



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE – FURG
IO – INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA FÍSICA,
QUÍMICA E GEOLÓGICA



Estudos Bio-ópticos na região adjacente ao Estreito de Bransfield, Antártica, para mapeamento da concentração de clorofila-a por satélite

ELLA SOARES PEREIRA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Oceanografia Física, Química e
Geológica, como parte dos requisitos para a
obtenção do título de Mestre

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Eiras Garcia

Rio Grande – RS

2013

ELLA SOARES PEREIRA

**Estudos Bio-ópticos na região adjacente ao Estreito
de Bransfield, Antártica, para mapeamento da
concentração de clorofila-a por satélite**

Rio Grande – RS

2013

Agradecimentos

Esta foi a última página escrita deste trabalho, porém a primeira a ser apresentada porque pra mim é a mais importante. Sem a ajuda e a presença destas pessoas na minha estrada este trabalho não teria se realizado.

Meus agradecimentos mais sinceros:

- ao meu orientador, Garcia, por todas as oportunidades ao longo dos quase 10 anos de orientação, desde o curso técnico até o mestrado, pelo apoio e pela paciência nesta última fase;
 - a CAPES pelo financiamento da minha bolsa;
 - ao PPG em Oceanografia Física, Química e Geológica e todos os meus professores pelo conhecimento adquirido;
 - a Prof. Dra. Virginia Maria Tavano, por ceder os dados biológicos utilizados neste trabalho;
 - aos membros da banca, Dra. Ana Inês Dogliotti e Dr. Jorge Arigony Neto, pelas contribuições;
 - ao Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes, por todos os embarques, aprendizados e amigos que me proporcionou ao longo destes anos;
 - aos amigos de LEOC, pelo bom ambiente, pela convivência. Meu especial agradecimento as queridas Lolo, Ingrid, Marina, Gabi, Camila, Ana, Paula, Jeane, Jannine e minha querida Rô. Ao Maurício, Fujita, Rodrigo, Piauí, Arnaldinho, Miltão, Ricardo e Zé Luís... E a tantas outras pessoas que passaram por aqui e deixaram saudades;
 - ao pessoal do Fito, Cabeça e Rafael pelas ótimas companhias e esclarecimentos sobre os “bichinhos” e à minha companheira de natação Amália, por todas nossas risadas e papos;
 - a ajuda da Preta e da Leandra;
 - a Amábile, pela amizade, pelo apoio, pelas revisões, discussões e sem a qual eu não teria vencido este prazo final;
 - a minha família, por ter me ajudado a enfrentar todas as dificuldades que este último ano apresentou, aos meus sobrinhos Arthur e Pyetro pela alegria que me dão e ao meu Maninho por ter vencido a maior de nossas lutas. Eu não seria nada sem vocês
- E no final, como tinha que ser, à minha Íris, minha menina, amor da minha vida.

**Deus ao mar o perigo e o abismo deu,
Mas nele é que espelhou o céu.**

- Fernando Pessoa

aos meus pais, estrelas do meu céu

Índice

Lista de Figuras.....	vii
Lista de Tabelas.....	x
Lista de Abreviaturas e Siglas.....	xi
Lista de Símbolos.....	xii
Resumo.....	1
Abstract.....	2
1. INTRODUÇÃO.....	3
1.1. O desenvolvimento de algoritmos da cor do mar no Oceano Austral.....	3
1.2. ÁREA DE ESTUDO.....	9
1.3. OBJETIVOS.....	15
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	16
2.1. Dados bio-ópticos obtidos no campo.....	16
2.1.1. Radiometria.....	20
2.1.2. Processamento dos dados radiométricos.....	22
2.2. Concentração de Clorofila-a.....	26
2.3. Algoritmos Bio-ópticos.....	27
2.4. Correções atmosféricas e detecção de águas túrbidas.....	29
2.5. Processamento de Imagens MODIS/Aqua e Análise de Match-up.....	32
2.6. Análise do desempenho dos algoritmos.....	34
3. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	36
3.1. Diferenças entre os métodos de determinação da CHL.....	36
3.2. Avaliação de produtos derivados pelo satélite MODIS/Aqua.....	40
3.2.1. Concentração de Chlorofila-a.....	40
3.2.2. Reflectância de Sensoriamento Remoto (Rrs).....	46
3.3. Calibração e Validação dos Algoritmos Regionais.....	49
3.4. Avaliação do método de correção atmosférica NIR-SWIR para detecção de águas túrbidas.....	54
4. CONCLUSÕES.....	58
5. REFERÊNCIAS.....	60
ANEXO I.....	67

Lista de Figuras

- Figura 1: Imagem sazonal da concentração de clorofila-a (mg.m^3) do sensor MODIS/Aqua, correspondente ao período de dezembro de 2008 a março de 2009 (verão Austral). Projeção estereográfica. 10
- Figura 2: Localização da Área de Estudo: Península Antártica, Mar de Bellingshausen, Estreito de Gerlage (EG), Estreito de Bransfield, Ilha Snow (IS), Ilhas Shetland do Sul (ISS), Ilha Rei George (IRG), Ilha Elefante (IE), Passagem de Drake, Bacia Powell, Ilhas Orcadas do Sul (IOS), Mar de Weddell. Na escala a batimetria (m) regional. Projeção Lambert Azimutal. 11
- Figura 3: Esquema ilustrativo indicando a circulação nas adjacências do Estreito de Bransfield. As setas indicam a direção do fluxo. Corrente Circumpolar Antártica (CCA); Água Transicional de Bellingshausen(ATB); Corrente de Bransfield (CB); Água Transicional de Weddel (ATW) ; Corrente Costeira Antártica (CC); Giro de Weddell. Adaptado de Sangrá et al. (2011) e Gyldenfeldt et al. (2002) 13
- Figura 4: Posições das estações fornecidas pelo SeaBASS, com dados somente de concentração de clorofila (verde) e com dados radiometria e concentração de clorofila (azul). As isóbatas de 300 m, 1000 m e 3000m estão marcadas na figura..... 18
- Figura 5: Posições das estações fornecidas pelos cruzeiros GOAL com dados somente de concentração de clorofila (verde) e com dados radiometria e concentração de clorofila (azul). As isóbatas de 300 m, 1000 m e 3000m estão marcadas na figura. 19
- Figura 6: Posições das estações fornecidas pelos cruzeiros SOS-CLIMATE com dados somente de concentração de clorofila (verde) e com dados radiometria e concentração de clorofila (azul). As isóbatas de 300 m, 1000 m e 3000m estão marcadas na figura. 19
- Figura 7: Bóia multiespectral TSRB (a), Sistema perfilador hiperespectral HyperOCR (b) e Perfilador multiespectral de alta resolução PRR (c). 22
- Figura 8: Esquema da seleção de critérios para aplicação da correção atmosférica de acordo com o método combinado NIR-SWIR, adaptado de Wang & Shi (2009). 31
- Figura 9: Resultado da regressão linear entre a CHL determinada pelos métodos do HPLC e fluorimetria. A equação da reta é dada por $Chla_{Fluor} = 1,423 \times Chla_{HPLC} + 0,069$ 37
- Figura 10: Imagem mensal da concentração de clorofila-a (mg.m^3) do sensor MODIS/Aqua. As figuras (a) e (b) representam os meses de fevereiro e março de 2008 e as figuras (c) e (d) representam os meses de fevereiro e março de 2009, respectivamente. Projeção Lambert Azimutal. 39
- Figura 11: Distribuição regional dos dados da relação entre $Chla_{HPLC}$ e o algoritmo operacional OC3M-547. Ao fundo (em cinza) a mesma relação com o banco de dados do NOMAD, que deu origem ao algoritmo (curva contínua preta). 40

Figura 12: Comparação entre a clorofila <i>in situ</i> e aquela estimada pelo satélite. Na figura, dados FURG e SeaBASS são diferenciadas pelos símbolos do quadrado e círculo cheios respectivamente. A concentração de clorofila estimada pelos satélites usa os algoritmos (a) OC2M-547, (b) OC3M_547 e (c) GSM01. A janela temporal de 12 horas foi usada entre os dados <i>in situ</i> e de satélites.	45
Figura 13: Comparação da Reflectância de Sensoriamento Remoto (R_{rs}) <i>in situ</i> e determinada pelo sensor MODIS/Aqua utilizando o algoritmo padrão OC3M-547 nos comprimentos de onda (a) 412, (b) 443, (c) 488, (d) 531, (e) 547 e (f) 667, com janela temporal de 12 horas entre medidas <i>in situ</i> e por satélite.	48
Figura 14: O algoritmo OC2M-547 FURG-SO. linha vermelha curva representa o algoritmo de duas bandas regional, OC2M-547, a linha contínua cinza representa o algoritmo global de duas banda, OC2M-547. Pontos cinzas ao fundo representam os dados do NOMAD e quadrados cinzas representa os 150 pontos utilizados para o ajuste (curva contínua vermelha).	50
Figura 15: O algoritmo OC3M-547 FURG-SO. A linha vermelha curva representa o algoritmo de três bandas regional, OC3M-547, a linha contínua cinza representa o algoritmo global de três bandas, OC3M-547. Pontos cinza ao fundo representam os dados do NOMAD e círculos cinzas representando os 150 pontos utilizados para o ajuste (curva contínua vermelha).	51
Figura 16: Validação dos novos algoritmos empíricos regionais utilizando base de dados independente. (a) Regressão linear entre os dados <i>in situ</i> de Chla e os estimados pelo algoritmo OC2M-547 FURG-SO (b) Regressão linear entre os dados <i>in situ</i> de Chla e os estimados pelo algoritmo OC3M-547 FURG-SO. A concentração de clorofila-a representa $Chla_{FLUOR} + Chla_{HPLC}$	53
Figura 17: Imediações das Ilhas James Ross em 15 de março de 2004. (a) Em magenta pixels que foram aplicados o algoritmo SWIR, (b) Histograma da concentração de clorofila-a em $mg.m^{-3}$ usando a correção atmosférica padrão (linha grossa) e correção NIR-SWIR (linha fina).	54
Figura 18: Estimativa de CHL nas imediações das Ilhas James Ross em 19 de fevereiro de 2004. (a) Imagem processada com o algoritmo padrão (NIR), (b) Imagem processada com o algoritmo (NIR-SWIR), (c) Imagem “true color”, representando a área selecionada no quadrado azul das imagens (a) e (b).	57
Figura 19: Gráficos dispersão da comparação do banco de dados de $Chla_{FLUOR}$ (esquerda) e $Chla_{HPLC}$ (direita) e a concentração de clorofila-a estimada pelos algoritmos (a) OC2M-547, (b) OC3M_547 e (c) GSM01, com janela temporal de 3 horas.	67
Figura 20: Gráficos dispersão da comparação do banco de dados de $Chla_{FLUOR}$ (esquerda) e $Chla_{HPLC}$ (direita) e a concentração de clorofila-a estimada pelos algoritmos (a) OC2M-547, (b) OC3M_547 e (c) GSM01, com janela temporal de 6 horas.	68
Figura 21: Gráficos dispersão da comparação do banco de dados de $Chla_{FLUOR}$ (esquerda) e $Chla_{HPLC}$ (direita) e a concentração de clorofila-a estimada pelos algoritmos (a) OC2M-547, (b) OC3M_547 e (c) GSM01, com janela temporal de 9 horas.	69

Figura 22: Gráficos dispersão da comparação do banco de dados de $Chla_{FLUOR}$ (esquerda) e $Chla_{HPLC}$ (direita) e a concentração de clorofila-a estimada pelos algoritmos (a) OC2M-547, (b) OC3M_547 e (c) GSM01, com janela temporal de 12 horas. 70

Figura 23: (a) Distribuição dos dados da relação entre $Chla_{HPLC}$ e FURG $Chla_{HPLC}$ SeaBASS e o algoritmo operacional OC3M-547 (b) Distribuição dos dados da relação entre $Chla_{FLUOR}$ FURG e o algoritmo operacional OC3M-547. Ao fundo (em cinza) a mesma relação com o banco de dados do NOMAD, que deu origem ao algoritmo (curva contínua preta). 71

Lista de Tabelas

Tabela 1: Fontes dos dados bio-ópticos utilizados no estudo. Na coluna [Chl-a], F e H indicam os métodos Fluorimétrico e HPLC, respectivamente. Os instrumentos radiométricos foram: <i>Tethered Spectral Radiometric Buoy</i> (TSRB), <i>Hyper Ocean Color Radiometer</i> (HyperOCR) e <i>Profile Reflectance Radiometer</i> (PRR). AS linhas com fundo cinza representam os dados obtidos através do SeaBASS e com fundo branco os dados obtidos pelo GOAL.	17
Tabela 2: Características dos instrumentos óticos utilizados no presente trabalho	21
Tabela 3 : Coeficientes dos algoritmos empíricos do sensor MODIS/Aqua	28
Tabela 4: Principais características do sensor MODIS/Aqua	33
Tabela 5: Parâmetros estatísticos para a comparação entre a concentração de clorofila-a medida <i>in situ</i> pelos métodos de fluorimetria, Chl _a _{FLUOR} e de HPLC, Chl _a _{HPLC} , e a estimada pelos algoritmos empíricos OC2M-547, OC3M-547 e GSM01, com diferenças temporais (dt) de 3, 6, 9 e 12 horas. Ver o texto na seção de Materiais e Métodos.....	42
Tabela 6: Diferença Percentual Absoluta Média (APD) e Diferença Percentual Relativa Média (RPD) entre as Reflectâncias de Sensoriamento Remoto em 412, 443, 488, 531, 547 e 667 nm, medidas <i>in situ</i> e por satélite.	47
Tabela 7: Resultado estatístico da comparação entre a concentração de clorofila-a medida <i>in situ</i> pelos métodos de fluorimetria (Chl _a _{FLUOR}) e de HPLC (Chl _a _{HPLC}) e a estimada pelos algoritmos empíricos OC2M-547, OC3M-547 e GSM01, com diferenças temporais (dt) de 3, 6, 9 e 12 horas. Ver o texto na seção de Materiais e Métodos.....	56

Lista de Abreviaturas e Siglas

AMLR	Antartic Marine Living Resources United States AMLR Program
APD	Diferença percentual absoluta média
CHL	Concentração de clorofila-a
Chl_a_{FLUOR}	Concentração de clorofila-a determinada por fluorimetria
Chl_a_{HPLC}	Concentração de clorofila-a total determinada por HPLC
GOAL	Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes
GSM01	Garver, Siegel & Maritorea semi-analytical algorithm
HPLC	Cromatografia Líquida de Alta Eficiência
HyperOCR	Hyper Ocean Color Radiometer
IOP	Propriedade óptica Inerente
MODC	Material orgânico dissolvido colorido
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NIR	Infravermelho próximo
NIR-SWIR	Método combinado de correção atmosférica
NOMAD	NASA Bio-Optical Marine Algorithm Data Set
OBPG	Ocean Biology Processing Group
OC2M-547	Two-band Ocean Color Chlorophyll algorithm
OC23M-547	Tree-band Ocean Color Chlorophyll algorithm
OC2M-547/FURG-SO	Algoritmo regional de 2 bandas do sensor MODIS/Aqua para a área de estudo
OC3M-547/FURG-SO	Algoritmo regional de 3 bandas do sensor MODIS/Aqua para a área de estudo
PRR	Profile Reflectance Radiometer
RPD	Diferença percentual relativa média
SeaBASS	SeaWIFS Bio-Optical Archive and Storage System
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SOS-CLIMATE	Southern Ocean Studies for Understanding Global Climate Issues
SWIR	Comprimentos de ondas longas do infravermelho
TSRB	Tethered Spectral Radiometer Buoy

Lista de Símbolos

E_d	Irradiância espectral descendente
E_s	Irradiância espectral incidente na superfície da água
L_u	Radiância espectral ascendente
L_w	Radiância espectral solar emergente da água do mar
nL_w	Radiância normalizada ascendente da água
R_{rs}	Reflectância do Sensoriamento Remoto
r^2	Coefficiente de determinação
$rmse$	Erro quadrático médio
$rmse-L$	Erro quadrático médio linearmente transformado
T_{ind}	Índice de turbidez da água
λ	Comprimento de onda
ρ	Reflectância

Resumo

Neste estudo, foram utilizados dados de reflectância de sensoriamento remoto, $R_{rs}(\lambda)$, medidos *in situ* durante 14 cruzeiros oceanográficos, incluindo dados coletados pelo Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes (GOAL, FURG) e provenientes da base de dados da NASA *SeaWiFS Bio-Optical Archive and Storage System* (SeaBASS), e medidas concomitantes de concentração de clorofila-a, CHL, nas adjacências do Estreito de Bransfield nos verões austrais entre 2002 e 2010. O objetivo desse trabalho foi avaliar o desempenho de algoritmos bio-ópticos para estimar a CHL nessa região através de dados de $R_{rs}(\lambda)$ do sensor satelital MODIS/Aqua e testar a hipótese de que o método NIR-SWIR para detecção de águas túrbidas e correção atmosférica é mais satisfatório na área de estudo. Importante subestimativa da CHL foi observada através da aplicação dos algoritmos empíricos OC2M-547 e OC3M-547 e semi-analítico GSM01, mesmo quando a comparação considerou a CHL *in situ* fornecida por método de cromatografia líquida de alta resolução, *High Performance Liquid Chromatography*, HPLC. Nossos resultados contrastam com trabalhos anteriores que sugeriram que estimativas de CHL por satélite seriam satisfatórias na região Antártica quando comparadas com a CHL *in situ* derivada por HPLC. Dos algoritmos bio-ópticos globais aqui estudados, o semi-analítico GSM01 apresentou melhor desempenho. Porém ainda é necessário um ajuste regional devido às características ópticas do fitoplâncton da região serem distintas em comparação as demais regiões do globo. Os algoritmos empíricos que utilizam a razão da $R_{rs}(\lambda)$ entre duas e três bandas do sensor MODIS/Aqua foram ajustados regionalmente e validados, e indicaram melhor desempenho em estimar CHL na região em comparação aos modelos globais, particularmente o modelo regional de 3 bandas OC3M-547/FURG-SO. A aplicação do método de correção atmosférica NIR-SWIR para detecção de águas túrbidas apresentou um incremento na CHL estimada por satélite de 0,75 e 2,5 mg m^{-3} quando comparada à aplicação do método padrão NIR, e uma redução menos significativa nos valores acima de 2,5 mg.m^{-3} . A resposta principal nesta parte do trabalho foi então identificar que a reflectância destas águas não responde somente a biomassa fitoplanctônica, mas também as características ópticas das águas de degelo (região onde o SWIR se aplica) e torna-se necessário então uma investigação em torno dos componentes opticamente ativos nas águas da região a fim de determinar melhor as suas respostas espectrais.

Palavras-chave: Estreito de Bransfield; clorofila-a; algoritmos bio-ópticos; NIR-SWIR; MODIS/Aqua.

Abstract

In this study, we used in situ remote reflectance data, $R_{rs}(\lambda)$, from 14 austral summer oceanographic cruises, including those collected by Grupo de Oceanografía de Altas Latitudes (GOAL, FURG) and provided by SeaWiFS Bio-Optical Archive and Storage System (SeaBASS), with concomitant measurements of chlorophyll-a concentration, CHL, in Bransfield Strait adjacent region. These data spans the period between 2002 and 2010. The objective of this work was to evaluate the bio-optical algorithms to estimate chlorophyll-a concentrations in this region through $R_{rs}(\lambda)$ data provided by satelital sensor MODIS/Aqua and to test the hypothesis that NIR/SWIR method is satisfactory for the detection of turbid water and hence atmospheric correction in the study area. The use of OC2M-547, OC3M-547 empirical and GSM01 semi analytical algorithms incurred in an important CHL underestimate, even when the comparison considered in situ CHL provided by High Performance Liquid Cromatography, HPLC. Our results are in contrast with previous works which have suggested that CHL satellite estimates would be satisfactory in the Antarctic region. The GSM01 showed the best performance compared to the other algorithms studied here, though a regional adjustment is still necessary because the optical characteristics of phytoplankton in the region are different in comparison to other regions of the globe. The empirical algorithms which use the ratio between two or three $R_{rs}(\lambda)$ bands from MODIS/AQUA sensor were adjusted regionally and validated. These adjusted algorithms, particularly the regional model of 3 bands OC3M-547/FURG-SO, showed a better performance in estimating CHL in the region when compared to global models. The application of NIR-SWIR atmospheric correction for detection of turbid waters showed an increase of 0.75 to 2.5 mg m^{-3} in chlorophyll-a concentration estimated by satellite when compared to the application of NIR standard method, and a least significant decrease in values above 2.5 mg.m^{-3} . It is important to highlight that the response of the water reflectance in this area is not only due to phytoplankton biomass, but also due to the optical characteristics of the melt water, where the SWIR method applies. Hence, an investigation of the optically active components of these waters becomes necessary in order to better determine their spectral responses.

Keywords: Bransfield Strait; chlorophyll-a; bio-optical algorithms, NIR-SWIR; MODIS/Aqua.

1. INTRODUÇÃO

1.1. O desenvolvimento de algoritmos da cor do mar no Oceano Austral

O ecossistema marinho difere do terrestre no sentido de que as plantas marinhas são predominantemente microscópicas, conhecidas como fitoplâncton. A parte visível do espectro solar (i.e, 400 - 700 nm) é utilizada pelo fitoplâncton para realizar a fotossíntese, cuja absorção da luz é realizada por pigmentos moleculares, principalmente a clorofila-a. Por absorver e espalhar a luz solar, o fitoplâncton exerce uma profunda influência na distribuição de luz no ambiente aquático, contribuindo assim para o fluxo de luz que emerge através da superfície dos oceanos. Esse fluxo de energia radiante pode ser medida por radiômetros a bordo de satélites, proporcionando a base para a radiometria espectral do visível, também conhecida como radiometria da cor do oceano, ou simplesmente, cor do oceano (IOCCG, 2008).

