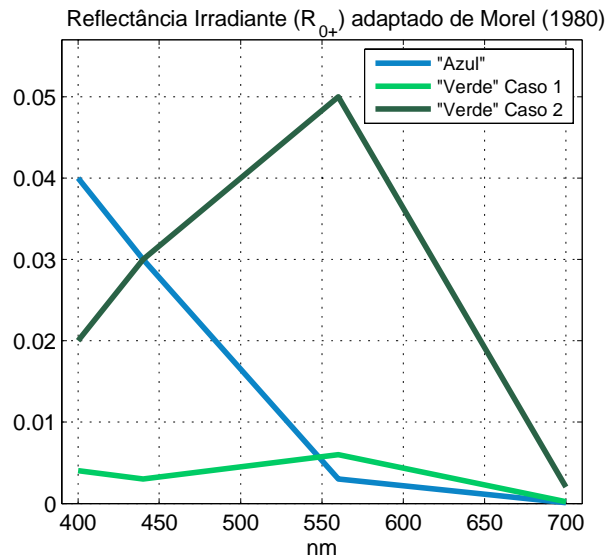


Figura 2.1: Valores típicos da Reflectância Irradiante $R(0^+)$ para casos de água, com diferentes níveis de turbidez e conteúdo fitoplanctônico, onde a $R(0^+)$ é adimensional.

Fonte: Adaptado de Morel (1980).

A reflectância do sensoriamento remoto $R_{rs}(\theta, \phi, \lambda)$ é portanto definida:

$$R_{rs}(\theta, \phi, \lambda) \equiv \frac{L_w(\theta, \phi, \lambda)}{E_d(\lambda)} [sr^{-1}] \quad (2.9),$$

onde L_w é a radiância ascendente da água, i.e., a radiância ascendente total subtraída das radiâncias refletidas pelo céu e pela superfície da água, medidas acima da superfície do mar. Os argumentos θ e ϕ , indicam que a radiância ascendente é variável com o ângulo de visada (IOCCG, 2000). Ambas as medidas de reflectância são de

grande importância para o sensoriamento remoto da cor do oceano e para estimativas de parâmetros de qualidade da água como a Cl_a (MOBLEY, 2001).

Uma vez sendo uma propriedade óptica aparente, as funções de atenuação difusa também dependem da estrutura direcional do campo de luz ambiente e estão fortemente correlacionadas com o coeficiente de absorção a , servindo como descritores de corpos d'água (MOBLEY, 2001). O coeficiente de atenuação difusa (K), é a taxa de decaimento exponencial das radiâncias e irradiâncias oriundas do sol e do céu, com relação à profundidade z . Neste caso, para a irradiância descendente (E_d):

$$K_d = 1/E(z) * dE(z)/dz [m^{-1}] \quad (2.10).$$

Particularmente, o K_d define a presença de luz *versus* a profundidade, assim como a profundidade da zona eufótica e em última análise, a profundidade máxima da produção primária (SARANGI et al., 2002). Sendo assim, esse coeficiente é usado em modelos de penetração da radiação incidente, para computar a produção primária em função da quantidade de luz disponível em cada profundidade, ou como índice de transparência da água (IOCCG, 2000). Esta razão pode ser útil também na quantificação e modelagem da transferência de calor na superfície do oceano (CHANG; DICKEY, 2004).

O coeficiente de atenuação do feixe C (onde $C = a + b$) é relacionado com a profundidade óptica τ da seguinte maneira:

$$\tau = \int_0^z C(z) dz [m] \quad (2.11),$$

onde z é distância em metros em que um fóton viaja, na qual a irradiância descendente (E_d) decresce exponencialmente (e^{-1}) do seu valor logo abaixo da superfície do mar. Esse conceito é utilizado para se ter uma idéia da profundidade de penetração efetiva da luz que retorna ao sensor (GORDON; MCCLUNEY, 1975) que na prática pode ser medido com o disco de Secchi. A profundidade de penetração efetiva (z_{90}) é definida como a camada de espessura na qual 90% da radiância total emerge em relação ao zênite. A profundidade correspondente ao τ_{90} é simplesmente $1/K_d$ chamada de profundidade de penetração (GORDON; MOREL, 1983).

2.4 Constituintes Opticamente Ativos (COA)

Os constituintes opticamente ativos (COA) desempenham papel fundamental em determinar a penetração da energia radiante dentro da água do mar e o uso desta para a fotossíntese. O sensoriamento remoto da cor dos oceanos envolve a análise da magnitude e da qualidade espectral da radiação emergente da água, com a finalidade de derivar informações quantitativas dos tipos de constituintes presentes e de suas respectivas concentrações (IOCCG, 2000). Sabe-se que as águas naturais variam em sua composição e, portanto, sua cor pode ser modificada de um intenso azul em mares abertos, para tons de amarelo e marrom em estuários e águas turvas (MOBLEY, 2001). Para tanto, existe a necessidade de se conhecer as propriedades dos constituintes opticamente ativos contidas nos diferentes corpos d'água. É importante considerar que este particionamento é adotado por conveniência e que dentro de cada grupo existem constituintes diferenciados, mas que desempenham papel semelhante e, portanto, são agrupados. Tradicionalmente, os constituintes ópticos da água são divididos em materiais dissolvidos e particulados, orgânicos e inorgânicos, vivos e não vivos. O

objetivo desta seção é identificar os constituintes que são observados e medidos na oceanografia bio-óptica para a estimativa da cor dos oceanos.

2.4.1 Água

As moléculas de água pura absorvem bem os comprimentos de onda menores que 250 nm e maiores que 700 nm, portanto estão no intervalo do ultravioleta e infravermelho próximo. Na faixa do espectro do visível apresentam alta transmitância e o espalhamento molecular é do tipo Rayleigh. Os sais dissolvidos na água do mar aumentam significativamente o espalhamento, entretanto tem um efeito praticamente nulo na absorção no espectro do visível, com exceção da faixa do ultravioleta e de comprimentos longos ($\lambda > 0,1\text{m}$) (MOBLEY, 1994). O coeficiente de absorção da água pura (a_w) estimado entre 380-700 nm por Pope e Fry (1997), tem sido extensivamente utilizado nos modelos bio-ópticos como componente parcial da absorção total (Figura 2.2).

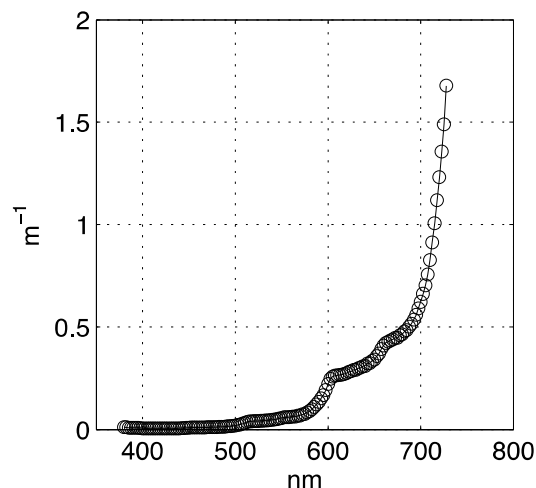


Figura 2.2: Coeficiente de absorção da água pura (a_w) no intervalo espectral de 380-700 nm. Adaptado de Pope e Fry, (1997).

2.4.2 Material Particulado

2.4.2.1 Fitoplâncton (Partículas algais)

Neste grupo, está o principal constituinte opticamente ativo. São organismos autótrofos unicelulares, que flutuam na superfície iluminada do mar e formam a base da cadeia alimentar aquática. Ocorrem em numerosa diversidade de espécies, tamanhos (1 a 200 μm), formatos, concentrações e características fisiológicas. Ao quantificar as propriedades ópticas do fitoplâncton, a contribuição proveniente de outros organismos e partículas microscópicas (bactérias heterotróficas, zooplâncton, vírus, coloides) não é distinguível quando da análise do formato espectral do seu coeficiente de absorção, sobrepondo-se por terem contribuições parecidas. Sendo assim, no contexto de sensoriamento remoto, o componente fitoplâncton pode incluir outros organismos microscópicos agregados. A clorofila *a* é o pigmento principal que serve como indexador da biomassa fitoplanctônica no meio aquático. Existe porém, um conjunto de pigmentos acessórios presentes nas células destes organismos que podem variar de acordo com o estado fisiológico, ou com a estrutura da comunidade analisada (IOCCG, 2000). A clorofila *a* e os pigmentos acessórios absorvem fortemente os comprimentos de onda azul e vermelho e quando em altas concentrações, podem determinar a absorção espectral da água do mar (dependendo do tipo de água). Modelos analíticos de crescimento fitoplanctônico e de produtividade primária dependem da capacidade de absorção das células algais *in vivo*, i.e., do coeficiente de absorção do fitoplâncton por unidade de *Cl_a* (coeficiente de absorção específico da *Cl_a*). Este é denominado a_{ph}^* e expressado em $\text{m}^2 \text{mg}^{-1}$ de *Cl_a*, o qual é independente da *Cl_a* no meio, e depende

somente do tamanho celular e da concentração de pigmento intracelular algal. (BRICAUD et al., 1995).

O coeficiente de absorção total a_{ph} para determinado comprimento de onda (λ) pode ser expressado como o produto do a_{ph}^* pela Cl_a :

$$a_{ph}(\lambda) = a_{ph}^*(\lambda) Cl_a, [m^{-1}] \quad (2.12)$$

Essa relação linear é observada para diversas Cl_a , confirmando a validade da lei de Beer (SATHYENDRANATH et al., 1987). Muitos estudos observacionais e teóricos (MOREL; PRIEUR, 1977; BRICAUD et al., 1995; BRICAUD et al., 1998; CIOTTI et al., 2002; BABIN et al., 2003; VANTREPOTTE et al., 2007) encontraram uma ampla variedade de formato espectral em magnitudes de a_{ph}^* *in situ* em diferentes regiões.

Bricaud et al., (1995), investigaram a variabilidade do a_{ph}^* utilizando uma base de dados com 815 espectros em diferentes regiões oceânicas do mundo, os quais incluíam valores de Cl_a entre 0,02 a 25 mg/m³. Os valores encontrados para a_{ph}^* abrangeram mais de uma ordem de magnitude no 440 nm (0,01 à 0,18 m²mg⁻¹). A origem desta variabilidade pode estar relacionada ao estado fisiológico e ao tamanho das células e à composição dos pigmentos, que por sua vez muda conforme as espécies fitoplanctônicas (SATHYENDRANATH et al., 1987). Na Figura 2.3 o a_{ph}^* correspondente à diversas Cl_a , mostra que o espectro de maior magnitude (aproximadamente 0,13 m²mg⁻¹ em torno do 440 nm) corresponde à menor Cl_a (0,03 mg/m³), e a maior Cl_a é relacionada ao espectro de menor magnitude em a_{ph}^* . A

indicação $A(\lambda)$ corresponde à Cl_a de 1 mg m^{-3} para aproximadamente $0,04 \text{ m}^2 \text{ mg}^{-1}$ de a_{ph}^* em torno do 440 nm.

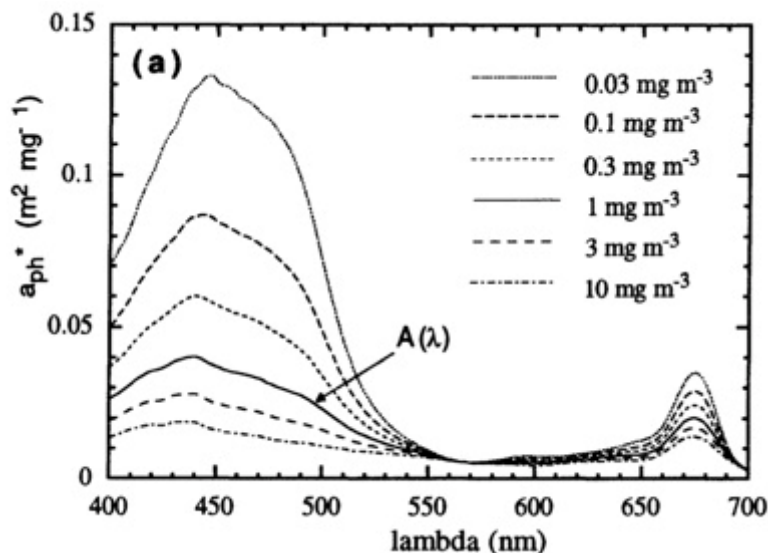


Figura 2.3: Espectro de absorção específicos da Cl_a (a_{ph}^*) para vários valores de concentração (de $0,03$ à 10 mg m^{-3}), onde $A(\lambda)$ corresponde ao espectro de absorção quando a Cl_a é de 1 mg m^{-3} .

Fonte: Bricaud et al., 1995.

Babin et al., (2003) mediram o a_{ph} para cinco diferentes regiões costeiras na Europa e no Oceano Atlântico Norte totalizando 350 estações. Foi observada variabilidade significativa entre as estações costeiras, devido a composição peculiar de pigmentos e ao tamanho das células fitoplanctônicas. Entretanto, a relação da Cl_a e o a_{ph} nas estações costeiras se mostraram em geral, similares àqueles obtidos para as águas oceânicas. Este autor teve como referência estatística a análise conduzida por Bricaud et al., (1995) para águas Caso 1. O autor observou que estimativa do a_{ph}^* geralmente decresce com a Cl_a como resultado do efeito de empacotamento e à proporção diminuta de pigmentos acessórios. Essas relações refletem nas mudanças de composição das comunidades fitoplanctônicas, de um ambiente tipicamente

oligotrófico ($0,1 > Cla > 0,3 \text{ mg/m}^3$) à um sistema eutrófico ($Cla > 1 \text{ mg/m}^3$) (BABIN et al., 2003). No primeiro caso, o tamanho celular das espécies dominantes, frequentemente cianobactérias, é pequeno, no segundo caso as espécies dominantes como as diatomáceas e dinoflagelados, são grandes. Importante destacar que esta relação inversa entre Cla e a_{ph}^* não necessariamente ocorre em águas costeiras, por consideração às diferentes condições oceanográficas e de luz.

O autor observou o a_{ph}^* entre as estações costeiras e encontrou magnitudes entre $0,01$ e $0,07 \text{ m}^2\text{mg}^{-1}$ em torno de 443 nm com valores de Cla entre $0,29$ e 25 mg/m^3 . Entretanto, entre as estações localizadas no Oceano Atlântico, com Cla de $0,08 \text{ mg/m}^3$ foram as quais o espectro de a_{ph}^* atingiu aproximadamente $0,1 \text{ m}^2\text{mg}^{-1}$ no 443 nm , sendo este o maior.

Babin et al., (2003) conclui que as estatísticas com referência ao modelo de Bricaud et al., (1995) se diferenciaram dos dados encontrados *in situ*, com alguns casos onde o a_{ph} modelado se situou em magnitudes menores. Essas diferenças podem ser explicadas pela composição do pigmento e distribuição do tamanho das células relativo ao que é tipicamente encontrado para as Cla de águas Caso 1. O pequeno tamanho das células fitoplanctônicas em alguns locais deste estudo, podem resultar em baixo efeito de empacotamento e explicam por que o a_{ph} *in situ* se situa fora das estatísticas do modelo (BABIN et al., 2003). O efeito empacotamento é uma fonte de variabilidade bem documentada (MOREL; BRICAUD, 1981; BRICAUD; MOREL, 1986; SATHYENDRANATH et al., 1987; CIOTTI et al., 1999), que depende do tamanho da célula e da concentração de pigmentos intracelulares.

2.4.2.2 Detritos (Partículas não-algais)

Os detritos formam um conjunto composto por partículas tanto absorvedoras quanto espalhadoras e sua origem é tipicamente assumida por ser biológica e local, mesmo que possa ter outras fontes, como por exemplo pela ressuspensão de sedimentos e material orgânico do fundo, ou pela drenagem terrígena (IOCCG,2000). A descrição aqui é dividida entre essas duas abordagens, entretanto é focada nas partículas orgânicas absorvedoras, pois medimos somente o coeficiente de absorção, e não o de espalhamento das partículas. Deste modo, o detrito orgânico inclui todo material particulado não-vivo de diversos tamanhos, provenientes da degradação do fitoplâncton, fragmentos de células pela pastagem do zooplâncton e pelotas fecais. Esse componente pode ser facilmente fotooxidado e perder suas características de absorção, sendo significativo somente nos comprimentos de onda do azul. O coeficiente de absorção do detrito (a_{det}) é modelado por uma função exponencial de decaimento com o comprimento de onda na forma:

$$a_{det}(\lambda) = a_{det}(\lambda_0)e^{-S(\lambda-\lambda_0)}[m^{-1}] \quad (2.14),$$

onde S é a constante de inclinação espectral. O formato espectral do detrito é muito semelhante ao das substâncias amarelas (a_{mocc}), portanto em alguns modelos as suas contribuições são consideradas em conjunto, principalmente pela perspectiva do sensoriamento remoto. A absorção dos detritos é tomada como a absorção residual do material particulado que fica quando a absorção pelo fitoplâncton é subtraída da absorção total (IOCCG,2000).

A relação entre a_{det} e o a_{ph} não é simples de estabelecer, considerando a variedade e complexidade de fatores que controlam as interações entre esses componentes (BRICAUD et al., 1998). O valor médio do coeficiente de inclinação S para os detritos é reportado em Roesler et al., (1989) como $0,011 \text{ nm}^{-1}$ ($\pm 0,002 \text{ nm}^{-1}$). Bricaud et al., (1998) encontrou para águas Caso 1 valores de S entre $0,008$ a $0,016 \text{ nm}^{-1}$, com média de $0,011 \text{ nm}^{-1}$, os quais estão em concordância pelos encontrados em Roesler et al., (1989). Babin et al., (2003), encontrou para águas costeiras e oceânicas da Europa, valores médios de $S = 0,0123 \text{ nm}^{-1}$ e intervalo entre $0,011$ a $0,013 \text{ nm}^{-1}$, com alguma variabilidade no a_{det} (de $0,0089$ a $0,0178 \text{ m}^{-1}$).

Shen et al., (2012) estudou a variabilidade mensal das partículas não algais, desde a desembocadura do estuário do rio Yangtzé na China, até as águas mais costeiras ao mar aberto. Os autores encontraram que a porcentagem deste constituinte em relação ao material particulado diminui na direção das águas oceânicas em até 20% do total de absorção. O coeficiente de inclinação espectral S encontrado variou entre $0,008$ a $0,011 \text{ nm}^{-1}$, corroborando o estudo de Roesler et al., (1989). O coeficiente de absorção no 440 nm variou entre $0,01$ a $0,23 \text{ m}^{-1}$ nas estações costeiras adjacentes, mostrando que em águas estuarinas a contribuição das partículas não-algais é maior do que a do material orgânico colorido dissolvido, enquanto que nas águas costeiras a contribuição de ambas é muito parecida. Embora a contribuição de partículas não-algais seja limitada em águas opticamente complexas, os resultados mostraram que essas proporções não devem ser negligenciadas (SHEN et al., 2012), podendo se esperar diversas assinaturas espectrais em águas Caso 2 pela presença de partículas orgânicas e inorgânicas de natureza diversa (BABIN et al., 2003). Pela semelhança

espectral de a_{det} e a_{mocc} , a discriminação entre esses coeficientes por sensoriamento remoto é limitada.

Já as partículas inorgânicas detriticas contém várias espécies minerais, constituintes de rochas, encontrados em regiões rasas, costeiras e em corpos d'água internos, desembocadura de rios e estuários, caracterizados por uma taxa alta de espalhamento em relação à absorção (BABIN; STRAMSKI, 2002). As ondas e as correntes podem trazer sedimentos de fundo à suspensão, modificando a coloração dos oceanos. Pode-se incluir também material em suspensão oriundo de poeira continental ou depósitos vulcânicos. Quando em grandes concentrações, estes materiais podem dominar as propriedades ópticas do ambiente (MOBLEY, 2001). As partículas minerais, ou sólido em suspensão inorgânicos, dominam os processos de espalhamento na água, as quais tem um alto índice de refração e absorvem a luz nos comprimentos de onda mais curtos (KOBAYASHI et al., 2009). Por outro lado, Bowes et al., (1996) avaliaram o coeficiente de absorção de partículas inorgânicas no mar irlandês e o efeito na estimativa da *Cla* por sensoriamento remoto. Os autores concluíram que o principal efeito da presença de partículas minerais em suspensão é a diminuição da sensibilidade das razões de banda (azul/verde) para regiões costeiras rasas, levando a crer que a razão azul/verde pode não ser a melhor alternativa de sensoriamento remoto para medir a *Cla* em águas Caso 2.

2.4.3 Material Orgânico Colorido Dissolvido (MOCD)

Material orgânico colorido dissolvido (MOCD) e substâncias solúveis amarelas (*gelbstoff* ou *gilvin*) são os diversos nomes associados à um grupo de constituintes

produzidos durante o decaimento da matéria orgânica de origem vegetal, que consistem em ácidos húmicos e fúlvicos. Esses constituintes podem ter origem local, como da degradação de células fitoplanctônicas, ou origem alóctone, como o aporte de substâncias amarelas no curso dos rios (IOCCG, 2000). Segundo Siegel et al. (2002), o MOCD contribui tanto quanto o fitoplâncton para a absorção da luz azul e a sua distribuição global é regida por processos oceânicos locais. Em regiões costeiras, é regulado principalmente pela descarga continental, porém em oceano aberto a concentração deste constituinte é regulada pela produção, mistura vertical e perdas por fotobranqueamento, quando da exposição solar (SIEGEL et al., 2002). A absorção da luz pelo MOCD promove a capacidade de armazenar calor na superfície dos oceanos e durante a exposição solar, liberando gases de monóxido e dióxido de carbono (MATSUOKA et al., 2012).

O papel do MOCD em oceanografia óptica tem sido associado à categoria de substâncias cromofóricas (coloridas) que absorvem fortemente a radiação ultravioleta e azul do espectro (STRAMSKI et al., 2004). Portanto é do interesse do sensoriamento remoto a quantificação do MOCD, uma vez que é facilmente medida por sensores orbitais (Coble, 2007). A absorção pelo MOCD é bem conhecida e modelada (BRICAUD et al., 1981):

$$a_{mocc}(\lambda) = a_{mocc}(\lambda_0)e^{-S(\lambda-\lambda_0)}[m^{-1}], \quad (2.15)$$

onde a_{mocc} é o coeficiente de absorção do material orgânico colorido dissolvido e λ_0 é um comprimento de onda de referência (geralmente 440nm).

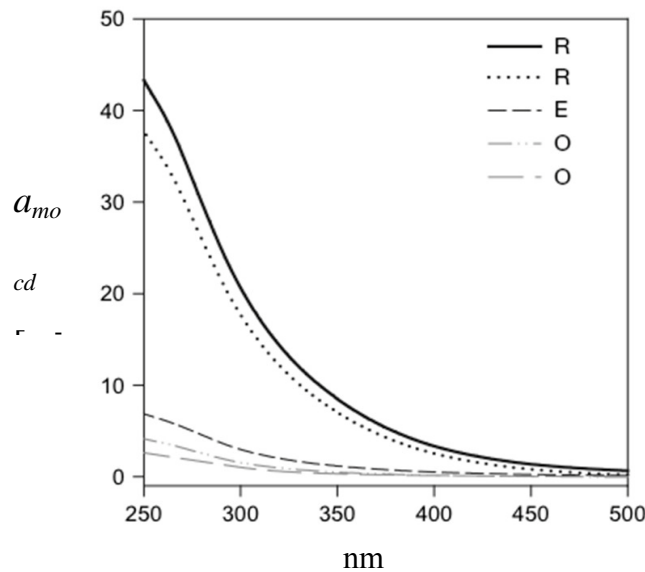


Figura 2.4: Coeficiente a_{mocd} para diferentes tipos de água entre 250 e 500 nm. Em “R”, águas de rio (*Mackenzie*), em “E” de estuário e em “O” águas oceânicas (Ártico). Adaptado de Retamal et al. (2007).

O coeficiente de decaimento exponencial S é necessário para converter o a_{mocd} de um comprimento de onda ao outro. Este varia altamente de acordo com a região, determinando a fonte e composição do MOCD, o qual por sua vez depende da proporção relativa dos tipos específicos da matéria orgânica dissolvida amarela (ácidos húmicos e fúlvicos). Alguns autores avaliaram a variabilidade do S e encontraram intervalos diferenciados deste parâmetro entre 0,011 e 0,017 nm^{-1} (IOCCG, 2000). Højerslev et al., (2001) analisaram mais de 1500 amostras (Dinamarca, Suécia e Noruega) encontrando uma variação de $S = 0,008$ a $0,042 \text{ nm}^{-1}$, com valor médio de $S=0,023 \text{ nm}^{-1}$ para as águas costeiras onde o a_{mocd} variou de 0,06 a $7,4 \text{ m}^{-1}$.

No estudo realizado por Retamal et al., (2007), foi avaliado o a_{mocd} em diferentes estações num transecto ao longo do Rio Mackenzie (Canadá), da região estuarina e oceânica adjacente. Na Figura 2.4 pode-se observar que as regiões oceânicas apresentam os menores a_{mocd} e os rios apresentam alta concentração de

material orgânico dissolvido, ainda com leves diferenças entre as duas estações de rio analisadas. O a_{mocc} teve um decréscimo linear com o aumento da salinidade ao longo do transecto, e o coeficiente de inclinação espectral S teve um aumento com a aproximação de águas oceânicas, com valor máximo de $S=0,025 \text{ nm}^{-1}$ (RETAMAL et al., 2007). Portanto, para avaliar as condições bio-ópticas das regiões costeiras, é necessário considerar a influência de aporte terrígeno no que diz respeito ao material orgânico dissolvido. Carvalho (2009), encontrou na plataforma continental adjacente à baixada santista valores mínimos e máximos de a_{mocc} na banda do 443 nm, entre 0,01 e $0,43 \text{ m}^{-1}$.

Babin et al., (2003), avaliou os coeficientes de absorção, incluindo o a_{mocc} em regiões costeiras e oceânicas da Europa, e encontrou que a absorção por MOCD foi dominante tanto no mar Báltico, quanto no Oceano Atlântico e entre todas as estações variou duas ordens de magnitude. O valor médio do S para todos os dados foi de $0,017 \text{ nm}^{-1}$, onde para o oceano Atlântico, a estimativa foi maior que os valores encontrados em outros estudos para a mesma região (BABIN et al., 2003). Ainda neste estudo, a maior variabilidade de S foi encontrada para os menores valores de a_{mocc} , o qual tem sido frequentemente estudado para águas Caso 2, uma vez que as medidas de MOCD são difíceis em águas oceânicas, pois necessitam de medidores de absorção mais sistemáticos (CIOTTI et al., 2006). A maior parte das estações realizadas pelo cruzeiro Deproas-4 são consideradas como dominadas por MOCD Caso 2, onde as inclinações do espectro de absorção são em média $0,018 \text{ nm}^{-1}$ (CIOTTI et al., 2006). Entretanto, em estudos de modelagem bio-óptica para regiões costeiras (água Caso 2), o valor médio de $S=0,015$ tem sido utilizado (LEE et al., 2002).

2.5 Classificação Bio-óptica

O esquema de classificação bio-óptica foi introduzido na literatura por Morel e Prieur (1977) e Sathyendranath e Morel (1983), no intuito de interpretar a composição espectral de um alvo aquático em relação às suas propriedades ópticas. Eles sugeriram o uso da razão da concentração do pigmento pelo coeficiente de espalhamento como base para discriminar os tipos de água. Nesta classificação, os autores identificam dois casos extremos: Caso 1 e Caso 2. No primeiro, a concentração do fitoplâncton é alta em comparação às outras partículas, onde os pigmentos fotossintetizantes tem um papel maior na absorção. No segundo caso, as partículas inorgânicas dominam e em ambos, as substâncias amarelas estão presentes, contribuindo para a absorção total. Este esquema de classificação bipartido foi utilizado amplamente nos anos subsequentes.

Essa classificação foi revisada (GORDON; MOREL, 1983; MOREL, 1988) e a definição de Caso 1 implica que o fitoplâncton e todo o material de origem biológica que covaria com ele (produtos da degradação do fitoplâncton), são os principais agentes pelas variações ópticas na água. A contribuição dos outros constituintes, é relativamente pequena e podem ser modeladas em função da concentração do fitoplâncton. Na ausência de fluxo terrígeno e de sedimento em suspensão da plataforma, as águas costeiras (em regiões áridas, por exemplo) podem e frequentemente pertencem ao Caso 1, englobando assim, 98% das águas que variam de oligotróficas à eutróficas (MOREL, 1988).

No Caso 2, as propriedades não são influenciadas somente pelo fitoplâncton, mas por outros constituintes os quais variam independentemente do mesmo, em

particular, partículas inorgânicas em suspensão e substâncias amarelas (IOCCG, 2000). Por este motivo, as águas Caso 2 tendem à ser mais complexas, onde a relação entre as propriedades ópticas não é linear. Estas águas geralmente estão confinadas às regiões costeiras e corpos d'água interiores fechados, onde há a entrada de componentes de origem terrígena.

Uma representação deste esquema de classificação é o diagrama ternário (Figura 2.5), onde a contribuição de três constituintes principais pode ser computada em termos de absorção do fitoplâncton, das substâncias amarelas e do detrito, por exemplo. Esse diagrama deve ser analisado para determinado comprimento de onda, lugar, tempo e para águas opticamente profundas. A amostra pode ser então caracterizada opticamente por um único ponto no diagrama e se a contribuição devido à um dos componentes domina, o ponto representativo da amostra se desloca para um dos eixos principais, onde há 100% de presença daquele constituinte. Assim, quando a maioria dos pontos se concentra somente no eixo do fitoplâncton, esta água pode ser classificada como Caso 1. Outra possibilidade existe quando os pontos se distribuem entre dois eixos, e o terceiro eixo desempenha um papel diminuto na constituição da água, já indicando um Caso 2. Ainda, quando existe uma igualdade de contribuição entre os três componentes, os pontos se concentram no meio do triângulo, indicando uma água de extrema complexidade do ponto de vista óptico. Obviamente nenhum dos casos isolados são encontrados na natureza, existindo uma variabilidade intermediária entre o Caso 1 e 2. O esquema de classificação deve ser interpretado cuidadosamente, uma vez que mesmo em águas onde o fitoplâncton é dominante, o MOCD pode não

estar covariando instantaneamente com a concentração de clorofila (MOBLEY et al., 2004; BRICAUD et al., 1988).

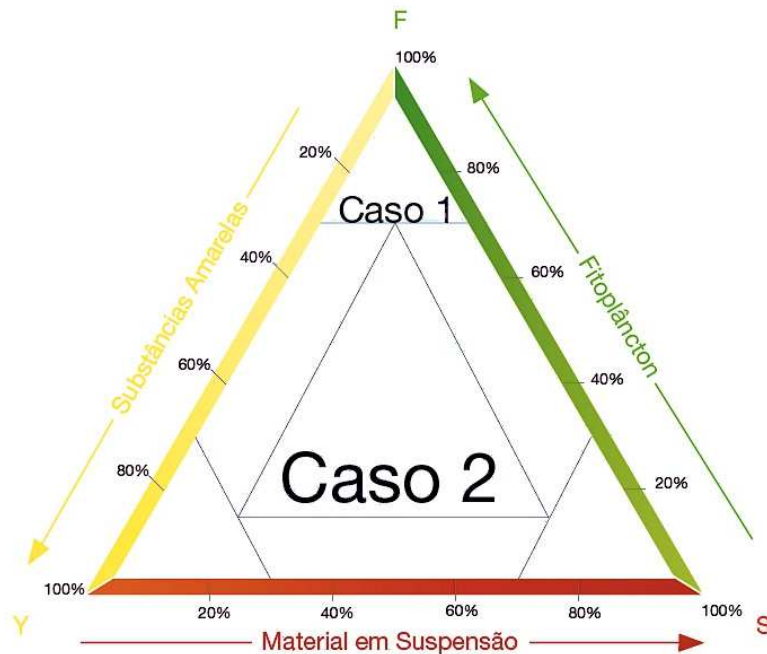


Figura 2.5: Diagrama ternário como esquema de classificação bio-óptica de águas em Caso 1 e Caso 2. A contribuição relativa de cada constituinte é dada em porcentagem, onde F é a contribuição pelo constituinte fitoplâncton, S é a contribuição pelo material em suspensão (detritos) e Y é pelo conjunto de substâncias amarelas, incluindo o MOCD.

Adaptado de IOCCG (2000).

Os resultados encontrados por Babin et al, (2003) mostram que a representação triangular dos dados fornece meios para caracterizar opticamente águas naturais, entretanto o particionamento da contribuição dos diferentes constituintes (MOCD, fitoplâncton, detritos) varia dentro de um intervalo restrito pela sua covariabilidade. Além disso, o diagrama não separou claramente as águas Caso 1 e 2, pois as amostras exibiram altas contribuições de MOCD dentro de um intervalo consistente de observações anteriores (BABIN et al., 2003).

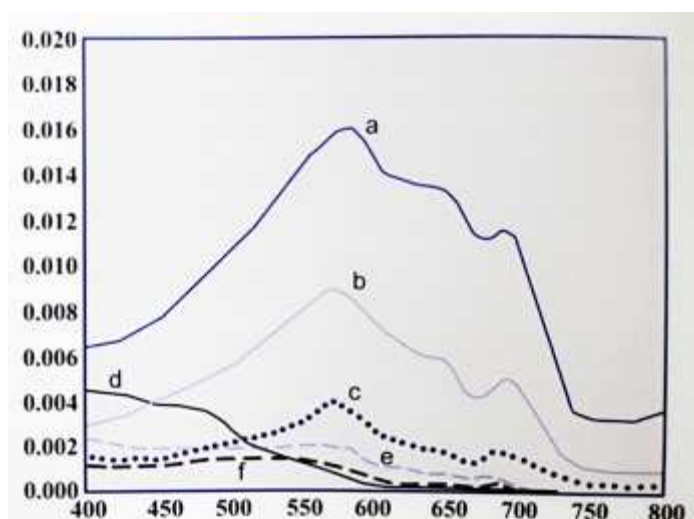


Figura 2.6: Espectros de R_{rs} (sr^{-1}) pelo comprimento de onda (nm), para águas Caso 1 e 2 com diferentes concentrações dos constituintes. Os espectros (a), (b), (c) e (e) são Caso 2, com moderada a alta concentração de sedimentos em suspensão e substâncias amarelas, de pouca à moderada *Chl a*. Os espectros (d) e (f) pertencem ao Caso 1, com *Chl a* de maneira moderada à baixa concentração.

Fonte: IOCCG, 2000.