Nas últimas décadas, dados da cor do oceano têm sido obtidos por medidas *in situ* e através de técnicas de sensoriamento remoto, as quais permitem sua aquisição em grandes escalas espaciais e temporais para estudos dos ambientes marinhos (Gregg *et al.*, 1998). A ênfase do sensoriamento remoto da cor do oceano tem sido na estimativa superficial da concentração de clorofila-a (CHL), considerada como índice de biomassa fitoplanctônica. Nos ecossistemas aquáticos, a biomassa fitoplanctônica é a propriedade ecológica chave, pois ela quantifica o componente que é primariamente responsável pela transformação do dióxido de carbono em carbono orgânico, e que sustentará toda a cadeia trófica do ecossistema (Hooker *et al.* 1992, Yoder *et al.* 2001, IOCCG, 2008). Em função disso, a clorofila-a desempenha um papel fundamental nos algoritmos convencionais de produção primária, nos coeficientes de atenuação de luz (IOCCG, 2006) e é um *proxy* para a reflectância da luz em regiões oceânicas (Werdell *et al.*, 2007). As estimativas de CHL através de imagens de satélite em escalas globais, sinóticas, em tempo quase-

real e por longos períodos, têm permitido estudar a distribuição espaço temporal da biomassa fitoplanctônica e produtos gerados por algoritmos secundários (Longhurst, *et al.*, 1995, Behrenfeld & Falkowski, 1997; Platt & Sathyendranath, 1993). Além das moléculas de água, outros absorvedores primários biologicamente relevantes na radiação visível são os detritos e o material orgânico dissolvido colorido (MODC) (Yoder *et al.*, 2001), que podem apresentar grande importância na atenuação da luz, em especial em regiões costeiras.

Dados da cor do oceano são utilizados para estimar parâmetros biogeofísicos como a CHL através de relações entre a radiância espectral solar emergente da água do mar (L_w) ou reflectância do sensoriamento remoto (R_{rs}) e a CHL. Estas relações são conhecidas como algoritmos bio-ópticos, que podem ser empíricos ou semi-analíticos. Os algoritmos bio-ópticos empíricos são utilizados operacionalmente pelas agências espaciais na estimativa da CHL. Estes geralmente usam a razão entre as bandas onde a absorção e o espalhamento da radiação visível pelo fitoplâncton marinho são significativas e constituem-se em relações estatisticamente robustas entre medidas de radiância ou reflectância e as concentrações do pigmento medidas *in situ* (O'Reilly *et al.*, 1998, O'Reilly *et al.*, 2000). Estes algoritmos são extensivamente empregados no processamento de imagens de CHL de sensores satelitais como o *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*, *SeaWiFS*, e *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*, MODIS.

Os algoritmos semi-analíticos utilizam equações analíticas que descrevem os processos físicos através dos quais as propriedades de absorção e espalhamento da luz definem a reflectância do mar, fornecendo estimativas de várias propriedades bio-ópticas simultaneamente e em diversos comprimentos de onda (λ), a partir de espectro de radiâncias emergentes do oceano (Morel, 1980). Por exemplo, o modelo GSM01 (Garver & Siegel, 1997, Maritorena *et al.*, 2002) é uma relação quadrática entre a reflectância espectral e os coeficientes de absorção e retroespalhamento (i.e, espalhamento para trás). Este modelo fornece concomitantemente

estimativas de CHL, coeficientes de absorção do material dissolvido e detritos, $a_{\text{cdm}}(\lambda)$, e o coeficiente de retroespalhamento do material particulado, $b_{\text{bp}}(\lambda)$, a partir de medidas do espectro de radiâncias normalizadas ascendentes da água, $nLw(\lambda)$. No entanto, nas águas em que as características ópticas diferem fortemente daquelas usadas para ajustar o modelo, o desempenho dos modelos semi-analíticos pode ser significativamente degradado.

Resultados de comparação entre CHL medida *in situ* e estimada através de modelos empíricos aplicados ao sensoriamento remoto na região do Estreito de Bransfield e nas águas adjacentes da Península Antártica mostraram que diferentes versões (ex: OC2v4, OC4v4) dos algoritmos bio-ópticos globais da NASA para o sensor SeaWiFS subestimam a CHL naquela área (Dierssen *et al.*, 2000, Mitchell *et al.*, 2001, Korb *et al.*, 2004, Garcia *et al.*, 2005, McClain, 2009) e, supostamente, em todo o Oceano Austral. Subestimativas da CHL através de satélites foram verificadas no Mar de Ross (Arrigo *et al.*, 1998) quando dominado por diferentes assembleias fitoplanctônicas (diatomáceas, criptofíceas e dinoflagelados) e ao longo da Frente Polar Antártica do Pacífico, composta por partículas menores se comparadas ao Mar de Ross (Reynolds *et al.*, 2001). Estudos realizados no Oceano Ártico também demonstraram discrepâncias entre os produtos de cor do oceano derivados de satélite e dados obtidos *in situ*. A sobrestimativa naquela região é causada pela presença de MODC e então os algoritmos foram ajustados para melhor estimar a CHL na região (Mustapha *et al.* 2012).

Outros autores reforçam a necessidade de realizar medições radiométricas e determinação da CHL *in situ* em regiões do Atlântico Sul Ocidental e Oceano Austral (ex. Garcia *et al.* , 2005 e Garcia *et al.* , 2006) enquanto vários sugerem que um algoritmo regional para estimar CHL através de reflectância espectral seja mais apropriado para as águas Antárticas (Dierssen & Smith, 2000; Mitchell *et al.*, 2001). Darecki *et al.* (2005) e Volpe *et al.* (2007) também consideram que os

algoritmos regionais geralmente têm melhor desempenho, uma vez que levam em conta as características biológicas e bio-ópticas locais. No entanto, alguns estudos (ex. Hu *et al.*, 2004; Korb *et al.*, 2004) apresentam importantes limitações nas comparações entre dados medidos *in situ* e estimados por satélites, como a utilização de imagens de nível 3, que apresentam menor resolução espacial (4x4 km e 9x9 km) ou defasagem temporal de 3 dias até um mês entre a aquisição do dado biológico *in situ* e a passagem do satélite. A recomendação, neste caso, é de que se tenha um intervalo máximo de +/- 3 horas entre a coleta no campo e a medida do satélite (Bailey *et al.*, 2000).

Outro fator importante a ser considerado é o método utilizado para a medida de CHL em campo.

A cromatografia líquida de alta eficiência (*Hight Performance Liquid Chromatography*, HPLC) é uma técnica que permite a análise qualitativa e quantitativa dos vários pigmentos presentes nas células do fitoplâncton além da clorofila-a, e disponibiliza também informações acerca de biomassa, composição e estado fisiológico das comunidades fitoplanctônicas (Mackey *et al.* 1996). A fluorimetria se baseia na fluorescência emitida pela clorofila-a em determinada faixa do comprimento de onda, onde o sinal da fluorescência é proporcional à concentração do pigmento (Holm-Hansen *et al.*, 1965). Marrari *et al.*(2006) observaram que as espécies dominantes na região Antártica são diatomáceas, que contém clorofila-c além da clorofila-a, o que implica que parte da fluorescência medida pode ser devido ao primeiro pigmento, causando sobrestimativa da biomassa fitoplanctônica, em termos de clorofila-a, quando utilizado o método fluorimétrico. Segundo o mesmo estudo, o percentual de superestimação da CHL *in situ* por meio de medições fluorimétricas aumenta com concentrações decrescentes, justamente onde outros autores identificaram a subestimativa de algoritmos satelitais e, portanto não haveria necessidade

de desenvolvimento de algoritmos regionais para a região de estudo. Por exemplo, dados coletados entre 2000 e 2006 no noroeste da Península Antártica revelam um *offset* (deslocamento) consistente entre dados fluorimétricos e HPLC (Kozlowsck, 2008) similarmente ao encontrado no setor Pacífico da Frente Polar Antártica por Reynolds *et al.* (2001). O consenso geral indica que o método mais acurado para a medida da CHL é o do HPLC (Gieskes & Kraay, 1983; Hooker *et al.*, 2009).

Uma maior acurácia dos produtos geofísicos como R_{rs} e CHL obtidos através de radiômetros satelitais requer o uso de algoritmos de correção atmosférica, visto que aproximadamente 90% do sinal da radiação recebida pelo sensor nos comprimentos de onda do verde e azul são provenientes do espalhamento (i.e, espalhamento molecular, por aerossóis e interação múltipla entre moléculas e aerossóis) dessa radiação pela atmosfera (IOCCG, 2010). Enquanto as radiâncias das bandas do visível são utilizadas para inferir o conteúdo de pigmento fitoplanctônico nas águas superficiais, as bandas do infravermelho próximo (NIR, 650-900 nm) são utilizadas para corrigir os efeitos atmosféricos nas imagens de satélite (Bailey *et al.*, 2010). O algoritmo padrão para correção atmosférica utilizado atualmente pela NASA para produtos da cor do oceano foi desenvolvido por Gordon & Wang (1994a). Especificamente, este algoritmo utiliza duas bandas NIR, centradas em 748 e 869 nm para o sensor MODIS, para determinar o tipo de aerossol e estimar os efeitos atmosféricos nas bandas do visível, através da extrapolação dos efeitos dos aerossóis em bandas NIR. Isto acontece porque nas bandas NIR, a reflectância normalizada da água, $\rho_w(\lambda)$, é desprezível, logo a reflectância medida no topo da atmosfera é causada pela atmosfera.

Águas túrbidas, cuja turbidez é gerada pela presença de gelo marinho e água de degelo, interferem na radiância espectral emergente das águas, e, portanto, nas estimativas de CHL,

produtividade primária, eficiência fotossintética e fluorescência fitoplanctônica por satélite (Behrenfeld *et al.*, 2009). Devido à água de degelo, a reflectância geralmente aumenta quanto mais luz for retroespalhada pela presença de partículas de origem minerogênica, o que tornam estas águas opticamente distintas das condições típicas (Dierssen *et al.*, 2002).

Assim, o requisito para $\rho_w(\text{NIR}) \approx 0$ falha em águas costeiras túrbidas. Uma solução é basear a correção atmosférica em bandas espectrais nos comprimentos de ondas longas do infravermelho (SWIR), onde a absorção do aerossol é maior do que no NIR, porém a contribuição de $\rho_w(\text{SWIR})$ na refletância no topo da atmosfera é muito menor, praticamente nula (Wang & Shi, 2005; Wang, 2007). Este algoritmo de correção atmosférica é conhecido como algoritmo SWIR.

O algoritmo SWIR opera basicamente da mesma maneira que o de Gordon & Wang (1994a), porém as duas bandas NIR são substituídas por bandas SWIR, centradas em 1240 e 2130 nm no MODIS. Wang & Shi (2005) e Wang *et al.* (2007) mostraram resultados satisfatórios para águas costeiras com alto índice de turbidez, enquanto Shi & Wang (2012) desenvolveram um algoritmo para detecção de gelo marinho utilizando SWIR. Wang *et al.* (2009) avaliaram o desempenho do método combinado NIR-SWIR utilizando imagens MODIS/Aqua globais e medidas *in situ*, aplicando o índice de turbidez da água $T_{\text{ind}}(748,1240)$, desenvolvido por Shi & Wang (2007) que detecta e identifica águas túrbidas de acordo com a razão da reflectância em 748 e 1248 nm. Os critérios de detecção do índice estão descritos no Capítulo 2 – Materiais e Métodos.

Para identificar e avaliar as potenciais necessidades de mudanças nos dados obtidos por sensores remotos de cor do oceano, o *Ocean Biology Processing Group*, OBPG, da NASA realizou no ano de 2009 um reprocessamento de todas as missões espaciais. Estas alterações incluíram calibração de sensores, atualizações na caracterização de sensores específicos, revisões de

algoritmos para sensores independentes incluindo modelos para aerossóis¹.

Dos dez sensores dedicados atualmente à observação da cor do oceano em operação, o sensor MODIS, a bordo do satélite Aqua, encontra-se em funcionamento desde 2002 e é o principal sensor de cor do oceano em órbita após o encerramento da missão SeaWiFS em fevereiro de 2011.

Com o reprocessamento das imagens satelitais pelo OBPG em 2009, novos sensores ópticos hiperespectrais *in situ* e diferentes métodos de análise dos dados biológicos realizados pelo projeto SOS-CLIMATE levantou-se a hipótese do estabelecimento de novas relações entre dados de reflectância e CHL ou seja, novos algoritmos bio-ópticos empíricos e aprimorar as estimativas desse pigmento em regiões adjacentes ao Estreito de Bransfield através de imagens do sensor MODIS/Aqua.

Por fim, devido ao ambiente inóspito e as dificuldades de acesso e coletas *in situ*, a estimativa de concentração de clorofila-a por sensoriamento remoto é de importância fundamental para o estudo da variabilidade e extensão da biomassa fitoplanctônica no Oceano Austral. Este trabalho visa, portanto, testar e ajustar as relações bio-ópticas do sensor MODIS/Aqua na região de estudo.

1.2. ÁREA DE ESTUDO

O Oceano Austral pertence à única faixa de latitude onde o oceano circunda a Terra sem a obstrução por fronteiras continentais. Este acidente geográfico tem profundas conseqüências para a circulação oceânica global (Rintoul *et al.* 2012). O oceano Austral proporciona conexão direta com todas as outras principais bacias oceânicas do planeta: a Atlântica, a Índica e a Pacífica e conecta os membros superficiais e profundos da célula de circulação de revolvimento. A

¹ (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/R2009/>).

capacidade oceânica de moderar o ritmo das mudanças climáticas é, portanto, fortemente influenciada pela circulação do Oceano Austral (Rintoul *et al.*, 2001; Mata & Garcia, 2011).

Devido à importância do Oceano Austral para o sistema terrestre, qualquer mudança nesta região terá impactos globais. Observações limitadas sugerem que o oceano Austral está mudando, com evidências de aquecimento (Böning *et al.*, 2008; Gille, 2008), com acúmulo de dióxido de carbono antropogênico (Sabine *et al.*, 2004), acidificação das águas superficiais (Doney *et al.*, 2009), e mudança na distribuição dos organismos marinhos .

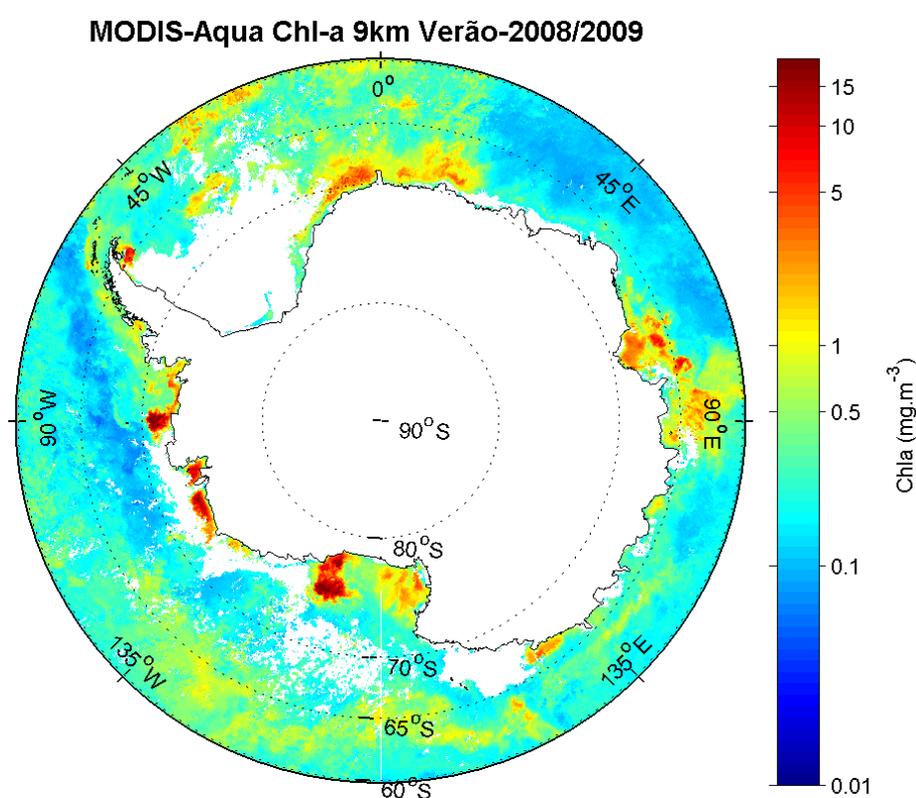


Figura 1: Imagem sazonal da concentração de clorofila-a (mg.m^3) do sensor MODIS/Aqua, correspondente ao período de dezembro de 2008 a março de 2009 (verão Austral). Projeção estereográfica.

Geograficamente, o Oceano Austral é delimitado pela Zona da Frente Polar Antártica ao norte e pelo continente antártico ao sul (Simões, 2011). Ele é caracterizado geralmente por alta disponibilidade de macronutrientes e baixa concentração de clorofila-a (*High Nutrients, Low Chlorophyll*, HNLC). A biomassa fitoplanctônica tende a ser alta (Figura 1) em regiões frontais,

costeiras e de plataformas cobertas por gelo (Martin *et al.* 1991; Chisholm & Morel, 1991; Boyd *et al.* 1999).

A região Antártica estudada neste trabalho engloba as regiões oceânicas entre latitudes 59° S e 67° S e longitudes 40° W e 70° W, cobrindo a área do Estreito de Bransfield, Noroeste do Mar de Weddell, Estreito de Gerlache, porção da Passagem de Drake adjacente a plataforma continental oeste da Península Antártica e Mar de Bellingshausen (Figura 2).

Áreas ao redor da Península Antártica têm sido recentemente estudadas devido a sua sensibilidade aos processos climáticos de aquecimento, tanto atmosférico como nas águas superficiais e subsuperficiais (Smetacek & Nicol, 2005; Ducklow *et al.* 2007; Montes-Hugo *et al.* 2009; Meredith & King, 2005; Clarke *et al.*, 2007; Evangelista, 2011). A Península Antártica e as ilhas adjacentes contêm menos de 1% do volume de gelo Antártico e, justamente por suas pequenas dimensões e por estarem mais próximas do ponto de fusão, respondem mais rapidamente a mudanças nas variáveis climáticas (Simões, 2011).

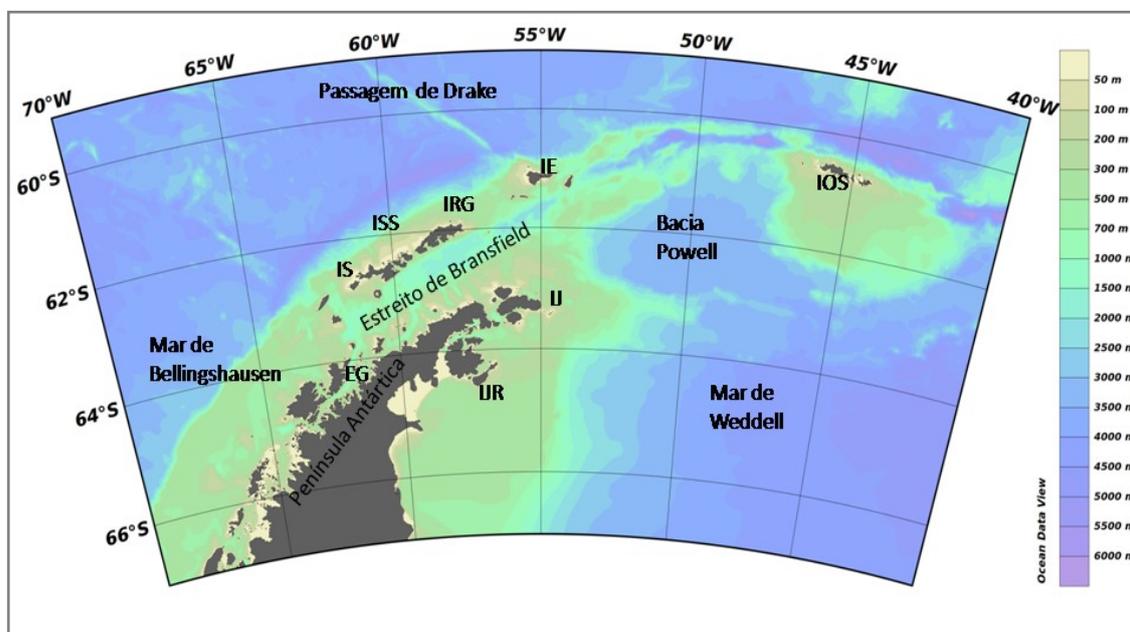


Figura 2: Localização da Área de Estudo: Península Antártica, Mar de Bellingshausen, Estreito de Gerlache (EG), Estreito de Bransfield, Ilha Snow (IS), Ilhas Shetland do Sul (ISS), Ilha Rei George (IRG), Ilha Elefante (IE), Passagem de Drake, Baía Powell, Ilhas Orcadas do Sul (IOS), Mar de Weddell. Na escala a batimetria (m) regional. Projeção Lambert Azimutal.

Situado a noroeste da Península Antártica, o Estreito de Bransfield consiste em bacia central com cerca de 1000 m de profundidade, aproximadamente 220 km de extensão e 120 km de largura (Lopez *et al.*, 1999). É dividido em três bacias principais, denominadas Leste, Central e Oeste, que são separadas entre si por montes submarinos de profundidades menores a 1000 m. A Leste, o Estreito de Bransfield é unido ao Mar de Weddell através de um platô com profundidades próximas a 700 m. Ao norte, está ligado ao Mar de Bellingshausen e a Passagem de Drake através de duas conexões principais, sendo a noroeste pelo platô formado entre as Ilhas Rei George e Elefante e a sudoeste pelo platô entre as Ilhas Smith e Snow (Gordon & Nowlin, 1978). A bacia oeste está conectada ao Mar de Bellingshausen através do Estreito de Gerlache e passagens próximas. O Estreito de Gerlache é limitado pela costa oeste da Península Antártica e pelo arquipélago Palmer. A conexão entre o Estreito de Gerlache e o Mar de Bellingshausen ocorre por uma soleira com cerca de 350 m de profundidade (García *et al.*, 2002).

A característica dinâmica mais importante do Estreito de Bransfield é a Frente de Bransfield, alinhada paralelamente ao sul do talude continental da Ilhas Shetland do Sul. A Frente de Bransfield separa águas estratificadas relativamente quentes e doces, originadas no Mar de Bellingshausen (i.e., Água Transicional de Bellingshausen, ATB) de águas fracamente estratificadas originadas nas frias e mais salinas águas do Mar de Weddell (i.e., Água Transicional de Weddell, ATW) (Niiler *et al.* 1991; Capella *et al.*, 1992; Lopéz *et al.*, 1999).

O vento é predominante na direção NNW na região sob investigação, resultando em uma corrente costeira que flui em direção ao sul ao longo da parte ocidental da Península Antártica (Hofmann *et al.*, 1996) juntamente com o fluxo em direção ao norte da Corrente Circumpolar Antártica. Isso resulta em uma circulação predominantemente no sentido horário no Estreito de Bransfield (Dinniman & Klinck, 2004; Ducklow *et al.*, 2007), dominada pela Corrente do Estreito de Gerlache e pela Corrente do Estreito de Bransfield (Zhou *et al.* 2002, 2006).

O Mar de Weddell é uma das principais fontes de massas de águas profundas do planeta e é um dos locais de maior formação da Água de Fundo Antártica (AFA). A circulação superficial na região (Figura 3) reflete a influência do vento através de um giro anticiclônico na direção SW-NE denominado Giro de Weddell, localizado ao Sul da Corrente Circumpolar Antártica (Orsi *et al.* 1993, 1999). O padrão de ventos em superfície gera as principais correntes que integram o Giro de Weddell. A deriva do vento de leste dá origem à Corrente Costeira Antártica, a qual determina o regime oceanográfico em torno de todo continente antártico e onde as massas de águas interagem com as plataformas de gelo (Fahrback, *et al.*, 1992; Orsi *et al.*, 1995; Collares, 2011).

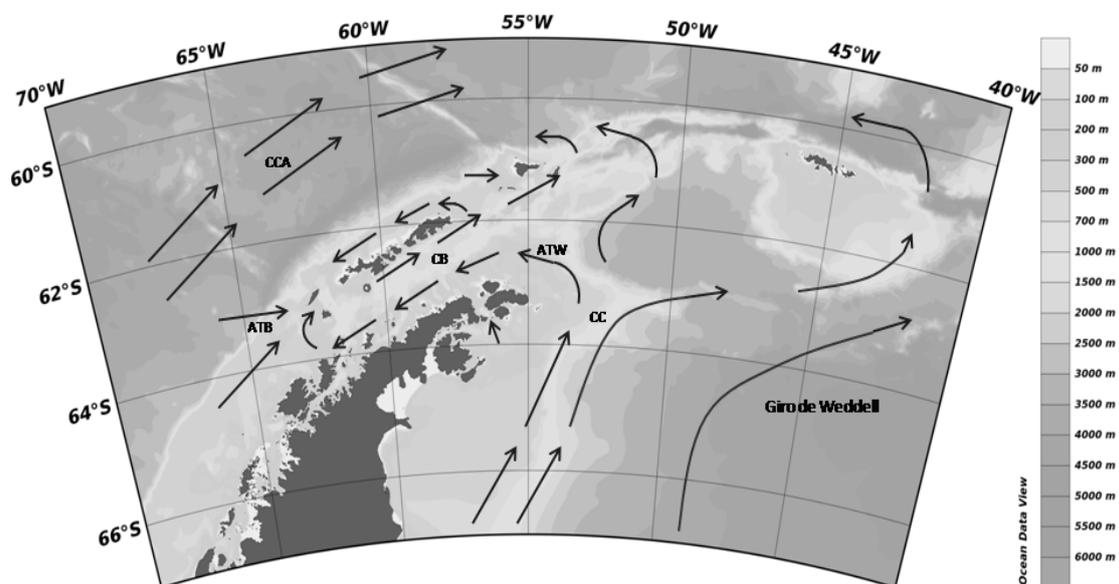


Figura 3: Esquema ilustrativo indicando a circulação nas adjacências do Estreito de Bransfield. As setas indicam a direção do fluxo. Corrente Circumpolar Antártica (CCA); Água Transicional de Bellingshausen(ATB); Corrente de Bransfield (CB); Água Transicional de Weddell (ATW) ; Corrente Costeira Antártica (CC); Giro de Weddell. Adaptado de Sangrá *et al.* (2011) e Gyldenfeldt *et al.* (2002)

As geleiras de maré representam bem o elo entre os componentes do oceano e da criosfera, pois são as conexões do fluxo de gelo que atingem o mar, seja pela liberação de água de degelo ou pelo desprendimento de blocos de gelo. Nas geleiras de maré ao redor da Península

Antártica, o desprendimento de blocos de gelo é o principal mecanismo de ablação, transferindo de forma rápida massas de gelo para o oceano (Santos, 2012).

As águas próximas a Ilha James Ross são influenciadas pela dinâmica e circulação da Água de Plataforma do Mar de Weddell, pela qual é transportada grande carga de nutriente e ferro provenientes do degelo da plataforma e onde também está presente o fluxo de água doce originado pelas geleiras de maré da Ilha e grande número de icebergs (Kang *et al.* 2001, Detoni, *et al.*, submetido).

1.3. OBJETIVOS

Objetivo Geral

Essa dissertação tem como objetivo avaliar o desempenho de modelos bio-ópticos empíricos e semi analíticos que estimam a concentração de clorofila-a a partir da reflectância espectral de sensoriamento remoto das águas da região adjacente ao Estreito de Bransfield, bem como propor algoritmos empíricos regionais para melhor mapear a concentração de clorofila-a na região através de imagens de satélite.

Objetivos específicos

(a) Comparar a concentração de clorofila-a medida *in situ* pelo método fluorimétrico e por HPLC com a concentração de clorofila-a estimada através de dois modelos bio-óptico empíricos (OC2M-547 e OC3M-547) e do modelo semi analítico GSM01 aplicados aos dados de reflectância de sensoriamento remoto do sensor MODIS/Aqua;

(b) Comparar as estimativas da CHL na região de estudo usando os métodos NIR (padrão) e NIR-SWIR (para detecção de águas turbidas) na região.

(c) Ajustar uma equação entre os dados de concentração de clorofila-a e de razões de banda de reflectância de sensoriamento remoto medidos *in situ* (modelo bio-óptico empírico regional) e verificar seu desempenho;

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Dados bio-ópticos obtidos no campo

No presente trabalho foram utilizados dois diferentes bancos de dados de medidas *in situ* de radiometria, radiância e irradiância espectral e de concentração de clorofila-a (CHL): (1) provenientes de cruzeiros oceanográficos realizados pelos pesquisadores da Universidade Federal do Rio Grande (FURG) e (2) disponibilizados pelo repositório do *SeaWiFS Bio-Optical Archive and Storage System* (SeaBASS).

Os dados radiométricos da FURG foram obtidos durante os cruzeiros do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR), que foram conduzidos sob a responsabilidade do Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes (GOAL), a bordo do “NapOc Ary Rongel” da Marinha do Brasil. Neste trabalho são utilizados dados dos cruzeiros GOAL realizados no período 2003 a 2005 já inclusos no SeaBASS (Garcia *et al.*, 2005) e do projeto *Southern Ocean Studies for Understanding Global Climate Issues* (SOS-CLIMATE), realizado entre 2008 e 2010. Outro cruzeiro realizado na Operação Antártica XXI (OPERANTAR XXI) em 2002, teve apenas uma estação na área de estudo cujos dados já estão inseridos no SeaBASS.

O SeaBASS originalmente foi um repositório de dados radiométricos e pigmentos fitoplanctônicos utilizado pelo grupo OBPB para os exercícios de validação do sensor SeaWiFS (Werdell & Bailey, 2002; Werdell *et al.* 2003) e posteriormente utilizado como fonte de dados para o banco *NASA Bio-Optical Marine Algorithm Data Set* (NOMAD) da NASA (Werdell & Bailey, 2005) utilizado para desenvolvimento de algoritmos da cor do oceano. Atualmente o SeaBASS consiste em um banco de dados oceanográficos e atmosféricos, oriundos de mais de 2480 cruzeiros oceanográficos realizados por mais de 60 instituições e 15 países.

Tabela 1: Fontes dos dados bio-ópticos utilizados no estudo. Na coluna [Chl-a], F e H indicam os métodos Fluorimétrico e HPLC, respectivamente. Os instrumentos radiométricos foram: *Tethered Spectral Radiometric Buoy* (TSRB), *Hyper Ocean Color Radiometer* (HyperOCR) e *Profile Reflectance Radiometer* (PRR). AS linhas com fundo cinza representam os dados obtidos através do SeaBASS e com fundo branco os dados obtidos pelo GOAL.

Experimento	Cruzeiro	Pesquisadores Responsáveis	Período	Instrumentos Ópticos	[Chl-a]
PROANTAR	OPERANTAR 21	Carlos Garcia, Virginia Tavano	13/11/2002 17/11/2002	TSRB_011	F
GOAL	GOAL 1	Carlos Garcia, Virginia Tavano	16/02/2003 23/02/2003	TSRB_019	F
GOAL	GOAL 2	Carlos Garcia, Virginia Tavano	17/01/2004 01/02/2004	TSRB_019	F
AMLR	AMLR_2004_leg1	George Mitchell, Mati Kahru, Haili Wan	21/01/2004 05/03/2004	PRR_600	H
NSF-BWZ	LMG0402	George Mitchell, Mati Kahru, Haili Wan	19/02/2004 13/03/2004	PRR_800	H
GOAL	GOAL 3	Carlos Garcia, Virginia Tavano	19/01/2005 08/02/2005	TSRB_019	F
AMLR	AMLR_2006_leg1	George Mitchell, Mati Kahru, Haili Wan	16/01/2006 31/01/2006	PRR_800	H
NSF-BWZ	NBP0606	George Mitchell, Mati Kahru, Haili Wan	08/07/2006 07/08/2006	PRR_800	H
AMLR	AMLR_2007	George Mitchell, Mati Kahru, Haili Wan	11/01/2007 26/01/2007	PRR_800	H
AMLR	AMLR_2008_leg1	George Mitchell, Mati Kahru, Haili Wan	18/01/2008 03/02/2008	PRR_800	H
SOS CLIMATE	SOS1	Carlos Garcia, Virginia Tavano	20/02/2008 04/03/2008	HyperOCR	HF
Patagonian Coastal	Argentina 2009	Ajit Subramanian	19/12/2008 08/01/2009	-	H
SOS CLIMATE	SOS2	Carlos Garcia, Virginia Tavano	15/03/2009 01/03/2009	-	HF
SOS CLIMATE	SOS3	Carlos Garcia, Virginia Tavano	13/02/2010 25/02/2010	HyperOCR	HF

O conjunto de dados utilizados no presente estudo foi limitado (i) pela área de estudo, (ii) data de lançamento/disponibilidade de imagens do sensor MODIS/Aqua (Tabela 1) e (iii) pela qualidade do dado, avaliado de acordo com as condições de coleta quando coletados pela FURG e utilizando os indicadores (*flags*) quando obtidos no SeaBASS . As figuras 5, 6 e 7 apresentam a localização dessas estações na área de estudo, identificando os pontos nos quais houveram ou não coleta de dados radiométricos. No final, 750 estações bio-ópticas ocupadas em 14 cruzeiros

oceanográficos (Tabela 2) foram utilizadas no presente trabalho (347 da FURG, incluindo as disponibilizadas no SeaBASS e 403 de outros colaboradores do SeaBASS).

Distribuição espacial das estações

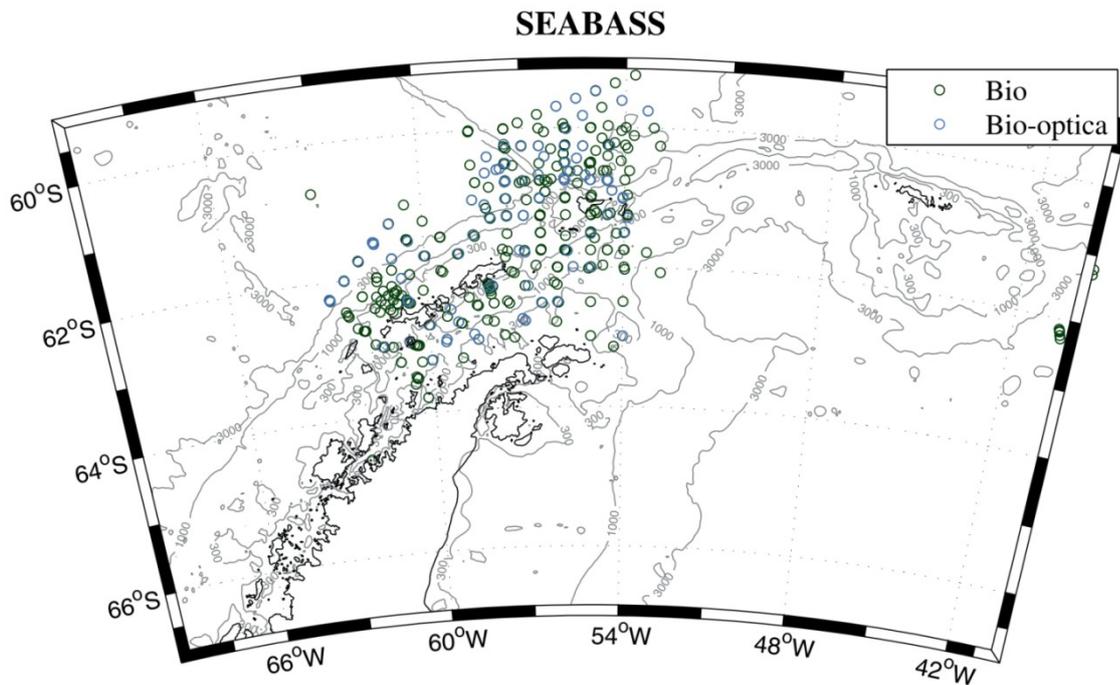


Figura 4: Posições das estações fornecidas pelo SeaBASS, com dados somente de concentração de clorofila (verde) e com dados radiometria e concentração de clorofila (azul). As isóbatas de 300 m, 1000 m e 3000m estão marcadas na figura.

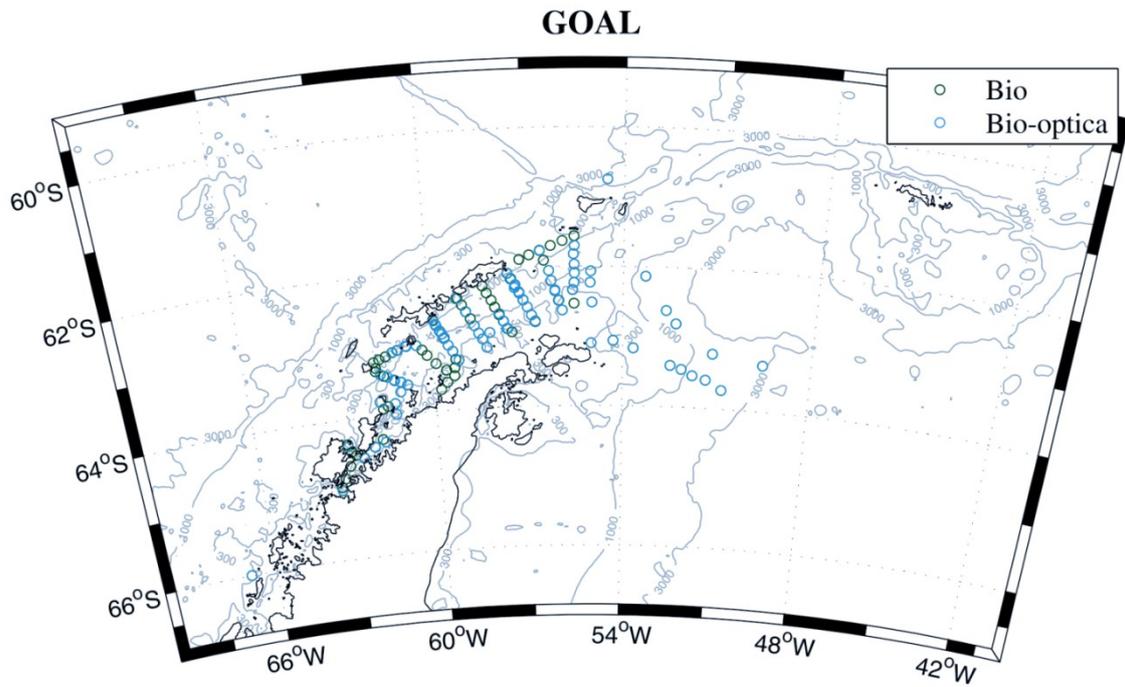


Figura 5: Posições das estações fornecidas pelos cruzeiros GOAL com dados somente de concentração de clorofila (verde) e com dados radiometria e concentração de clorofila (azul). As isóbatas de 300 m, 1000 m e 3000m estão marcadas na figura.

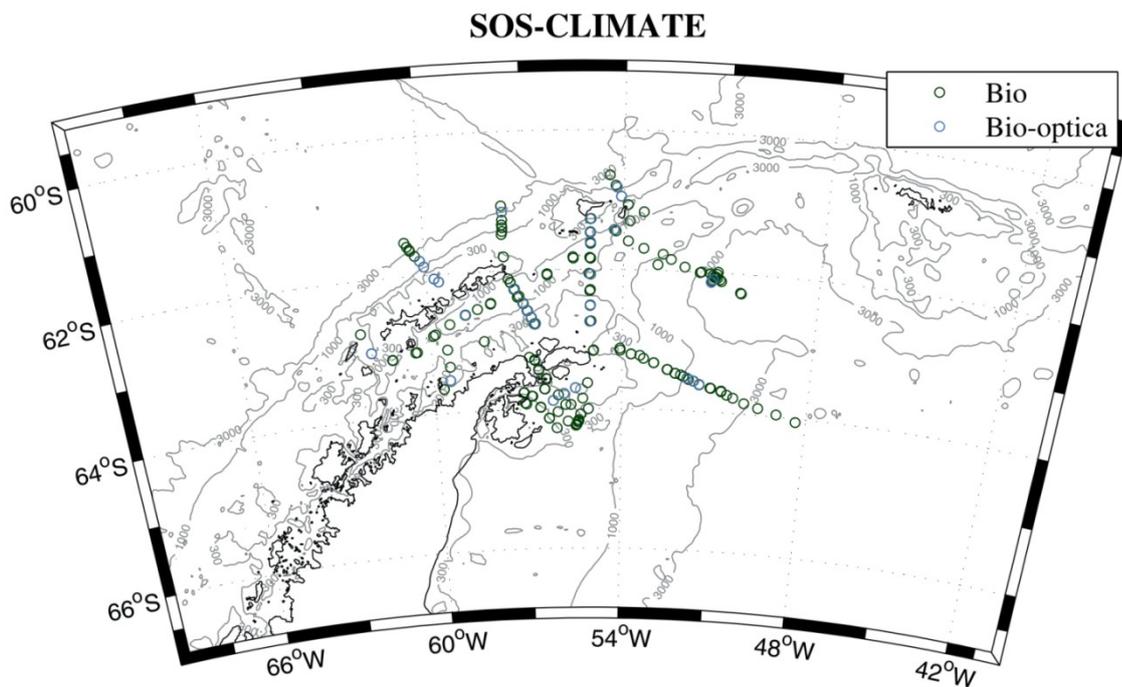


Figura 6: Posições das estações fornecidas pelos cruzeiros SOS-CLIMATE com dados somente de concentração de clorofila (verde) e com dados radiometria e concentração de clorofila (azul). As isóbatas de 300 m, 1000 m e 3000m estão marcadas na figura.

2.1.1. Radiometria

Características dos radiômetros utilizados nos diferentes cruzeiros

Sistemas com diferentes sensores ópticos, com distintas resoluções radiométricas (multiespectral ou hiperespectral), foram utilizados para coleta de dados radiométricos neste trabalho (Tabela 2). Os sistemas multiespectrais registram a energia refletida ou emitida de um objeto em bandas múltiplas, geralmente de 3 a 7 bandas, enquanto os hiperespectrais registram dados em centenas de bandas, permitindo a aquisição de espectros praticamente contínuos. No desenvolvimento de algoritmos a precisão radiométrica não é exata (ex. pode variar até ± 2 nm), flexibilizando a utilização de bandas com pequenas diferenças em relação ao centro de banda do sensor satelital (O'Reilly *et al.* 1998). Os centros de bandas nativas (λ_n) de relevância biológica para o sensor MODIS/Aqua são: 412, 443, 488, 531, 547, e 667 nm .

A assinatura radiométrica para sistemas multiespectrais satisfaz a condição

$$\lambda_{pd} - 2nm \leq \lambda_n \leq \lambda_{pd} + 2nm \quad , \text{ onde } (\lambda_{pd}) \text{ são as bandas dos sensores multiespectrais. Nos casos}$$

onde isso não foi possível (ex. $\lambda_n=547\text{nm}$ e $\lambda_{pd}=555\text{nm}$) o dado radiométrico foi obtido através da interpolação bilinear cúbica.

Para mesclar dados radiométricos de diferentes resoluções espectrais, houve a necessidade de reduzir a resolução espectral dos dados hiper espectrais. Esta redução foi feita de acordo com a equação

$$X(\lambda_n) = \frac{\sum_{i=\lambda_n-5nm}^{\lambda_n+5nm} X(\lambda_i)}{n} \quad (1)$$

onde X é a grandeza radiométrica (ex. Rrs) e n é o número de comprimentos de onda considerados. Por exemplo, $n=11$ para uma largura de banda multiespectral de 10nm (Werdell & Bailey, 2005).

Tabela 2: Características dos instrumentos óticos utilizados no presente trabalho

Sensor/Sistema Ótico (Fabricante)	Características
TSRB 011 – <i>Tethered Spectral Radiometer Buoy</i> (Satlantic)	- Sistema Multi espectral (6 – 1 bandas) - Sensores L_u (412, 443, 490, 512, 555, 670, 683 nm) e E_s (490 nm) - Bóia
TSRB 019 – <i>Tethered Spectral Radiometer Buoy</i> (Satlantic)	- Sistema Multi espectral (6 – 3 bandas) - Sensores L_u (412, 443, 490, 512, 555, 670, 683 nm) e E_s (443,490,555 nm) - Bóia
HyperOCR – <i>Hyper Ocean Color Radiometer</i> (Satlantic)	-Perfilador Hiper espectral (136 bandas) - Sensores: E_d e L_u (350 – 800 nm) - Pressão - <i>Tilt Vertical</i> - Temperatura - Sistema <i>Free-Falling</i>
PRR-800 – <i>Profile Reflectance Radiometer</i> (BioSORS)	- Perfilador Multi espectral de alta resolução (19 bandas) - E_d e L_u (305, 313, 320, 330, 340, 380, 395, 412, 443, 465, 490, 510, 520, 532, 555, 560, 565, 589, 625, 665, 670, 683, 694, 710, 765, 865, 875nm) - Pressão - <i>Tilt Vertical</i> - Temperatura - Sistema <i>Free-Falling</i> - Referência (E_s)
PRR-600 – <i>Profile Reflectance Radiometer</i> (BioSORS)	- Perfilador Multi espectral (6 bandas) - E_d e L_u (412, 443, 490, 510, 555, 665 nm). - Pressão - <i>Tilt Vertical</i> - Temperatura - Sistema <i>Free-Falling</i> - Referência (E_s)

A Tabela 2 especifica os sensores óticos que foram usados neste trabalho que são ilustrados na Figura 8. Brevemente, a TSRB realiza medidas em superfície em modo “bóia” (*buoy*),

enquanto os sensores PRR e HyperOCR coletam dados ao longo da coluna de água (perfilagem). Os perfiladores são operados de forma que sua posição descendente ou ascendente na coluna de água deva ser mantida na vertical, com a limitação de 5° de inclinação para uma boa leitura. No cruzeiro SOS1 os sensores HyperOCR fizeram parte de uma gaiola óptica a qual não permitiu tal inclinação, sendo esta limitada a 15°.