Relativo aos espectros de R_{rs} , podemos identificar diferentes tipos de água, como os mostrados na Figura (2.6) (IOCCG, 2000). Os tipos variam entre águas com altíssimas a altas concentrações de sedimentos em suspensão e substâncias amarelas (a e b), (c) com concentração moderada destes e pouca *Chl a*, (d) água pura, (e) águas com sedimentos e *Chl a* moderada e (f) somente com concentração de *Chl a* moderada. Destes espectros, somente (d) e (f) são Caso 1, o restante é Caso 2. Fica claro que distintas mudanças no sinal de R_{rs} são reflexo das mudanças nos constituintes opticamente ativos da água do mar.

A classificação é útil no intuito de desenvolver modelos e algoritmos próprios para cada caso, considerando que se conheçam as propriedades quando elas se encaixam em um esquema de classificação, há a possibilidade de prevêê-las.

Assim, os modelos bio-ópticos tem sido desenvolvidos para a previsão das POI e POA em águas Caso 1, usando a concentração de clorofila como parâmetro de entrada (MOBLEY et al., 2004). Foi o aprimoramento destes modelos baseado no esquema de classificação, que impulsionou o desenvolvimento de sensores para a cor do oceano. Para águas opticamente complexas os modelos devem abordar vários problemas, como a correção atmosférica para regiões de Caso 2, a resolução espectral do sensor o suficiente para distinguir os diferentes constituintes bio-ópticos, e ainda há que se considerar locais influenciados pela reflectância de fundo e como a variabilidade desses tipos de fundo influenciam as propriedades ópticas. Dependendo da variabilidade das forçantes ambientais, uma água Caso 1 pode ser classificada em Caso 2 e vice versa (IOCCG, 2000; MOBLEY et al., 2004). Os modelos aplicados ao sensoriamento remoto global normalmente não funcionam em casos específicos de águas opticamente complexas, isto devido à não linearidade e à característica multivariada do problema. Nessas águas, a relação entre cor do oceano e seus constituintes pode variar regionalmente ou sazonalmente de acordo com a composição. Para tanto, existe a necessidade de se desenvolver algoritmos regionais, com parâmetros locais obtidos *in situ*.

2.6 Algoritmos Bio-ópticos

A base do sensoriamento remoto da cor do oceano é a derivação de propriedades ópticas inerentes (POI) a partir das medidas de radiância da superfície do mar. As primeiras tentativas foram a partir do uso de relações empíricas entre as variáveis ópticas mensuráveis de um corpo d'água e o conteúdo de biomassa algal, como um método simplificado para descrever o ambiente onde o fitoplâncton cresce em termos de radiância (MOREL, 1988). Desta maneira, as propriedades ópticas das águas oceânicas (Caso 1) foram definidas, como dependentes predominantemente da concentração de clorofila-*a* (MOREL; PRIEUR, 1977).

Os modelos diretos (*forward models*) utilizam uma descrição quantitativa das características dos componentes ópticos no oceano (POI) para prever a distribuição espectral da radiância ascendente da água (L_w). A equação de transferência radiativa (2.16) é a estrutura matemática que liga as POI e o ambiente externo, às quantidades radiométricas (e POA) de um corpo d'água (MOBLEY, 1994). Esta equação pode ser simplificada da seguinte forma (desconsiderando fluorescência ou espalhamento Raman):

$$\nabla \cdot L(\vec{x}, \lambda, \theta, \phi) = -C(\vec{x}, \lambda)L(\vec{x}, \lambda, \theta, \phi) + \int_0^{4\pi} \beta(\vec{x}, \lambda, \theta, \phi, \theta', \phi') L(\vec{x}, \lambda, \theta', \phi') d\omega' \quad (2.16)$$

onde a radiância é L ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$), \vec{x} é o vetor posição (x, y, z), θ é o ângulo zenital, ϕ o ângulo azimutal, C o coeficiente de atenuação do feixe (m^{-1}) e β é a função de espalhamento volumétrico ($\text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$). Este problema é de solução única, ou seja, dado

uma série de parâmetros (POI) e condições de contorno, ele retorna uma única distribuição de radiância. A acurácia deste resultado depende portanto, da acurácia na qual se especificam as variáveis de entrada.

Os modelos inversos (*inverse models*), por sua vez, fazem uso do espectro de radiância para derivar a função de espalhamento volumétrico e o coeficiente de atenuação do feixe (as POI), sendo o caso do sensoriamento remoto. Essa inversão depende de aproximações, uma vez que a distribuição total da radiância e sua derivada na coluna d'água precisa ser conhecida, que em sensoriamento remoto somente sabemos a radiância em algumas direções (IOCCG, 2006). Outra problemática é que podem existir variabilidades das condições de contorno (forçantes) do ambiente e da distribuição de radiância, mesmo que as POI não mudem (MOBLEY, 1994). Ou ainda, para dois conjuntos diferentes de POI e condições de contorno, pode existir a mesma solução da equação. Além disso, os modelos inversos são sensíveis à pequenos erros nas medidas radiométricas, retornando medidas de POI potencialmente errôneas.

Aumentando a concentração do fitoplâncton em um volume d'água, ele seletivamente absorve a luz azul, “esverdeando” a reflectância da água de maneira previsível (SCHOFIELD et al., 2004). Essa característica permite relações empíricas (e estatísticas) para estimar as concentrações de clorofila pela razão de reflectância dos comprimentos de onda azul e verde. Algoritmos empíricos aplicam regressões simples ou múltiplas entre as propriedades de interesse e as razões de reflectância irradiante ($R(\lambda)$) ou de sensoriamento remoto ($R_{rs}(\lambda)$) (MOREL; PRIEUR, 1977; GORDON; MOREL, 1983) não exigindo um completo entendimento da relação entre as reflectâncias e as propriedades ópticas (LEE et al., 2002). Aproximações empíricas são

amplamente utilizadas, aplicados na vasta maioria das águas oceânicas Caso 1, onde as propriedades ópticas variam em função da biomassa fitoplanctônica (GORDON; MOREL, 1983, LEE et al., 1998, O'REILLY et al., 1998).

Apesar do aparente sucesso das estimativas empíricas por sensoriamento remoto, estas são apenas generalizações grosseiras sobre a biomassa fitoplanctônica, decorrentes primariamente de suposições sobre como a luz é absorvida e espalhada nas águas da superfície do mar (DIERSSEN, 2010). Não obstante, os modelos empíricos podem ser um tanto quanto limitados, resultando em erros significativos pela ampla variedade de propriedades ópticas encontradas em águas oceânicas e costeiras em geral (LEE et al., 2002). A assinatura óptica das águas costeiras por exemplo, frequentemente refletem a presença da entrada de MOCD, detritos e outras partículas orgânicas e inorgânicas, invalidando essa simples relação. A grande vantagem deste tipo de algoritmo é a simplicidade e rapidez em processar grandes volumes de dados, como os fornecidos pelas imagens de satélite.

Felizmente, muitos progressos tem sido feitos na inversão dos POI a partir do espectro de radiância normalizada ascendente ($L_{wn}(\lambda)$) ou da reflectância do sensoriamento remoto ($R_{rs}(\lambda)$) (MARITORENA et al., 2002; LEE et al., 2002). Essa relação de inversão foi primeiramente descrita por Gordon et al., (1975) e Morel e Prieur, (1977), que modelando os resultados dos cálculos de transferência radiativa, encontraram que a reflectância (logo abaixo da superfície) é proporcional ao retroespalhamento (b_b) e inversamente proporcional ao coeficiente de absorção (a):

$$R_{rs} = L_u(0^-)/E_d(0^-) = g \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)+b_b(\lambda)} \quad (2.17),$$

onde $L_u(0^-)$ e $E_d(0^-)$ são as radiâncias ascendentes e descendentes, imediatamente abaixo da superfície do mar. O fator g contém a maior parte dos efeitos direcionais da transferência radiativa, podendo variar entre 0,084 e 0,15 sr^{-1} e são dependentes da função de espalhamento volumétrico (para trás ou *backward*) e da distribuição de radiância (GORDON, et al. 1975; MOREL; PRIEUR, 1977). Essas inversões permitem a estimativa quantitativa das características ópticas da água do mar, inclusive da concentração de clorofila. Por conter formulações empíricas, esses modelos são geralmente chamados de semi-analíticos (SA) e refletem nosso atual entendimento da cor do oceano, uma vez que têm potencial de fornecer estimativas acuradas de vários parâmetros simultaneamente (MARITORENA et al., 2002).

Em suma, os algoritmos empíricos e semi-analíticos são fáceis no uso e processamento dos dados, mas no seu desenvolvimento, o conjunto de dados utilizado para tal não representa necessariamente todas as variações naturais encontradas nos oceanos e regiões costeiras. Portanto, a sua performance está condicionada à diferenças de compatibilidade entre a água de estudo e as águas que originaram os dados para o desenvolvimento do algoritmo (IOCCG, 2006). Se desejamos aplicar estes algoritmos para diferentes regiões com resultados mais robustos torna-se crítico examinar esta compatibilidade.

Kampel (2003), realizou testes bio-ópticos a partir dos dados radiométricos obtidos de satélite para as estações do Projeto DEPROAS, na região da PCSE (Plataforma Continental Sudeste) brasileira, inclusive na região da Estação Ubatuba. Os algoritmos empíricos testados obtiveram praticamente o mesmo desempenho geral, enquanto que um semi-analítico e um de redes neurais obtiveram menor sucesso na

estimativa da *Cla*. Em geral os algoritmos subestimam a *Cla* quando estas eram altas, e superestimando as *Cla* baixas. Um ajuste empírico regional foi realizado, explicando 39% da variância dos dados, os quais incluíam águas do Caso 1 e Caso 2.

Garcia et al. (2005) derivaram algoritmos para a estimativa da *Cla* com um conjunto de dados bio-ópticos compreendendo duas regiões: o sudoeste do oceano Atlântico e o oceano Sul próximo à península Antártica, onde na primeira região, algumas estações com influência forte da pluma de rios foram descartadas das análises. As *Cla in situ* variaram entre 0,016 a 7,72 mg/m³ para o conjunto do Atlântico Sudoeste, e de 0,1 a 1,19 mg/m³ para o oceano Sul. Os algoritmos utilizados foram o OC4v4 (algoritmo operacional da NASA) e o OC2v4, mostrando que os algoritmos empíricos aplicados aos dados de radiância *in situ* tem habilidade limitada em estimar a *Cla* de maneira acurada, com um nível de incerteza de 30%. Um exercício de validação das *Cla* e radiâncias normalizadas ascendentes do SeaWiFS foi feito com os dados do conjunto amostrado para ambas regiões. Embora a quantidade de dados disponível fosse pequena (21), o desempenho do sensor foi alto em relação aos dados *in situ*.

Para a região do oceano Atlântico Sul, o algoritmo operacional OC4v4 normalmente subestima as *Cla* maiores que 0,2 mg/m³. Garcia et al. (2005) desenvolveram então um algoritmo regional do tipo linear para cada sub região específica, como uma revisão dos algoritmos empíricos operacionais para o conjunto de dados, os quais foram comparados com os respectivos algoritmos da NASA, onde o desempenho para as duas áreas foi de 0,89 e 0,64 respectivamente. Em suma, os autores mostram que a avaliação do algoritmo operacional OC4v4 (NASA) em extrair

a *Cl_a* no Atlântico Sudoeste, resultou em uma margem de erro de 42%, e o algoritmo regional desenvolvido diminuiu essa margem em 32%. Em regiões costeiras o algoritmo OC4v4 sobrestima altamente os valores de *Cl_a*.

Já em uma tentativa de testar algoritmos empíricos e semi analíticos, Garcia et al., (2006), utilizaram um conjunto de dados bio-ópticos *in situ*, influenciados pela descarga do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos. Os dados foram usados para desenvolver uma versão do algoritmo empírico OC2v4 regional, nomeado como OC2-LP. A porcentagem de diferença relativa entre o algoritmo desenvolvido e a *Cl_a* *in situ* foi de 11%, enquanto que os algoritmos OC4v4 de 27%, o GSM01 de 14% e o CARDER de 31%. A acurácia destes algoritmos também foi testada nas imagens SeaWiFS tomadas na mesma época dos cruzeiros, onde os empíricos, incluindo o OC2-LP sobestimou e o GSM01 subestimou a *Cl_a*. Os resultados mostraram que o uso de algoritmos semi-analíticos não melhora significativamente a acurácia na estimativa em regiões costeiras, quando não ajustadas propriamente com medidas bio-ópticas *in situ*. Os autores ressaltam que existe a necessidade de se ajustar regionalmente os algoritmos híbridos (empíricos e semi-analíticos), baseando-se em dados observacionais expandidos com medidas de nutrientes, material orgânico colorido dissolvido, retroespalhamento, temperatura de superfície e reflectâncias.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

A Estação Ubatuba está inserida no litoral norte de São Paulo, na margem interna da Plataforma Continental Sudeste (PCSE) do Brasil, a qual denominaremos a partir daqui de Estação Ubatuba, ou somente Estação. No início do monitoramento (dezembro de 2004) a Estação Ubatuba era localizada próxima à Ilha Vitória (P1: $45,0075^{\circ}$ W; $23,7407^{\circ}$ S). A partir de julho de 2006, a Estação foi transferida para um local mais afastado da ilha, a fim de evitar sua influência (P2: $44,9752^{\circ}$ W; $23,6131^{\circ}$ S). Esta situa-se próxima à isóbata de 40 m, à 18 milhas náuticas da cidade de Ubatuba (Figura 3.1).

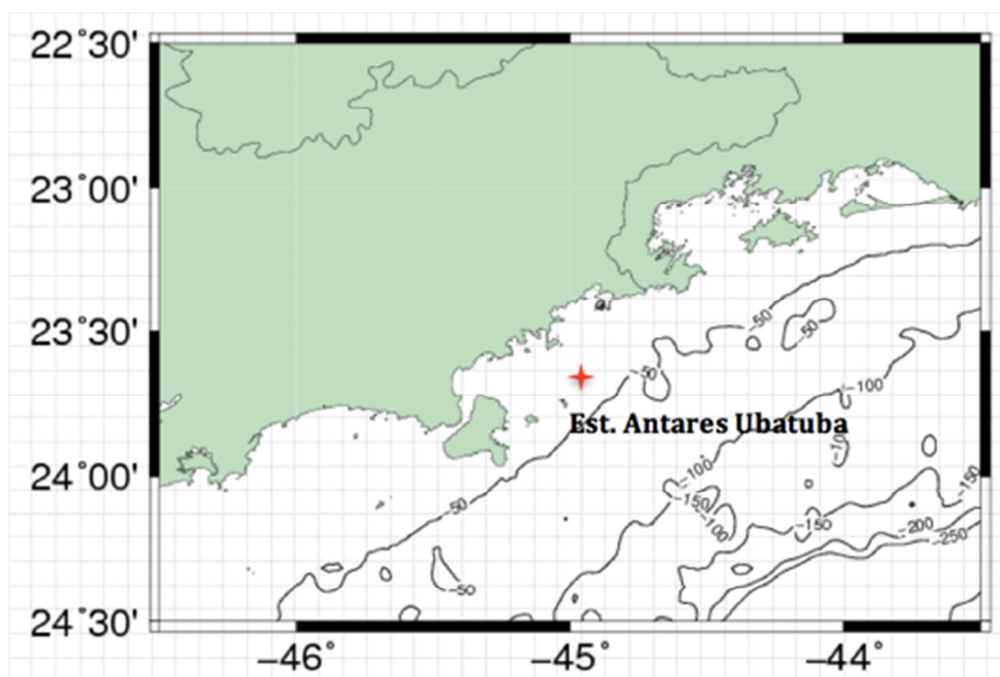


Figura 3.1: Localização da Estação Ubatuba ($44,9752^{\circ}$ W; $23,6131^{\circ}$ S), e as isóbatas da base de dados Etopo-2.

O padrão dos ventos sobre a PCSE é dominado pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que é um sistema de alta pressão localizado em torno da latitude de 30° sobre os principais oceanos. Este sistema é o que inibe a entrada de sistemas frontais no inverno (ventos de sudoeste e sul). Em contrapartida, a ASAS favorece o transporte de umidade ao longo da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) no verão, quando predominam os ventos de nordeste (BASTOS et al., 2000). O vento sobre a superfície do oceano contribui para a mistura turbulenta na coluna d'água e controla a direção e velocidade das correntes em superfície (AIDAR et al., 1993).

A faixa litorânea na qual o município de Ubatuba se insere, caracteriza-se pela presença de uma linha costeira extremamente recortada formada por baías e enseadas separadas por esporões de embasamento cristalino e também pela sua proximidade com a Serra do Mar a qual se projeta sobre o oceano Atlântico (MARTIN; SUGUIO, 1976). A Serra do Mar é zona de encontro de massas de ar tropicais e polares, o que intensifica a atuação dos sistemas atmosféricos. Portanto, a região norte do litoral de São Paulo, possui clima tropical sem Estação seca definida, com diminuição das chuvas durante o inverno e verões muito úmidos (SANTOS et al, 2012). Cabe ressaltar que a umidade trazida do mar pelos ventos é fonte de vapor d'água saturado, que se resfria e condensa quando encontra o relevo costeiro como barreira (MILANESI, 2007). Desta maneira, as chuvas orográficas são frequentes, incrementando os altos valores pluviométricos da região. O regime de precipitação dos municípios do litoral norte de São Paulo, apresentam totais anuais acima de 1500 mm, especialmente Ubatuba que recebe pelo menos 2.300 mm por ano (BARBOSA, 2007).

Em termos oceanográficos, de acordo com Miranda (1982) a região é influenciada pelas seguintes massas de água:

- Água Tropical (AT): com salinidade ($S > 36,4$) e temperatura elevadas ($T > 20^{\circ}\text{C}$), baixa concentração de nutrientes, transportada nas camadas superficiais (0-200m) da Corrente do Brasil (CB) paralela à costa em sentido norte-sul.
- Água Costeira (AC): de salinidade inferior às águas adjacentes ($S < 35$) e temperatura média ($T > 15^{\circ}\text{C}$). A AC comporta uma concentração de nutrientes variável, influenciada em conjunto pelo aporte de pequenos rios e pelas águas da plataforma continental;
- Água Central do Atlântico Sul (ACAS): temperaturas mais baixas ($10^{\circ} < T < 20^{\circ}\text{C}$), salinidade média ($35 < S < 36,4$) e concentrações de nutrientes relativamente elevadas, transportada nas camadas mais profundas da CB.

A hidrografia de Ubatuba possui dois domínios com características físicas diferentes: um domínio interior e outro exterior. A diferença fundamental entre eles, é que o domínio interior provavelmente tem sua dinâmica em escala sinótica controlada pelo vento, enquanto o exterior, além de sofrer a influência do vento, está sob o impacto direto da Corrente do Brasil (ZILLMANN, 1990).

Mediante as características físicas e oceanográficas da região, Castro (1996), estabeleceu a divisão da plataforma continental sudeste (PCSE) em interna, média e externa. A profundidade da plataforma continental interna (PCI), onde está localizada a Estação Ubatuba, varia temporalmente no que diz respeito à sua largura, principalmente em escalas sazonais. Durante o verão ela se situa entre as isóbatas de 20 e 40 m, onde as temperaturas variam entre 21°C a 28°C e salinidades de 34,4 a 35,4, indicando presença da AT e da AC e ocasionalmente da ACAS. No inverno a PCI se aprofunda até a isóbata de 70 m, com temperaturas entre 19°C e 23°C e os menores

valores de salinidade para a região (CASTRO et al., 2006). Estas variações na maior parte são forçadas principalmente pelos ventos, pela ação da CB e pelas marés (CASTRO, 1996). Apesar das distinções sazonais, a principal característica da PCI é apresentar, durante todo o ano, uma tendência à homogeneidade em suas propriedades físicas por influência dos processos advectivos e de mistura (CASTRO et al., 2006).

Durante o verão, devido à uma forte termoclina sazonal (20 a 50 m de profundidade), a ACAS penetra na plataforma interna e introduz nutrientes na camada de subsuperfície, podendo atingir as águas superficiais da PCI (CASTRO et al., 1987; LORENZZETTI; GAETA, 1996). No inverno a ACAS não penetra muito sobre a PCI, restringindo-se ao longo da isóbata de 60 m, sendo a região entre 10 e 30 m ocupada pela AC (CASTRO et al., 1987). Ainda no inverno, a PCI sofre influência de águas vindas de sul, organicamente enriquecidas por processos de mistura desde latitudes mais altas, sobre a plataforma Patagônica Argentina, ou mesmo subantárticas (BRANDINI, 1990; STEVENSON et al., 1998), e ainda pelas drenagens do estuário da Prata e Lagoa dos Patos (PIOLA et al., 2000; SOUZA e ROBINSON, 2004; MAHIQUES et al., 2004). Além desses processos, o aumento da camada de mistura pela intensificação dos ventos e maior frequência de sistemas frontais, também propicia a fertilização da zona eufótica durante o inverno (AIDAR et al., 1993; KAMPEL, 2003).

Há também outros processos oceanográficos menos estudados, porém não menos importantes, que ocorrem nesta área. Destacam-se as feições de meso-escala, como os vórtices de quebra de plataforma, que também promovem ressurgência da ACAS (VELHOTE et al., 2000; CAMPOS et al., 2000), a ressuspensão de sedimentos de fundo e a influência do aporte de pequenos rios na margem continental que são

afetados em períodos de elevado turismo e pluviosidade (GAETA, 1994; MOORE; OLIVEIRA, 2008).

A região da Estação Ubatuba há muito tem sido investigada em termos biológicos e oceanográficos, no propósito de conhecer a produtividade primária e o ecossistema em diferentes escalas espaço-temporais (GAETA; BRANDINI, 2006). Uma compilação das características oceanográficas e de produtividade (indexado pela *Cla*), reportado nos estudos realizados próximos à Estação Ubatuba estão citados a seguir e resumidos na Tabela (3.1). Um dos estudos preliminares na região da Estação Ubatuba e PCI (TEIXEIRA, 1973), revelaram que a região mais interna (isóbatas de 3 a 10 m) sofre variações na transparência da água, devido ao aporte continental em períodos de intensa pluviosidade (verão), apresentando baixos valores de salinidade. Entretanto, essas variações não afetam a Estação externa estudada (isóbata de 30 m). Em relação aos nutrientes, Teixeira (1973) mediu valores relativamente baixos de fosfato inorgânico confirmando que a influência do aporte terrígeno não é significativa para a fertilidade da região como um todo. Finalmente, para as condições de iluminação o autor encontrou características espectrais de águas túrbidas costeiras na parte interna e características de águas costeiras e oceânicas, na externa. O autor ressalta que a produtividade foi predominantemente controlada pela quantidade de nutrientes disponíveis, os quais podem surgir de fontes oceânicas ou terrígenas, sugerindo as intrusões da ACAS.

Tabela 3.1: Concentrações de clorofila-a reportados na literatura para a região da plataforma continental próxima a Estação Ubatuba.

Referência	Localidade	Intervalo de Cla (mg/m ³)
Teixeira (1973)	23°30'S 45°06'W	1,16-4,21
Teixeira (1979)	23°30'S 45°06'W	0,95-2,80
Sassi e Kutner (1982)	23°30'S 45°07'W	0,02-1,86
Aidar et al. (1993)	PCSE (Ubatuba)	AC: 0,31-1,07 AT: 0,06-0,37
Kampel (2003)	PCSE (DEPROAS)	0,06-11,19
Kampel et al. (2007)	23,61°S 44,97°W (Estação Ubatuba)	0,3-2,0
Carvalho (2009)	PCSE (Santos)	0,90-3,39

Teixeira (1979) estudou a produção primária sobre a enseada do Flamengo (Ubatuba) durante o inverno e o verão e caracterizou a região como oligotrófica em termos de produção primária. As espécies predominantes pertencem ao grupo do nanofitoplâncton, comum de águas tropicais (TEIXEIRA, 1979).

Os experimentos de Teixeira e Tundisi (1981) mostraram que a PCI de Ubatuba tem características de águas costeiras tropicais ou subtropicais: alta penetração da luz, estratificação termal durante os meses de verão e baixa concentração de nutrientes, sendo o nitrogênio o principal limitante. A falta deste composto provavelmente se deve à pouca circulação durante os períodos de estratificação termal, impondo condições limitantes à comunidade fitoplanctônica.

Sassi e Kutner (1982) avaliaram as variações sazonais na abundância e composição qualitativa do fitoplâncton no Saco da Ribeira, enseada interna de Ubatuba. As diatomáceas e os dinoflagelados são os grupos mais diversificados em

espécie, enquanto que os fitoflagelados, seguido das diatomáceas e dos dinoflagelados são os mais abundantes.

Aidar et al., (1993), através de dados obtidos por sete cruzeiros realizados em uma rede de estações na PCI de Ubatuba (PIRES-VANIN; MATSUURA, 1993) nas quais as de superfície se estenderam desde a região mais interna (enseadas e isóbatas de até 50 m) até a isóbata de 150 m. Os resultados reportaram novamente a limitação da produtividade pelo nitrogênio, indicando que as massas de água presentes são oligotróficas à mesotróficas (AT e AC). Ocasionalmente a perturbação de águas oriundas da ACAS (ressurgências, frentes e vórtices), incrementa a produtividade com espécies melhor adaptadas a maior disponibilidade de nutrientes, indicando mecanismos de adaptação da comunidade biológica em geral.

Os autores reportam que em geral os valores de *Chl a* foram maiores no inverno que no verão. Ao avaliar os grupos fitoplanctônicos presentes nas estações, os autores observaram a presença predominante de fitoflagelados (82-87%), seguido das diatomáceas (8-12%) e de outros grupos (dinoflagelados, cocolitoforídeos, cianobactérias, de 1 a 5%) corroborando estudos anteriores (TEIXEIRA, 1979). O maior grupo é característico de águas oligotróficas, a sua presença aumenta em direção ao mar aberto e são encontrados principalmente em superfície. Os fitoflagelados tem alta relação área/volume, decorrente do tamanho diminuto, necessitando de menos nutrientes que os organismos maiores, sendo característicos de águas oligotróficas, principalmente em regiões tropicais e subtropicais (AIDAR et al., 1993). Brandini (1985) observou esta espécie nas águas da Baía de Paranaguá durante a Estação seca (inverno), quando existe menor aporte de nutrientes.

Gaeta et al. (1999) por sua vez, observaram as principais forçantes ambientais que determinam a variabilidade na biomassa fitoplanctônica e produtividade primária em uma série temporal de 33 dias, em uma Estação costeira fixa próximo à Ilha Anchieta. Os resultados indicaram que as mudanças na estabilidade da coluna d'água, quando forçadas pelo vento, e a descarga continental oriunda de chuvas intensas podem provocar aumento significativo na composição fitoplanctônica em superfície.

Lorenzetti e Gaeta, (1996) forneceram a primeira evidência por sensoriamento remoto (comparados com dados hidrográficos *in situ*), da influência da ressurgência em Cabo Frio (RJ) no incremento da biomassa fitoplanctônica, inclusive ao largo da PCI de Ubatuba.

Com uma extensa base de dados oriundos do Projeto DEPROAS, Kampel (2003), caracterizou oceanograficamente a região ao largo da PCSE, inclusive próximo à Estação Ubatuba, auxiliado por dados de temperatura e concentração de clorofila da superfície do mar obtidos por satélite. As temperaturas variaram entre 24 e 27°C, diminuindo em direção à costa e observou intrusão de águas quentes (>24°C) associadas ao meandramento da CB. No inverno, foi observado um máximo de 2,4 mg/m³ próximo à Ilha de São Sebastião, o qual pode ser associado à penetração de águas vindas de sul, pela costa (corrente costeira de direção nordeste). Os valores de *Chl a* observados neste trabalho, corroboram em parte os estudos anteriormente citados, pois as amostras analisadas se estenderam às isóbatas de maiores profundidades, onde águas oligotróficas da AT estão presentes.

Carvalho (2009) realizou um estudo com o objetivo de determinar as características ópticas sobre a PCSE, com amostragem sazonal *in situ* em radiais perpendiculares ao largo da desembocadura estuarina de Santos, até a região sudoeste

da Ilha de São Sebastião se estendendo à isóbata de 200 m. A autora encontrou valores médios de *Chl a* entre 0,90 e 3,39 mg/m³, no qual os maiores valores (até 25,65 mg/m³) eram encontrados nas primeiras radiais junto à costa. Em relação ao a_{mocc} (443) a autora encontrou para diferentes estações do ano, valores entre 0,01 e 0,43 m⁻¹ e em média valores entre 0,08 e 0,20 m⁻¹. As curvas de reflectância espectral encontradas são típicas, com feição de absorção nas bandas do azul e aumento da reflectância nas bandas do verde. Nas estações distantes da costa, onde há presença de baixa *Chl a* e do a_{mocc} , as curvas de reflectância foram típicas de águas claras (i.e., sem influência de sedimentos), com maior reflectância no azul que no verde, apresentando características de águas oceânicas. Com os dados disponíveis, a autora testou três algoritmos empíricos globais (OC2v4, OC4v4 e OC3M) e desenvolveu um algoritmo regional. O desempenho geral dos algoritmos testados pode ser considerado satisfatório não havendo diferenças significativas entre eles, embora o melhor desempenho se dê para *Chl a* de magnitudes baixas (*Chl a* <2,5 mg/m³). Em geral a autora observou que os algoritmos globais subestimam as *Chl a* altas e sobrestima as *Chl a* baixas, e ainda, que existem diferenças de desempenho entre as estações do ano amostradas. O resíduo das estimativas foi associado à relação *Chl a* e MOCD, onde quanto maior o MOCD maior o resíduo. O algoritmo polinomial de quarta ordem, desenvolvido regionalmente, foi o que melhor estimou a *Chl a*.

No que tange os parâmetros bio-ópticos da região, alguns estudos já foram elaborados sobre os dados da Estação Ubatuba. Uma caracterização bio-óptica foi realizada com as 11 primeiras campanhas (P1), onde os coeficientes de absorção específicos do fitoplâncton, detritos e MOCD *in situ* foram determinados e as massas de água foram classificadas como Caso 2, dominadas pelo MOCD (KAMPEL et al.,

2007). Rudorff et al. (2007) analisaram o desempenho de três algoritmos empíricos para os dados obtidos nas 14 primeiras campanhas (P1) Estação Ubatuba. Os modelos OC3M e OC4v4 e OC2v4 superestimaram Cl_a sendo o OC3M foi o que obteve o melhor desempenho. O fluxograma da Figura 3.2 esquematiza a metodologia que será descrita a seguir com as direções tomadas em todas as fases deste trabalho.

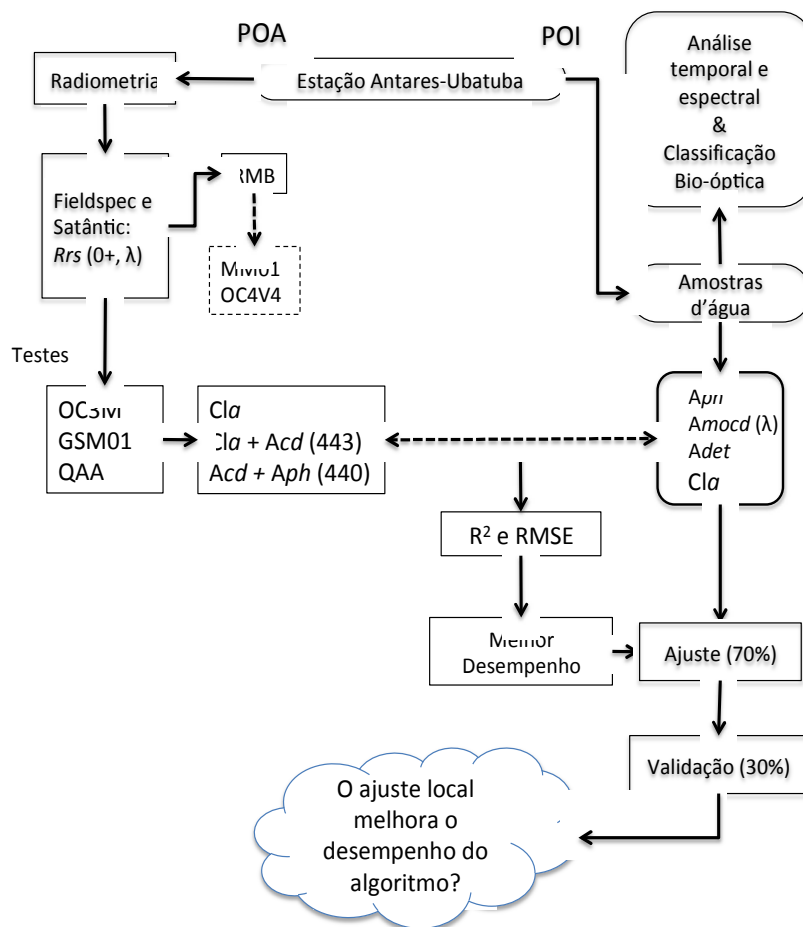


Figura 3.2: Fluxograma dos materiais e métodos utilizados para a fase dos testes e análises com os algoritmos bio-ópticos.

3.2 Dados Oceanográficos

Para cumprir os objetivos deste trabalho, fez-se necessário a obtenção e análise de parâmetros oceanográficos pertinentes ao estudo bio-óptico da Estação Ubatuba. Dados mensais *in situ* foram obtidos e processados no intervalo temporal de julho de 2006 a julho de 2012.

A partir das amostras de água coletadas em superfície, foram derivados os dados oceanográficos complementares às análises bio-ópticas. Para a determinação da concentração do pigmento clorofila-*a* (Cla em mg/m³) segue-se o método descrito em Welschmeyer (1994). Foram filtrados aproximadamente 0,296 ml de água do mar em filtros GF/F de poro 0,7 µm onde os pigmentos foram extraídos com acetona e dimetil-sulfóxido (DMSO) para o método não acidificado, sendo que a leitura do filtro é feita no fluorímetro. A temperatura de superfície (em °C) foi medida por dois termômetros de reversão acoplados à garrafa de *Niskin*, e a média das duas medidas foi tomada para cada coleta mensal. A salinidade (psu – *practical salinity unity*) foi medida com o sensor de condutividade (mmho/cm) do equipamento Satlantic, o qual converte em salinidade no próprio processamento dos dados brutos. A profundidade de desaparecimento do disco de Secchi (m) foi medida como indicativo convencional da transparência (ou turbidez) da água, em uma posição orientada longe do sombreamento do barco, lançada de costas para o sol preferencialmente (BLEDZKI; NAGABHATLA, 2010). Para analisar a Cla de maneira integrada com os parâmetros oceanográficos temporalmente, foram computadas médias mensais de todas as medidas no período observado, além dos desvios padrão. A variabilidade mensal foi analisada através da visualização dos gráficos em conjunto (salinidade, temperatura, Cla e disco

de Secchi) e ainda cada parâmetro foi comparado ao outro por meio de uma análise de regressão linear a fim de se estabelecer relações entre os mesmos. Os parâmetros também foram associados às propriedades ópticas (aparentes e inerentes) para se derivar informações a respeito da origem da variabilidade da cor do oceano.

3.3 Propriedades Ópticas Aparentes

Para determinar as propriedades ópticas aparentes, em especial a $R_{rs}(\lambda)$, medidas radiométricas submersas foram efetuadas com o perfilador *Hyper Ocean Color Radiometer (Free-Fall HyperPro* da *Satlantic Inc.* no qual os dados serão denominados como Satlântic), equipado com um coletor cosseno plano ao longo da coluna d'água. Este equipamento opera no intervalo de 350 – 800 nm, com intervalo de amostragem de 3,3 nm. O instrumento tem sensor para radiância espectral ascendente $L_u(z, \lambda)$, irradiância espectral descendente $E_d(z, \lambda)$, irradiância espectral ascendente $E_u(z, \lambda)$ e finalmente, a irradiância espectral descendente $E_s(\lambda)$ obtida com um sensor referência posicionado verticalmente acima da superfície, medidos simultaneamente. Os dados foram processados à nível de produto para obter as reflectâncias de sensoriamento remoto ($R_{rs}(\lambda)$) calculadas pelo software do equipamento (ProSoft™). Esta pode ser calculada tanto com $E_d(z, \lambda)$, ou com $E_s(\lambda)$, sendo que na primeira, a irradiância é extrapolada acima d'água, quando o dado do sensor de referência para $E_s(\lambda)$ não forem disponíveis. Os valores das variáveis propagadas à superfície são obtidas primeiramente como coeficientes de atenuação difusa da radiância e das irradiâncias (ascendentes e descendentes), como o intercepto de um ajuste de regressão por mínimos quadrados baseados na profundidade mais rasa que contenha uma quantidade de pontos mínima suficiente para a regressão (PROSOFT USER

MANUAL, 2009). A partir destes coeficientes $K_d(z, \lambda)$, $K_u(z, \lambda)$ e $K_L(z, \lambda)$, os dados são extrapolados de um nível logo abaixo da superfície (0^-), para um nível logo acima da superfície (0^+).

As equações que se seguem estão no manual do software (PROSOFT USER MANUAL, 2009) e no protocolo descrito em Mueller et al. (2003), usadas para o cálculo e extrapolação das radiâncias e irradiâncias, para a obtenção da $R_{rs}(\lambda)$:

$$E_d(0^+, \lambda) = E_d(0^-, \lambda)/(1 - \alpha) \quad (3.2)$$

onde α é a reflectância de Fresnel para a irradiância do sol e do céu, como valor padrão definido por 0,043, mas que pode ser modificado pelo usuário.

A radiância ascendente da água $L_w(\lambda)$, foi determinada como:

$$L_w(0^+, \lambda) = \frac{1-\rho}{n_w^2} L_u(0^-, \lambda) \quad (3.3)$$

onde ρ é o índice de reflectância Fresnel para a água do mar (0,021) e n_w é o índice de refração da água do mar (1.345), os quais podem ser modificados pelo usuário.

Finalmente, o cálculo da reflectância de sensoriamento remoto de superfície $R_{rs}(0^+, \lambda)$ é dado por:

$$R_{rs}(0^+, \lambda) = \frac{L_w(0^+, \lambda)}{E_d(0^+, \lambda)} \text{ ou } R_{rs}(0^+, \lambda) = \frac{L_w(0^+, \lambda)}{E_s(\lambda)} \quad (3.4).$$

O termo $\frac{1-\rho}{n^2}$ é usualmente estabelecido como 0,54, sendo este o fator de transmitância radiante ascendente da superfície do mar para a incidência normal, vinda de baixo, não sensível à velocidade do vento (MUELLER et al., 2003). Este

coeficiente médio resume o efeito da reflexão interna do fluxo ascendente durante a transmissão em uma interface, assumindo-se um ângulo solar zenital baixo e a superfície do mar calma (O'REILLY et al., 1998) e está detalhado no protocolo por Mueller et al., (2003).

As medidas radiométricas acima d'água foram efetuadas com o auxílio de um radiômetro hiperespectral *FieldSpec Hand Held* (da *ASD Inc.*, no qual os dados serão denominados como *Fieldspec*). Este equipamento opera na faixa de 350 – 1075 nm, com intervalo de amostragem de 1,6 nm. O sinal digital foi convertido em radiância ($L(\lambda)$) no momento de aquisição com o software *RS³™*. As radiâncias $L(\lambda)$ da água, do céu e de uma placa *Spectralon®* (referencial lambertiano) foram medidas em triplicatas sequenciais idênticas (água, placa, céu), com ângulos de visada azimutal (ϕ) e zenital (θ) solar de aproximadamente 137° e 45° respectivamente, para o cálculo da reflectância de sensoriamento remoto (R_{rs}). A medida de R_{rs} é determinada por:

$$R_{rs}(\lambda, \theta, \phi) = \frac{L_w(\lambda, \theta, \phi) + p L_{céu}(\lambda, \theta_{céu}, \phi_{céu})}{E_d(\lambda)} \quad (3.5).$$

Na equação (3.5), L_w é a radiância ascendente da água centrada nos ângulos (θ, ϕ). $L_{céu}$ é a radiância do céu medida com o radiômetro posicionado para cima, nos ângulos ($\theta_{céu}, \phi_{céu}$), onde na prática θ e $\theta_{céu}$ são ângulos numericamente iguais nas direções nadir e zênite e nos ângulos azimutais ($\phi = \phi_{céu}$). O fator de proporcionalidade p , relaciona a radiância medida quando o detector está apontado para o céu com a radiância refletida do céu quando o detector está apontado para a superfície do mar (Mobley, 1999). Para este caso, o valor padrão escolhido foi de $p = 0,028$.

Finalmente, E_d é a irradiância espectral descendente, logo acima da superfície do mar (0^+), medida apontando o detector para uma placa de *Spectralon*® posicionada horizontalmente nos mesmos ângulos de visada para a medição da radiância da água do mar (L_w):

$$E_d(\lambda) = L_{placa} / (F_c \cdot \pi) \quad (3.6).$$

A radiância da placa lambertiana (L_{placa}) usada no experimento é corrigida por um fator de calibração $F_c(\lambda)$:

$$F_c(\lambda) = \frac{L_{placa\ campo}(\lambda)}{L_{placa\ padrão}(\lambda)} \quad (3.7),$$

no qual as radiâncias das placas (a utilizada em campo e a placa padrão) são medidas em laboratório, sobre as mesmas condições de iluminação e ângulos de visada (θ, ϕ). No caso ideal, a reflectância da placa padrão é 100% em todo o espectro.

As medidas com o *Fieldspec* foram efetuadas em triplicatas sequenciais idênticas, para evitar efeitos de saturação do sensor quando da mudança das condições de iluminação e garantir boa qualidade dos dados. Todas as medidas foram feitas na tentativa de se obter condições estáveis de céu e tomadas próximo ao meio dia. De cada triplicata, a $R_{rs}(\lambda)$ foi calculada conforme Equações (3.6) e (3.7), e verificado a consistência entre as mesmas, como ruídos ou saturação das amostras. O espectro da R_{rs} representativa da Estação em questão foi obtido através de uma média aritmética entre as triplicatas de boa qualidade.

Os procedimentos para aquisição e o processamento dos dados radiométricos segue o protocolo da *National Aeronautical and Space Administration* - NASA (Mueller et al., 2003).

De cada Estação e de cada radiômetro, os dados de R_{rs} foram separados para os comprimentos de onda conforme as primeiras cinco bandas comumente utilizadas nos sensores de cor do oceano e como entrada nos modelos bio-ópticos. Como os equipamentos possuem intervalos de comprimentos de onda diferenciados, uma média aritmética da R_{rs} entre determinados comprimentos de onda foi necessária para estabelecer a R_{rs} correspondente às bandas de cor do oceano.

Os comprimentos de onda centrais que foram utilizados neste trabalho são 412, 443, (410 e 440 nm para o modelo QAA) e 490 nm para a faixa do azul, o 510 e o 555 nm na faixa do verde e o 670 nm na faixa do infra-vermelho. Estas são as bandas de cor do sensor orbital SeaWiFS porém em outros sensores estas bandas podem variar em seu comprimento de onda central, como o MODIS que tem as bandas em 412, 443, 488, 531, 551 e 667 nm (IOCCG, 2006; IOCCG, 2007).

Para verificar a consistência dos dados de R_{rs} *in situ*, utilizamos como referência o modelo proposto por Morel e Maritorena (2001), implementado em IDL. Neste modelo (aqui denominado MM01), as propriedades aparentes (POA) de águas oceânicas Caso 1 são estatisticamente analisadas e relacionadas com a Cla de superfície. O modelo semi-analítico desenvolvido a partir desta relação empírica, faz a previsão da reflectância espectral logo abaixo da superfície $R(0^-, \lambda)$ a partir da Cla na superfície para uma série de comprimentos de onda da cor do oceano. Este modelo foi

desenvolvido, utilizando-se uma extensa base global de dados *in situ* com Cla entre 0,035 e 5,45 mg/m³, sendo capaz de levar em consideração águas diversificadas e com certa variabilidade esperada no Caso 1. Sendo assim, é possível derivar-se a $R_{rs}(0^+, \lambda)$ em função de uma ou várias Cla escolhidas pelo usuário do modelo, que neste caso englobaram as concentrações encontradas na Estação Ubatuba (entre 0,1 e 5 mg/m³).

As $R(0^-, \lambda)$ derivadas neste modelo são corrigidas para serem equivalentes à $R_{rs}(0^+, \lambda)$ (assim como as medidas obtidas com o perfilador Satlântic são extrapoladas à superfície) e comparadas com aquelas R_{rs} obtidas *in situ*. Segundo Mobley (1999), ao se transformar as $R(0^-, \lambda)$ para $R_{rs}(0^+, \lambda)$ o fator de correção pode variar entre 0,53 e 0,55 em condições de mar calmo e sem vento. Na equação a seguir (Morel, 1980):

$$R_{rs}(0^+, \lambda) = \frac{1-\rho}{n_w^2} R(0^-, \lambda) \quad (3.8),$$

n_w é o índice de refração da água, ρ a reflectância de Fresnel, $R(0^-, \lambda)$ está relacionado às direções zenitais e azimutais de visada, de acordo com a lei de Snell (refração na superfície da água), que devido à baixas variações espectrais de r_F e n_w tem a aproximação (MOREL, 1980):

$$R_{rs}(0^+, \lambda) \approx 0,54 R(0^-, \lambda) \quad (3.9),$$

e de acordo com o protocolo detalhado, em Mueller et al. (2003), nesta transformação é necessária a divisão de $0,544 L_u(0^-)$ por π , que corresponde à função Q :

$$Q(0^-, \lambda, \theta', \phi) \equiv \frac{E_u(0^-, \lambda)}{L_u(0^-, \lambda, \theta', \phi)} \equiv \pi \quad (3.10)$$

Com os resultados do teste ($R_{rs}(0^+, \lambda)$), um modelo empírico foi testado, com a finalidade de confirmar a validade dos dados de saída do MM01. Derivou-se então a Cl_a a partir dos espectros de $R_{rs}(0^+, \lambda)$ de MM01 com o modelo OC4v4 (O'REILLY et al., 1998). Este é baseado na razão máxima de bandas (RMB) e é o algoritmo operacional padrão para estimativa da Cl_a com os dados do sensor SeaWiFS. O modelo tem a forma de um polinômio de 4ª ordem:

$$Cl_a = 10(a_0 + a_1X + a_2X^2 + a_3X^3 + a_4X^4) \quad (3.11),$$

onde $X = \log[\max(R_{rs}(440, 490, 510))/R_{rs}(555)]$ e os valores de $a_{i=0-4}$ são 0,366, -3,067, 1,93, 0,649 e -1,532 respectivamente.

A comparação entre $R_{rs}(0^+, \lambda)$ modeladas por MM01 e OC4v4 e as obtidas com os radiômetros no campo, *versus* as Cl_a , foi estendida em termos de razões de “azul-verde”. Em outras palavras, razões de reflectância nas bandas do 412, 443, 490 e 510 nm pela banda do 555 nm com Cl_a foram utilizadas na interpretação do dado, como um método típico em sensoriamento remoto (MOREL; MARITORENA, 2001) em conjunto com as razões de banda obtidas com o modelo OC4V4. As razões de reflectância entre bandas removem grande parte do efeito de iluminação (magnitude do sinal digital), na análise espectral, permitindo delinear diferentes tipos de água, uma vez que demonstram a qualidade do conteúdo da mesma. Além disso, eliminam o ruído proveniente da radiância do céu refletida pela superfície do mar, que pode contaminar o sinal medido.

Além da comparação com o modelo MM01 como referência, a relação entre a R_{rs} e a Cl_a foi avaliada para selecionar os espectros de R_{rs} *in situ*. Para dado valor de

Cla in situ é de se esperar um determinado valor de R_{rs} em torno de 400 nm (azul). Encontrando-se um valor substancialmente diferente, isso sugere um problema no espectro médio de R_{rs} . De maneira geral, $R_{rs}(400) > 0,015 \text{ sr}^{-1}$ correspondem à águas com praticamente muito pouca *Cla* (Figura 2.6), e caso sejam observadas *Cla* de altos valores, estes espectros podem ser eliminados. Foi observado inclusive que alguns espectros contém feições anormais acima de 600 nm, não correspondendo à nenhuma feição de absorção conhecida para os constituintes opticamente ativos nos oceanos.

3.4 Propriedades Ópticas Inerentes

Para determinar os parâmetros bio-ópticos (POI), amostras de água do mar foram coletadas com garrafas *Niskin*, envasadas e estocadas em garrafas térmicas para subsequente análise em laboratório. A profundidade da amostra coletada em superfície é equivalente àquela que é 30% da zona eufótica (primeira profundidade óptica) sendo o limite do sensoriamento remoto visível (PLATT; SATHYENDRANATH, 1988).

Para a determinação dos coeficientes de absorção do material particulado a (particionado na contribuição de partículas de-pigmentadas ou não-algais a_{det} e fitoplâncton a_{ph}) e do material solúvel a_{mocd} , a abordagem completa seguida neste trabalho é a mais amplamente utilizada, fornecida no capítulo 4 do protocolo de volume IV da NASA (MITCHELL et al., 2003). O instrumento para a análise das amostras foi um espectrofotômetro de feixe duplo com esfera integradora (300 – 750 μm) o qual faz a leitura da absorbância espectral em unidades de Densidade Óptica (*DO*). Essa quantidade é adimensional e os espectrofotômetros comercialmente utilizados, adotam o logaritmo na base 10 como saída típica dos dados. A convenção

nos protocolos de oceanografia óptica é de que se multiplique DO por 2,303 para fins de conversão, como será mostrado nos cálculos a seguir.

Primeiramente, para determinar o a , as amostras triplicatas foram filtradas (Whatmann GF/F™ 0,7 μm hidratado com água do mar filtrada à 0,2 μm) com bomba à vácuo e o filtro foi analisado no espectrofotômetro. Em seguida, para o a_{det} faz-se a extração de pigmentos do mesmo filtro, com hipoclorito de sódio (Tassan e Ferrari, 1995). Posteriormente, as amostras de a_{det} são analisadas no espectrofotômetro.

Primeiro é necessário determinar para cada amostra, o espectro branco (DO_{bf}), que será subtraído do espectro da amostra filtrada (DO_{fp}). Caso o espectrofotômetro não faça correções de *baseline* é necessário descontar o valor do espectro branco. Ainda, é necessário corrigir as compensações residuais (*residual offsets*) devido ao espalhamento das partículas. Para tanto, assume-se que no infravermelho, a absorção seja nula (DO_{nulo}), subtraindo-se do valor de DO_{fp} a média no intervalo de 745-750nm. Ainda, é necessário ajustar o caminho óptico, por um fator *beta* estimado empiricamente por:

$$beta = \left[C_1 + C_2 [DO_{fp}(\lambda) - DO_{nulo}(\lambda)] \right]^{-1} \quad (3.12),$$

onde $C_1 = 0,392$ e $C_2 = 0,655$ são coeficientes utilizados aqui, que dependem das condições de medida e do equipamento (MITCHELL et al., 2003).

Tendo então calculado o fator *beta*, para computar a absorção a :

$$a(\lambda) = \frac{2.303 A_f}{beta V_f} \left[[DO_{fp}(\lambda) - DO_{bf}] - DO_{nulo} \right] \quad (3.13),$$

onde, A_f é a área do filtro (0,363 m² para um filtro de 0,25 mm) e V_f é o volume filtrado (1L). O mesmo procedimento é realizado para o cálculo do a_{det} , onde o valor utilizado de DO é feito pela leitura do filtro despigmentado (extraído).

Da subtração do valor do coeficiente a pelo a_{det} em cada comprimento de onda, deriva-se o a_{ph} , como na equação a seguir:

$$a_{ph}(\lambda) = a(\lambda) - a_{det}(\lambda) \text{ [m}^{-1}\text{]} \quad (3.14)$$

No presente trabalho, a nossa referência estatística é de água Caso 1 é o modelo proposto em Bricaud et al., 1995 para o a_{ph}^* . Com a iniciativa de analisar a variabilidade da absorção da luz pelas partículas clorofiladas, Bricaud et al., (1995) avaliaram e determinaram os coeficientes de absorção específico do fitoplâncton $a_{ph}^*(\lambda)$ para diferentes tipos de águas oceânicas. Com valores de Cla entre 0,02 e 25 mg/m³, o $a_{ph}^*(443)$ variou entre 0,18 à 0,01 m²mg⁻¹. A expressão matemática que expressa essa relação empírica ficou estabelecida como uma função de potencia, podendo ser usada para produzir espectros médios de $a_{ph}^*(\lambda)$ em função da Cla :

$$a_{ph}^*(\lambda) = A(\lambda)(Cla)^{-B(\lambda)} \text{ [m}^2\text{mg}^{-1}\text{]} \quad (3.15),$$

onde A e B são parâmetros positivos dependentes do comprimento de onda, tabelados em Bricaud et al., (1995). O $a_{ph}^*(\lambda)$ resultante é então ajustado por mínimos quadrados entre 400 e 700 nm com um intervalo de 2 nm. Com os parâmetros espectrais disponibilizados e as Cla obtidas *in situ*, uma curva média do $a_{ph}^*(\lambda)$ foi calculada (que será citado aqui como $B95$), e comparada com a curva média do $a_{ph}^*(\lambda)$ *in situ*. A diferença entre estas duas curvas de absorção específica, ajuda a caracterizar a origem

da Cl_a , incluindo a espécie fitoplanctônica e seu tamanho, além de confirmar a qualidade e a coerência dos dados de $R_{rs}(\lambda)$.

Para o coeficiente a_{mocc} , amostras triplicatas foram filtradas para a remoção do material particulado, em fibras de policarbonato 0,2 μm (Nuclepore™), pré-hidratadas com uma solução de hipoclorito (HCl - 10%) com água Milli-Q e novamente com água da amostra. Posteriormente analisadas em cuvetas de 10 cm no espectrofotômetro (250 – 800 nm). O cálculo do a_{mocc} é realizado da seguinte maneira:

$$a_{mocc}(\lambda) = \frac{2,303}{l} [DO_s(\lambda) - DO_{bs}] - DO_{nulo} \quad [\text{m}^{-1}] \quad (3.16),$$

onde l é o caminho óptico da cuvette (0,1m), DO_s é a densidade óptica da amostra filtrada relativa à água pura, DO_{bs} é a densidade óptica do branco relativo à água pura e DO_{nulo} a densidade óptica residual relativa ao infravermelho próximo (absorção pelos materiais dissolvido é zero). Os valores dos coeficientes foram calculados e a média das triplicatas extraída para cada comprimento de onda.

Para a determinação do S_{cd} (inclinação espectral), uma função exponencial foi ajustada sobre os valores derivados tanto do a_{det} quanto do a_{mocc} , nos comprimentos de onda 412, 443, 490, 510, 555 nm do espectro, na forma:

$$y = a^{-Sx} \quad (3.17),$$

onde a é o coeficiente de ajuste exponencial gerado para cada curva ajustada. Foram considerados os ajustes somente com $R^2 \geq 0,90$.

3.5 Testes Bio-ópticos

A análise dos parâmetros oceanográficos *in situ* se fez por meio da caracterização do tipo de água com os coeficientes de absorção, o cálculo da reflectância de sensoriamento remoto *in situ* e a seleção criteriosa destes para inserção nos algoritmos. A implementação dos modelos empíricos e semi-analíticos escolhidos para análise foi seguida pelo ajuste e validação dos mesmos, com os parâmetros oceanográficos *in situ*. As R_{rs} *in situ* foram testadas e o algoritmo de melhor desempenho estatístico foi escolhido, parametrizado regionalmente e validado.

3.5.1 Algoritmos Semi-Analíticos

No intuito de estimar parâmetros bio-ópticos, foi avaliado o desempenho de dois modelos semi-analíticos. Os modelos Garver-Siegel-Maritorena (GSM01) (MARITORENA et al. 2002) e o Algoritmo Quase-Analítico (QAA) (LEE et al., 2002; Lee et al., 2007) foram escolhidos por serem relativamente simples e com acesso livre da rotina de programação. O GSM01 possui um bom desempenho para a estimativa de dados globais em comparação a outros modelos (MARITORENA et al., 2002; IOCCG, 2006), mas quando aplicado a águas Caso 2, recomenda-se usar o modelo regionalmente ajustado, como demonstrado em aplicações no Canal de Santa Bárbara, Califórnia (IOCCG, 2006). O QAA possui um bom desempenho com dados globais (IOCCG, 2006) e costeiros (SMYTH et al., 2006), pois usa uma técnica que otimiza as estimativas para águas Caso 1 e Caso 2 (LEE et al., 2002). Segue uma breve descrição conceitual destes modelos.

3.5.1.1 GSM01

O GSM01 foi desenvolvido por Garver e Siegel (1997) e otimizado por Maritorena et al. (2002), como uma função de ajuste ótimo para dados globais (maioria Caso 1). O modelo é baseado na equação quadrática de Gordon et al. (1988):

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{t}{n_w^2} \sum g_i \left(\frac{b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda_0) * (\lambda_0/\lambda)^n}{[a_w + a_{mocc}(\lambda_0) e^{(-S(\lambda_0-\lambda))} + Cla * a_{ph}^*] + [b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda_0) * (\lambda_0/\lambda)^n]} \right)^i \quad (3.18),$$

onde g_i são parâmetros geométricos ($g_1 = 0,0949$ e $g_2 = 0,0794$) (IOCCG, 2006). Os parâmetros conhecidos são os coeficientes de absorção e retroespalhamento da água (a_w , b_{bw}) e os parâmetros de formato espectral: a_{ph}^* , n , S_{cd} correspondentes à absorção do fitoplâncton, ao retroespalhamento do material particulado e à contribuição conjunta do MOCD e detritos (Tabela 3.2) determinados por um ajuste sobre um grande conjunto de dados (MARITORENA et al., 2002).

Tabela 3.2: Parâmetros constantes da inversão da $R_{rs}(\lambda)$ pelo GSM01.

nm	$a_{ph}^*(\lambda)[m^2mg^{-1}]$	$S[nm^{-1}]$	n
412	0,00665	0,0206	1,033
443	0,05582		
490	0,02055		
510	0,01910		
555	0,01015		

Os parâmetros desconhecidos são: b_{bp} (443) como o coeficiente de retroespalhamento do material particulado, a_{cd} (443) o coeficiente de absorção do material colorido dissolvido (MOCD) e detritos e a Cla . Estes são derivados por um método de ajuste não linear de mínimos quadrados (*Levenberg Marquardt-LM*) com

uso de quatro ou mais bandas espectrais (412, 443, 490, 510 e 555 nm). O algoritmo foi implementado em ambiente gráfico IDL.

3.5.1.2 QAA

O QAA (*Quasi Analytical Algorithm*) foi proposto por Lee et al. (2002) e atualizado por Lee et al (2007) na sua 4ª versão. Sete passos são necessários para derivar a absorção total: três semi-analíticos, dois analíticos e dois empíricos, onde estes dois últimos são altamente sensíveis as propriedades variáveis da água (Lee et al., 2009). O modelo é formulado em duas etapas: 1) determinação dos coeficientes totais de absorção a e espalhamento b_{bp} , e 2) determinação dos coeficientes de absorção do fitoplâncton (a_{ph}) e do MOCD + detritos (a_{cd}).

Os dados de entrada para esse algoritmo são as reflectâncias de sensoriamento remoto do oceano nos comprimentos de onda: 410, 440, 490, 555 e 670 nm (para testar nas bandas do SeaWiFS). Podem existir leves variações no comprimento de onda nominal central, devido a especificações técnicas de cada sensor (DORON et al., 2011). O modelo foi testado nas bandas do sensor MODIS. Esse modelo gera o coeficiente de absorção total (a), o coeficiente de retroespalhamento do material particulado (b_{bp}), o coeficiente de absorção do MOCD + absorção dos detritos (a_{cd}), e o coeficiente de absorção do fitoplâncton (a_{ph}).

1ª Etapa: A primeira etapa é dividida em sub-etapas, onde: a) primeiro obtém-se o a em um λ de referência (λ_0) utilizando-se um modelo empírico; b) depois o b_{bp} é obtido para o mesmo λ_0 analiticamente; c) o b_{bp} referente aos demais λ é derivado pela lei da potência λ^n ; d) e por fim o a é obtido para os demais λ analiticamente (Figura 3.3).

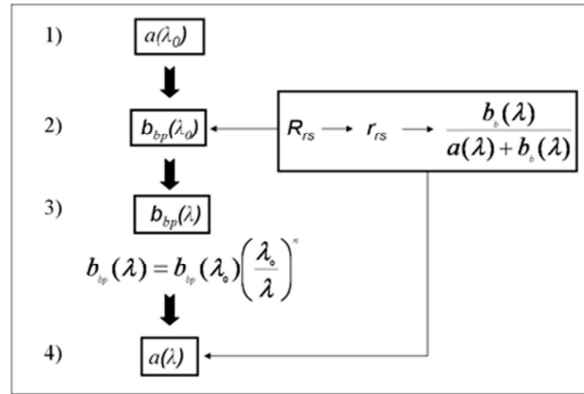


Figura 3.3: Fluxograma da 1ª etapa do QAA.

a) O $a(\lambda_0)$ é expressado como:

$$a(\lambda_0) = a_w(\lambda_0) + \Delta a(\lambda_0) \quad (3.19),$$

onde $a_w(\lambda_0)$ é a contribuição por moléculas de água (POPE; FRY, 1997), e $\Delta a(\lambda_0)$ representa a contribuição dos constituintes dissolvidos e em suspensão. Lee et al., (2002) propôs dois λ_0 para o esquema de inversão de POI: com 555 nm para águas costeiras e oceânicas, e 640 nm para águas com altos coeficientes de absorção ($a(440) > \sim 0,5 \text{ m}^{-1}$). Para cada λ_0 existem algumas maneiras de estimar a $a(\lambda_0)$, com mais detalhes em IOCCG (2006).

b) Para derivar o $b_{bp}(\lambda_0)$ usa-se a equação do modelo de transferência radiativa descrita por Gordon et al. (1988). A reflectância de sensoriamento remoto da superfície submersa r_{rs} é derivado de R_{rs} pela seguinte relação semi-analítica:

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{R_{rs}(\lambda)}{0,52 + 1,7 R_{rs}(\lambda)} \quad (3.20)$$

onde 0,52 e 1,7 são valores empíricos derivados de dados simulados no *Hidrolight* (LEE et al., 1999).

Como a $r_{rs}(\lambda)$ pode ser modelada como uma função polinomial de $b_b/(a + b_b)$ este (representado pelo símbolo u) pode ser calculado algebricamente de $r_{rs}(\lambda)$ (LEE et al., 2002):

$$u \equiv \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)+b_b(\lambda)} = \frac{-0,895 + \sqrt{0,008 + 0,499r_{rs}(\lambda)}}{0,249} \quad (3.21).$$

Conhecendo-se $a(555)$, $r_{rs}(555)$ e $b_w(555)$ (POPE; FRY, 1997), pode-se obter $b_{bp}(555)$ descrito na sub-etapa c).

- c) O $b_{bp}(\lambda)$ no restante do espectro é então derivado pela expressão amplamente utilizada (SMITH; BAKER, 1981; GORDON; MOREL, 1983):

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda_0) \left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^j \quad (3.22),$$

onde b_{bw} e o b_{bp} são os coeficientes de retroespalhamento da água pura (MOREL, 1974) e das partículas em suspensão respectivamente, e n é derivado empiricamente (LEE et al., 2002):

$$j = 2,2 \left(1 - 1,2e^{\left(-0,9 \frac{r_{rs}(440)}{r_{rs}(555)}\right)}\right) \quad (3.23).$$

- d) Finalmente, conhecendo-se $r_{rs}(\lambda)$, $b_w(\lambda)$ (POPE; FRY, 1997) e $b_{bp}(\lambda)$, o $a(\lambda)$ pode ser derivado:

$$a(\lambda) = \frac{(1-u(\lambda))b_b(\lambda)}{u(\lambda)} \quad (3.24)$$

Para obter-se os produtos de POI onde tanto o 555 nm quanto o 640 nm podem ser usados como comprimentos de onda de referência, o $a(\lambda)$ final é a combinação dos coeficientes de absorção derivados usando o 555 nm ($a(\lambda)^{[555]}$) e o 640 nm $a(\lambda)^{[640]}$ descrito com mais detalhes em IOCCG (2006).

2ª Etapa: Decomposição do coeficiente de absorção total $a(\lambda)$. Para obter a_{ph} e a_{cd} utilizam-se razões de bandas adjacente ($a(410)$ e $a(440)$) representado por ζ e ξ respectivamente, de acordo com as seguintes relações:

$$\zeta = \frac{a_{ph}(410)}{a_{ph}(440)} = 0,71 + \frac{0,06}{0,8+r_{rs}(440)/r_{rs}(555)} \quad (3.25),$$

$$\xi = \frac{a_{cd}(410)}{a_{cd}(440)} = e^{(S(440-410))} \quad (3.26),$$

$$\left\{ \begin{array}{l} a_{cd}(440) = \frac{(a(410)-\zeta a(440))}{\xi-\zeta} - \frac{(a_w(410)-\zeta a_w(440))}{\xi-\zeta} \\ a_{ph}(440) = a(440) - a_{cd}(440) - a_w(440) \end{array} \right\} \quad (3.27)$$

A Equação 3.25 foi derivada empiricamente por Lee et al. (1998) e o S da Equação 3.26 foi parametrizado por Lee et al. (2002) com dados globais, sendo seu valor pode ser modificado de acordo com os dados de entrada. O algoritmo QAA foi implementado em planilha Excel e os valores de a_{cd} e a_{ph} no 440 nm foram utilizados para comparação com os dados *in situ* de a_{cd} e a_{ph} no 440 nm por regressão linear simples.

3.5.2 Algoritmo Empírico

Um ajuste empírico de razão de bandas simples foi empregado. O modelo empírico OC3M (O'REILLY et al., 2000), que é uma extensão dos modelos OC2v2 e OC4v4 desenvolvidos para o SeaWiFS e adaptado para as bandas espectrais do MODIS, também foi avaliado para a região de estudo com a parametrização global e regional. O algoritmo é estatisticamente derivado para Cl_a de 0,0008 à 90 mg/m³, entretanto a maior parte das medidas se concentra entre 0,08 e 3 mg/m³. As imagens de Cl_a produzidas pelo grupo de cor do oceano da NASA são baseadas no algoritmo OC3M, definido como:

$$\log [Cl_a] = a_0 + a_1X + a_2X^2 + a_3X^3 + a_4X^4 \quad (3.28),$$

$$X = \log \left[\frac{\max(R_{rs}(443), R_{rs}(489))}{R_{rs}(555)} \right] \quad (3.29),$$

onde $a_0 = 0,283$, $a_1 = -2,753$, $a_2 = 1,457$, $a_3 = 0,659$ e $a_4 = -1,403$ são os parâmetros de ajuste polinomial de 4^a ordem e o “max” especifica o maior dos dois valores de R_{rs} entre as bandas especificadas. O polinômio de 4^a ordem é ajustado e comparado às razões de bandas obtidas (X) com os dados radiométricos *in situ*. Este algoritmo foi implementado em planilha Excel e os valores de Cl_a estimados pelo modelo foram comparados com a Cl_a medida *in situ* das mesmas campanhas por uma regressão linear simples.

3.6 Ajuste e Validação

Após a realização dos testes com os dados radiométricos de campo, os parâmetros dos algoritmos que tiveram o melhor desempenho estatístico (R^2 e RMSE)

foram escolhidos para serem ajustados. O ajuste foi realizado preferencialmente com 70% dos dados, enquanto que 30% foram escolhidos para a validação.

No algoritmo GSM01, para ajustá-lo é necessário calcular o parâmetro a_{ph}^* , dividindo-se o coeficiente de absorção do fitoplâncton de cada comprimento de onda (bandas do SeaWiFS – 412, 443, 490, 510, 555, 670), pela concentração de *Chl a* correspondente de cada Estação:

$$a_{ph}^*(\lambda) = a_{ph}(\lambda) / Chl a \quad (3.30).$$

O coeficiente médio $a_{ph}^*(\lambda)$ para todas as estações e para cada banda é então calculado e substituído no algoritmo implementado. Também é necessário calcular o parâmetro de inclinação espectral S_{cd} para os coeficientes de absorção do MOCD + detritos (a_{cd}) para as bandas do 412, 443, 490, 510, 555 e 670 nm através do ajuste exponencial sobre a curva das médias do a_{cd} na forma:

$$y = ae^{-Sx} \quad (3.31).$$

Uma análise de sensibilidade dos parâmetros foi realizada sobre o ajuste e a validação dos dados, procurando entender as influências de variações naturais tanto da absorção pelo fitoplâncton (a_{ph}^*), quanto da contribuição conjunta do detritos e MOCD (a_{cd}). Os parâmetros médios $a_{ph}^*(\lambda)$ e S_{cd} correspondentes aos 36 dados de R_{rs} obtidos *in situ* foram divididos em uma porcentagem (60% - 21 dados) para o ajuste dos parâmetros e uma parcela de 40% (15 dados) para a validação destes. Os parâmetros médios calculados com 60 % dos dados foram adicionados e subtraídos dos seus respectivos desvios padrão aproximadamente duas vezes (1,96 vezes o desvio

padrão, ou $m \pm 1,96 * dp$). Assim, modificando os parâmetros médios regionais no modelo GSM01, os dados de validação foram testados para ambos os casos ($m+1,96*dp$ e $m-1,96*dp$). A performance em estimar a Cl_a e o a_{cd} , conforme cada conjunto de parâmetros, foi avaliada.