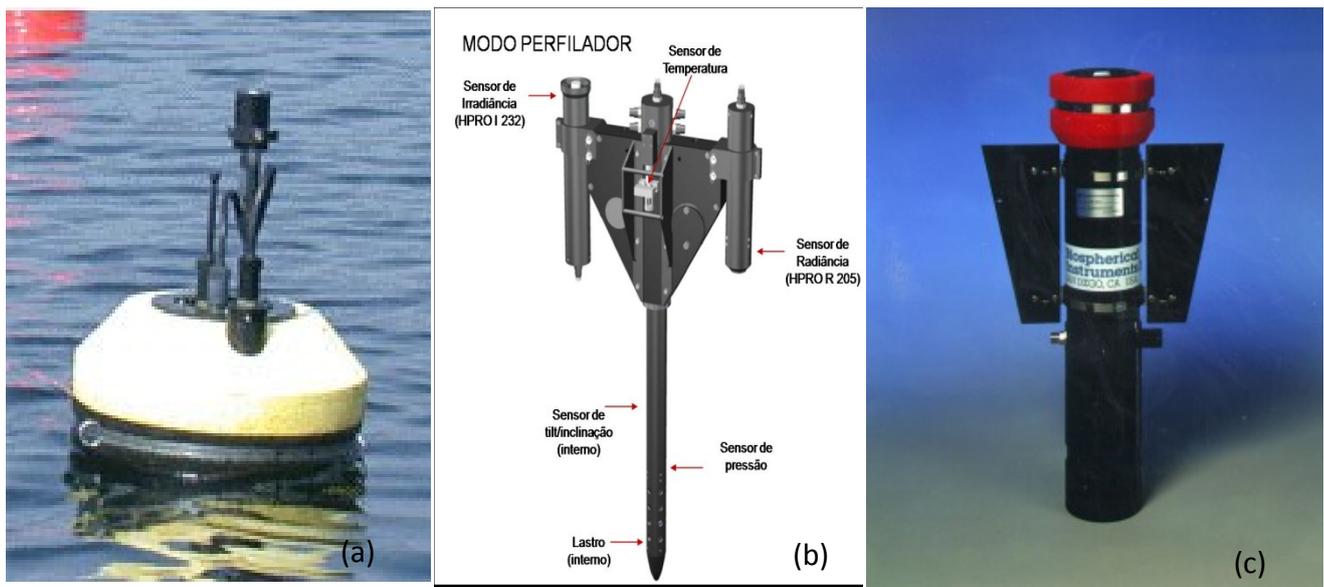


Figura 7: Bóia multiespectral TSRB (a), Sistema perfilador hiperespectral HyperOCR (b) e Perfilador multiespectral de alta resolução PRR (c).

2.1.2. Processamento dos dados radiométricos

Os dados radiométricos espectrais coletados pela TSRB são computados a partir da média da série temporal, de cerca de 5 minutos, das medidas em cada estação oceanográfica. No caso dos perfiladores, são realizadas de 2 a 5 perfilagens, dependendo das condições ambientais, e a média das radiancias na coluna de água de todos os perfis, para cada comprimento de onda, é calculada e utilizada para a obtenção de propriedades ópticas na interface oceano-atmosfera.

Durante os cruzeiros GOAL foram obtidos dados em 92 estações utilizando a bóia radiométrica. No caso do SeaBASS foram obtidas 96 estações, das quais 92 foram consideradas neste trabalho. Os cruzeiros SOS-CLIMATE forneceram 37 perfis, totalizando então 221 estações radiométricas na região sob investigação. Grande parte das perdas de dados radiométricos se deve às condições de mar adversas na região que causam interferências nas leituras e/ou alta inclinação dos sensores na coluna de água.

Cálculo da reflectância de sensoriamento remoto

A reflectância de sensoriamento remoto, $Rrs(\lambda)$ é calculada pela razão entre $L_w(\lambda)$ e $E_s(\lambda)$, em sr^{-1} , ou seja:

$$Rrs = \frac{L_w(\lambda)}{E_s(\lambda)} \quad (2)$$

Os sensores imersos na coluna de água medem a radiância espectral ascendente, $L_u(\lambda)$, e a irradiância espectral descendente, $E_d(\lambda)$. A partir da radiância na coluna de água, pode-se determinar a radiância imediatamente abaixo da superfície da água do mar, $L_u(0^-, \lambda)$. A irradiância espectral incidente na superfície da água, $E_s(\lambda)$ em $W.m^{-2}.nm^{-1}$, pode ser diretamente medida pelo sensor que monitora a irradiância descendente sobre a superfície do mar. Quando o dado do sensor de referência não está disponível, ele é substituído pela irradiância espectral incidente na água logo acima da superfície $E_d(0^+, \lambda)$. Neste caso, extrapola-se os dados de $E_d(\lambda)$ coletados na coluna de água para seu valor imediatamente abaixo da superfície $E_d(0^-, \lambda)$ e posteriormente utiliza-se a seguinte expressão:

$$E_d(0^+, \lambda) = E_d(0^-, \lambda) / (1 - \alpha) \quad (3)$$

onde $\alpha = 0.043$ é índice de Fresnel para a interface água-ar.

Os dados de radiância espectral ascendente $L_u(\lambda)$, obtidos com a TSRB foram coletados na profundidade 0.5 m e convertidos em valores para logo abaixo da superfície, $L_u(0^-, \lambda)$, utilizando a relação para a determinação do coeficiente de atenuação espectral $K(\lambda)$, em $W. M^{-2}. nm^{-1}. sr^{-1}$, de Morel & Maritorena (2001) a partir da CHL medida, seguindo a metodologia de Garcia *et al.*, 2005.

$$L_u(0^-, \lambda) = L_u(0.5) \exp(0.5 K(\lambda)) \quad (4)$$

Os dados de $L_u(\lambda)$ coletados pelos sensores PRR são todos provenientes do SeaBASS e já estão disponibilizados na forma de $L_u(0^-, \lambda)$, de acordo com Kahru & Mitchell (1998).

No caso dos dados hiperespectrais do sensor HyperOCR da FURG, os valores de $L_u(\lambda, z)$ e $E_d(\lambda, z)$ medidos ao longo da coluna d'água foram inicialmente processados com o software ProSoft 7.7.15, e dados médios a cada 0,1 m foram obtidos ao longo da coluna d'água. A confiabilidade das medidas de $E_d(\lambda, z)$ e $L_u(\lambda, z)$ próximas à superfície é limitada devido às ondas superficiais, então aqueles dados obtidos em profundidades inferiores a 2 m foram descartados. A visualização dos perfis de $E_d(\lambda, z)$, $L_u(\lambda, z)$, Radiação Fotossinteticamente Ativa, PAR (i.e., $E_d(\lambda, z)$ integrada entre 400 a 700 nm) e o ângulo de inclinação de descida dos sensores foi importante para avaliar a qualidade dos dados e o intervalo de profundidade a ser considerado para extrapolar os valores da coluna de água até a superfície do mar. Os coeficientes de atenuação difusa de $E_d(\lambda, z)$, $K_d(\lambda, z)$, e de $L_u(\lambda, z)$, $K_u(\lambda, z)$, foram computados como a inclinação da reta obtida por regressão linear ajustada aos valores de $E_d(\lambda, z)$ e $L_u(\lambda, z)$ logtransformados, dentro do intervalo de profundidade selecionado, que geralmente variou entre 4 e 10 m. Os valores de $E_d(\lambda, 0^-)$ e $L_u(\lambda, 0^-)$, logo abaixo da superfície do mar, foram calculados utilizando-se $K_d(\lambda, z)$ e $K_u(\lambda, z)$, $E_d(\lambda, z)$ e $L_u(\lambda, z)$ medidos no intervalo de profundidade selecionado em cada perfil. A reflectância do sensoriamento remoto, $Rrs(\lambda)$, foi então calculada através da equação

$$Rrs(\lambda) = 0,54L_u(\lambda, 0^-) / 1,04E_d(\lambda, 0^-) \quad (5)$$

onde 0,54 e 1,04 são os coeficientes definidos por Austin (1974) de transferência para a interface do mar-ar para $L_u(\lambda)$ e $E_d(\lambda)$ (Ferreira *et al.*, no prelo).

A radiância espectral emergente da água $L_w(\lambda)$, foi calculada a partir de $L_u(0^-, \lambda)$, onde a reflectância de Fresnel na interface ar-mar é $\rho_w \sim 0,0215$ e o índice refrativo de Fresnel para a água do mar é $\eta_w \sim 1,345$. Ou seja:

$$L_w(\lambda) = L_u(0^-, \lambda) \frac{(1 - \rho_w)}{(\eta_w^2)} \quad (6)$$

Como o radiômetro TSRB mede $E_s(\lambda)$ em apenas uma (TSRB 11) ou três bandas (TRSB 19), as irradiâncias correspondentes às demais bandas satelitais são então modeladas (Garcia *et al.*, 2005; Gianini *et al.*, submetido) de acordo com Bird & Riordan (1986), que é um modelo de céu claro (*clear sky*) para o cálculo de irradiâncias na superfície do mar. Garcia *et al.* (2005) aplicaram este modelo e validaram estas irradiâncias para as bandas espectrais inexistentes na TSRB, cujos dados foram utilizados neste trabalho (i.e., cruzeiros OPERANTAR 21, GOAL 1 e GOAL 2).

Para o cruzeiro GOAL 3, os dados foram modelados utilizando o modelo de Gregg & Carder (1990). Este modelo é uma extensão do método de Bird & Riordan (1986), modificado para incluir propriedades de aerossóis marítimos, transmitância da irradiância através da interface ar-mar e absorção atmosférica em alta resolução (1nm) (ver também Bartlett *et al.*, 1998). Através do ajuste do modelo aos dados *in situ* concluiu-se que $E_s(490)$ da TSRB 019 estava funcionando mal e os dados coletados foram substituídos pelos modelados.

Após a obtenção de $L_w(\lambda)$ e $E_s(\lambda)$ (ou $E_d(0^+, \lambda)$), a reflectância de sensoriamento remoto, $Rrs(\lambda)$ foi então calculada de acordo com a equação 2.

2.2. Concentração de Clorofila-a

A concentração de clorofila-a, CHL, em $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, foi obtida em diversas profundidades, e neste trabalho serão utilizados somente dados da superfície (i.e., profundidade inferior a 5m) seguindo o critério de Werdell & Bailey (2005).

Durante os cruzeiros realizados pelo grupo GOAL, e aqui denominados de “FURG”, as amostras foram coletadas utilizando garrafas Niskin de 5 litros acopladas ao sistema Sea-Bird CTD/Carousel®. Volumes de água do mar (500 a 2000 ml) foram filtrados em filtros Whatman 25mm GF/F sob pressão a vácuo (< 500 mbar), cujos filtros foram imediatamente acondicionados em nitrogênio líquido.

Na determinação da CHL, pelo método fluorimétrico ($\text{Chla}_{\text{FLUOR}}$), o pigmento foi extraído em solução de acetona 90% e sua concentração determinada através de duas técnicas distintas: (i) a metodologia de Neveux & Lantoiné (1993) nos cruzeiros OPERANTAR 21, GOAL 1 e (ii) fluorímetro Turner TD-700, com o método de não acidificação (Welschmeyer, 1994) nos cruzeiros GOAL 3 e SOS-CLIMATE.

A concentração de clorofila-a, através da técnica de Cromatografia Líquida de Alta Eficiência, HPLC, foi determinada através de extração dos filtros em 2 mL de metanol a 95%, tamponado com acetato de amônio a 2%, durante 30 minutos e a -20 °C, no escuro. Os extratos foram submetidos a ultrassom Bransonic, modelo 1210, W: 80, Hz: 47, durante aproximadamente 1 minuto, logo início do período de extração. Em seguida centrifugados a 1100 giros por 15 minutos, sob refrigeração a 4°C. Os extratos foram filtrados pelos filtros de membrana Fluoropore PTFE com $0.2 \mu\text{m}$ de porosidade e, imediatamente, injetados no aparelho de HPLC. Os procedimentos aplicados às amostras consideradas aqui estão detalhadamente descritos em Mendes *et al.* (2007). Os dados de concentração de clorofila obtidos pelo método fluorimétrico e

HPLC foram gentilmente cedidos pela Prof. Dra. Virgínia Maria Tavano, Laboratório de Ecologia do Fitoplâncton e de Micro-organismos Marinhos, Instituto de Oceanografia-FURG.

As técnicas para determinação de pigmentos fitoplanctônicos utilizadas pelos cruzeiros SeaBASS foram descritas nos relatórios técnicos do programa *Antartic Marine Living Resources – United States AMLR Program* (AMLR) seguindo critérios de Wright *et al.* (1991).

Segundo os protocolos do *SeaWiFS and Simbios Project Offices* (SSPO), somente a clorofila-a total determinada por HPLC deve ser considerada para comparações com a concentração de clorofila-a estimada por algoritmos bio-ópticos. A clorofila-a total (Chl_{aHPLC}) consiste na soma do clorofilideo-a, epimeros e alômeros da clorofila-a e monivinil clorofila-a (Mueller *et al.* 2003a) cujas concentrações também são determinadas por HPLC.

Nas estações em que a CHL foi determinada por ambos os métodos (Fluorimetria e HPLC) foi utilizada a Chl_{aHPLC} para os estudos aqui realizados (comparações com dados satelital e validações).

2.3. Algoritmos Bio-ópticos

Algoritmos bio-ópticos empíricos para estimativa de CHL são geralmente baseados em relações não lineares entre a concentração do pigmento superficial e a razão máxima entre $Rrs(\lambda)$ nas faixas azul e verde espectrais. Estas relações geralmente constituem um polinômio de quarta ordem seguindo a forma:

$$Rrs(\lambda_1) = Rrs(\text{azul}), \quad Rrs(\lambda_2) = Rrs(\text{verde})$$

$$X = \log_{10}(\max(Rrs(\lambda_1)/Rrs(\lambda_2)))$$

$$CHL = 10^{(a_0 + a_1 * X + a_2 * X^2 + a_3 * X^3 + a_4 * X^4)} \text{mg. m}^{-3} \quad (7)$$

A formulação acima é o caso clássico de algoritmos de duas bandas para o sensor MODIS/Aqua, como o *Two-band Ocean Color Chlorophyll* OC2M-547, onde $X = (Rrs(443)/Rrs(547))$.

O algoritmo operacional *Tree-band Ocean Color Chlorophyll* OC3M-547, utiliza a razão máxima de $Rrs(\lambda)$ em três bandas conforme abaixo:

$$X = \max (Rrs(443)/Rrs(547), Rrs(488)/Rrs(547))$$

Os coeficientes dos algoritmos OC2M-547 e OC3M-547 são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3: Coeficientes dos algoritmos empíricos do sensor MODIS/Aqua

Coeficientes	OC2M-547	OC3M-547
a0	0,2500	0,2424
a1	-2,4752	-2,7423
a2	1,4061	1,8017
a3	-2,8233	0,0015
a4	0,5405	-1,2280

O algoritmo GSM01 é um aperfeiçoamento de Maritorena *et al.* (2002) aplicado ao algoritmo semi analítico inicialmente proposto por Garver & Siegel (1997). Esse algoritmo permite a obtenção de propriedades ópticas inerentes (*IOP's, Inherent Optical Properties*), como os coeficientes de absorção (a) e retro espalhamento (b_b), através da inversão da reflectância espectral da água do mar. O GSM01 é baseado em uma relação quadrática entre $nLw(\lambda)$ e os coeficientes $a(\lambda)$ e $b_b(\lambda)$, na forma:

$$Rrs(\lambda) = \left[\sum g_i (b_b(\lambda) (b_b(\lambda) + a(\lambda))) \right] \quad (8)$$

onde g_i são fatores obtidos por Gordon *et al.* (1988).

O coeficiente de absorção é decomposto como a soma da absorção da água do mar, $a_w(\lambda)$, absorção pelo fitoplâncton, $a_{ph}(\lambda)$, e a combinação das absorções entre material dissolvido e particulado $a_{cdm}(\lambda)$. O retroespalhamento é dividido em dois termos, pela água do mar $b_{bw}(\lambda)$ e

material particulado em suspensão $b_{bp}(\lambda)$. Os espectros de absorção e retroespalhamento foram parametrizados utilizando um banco de dados em águas de Caso 1, onde o componente óptico principal é o fitoplâncton, e não de águas polares.

2.4. Correções atmosféricas e detecção de águas túrbidas

Segundo Gordon & Wang (1994), a reflectância do topo da atmosfera $\rho_t(\lambda)$ (TOA) medida pelo satélite é a soma de várias contribuições. Se ignorarmos os termos de contribuição por espuma (*white caps*) e reflexão especular ela é dada por:

$$\rho_t(\lambda) = \rho_r(\lambda) + \rho_A(\lambda) + t(\lambda)\rho_w(\lambda) \quad (9)$$

onde $\rho_r(\lambda)$, $\rho_A(\lambda)$ e $\rho_w(\lambda)$ são as contribuições das refletâncias pelas moléculas de ar ou espalhamento *Rayleigh*, pelos aerossóis (incluindo a interação *Rayleigh*-aerossóis) e pelas águas oceânicas (ou reflectância da água), respectivamente, e $t(\lambda)$ é a transmitância difusa entre o satélite e a superfície do oceano. A reflectância, depois de corrigido o efeito *Rayleigh*, no TOA é:

$$\Delta\rho^{(RC)}(\lambda) = [\rho_t(\lambda) - \rho_r(\lambda)] \quad (10)$$

O objetivo das correções atmosféricas é derivar $\rho_w(\lambda)$ através da remoção dos sinais de $\rho_r(\lambda)$ e $\rho_A(\lambda)$. O cálculo para $\rho_r(\lambda)$ utiliza tabelas de referência que necessitam de dados de geometria entre sol-sensor, pressão atmosférica e velocidade do vento (Gordon *et al.*, 1998; Gordon & Wang, 1992), que são geradas a partir de modelos atmosféricos em que as partículas de aerossóis tem pouca ou nenhuma absorção (Shi & Wang, 2007). A reflectância dos aerossóis $\rho_A(\lambda)$ é estimada usando duas bandas NIR, com a suposição de “oceano negro” para oceano aberto e com contribuição na faixa do NIR para águas produtivas.

No caso de águas costeiras, o oceano pode ter significantes contribuições nas reflectâncias nos comprimentos de onda NIR. Neste caso, $[\rho_t(NIR) - \rho_r(NIR)]$ não está associada somente aos aerossóis $\rho_A(NIR)$ mas também à reflectância da água que, neste caso, $\rho_w(NIR) > 0$.

Baseado no fato de que a absorção da água em bandas SWIR (ex: 1240 e 2130 nm) é mais do que uma ordem de magnitude acima do que na NIR e de que, portanto o oceano é negro mesmo em águas túrbidas nesta faixa espectral, Wang & Shi (2006) propuseram o uso dados de radiâncias nas bandas SWIR em 1240 nm com um limite de 0.0235 em $\Delta\rho^{(RC)}(\lambda)$ para pixels de atmosfera limpa (céu claro) em processamento de dados de cor do oceano.

Para os casos de oceano negro no NIR o espalhamento múltiplo, $\epsilon^{(M)}$, depende somente do valor das propriedades atmosféricas, principalmente aerossóis, enquanto que para águas túrbidas tal espalhamento é função das propriedades do oceano devido ao fato de que $\rho_w(NIR)$ não é nulo (Shi & Wang, 2007).

A aproximação do parâmetro para definição do índice de águas túrbidas T_{ind} , proposto por (Shi & Wang, 2007), é:

$$T_{ind}(748,1240) \approx 1 + \left(\frac{t(748)\rho_w(748)}{\rho_A(748)} \right) \quad (11)$$

onde se assume que $\rho_w(1240) = 0$.

A equação acima mostra que para casos de águas oceânicas túrbidas $T_{ind}(748,1240)$ é maior que 1 devido às contribuições do oceano em 748 nm, enquanto que para oceanos abertos, $T_{ind}(748,1240)$ se aproxima a 1.

Para avaliar o desempenho do método NIR-SWIR na região antártica, o produto de CHL MODIS/Aqua L2 foi comparado com o mesmo gerado utilizando o método padrão. Os critérios de comutação dos limiares entre bandas NIR e SWIR são: $T_{ind}(748,1240) \geq 1.05$, $nLw(869) \geq 0.08$ $m.Wcm^{-2} .\mu m^{-1} .sr^{-1}$ e $CHL > 1.0$ mg/m^3 (Wang & Shi, 2009). A Figura 7 ilustra o esquema adotado para as correções atmosféricas das imagens da cor do oceano neste trabalho.