No algoritmo OC3M (O'REILLY et al., 2000) os parâmetros (a_0, a_1, a_2, a_3, a_4) podem ser calculados através de um ajuste polinomial de 4ª ordem, com os dados da concentração de Cl_a *in situ* e a razão de reflectâncias máximas (RMB) entre as bandas 443 e 488 nm na forma de logaritmo. Assim, com os parâmetros regionalizados, o algoritmo é validado com 30% das amostras.

Outra tentativa foi feita com um algoritmo empírico polinomial de 2º grau, com as 36 estações do conjunto Fieldspec. O método utilizado neste caso, consiste em remapear as razões de banda (RMB) para um determinado intervalo de valores definidos matematicamente, e calcular através de um polinômio de 2º grau a Cl_a a partir dos valores remapeados. O remapeamento de domínio foi feito a fim de reduzir grandes oscilações que possam a vir ocorrer nas razões de banda calculadas (Equações 3.32 à 3.34).

$$f(X) = AX + B \quad (3.32),$$

$$A = \frac{y-z}{a-b} \quad (3.33),$$

$$B = \frac{az-by}{a-b} \quad (3.34),$$

onde $A=-1,03512$ e $B=1,6672$, X é a RMB entre 443 e 489 nm sobre 555 nm, a e b são os domínios máximos e mínimos das razões de banda X , enquanto que y e z são os domínios máximos e mínimos para o remapeamento, escolhidos aqui como -1 e 1.

As 36 RMB oriundas das R_{rs} do conjunto Fieldspec foram separadas aleatoriamente em ajuste (70% - 25 dados) e validação (30%- 11 dados) conforme havia sido feito no primeiro método de ajuste empírico.

Na Figura 3.4, um fluxograma simplifica o esquema dos materiais e métodos utilizados nesta abordagem para atingir o objetivo principal deste trabalho, que é o ajuste e validação de um algoritmo para a Estação Ubatuba.

3.7 Imagens de Satélite

O sensor MODIS a bordo da plataforma Aqua (MODIS-Aqua) foi aquele que disponibilizou dados pelo maior intervalo de tempo, desde o início das campanhas de campo, até o presente momento. Sendo assim, os dados de sensoriamento remoto obtidos do sensor MODIS-Aqua, do último reprocessamento (2012.0), foram escolhidos, obtidos e processados de acordo com o potencial de visibilidade da cena (ausência de nuvens e *sunlint*), coincidência com a data da campanha de campo (no máximo um dia antes, um dia depois), ausência parcial de distorção na imagem, usando um referencial visual para a escolha de cada cena.

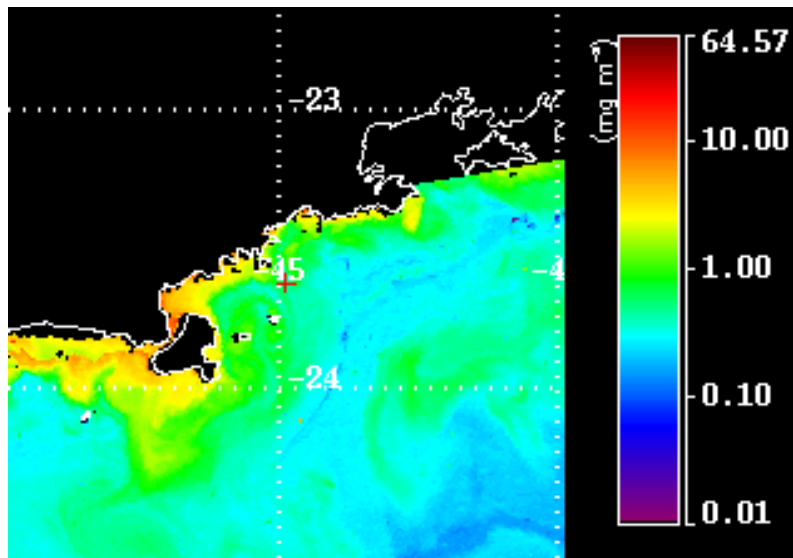


Figura 3.4: Imagem MODIS-Aqua da Estação Ubatuba processada no *Seadas*, com a *Chl a* em superfície referente ao dia 18 de julho de 2006. A localidade da Estação está marcada com '+' no centro da imagem.

Os dados foram obtidos à nível L1A (radiâncias não calibradas com 1km de resolução) via ftp (*file transfer protocol*), diretamente do DAAC/GSFC/NASA na plataforma <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>, e processados à nível de produto (L2), no software *Seadas* (*SeaWiFS data Analysis System*, GSFC/NASA). Para o processamento do nível 1 (L1A) ao nível 2 (L2), utilizamos o programa e arquivos de georreferenciamento contendo as coordenadas geodésicas de cada pixel, dados de elevação de terreno, e os ângulos solar zenital e azimutal do satélite.

O nível intermediário de processamento (L1B) faz a calibração e geolocalização das radiâncias em projeção cilíndrica. Já no nível 2 (L2), o produto *Chl a* foi gerado com o algoritmo global padrão OC3M para os dados do MODIS, o qual ainda será explicado nesta seção. O esquema de correção atmosférica aplicada aos dados foi o modelo padrão para a correção de imagens SeaWiFS, o qual utiliza as

bandas do infravermelho próximo para calcular a reflectância dos aerossóis em cada pixel da imagem (GORDON e WANG, 1994).

Um recorte de cada imagem foi realizado resultando em uma imagem de 222 x 222 km (Figura 3.4) onde cada quilômetro equivaleria à 1 pixel, sendo assim a imagem contém 222 por 222 pixels. Nesta imagem, os produtos foram extraídos de uma grade de janela espacial de 3x3 pixels centrada nas coordenadas da Estação -Ubatuba. Estes foram ponderados por média aritmética simples e os pixels que tiveram contaminações por nuvens, *sun glint*, terra, ou a passagem do satélite *off nadir* foram mascarados e categorizados em *NaN* (*not a number*) e desconsiderados durante a média aritmética.

3.7.1 GIOP (Generalized IOP)

O GIOP é um software que permite a construção de diferentes modelos semi-analíticos, a partir da seleção de parâmetros, para a aplicação em imagens de satélite no ambiente *Seadas* (WERDELL et al., 2013). O objetivo do grupo da OBPB/NASA (*Ocean Biology Processing Group*) foi desenvolver uma estrutura que relacionasse a distribuição espectral das R_{rs} em relação às propriedades ópticas da água, baseado em múltiplos algoritmos bio-ópticos (FRANZ; WERDELL, 2010). Um processo de inversão é então realizado para encontrar um conjunto ótimo de autovalores que minimizem a diferença entre a R_{rs} modelada e a R_{rs} medida logo acima d'água, para uma série de comprimentos de onda. Os autovalores otimizados representam as contribuições relativas de cada constituinte de absorção e espalhamento (FRANZ; WERDELL, 2010). Assim, é possível gerar imagens com diferentes aproximações, inclusive pela modificação dos parâmetros de formato espectral ou autovetores, para os

COA existentes na coluna d'água. O GIOP-DC (DC - *Default Configuration*) contém parâmetros padronizados propostos pelo grupo da NASA e estão indicados em Werdell et al. (2013). Uma vez selecionado a opção de gerar o produto *Cla* com o método GIOP no software *Seadas*, essas configurações padronizadas são aplicadas para os dados de imagem de entrada. Entretanto, o GIOP permite uma variedade de representações através da especificação de diferentes autovetores definidos pelo usuário.

Sendo assim, este software foi utilizado, na fase posterior aos testes e ajustes dos algoritmos, a fim de obter-se uma imagem de *Cla* modelada com os parâmetros regionais médios (a_{ph}^* e S_{cd}) calculados para a região de interesse. Os parâmetros médios de a_{ph}^* e S_{cd} para os comprimentos de onda do MODIS (412, 443, 488, 531, 547 667 e 678 nm) foram inseridos via arquivo tabulado e o processo de otimização foi feito via ajuste dos mínimos quadrados (*Levenberg-Marquardt* - LM).

O resultado dessa implementação parametrizada regionalmente (*Cla_giop_ubatuba*) foi comparado à imagem gerada com o algoritmo padrão da NASA para o sensor MODIS (OC3M) (*Cla_modis*), ao algoritmo padrão GIOP-DC (*Cla_giop_padrao*) e ao algoritmo parametrizado com os valores do modelo GSM (*Cla_giop_gsm*) para a *Cla* do pixel correspondente à Estação Ubatuba no intuito de verificar a variabilidade de resultados originados pelas diferentes parametrizações.

3.8 Estatísticas de Desempenho

Para avaliar o desempenho dos algoritmos, indicadores estatísticos foram computados (Tabela 3.3), como o viés (*bias*) e para o estimador da variância do erro ou

a raiz do erro médio quadrático (RMSE do inglês *root mean squared error*) e o coeficiente de determinação (R^2), através da rotina “regress” acessada pelo Matlab© para um intervalo de confiança de 95%.

Tabela 3.3: Estimadores de desempenho estatístico para os modelos: *Viés (bias)*, RMSE e R^2 . O R^2 é definido pela razão entre a soma dos quadrados dos resíduos (SQR) sobre a soma dos quadrados totais (SQT).

Estimador	Fórmula
<i>Viés</i>	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)$
RMSE	$\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}$
R^2	$1 - \frac{SQR}{SQT}$

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Dados Oceanográficos

Os dados coletados mensalmente na Estação Ubatuba de julho de 2006 a julho de 2012 foram analisados em sua variabilidade mensal. Na Tabela (4.1), um resumo da estatística univariada dos parâmetros analisados nesta seção, mostra o intervalo dos valores (mínimo e máximo), os valores médios e desvio padrão. A temperatura de superfície do mar foi maior no verão (entre 24°C e 28°C) que nos meses de inverno (de 20° à 23°C).

Tabela 4.1: Valores mínimos, máximos, médios e desvio padrão de cada parâmetro oceanográfico coletado na Estação Ubatuba.

Estadísticas	Temperatura (°C)	Salinidade (psu)	Secchi (m)	Cla (mg/m ³)
máximo	28,8	36,47	21	4,79
média	23,93	34,27	12,81	0,74
mínimo	18,02	31,16	3	0,18
desvio	2,56	0,97	4,67	0,80

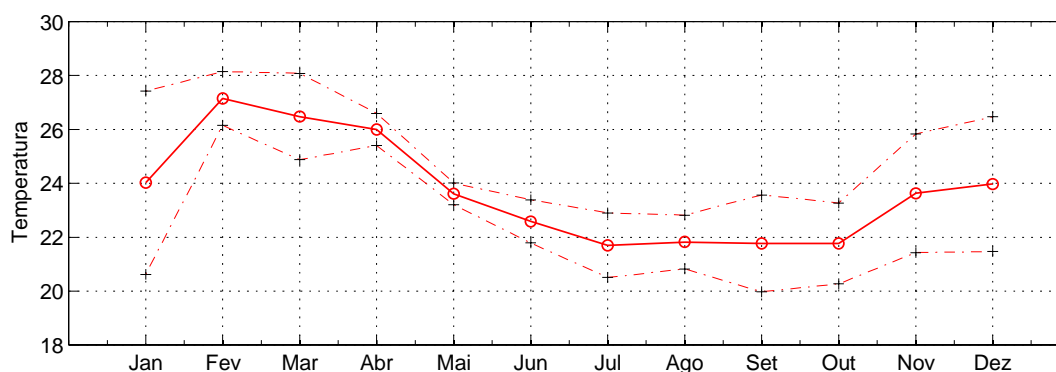


Figura 4.1: Média mensal da temperatura da superfície do mar entre 2006 e 2012 (linha sólida). As linhas espaçadas são os respectivos desvios padrão somados e subtraídos para cada média mensal.

Entretanto no verão houve maior variabilidade como indicado pelos desvios padrão (Figura 4.1). A temperatura máxima foi de 28,8°C (em fevereiro) enquanto que a mínima foi de 18°C (janeiro), com desvio padrão de 2,56°C, enquanto que a temperatura média para a Estação foi de 23,93°C.

Em média, ao longo do ano a salinidade apresenta variações em torno dos 34 psu com valores que alcançam o máximo de 36,47 psu (março). Pela análise dos desvios padrão (Figura 4.2), o período de maior variabilidade deste parâmetro é no outono, onde em maio a salinidade tem um mínimo de 31,16 psu e um máximo de 35,05 psu.

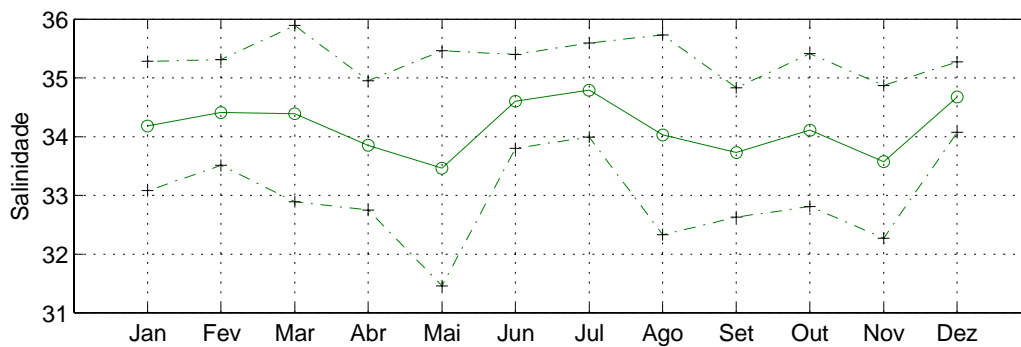


Figura 4.2: Média mensal da salinidade (psu) entre 2006 e 2012 (linha sólida). As linhas espaçadas são os respectivos desvios padrão somados e subtraídos para cada média mensal.

A profundidade do disco de Secchi (Figura 4.3) é relativamente maior no verão que no inverno, porém é nesta Estação onde ocorre a maior variação (junho e julho). Sem considerar a média mensal, a profundidade máxima é de 21 m (janeiro) e a mínima é de 3 m (julho).

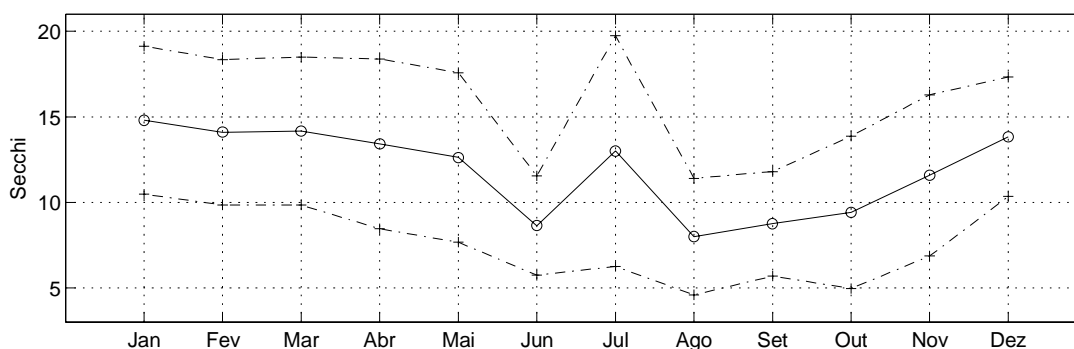


Figura 4.3: Média mensal da profundidade do disco de Secchi entre 2006 e 2012 (linha sólida). As linhas espaçadas são os respectivos desvios padrão somados e subtraídos para cada média mensal.

A *Cla* (Figura 4.4) variou em um intervalo geral de 0,18 à 4,79 mg/m³, com desvio padrão de 0,8 mg/m³ e média geral de 0,74 mg/m³. Analisando o gráfico da variabilidade mensal computada, a *Cla* se comporta com variabilidade regular de fevereiro à abril e durante os meses de inverno há um ligeiro incremento até meados de junho. Nos meses de primavera até o início do verão (outubro a novembro) observa-se uma variabilidade maior, acompanhada pelos máximos valores encontrados na série temporal.

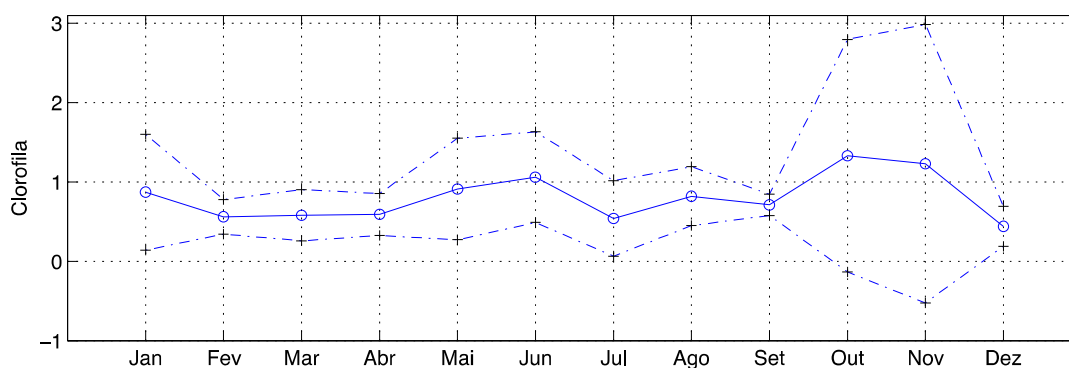


Figura 4.4: Média mensal da Concentração de Clorofila-a (*Cla*) entre 2006 e 2012 (linha sólida). As linhas espaçadas são os respectivos desvios padrão somados e subtraídos para cada média mensal.

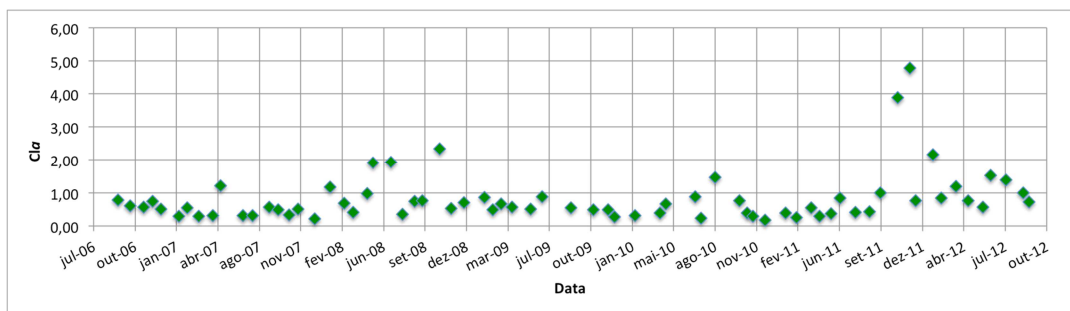


Figura 4.5: Série temporal da Cla (mg/m^3) de cada mês de coleta entre julho de 2006 e outubro de 2012.

A Cla quando avaliada em termos de série temporal contínua (mensal) apresenta um padrão médio de valor em torno do $0,74 \text{ mg}/\text{m}^3$ com alguns valores superiores à $2 \text{ mg}/\text{m}^3$ (Figura 4.5). Observam-se dois períodos na série onde há o incremento significativo da Cla, primeiro em 2008 e segundo em 2011.

Foi efetuada uma análise com o coeficiente de correlação de Pearson entre os parâmetros (salinidade, temperatura, profundidade do disco de Secchi e Cla) com o *script* “corrcoef” do Matlab. Aqueles com valor de correlação significativo, i.e., p-valor menor que 0,05 foram considerados para análise no presente trabalho. Sendo assim, a Tabela (4.2) apresenta os valores de correlação entre os parâmetros e em vermelho aqueles cujo valor foi significativo.

Tabela 4.2: Valores do coeficiente de correlação computados entre os parâmetros oceanográficos analisados no presente trabalho.

	Salinidade	Secchi	Temperatura	Cla
Salinidade	1	-0.0752	-0.0014	-0.1294
Secchi	-0.0752	1	0.3689	-0.5887
Temperatura	-0.0014	0.3689	1	-0.3054
Cla	-0.1294	-0.5887	-0.3054	1

Pelos valores significativos encontrados na análise de correlação, os parâmetros Cl_a , temperatura de superfície e profundidade do disco de Secchi, são razoavelmente correlacionados. A temperatura de superfície do mar tem correlação positiva com a profundidade do disco de Secchi, i.e., com o aumento da temperatura há o aumento da profundidade do disco de Secchi. Por outro lado, a Cl_a tem correlação negativa com a profundidade do disco de Secchi e com a temperatura, sendo assim, o aumento da Cl_a está relacionado com temperaturas baixas e profundidades rasas do disco de Secchi.

4.2 Propriedades Ópticas Aparentes

As reflectâncias espectrais de sensoriamento remoto ($R_{rs}(\lambda)$) determinadas com ambos os radiômetros usados em campo, foram variáveis em formato e magnitude (Figura 4.6a e 4.6b). Como critério de seleção, as estações nas quais os dados continham formatos espectrais ruidosos (bandas de absorção atmosférica ou dados brutos corrompidos) e medidas saturadas, foram eliminadas. Desta maneira, do conjunto de 57 amostras obtidas com o radiômetro Fieldspec, apenas 36 foram consideradas qualitativamente aptas para a análise. Com o radiômetro perfilador Satlântic, das 49 amostras efetuadas, apenas 36 passaram pelos critérios qualitativos. Isso revela a dificuldade de se obter dados radiométricos acurados em campo, devido à sensibilidade das medidas às variações de luminosidade e agitação da superfície do mar (TOOLE et al., 2001). As $R_{rs}(\lambda)$ determinadas com os dois radiômetros (operados tanto dentro quanto fora d'água), para um mesmo experimento englobam 16 das 36 amostras analisadas.

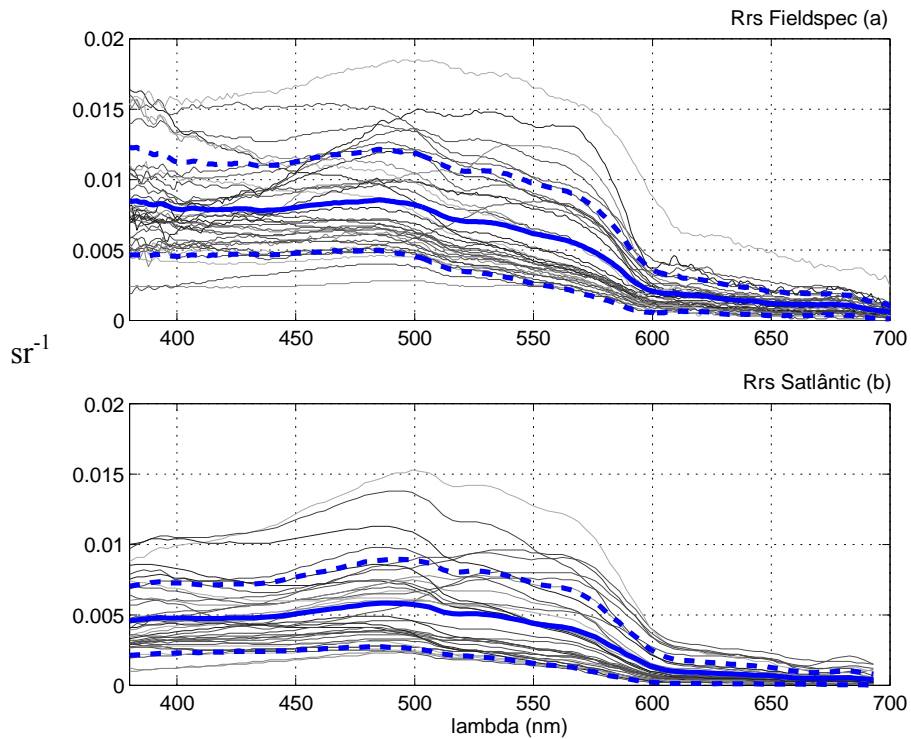


Figura 4.6: Espectros de R_{rs} obtidos com os radiômetros operados acima e abaixo da linha d'água, i.e., Fieldspec (a) e Satlântic (b), entre 380 e 700 nm. As linhas em tons de cinza representam os espectros das 36 estações realizadas com os dois equipamentos (não necessariamente operados na mesma Estação). As linhas azuis, sólidas e pontilhadas representam os valores espectrais médios e calculados com a média ± 1 desvio padrão, respectivamente.

Primeiramente analisamos o comportamento espectral das 36 amostras obtidas com os equipamentos, operados acima e abaixo da linha d'água, não necessariamente na mesma Estação de coleta (mesma data). Na Figura (4.6) os espectros de R_{rs} do Fieldspec (a) e do Satlântic (b) estão distribuídos entre os comprimentos de onda do 380 nm ao 700 nm. Os respectivos valores médios de R_{rs} (± 1 desvio padrão) estão representados na linha sólida azul. É possível notar que as R_{rs} do radiômetro Fieldspec concentram seus valores entre 0,0048 e 0,0114 sr^{-1} (média ± 1 desvio padrão, ou $m \pm 1dp$.) aproximadamente, entre as faixas do azul e do verde (400-500 nm) com

pouca variação de formato neste invólucro espectral. Existe um ligeiro incremento de magnitude entre o 490-500 nm, principalmente nos espectros de R_{rs} que se encontram acima da linha pontilhada referente à $m \pm 1dp$, caracterizando espectros de alta reflectância, em alguns casos isolados. Após estas bandas, a R_{rs} cai nitidamente em sua magnitude, por conta da alta absorção da água no espectro do infravermelho (600-700 nm).

As R_{rs} obtidas com o radiômetro Satlântic revelam formatos espectrais semelhantes às do Fieldspec, entretanto suas magnitudes caíram pela metade, apresentando na faixa entre 400-500 nm valores de R_{rs} entre 0,0025 e 0,0077sr⁻¹ em média. O que se pode observar com os valores médios para cada comprimento de onda é que a variação de valores de R_{rs} obtidas com o radiômetro Fieldspec foi maior, denotado pelos valores de desvios padrão (Tabela 4.3).

Tabela 4.3: Média e desvios padrão das R_{rs} para as bandas da cor do oceano obtidas com os equipamentos Fieldspec (acima d'água) e Satlantic (abaixo d'água). As médias e desvios computados de ambos não correspondem às mesmas estações realizadas, mas sim a todas as estações selecionadas para cada equipamento.

	n	412	443	490	510	555	670
Fieldspec	36	0,0079 ±0,0033	0,0079 ±0,0032	0,0085 ±0,0036	0,0076 ±0,0036	0,0060 ±0,0035	0,0011 ±0,0007
Satlântic	36	0,0047 ±0,0024	0,0049 ±0,0025	0,0058 ±0,0031	0,0054 ±0,0031	0,0043 ±0,0028	0,0005 ±0,0004

Na Tabela 4.3 o cálculo das R_{rs} médias e seus respectivos desvios padrão referentes às 36 estações medidas com os radiômetros e selecionadas com base nos critérios qualitativos são apresentados. Observa-se que para ambos os radiômetros, as

assinaturas médias são equivalentes entre o 412 e 443 nm e maiores entre as faixas do 490 nm e do 510 nm, como já demonstrado na Figura (4.6).

Adicionalmente, o modelo teórico semi-analítico proposto por Morel e Maritorena (2001), foi implementado com a finalidade de verificar a compatibilidade dos dados in situ de R_{rs} com aqueles para águas Caso 1, em determinadas Cl_a definidas pelo usuário do modelo. Nesse modelo teórico, a relação entre as variáveis é notadamente inversa nos comprimentos de onda azul (vide Figura (4.7)). A diminuição significativa da $R_{rs}(\lambda)$ ocorre quando do aumento da Cl_a (de 1 para 5 mg/m^3) em todos os comprimentos de onda, enquanto que para Cl_a menores que 1 mg/m^3 , a $R_{rs}(\lambda)$ é alta nas bandas do azul (412 e 443 nm) e de intermediária à baixa nas bandas verdes (490, 510 e 555 nm).

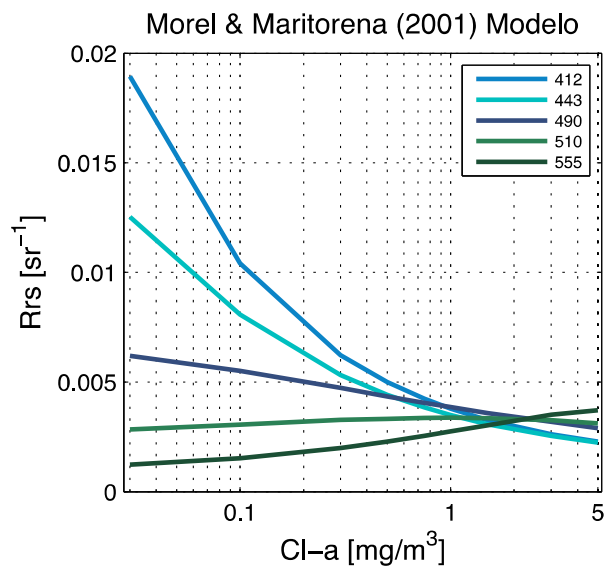


Figura 4.7: As reflectâncias de sensoriamento remoto (R_{rs}) em sr^{-1} , obtidas com a implementação do modelo semi-analítico de Morel e Maritorena (2001) pela Cl_a em escala logarítmica. Cada linha representa uma banda de cor do oceano.

Na Figura (4.7) essa relação é exemplificada onde as linhas coloridas representam a variabilidade da R_{rs} do modelo em relação à Cl_a em cada comprimento de onda. Com estes dados modelados, os valores da R_{rs} medidos *in situ* foram sobrepostos e comparadas nas bandas definidas, assim como as razões de reflectância para os dados de cada radiômetro utilizado.

Na análise por banda, as R_{rs} obtidas *in situ* com o equipamento Fieldspec (Figura 4.8) estão nitidamente deslocadas do eixo definido pelo modelo MM01 em todas as bandas, e seus valores apresentam alta magnitude em relação ao modelo.

Entretanto, algumas R_{rs} possuem alinhamento e uma ligeira sensibilidade em relação à Cl_a nas bandas do azul (412 e 443 nm), demonstrando uma boa coerência com o modelo. Já na relação entre as R_{rs} obtidas com o equipamento Satlântic e as geradas pelo modelo MM01, observa-se que a magnitude dos dados *in situ* neste caso, aproxima-se mais do modelo com boa compatibilidade e frequência. Em comparação ao Fieldspec, as medidas de R_{rs} do Satlântic estão com valores mais divididos em torno do eixo do modelo MM01, inclusive com magnitudes menores, principalmente nas bandas 412 e 443 nm. Entretanto a sensibilidade à Cl_a ainda não é tão clara em todos os dados, com uma alta dispersão (Figura 4.9). Essa disparidade entre a R_{rs} medida e modelada pode ser explicada tanto pelas incertezas das medidas de campo e do próprio modelo, como pela variabilidade natural das propriedades ópticas da Estação, que não são compatíveis com águas Caso 1, i.e., com uma variação independente da matéria orgânica dissolvida e particulada em relação à Cl_a .

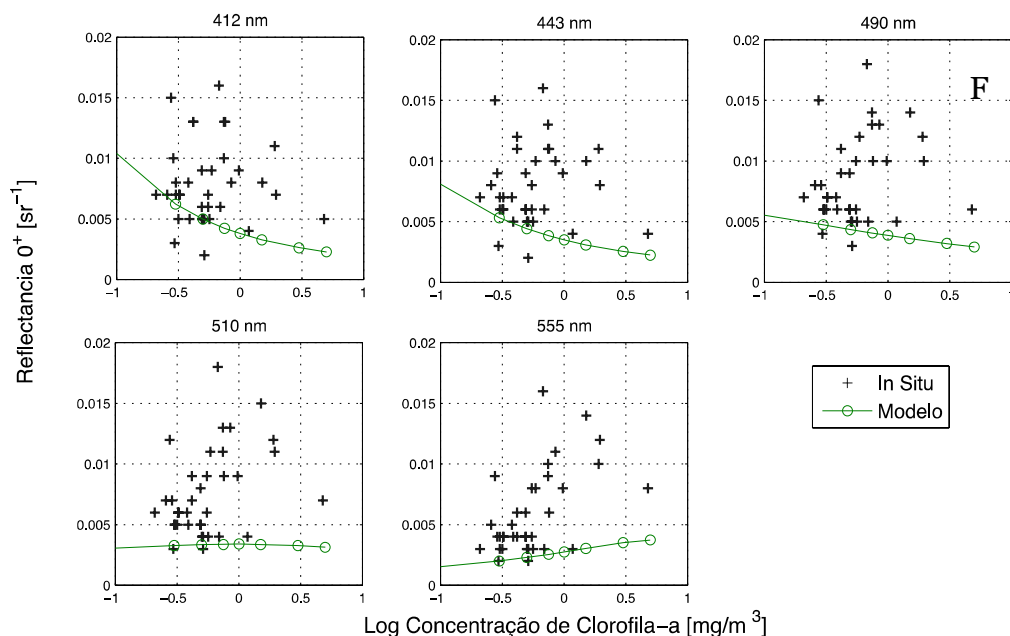


Figura 4.8: As 36 $R_{rs}(\lambda)$ in situ do sensor Fieldspec (cruz '+') com aquelas obtidas do modelo MM01 (círculos 'o' verdes) e o logaritmo da Cla.

Morel (1980) fez uso de medidas de irradiância logo abaixo da superfície, para computar a razão de reflectância irradiante e na comparação entre os dados medidos remotamente (acima da superfície) encontrou diferenças significativas entre estes. O autor destaca a que o sinal remoto combina a informação da própria água, da interface (superfície) e da atmosfera, as quais são perturbações não quistas, sobrepostas ao fluxo radiante o qual se origina logo abaixo da superfície, sendo esta a única informação útil. Sendo assim, a diferença significativa da magnitude de R_{rs} entre os dados Fieldpsec e Satlântic pode ter origem na influência da reflectância especular da superfície e difusa do céu, no espalhamento atmosférico por aerossol, ou no sombreamento da embarcação (MUELLER et al., 2003). O ideal é que estes termos sejam propriamente estimados e removidos do sinal a ser interpretado em termos de cor do oceano.