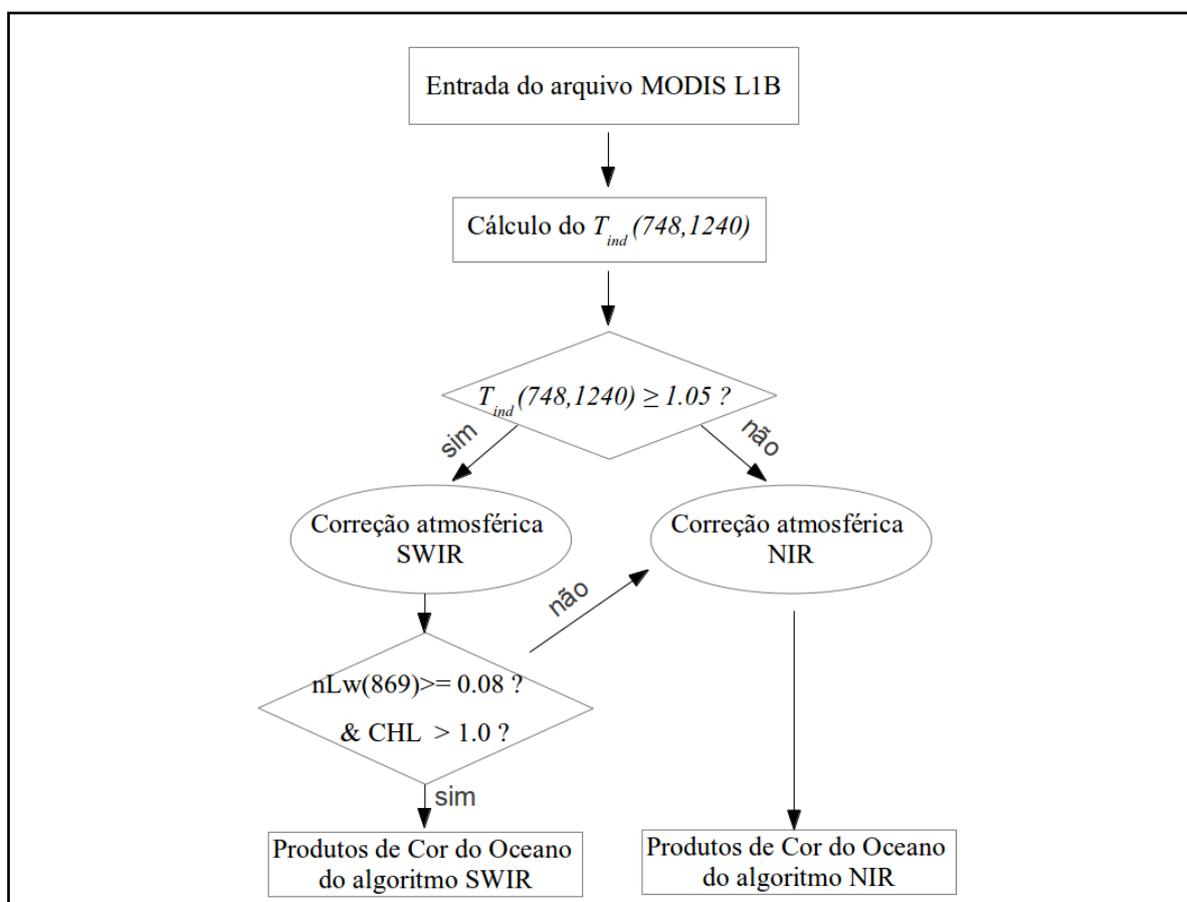


Figura 8: Esquema da seleção de critérios para aplicação da correção atmosférica de acordo com o método combinado NIR-SWIR, adaptado de Wang & Shi (2009).

2.5. Processamento de Imagens MODIS/Aqua e Análise de Match-up

O desempenho de produtos derivados de algoritmos de cor do oceano é verificado através da comparação entre os valores estimados pelos algoritmos e medidas *in situ*. Tal comparação é comumente denominada de *match-up*.

Imagens do sensor MODIS/Aqua diárias, com cobertura local (*Local Area Coverage, LAC*), i.e., com resolução espacial de 1,1 km foram adquiridas no Centro de Distribuição de Dados da NASA (*Distributed NASA Active Archive Center, DAAC*, <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). No total, 3930 (três mil, novecentas e trinta) imagens MODIS/Aqua foram obtidas da DAAC/NASA para o período do verão austral entre os anos de 2002 e 2010, em correspondência aos cruzeiros realizados na região de estudo. O grande número de imagens foi obtido em razão de análises realizadas neste trabalho, com distintos intervalos temporais entre a obtenção dos dados *in situ* e passagem do satélite. A tabela 4 apresenta as principais características do sensor MODIS/Aqua.

O software SeaDAS 6.4, desenvolvido e disponibilizado pela NASA, foi configurado através de rotinas em *bash* (intérprete de comandos UNIX) para gerar imagens geolocalizadas no nível de processamento L2. Os parâmetros geofísicos $nLw(\lambda)$ e $Rrs(\lambda)$ nos comprimentos de onda de 412, 443, 488, 531, 547 e 667 nm foram gerados para cada imagem, para a estimativa de CHL pelos algoritmos OC2M-547, OC3M-547 e GSM01; e para dar suporte às calibrações realizadas no reprocessamento MODIS/Aqua 2012.0 para duas distintas de correções atmosféricas (NIR e NIR-SWIR).

Para a comparação entre os dados *in situ* e os produtos derivados por satélite, calculou-se a média do valor do produto geofísico para uma janela de 3x3 pixels, com o ponto de coleta *in situ* ocupando o centro da janela. Este procedimento objetiva minimizar os erros de georeferenciamento das imagens de satélite (Dogliotti *et al.*, 2009). Uma série de critérios foram então aplicados para descartar dados inválidos ou redundantes. Estes critérios consistem em

máscaras (*L2 flags*) para controle de qualidade dos produtos em nível de pixel (Bailey & Werdell, 2006) e estão inclusas nas informações contidas nas imagens. Neste trabalho foram consideradas as seguintes máscaras: pixel sobre terra (LAND), provável contaminação por nuvem ou gelo (CLDICE), falha na correção atmosférica (ATMFAIL), baixa radiância emergente (LOWNLW), provável contaminação por pixel brilhante (STRAYLIGHT) e alta reflexão especular (HIGLINT).

Tabela 4: Principais características do sensor MODIS/Aqua

Período em operação	Junho de 2002 até o presente
Tipo de órbita	Heliossíncrona, quase-polar
Órbita	Ascendente
Inclinação orbital	98.2°
Resolução espacial (nadir)	1 km
Varredura	2330 km
Altitude	706 km
Bandas espectrais em nm	
Visível (VIS)	412
	443
	488
	531
	547
	667
	678
Infravermelho próximo (NIR)	748
	869
Infravermelho de ondas curtas (SWIR)	1240
	1640
	2130

O coeficiente de variação (CV) da janela de pixels, definido como a razão entre o desvio padrão e a média, permite a avaliação da homogeneidade da área selecionada para comparação com a medida *in situ*. Um CV alto indica alta variabilidade dentro da janela de pixels considerada, provavelmente associada a zonas frontais ou bordas de nuvens (McClain *et al.*, 2000). Neste trabalho, utilizamos janelas de 3x3 pixels, sendo que CV maiores que 0,2 foram descartados.

Considerando a variabilidade temporal das propriedades bio-ópticas e para minimizar seus efeitos, o intervalo máximo de +/- 3 horas foi definido como o limite temporal dos *match-up's*, seguindo os critérios da NASA (Bailey *et al.*,2000). No entanto, devido às grandes restrições em relação à amostragem satelital, decorrente da alta cobertura de nuvens na região Antártica, as análises neste trabalho foram estendidas a +/- 6h, +/- 9h e +/- 12 h. Em alguns casos, até mesmo 72h de diferença temporal entre a coleta da grandeza bio-óptica e a estimada pelo satélite.

2.6. Análise do desempenho dos algoritmos

Para avaliar o desempenho dos algoritmos bio-ópticos, regressões lineares foram aplicadas entre o logaritmo da concentração de clorofila observada *in situ* ($Chla_{insitu}$) e a estimada pelos algoritmos ($Chla_{alg}$). Além do coeficiente de determinação (r^2), inclinação da reta (*slope*) e intercepto, foram usados o erro quadrático médio linearmente transformado (*rmse-L*) (Carder *et al.* 2004), a diferença percentual relativa média, RPD (*Relative Percentage Difference*), e a diferença percentual absoluta média, APD (*Absolute Percentage Difference*) para avaliação de desempenho dos algoritmos. Matematicamente, essas variáveis são respectivamente:

$$rmse - L = 0.5 \left[\left(10^{+rmse} - 1 \right) + \left(1 - 10^{-rmse} \right) \right] \quad (12)$$

$$rmse = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[\log_{10} \left(\frac{Chla_{alg}}{Chla_{insitu}} \right)^2 \right]} \quad (13)$$

$$RPD = \sum_{n=1}^N \left(\frac{Chla_{alg} - Chla_{insitu}}{Chla_{insitu}} \right) \frac{1}{N} \times 100\% \quad (14)$$

$$APD = \sum_{n=1}^N \left| \frac{Chla_{alg} - Chla_{insitu}}{Chla_{insitu}} \right| \frac{1}{N} \times 100\% \quad (15)$$

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1. Diferenças entre os métodos de determinação da CHL

O banco de dados de concentração de clorofila-a medida *in situ* utilizado neste trabalho conta com 27,6% dos dados determinados por fluorimetria ($Chla_{FLUOR}$) e 72,4 % por HPLC ($Chla_{HPLC}$). Durante os cruzeiros SOS-CLIMATE (FURG), as duas metodologias foram utilizadas para determinação de clorofila, e tais casos correspondem a 18,4% do total de dados usados neste trabalho.

Como já ressaltado, o método de HPLC é considerado como mais acurado e, portanto, apenas a $Chla_{HPLC}$ foi considerada quando as duas metodologias foram usadas para a determinação de CHL. Como comumente verificado para a região Antártica, os dados FURG de $Chla_{FLUOR}$ foram consideravelmente maiores do que $Chla_{HPLC}$. A razão média (\pm desvio padrão) $Chla_{FLUOR}/Chla_{HPLC}$ foi de $1,657 \pm 0,74 \text{ mg.m}^{-3}$. A Figura 8 ilustra a comparação entre as concentrações de clorofila obtidas pelos dois métodos, usando os dados da FURG. Observe que a inclinação da reta da regressão linear é igual a 1,42.

Marrari *et al.* (2006), utilizando 189 dados de HPLC e 775 de fluorimetria na Passagem de Drake e Oeste da Península Antártica, observaram uma razão média de $Chla_{FLUOR}/Chla_{HPLC}$ de $2,48 \pm 2,23 \text{ mg.m}^{-3}$, enquanto que a razão média entre a clorofila estimada pelo sensor SeaWiFS e a $Chla_{HPLC}$ foi de $1,12 \pm 0,91$ para concentrações de CHL que variaram $0,05\text{-}1,5 \text{ mg.m}^{-3}$, o que os autores consideram e ser uma boa relação para o Oceano Austral, sem a necessidade de ajustes no algoritmo padrão da NASA. Como a construção dos modelos empíricos que consistem em relações entre bandas de reflectância e CHL para estimar essa concentração se baseiam largamente em $Chla_{FLUOR}$ (72% fluorimétrico, 28% HPLC, fonte: NOMAD v2.a) esta relação não representa bem as águas das adjacências do Estreito de Bransfield, considerando a alta

variabilidade espacial da biomassa fitoplanctônica regional. Nos dados coletados pelo GOAL, a CHL variou entre 0.11 e 14.93 mg.m⁻³.

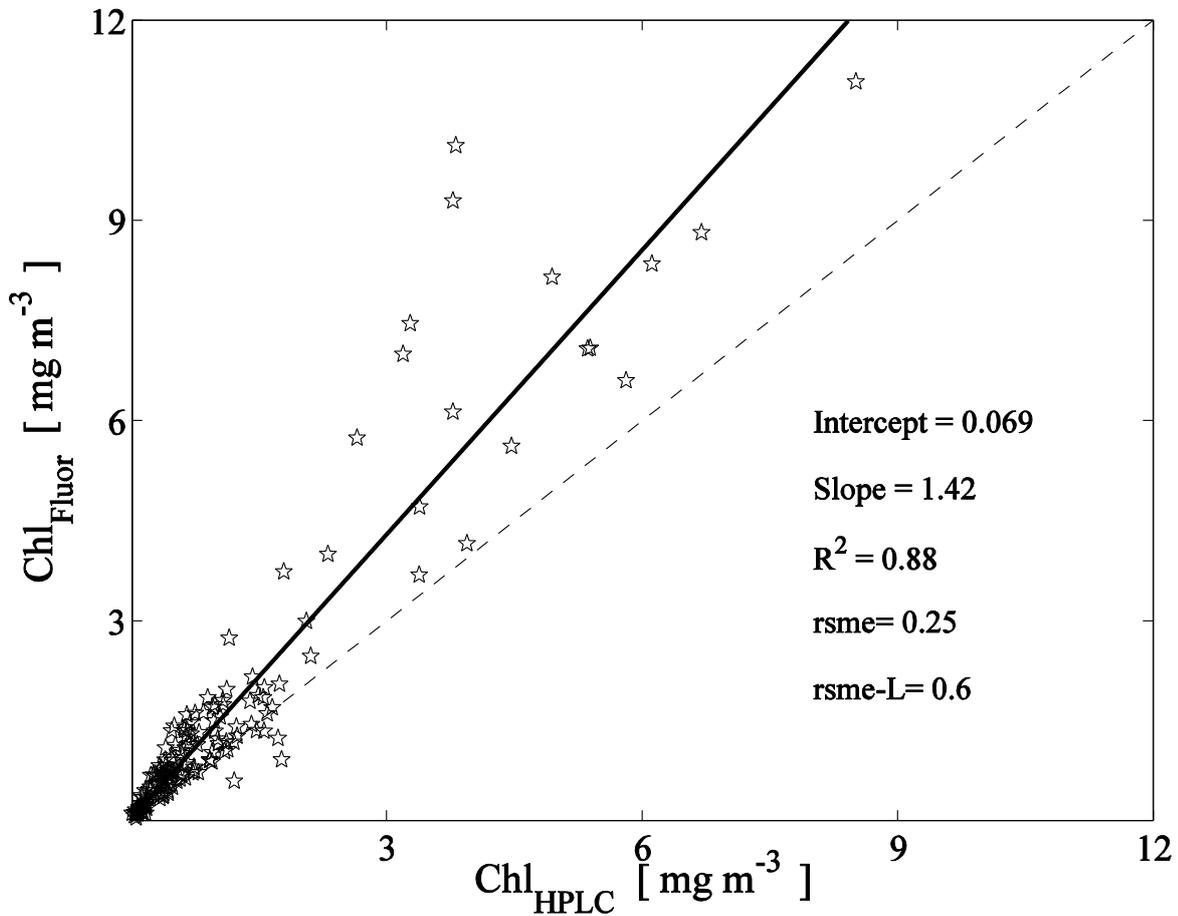


Figura 9: Resultado da regressão linear entre a CHL determinada pelos métodos do HPLC e fluorimetria. A equação da reta é dada por $Chl_{Fluor} = 1,423 \times Chl_{HPLC} + 0,069$

Da mesma forma, relações lineares e logarítmicas ajustadas entre a Chl_{FLUOR} e Chl_{HPLC} do nosso banco de dados foram consideradas para computar a Chl_{HPLC} a partir de Chl_{FLUOR}, quando a primeira não esteve disponível. Contudo, os ajustes não foram coerentes com a variabilidade das diferenças entre as duas metodologias de determinação da CHL para diferentes intervalos de concentração de clorofila-a.

A retração do gelo marinho leva a formação de uma camada de mistura rasa associada a uma forte pycnoclina que retém os organismos do fitoplâncton próximos à superfície e, portanto, com improvável limitação por luz. As águas de degelo podem então ser consideradas o mais importante processo na modulação da variabilidade na biomassa do fitoplâncton no Estreito de Bransfield e regiões próximas a Ilha James Ross durante o verão (Detoni, submetido para publicação). Diatomáceas, haptofíceas (principalmente *Phaeocystis antarctica*) e criptofíceas são os três principais grupos taxonômicos de fitoplâncton que ocorrem nas regiões costeiras da Península Antártica durante o verão (Mendes *et al.* 2012; Garibotti *et al.* 2003, 2005; Kozłowski *et al.* 2011;). Nestes locais são encontradas altas concentrações de clorofila-c (Parsons *et al.*, 1984, Marrari *et al.*, 2006), o que pode explicar grande parte da sobrestimativa da clorofila-a pelo método fluorimétrico (Gibbs, 1979; Lorenzen, 1981).

A concentração de Chl_{HPLC} em superfície, ao redor da Península Antártica entre fevereiro-março de 2008 e 2009 (Figura 11) foi variável espacialmente indicando três principais sub-regiões: (1) concentrações altas nas proximidades da Ilha James Ross ($\sim 7 \text{ mg m}^{-3}$), especialmente no verão de 2009; (2) concentrações intermediárias ($0,5\text{--}2 \text{ mg m}^{-3}$) no Estreito de Bransfield e região costeira da Passagem de Drake; e (3) concentrações baixas ($<0,5 \text{ mg m}^{-3}$) no Mar de Weddell e estações oceânicas da Passagem de Drake (Mendes *et al.* ,2012). Segundo Mendes *et al.* (2013), a dominância de diatomáceas esteve associada a uma profunda camada de mistura superior (CMS), alta salinidade e temperaturas relativamente quentes na superfície, nos anos de 2008 e 2009 particularmente. Em contraste, as criptofíceas, que foram dominantes em 2010, foram associadas à CMS mais rasa, baixa salinidade e temperaturas superficiais mais baixas.

Devido às grandes diferenças nos índices de biomassa do fitoplâncton entre as regiões amostradas (Figuras 9 e 10), pode-se considerar que as concentrações de clorofila-c também são

distintas de acordo com as diferentes comunidades. Além disso, dados preliminares obtidos pelos cruzeiros SOS-CLIMATE (Tavano, V. M., dados não publicados) indicam que o estado fisiológico das comunidades podem também explicar partes das diferenças entre a CHL estimada pelos métodos de fluorimetria e HPLC, além da presença da clorofila-c. (Mendes, C. R. B., comunicação pessoal).

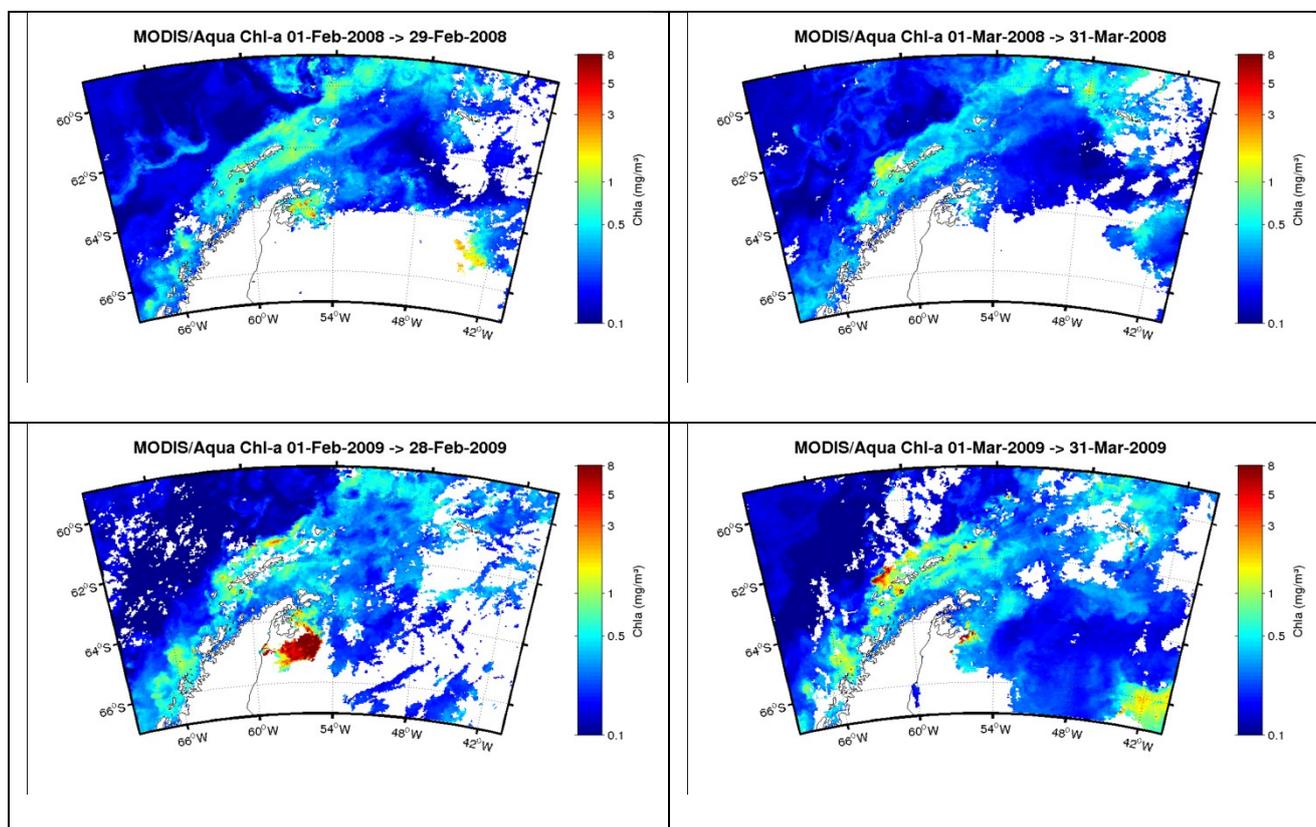


Figura 10: Imagem mensal da concentração de clorofila-a ($\text{mg}\cdot\text{m}^3$) do sensor MODIS/Aqua. As figuras (a) e (b) representam os meses de fevereiro e março de 2008 e as figuras (c) e (d) representam os meses de fevereiro e março de 2009, respectivamente. Projeção Lambert Azimutal.

Sendo assim, o uso de uma única relação entre a $\text{Chla}_{\text{FLUOR}}$ e $\text{Chla}_{\text{HPLC}}$ para ajustar a CHL estimada como mais próxima do seu valor real (i.e., $\text{Chla}_{\text{HPLC}}$) pelos algoritmos empíricos de determinação de CHL do espaço (e.g., Marrari *et al.*, 2006) como representativa de todo Oceano Austral é questionável. Isso é devido à complexidade e variabilidade interanual das forçantes ambientais e consequentemente na composição das comunidades fitoplanctônicas, das suas biomassas e de seu estado fisiológico, principalmente nas regiões adjacentes ao Estreito de Bransfield (Azevedo, 2012; Mendes *et al.*, 2012).