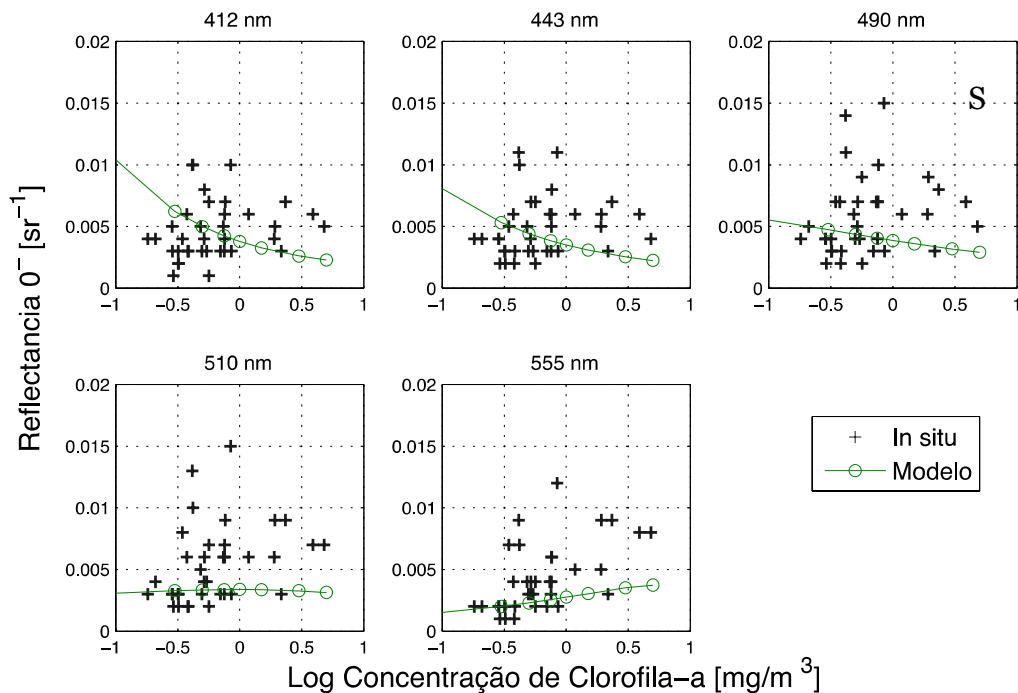


Figura 4.9: As 36 $R_{rs}(\lambda)$ *in situ* do sensor Satlântic (cruz '+') com as obtidas do modelo MM01 (círculos 'o' verdes) e o logaritmo da Cla.

Doxaran et al., (2004) avaliou com medidas efetuadas acima d'água, os efeitos da reflectância da superfície da água no sinal de radiância ascendente (L_w) em diferentes condições de iluminação, para águas de região estuarina e costeira. Os autores encontraram efeitos da reflectância de superfície em todas as condições de iluminação, altamente variáveis e sempre significativos. Por exemplo, na condição de céu limpo mais de 50% do sinal da L_w é proveniente da reflectância da superfície para comprimentos de onda menores que 500 nm. Em condições de incidência de luz difusa, esta se torna predominante (80% do sinal de L_w). Independente da posição de visada, a radiância medida do céu foi altamente sensível, especialmente sob condições de céu limpo, resultando em grande variabilidade da L_w (DOXARAN et al., 2004).

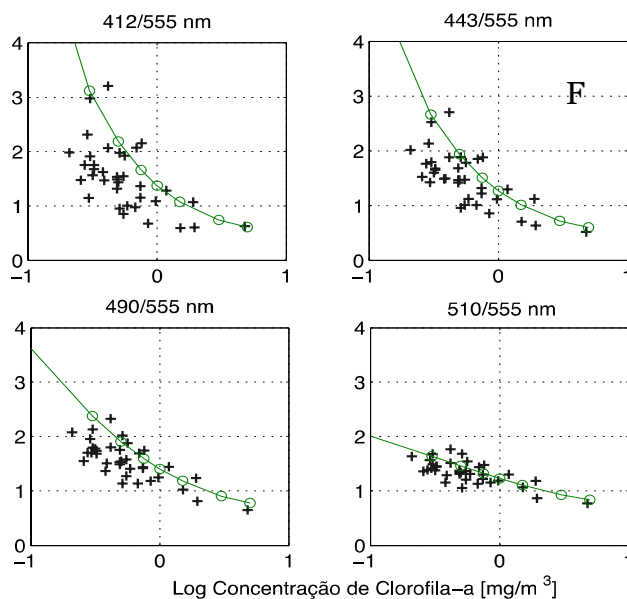


Figura 4.10: Razões de banda de R_{rs} para os dados do FieldSpec (cruz '+'), contrastados com as razões de banda do modelo MM01 (círculos 'o' verdes). A Cla está em escala logarítmica.

As razões das bandas R_{rs} para os dados do Fieldspec melhoram a identificação com o modelo MM01 (Figura 4.10). Mesmo assim, existem dados que acompanham a curva de razões por MM01, porém distanciadas da mesma. A razão de bandas que tem valores mais dispersos é 412/555 nm, apesar da variância (desvio padrão) das R_{rs} do 412 nm não ser superior às outras bandas.

Já nos dados Satlantic (Figura (4.11)), os dados da banda 412 nm superaram a dispersão daqueles observados para os dados Fieldspec (Figura (4.10)), entretanto em todas as bandas, as razões de reflectância se distribuíram melhor ao longo do eixo do MM01, sendo estes hipoteticamente mais sensíveis às variações da Cla.

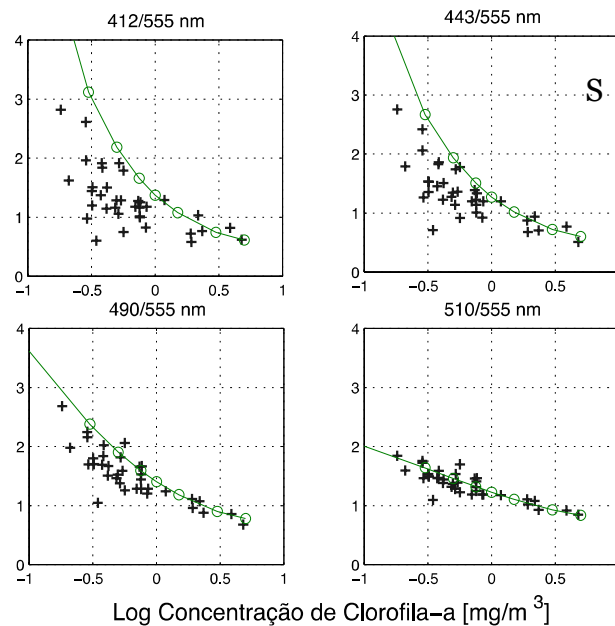


Figura 4.11: Razões de banda de R_{rs} para os dados do Satlântic (cruz '+'), contrastados com as razões de banda do modelo MM01 (círculos 'o' verdes). A Cla está em escala logarítmica.

Em ambos (Fieldspec e Satlântic) tanto as R_{rs} quanto as razões de banda de R_{rs} , contrastadas com o MM01, demonstraram que principalmente nas bandas do azul (412 e 443 nm), existem diversos dados de R_{rs} e suas respectivas razões por 555 nm que retornam o mesmo intervalo de valores correspondentes à Cla. Essa ambiguidade causada por efeitos ambientais nas medidas in situ de R_{rs} (como a reflectância da superfície do mar) ou por variabilidade dos constituintes ópticos, pode afetar os modelos de estimativa da Cla, diminuindo o desempenho dos modelos tanto empíricos que usam razões de banda, e mais ainda dos semi-analíticos, que são mais sensíveis aos dados de entrada (R_{rs}). Este é um fator importante que precisa de atenção ao analisar os dados dos modelos bio-ópticos.

Medidas simultâneas de ambos os equipamentos foram adquiridas em apenas 16 das 36 campanhas selecionadas, e serão analisadas a seguir:

A comparação estatística entre as R_{rs} das medidas nas mesmas estações (16) permitiu verificar a compatibilidade e possíveis discrepâncias entre os métodos de amostragem (Figura 4.12). O coeficiente de determinação (Tabela 4.4) indica que o modelo de regressão linear explica 60% das medidas entre os equipamentos. Entretanto há um viés médio de $0,002 \text{ sr}^{-1}$ entre as medidas com tendência à maiores valores de Fieldspec em relação aos de Satlântic. As maiores dispersões se encontram nas bandas do azul (412 e 443 nm), corroborando o que foi verificado nas análises das R_{rs} e nas razões de banda com o MM01.

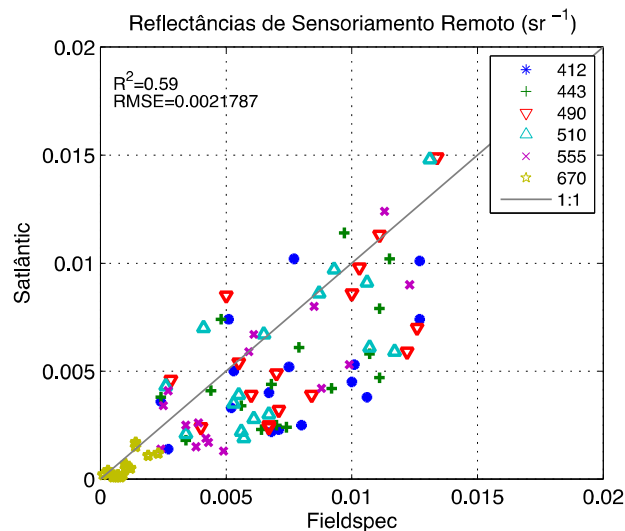


Figura 4.12: Dispersão entre os dados medidos com os equipamentos Fieldspec e Satlântic.

As estatísticas do modelo linear R^2 e RMSE e as bandas analisadas estão indicadas no lado esquerdo e direito respectivamente.

Tabela 4.4: Estatísticas do modelo de regressão linear sobre os dados de Fieldspec e Satlântic comparados.

	n	intercepto	inclinação	R^2	RMSE	viés (bias)
F x S	16	0,0001	0,706	0,60	0,0022	0,002

O viés pode ser explicado pela diferença entre os métodos de medida acima e abaixo da superfície do mar, que no primeiro caso (Fieldspec) pode sofrer efeitos da reflectância difusa do céu (MOREL, 1980; FOUGNIE et al., 1999) e no segundo caso (Satlântic), efeito das ondas, sombreamento da embarcação e limitações do próprio instrumento (DIERSSEN; SMITH, 1997). Com os meios qualitativos disponíveis, não foi possível estabelecer qual o melhor método de medida, entretanto é necessário considerar estes fatores ao analisar os resultados dos modelos bio-ópticos testados com estes dados.

Os 16 pares de medidas de ambos equipamentos, nas bandas de R_{rs} , assim como nas razões de R_{rs} foram contrastados. Observa-se que mesmo nestes casos, onde os equipamentos colheram dados na mesma Estação, existem discrepâncias entre as medidas, dispersas de modo aleatório com a variabilidade da Cl_a , exceto alguns casos onde os dados são exatamente compatíveis no gráfico (Figura 4.13). Nas razões de banda (Figura 4.14) existe a mesma aleatoriedade, porém cada dado de Fieldspec encontra-se próximo a algum dado de Satlântic, revelando que a razão de banda foi eficiente em remover efeitos de geometria e de iluminação, permitindo contrastar os dados de diferentes equipamentos sensores.

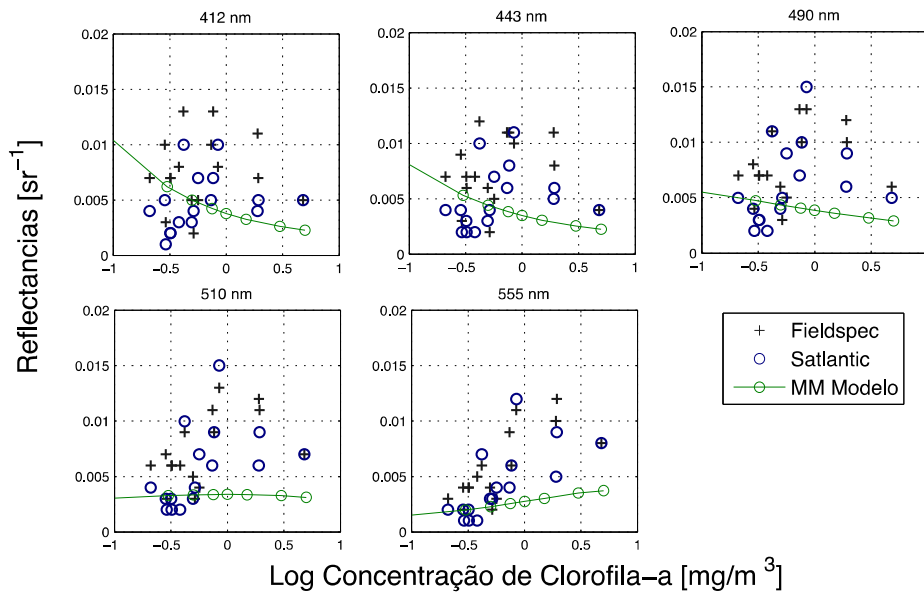


Figura 4.13: Os 16 pares de $R_{rs}(\lambda)$ in situ dos sensores Fieldspec ('+') Satlântic ('o' azul) com as obtidas do modelo MM01 ('o' verde) e o logaritmo da Cl_a .

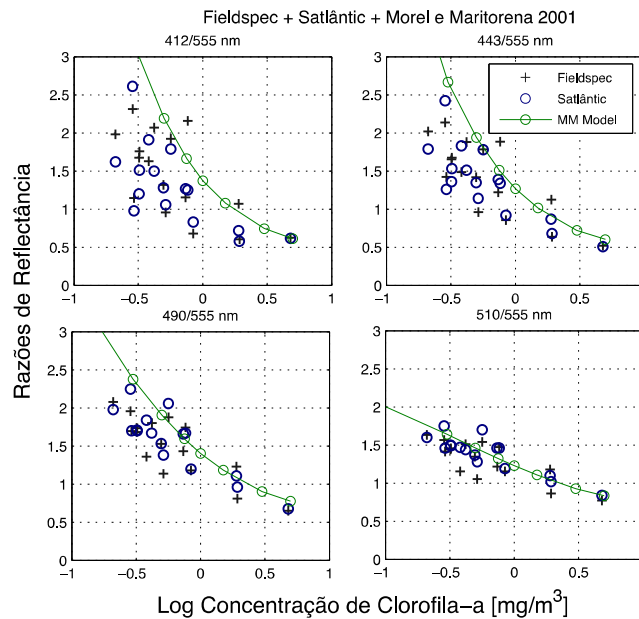


Figura 4.14: Razões de banda de R_{rs} para os 16 pares de dados do Fieldspec ('+'), Satlântic ('o' azul), contrastados com as razões de banda do modelo MM01 ('o' verde).

A Cl_a está em escala logarítmica.

Posteriormente, os 16 pares de medidas *in situ* foram comparadas com dados originados pela implementação de algoritmos de reflectância (MM01 e OC4V4) nas

suas razões máximas de banda (RMB). Essa razão permite isolar os efeitos geométricos e ruídos embutidos nas R_{rs} melhorando distinguir características e assinaturas e a comparação entre os modelos.

Nota-se na Figura (4.15) uma pequena distância entre as curvas dos modelos (linhas sólidas), principalmente nos valores de Cl_a menores ($<1 \text{ mg/m}^3$), onde o OC4V4 começa a subestimar levemente a Cl_a . Da mesma maneira os dados *in situ* de ambos equipamentos se posicionam abaixo das curvas de modelos estimando a Cl_a com valores menores que 1 mg/m^3 . Se a R_{rs} *in situ* for maior na banda do 555 nm, a RMB será menor, o que está relacionado com valores altos de Cl_a (de 1 a 5 mg/m^3). Por outro lado, se a R_{rs} *in situ* for maior nas bandas do 443, 490 ou 510 nm, a RMB será maior, relacionado com valores de Cl_a menores que 1 mg/m^3 .

Considerando que nos modelos foram computadas R_{rs} para Cl_a de no mínimo $0,03 \text{ mg/m}^3$ e o menor valor encontrado para a série da Estação foi $0,20 \text{ mg/m}^3$, os dados *in situ* não ultrapassaram valores de RMB de 3. Há que se considerar que o modelo MM01 é desenvolvido para águas Caso 1, não necessariamente representando os tipos de água presente nesta análise. Neste gráfico da Figura (4.15), também é interessante notar a concordância entre dados de Fieldspec e Satlântic, que em grande parte tiveram boa correspondência, apesar do viés encontrado entre eles no modelo de regressão linear. Tanto nesta comparação, quanto nas razões de banda de R_{rs} quando dos equipamentos em separado, a ambiguidade entre diferentes RMB para a mesma Cl_a ainda é evidente, principalmente quando de Cl_a menores que 1 mg/m^3 , sendo estes valores em maior quantidade nos dados.

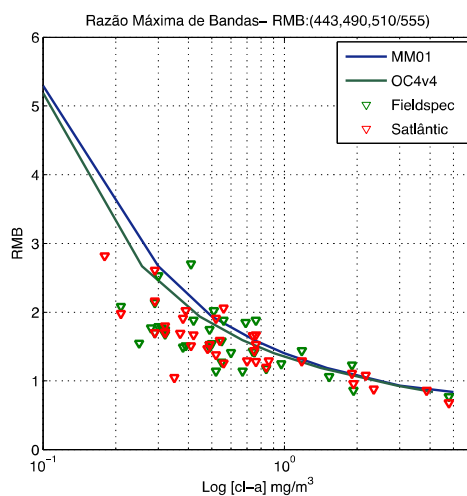


Figura 4.15: Razão máxima de bandas (RMB) com as saídas dos modelos MM01 e OC4V4 e dados *in situ* dos equipamentos Fieldspec e Satlântic, obtidos na mesma Estação realizada. O modelo MM01 é representado pela linha azul escura, o OC4V4 pela linha verde escura, e os dados de Fieldspec e do Satlântic, nos triângulos verdes e vermelhos respectivamente. A *Chl a* está em escala logarítmica.

A comparação dos dados *in situ* com os modelos (OC4V4 e MM01), foram importantes para avaliar a variabilidade e consistência dos dados, permitindo com estes a aplicação dos testes empíricos e semi-analíticos para estimar a *Chl a*.

4.3 Propriedades Ópticas Inerentes

Amostras de água foram analisadas para determinar a absorção dos principais constituintes opticamente ativos em superfície: o fitoplâncton, o detritos (partículas não algais) e o material orgânico colorido dissolvido (MOCD). Estes foram calculados para o espectro do visível (400-700nm) contabilizando sua variabilidade média, desvios padrão, e coeficiente de variação. Do campo 20 ao 90, a quantidade de estações contendo os três constituintes disponíveis para análise simultaneamente somaram 62. Algumas estações não continham a_{ph} ou a_{det} ou ainda a_{mocc} e por vezes

continham valores negativos, sendo necessário descartá-los para o completo entendimento e aplicabilidade neste estudo.

Os constituintes bio-ópticos variaram em seus valores conforme Tabela (4.5), para o 443 nm. A absorção total a foi computada, incluindo o valor de $a_w = 0,007$ (POPE e FRY, 1997). O a_{ph} , a_{mocd} e o a_{det} variaram em uma ordem de magnitude (0,01 à 0,20 m^{-1}). Entretanto o coeficiente de variação (variabilidade em relação à média) do a_{det} foi de 96%, indicando que a presença do mesmo não é estável nestas estações. O a_{ph} tem presença variável (60%) e o a_{mocd} é o constituinte mais estável nesta Estação (56%), entretanto todos eles ocorrem de maneira aleatória, indicando a presença de forçantes externas que contribuem para esta alta variabilidade.

Tabela 4.5: Estatísticas dos Coeficientes de Absorção no 443 nm (m^{-1}) para as 62 estações amostradas *in situ* e a porcentagem relativa média referente à absorção total dos coeficientes a_t , incluindo da água a_w .

443 nm	a_{ph}	a_{mocd}	a_{det}
máximo	0,20	0,20	0,13
média	0,06	0,07	0,02
mínimo	0,01	0,02	0,00
des. pad.	0,03	0,04	0,02
CV%	60,0	56,5	96,1
% relativa	35,6	46,2	14,0

A porcentagem relativa revela qual o constituinte dominante na Estação, indicando a porcentagem de magnitude diante da magnitude total a . O a_{mocd} com 46,2%, representou quase a metade do domínio da absorção nesta Estação, enquanto que o a_{ph} representou 35,6% e o detritos (partículas não algais) apenas 14%. Esses dados indicam uma carga de material orgânico provavelmente de origem autoctone, e alóctone, i.e., não somente oriundas da degradação do fitoplâncton local. A baixa porcentagem de detritos é coerente com o encontrado para águas Caso 1 (BRICAUD et al., 1998), embora a origem desta variabilidade seja pouco conhecida. Na Figura (4.16), a série temporal dos coeficientes de absorção contabilizados para cada mês, mostra a tendência de variabilidade anual do a_{ph} , a_{mocd} e o a_{det} , do conjunto total de 62 amostras.

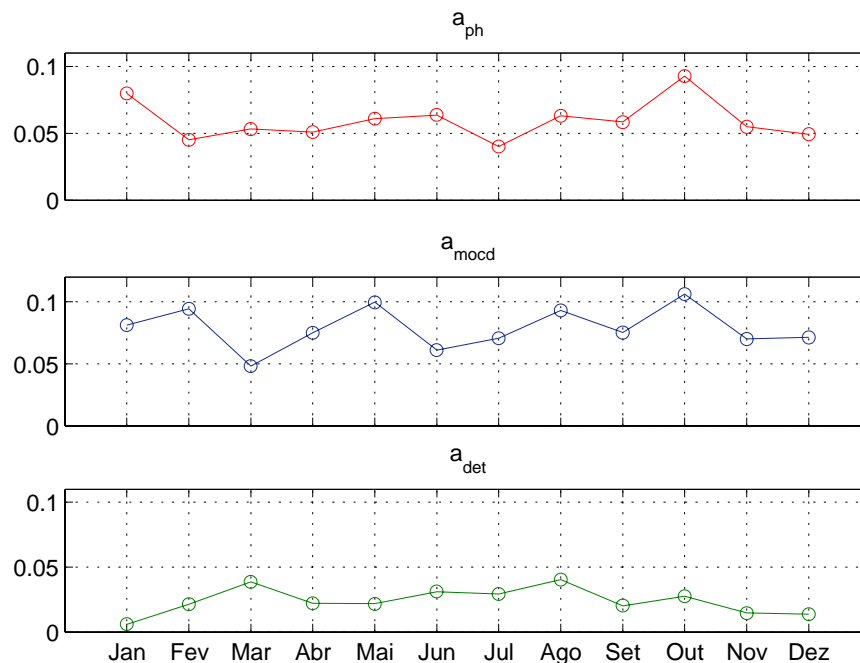


Figura 4.16: Série temporal dos coeficientes de absorção médios mensais (m^{-1}), para o a_{ph} , a_{mocd} e o a_{det} .

Aparentemente o a_{ph} está correlacionado com a presença de a_{mocd} , visto que um incremento da absorção pelo fitoplâncton é acompanhado pelo incremento da absorção pelo MOCD. O a_{det} , também apresentou comportamento de covariação, com o a_{ph} , com exceção do mês de janeiro, onde o a_{ph} apresenta um aumento que não é acompanhado pelo a_{det} e a_{mocd} .

O diagrama triangular mostrado na Figura (4.17), revela a maior contribuição do fitoplâncton (entre 10-70%) e MOCD (20-90%), e a pouca contribuição de detritos (menos de 10 até 40%) na absorção com apenas algumas exceções para estas 62 estações amostradas.

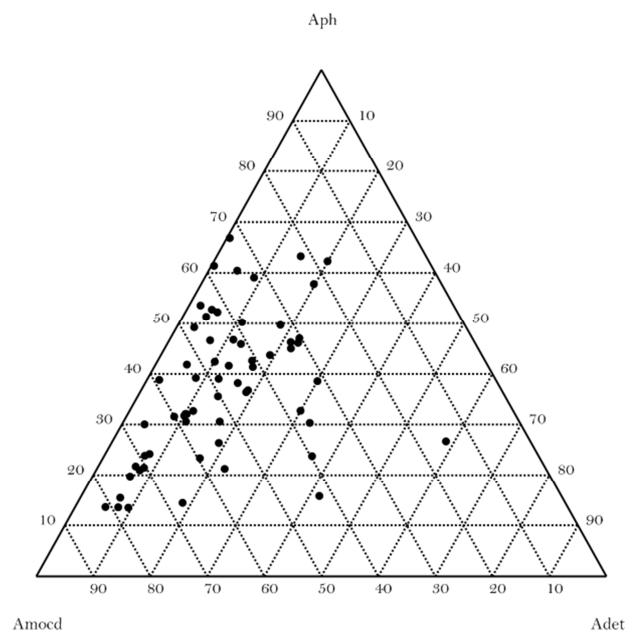


Figura 4.17: Diagrama triangular com a porcentagem relativa dos coeficientes de absorção do fitoplâncton, MOCD e detritos, em relação à absorção total, incluindo a absorção da água pura.

O MOCD covaria com o fitoplâncton em contribuição de absorção e por vezes a complexidade aumenta quando a contribuição do detritos se torna maior, como nos pontos observados no meio do triângulo da Figura (4.17). O incremento proporcional

da contribuição do detritos é predominante nos meses de verão, com pico em março (Figura 4.16), indicando que a presença aleatória deste constituinte deve-se ao aporte de material de origem terrestre, originado em períodos de maior pluviosidade. Esse comportamento de covariância é típico de águas Caso 2 (IOCCG, 2000).

Para as 36 estações onde foram obtidos dados radiométricos com o Fieldspec, a caracterização bio-óptica é estudada a seguir. A variabilidade observada nos constituintes opticamente ativos são relacionadas à variabilidade esperada dos espectros de reflectância obtidos em campo pela relação de Gordon et al., (1988) entre as POI e POA.

4.3.1 Absorção pelo fitoplâncton (a_{ph})

O coeficiente de absorção do fitoplâncton (a_{ph}), foi normalizado pela Cla em cada Estação gerando o coeficiente de absorção específico do fitoplâncton (a_{ph}^*). Utilizamos o a_{ph}^* para avaliar a variabilidade e as estatísticas univariadas e compará-las com outros estudos.

Neste caso, a variabilidade é bem pronunciada e praticamente restrita entre as curvas da média $\pm 1,96$ desvio padrão (ou seja, 95% dos dados, abreviado aqui por $m \pm 1,96dp$) (Figura 4.18). Entretanto, as duas curvas se mostram diferenciadas do invólucro estabelecido dentro de $m \pm 1,96dp$. A curva de maior magnitude, com máximo de $0,4 \text{ m}^2\text{mg}^{-1}$ (no 443 nm), pode estar relacionada ao efeito empacotamento devido à mudanças no tamanho das células e à concentração dos pigmentos internos (e diversidade na composição desses pigmentos), ou à diferentes espécies fitoplanctônicas

(BRICAUD et al., 2004), embora tal magnitude não tenha sido encontrada em outros trabalhos.

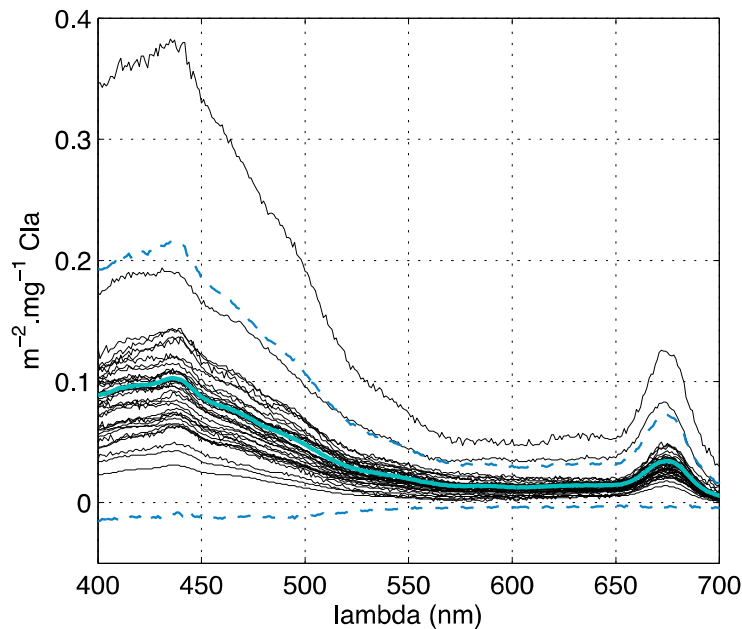


Figura 4.18: Coeficiente de absorção específico do fitoplâncton ($a_{ph}^*(\lambda)$) em m^2mg^{-1} , normalizado pela *Cla* ao longo do espectro do visível (400-700 nm). As linhas azul e verdes são a média as curvas de $\pm 1,96$ desvios padrão para o conjunto de coeficientes, respectivamente.

Sendo assim, este espectro pode ser classificado como um *outlier* por ocasião da notável diferença de magnitude aos demais espectros, necessitando de uma análise mais detalhada para estabelecer as causas desta anomalia. As duas curvas acima deste invólucro espectral estabelecido ($m \pm 1,96dp$), inclusive a curva sobreposta ao $m + 1,96dp$, foram separadas do conjunto que representa a variabilidade principal desta Estação ($n=34$), entretanto o conjunto total ($n=36$) também foi analisado.

Na Tabela (4.6) encontram se as estatísticas univariadas de a_{ph}^* computadas para a banda do 443 nm, nos dois conjuntos estabelecidos (34 e 36 espectros). Para o

conjunto total (n=36), o a_{ph}^* tem uma variação de 55,5% e o intervalo de valores é de 0,03 a 0,36 m^2mg^{-1} , com valor médio de 0,1 m^2mg^{-1} . Os respectivos valores para águas Caso 1 (BRICAUD et al., 1995) variaram entre 0,01 e 0,18 m^2mg^{-1} e a média se aproximou de 0,1 m^2mg^{-1} , no entanto para *Cl*a menores que 0,03 mg/m^3 .

Tabela 4.6: Valores médios ($\pm 1,96$ desvio padrão), mínimos, máximos e coeficiente de variação (CV) para o a_{ph}^* (443) referente aos espectros totais (n=36) e aqueles dentro do invólucro $m \pm 1,96dp$ (n=34).

a_{ph}^* (443)	média $\pm 1,96dp$	máximo	mínimo	CV(%)
n=36	0,098 \pm 0,054	0,36	0,03	55,5
n=34	0,082 \pm 0,025	0,13	0,03	30,0

Uma vez que os valores mínimos e médios de *Cl*a desta Estação são de 0,21 e 0,74 mg/m^3 respectivamente, o a_{ph}^* médio encontrado (n=36) é o dobro do esperado pelo modelo de Bricaud et al., (1995). Segundo este modelo, para *Cl*a de 0,3 a 1 mg/m^3 , o a_{ph}^* no 443 nm está em torno de 0,05 m^2mg^{-1} . Há de se considerar que o modelo proposto por Bricaud et al., (1995) foi parametrizado com dados adquiridos em estações oligotróficas à eutróficas, entretanto podem não contemplar as variações encontradas no presente estudo.

Considerando apenas o intervalo dentro de $m \pm 1,96dp$ (n=34), observamos com maiores detalhes a variação espectral do a_{ph}^* na Figura (4.19). Os espectros que antes eram suaves, agora apresentam um pico de máximo em torno do 440 nm e outro menor em 670 nm. No 443 nm, o a_{ph}^* varia em 30%, com média de 0,082 m^2mg^{-1} , mínimo e máximos entre 0,03 e 0,013 m^2mg^{-1} , concordando com o intervalo de valores encontrados em Bricaud et al., (1995).

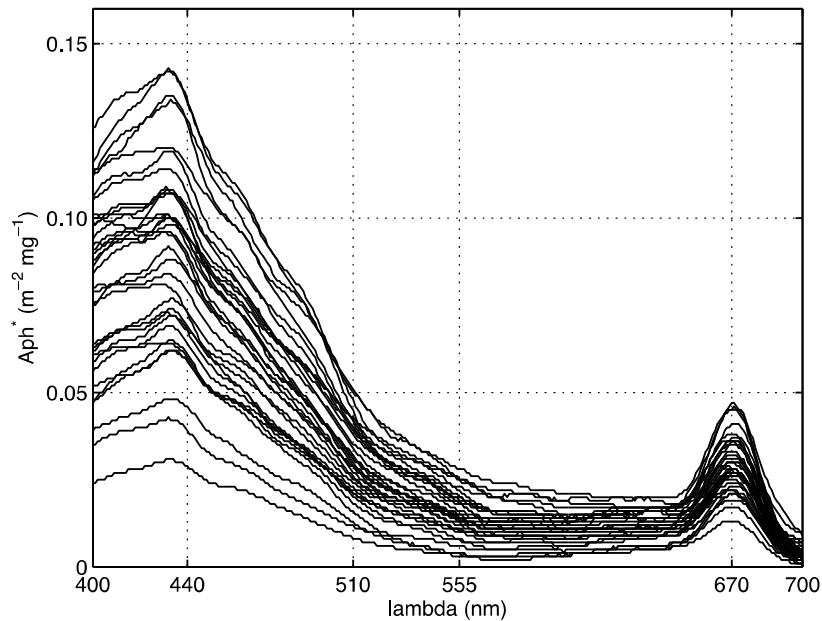


Figura 4.19: Curvas de variabilidade espectral do a_{ph}^* ($m^2 mg^{-1}$) dentro do intervalo de $m \pm 1dp$ entre 400 e 700 nm.

O a_{ph}^* médio *in situ* ($n=34$) foi comparado com o modelado pela função de ajuste de potência (B95) no intuito de observar as diferenças e inferir a possível origem destas variabilidades. No gráfico da Figura (4.20), o espectro médio de a_{ph}^* *in situ* (linha sólida), tem sua máxima absorção em $0,13 m^2 mg^{-1}$ (nm) e acompanha em formato o espectro do a_{ph}^* B95, entretanto este tem sua absorção máxima em aproximadamente $0,05 m^2 mg^{-1}$, sendo ainda praticamente a metade do computado *in situ*. Babin et al., (2003) encontrou diferenças entre o a_{ph}^* médio *in situ* e o modelado pela mesma função (B95), atribuindo-as pela variabilidade no tamanho da célula fitoplanctônica em relação às parametrizadas pelo modelo. Em geral, os altos valores de a_{ph}^* são atribuídos à células pequenas ($< 2\mu m$, picoplâncton) e valores de Cla baixos ($< 2,5 mg/m^3$), como foi encontrado para o Canal Inglês em Babin et al., (2003).

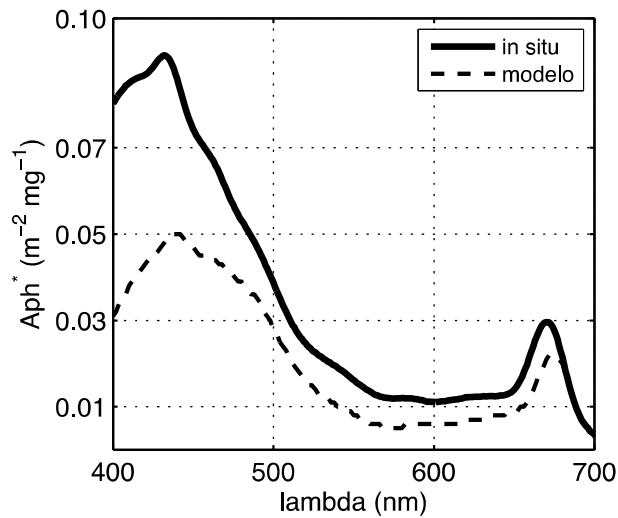


Figura 4.20: Curvas de a_{ph}^* *in situ* médio (linha sólida) e modelado (linha pontilhada) pelo modelo B95 no intervalo de 400-700 nm.

Em Ciotti et al., (2002), o picoplâncton é responsável pelas maiores magnitudes de a_{ph}^* . O tamanho das células fitoplanctônicas resulta em um baixo efeito empacotamento (BRICAUD; MOREL, 1986), explicando de alguma maneira o motivo dos a_{ph}^* *in situ* estarem acima dos valores de a_{ph}^* modelados (B95). Como o modelo B95 diverge em parte aos dados *in situ*, a aplicação deste nas águas costeiras da Estação Ubatuba pode resultar em erros de estimativa de a_{ph}^* pela Cla. Em geral, o formato espectral de B95 corresponde ao encontrado na Estação e a variação de magnitude deve ser relativo às características de classe de tamanho das espécies fitoplanctônicas, que talvez não tivessem sido contempladas no modelo proposto, assim como relata o estudo de Babin et al., (2003). Por exemplo, a região de estudo pode ser mais dominada por grupos fitoplanctônicos menores, com maior a_{ph}^* , em águas com Cla equivalentes aos usados no modelo B95. De acordo com Aidar et al., (1993), as águas costeiras de Ubatuba são de fato em geral dominadas por grupos pequenos, de pico e nanoplâncton.

4.3.2 Absorção pelo MOCD (a_{mocc})

Os coeficientes de absorção para o material orgânico colorido dissolvido (a_{mocc}), foram calculados e seus espectros estão na Figura (4.21). O valor médio do a_{mocc} no 443 nm foi de 0,08 m⁻¹, com máximo de 0,21 m⁻¹, variando em 62,8% (Tabela 4.7). Os espectros fora do invólucro de $m \pm 1,96dp$ não foram eliminados por não se tratarem de *outliers*. Os valores de $a_{mocc}(443)$ são próximos aos encontrados por Babin et al., (2003) ($a_{mocc}(443)$ de 0,04 a 0,30 m⁻¹) e por Warnock et al., (1999) ($a_{mocc}(442)$ de 0,06 a 0,21 m⁻¹) em transectos ao longo da costa para o Mar do Norte. Negri (2009), encontrou para a pluma do Rio São Francisco, valores de $a_{mocc}(443)$ entre 0,03 e 0,70 m⁻¹, considerando entretanto que, o aporte estuarino da pluma é diferenciado das condições encontradas na Estação Ubatuba. Carvalho (2009), encontrou valores de $a_{mocc}(443)$ entre 0,04 e 0,43 m⁻¹ para as estações amostradas ao largo da PCSE paralelas à costa do litoral de São Paulo, na desembocadura do estuário de Santos. Segundo esta autora, os valores aumentam conforme a proximidade com a desembocadura do estuário em uma ordem de magnitude. Os valores de $a_{mocc}(443)$ encontrados por esta autora para as áreas mais oceânicas da plataforma são próximos aos da série temporal da Estação Ubatuba e confirmam a variabilidade deste no presente trabalho.

Tabela 4.7: Valores médios ($\pm 1,96$ desvio padrão), mínimos, máximos e coeficiente de variação (CV) para o a_{mocd} (m^{-1}) no 443 nm e para o S_{mocd} (nm^{-1}).

443 nm	n	média $\pm 1,96dp$	máximo	mínimo	CV%
a_{mocd}	35	0,08 \pm 0,05	0,21	0,001	62,8
S_{mocd}	35	0,015 \pm 0,004	0,027	0,008	28,8

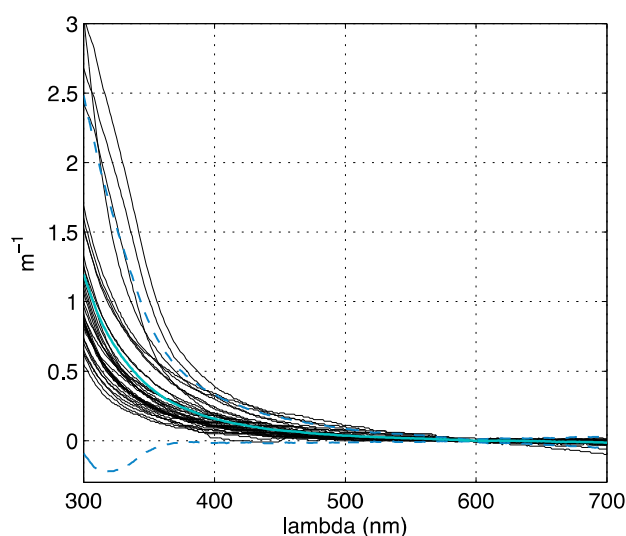


Figura 4.21: Coeficiente de absorção do MOCD $a_{mocd}(\lambda)$ (m^{-1}), ao longo do espectro do visível (400-700 nm). As linhas azul e verdes são a média $\pm 1,96$ desvios padrão para o conjunto de coeficientes, respectivamente.

A inclinação espectral S_{mocd} para este conjunto de dados variou entre um mínimo de $0,010 \text{ nm}^{-1}$ e máximo de $0,025 \text{ nm}^{-1}$, com média de $0,015 \text{ nm}^{-1}$, e um coeficiente de variação de 28,8% (Figura 4.22). Warnock et al., (1999) encontrou S_{mocd} variando entre $0,016$ e $0,023 \text{ nm}^{-1}$ e Babin et al., (2003) encontrou S_{mocd} entre $0,011$ e $0,025 \text{ nm}^{-1}$, sendo muito semelhante aos valores encontrados neste trabalho, demonstrando a boa consistência dos dados e comparabilidade com outras regiões costeiras e oceânicas.

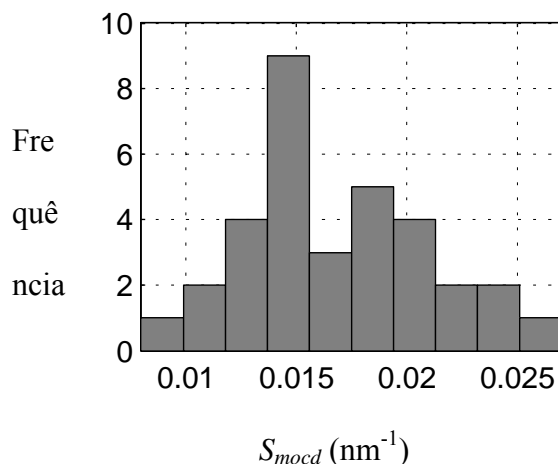


Figura 4.22: Histograma de frequência da inclinação espectral S para o coeficiente de absorção do MOCD a_{mocd} (nm^{-1}).

4.3.3 Absorção pelos detritos (a_{det})

O coeficiente de absorção de detritos (partículas não algais) a_{det} foi computado para o intervalo espectral de 300-700 nm e incluindo invólucro espectral entre média $\pm 1,96$ desvio padrão (Figura 4.23). Seu valor médio foi de $0,019 \text{ m}^{-1}$ com intervalo entre $0,001$ a $0,06 \text{ m}^{-1}$ no 443 nm (Tabela 4.8). O coeficiente de variação foi de 85%, indicando pouca homogeneidade na presença deste constituinte. O coeficiente teve um intervalo total de $0,0001$ à $0,38 \text{ m}^{-1}$, independente do comprimento de onda. O coeficiente de inclinação espectral S_{det} variou entre $0,009 \text{ nm}^{-1}$ e $0,021 \text{ nm}^{-1}$, onde o S_{det} médio foi de $0,013 \pm 0,003 \text{ nm}^{-1}$ (Figura 4.24). Roesler et al., (1989) encontrou em águas produtivas intervalo de $a_{det} = 0,02$ a $0,19 \text{ m}^{-1}$, com $S_{det} = 0,011 \text{ nm}^{-1}$. Shen et al., (2012), em águas costeiras adjacentes à desembocadura de um estuário na China, encontrou a_{det} variando entre $0,01$ e $0,23 \text{ m}^{-1}$, e S_{det} de $0,008$ à $0,011 \text{ nm}^{-1}$. Babin et al., (2003), encontrou valor médio de $S_{det} = 0,0123 \text{ nm}^{-1}$ para águas costeiras da Europa. Sendo assim o coeficiente encontrado neste trabalho corrobora os estudos para

águas costeiras, onde existe aporte de sedimentos, entretanto como a Estação Ubatuba é distante 18 milhas náuticas da costa, a influência dos sedimentos e material em suspensão é diminuta, perfazendo uma pequena porcentagem em relação à absorção do material particulado total (vide Tabela 4.4).

Tabela 4.8: Valores médios ($\pm 1,96$ desvio padrão), mínimos, máximos e coeficiente de variação (CV) para o a_{det} no 443 nm (m^{-1}) e para o S_{det} (nm^{-1}).

443 nm	n	média $\pm 1,96dp$	máximo	mínimo	CV%
a_{det}	36	0,019 \pm 0,02	0,06	0,001	83,5
S_{det}	36	0,013 \pm 0,003	0,021	0,009	22,1

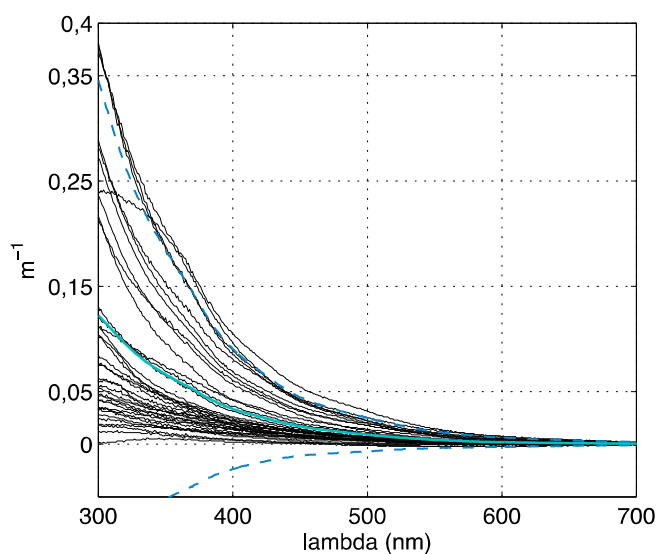


Figura 4.23: Espectro de absorção das partículas não algais a_{det} (detritos), entre 300-800 nm, em verde a média e as curvas de média $\pm 1,96$ desvio padrão em azul.

Não foram encontrados relatos sobre a variabilidade dos detritos para a região ao largo da PCSE, sendo este talvez, o primeiro relato para o litoral norte de São Paulo.

Os coeficientes médios encontrados nestas 36 estações, se comportaram na maioria das vezes como águas complexas do tipo Caso 2.

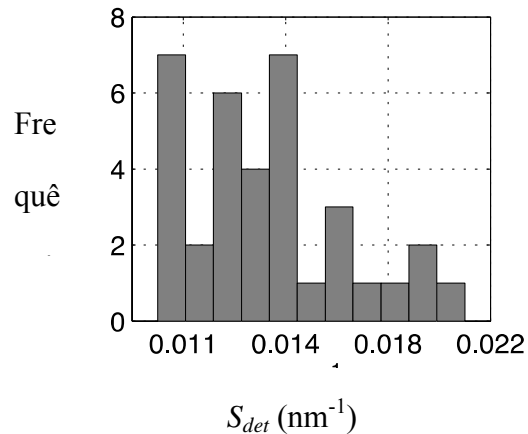


Figura 4.24: Histograma da frequência de inclinação espectral S_{det} para o coeficiente de absorção dos detritos a_{det} (nm^{-1}).

Os trabalhos citados confirmam que o intervalo para a Estação Ubatuba, é abrangente e este constituinte é altamente variável. A Figura (4.25) apresenta um esquema dos espectros de absorção médios calculados para este conjunto de dados.

Pela relação descrita em Gordon et al., (1988), a variabilidade na R_{rs} é diretamente proporcional à parcela de variabilidade do a_{ph}^* em relação ao total. Essa variabilidade foi calculada, incluindo a absorção da água pura, no 443 nm (POPE e FRY, 1997). Os coeficientes médios no 443 nm foram obtidos, e somados originando a absorção total. Sendo assim encontramos que 59% de variabilidade esperada nos espectros de R_{rs} é originária do a_{ph} . Podemos concluir então que nem o MOCD nem o fitoplâncton dominam a Estação, mas existe uma codominância, já que ambos dividem grande parcela da absorção da luz no meio aquático. Sendo assim, a classificação bio-

óptica deste tipo de água trata-se de Caso 2, confirmando a análise com o diagrama triangular anteriormente citado (Figura 4.17).

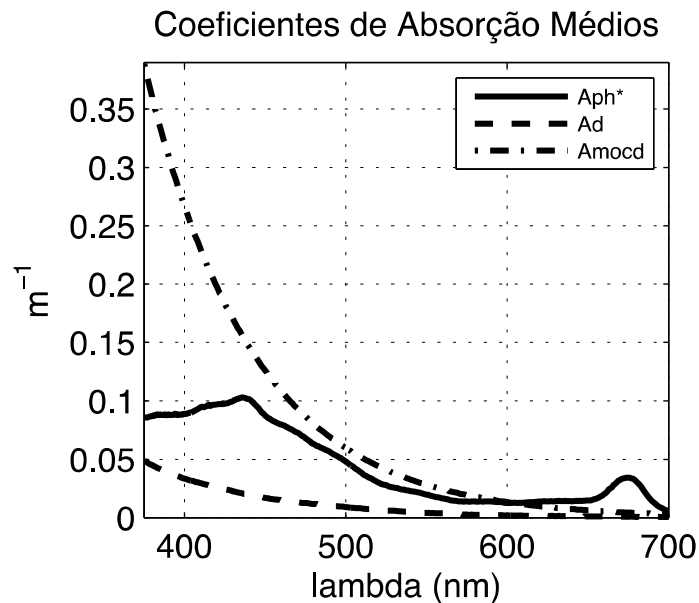


Figura 4.25: Coeficientes de absorção médios para o conjunto de dados obtidos simultaneamente com a radiometria do Fieldspec (n=36). A linha sólida corresponde ao coeficiente de absorção específico do fitoplâncton a_{ph}^* e as linhas pontilhadas ao detritos a_{det} e material orgânico colorido dissolvido a_{mocd} .

Como os trabalhos anteriores na área de estudo indicam a presença de células pico, ultra e nanoplânctônicas (2 a 20 μm), como os cocolitoforídeos e os flagelados (AIDAR et al., 1993) esperava-se um valor mais elevado de a_{ph}^* . Ciotti et al., (2002) encontrou que em águas variando entre altas e baixas $Chl a$, o picoplâncton permanece constante e que a mudança na $Chl a$ se deve à classes de tamanhos maiores. Nesse mesmo estudo, Ciotti et al., (2002) avaliou também o espectro de absorção das diferentes classes de tamanho e concluiu que para amostras dominadas por microplâncton ($>20 \mu\text{m}$), influenciadas por empacotamento dos pigmentos, o espectro

era relativamente achatado (*flat*), e que para classes de tamanho menores (picoplâncton) a variação espectral foi significativamente diferente e maior (exceto entre o ultra e o micropilâncton), com pico de absorção próximo ao 440 nm. Esses dados podem indicar que a presença de células menores é dominante no conjunto de dados amostrados e que reflete o formato encontrado nos espectros de a_{ph}^* deste estudo.

Essas mesmas classes de células também podem estar associadas a um alto retroespalhamento, aumentando por sua vez a R_{rs} (STRAMSKI et al., 2004, BRICAUD; MOREL, 1986). Boss et al., (2001) ressalta que a magnitude da atenuação está diretamente correlacionada com o formato e tamanho da partícula, sendo que os formatos lisos e achatados são os que mais atenuam o feixe. Sendo assim, retroespalhamento também é uma fonte significativa de variabilidade da R_{rs} que pode variar com o tamanho, formato e concentração das partículas. Essa propriedade óptica não foi medida no presente trabalho, mas que deve ser considerada na análise da variabilidade da R_{rs} , da área de estudo.

A análise de variabilidade bio-óptica da Estação Ubatuba demonstrou que a Estação apresenta características típicas de águas mais complexas Caso 2, com proporções elevadas de MOCD e variações independentes de detritos. O a_{ph}^* também apresentou uma variabilidade significativa em relação a parametrizações globais, o que pode justificar a importância da parametrização regional de modelos de cor do oceano, para obter produtos mais representativos para a região de estudo.

4.4 Testes com os modelos bio-ópticos

Os modelos de cor do oceano testados neste trabalho foram o OC3M (empírico), GSM01 e QAA (semi-analíticos), com suas respectivas parametrizações globais. Lembrando que ambos os conjuntos de dados (Fieldspec e Satlântic) foram testados e que cada conjunto apresenta diferentes amostras selecionadas. Os resultados dos testes são apresentados a seguir.

4.4.1 OC3M

O modelo empírico OC3M foi testado com o conjunto de dados selecionados para os equipamentos Fieldspec e Satlântic, no intuito também de computar o desempenho destes diferentes conjuntos de dados.

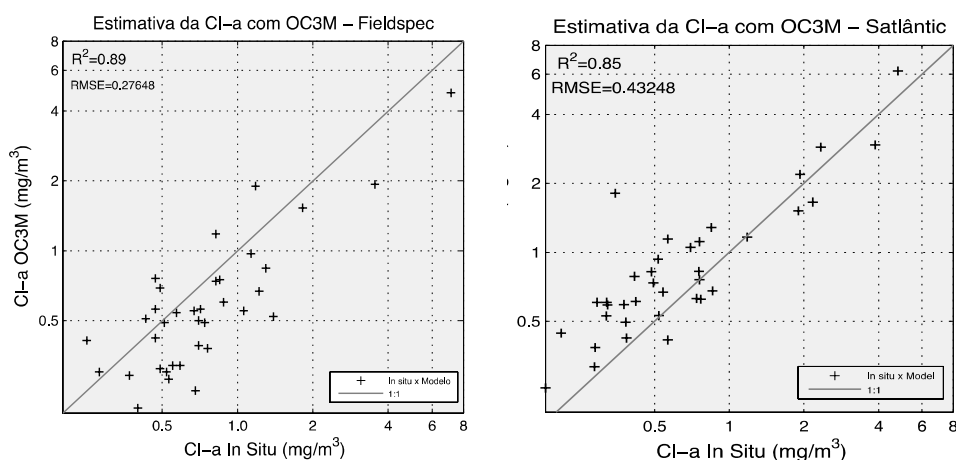


Figura 4.26: Resultados dos testes do modelo OC3M com os dados do Fieldspec (esquerda) e Satlântic (direita), com a Cl-a in situ no eixo horizontal e a Cl-a (mg/m^3) modelada no eixo vertical.

O desempenho do teste com o conjunto Fieldspec foi de $R^2=0,89$ ($RMSE = 0,27 mg/m^3$), enquanto que o teste com o conjunto Satlântic teve desempenho de $R^2=0,85$ ($RMSE =0,43 mg/m^3$) (Tabela 4.9). Os dados de Fieldspec tiveram portanto,

melhor desempenho estatístico que os dados Satlântic. No caso da estimativa com o conjunto de dados Fieldspec, os dados foram subestimados, enquanto que com o conjunto de dados do Satlântic os dados foram sobrestimados, principalmente em baixas *Cla* em ambos os casos (Figura (4.26)). Rudorff et al., (2007) já havia demonstrado que os algoritmos empíricos aplicados nesta região, haviam sobrestimado a *Cla*.

Tabela 4.9: Resultados estatísticos para as análises do modelo OC3M com os conjuntos de dados Fieldspec e Satlantic.

OC3M	param.	n	intercepto	inclinação	R ²	RMSE
Fieldspec	Cl-a	36	0,120	0,632	0,89	0,276
Satlântic	Cl-a	36	0,024	0,854	0,85	0,432

Szeto et al., (2011) sugere que no caso do Oceano Atlântico Sul, as estações tendem a serem sobrestimadas em até 14%. Em águas do Pacífico, o algoritmo subestima *Cla* devido à células grandes e altamente empacotadas, em contraste com as águas do Atlântico, caracterizado por células pequenas e com pouco empacotamento, onde o algoritmo sobrestima as *Cla*. Um trabalho com *Cla* obtidas pelo algoritmo OC3M por sensoriamento remoto na região do mar da China foi realizado (SHANG, et al., 2013), revelando que existe alto grau de incerteza na *Cla* com este algoritmo, apontando a necessidade de um ajuste regional para a região de estudo. Darecki e Stramski (2004) avaliaram o desempenho do OC3M com uma grande quantidade de dados de campo, representando águas opticamente complexas (Caso 2) com alto conteúdo de MOCD. Estes autores relataram a sobrestimava do algoritmo para a *Cla*, e embora a parametrização regional mostrasse diminuição significativa dos erros, a performance geral permaneceu insatisfatória. Portanto, para águas mais opticamente

complexas, modelos semi-analíticos, que consideram a variação independente dos constituintes ópticos é mais adequado.

A Estação Ubatuba apresentou um misto de características Caso 1 e Caso 2, com águas mais oligo-mesotróficas (com baixas a médias Cl_a), mas também uma variabilidade complexa do detritos e MOCD. O modelo empírico OC3M teve de modo geral um desempenho razoável para a Estação, com erros médios baixos e um R^2 elevado. Entretanto, para melhor representar a variabilidade óptica, principalmente para os meses com maior variação dos constituintes ópticos (e.g., meses de chuva e maior produtividade), os modelos semi-analíticos podem ser mais adequados. Estes modelos, no entanto, por serem mais complexos, também possuem maiores graus de incerteza. Sendo assim, seu desempenho para a Estação Ubatuba também foram analisados no presente trabalho e serão apresentados a seguir.

4.4.2 GSM01

Para o modelo semi-analítico GSM01, foram testados o desempenho em estimar a Cl_a e a absorção conjunta dos detritos e do MOCD (a_{cd}), para os conjuntos de dados dos equipamentos Fieldspec e Satlântic. A Figura (4.27) mostra as estimativas da Cl_a para ambos conjuntos e a Figura (4.27) as estimativas do a_{cd} . O desempenho da estimativa da Cl_a pelo modelo semi-analítico GSM01 foi um pouco menor comparado ao OC3M tanto para o no conjunto Fieldspec ($R^2=0,88$, $RMSE=0,40$ mg/m^3), como o Satlântic ($R^2=0,73$, $RMSE=0,18$ mg/m^3). O conjunto Fieldspec teve um R^2 maior, mas um erro médio maior, indicando uma boa relação, mas com um viés maior, comparativamente ao conjunto Satlântic. Este maior viés pode ser decorrente

dos maiores erros devido aos efeitos da reflexão da superfície do mar das medidas de R_{rs} como discutido anteriormente.

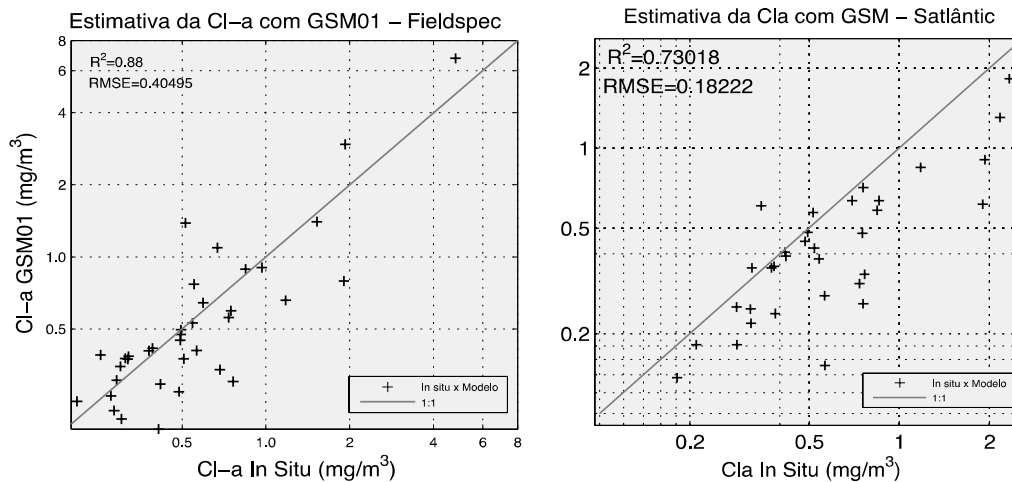


Figura 4.27: Resultados dos testes do modelo GSM01 com os dados do Fieldspec (esquerda) e Satlântic (direita), com a *Cla in situ* no eixo horizontal e a *Cla* (mg/m^3) modelada no eixo vertical.

Na contribuição conjunta de detritos e MOCD (a_{cd}), o modelo semi-analítico no conjunto Fieldspec, teve um péssimo desempenho na estimativa ($R^2=0$, $RMSE=0,02 \text{ mg}/\text{m}^3$), enquanto que para o conjunto de dados Satlântic o desempenho foi melhor, porém ainda insatisfatório ($R^2=0,11$, $RMSE=0,02 \text{ mg}/\text{m}^3$) (ambos com o mesmo erro médio quadrático) como mostra a Tabela (4.10) e a Figura (4.28). Isso demonstra o conjunto Satlântic é mais acurado para ser aplicado aos modelos semi-analíticos, para a derivação da *Cla* e MOCD (mais detritos). Mesmo assim, o produto a_{cd} , do GSM01 possui um desempenho baixo para a Estação com a parametrização global do modelo. A performance do GSM pode ser baixa quando em águas altamente absorvedoras e com alto retroespalhamento, como mencionado em IOCCG (2006),

podendo ser este o caso dos conjuntos de dados testados. Em geral, nestes casos a dispersão tende a aumentar, pois o modelo não é ideal para tais condições.

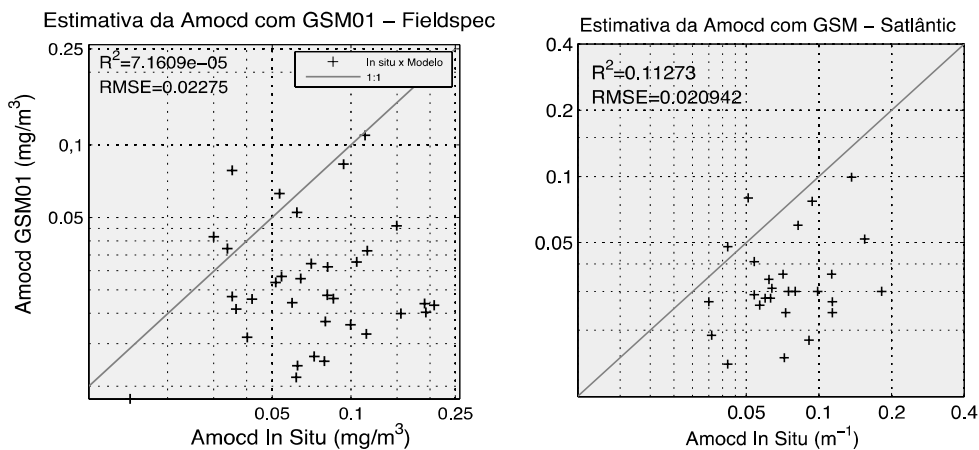


Figura 4.28: Resultados dos testes do modelo GSM01 com os dados do Fieldspec (esquerda) e Satlântic (direita), com o a_{cd} in situ no eixo horizontal e o a_{cd} (m^{-1}) modelado no eixo vertical.

O desempenho estatístico no entanto, também pode ser baixo, em consequência dos ruídos e incertezas associados às medidas de POI e POA *in situ*. Modelos como o GSM01 necessitam de dados de radiância acurados, pois os modelos de reflectância espectral são resolvidos via ajuste de mínimos quadrados. Caso haja problemas com os procedimentos de correção atmosférica, por exemplo, modelos bio-ópticos desse tipo não funcionam completamente (MARITORENA et al., 2002), o que explica o menor desempenho do conjunto de dados Fieldspec, principalmente para a estimativa do a_{cd} .

Tabela 4.10: Resultados estatísticos da regressão linear para as análises do modelo GSM01 com os conjuntos de dados Fieldspec e Satlântic.

GSM01	param.	n	intercepto	inclinação	R ²	RMSE
Fieldspec	Cl-a	36	0,207	1,317	0,88	0,404
	a _{cd}	34	0,031	-0,003	0,00	0,022
Satlântic	Cl-a	33	0,034	1,395	0,73	0,182
	a _{cd}	31	0,017	0,205	0,11	0,020

Komick et al., (2009) também avaliou a performance do GSM01 e do OC3M com dados de R_{rs} acima da água (o equivalente à R_{rs} obtida com o Fieldspec neste trabalho) para a estimativa da Cl_a em águas Caso 2 com domínio do MOCD no Oceano Pacífico. Em seu trabalho, o OC3M sobrestimou a Cl_a devido à alta concentração de absorção pelo MOCD. O GSM01, em contrapartida, modelou bem a absorção de MOCD e do material em suspensão, entretanto não foi totalmente efetivo em estimar a Cl_a . Quando o modelo foi ajustado regionalmente, os resultados se mostraram melhores, incluindo a Cl_a , que foi melhor estimada do que no modelo empírico OC3M. O autor também sugere que estabelecer um valor de limiar na contribuição do $a_{cd}(443)$ pode servir para limitar a influência da turbidez no algoritmo. Seu trabalho demonstrou a importância em usar coeficientes regionais para ajustar os parâmetros do modelo e obter melhores resultados, para regiões com águas mais opticamente complexas.

4.4.3 QAA

O modelo semi-analítico QAA também foi testado com ambos conjuntos de dados (Fieldspec e Satlântic), para a estimativa da a_{ph} e do a_{cd} , conforme a Figura (4.29). Os resultados de desempenho deste modelo revelaram que a estimativa do a_{ph}

é mais satisfatória com dados obtidos com o equipamento Satlântic ($R^2=0,52$ e $RMSE=0,02 \text{ mg/m}^3$), do que com o Fieldspec ($R^2=0,33$ e $RMSE=0,04 \text{ mg/m}^3$), apesar dos baixos coeficientes de determinação para ambos os conjuntos de dados. Nota-se que o modelo subestimou uma porção dos dados *in situ*, mais nos dados Satlântic do que os de Fieldspec.

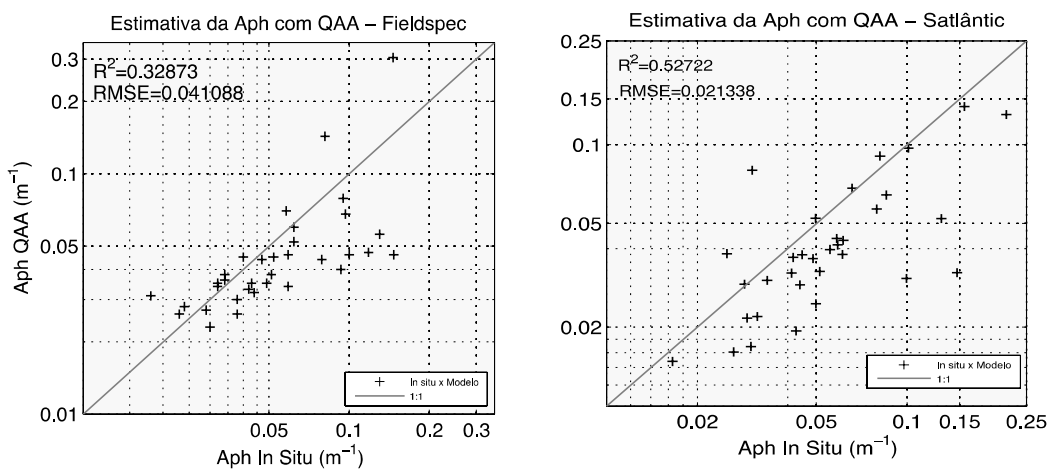


Figura 4.29: Resultados dos testes do modelo QAA com os dados do Fieldspec (esquerda) e Satlântic (direita), com o a_{ph} *in situ* no eixo horizontal e o a_{ph} (m^{-1}) modelado no eixo vertical.

Na estimativa do a_{cd} (Figura 4.30), os dados Satlântic foram melhores em desempenho novamente ($R^2=0,076$ e $RMSE=0,025 \text{ mg/m}^3$), sobre o desempenho dos dados de Fieldspec ($R^2=0$ e $RMSE=0,02 \text{ mg/m}^3$), em ambos os casos, subestimado os valores deste coeficiente (Tabela 4.11).

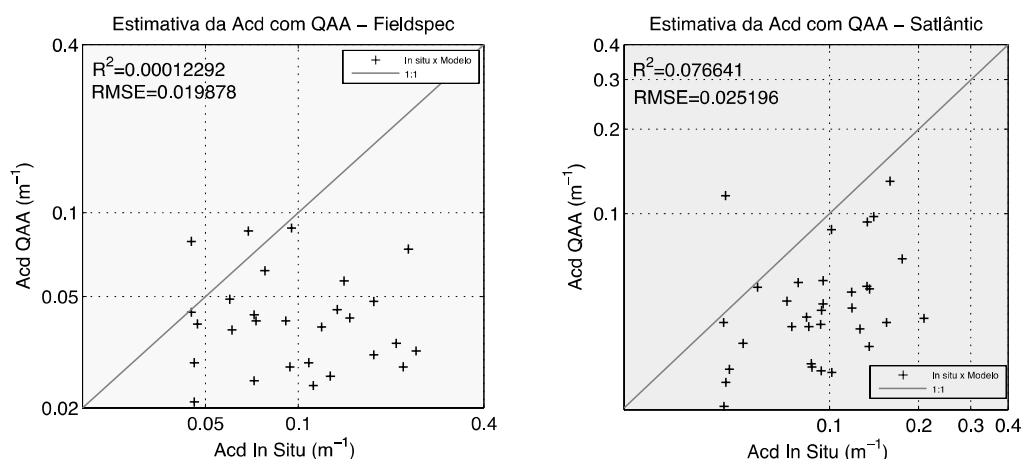


Figura 4.30: Resultados dos testes do modelo QAA com os dados do Fieldspec (esquerda) e Satlântic (direita), com o a_{cd} *in situ* no eixo horizontal e o a_{cd} (m⁻¹) modelado no eixo vertical.