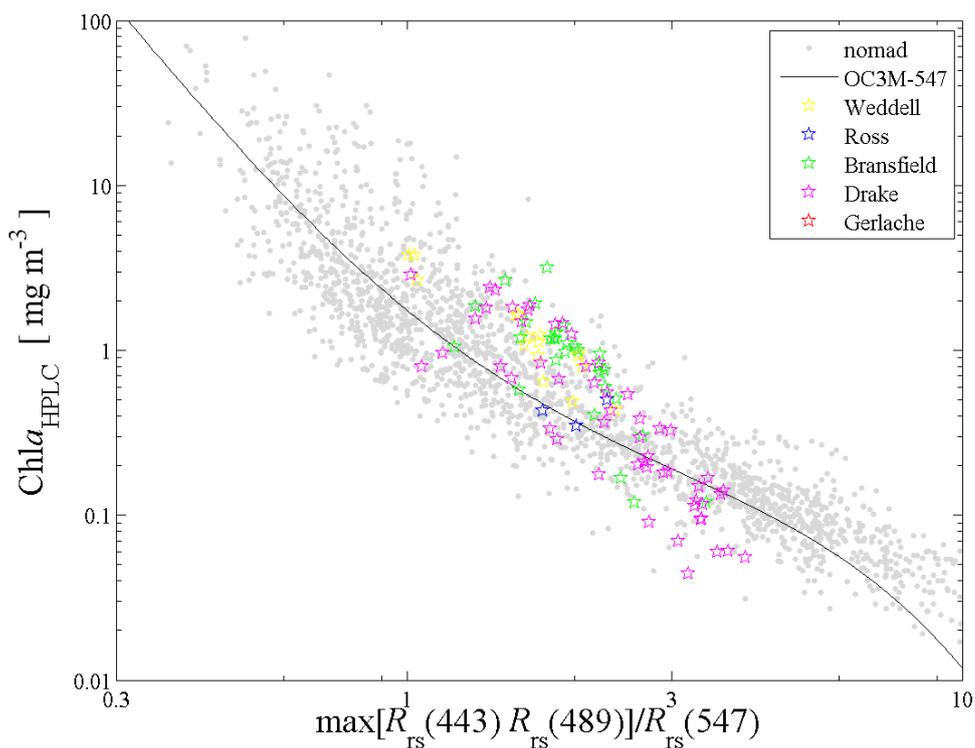


Figura 11: Distribuição regional dos dados da relação entre $Chla_{HPLC}$ e o algoritmo operacional OC3M-547. Ao fundo (em cinza) a mesma relação com o banco de dados do NOMAD, que deu origem ao algoritmo (curva contínua preta).

3.2. Avaliação de produtos derivados pelo satélite MODIS/Aqua

3.2.1. Concentração de Chlorofila-a

A comparação entre a CHL medida *in situ* com a estimada (*matchup*) pelos algoritmos bio-ópticos aplicados aos dados de satélite MODIS/Aqua (OC2M-547, OC3M-547 e GSM01, com correções atmosféricas padrão) foi realizada separadamente, considerando-se os dados fluorimétricos (n=341) e os oriundos da análise por HPLC (n=545), já que uma importante diferença foi verificada entre ambos. Devido à extensa cobertura de nuvens que geralmente ocorre na região da Península Antártica, houve uma relevante redução do número de dados disponíveis para a comparação com dados satelitais, que foram de 25 e 40 dados para um

intervalo máximo de 12h entre a passagem do satélite e a medição no campo, para as técnicas de fluorimetria e HPLC, respectivamente. Como esperado, o N amostral aumenta com o aumento da janela temporal considerada entre a medida *in situ* e a de satélite (ex. 3, 6,9 e 12h).

A alteração no N amostral para a comparação entre a medida *in situ* e a estimada por satélite nos mesmo intervalos temporais (dt) é proveniente da diferença encontrada entre o coeficiente de variação (CV) na comparação com diferentes algoritmos. Estes valores foram verificados no *match-up* realizado sem aplicação de *flags*, onde o único critério de exclusão de pixels é o coeficiente de variação e o dt . A alteração foi de no máximo 1 dado amostral.

Os resultados estatísticos para a comparação entre os dados *in situ* e os estimados por satélite são mostrados na Tabela 5, para as diferenças temporais de 3, 6, 9 e 12 horas. Ao considerar a $Chl_{a_{FLUOR}}$, o melhor desempenho entre os algoritmos avaliados foi obtido para o GSM01 com a melhor acurácia (APD=16%), menor subestimativa (RPD=-16%), boa correlação ($r^2 = 0,7$) e inclinações (*slopes*) mais próximo de 1 (1,11) para o intervalo temporal de 12 h (Figura 11). O algoritmo OC2M-547 apresentou erros similares aos associados ao GSM01, porém correlação ($0,21 \leq r^2 \leq 0,43$) e inclinações (*slopes*) menores (Tabela 5). O modelo OC3M-547 apresentou o desempenho estatístico menos satisfatório, com correlações fracas entre o dado *in situ* e satelital ($0,23 \leq r^2 \leq 0,3$), inclinações (*slopes*) baixos ($<0,22$) e os maiores erros residuais ($1,25 \leq rmse-L \leq 1,34$) considerando-se a $Chl_{a_{FLUOR}}$ (Tabela 5).

Para a $Chl_{a_{HPLC}}$, os erros se mantiveram constantes para todos os intervalos temporais porém são os *match-up's* que apresentam a menor acurácia ($36\% \leq APD \leq 42\%$) e os maiores erros residuais, principalmente no algoritmo OC3M-547. As inclinações (*slopes*) variam entre 0.181 e 0.577 indicando grande diferença entre a CHL estimada pelos modelos e a $Chl_{a_{HPLC}}$.

Tabela 5: Parâmetros estatísticos para a comparação entre a concentração de clorofila-a medida *in situ* pelos métodos de fluorimetria, Chla_{FLUOR} e de HPLC, Chla_{HPLC}, e a estimada pelos algoritmos empíricos OC2M-547, OC3M-547 e GSM01, com diferenças temporais (dt) de 3, 6, 9 e 12 horas. Ver o texto na seção de Materiais e Métodos.

Algoritmo	CHL <i>in situ</i>	dt (h)	rmse-L	r ²	Slope	Intercept	RPD (%)	APD (%)	N
OC2M-547	Chla _{FLUOR}	3	1,13	0,43	0,491	-0,4	-20	20	13
		6	1,14	0,35	0,411	-0,42	-19	19	17
		9	1,12	0,21	0,379	-0,41	-18	18	19
		12	1,12	0,21	0,379	-0,41	-17	17	19
	Chla _{HPLC}	3	1,23	0,44	0,259	-0,44	-19	37	20
		6	1,25	0,54	0,401	-0,42	-24	37	30
		9	1,29	0,58	0,4	-0,44	-27	38	34
		12	1,31	0,61	0,527	-0,43	-28	39	37
OC3M-547	Chla _{FLUOR}	3	1,34	0,25	0,221	-0,49	-24	24	14
		6	1,3	0,3	0,215	-0,51	-23	23	18
		9	1,26	0,23	0,203	-0,5	-21	21	20
		12	1,25	0,23	0,203	-0,5	-20	20	20
	Chla _{HPLC}	3	1,33	0,12	0,181	-0,5	-21	41	20
		6	1,35	0,36	0,375	-0,48	-26	41	30
		9	1,38	0,35	0,397	-0,48	-28	41	35
		12	1,39	0,53	0,454	-0,48	-29	42	37
GSM01	Chla _{FLUOR}	3	1,12	0,68	0,788	-0,28	-18	19	14
		6	1,13	0,72	0,363	-0,39	-18	18	18
		9	1,11	0,7	1,11	-0,37	-16	16	20
		12	1,11	0,7	1,11	-0,37	-16	16	20
	Chla _{HPLC}	3	1,22	0,13	0,284	-0,4	-15	36	19
		6	1,24	0,38	0,513	-0,38	-21	36	29
		9	1,27	0,48	0,515	-0,4	-24	37	34
		12	1,27	0,53	0,577	-0,39	-25	38	36

As melhores correlações verificadas nos intervalos de 12 horas (Tabela 5) sugerem que as diferenças entre a clorofila-a medida *in situ* e a estimada pelos algoritmos não aumentam de acordo com o aumento do intervalo temporal considerado, pelo menos até 12 horas. A melhor correlação encontrada para este intervalo se deve, provavelmente, ao maior N amostral. Assim, podemos considerar que *matchups* de até 12 horas para o Oceano Austral são estatisticamente relevantes independente do método de determinação da CHL aqui aplicados. Isso é importante porque o número de dados disponíveis para *matchups* é geralmente bastante reduzido na região Antártica devido à cobertura de nuvens. Portanto, a

consideração de um maior intervalo temporal entre a passagem do satélite e a coleta *in situ* que o intervalo geralmente sugerido pela NASA, de 3 horas (Bailey *et al.*, 2000), permite que um maior número de dados de satélite possa ser considerado nas análises, sendo ainda representativo para tais comparações.

Embora, tenhamos realizados *matchups* para distintos intervalos de tempo (dt), a discussão a seguir vai ser realizada considerando a diferença temporal de 12 horas (Figura 12). No Anexo I, podem ser encontradas as Figuras 19, 20, 21 e 22 correspondentes aos intervalos de 3, 6, 9 e 12 horas.

Considerando todo o conjunto de dados ($\text{Chla}_{\text{FLUOR}} + \text{Chla}_{\text{HPLC}}$), os algoritmos aqui analisados, OC2M-547, OC3M-547 e GSM01 mostraram desvios consistentes com tendência geral de subestimativa na concentração da CHL na área de estudo (RPD negativo), como geralmente verificado para a região Antártica (Diersen & Smith, 2000; Mitchell & Holm-Hansen, 1991; Mitchell *et al.* 1991, Garcia *et al.* 2005).

As Figuras 12(a), 12(b) e 12(c) apresentam também os resultados estatísticos das comparações entre os dados de CHL *in situ* ($\text{Chla}_{\text{FLUOR}} + \text{Chla}_{\text{HPLC}}$) e derivado dos algoritmos OC2M-547, OC3M-547 e GSM01, respectivamente, para o intervalo de 12 horas entre o dado *in situ* e a passagem do satélite. Todos os algoritmos apresentam a média da diferença percentual absoluta (APD) altos (50%, 56% e 48%), com o algoritmo OC3M-547 apresentando o pior desempenho para este banco de dados. O algoritmo GSM01 representa melhor ajuste entre os dados *in situ* e de satélite, com RPD de 35%, inclinação (*slope*) de 0,596 e intercepto de -0,35. Consequentemente, o objetivo da acurácia de 35% (Hooker *et al.*, 1992) das missões das agências espaciais para a determinação de clorofila satelital parece difícil de ser atingido. Principalmente se considerarmos que os algoritmos empíricos são desenvolvidos utilizando

um banco de dados com maioria de origem fluorimétrica (i.e., 72 % de fluorometria e 28% de HPLC, caso do NOMAD v2.a).

Os erros associados aos algoritmos empíricos e as magnitudes das subestimativas encontradas neste trabalho foram maiores do que os encontrados na literatura quando comparados aos erros do sensor SeaWiFS (Arrigo *et al.*, 1998; Cota *et al.*, 2003; Barbini *et al.*, 2003 ; Diersen & Smith, 2000; Garcia *et al.*, 2005).

O banco de dados radiométrico e de biomassa fitoplanctônica aqui utilizado contém coletas em regiões de florações fitoplanctônicas expressivas influenciadas por águas de degelo. Era esperado que os algoritmos empíricos não apresentassem bom desempenho devido à presença de diversos componentes opticamente ativos nessas águas. O algoritmo semi analítico GSM01, que procura separar esses componentes, parece ser mais adequado para a região Antártica. Esse tipo de algoritmo, quando ajustados seus parâmetros de entrada (i.e, coeficientes de absorção e de espalhamento específicos) no modelo à região de estudo (Maritorena *et al.*, 2002), podem apresentar melhor desempenho ainda.

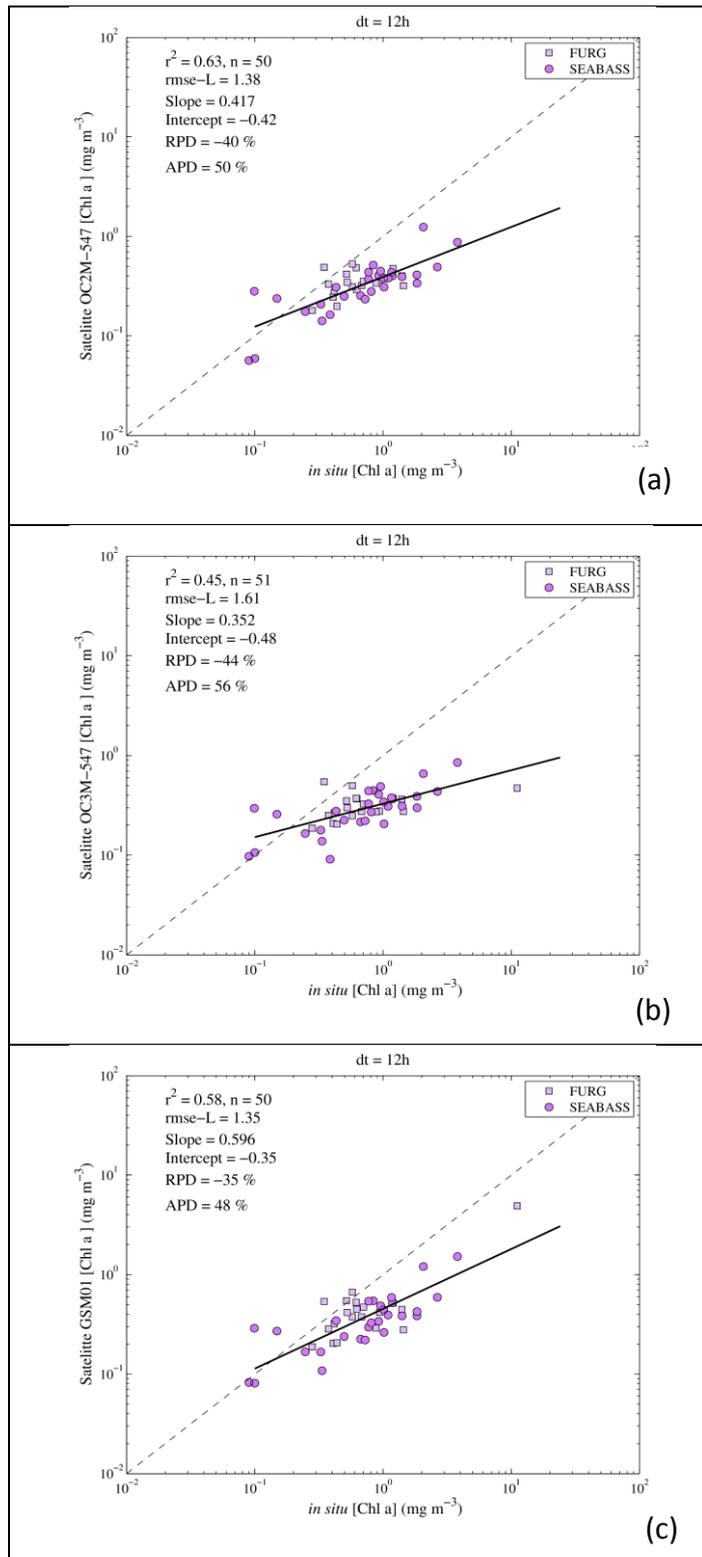


Figura 12: Comparação entre a clorofila in situ e aquela estimada pelo satélite. Na figura, dados FURG e SeaBASS são diferenciadas pelos símbolos do quadrado e círculo cheios respectivamente. A concentração de clorofila estimada pelos satélites usa os algoritmos (a) OC2M-547, (b) OC3M_547 e (c) GSM01. A janela temporal de 12 horas foi usada entre os dados in situ e de satélites.

3.2.2. Reflectância de Sensoriamento Remoto (R_{rs})

A qualidade dos produtos de CHL de algoritmos satelitais depende da qualidade das medidas das radiâncias *in situ*. A Reflectância de Sensoriamento Remoto ($R_{rs}(\lambda)$) está associada às propriedades ópticas inerentes (IOP's) da própria água do mar e seu conteúdo de material particulado e dissolvido. A Figura 13 mostra a comparação entre R_{rs} *in situ* e os derivados do sensor MODIS/Aqua no intervalo de 12h com a mesma janela temporal utilizada para a clorofila-a.

Notável dispersão é verificada entre os dados de $R_{rs}(\lambda)$ medidos *in situ* e pelo satélite em todos os comprimentos de onda considerados, cujos valores de APD e RPD referentes a tais comparações estão mostrados na Tabela 6. No geral, o satélite tende a sobrestimar os dados de $R_{rs}(\lambda)$ nos comprimentos de onda do azul (412 e 443 nm), a fornecer valores mais próximos aos medidos *in situ* na faixa azul-verde espectral (488 e 531 nm) e novamente valores relativamente mais altos nos maiores comprimentos de onda da faixa verde-vermelha (547 e 667 nm). Estudos realizados no Oceano Ártico por Mustapha *et al.* (2012) mostram um APD de 128% para o sensor MODIS em 412 nm, enquanto nossos dados tem um APD de 17% para o mesmo comprimento de onda. Como os algoritmos empíricos consideram a razão de bandas de $R_{rs}(\lambda)$ (ex. $R_{rs}(412)/R_{rs}(547)$), os erros nas magnitudes da $R_{rs}(\lambda)$ estimada, quando são equivalentes ao longo dos comprimentos de onda, tendem a ser cancelados com tal divisão. Isso explica as dispersões encontradas quando se comparam as concentrações de clorofila-a estimadas pelo satélite através das razões de banda (Figura 13) serem menores que as verificadas para a comparação de $R_{rs}(\lambda)$. A maior diferença para as estimativas de $R_{rs}(\lambda)$ foi verificada para 667 nm (RPD= 73%). Como as bandas do vermelho (667 nm no sensor MODIS e 670 no sensor SeaWiFS) tem sido consideradas como *proxy* para a concentração de sedimento em suspensão em águas superficiais (Stumpf & Pennock, 1989; Wynne *et al.*, 2005), nossos

resultados indicam que a concentração de sedimentos em suspensão pode ser sobrestimada na região Antártica se considerados os valores de $R_{rs}(667)$ medidos pelo sensor MODIS/Aqua. A causa deste incremento em $R_{rs}(667)$ pode ser devido ao grande aporte de água de degelo e sua influência nas propriedades óticas em regiões polares. Como estas bandas estão mais próximas do NIR, há indícios de que o modelo padrão para as correções atmosféricas das imagens da cor do oceano, pela NASA, não é apropriado para esta região. Posteriormente iremos analisar esses efeitos da atmosfera nas estimativas da concentração de clorofila-a.

Tabela 6: Diferença Percentual Absoluta Média (APD) e Diferença Percentual Relativa Média (RPD) entre as Reflectâncias de Sensoriamento Remoto em 412, 443, 488, 531, 547 e 667 nm, medidas *in situ* e por satélite.

$R_{rs}(\lambda)$	APD (%)	RPD(%)
412	17	26
443	18	24
488	8.3	14
531	30	35
547	36	36
667	71	73

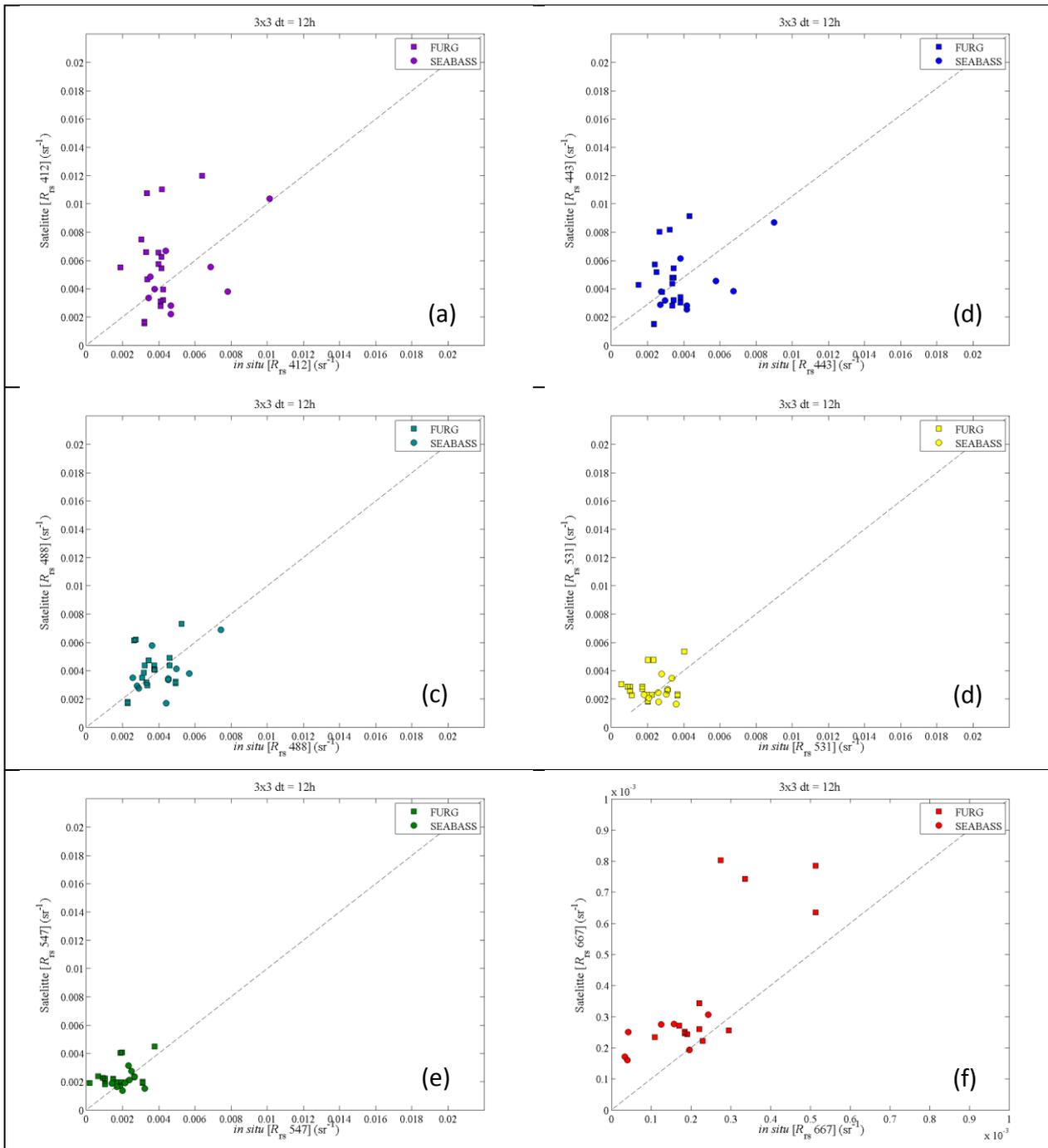


Figura 13: Comparação da Reflectância de Sensoriamento Remoto (R_{rs}) *in situ* e determinada pelo sensor MODIS/Aqua utilizando o algoritmo padrão OC3M-547 nos comprimentos de onda (a) 412, (b) 443, (c) 488, (d) 531, (e) 547 e (f) 667, com janela temporal de 12 horas entre medidas *in situ* e por satélite.