No geral, o modelo QAA subestimou os valores de a_{cd} e o a_{ph} . Esse fato pode ser explicado por que o QAA segue a relação entre R_{rs} e $b_b/(a + b_b)$. Sendo assim, ao entrar com dados de R_{rs} de magnitude relativamente alta no modelo, como foi o caso do conjunto de dados do Fieldspec principalmente, o modelo vai retornar um baixo valor dos coeficientes de absorção, tanto para a contribuição do fitoplâncton, quanto da contribuição conjunta do MOCD e detritos. Como o conjunto de dados do Satlântic obteve R_{rs} de menores magnitudes em relação aos do Fieldspec (devido às menores influências ambientais nas medidas), a estimativa dos coeficientes de absorção neste caso obteve um melhor desempenho relativo. De qualquer forma o QAA foi o modelo que teve pior desempenho para a Estação dentre todos os testados (Tabela 4.11).

Tabela 4.11: Resultados estatísticos para as análises do modelo QAA com os conjuntos de dados Fieldspec e Satlântic.

QAA	param	n	intercepto	inclinação	R ²	RMSE
Fieldspec	a _{ph} 440	35	0,002	0,806	0,33	0,041
	a _{cd} 440	32	0,040	0,003	0,00	0,019
Satlântic	a _{ph} 440	33	0,014	0,507	0,52	0,021
	a _{cd} 440	34	0,035	0,161	0,07	0,025

4.5 Ajustes e validação

Ainda com um desempenho razoável dos modelos de cor do oceano para a Estação , o ajuste regional foi testado a fim de verificar a melhor do desempenho e maior representatividade da variabilidade na região de estudo. Para tal, foram ajustados os modelos OC3M e GSM01 para a estimativa da *Chl a*. Apesar do conjunto de dados Fieldspec ter apresentado uma performance relativamente menor que o conjunto Satlântic, como este conjunto teve um número maior de estações realizadas, o mesmo foi escolhido para a realização do ajuste regional dos modelos.

4.5.1 Empírico

O ajuste do OC3M foi feito com 70% dos dados (24 amostras) enquanto que a validação com os 30% restantes (10 amostras). O ajuste foi realizado através de um polinômio de 4º grau, entre as *Chl a in situ* e as RMB (razão máxima de bandas), resultando na geração dos seguintes coeficientes: $a_0=0,3948$, $a_1=1,229$, $a_2=64,44$, $a_3=250,9$, $a_4=257,1$. O R² deste ajuste foi de 0,574, enquanto que o RMSE foi de 0,40 mg/m³ (Figura 4.31). Os dados estatísticos e os coeficientes do polinômio mostram que este ajuste não é ideal e pode embutir erros nas estimativas.

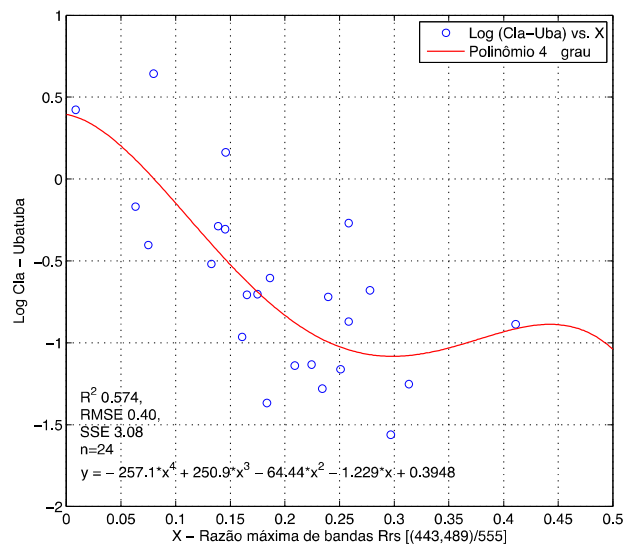


Figura 4.31: Ajuste regional através dos dados de Cla in situ e de RMB com uma função polinomial de 4º grau.

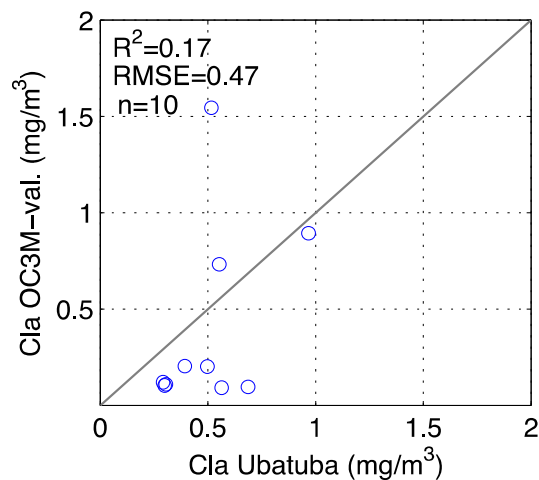


Figura 4.32: Validação do polinômio de 4º grau ajustado para o algoritmo OC3M, com as Cla geradas pelo ajuste versus a Cla in situ.

Darecki e Stramski (2004), conseguiram reduzir significativamente os erros de estimativas na Cla com o OC3M parametrizado regionalmente, entretanto utilizaram pelo menos 700 amostras de dados radiométricos e de Cla in situ. Portanto, além da

dificuldade de se obter dados de R_{rs} acurados, para obter um bom ajuste, o pequeno número de estações obtidas até o momento para a Estação Ubatuba, não permitiu obter um bom ajuste regional para o OC3M.

Na validação o polinômio do 4º grau teve um desempenho menor (Figura 4.32) com um grupo de dados subestimados entre 0,2 e 0,7 mg/m^3 no eixo horizontal, onde os valores variam para as *Cla in situ*, mas não variam no modelo proposto. Para os valores de *Cla* maiores, por exemplo, 1 mg/m^3 , o ajuste em contrapartida é praticamente perfeito. Entretanto, infelizmente, com poucas amostras esse ajuste polinomial não atende às necessidades de representatividade da região.

O polinômio de 2º grau desenvolvido pelo método de mapeamento, se ajustou com um $R^2=0,80$ ($\text{RMSE}=0,42 \text{ mg}/\text{m}^3$) entre a *Cla* modelada e medida (Figura 4.33a).

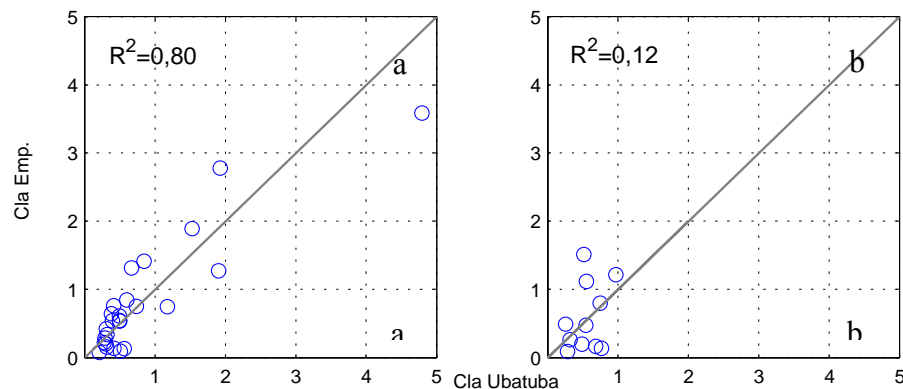


Figura 4.33: Resultados de regressão linear entre o ajuste polinomial de 2º grau (a) e a validação do polinômio (b) com a *Cla in situ*.

Já na validação com o conjunto independente (Figura 4.35b), o R^2 foi de 0,12 ($\text{RMSE}= 0,45 \text{ mg}/\text{m}^3$), indicando que o modelo ainda teve baixo desempenho em estimar a *Cla*, apesar do ajuste polinomial de 2º grau ser melhor que o de 4º grau. Em vista às dificuldades de se obter um bom ajuste regional para o modelo empírico de

RMB, com número amostral pequeno, ainda para a Estação Ubatuba e devido ao desempenho razoável do OC3M, o ajuste global é ainda mais recomendável que o regional.

4.5.2 Semi-Analítico

Para o GSM01, o ajuste regional compreendeu a parametrização do a_{ph}^* e o parâmetro de variação espectral do a_{cd} (S). A média aritmética dos 23 valores (70% dos dados) de a_{ph}^* escolhidos (nas 6 primeiras bandas correspondentes às do SeaWiFS) são: 0,088 (412 nm), 0,084 (443 nm), 0,048 (490 nm), 0,031 (510 nm), 0,015 (555 nm) e 0,030 (670 nm) em m^2/mg .

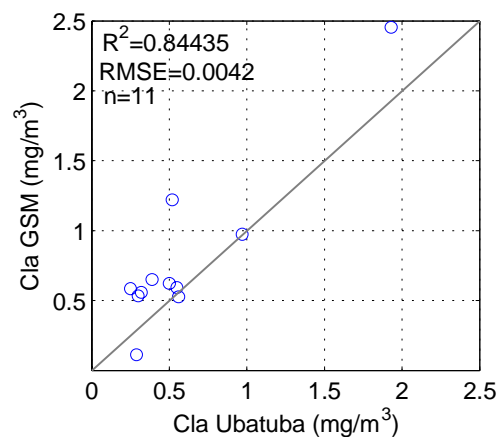


Figura 4.34: Validação do ajuste feito para o algoritmo GSM01, com as Cla geradas pelo ajuste versus a Cla *in situ*.

Para o a_{cd} o parâmetro de inclinação espectral S_{cd} foi calculado com base no ajuste exponencial destes coeficientes para as 5 primeiras bandas correspondentes ao SeaWiFS. Foram usados apenas 20 dados (64%) para o ajuste, pois em algumas estações não havia valores de a_{moca} ou a_{det} simultaneamente disponíveis. O valor médio de S_{cd} foi $0,015 \text{ nm}^{-1}$ significativamente menor que $0,020 \text{ nm}^{-1}$ usado no ajuste

global. A validação dos dados se fez com 11 (36%) amostras (Figura 4.34). Neste caso houve um ótimo desempenho dos dados sobre o algoritmo parametrizado com dados da Estação Ubatuba. Embora com uma pequena quantidade de dados, o R^2 foi de 0,84 e RMSE de $0,004 \text{ mg/m}^3$ para a estimativa da Cl_a , o que define que 84% dos dados modelados representam a verdade de campo. Observa-se inclusive a mesma aglomeração de amostras entre 0,2 e $0,7 \text{ mg/m}^3$, variando no sentido horizontal e se mantendo praticamente constante no eixo vertical, neste caso com os valores sobrestimados. O valor de aproximadamente 1 mg/m^3 também foi modelado razoavelmente bem por este algoritmo com a parametrização regional, levando a crer que existe um intervalo ou intervalo de valores de Cl_a que são melhor modelados por estes algoritmos no caso do conjunto de dados referentes à esta Estação.

Nesta etapa também foi realizada a análise de sensibilidade do GSM01 em estimar a Cl_a com a modificação dos parâmetros médios de ajuste para $\pm 1,96$ desvios padrão. Os parâmetros modificados foram o a_{ph}^* e o S_{cd} conforme Tabela (4.12). Já tínhamos no 1º teste do GSM01, com todos os 36 dados de R_{rs} *in situ* do conjunto Fieldspec a estimativa da Cl_a com $R^2=0,88$ (RMSE= $0,47 \text{ mg/m}^3$). O a_{cd} teve ainda um desempenho ruim, tanto para o ajuste global como o regional com um $R^2=0,007$ (RMSE= $0,09 \text{ mg/m}^3$). Testando o conjunto independente de dados usados para a validação dos modelos (30/70%) o ajuste regional ainda obteve um bom desempenho para a estimativa da Cl_a com valores estatísticos de $R^2=0,84$ (RMSE= $0,0042 \text{ mg/m}^3$) e um desempenho ainda ruim para o a_{cd} $R^2=0,0013$ (RMSE= $0,096 \text{ mg/m}^3$).

Tabela 4.12: Parâmetros médios de a_{ph}^* e S_{cd} para a análise de sensibilidade do modelo GSM01.

Parâmetros	média	desvio
$a_{ph}^*(412)$	0,089	0,036
$a_{ph}^*(443)$	0,092	0,035
$a_{ph}^*(490)$	0,052	0,023
$a_{ph}^*(510)$	0,035	0,017
$a_{ph}^*(555)$	0,016	0,009
$a_{ph}^*(670)$	0,031	0,013
S_{cd}	0,016	0,020

Com a análise de sensibilidade dos parâmetros médios do modelo (Figura 4.35), modificando-se o ajuste e validação em 40/60% dos 36 dados do conjunto Fieldspec (para aleatorizar tanto as amostras quanto os valores de ajuste), obteve-se uma validação diferenciada, com a Cl_a $R^2=0,66$ (RMSE=0,36 mg/m³) e a_{cd} com $R^2=0,04$ (RMSE=0,09 mg/m³). Modificando os parâmetros médios, acrescentando 1,96 desvios obteve-se Cl_a com $R^2= 0,74$ (RMSE=0,48 mg/m³) e a_{cd} com $R^2=0,003$ (RMSE=0,08 mg/m³). Modificando-se os parâmetros médios, diminuindo 1,96 desvios, a estimativa para a Cl_a foi de $R^2=0,82$ (RMSE=0,14 mg/m³) e do a_{cd} $R^2=0,002$, (RMSE=0,07 mg/m³). Diminuindo 1,96 desvios houve uma melhora na estimativa semi-analítica, mas não melhor que o primeiro ajuste onde o modelo obteve para a Cl_a $R^2=0,84$ (RMSE=0,0042 mg/m³).

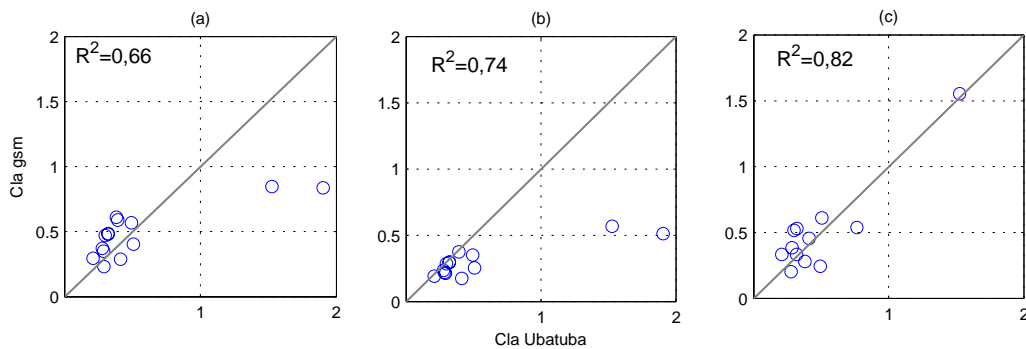


Figura 4.35: Resultados da regressão estatística para a validação na análise de sensibilidade do modelo GSM01. Em (a) a validação com os parâmetros médios ajustados, em (b) a validação com $m+1,96dp$ e em (c), a validação com $m+1,96dp$.

A análise mostrou que o algoritmo é altamente sensível à mudança dos parâmetros médios de ajuste.

4.6 Imagens de Satélite

Dados diários do sensor MODIS-Aqua foram escolhidos, processados e seus produtos comparados com os dados coletados *in situ*. O produto avaliado foi a Cla e o critério de comparação foi baseado na data de amostragem *in situ*: primeiramente os dados de SR que tivessem exatamente na mesma data e segundo, dados em um intervalo de até $\pm 24hs$ da data de coleta *in situ*. Apenas uma pequena porcentagem (4%) de dados de SR pode ser utilizada na comparação, pois a quantidade de nuvens nas imagens impossibilita a aquisição contínua dos produtos, coincidindo com data de coleta *in situ*. Assim, de 137 imagens obtidas, apenas 6 foram comparáveis com dados de campo (Tabela 4.13).

Tabela 4.13: Comparação entre *Cla* (mg/m^3) obtidas com dados do MODIS e da Estação em Ubatuba (*in situ*), e a diferença entre as *Cla* em módulo.

DATA	MODIS	UBATUBA	DIFERENÇ
21/07/07	0,6092	0,3200	0,2892
17/07/08	0,6628	0,3455	0,3173
18/06/09	0,7334	0,8847	0,1513
28/08/09	0,7884	0,5529	0,2355
13/04/10	1,672	0,6684	1,0036
13/03/12	0,4043	1,1807	0,7764

Para a comparação dos dados com um intervalo de $\pm 24\text{hs}$ da data de coleta *in situ*, 18 dados de sensoriamento remoto foram utilizados (13%). Um modelo de regressão linear foi implementado para verificar as estatísticas de desempenho entre a *Cla in situ* e a *Cla* OC3M do sensor (Figuras 4.36a e 4.36b) em ambos os casos. Na Figura (4.37a), com as *Cla* comparadas para exatamente o mesmo dia da coleta, obviamente pela quantidade de dados, o coeficiente de determinação (R^2) foi baixo e o erro médio quadrático (RMSE), foi alto, indicando que a estimativa por sensoriamento remoto não se encaixa com a verdade de campo nessa pequena quantidade de amostras. O *Viés (bias)* entre a *Cla in situ* e OC3M foi de $0,46 \text{ mg}/\text{m}^3$ (Figura 4.36a).

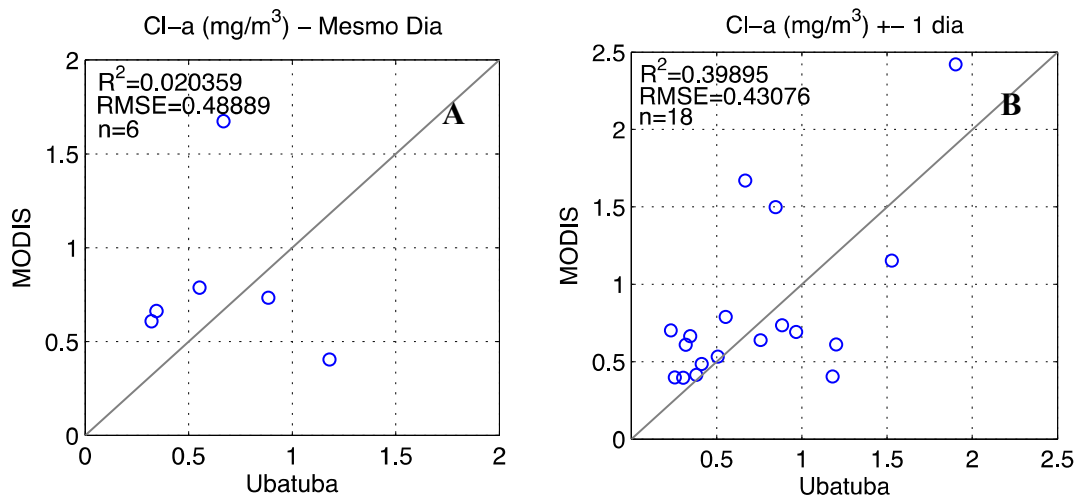


Figura 4.36: (a) Comparação da Cla obtida por sensoriamento remoto e a Cla *in situ* exatamente na mesma data de coleta. (b) Comparação da Cla obtida por sensoriamento remoto e *in situ* com um intervalo de ± 24 hs da data de coleta.

Na Figura (4.36b), houve uma melhora entre a estimativa pelo OC3M e a Cla *in situ*, visto que o R^2 foi de 0,40, enquanto que o RMSE esteve em 0,43 mg/m^3 . O Viés encontrado entre estes dados foi de aproximadamente 0,34 mg/m^3 , sendo uma boa aproximação, apesar da grande diferença.

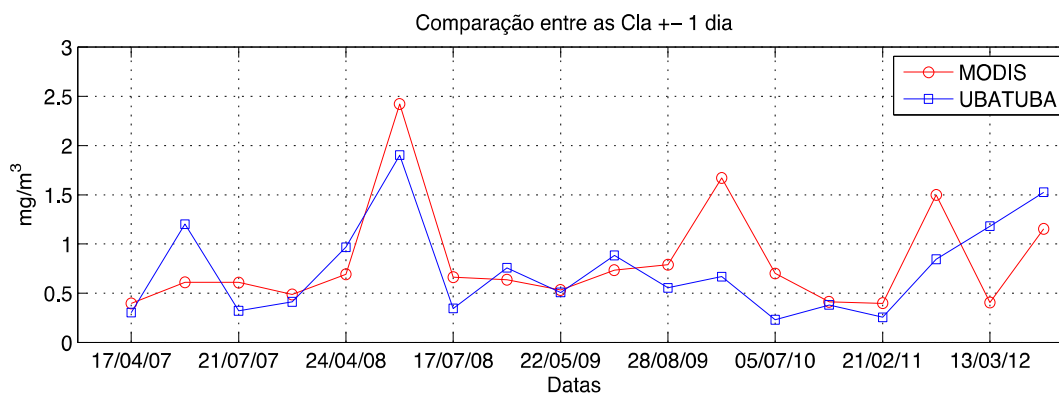


Figura 4.37: Comparação entre Cla MODIS e Ubatuba tanto para o mesmo dia de coleta e de passagem do satélite, quanto as Cla com um intervalo de até ± 24 hs da data de coleta *in situ*.

Ao se comparar a magnitude das *Cla in situ* com as de sensoriamento remoto em um intervalo de até ± 24 hs da data de coleta, observa-se que na maior parte dos casos, os dados de sensoriamento remoto sobrestimam as *Cla* encontradas no campo. Entretanto, ainda existe uma correspondência de fase entre os dados, com exceção de um caso isolado no final desta série temporal (Figura 4.37). Como ainda existem poucos dados para comparação, podemos dizer que em geral os dados deste sensor correspondem em parte com os dados obtidos *in situ*. Visto a dificuldade em casar os dados oriundos da verdade de campo e do sensor MODIS com precisão, reforçamos por meio desta, a necessidade da obtenção de algoritmos bio-ópticos regionais, para a otimização da estimativa de produtos de cor do oceano por sensoriamento remoto.

4.6.1 GIOP

A imagem de satélite utilizada neste experimento, foi processada do nível 1 (L1) na passagem do dia 16 de setembro de 2012 (A2012260164000.L1A) sobre a região da área de estudo. A partir desta primeira, foram geradas diferentes imagens de nível 2 (L2) com a implementação dos algoritmos e parametrizações disponíveis para a determinação e comparação da *Cla* por sensoriamento remoto. As imagens de nível 2 (L2) comparadas consistem nas *Cla* obtidas pelo processamento padrão do sensor MODIS-Aqua com o algoritmo OC3M (*Cla_MODIS_OC3M*), pelo processamento padrão do modelo GIOP com parâmetros do modelo GSM (*Cla_GIOP_GSM*), o GIOP-DC (*Cla_GIOP_PAD*) e aquela que foi processada pelo modelo GIOP com parâmetros modificados, provenientes dos constituintes médios da Estação Ubatuba (*Cla_GIOP_UBA*). O valor da *Cla* no pixel correspondente à localidade da Estação Ubatuba, foi comparado. Para a imagem *Cla_modis* (Figura 4.38), a $Cla = 0,23 \text{ mg/m}^3$.

A imagem mostra feições de meso escala e águas meso a oligotróficas na PCSE, exceto em baías e águas interiores, as quais apresentam águas meso à eutróficas. Nesta imagem, é possível notar que a região costeira é influenciada pelo aporte de origem terrestre, com as manchas de *Cla* ($>1\text{mg}/\text{m}^3$) espalhadas pela PCSE. Entretanto a PCSE é fortemente influenciada pela intrusão do fluxo da CB em forma de meandros e vórtices, inserindo águas oligotróficas à região de maneira vigorosa, criando uma mistura de águas costeiras e oceânicas.

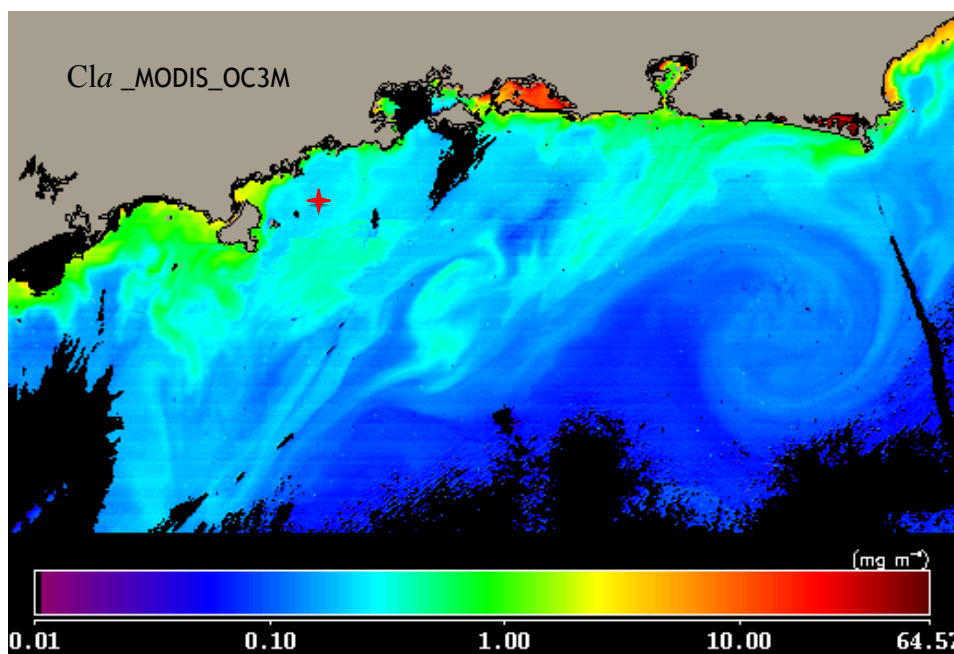


Figura 4.38: Imagem de *Cla* para o dia 16/09/2012, processada pelo algoritmo padrão do sensor MODIS-Aqua (*Cla_MODIS_OC3M*). A região em cinza é a máscara de terra e as regiões em preto são as máscaras de nuvens. A barra de cores está em escala logarítmica em mg/m^3 .

Na Figura (4.39), onde os parâmetros definidos para o modelo GSM foram implementados na imagem para gerar a *Cla* (*Cla_GIOP_GSM*), nota-se um leve incremento da *Cla* de $0,40 \text{ mg}/\text{m}^3$ para o pixel correspondente à localidade da Estação Ubatuba. Nesta imagem da Figura (4.39), algumas feições ficam destacadas, como a

pluma da baía de Guanabara, que na imagem da Figura (4.38) não estava evidente e as regiões com altas Cla ($>10 \text{ mg/m}^3$) foram intensificadas em magnitude.

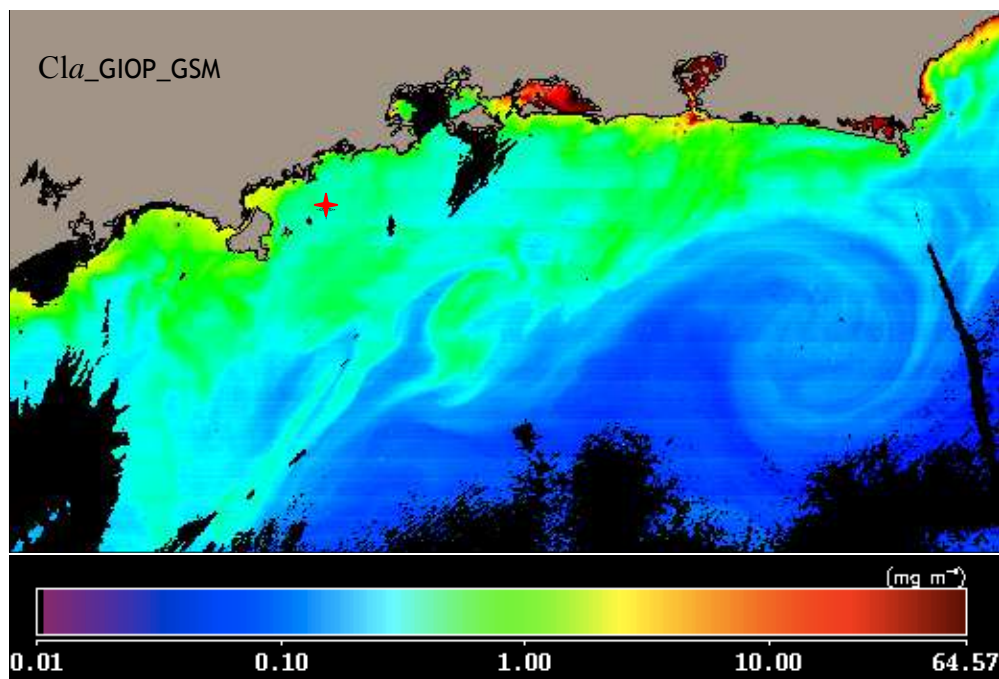


Figura 4.39: Imagem de Cla processada para o dia 16/09/2012, pelo algoritmo GIOP com parâmetros do modelo GSM (Cla_GIOP_GSM). A região em cinza é a máscara de terra e as regiões em preto são as máscaras de nuvens. A barra de cores está em escala logarítmica em mg/m^3 .

A imagem obtida pelo processamento com o modelo GIOP-DC (Cla_GIOP_PAD), com a configuração dos parâmetros de modo padrão (Figura 4.40) mostram um incremento significativo da Cla tanto nas regiões imediatamente costeiras, quanto nas regiões *offshore*.

A Cla do pixel correspondente à localidade da Estação Ubatuba na Figura (4.40) foi de $0,54 \text{ mg/m}^3$, confirmando este aumento em relação à imagem Cla_MODIS_OC3M e Cla_GIOP_GSM . Os mesmos padrões de incremento da

magnitude da *Cla* aqui se revelam, inclusive nas regiões imediatamente costeiras, principalmente onde ocorre o aporte de material de origem terrestre.

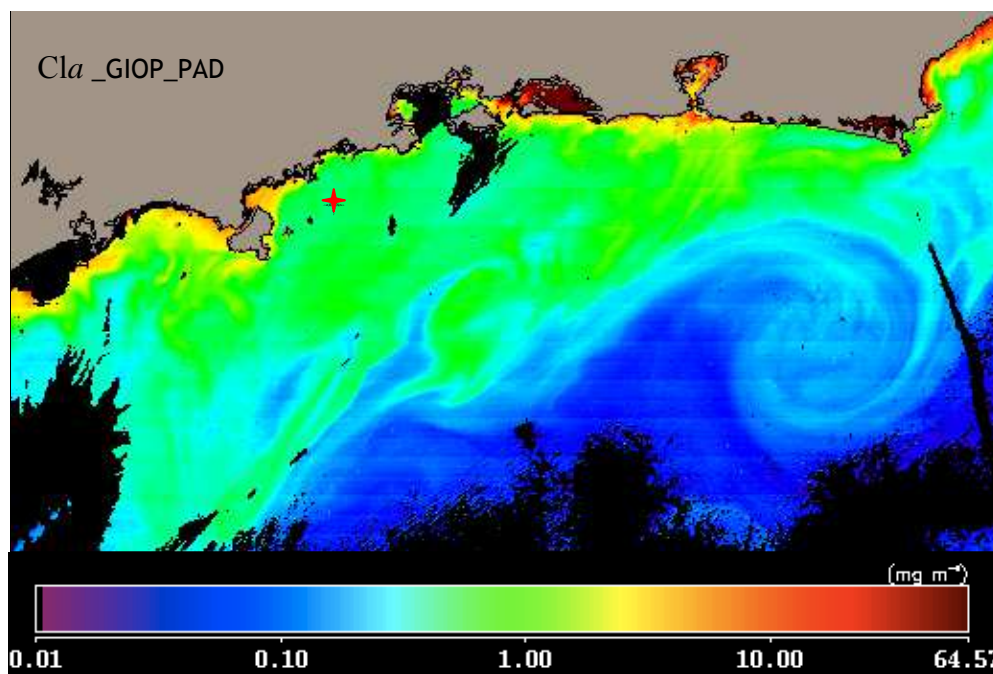


Figura 4.40: Imagem de *Cla* processada para o dia 16/09/2012, pelo algoritmo GIOP com parâmetros do padrão do modelo GIOP-DC (*Cla_GIOP_PAD*). A região em cinza é a máscara de terra e as regiões em preto são as máscaras de nuvens. A barra de cores está em escala logarítmica em mg/m^3 .

Entretanto, com o aumento geral da magnitude da *Cla* as feições de meso escala começam a ser mascaradas pela homogeneização de valores de *Cla* em torno de $1 \text{ mg}/\text{m}^3$, ao largo da PCSE. Ao mesmo tempo, nas regiões *offshore* a *Cla* se torna menor em magnitude, evidenciando as regiões oligotróficas e a diferença entre estas e as águas com influência da PCSE. Já na imagem da Figura (4.41), onde os parâmetros médios da Estação Ubatuba foram inseridos no modelo para gerar a *Cla* (*Cla_GIOP_UBA*), o aumento foi ainda maior, com a *Cla* do pixel centrado na Estação Ubatuba de $0,68 \text{ mg}/\text{m}^3$. Observa-se, entretanto, de modo geral, que nas regiões anteriormente com altas *Cla* (baías, estuários e regiões lacustres), a magnitude desta

diminuiu de maneira notável ($<10\text{mg}/\text{m}^3$). Ainda, a PCSE como um todo recebeu valores de *Cla* em torno de $1\text{mg}/\text{m}^3$, homogeneizando completamente as feições de meso escala, com exceção da região mais oligotrófica ao largo.