3.3. Calibração e Validação dos Algoritmos Regionais

Os algoritmos empíricos normalmente se baseiam em um grande conjunto de dados de CHL e reflectância concomitantemente coletados globalmente. Se ajustados regionalmente, estes algoritmos tendem a apresentar melhor desempenho, pois assim irá incorporar as causas de variabilidade na relação entre a CHL e razões de reflectância específicas do local ou região. Tal ajuste regional tem sido amplamente aconselhável por trabalhos anteriores na região Antártica (Dierssen & Smith, 2000; Mitchell *et al.*, 2001). Neste trabalho, novas relações matemáticas (ou algoritmos empíricos) foram propostas entre a CHL e as razões de banda de reflectância medidas concomitantemente *in situ* : Estes algoritmos regionais seguem o padrão geral dos algoritmos OC2M-547 e OC3M-547, porém com distintos coeficientes nas equações.

A readaptação dos coeficientes para algoritmos de razão de bandas aumenta a exatidão de algoritmos para tipos de águas específicos (caso de águas polares), que não são de Caso 1, e tem sido usado com sucesso para o desenvolvimento de algoritmos empíricos regionais (Mustapha *et al.*, 2012; Hyde *et al.*; 2007; Garcia *et al.*, 2006; Mitchell & Kahru, 2009; Gianinni, 2010).

O banco de dados utilizados para a construção destes algoritmos regionais consistiu de 198 pontos de concentração de clorofila ($Chla_{FLUOR} + Chla_{HPLC}$) e Rrs coletados concomitantemente. Destes, 150 pontos ($\sim 3/4$) foram utilizados para gerar a nova função e 48 ($\sim 1/4$) pontos, randomicamente escolhidos, para validar os algoritmos regionais, ou seja, comparar o dado de CHL medido *in situ* com o estimado pelos novos algoritmos.

O novo algoritmo de duas bandas nomeado OC2M-547/FURG-SO, graficamente na Figura 14, apresentou uma substancial redução no erro residual ($rmse-L=0,57$), com erro

relativo de 15,57%, inclinação (*slope*) e intercepto de 0,69 e -0,07 respectivamente, e r^2 igual a 0.69. A APD teve uma redução insignificante em comparação ao desempenho do algoritmo global (49%). O algoritmo regional não é mais acurado que o global porem apresenta melhor desempenho na comparação com a CHL *in situ*. Apesar de o número de amostras não ser extenso, decidiu-se por manter o polinômio de quarta ordem por melhor representar a variabilidade dos dados.

A equação polinomial que representa o algoritmo regional de duas bandas ajustado utilizando o banco de dados é

$$CHL = 10^{(0,400 - 1,4045X + 0,6484X^2 - 2,3067X^3 - 0,8288X^4)} \quad (16)$$

onde $X = (R_{rs}(443)/R_{rs}(547))$

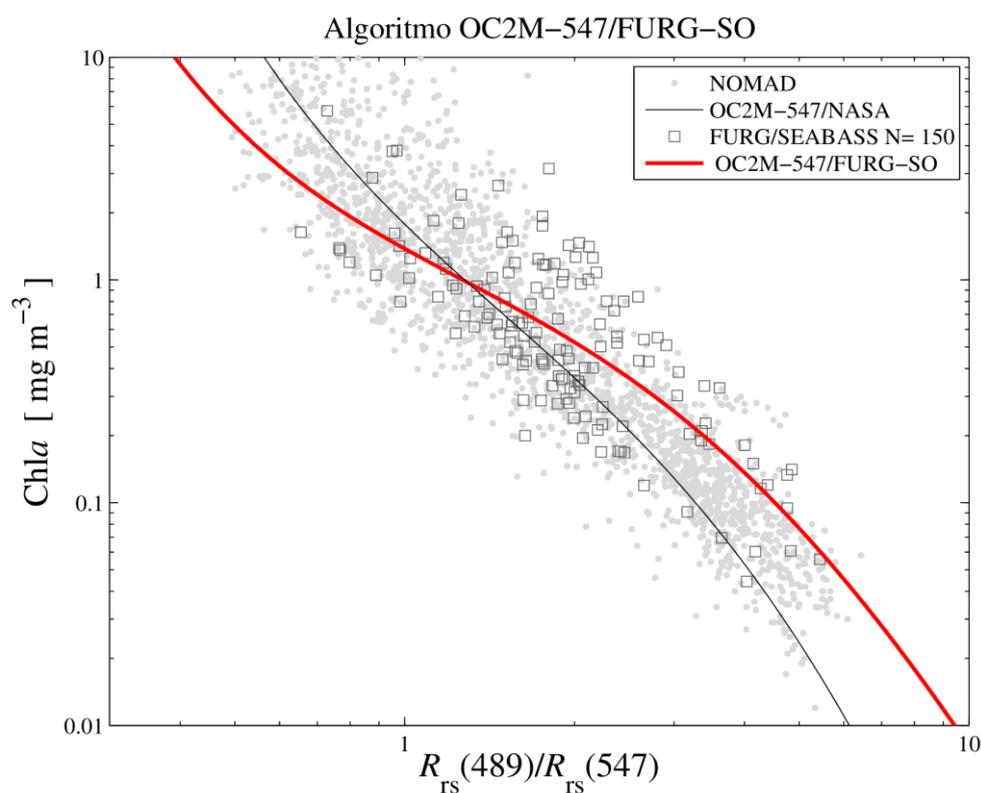


Figura 14: O algoritmo OC2M-547 FURG-SO. linha vermelha curva representa o algoritmo de duas bandas regional, OC2M-547, a linha contínua cinza representa o algoritmo global de duas banda, OC2M-547. Pontos cinzas ao fundo representam os dados do NOMAD e quadrados cinzas representa os 150 pontos utilizados para o ajuste (curva contínua vermelha).

O algoritmo regional de 3 bandas OC3M-547/FURG-SO, representado graficamente na Figura 15, também apresentou uma importante redução no erro residual, com $rmse-L=0,23$. Seu desempenho foi significativamente superior em relação ao algoritmo global com aumento no coeficiente de determinação ($r^2=0,7$), aumento significativo do *slope* (0,70) e redução do intercepto para -0,05. A melhora da acurácia foi pequena (APD=48,3%) e o viés alterado para 15,03%.

O algoritmo regional OC3M-547/FURG-SO se apresenta da seguinte forma:

$$CHL=10^{(0,3078-2,2309X+1,6349X^2-1,5566X^3-0,6904X^4)} \quad (17)$$

onde $X=\max (Rrs(443)/Rrs(547),Rrs(488)/Rrs(547))$.

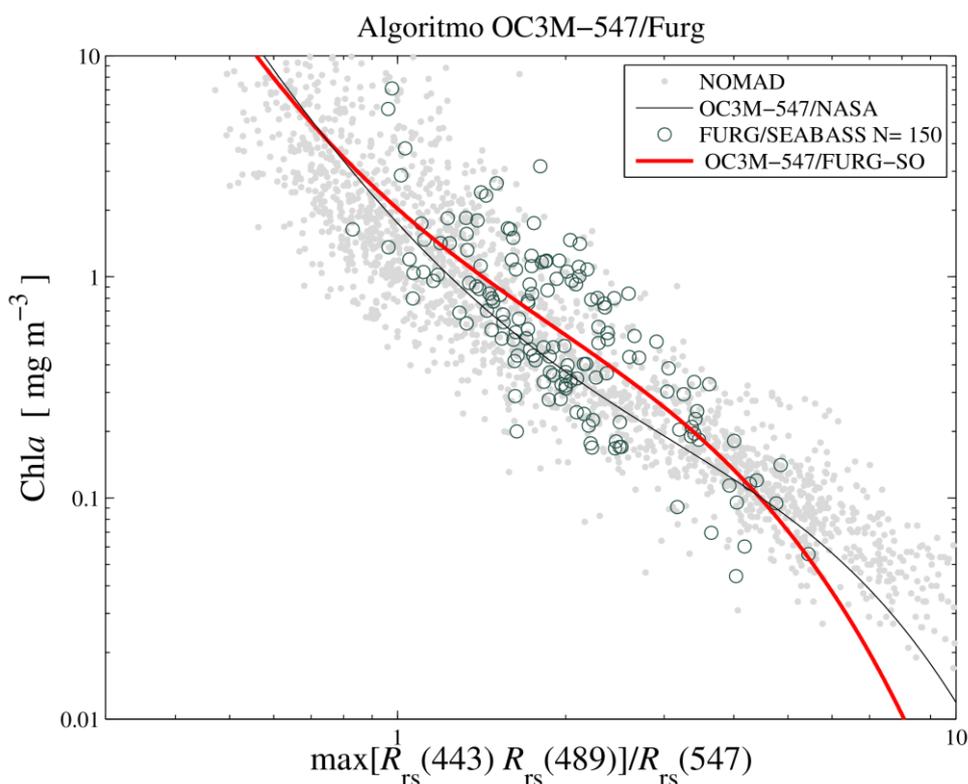


Figura 15: O algoritmo OC3M-547 FURG-SO. A linha vermelha curva representa o algoritmo de três bandas regional, OC3M-547, a linha contínua cinza representa o algoritmo global de três bandas, OC3M-547. Pontos cinza ao fundo representam os dados do NOMAD e círculos cinzas representando os 150 pontos utilizados para o ajuste (curva contínua vermelha).

Na validação dos algoritmos regionais (Figuras 16(a) e 16(b)) os 48 pontos não utilizados na geração dos algoritmos, foram utilizados. As comparações entre as CHL, medidas *in situ* e estimadas pelos algoritmos regionais, mostram bom coeficiente de determinação para ambos os algoritmos ($r^2=0,71$), interceptos muito próximos de zero e *slopes* em torno de 0,7. Isso nos mostra a melhoria no desempenho dos algoritmos empíricos nas regiões adjacentes ao Estreito de Bransfield. Outro fator relevante é de que aproximadamente 72% dos pontos determinados por HPLC.

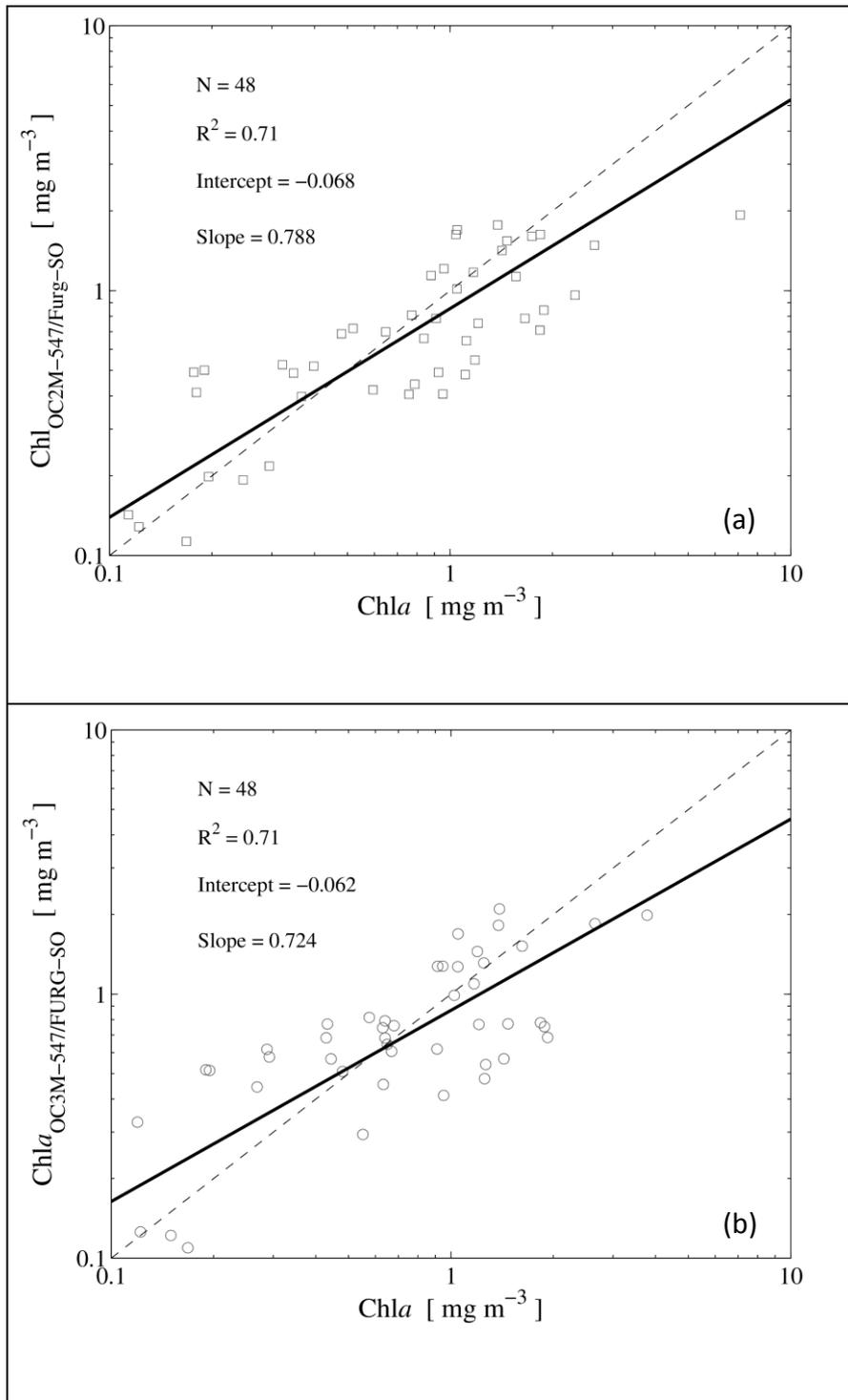


Figura 16: Validação dos novos algoritmos empíricos regionais utilizando base de dados independente. (a) Regressão linear entre os dados *in situ* de Chl_a e os estimados pelo algoritmo OC2M-547 FURG-SO (b) Regressão linear entre os dados *in situ* de Chl_a e os estimados pelo algoritmo OC3M-547 FURG-SO. A concentração de clorofila-a representa Chl_a_{FLUOR}+Chl_a_{HPLC}.

3.4. Avaliação do método de correção atmosférica NIR-SWIR para detecção de águas turbidas

Uma análise prévia foi realizada em 40 imagens na área de estudo entre os verões austrais de 2003 e 2012. Estas imagens foram selecionadas pelo critério de menor cobertura de nuvens e a maior quantidade de pixels oceânicos possíveis. Os métodos de correção atmosférica NIR e NIR-SWIR foram aplicados às 40 imagens e as respostas em relação a alterações nas estimativas de CHL mostram padrões de distribuição espacial semelhantes (Figura 17). Todavia nas regiões costeiras e com presença de gelo e água de degelo foram identificados pixels nos quais os critérios de detecção de águas turbidas foram aplicados (Figura18 (a)).

O histograma de distribuição de clorofila-a para a região de águas turbidas segundo o T_{indx} , para as 40 imagens mostrou um incremento nas concentrações de CHL entre aproximadamente 1,00 e 2,5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ e uma redução menos significativa nos valores acima de 2,5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$.

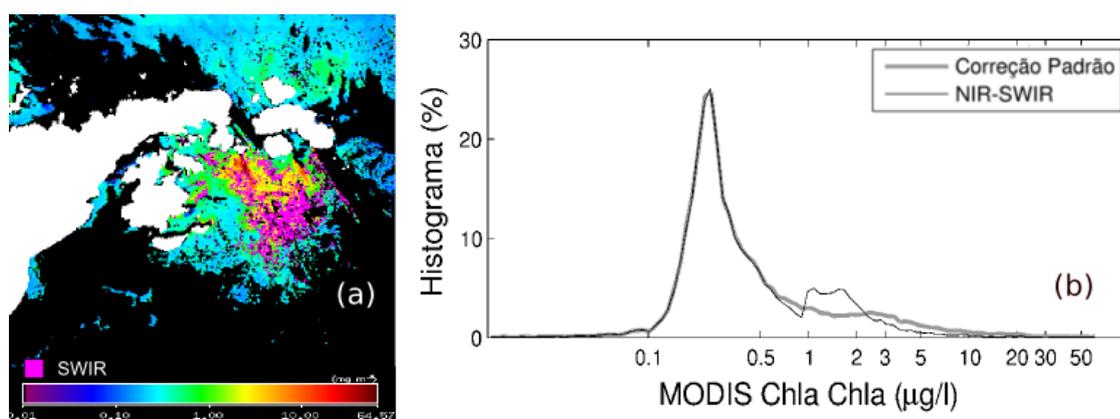


Figura 17: Imediações das Ilhas James Ross em 15 de março de 2004. (a) Em magenta pixels que foram aplicados o algoritmo SWIR, (b) Histograma da concentração de clorofila-a em $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ usando a correção atmosférica padrão (linha grossa) e correção NIR-SWIR (linha fina).

Com o objetivo de avaliar se as diferenças nas concentrações de clorofila estimadas pelo satélite podem ser atribuídas ao método padrão de correção atmosférica utilizado pela NASA, comparações entre as medidas de CHL in situ e as estimadas pelo satélite após a aplicação de ambos os métodos foram realizadas. Ou seja, utilizamos as clorofilas estimadas pelos algoritmos empíricos e semi analítico, OC3M-547 e GSM01, respectivamente, em imagens processadas utilizando o método padrão (já discutido na seção 3.2 deste trabalho) e o método combinado NIR-SWIR conforme critérios descritos na metodologia. Aqui, também foram utilizadas de forma discriminada Chl_{FLUOR} e Chl_{HPLC} .

Segundo os resultados obtidos apresentados nas Tabelas 5 e 7, houve redução do RPD em média de 7% e 3 % para os algoritmos OC3M-547 e GSM01, respectivamente, para os dados fluorimétricos e em torno de 4% para a Chl_{HPLC} em ambos os algoritmos. Os erros residual e absoluto permaneceram praticamente inalterados.

As comparações foram, então, realizadas da mesma forma que para avaliação dos algoritmos de clorofila-a para o conjunto de dados mistos de CHL (fluorimetria e HPLC) e os resultados não apresentaram alterações significativas se comparados aos *matchups* com o produto de CHL padrão. Compreende-se que, por ser o método aplicado pixel a pixel, as respostas aqui encontradas podem não representar um número expressivo de pixels que tenham o método SWIR aplicado visto que nosso número amostral é bem menor do que o utilizado por Wang *et al.* (2007).

A importância principal na aplicação do método NIR-SWIR neste trabalho foi identificar a existência de grande interferência das propriedades ópticas das águas de degelo, e provável contaminação sub-pixel por gelo marinho nesta região, nos produtos de cor do oceano derivados do sensor MODIS/Aqua. Partindo do princípio que a reflectância destas águas não responde somente a biomassa fitoplanctônica, já que o método SWIR foi aplicado, é preciso

explorar além das correções atmosféricas, como o efeito da reflectância do gelo marinho altera a medida da reflectância do sensor no satélite na resposta espectral por satélite.

Tabela 7: Resultado estatístico da comparação entre a concentração de clorofila-a medida *in situ* pelos métodos de fluorimetria ($Chla_{FLUOR}$) e de HPLC ($Chla_{HPLC}$) e a estimada pelos algoritmos empíricos OC2M-547, OC3M-547 e GSM01, com diferenças temporais (dt) de 3, 6, 9 e 12 horas. Ver o texto na seção de Materiais e Métodos.

NIR-SWIR									
Algoritmo	CHL <i>in situ</i>	dt (h)	rmse-L	r ²	Slope	Intercept	RPD (%)	APD (%)	N
OC3M-547	Chla _{FLUOR}	3	1,29	0,21	0,223	-0,49	-21	21	13
		6	1,26	0,26	0,211	-0,51	-20	20	17
		9	1,23	0,21	0,2	-0,5	-19	19	19
		12	1,22	0,21	0,2	-0,5	-19	19	19
	[Chl-a]T	3	1,31	0,1	0,204	-0,48	-20	40	20
		6	1,33	0,35	0,392	-0,46	-26	41	31
		9	1,36	0,41	0,409	-0,47	-28	41	36
		12	1,38	0,49	0,449	-0,46	-29	42	38
GSM01	Chla _{FLUOR}	3	1,09	0,8	0,851	-0,26	-16	16	13
		6	1,11	0,67	0,81	-0,29	-16	16	17
		9	1,09	0,66	0,782	-0,27	-14	15	19
		12	1,09	0,66	0,782	-0,27	-14	14	19
	[Chl-a]T	3	1,21	0,12	0,29	-0,39	-14	36	19
		6	1,23	0,42	0,526	-0,37	-22	37	30
		9	1,26	0,48	0,529	-0,39	-24	37	35
		12	1,27	0,54	0,592	-0,38	-25	38	37

As Figuras 18(a) e 18(b) mostram as imagens de concentração de clorofila do sensor MODIS/Aqua nas imediações da porção norte da Península Antártica usando os algoritmos de correção atmosférica NIR e NIR-SWIR, respectivamente. Notam-se pequenas alterações nas concentrações de clorofila nas duas imagens. A figura 16(c) mostra a imagem de “cor verdadeira” (*True Color*), onde é possível notar a presença de gelo marinho e da alta biomassa devido o aporte de água de degelo nas adjacências da Ilha James Ross.

Para avaliar a eficiência do índice de turbidez é necessária a análise dos materiais particulados, orgânico e inorgânico, *in situ* e não possuímos esta informação. Sugere-se então o estudo futuro dos componentes opticamente ativos nas águas da região a fim de determinar melhor as repostas espectrais destas águas opticamente túrbidas.

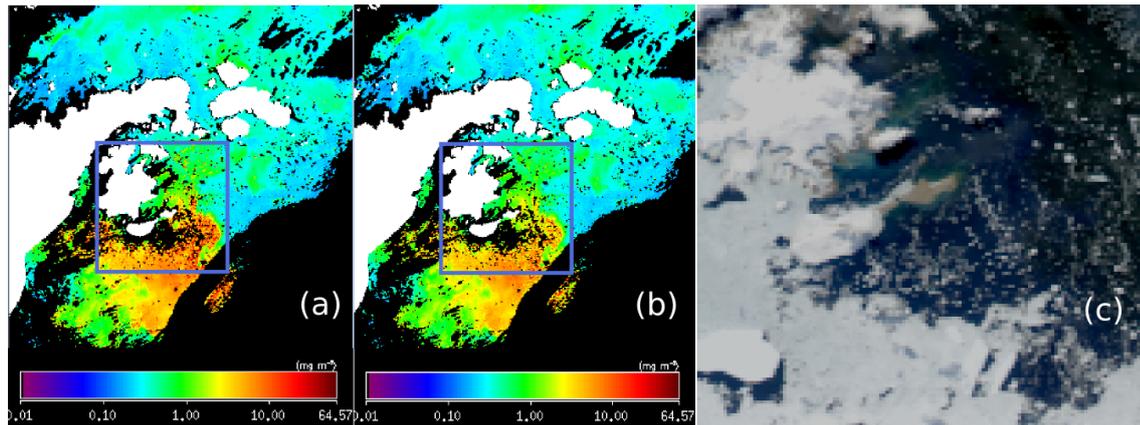


Figura 18: Estimativa de CHL nas imediações das Ilhas James Ross em 19 de fevereiro de 2004. (a) Imagem processada com o algoritmo padrão (NIR), (b) Imagem processada com o algoritmo (NIR-SWIR), (c) Imagem “true color”, representando a área selecionada no quadrado azul das imagens (a) e (b).