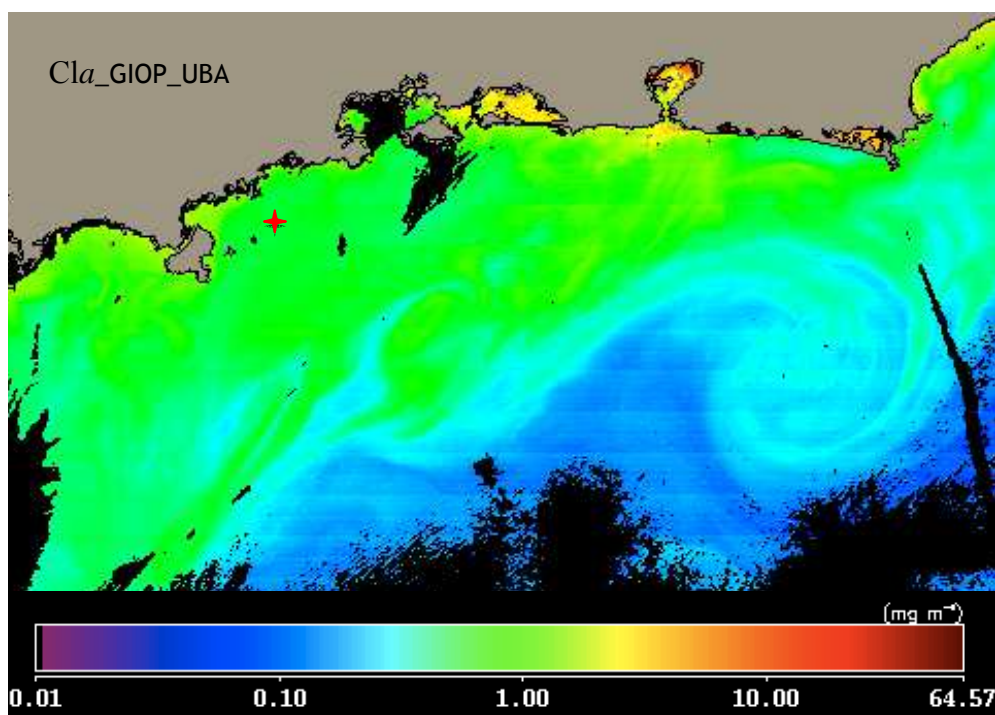


Figura 4.41: Imagem de *Cla* processada para o dia 16/09/2012, pelo algoritmo GIOP com parâmetros médios calculados para a Estação Ubatuba (*Cla_GIOP_UBA*). A região em cinza é a máscara de terra e as regiões em preto são as máscaras de nuvens. A barra de cores está em escala logarítmica, em mg/m^3 .

Não se sabe ainda até que ponto a representatividade destas imagens geradas é compatível com a realidade de campo correspondente à mesma data, pois não temos uma grande quantidade de dados da *Cla in situ* que correspondam com as datas das imagens obtidas por sensoriamento remoto. Nota-se que a aplicação do modelo parametrizado regionalmente para uma região extensa da PCSE brasileira, pode mascarar feições e homogeneizar valores extremamente altos e baixos de *Cla*. Sendo

assim, não é recomendável parametrizar algoritmos para a estimativa bio-óptica em áreas extensas, como a PCSE como um todo, com diferentes regimes médios de hidrografia e produtividade fitoplanctônica. De maneira geral, as estimativas foram compatíveis com os valores médios de *Cla* encontrados nas amostras analisadas para a localidade da Estação Ubatuba. Entretanto, diante da necessidade de indicar um modelo representativo para a Estação, no tocante à estimativa de *Cla*, é necessário ainda confirmar as parametrizações com os dados de *Cla in situ*. Perante os modelos testados (empíricos e semi-analíticos) com o conjunto de dados da Estação Ubatuba, o que demonstrou melhor aproximação com os dados *in situ* foi o empírico OC3M e em segundo lugar, o semi-analítico GSM. Sendo assim, podemos dizer de modo geral, que tanto pelos testes realizados sobre os dados *in situ*, quanto pelo processamento de imagens com diferentes parametrizações, o modelo que melhor se aproxima da realidade encontrada na Estação Ubatuba, é o OC3M, quando se trata de modelar a *Cla* através da razão máxima de bandas de reflectância de sensoriamento remoto. Para modelar a *Cla* pelo método de inversão das propriedades ópticas inerentes, o modelo que melhor se ajusta aos dados *in situ* é o GSM. O processamento de imagens com diferentes parametrizações através do GIOP provou ser uma ferramenta útil na definição e no teste de parâmetros regionais e sua aplicabilidade em sensoriamento remoto.

5 CONCLUSÕES

As análises apresentadas aqui demonstram que a parametrização regional do GSM foi eficiente para melhorar as estimativas de Cl_a pelo modelo para as águas costeiras da região de estudo, utilizando dados *in situ* da Estação Ubatuba. O modelo OC3M apresentou um bom desempenho com o ajuste global e está apto a ser usado no monitoramento ambiental da região de estudo e nas análises de variabilidade temporal. Para análises mais detalhadas da variabilidade bio-óptica, no entanto, o GSM pode ser empregado com o ajuste regional. Outros parâmetros como a inclinação espectral do retroespalhamento, que não foram ajustados no presente trabalho, também podem ser investigados em trabalhos futuros, para melhorar ainda mais o desempenho do GSM para a região. Como a caracterização bio-óptica revelou uma distribuição dos coeficientes de absorção comparáveis a outros estudos realizados na PCSE, a Estação Ubatuba, ainda que pontual, pode ser considerada representativa da região de estudo para a parametrização regional do GSM. O aumento do número amostral com a continuidade da Estação, com a aquisição de dados mais acurados, bem como a análise da variabilidade de outros parâmetros, como o retroespalhamento das partículas, podem contribuir para melhor parametrização dos modelos empíricos e semi-analíticos em trabalhos futuros e análises mais detalhadas da variabilidade óptica das águas costeiras de Ubatuba e da PCSE. O presente trabalho, no entanto apresentou importantes análises da caracterização bio-óptica da Estação, que se classificou como um misto de águas Caso 1 e Caso 2 e apontou o potencial da parametrização regional do GSM para melhorar o desempenho da estimativa dos produtos de cor do oceano para a região. Com isso, análises mais compreensivas da variabilidade temporal podem

ser aplicadas em trabalhos futuros, utilizando dados de satélite com uma abrangência espaço-temporal maior.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

AIDAR, E. et al. Ecosistema costeiro subtropical: nutrientes dissolvidos, fitoplâncton e clorofila a e suas relações com as condições oceanográficas na região de Ubatuba, SP. **Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 10, p. 9-43, 1993.

ALVAIN, S. et al. Remote sensing of phytoplankton groups in case 1 waters from global SeaWiFS imagery. **Deep Sea Research**, v. 52, n.11, p. 1989-2004, 2005.

BABIN, M.; STRAMSKI, D. Light absorption by aquatic particles in the near-infrared spectral region. **Limnology and Oceanography**, v. 43, n. 3, p. 911-915, 2002.

BABIN, M. et al. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, non-algal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. C7, 2003.

BARLOW, R.G. et al. Phytoplankton pigment and absorption characteristics along meridional transects in the Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research I**, v. 47, p. 637-660, 2002.

BARBOSA, J. P. M. Caracterização do regime pluviométrico do litoral do estado de São Paulo segundo repartições propostas por Monteiro (1973). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 17., 2007, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABRH, 2007.

BASTOS, C. C.; FERREIRA, N. J. Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** 2000. 1 Cd-rom. p.612-619.

BLONDEAU –PATISSIER, D. et al. Bio-optical variability of the absorption and scattering properties of the Queensland inshore and reef waters, Australia. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, 2009.

BRANDINI, F. P. . 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**, v. 196, p. 111-148, 1990.

BRANDINI, F. P. Seasonal succession of the phytoplankton in the bay of Paranagua (Parana state - Brazil). **Revista Brasileira de Biologia**, v. 45, p. 687-694, 1985.

BRICAUD, A.; MOREL, A.; PRIEUR, L. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. **Limnology and Oceanography**, v. 26, p. 43-53, 1981.

BRICAUD, A.; MOREL, A. Light attenuation and scattering by phytoplanktonic cells: a theoretical modeling. **Applied Optics**, v. 25, p. 571-580, 1986.

BRICAUD, A.; BEDHOMME, A. L.; MOREL, A. Optical properties of diverse phytoplanktonic species: experimental results and theoretical interpretation. **Journal of Plankton Research**, v. 10, p. 851-873, 1988.

BRICAUD, A.; ROESLER, C.; ZANEVELD, J.R.V. In situ methods for measuring the inherent optical properties of ocean waters. **Limnology and Oceanography**, v. 40, p. 393-410, 1995.

BRICAUD, A. et al. Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: analysis and implications for bio-optical models. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C13, p. 31033-31044, 1998.

BRICAUD, A. et al. Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal populations. **Journal of Geophysical Research**, v 109, n. C11010, 2004.

BOSS, E. et al. Spectral particulate attenuation and particle size distribution in the bottom boundary layer of a continental shelf. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C5, p. 9509-9516, 2001.

CAMPOS, E.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. A. Shelf break upwelling driven by Brazil current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n.6, p. 751-754, 2000.

CARVALHO, M. **Estimativa da concentração de clorofila-a através de dados de cor do oceano e caracterização oceanográfica da plataforma continental adjacente à Baixada Santista**. Tese (Doutorado em Oceanografia biológica) - Instituto Oceanográfico; Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B.; MYAO, S. Y. Condições hidrográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba: variações sazonais e em média escala. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v.35, n.2, p.135-151, 1987.

CASTRO, B. M. **Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo**. Tese (Livre docência em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico; Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

CASTRO, B. M. et al. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. D. B.; MADUREIRA, L. S. P. (orgs.). **O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil**. São Paulo: EDUSP, 2006. p.11-120.

CIOTTI, A. M.; LEWIS, M. R.; CULLEN, J. J. A semi-analytical model of the influence of phytoplankton community structure on the relationship between light attenuation and ocean color. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C1, p. 1559-1578, 1999.

CIOTTI, A. M.; LEWIS, M. R.; CULLEN, J. J. Assessment of the relationships between dominant cell size in natural phytoplankton communities and the spectral shape of the absorption coefficient. **Limnology and Oceanography**, v. 47, n. 2, p. 404-417, 2002.

CIOTTI, A. M.; BRICAUD, A. Retrievals of a size parameter for phytoplankton and spectral light absorption by colored detrital matter from water-leaving radiances at SeaWiFS channels in a continental shelf region off Brazil. **Limnology and Oceanography**, v. 4, p. 237-253, 2006.

CIOTTI, A. M.; GARCIA, C. A. E.; JORGE, D. S. F. Temporal and meridional variability of satellite-estimates of surface chlorophyll concentration over the Brazilian continental shelf. **Pan-American Journal of Aquatic Sciences**, v. 5, p. 236-253, 2010.

CHANG, G. C.; DICKEY, T. D. Coastal ocean optical influences on solar transmission and radiant heating rate. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n.C1, 2004.

CLAUSTRE, H. et al. Variability in particle attenuation and chlorophyll fluorescence in the tropical Pacific: scales, patterns, and biogeochemical implications. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C2, p. 3401-3422, 1999.

COBLE, P. G. Marine optical biogeochemistry: the chemistry of ocean color. **Chemistry Review**, v. 107, p. 402-418, 2007.

CUI, T. et al. Validation of MERIS ocean-color products in the Bohai Sea: a case study for turbid coastal waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 2326-2336, 2010.

DARECKI, M.; KACZMAREK S.; OLSZEWSKI, J. SeaWiFS ocean colour chlorophyll algorithms for the southern Baltic Sea. **International Journal of Remote Sensing**, v.26, n. 2, p. 247-260, 2005.

DARECKI, M.; STRAMSKI, D. An evaluation of MODIS and SeaWiFS bio-optical algorithms in the Baltic Sea. **Remote Sensing of Environment**, v. 89, p. 326–350, 2004.

DAVIS, C. O. et al. Evaluating VIIRS ocean color products for west coast and Hawaiian waters. **Proceedings of SPIE, Ocean Sensing and Monitoring V**, v. 8724, 2013.

DIERSSEN, H. M. Perspectives on empirical approaches for ocean color remote sensing of chlorophyll in a changing climate. **Proceedings of the National Academy of Science**, v. 107 n. 40, p. 17073-17078, 2010.

DIERSSEN, H .M.; SMITH, R. C. Estimation of irradiance just below the air water interface. **Proceedings of SPIE**, v. 2963, p. 204-209, 1997.

DMITRIEV, E. V. et al. Parameterization of light absorption by components of seawater in optically complex coastal waters of the Crimea Peninsula (Black Sea). **Applied Optics**, v. 48, n. 7, p. 1249-61, 2009.

DORON, M. et al. Spectral variations in the near-infrared ocean reflectance. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 7, p. 1617-1631, 2011.

DOXARAN, D.; CHERUKURU, R. C. N.; LAVENDER, S. J. Estimation of surface reflection effects on upwelling radiance field measurements in turbid waters. **Journal of Optics A: Pure and Applied Optics**, v. 6, p. 690-697, 2004.

EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA). Envisat Overview. Disponível em: <http://www.esa.int>. Acesso em: 28 maio 05 2013.

FALKOWSKI, P. G. The ocean's invisible forest. **Scientific American**, v. 287, n.2, p.54-61, 2002.

FERREIRA, A. et al. Variability in light absorption and scattering of phytoplankton in Patagonian waters: role of community size structure and pigment composition. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, p. 698-714, 2013.

FOUGNIE, B. et al. Reduction of skylight reflection effects in the above-water measurement of diffuse marine reflectance. **Applied Optics**, v. 38, n. 18, p. 3844-3856, 1999.

FRANZ, B. A.; WERDELL, P. J. A generalized framework for modeling of inherent optical properties in ocean remote sensing applications. **Proceedings on Ocean Optics**. Anchorage, Alaska, USA, 2010.

GAETA, S. A. et al. Environmental forcing on phytoplankton biomass and primary productivity of the coastal ecosystem in Ubatuba region, southern Brazil. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 47, n. 1, p. 11-27, 1999.

GAETA, S. A.; BRANDINI, F. P. Produção primária do fitoplâncton na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L.; MADUREIRA, L. S. P. (orgs.). **O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: EDUSP, 2006. p. 219-264.

GARCIA, C. A. E.; GARCIA, V.; McCLAIN, C. Evaluation of SeaWiFS chlorophyll algorithms in the Southwestern Atlantic and Southern Oceans. **Remote Sensing of Environment**, v. 95, p. 125-137, 2005.

GARCIA, V.; SIGNORINI, S.; GARCIA, C. A. E. Empirical and semi-analytical chlorophyll algorithms in the southwestern Atlantic region (25-40 S and 60-45 W). **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, n. 8, p. 1539- 1562, 2006.

GARVER, S. A.; SIEGEL, D. A. Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation: 1 time series from the Sargasso Sea. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C8, p. 18607-18625, 1997.

GOELA, P., et al. Absorption coefficients of particulate matter off the southwest coast of Europe: A contribution to validation of the MERIS sensor. In: ESA LIVING PLANET SYMPOSIUM, 2010, Bergen, Norway. **Proceedings...** Bergen, 2010. (ESA SP-686, December 2010).

GORDON, H. R. Can the Lambert-Beer law be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water? **Limnology and Oceanography**, v. 34, n. 8, p. 1289-1409, 1989.

GORDON, H. R.; McCLUNEY, W. R. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. **Applied Optics**, v. 14, p. 413-416, 1975.

GORDON, H. R. et al. Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates. **Applied Optics**, v. 22, p. 20-36, 1983.

GORDON H. R.; MOREL, A. Y. **Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery**: a review. New York: Springer-Verlag, 1983.

GORDON, H. R. et al. A semianalytic radiance model of ocean color. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. D9, p. 10909-10924, 1988.

GORDON, H. R.; WANG, M. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. **Applied Optics**, v. 33, n. 3, p. 443-452, 1994.

GREGG, W. W. (ed.). **Reports of the international ocean-colour coordinating group**. Dartmouth: IOCCG, 2007. 68p.

HAMMER, Ø. et al. Paleontological statistics software package for education and data analysis. **Paleontologia Electronica**, v. 4, n. 1, p.1-9, 2001.

CEOS/IOCCG.. **International Network for Sensor Inter-comparison and Uncertainty assessment for Ocean Color Radiometry (INSITU-OCR)**.INSITU-OCR, White Paper. Disponível em: http://www.ioccg.org/groups/INSITU-OCR_White_Paper_F_June_08.pdf 2012. Acessado em: 04 de agosto de 2013.

JØRGENSEN, P.V. SeaWiFS data analysis and match-ups with in situ chlorophyll concentrations in Danish waters. **International Journal of Remote Sensing**, v. 25, n. 7-8, p. 1397-1402, 2004.

KAMPEL, M. **Estimativa da produção primária e biomassa fitoplanctônica através de sensoriamento remoto da cor do oceano e dados in situ na costa sudeste brasileira**. Tese (Doutorado em Oceanografia biológica) - Instituto Oceanográfico; Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

KAMPEL, M. et al. Bio-optical variability in coastal waters of southeast Brazil. **Proceedings of SPIE**, v. 6680, 2007.

KAMPEL, M. et al. Satellite estimates of phytoplankton primary production at Santos Bight, southwestern-south Atlantic: comparison of algorithms. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 978, n. 1, p. 4244-3395, 2009.

KOBAYASHI, H. et al. Optical properties of inorganic suspended solids and their influence on coastal ocean color remote sensing. **International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science**, v.38, n.8, p.997-1000, 2010.

KOMICK, N. M.; COSTA, M. P. F.; GOWER, J. Bio-optical algorithm evaluation for MODIS for western Canada coastal waters: an exploratory approach using in situ reflectance. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, p. 794–804, 2009.

LE, C. F. Validation of a quasi-analytical algorithm for highly turbid eutrophic water of meiliang bay in Taihu Lake, China. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, n. 8, p. 2492-2500, 2009.

LEE, Z. P. (ed.). **Remote sensing of inherent optical properties: fundamentals, tests of algorithms and applications: reports of the International Ocean–Colour Coordinating Group**. Dartmouth: IOCCG,2006. 126 p.

LEE, Z.P. et al. An empirical algorithm for light absorption by ocean water based on color. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n.C12, p. 27967-27978, 1998.

LEE, Z.P. et al. Hyper spectral remote sensing for shallow waters: 2. deriving bottom depths and water properties by optimization. **Applied Optics**, v. 38, p. 3831-3843, 1999.

LEE, Z.P.; CARDER, K.L.; ARNONE, R. Deriving inherent optical properties from water color: multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. **Applied Optics**, v. 41, p. 5755–5772, 2002.

LEE, Z. P. et al. Euphotic zone depth: Its derivation and implication to ocean-color remote sensing. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. C03009, 2007.

LANEY, S. R. et al. Measuring the natural fluorescence of phytoplankton cultures. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 18, p. 1924-1934, 2001.

Bledzki, L. A. Secchi disk. **The Encyclopedia of Earth**. 2012. Available in: http://www.eoearth.org/article/Secchi_disk. Accessed on: 23/07/2013.

LOISEL, H. et al. Investigation of the optical backscattering to scattering ratio of marine particles in relation to their biogeochemical composition in the eastern English Channel and southern North Sea. **Limnology and Oceanography**, v. 52, n. 2, p. 739-752, 2007.

LORENZZETTI, J. A.; GAETA, S. A. The Cape Frio upwelling effect over the South Brazil bight northern sector shelf waters: a study using AVHRR images. **International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing**, v.31, n. B7, p.448-453, 1996.

LUTZ, V. A. et al. Annual variations in bio-optical properties at the 'Estacion Permanente de Estudios Ambientales (EPEA)' coastal station, Argentina. **Continental Shelf Research**, v. 26, p. 1093-1112, 2006.

LUTZ, V. A. et al. Primary production in the Argentine sea during spring estimated by field and satellite models. **Journal of Plankton Research**, v. 32, n. 2, p. 181-195, 2010.

MAHIQUES, M. M. et al. Hydrodynamically-driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off southeast Brazil. **Continental Shelf Research**, v.24, p. 1685-1697, 2004.

MARITORENA, S.; SIEGEL, D.; PETERSON, A.R. Optimization of a semi-analytical ocean color model for global-scale application. **Applied Optics**, v. 41, p. 2705–2714, 2002.

MATSUOKA, A., et al. Bio-optical characteristics of the western Arctic Ocean: implications for ocean color algorithms. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 6, p. 503-518, 2007.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. O quaternário marinho do estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Resumos...** Belo Horizonte: [S.n.], 1976. p. 281-293.

McCLAIN, C. R. A decade of satellite ocean color observations. **Annual Review Marine Science**, v.1, p. 19-42, 2009.

MILANESI, M. A. **Avaliação do efeito orográfico na pluviometria de vertentes opostas na Ilha de São Sebastião (Ilhabela – SP)**. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

MILLS, E. **Biological oceanography: an early history: 1870-1960**. Ithaca: Cornell University, 1989. 387 p.

MIRANDA, L.B. **Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) à Ilha de São Sebastião (SP)**. Tese de (Livre-Docência em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico; Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

PEGAU, S.; ZANEVELD, J.R. V.; MITCHELL, B. G.; MUELLER, J. L.; KAHRU, M.; WIELAND, J.; STRAMSKA, M. Determination of spectral absorption coefficients of particles, dissolved material, and phytoplankton for discrete water samples. In: MUELLER, J. L.; FARGION, G.

S.; MCCLAIN, C. R. (eds.). **Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation** - inherent optical properties: instruments, characterizations, field measurements and data analysis protocols. Greenbelt, Maryland: NASA, 2003. (NASA/TM-2003-211621/Rev4-Vol.IV).

MITCHELL, B. G.; HOLM-HANSEN, O. Bio-optical properties of Antarctic Peninsula waters: differentiation from temperate ocean models. **Deep-Sea Research A**, v. 38, p. 1009-1028, 1991.

MOBLEY, C. D. **Light and water**: radiative transfer in natural waters. San Diego: Academic, 1994, 593p.

MOBLEY, C. D. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. **Applied Optics**, v. 38, n. 36, p. 7442-7455, 1999.

MOBLEY, C. D. Radiative transfer in the ocean, In: STEELE, J.; THORPE, S.; TUREKIAN, K. **Encyclopedia of ocean sciences**. New York: Academic Press, 2001. p.2321-2330.

MOBLEY, C. D. et al. Optical modeling of ocean waters: is the case 1 - case 2 classification still useful? **Oceanography**, v. 17, n. 2, p. 60–67, 2004.

MOREL, A. Optical properties of pure water and pure seawater. In: JERLOV, N. G.; Nielsen, E. S. (eds.). **Optical aspects of oceanography**. New York: Academic press, 1974. p. 1-24.

MOREL, A. In-water and remote measurements of ocean color. **Boundary Layer Meteorology**, v. 18, p. 177-201, 1980.

MOREL, A. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 water). **Journal of Geophysical Research**, v. 93, p.10749-10768, 1988.

MOREL, A.; BRICAUD, A. Theoretical results concerning the optics of phytoplankton, with special references to remote sensing applications. In: GOWER, J. F. R. (ed.). **Oceanography from space: marine science**. Berlin: Springer, 1981. p.313-327

MOREL, A.; BRICAUD, A. Inherent optical properties of algal cells, including picoplankton. theoretical and experimental results. **Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Science**, v. 214, p. 521-559, 1986.

MOREL, A. Y.; GORDON, H. R., Report of the working group on water color. **Boundary Layer Meteorology**, v. 18, p 343-355, 1980.

MOREL, A. Y.; MARITORENA, S. Bio-optical properties of oceanic waters: a reappraisal. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C4, p. 7163-7180, 2001.

MOREL, A. Y.; PRIEUR, L. Analysis of variations in ocean color. **Limnology and Oceanography**, v. 22, n. 4, p. 709-722, 1977.

MOORE, W. S.; OLIVEIRA, J. Determination of residence time and mixing processes of the Ubatuba, Brazil, inner shelf waters using natural Ra isotopes. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 76, p. 512-521, 2008.

MUSTAPHA, S. B.; BÉLANGER, S.; LAROUCHE, P. Evaluation of ocean color algorithms in the southeastern Beaufort Sea, Canadian Arctic: new parameterization using SeaWiFS, MODIS, and MERIS spectral bands. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 38, n. 5, p. 535-556, 2012.

MUELLER, J. L. Overview of radiometric measurement and data analysis methods. In: MUELLER, J. L.; FARGION, G. S.; McCLAIN, C. R. (eds.). **Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation**. Greenbelt: NASA, 2003. p. 7-20.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **MODIS web site**. Disponível em: <http://www.nasa.gov>. Acesso em: 28 maio 2013.

NASA. **SeaWiFS Project**. Disponível em: <http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS.html>. Acesso em: 28 maio 2011.

NEGRI OLIVEIRA, E. **Impacto de barragens sobre a dispersão de matéria e a sustentabilidade da pluma costeira do rio São Francisco (AL/SE): análise espacial e temporal por sensoriamento remoto**. Tese (Doutorado em Geoquímica ambiental) - Instituto de Química; Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009.

NEZLIN, N.; LI, B. L. Time-series analysis of remote-sensed chlorophyll and environmental factors in the Santa Monica–San Pedro Basin off Southern California. **Journal of Marine Systems**, v. 39, p. 185–202, 2003.

O'REILLY, J. E. et al. Ocean color algorithms for SeaWiFS, **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 24937–24953, 1998.

O' REILLY, J. E. et al. Ocean color chlorophyll-a algorithms for SeaWiFS, OC2 and OC4. In: HOOKER, S. B.; FIRESTONE, E. R. (eds). **SeaWiFS postlaunch technical reports series**. Greenbelt: NASA, 2000. v.11, p.9-23.

OMACHI, C. Y.; Garcia, C. A. E. Analysis of empirical algorithms of surface chlorophyll-*a* for SeaWifs in the Southwestern Atlantic Ocean. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON OCEAN OPTICS, 14., 2000, Monaco. **Proceedings...** Monaco: [S.n.], 2000. 1 Cd-rom. paper 1184.

PIOLA, A.R. et al. The subtropical shelf front off eastern South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. C3, p. 6565-6578, 2000.

PIRES-VANIN, A. M. S.; MATSUURA, Y. Estrutura e função do ecossistema de plataforma continental da região de Ubatuba, Estado de São Paulo: uma introdução. **Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 10, p. 1-8, 1993.

PLATT, T.; SATHYENDRANATH, S. Oceanic primary production: estimation by remote sensing at local and regional scales. **Science**, v. 241, p. 1613-1620, 1988.

POPE, R. M.; FRY, E. S. Absorption spectrum (380-700nm) of pure water: integrating cavity measurements. **Applied Optics**, v. 36, n. 33, p.8710-8723, 1997.

QUING, S. et al. Retrieval of inherent optical properties of the Yellow Sea and East China Sea using a quasi-analytical algorithm. **Chinese Journal of Oceanology and Limnology**, v. 29, n. 1, p. 33-45, 2011.

REDE ANTARES. **ChloroGIN**. Disponível em: www.antares.ws. Acesso em: 20 jan. 2013.

RETAMAL, L. et al. Comparison of the optical properties of dissolved organic matter in two river-influenced coastal regions of the Canadian Arctic. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 72, p. 261-272, 2007.

ROESLER, C. S.; PERRY, M. J.; CARDER, K. L. Modeling in situ phytoplankton absorption from total absorption spectra in productive inland marine waters. **Limnology and Oceanography**, v. 34, n. 8, p. 1510-1523, 1989.

RUDORFF, F. D. M. et al. Comparação de algoritmos empíricos na estimativa da concentração de clorofila em águas da Costa SE Brasileira. In: SIMPÓSIO

BRASILEIRO DE OCEANOGRAFIA, 3., 2006, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Edusp, 2006. (Cd-Rom, OCBI-38).

SANTOS, D. D.; GALVANI, E. Caracterização sazonal das precipitações no município de Caraguatatuba-SP, entre os anos de 1943 a 2004. Eventos extremos e impactos hidrometeorológicos. **Revista Geonorte**, v.1, n. 5, p. 1196 – 1203, 2012.

SARANGI, R. K.; CHAUHAN, P.; NAYAK, S. R. Vertical diffuse attenuation coefficient (K_d) based optical classification of IRS-P3 MOS-B satellite ocean colour data. **Proceedings of the Indian Academy of Sciences**, v. 111, n. 3, p. 237-245, 2002.

SASSI, R.; KUTNER, M. B. Variação sazonal do fitoplâncton da região do Saco da Ribeira (Lat.23030' S – Long. 45007' W), Ubatuba, Brasil. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 31, p. 29-42, 1982.

SATHYENDRANATH, S. (ed.). **Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically complex Waters**: reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. Dartmouth: IOCCG, 2000. 140p.

SATHYENDRANATH, S.; LAZZARA, L.; PRIEUR, L. Variations in the spectral values of specific absorption of phytoplankton. **Limnology and Oceanography**, v. 32, n. 2, p. 403-415, 1987.

SATHYENDRANATH, S.; MOREL, A. Light emerging from the sea-interpretation and uses in remote sensing. In: CRACKNELL, A. P. (ed.). **Remote sensing applications in marine science and technology**. Dordrecht: D Reidel, 1983. p. 323-357.

SATLANTIC INCORPORATED. **ProSoft 7.7**: user manual. Nova Scotia: Stlantic, 2009. (SAT-DN-00228).

SCHOFIELD, O. et al. Water colors in the coastal zone what can we see?

Oceanography, v. 17, n. 2, p.24-31, 2004.

SIGNORINI, S. R.; HOOKER, S. B.; McCLAIN, C. R. **Bio-optical and geochemical properties of the South Atlantic Subtropical Gyre**. Maryland: Goddard Space Flight Center, 2003. 43 p. (NASA/ TM-2003- 212253).

SIEGEL, D. A. et al. Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: the black pixel assumption. **Applied Optics**, v. 39, n. 21, p.3582-3591, 2000.

SIEGEL, D. A. et al. Global distribution and dynamics of colored dissolved and detrital organic materials. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. C12, 2002.

SHANG, S. L. et al. On the consistency in variations of chlorophyll a concentration in the South China Sea as revealed by three remote sensing data sets. **Biogeosciences Discussions**, v. 10, p. 7549-7578, 2013.

SHEN, F.; ZHOU, Y.; HONG, G. Absorption property of non-algal particles and contribution to total light absorption in optically complex waters: a case study in Yangtze estuary and adjacent coast. **Advances in Computational Environment Science**, v.142, p. 61-66, 2012.

SMITH, R. C.; BAKER, K. S. The bio-optical state of ocean waters and remote sensing. **Limnology and Oceanography**, v. 23, n. 2, p. 247-259, 1978.

SMITH, R. C.; BAKER, K. S. Optical properties of the clearest natural waters (200-800 nm). **Applied Optics**, v. 20, n. 2, p. 177-185, 1981.

SMYTH, T. J. et al. Semi analytical model for the derivation of ocean color inherent optical properties: description, implementation and performance assessment. **Applied Optics**, v. 45, n. 31, p. 8116-8131, 2006.

SOUZA, R. B.; ROBINSON, I. S. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. **Continental Shelf Research**, v. 24, p. 241–262, 2004.

STEEMAN NIELSEN, E. The use of radioactive carbon (C14) for measuring organic production in the sea. **Journal du Conseil International pour l'Exploration de la Mer**, v. 18, p.117-140, 1952.

STEVENSON, M. R. et al. How do cold water biota arrive in a tropical bay near Rio de Janeiro, Brazil. **Continental Shelf Research**, v.18, p. 1595-1612, 1998.

STRAMSKI, D. et al. The role of seawater constituents in light backscattering in the ocean. **Progress in Oceanography**, v. 61, p. 27-56, 2004.

SZETO, M. et al. Are the world's oceans optically different? **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. C00H04, 2011.

TASSAN, S.; FERRARI, G. M. An alternative approach to absorption measurements of aquatic particles retained on filters. **Limnology and Oceanography**, v. 40, n. 8, p. 1358-1368, 1995.

TEIXEIRA, C. Preliminary studies of primary production in the Ubatuba region. (lat. 23o30' S – long. 45 o06' W), Brazil. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo. v. 22, p. 49-58, 1973.

TEIXEIRA, C. Produção primária e algumas considerações ecológicas da região de Ubatuba (Lat.23030' S – Long. 45006' W), Brasil. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 23-28, 1979.

TEIXEIRA, C.; TUNDISI, J. G. The effects of nitrogen and phosphorus enrichment on phytoplankton in the region of Ubatuba (Lat, 23°30'S – Long, 45°06'W), Brazil.

Boletim do Instituto Oceanográfico, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 77-86, 1981.

TORRENCE, C.; COMPO, G. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 61-78, 1998.

TOOLE, D. A.; SIEGEL, D. A. Modes and mechanisms of ocean color variability in the Santa Barbara Channel. **Journal of Geophysical Research: Oceans** (1978–2012) v. 106, n. C11, p. 26985–27000, 2001.

VANTREPOTTE, V. et al. Bio-optical properties of coastal waters in the Eastern English Channel. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 72, p. 201-212, 2007.

VELHOTE, D.; CAMPOS, E. J. D.; SILVEIRA, I. C. A. Shelf break upwelling driven by current cyclonic meanders. **Geophysics Research Letter**, v. 27, n. 6, p. 751-754, 2000.

WARNOCK, R. E.; GIESKES, W. W. C.; VAN LAAR, S. Regional and seasonal differences in light absorption by yellow substance in the Southern Bight of the North Sea. **Journal of Sea Research**, v. 42, p. 169-178, 1999.

WIETERS, E. A. et al. Alongshore and temporal variability in chlorophyll a concentration in Chilean nearshore waters. **Marine Ecology Progress Series**, v. 249, p. 93-105, 2003.

WELSCHMEYER, N. Fluorimetric analysis of chlorophyll a in the presence of chlorophyll b and pheopigments. **Limnology and Oceanography**, v. 39, n. 8, p. 1985-1992, 1994.

WERDELL, P. J. et al. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties. **Applied Optics**, v. 52 n. 10, 2013.

WOZNIACK, B., et al. Modelling the light absorption properties of particulate matter forming organic particles suspended in seawater. Part 1. Model description, classification of organic particles, and example spectra of the light absorption coefficient and the imaginary part of the refractive index of particulate matter for phytoplankton cells and phytoplankton-like particles. **Oceanologia**, v. 47 n. 2 p.129-164, 2005.

XIONG, X. et al. Lessons learned from MODIS. **Advances in Space Research**, v. 32 n. 11 p. 2107-2112, 2003.

YODER, J. A.; KENNELLY, M. What have we learned about ocean variability from satellite ocean color imagers? **Oceanography**, v. 19, n. 1, p.152-171, 2006.

ZIBORDI, G. et al. Validation of satellite ocean color primary products at optically complex coastal sites: northern Adriatic Sea, northern Baltic Proper and Gulf of Finland. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 12, p. 2574–2591, 2009.

ZILLMANN, S. M. S. **Distribuição sazonal do fitoplâncton na radial entre Ilha Anchieta e Ilha da Vitória (Lat. 23o31' S-Long. 45o06' W a Lat. 45o31' S – Long. 45o01' W) na região de Ubatuba**. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Universidade de São Paulo; Instituto Oceanográfico, São Paulo, 1990.