4. CONCLUSÕES

A partir de nosso estudo, pôde-se observar que a concentração de clorofila-a estimada pelos três algoritmos aqui estudados, OC2M-547, OC3M-547 e GSM01, aplicados ao sensor MODIS/Aqua geralmente subestimam as concentrações de CHL nas adjacências do Estreito de Bransfield, como já descrito na literatura para outros sensores satelitais (ex. SeaWiFS).

Importantes diferenças (Slope=1,42) entre a CHL determinada pelos métodos fluorimétrico e HPLC (o primeiro fornece concentrações mais elevadas) foi verificada com base nos dados da FURG, como por Marrari *et al.* (2006), que utilizou uma grande base de dados na região Antártica. Tais autores observaram, porém, valores de CHL estimados por satélite próximos aos medidos *in situ* ao considerar a CHL determinada por HPLC (ou seja, concentrações relativamente mais baixas). Nossos resultados indicam, por outro lado, valores de CHL mais baixos estimados por satélite mesmo quando considerada a concentração *in situ* fornecida por HPLC. De fato, essas diferenças são reconhecidas como causas para a subestimativa de CHL na região Antártica quando se utilizam algoritmos bio-ópticos empíricos largamente baseados nas demais regiões do oceano e como justificativa para a construção de algoritmos regionais. Sugere-se que a investigação das causas de sobrestimativa de CHL pelo método fluorimétrico seja aprofundada para a região. Ainda assim, o uso apenas da CHL determinada pelo método de HPLC parece o mais prudente, particularmente para a validação de algoritmos bio-ópticos já existentes como para a construção de algoritmos regionais.

O algoritmo semi-analítico GSM01 é, dos algoritmos existentes aqui avaliados, o que forneceu estimativas de CHL por satélite mais próximas das medidas *in situ*. Tais estimativas podem ser ainda refinadas, já que tal modelo permite ajustes que levem em conta as propriedades ópticas regionais (i.e., fitoplâncton e componentes não-algais), que ainda precisam ser mais bem compreendidas.

Algoritmos empíricos de duas e três bandas foram ajustados regionalmente utilizando nossa base de dados de CHL com medidas concomitantes de reflectância na região. Os algoritmos regionais foram então validados, mostrando melhor desempenho quando comparado aos algoritmos aplicados globalmente. Assim, recomendamos a aplicação destes algoritmos regionais para estimar clorofila-a por satélite em estudos futuros na região de estudo, particularmente o que considera três bandas, OC3M-547/FURG-SO.

Por fim, o método de correção atmosférica para detecção de águas túrbidas foi aplicado em imagens MODIS/Aqua. Os pixels nos quais o método SWIR foi selecionado apresentaram um incremento de para valores de clorofila entre 1,00 e 2,5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ e uma redução menos significativa nos valores acima de 2,5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ nos produtos de clorofila-a do sensor MODIS/Aqua. No entanto a análise de *matchup* não apresentou diferenças estatísticas significativas que provavelmente estão associadas ao baixo número de pixels considerados túrbidos. Concluimos que a reflectância destas águas não responde somente a biomassa fitoplanctônica, mas também às características ópticas das águas de degelo e torna-se, portanto, necessário uma investigação em torno dos componentes opticamente ativos nas águas da região a fim de determinar melhor as repostas espectrais destas águas, assim como outras possíveis interferências causada nos produtos de cor do oceano (ex. reflectância do gelo marinho, tipo de correção atmosféricas, estrutura e estado fisiológico da comunidade fitoplanctônica).

5. REFERÊNCIAS

- Arrigo, K. R., Worthen, D., Schnell, A., & Lizotte, M. P. (1998). Primary production in Southern Ocean waters. *Journal of Geophysical Research*, 103, 15587–15600
- Azevedo, L. C. L. (2012). Estado Fisiológico da Comunidade Fitoplanctônica ao Redor da Península Antártica – Verão de 2008. Monografia. Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.
- Bailey, S. W., C. R. McClain, P. J. Werdell, & B. D. Schieber (2000). Normalized water-leaving radiance and chlorophyll a match-up analyses. NASA Tech. Memo. 206892. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.
- Bailey, S. W. & Werdell, P.J. (2006). A multi-sensor approach for the onorbit validation of ocean color satellite data products. *Remote Sensing of Environment*, 102, 12-23.
- Bailey, S. W., Franz, B. A. & Werdell, P. J. (2010). Updated NIR water-leaving radiance estimation for ocean color data processing. *Optics Express*, 18, 7521–7527.
- Bartlett, J. S., Ciotti, A. M., Davis, R. F. & Cullen, J. J. (1998). The spectral effects of clouds on solar irradiance. *Journal of Geophysical Research*, 103(C13), 31,017-31,031.
- Behrenfeld, M.J. & Falkowski, P.G. (1997). Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.*, 42(1), 1-20.
- Behrenfeld, M. J., Siegel, D. A., O'Malley, R. T. & Maritorena, S. (2009). Global ocean phytoplankton. In Peterson, T.C. & Baringer M. O. (eds.). *State of the Climate in 2008. Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8), S68–S73.
- Bird, R. E. & Riordan, C. J. (1986). Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmospheres. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25(1), 87-97.
- Böning, C. W., Disper, A., M. V., Rintoul, S. R. & Schwarzkopf, F.U. (2008). The response of the Antarctic Circumpolar Current to recent climate change. *Nature Geoscience* 1,864–869
- Boyd, P. W., LaRoche, J., Gall, M., Frew, R. & McKay, R. M. L. (1999). The role of iron, light and silicate in controlling algal biomass in sub-Antarctic waters SE of New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 104, 13 391-13 404.
- Capella, J. E., Ross, R. M., Quetin, L. B., & Hofmann, E. E. (1992). A note on the thermal structure of the upper ocean in the Barnfield Strait-South Shetland Islands region. *Deep Sea Research*, 39, 1221–1229.
- Carder, K. L., Chen, F. R., Cannizzaro, J. P., Campbell, J. W. & Mitchell, B. G. (2004). Performance of the MODIS semi-analytical ocean color algorithm for chlorophyll-a. *Advances in Space Research*, 33, 1152-1159.
- Chisholm, S. W. & Morel, F. M. M. (1991). What controls phytoplankton production in nutrient-rich areas of the open sea? *American Society of Limnology and Oceanography Symposium*, 22-24 February 1991, San-Marcos, California – Preface *Limnology and Oceanography* 36(8), U1507-U1511.
- Clarke, A., Murphy, E. J., Meredith, M. P., King, J. C., Peck, L. S., Barnes, D. K. A., & Smith, R. C. (2007). Climate change and the marine ecosystem of the western Antarctic Peninsula. *Phil. Trans. R. Soc.*, B 362, 149-166.
- Collares, L. L. (2011). Monitoramento de Icebergs no Noroeste do Mar de Weddel, Antártica, e sua associação com a circulação oceânica regional. 130 p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.

- Cota, G. F., Harrison, W. G., Platt, T., Sathyendranath, S., & Stuart, V. (2003). Bio-optical properties of the Labrador Sea. *Journal of Geophysical Research*, 108.
- Darecki, M., Kaczmarek, S., and Olszewski, J. (2005). SeaWiFS ocean colour chlorophyll algorithms for the southern Baltic Sea. *International Journal of Remote Sensing*, 26, 247-260
- Dierssen, H., & R. C. Smith. (2000). Bio-Optical properties and remote sensing ocean color algorithms for Antarctic Peninsula Waters. *Journal of Geophysical Research*, 105(C11), 26301-26312.
- Dierssen, H.M., Smith, R.C. & Vernet, M. (2002). Glacial meltwater dynamics in coastal waters west of the Antarctic peninsula. *Proc. Natl. Acad. Sci., USA* 99, 1790–1795.
- Dinniman, M. S. & Klinck, J. M. (2004.) A model study of circulation and cross-shelf exchange in the west Antarctic Peninsula continental shelf, *Deep Sea Research Pt. II*, 51, 2003–2022.
- Detoni, A. M. S., Souza, M. S., Garcia, C. A. E., Tavano, V. M. & Mata, M. M. (2013). Environmental conditions during phytoplankton blooms in the vicinity of James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Continental Shelf Research* (Submitted).
- Dogliotti, A. I., Schloss, I. R., Almandoz, G. O. & Gagliardini, D.A. (2009). Evaluation of SeaWiFS and MODIS chlorophyll-a products in the Argentinean Patagonian Continental Shelf (388 S-558 S). *International Journal of Remote Sensing*, 30, 251-273.
- Doney, S. C., Fabry, V. J., Feeley, R. A. & Kleypas, J.A. (2009). Ocean acidification, The other CO₂ problem. *Annual Review of Marine Science* 1,169–192.
- Ducklow, H. W., Baker, K., Martinson, D. G., Quetin, L. B., Ross, R.M., Smith, R.C., Stammerjohn, S. E., Vernet, M. & Fraser, W., (2007). Marine pelagic ecosystems, the West Antarctic Peninsula. *Phil. Trans. R. Soc., B* 362, 67-94.
- Evangelista, H.(2011). A atmosfera Antártica e os sinais das mudanças globais. In, Goldemberg, J. (coordenador). *Antártica e as Mudanças Globais, um desafio para a humanidade*. V. 9. Ed. Blucher, São Paulo. 29–51.
- Ferreira, A., Stramski, D., Garcia, C. A. E., Ciotti, A. M., Tavano, V. M., & Mendes, C.R. (2013) Variability in light absorption and scattering of phytoplankton in Patagonian waters, Role of community size structure and pigment composition. *Journal of Geophysical Research , OCEANS*, 118, 1–17
- Garcia, C. A. E., Garcia, V. M. T., & McClain, C. R. (2005). Evaluation of SeaWiFS chlorophyll algorithms in the Southwestern Atlantic and Southern Oceans. *Remote Sensing of Environment*, 95, 125-137.
- Garcia, V. M. T., Signorini, S., Garcia, C. A. E. & McClain, C. R. (2006). Empirical and Semi-Analytical chlorophyll algorithms in the Southwestern Atlantic Coastal Region (25-40°S and 60-45°W). *International Journal of Remote Sensing*, 27, 1539-1562.
- García, M. A., Castro, C.G., Rios, A.F., Doval, M. D., Roson, G., Gomis, D. & Lopez, O. (2002). Water masses and distribution of physico-chemical properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral summer 1995/96. *Deep Sea. Res. II*, 49, 585–602.
- Garibotti, I. A., Vernet, M., Kozłowski, W. A., & Ferrario, M. E. (2003). Composition and biomass of phytoplankton assemblages in coastal Antarctic waters, a comparison of chemotaxonomic and microscopic analyses. *Mar Ecol Prog Ser* 247,27–42.
- Garver, S. & Siegel, D. (1997). Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation 1. Time series from the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research* 102(C8).
- Giannini, M. F. (2010). Reflectância espectral da água e algoritmos para estimativa da clorofila-a no sul do Brasil. *Dissertação de Mestrado*. Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.

- Gibbs, C. F. (1979). Chlorophyll b interference in the fluorometric determination of chlorophyll a and 'phaeopigments'. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, 30, 597-606.
- Gieskes, W. W. C., Kraay, G. W. (1983). Dominance of Cryptophyceae during the phytoplankton spring bloom in the central North Sea detected by HPLC analysis of pigments. *Mar. Biol.* 75, 179-185
- Gille, S. T. (2008). Decadal-scale temperature trends in the Southern Hemisphere ocean. *Journal of Climate* 21,4, 749-4,765.
- Gordon, H. R., & Wang, M. (1994). Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS, a preliminary algorithm. *Applied Optics*, 33, 443-452.
- Gordon H.R., Wang M. (1994a). Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS, A preliminary algorithm. *Applied Optics*, 33, 443-452
- Gordon, A.L., Nowlin, Jr. W. (1978) The basin waters of the Bransfield Strait. *Journal of Physical Oceanography*, 8, 258-264.
- Gordon, H. R. & Wang, M. (1992). Surface Roughness Considerations for Atmospheric Correction of Ocean Colour Sensors. 1, The Rayleigh Scattering Component, *Applied Optics*, 31, 4247-4260.
- Gregg, W. W., Esaias, W. E., Feldman, G. C., Frouin, R., Hooker, S. B., McClain, C. R., et al. (1998). Coverage opportunities for global ocean color in a multimission era. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1620 – 1627.
- Gregg, W.W. & Carder, K. L. (1990). A simple spectral solar irradiance model for cloudless maritime atmospheres. *Limnology and Oceanography* 35, 1657-1675.
- Gyldenfeldt, von A. B., E. Fahrbach, M. A. Garcia & M. Schröder (2002) Flow variability at the tip of the Antarctic Peninsula. *Deep Sea Research II*, 49, 4743-4746.
- Hofmann, E. E., Klinck, J. M., Lascara, C. M. & Smith, D. A. (1996). Water mass distribution and circulation west of the Antarctic Peninsula and including Bransfield Strait. In, Ross RM, Hofmann EE, Quetin LB, (Eds.). *Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula*. Washington (DC), American Geophysical Union, 61-80.
- Holm-Hansen, O., Lorenzen, C.J., Holms, R.W. & Strickland, J.D.H. (1965). Fluorometric Determination of Chlorophyll. *J. Cons.perm.int Explor. Mer.* 30, 3-15.
- Hooker, S. B., Esais, W. E.; Feldman, G. C., Gregg, W., & McClain, C. R. (1992). An Overview of SeaWiFS and Ocean Colour. *NASA Technical Memorandum 104566*, V. 1.
- Hooker, S. B., Van Heukelem, L., Thomas, C. S., Claustre, H., Ras, J., Schluter, L., Perl, J., Trees, C., *et al.* (2009). The Third SeaWiFS HPLC Analysis Round-Robin Experiment (SeaHARRE-3). *NASA Tech. Memo. 2009-215849*, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 97.
- Hu, C., Nababan, B., Biggs, D. C., & Müller-Karger, F. E. (2004). Variability of bio-optical properties at sampling stations and implications for remote sensing. A case study in the NE Gulf of Mexico. *International Journal of Remote Sensing*, 25, 2111-2120.
- Hyde, K. J. W., John, E., O' Reilly, J. E., & Oviatt, C. S. (2007). Validation of SeaWiFS chlorophyll a in Massachusetts Bay. *Continental Shelf Research*, 27, 1677-1691.
- IOCCG (2006). Remote Sensing of Inherent Optical Properties, Fundamentals, Tests of Algorithms, and Applications. Lee, Z.P. (eds.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 5, IOCCG, Dartmouth, Canada.

- IOCCG (2008). Why Ocean Colour? The Societal Benefits of Ocean-Colour Technology. Platt, T., Hoepffner, N., Stuart, V. & Brown, C. (eds.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 7, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG (2010). Atmospheric Correction for Remotely-Sensed Ocean-Colour Products. Wang, M. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 10, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- Kahru, M., & Mitchell, B.G., Evaluation of instrument self-shading and environmental errors on ocean color algorithms. (1998). Proceedings of Ocean Optics XIV CD-ROM, Kona Hawaii, eds. S. Ackleson & J. Campbell, 10.
- Kang, S. H, Kang, J. S, Lee S, Chung, K. H, Kim, D. & Park, M. G. (2001). Antarctic phytoplankton assemblages in the marginal ice zone of the northwestern Weddell Sea. *J. Plankton Res.* 23,333–52
- Korb, R. E., Whitehouse, M. J. & Ward, P. (2004). SeaWiFS in the Southern Ocean, Spatial and temporal variability in phytoplankton biomass around South Georgia. *Deep Sea Research*, 51, 99–116.
- Kozłowski, W. (2008). Pigment derived phytoplankton composition along the western Antarctic Peninsula. Dissertação de Mestrado. San Diego State Univ., San Diego.
- Kozłowski, W. A., Deutschman, D., Garibotti, I., Trees, C., Verne, M. (2011). An evaluation of the application of CHEMTAX to Antarctic coastal pigment data. *Deep Sea Research I*, 58,350–364
- López, O., García, M. A., Gomis, D. & Sánchez-Arcilla, A. (1999). Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the Bransfeld Strait (Antarctica). *Deep Sea Research I*, 46,1755-1778.
- Lorenzen, C. J. (1981). Chlorophyll b in the eastern North Pacific Ocean. *Deep Sea Research*, 28,1049-1056.
- Maritorena, S., Siegel, D. A., & Peterson, A. R. (2002). Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications. *Applied Optics*, 41, 2705–2714.
- Martin, J. H., Gordon, R. M. & Fitzwater, S. E. (1991). The Case for Iron. *Limnol. Oceanography*, 36, 1793-1802.
- Mata, M. M. & Garcia, C. A. E. (2011) O Oceano Austral e o Clima. In, Goldemberg, J. (coordenador). *Antártica e as Mudanças Globais, um desafio para a humanidade*, 9, 53–67. Ed. Blucher, São Paulo.
- Mackey, M. D., Mackey, D. J., Higgins, H. W. & Wright, S. W. (1996), CHEMTAX – a program for estimating class abundances from chemical markers, application to HPLC measurements of phytoplankton, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 144, 265–283.
- Marrari, M., Hu, C., Daly, K. (2006). Validation of SeaWiFS chlorophyll a concentrations in the Southern Ocean, A revisit. *Remote Sens. of Environ.*, 105,367–375.
- Meredith, M.P., King JC (2005). Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. *Geophysical Research Letters* 32.
- Mendes, C. R., Cartaxana, P. & Brotas, V. (2007) HPLC determination of phytoplankton and microphytobentos pigments, comparing resolution and sensitivity of a C18 and a C8 method. *Limnol. Oceanogr., Methods*, 5, 363–370.
- Mendes, C.R.B., de Souza, M.S., Garcia, V.M.T., Leal, M.C., Brotas, V. & Garcia, C.A.E. (2012) Dynamics of phytoplankton communities during late summer around the tip of the Antarctic Peninsula. *Deep Sea Res I* 65,1–14
- Mueller, J. L., Morel, A., Frouin, R., Davis, C., Arnone, R. A., Carder, K.L., Lee, Z.-P., Stewart R.G., Hooker, S.B., *et al.* (2003). Radiometric measurements and data analysis protocols. In *Ocean Optics Protocols For Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 4, III*, 1-78. J. L.Mueller, G. S. Fargion & C. R. McClain (eds). National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, Greenbelt.

- Maritorena, S., Siegel, D. A., and Peterson, A. R. (2002). Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications. *Applied Optics*, V. 41, 2705-2714.
- McClain, C.R. (2009). A decade of satellite ocean color observations. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 1,19–42.
- McClain, C. R., Esaias, W., Feldman, G. C., Frouin, R., Gregg, W. & Hooker, S. B. (2002). The proposal for the NASA Sensor Intercalibration and Merger for Biological and Interdisciplinary Oceanic Studies (SIMBIOS) Program. In, NASA Tech. Memo., 2002-0008. NASA-GSFC. Greenbelt, Maryland.
- Mitchell, B. G. & Kahru, M. (2009). Bio-Optical Algorithms for ADEOSGLI. *Journal of the Remote Sensing Society of Japan*, 29, 80-85.
- Morel, A. (1980). In-water and remote measurements of ocean color, *Boundary Layer Meteorology*, 18, 177-201.
- Montes-Hugo, M., Doney, S.C., Ducklow, H. W., Fraser, W., Martinson, D., Stammerjohn, S.E. & Schofield, O. (2009). Recent changes in phytoplankton communities associated with rapid regional climate change along the western Antarctic Peninsula. *Science* 323, 1470-1473.
- Mustapha, S. B., Bélanger, S. & Larouche, P. (2012). Evaluation of ocean color algorithms in the southeastern Beaufort Sea, Canadian Arctic, New parameterization using SeaWiFS, MODIS, and MERIS spectral bands. *Can. J. Remote Sensing*, 38, No. 5, 1-22.
- Neveux, J. & Lantoin, F. (1993) Spectrofluorometric assay of chlorophylls and phaeopigments using the least squares approximation technique. *Deep Sea Research*, V. 40,1747–1765.
- Niiler, P., Amos, A. & Hu, J.H., (1991). Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region. *Deep Sea Research II* 38,943-059
- O'reilly, J. E., Maritorena, S., Mitchell, B. G., Siegel, D.A., Carder, K. L., Garver, S.A., Kahru, M. & McClain, C. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.*, 103(c11), 24,937-24,953.
- O'reilly, J. E., Maritorena, S., Siegel, D., O'Brien, M. C., Toole, D., Mitchell, B. G., *et al.* (2000). Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4, Version 4. In S. B. Hooker, & E. R. Firestone (eds.), *SeaWiFS postlaunch technical report series. SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses, Part 3*, V. 11, 9-23. NASA/GSFC.
- Orsi, A. H., W. D. Nowlin Jr. & T. Whitworth III. (1993). On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. *Deep Sea Research I*, 40,169–203.
- Orsi, A. H., Whitworth, T. & Nowlin, W.D. (1995). On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Research I*, 42, 641-673.
- Orsi, A. H., G. C. Johnson & J. L. Bullister (1999) Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Prog. Oceanog.*, 43,55–109.
- Parsons, T. R., Takahashi, M., & Hargrave, B. (1984). *Biological oceanographic processes*. Oxford Pergamon Press 330 p.
- Platt, T. & Sathyendranath, S. (1993). Estimators of primary Production for Interpretation of Remotely Sensed Data on Ocean Color. *J. Geophys. Res.*, 98(c8),14,561-14,576.
- Reynolds, R. A., Stramski, D. & Mitchell, B. G. (2001). A chlorophyll-dependent semianalytical reflectance model derived from field measurements of absorption and backscattering coefficients within the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.* 106,7125–7138

- Rintoul, S. R., Hughes, C. & Olbers, D. (2001). The Antarctic Circumpolar System in Ocean Circulation and Climate, 271–302 G. Siedler, J. Church, and J. Gould, (eds) Academic Press.
- Rintoul, S. R., Meredith, M. P., Schofield O. & Newman, L. (2012). The Southern Ocean Observing System. *Oceanography* 25(3), 68–69.
- Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, Wanninkhof, R., Wong, C. S. *et al.* (2004). The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science* 305, 367–371.
- Sangra, P., Gordo, C., Hernandez-Arencibia, M., Marrero-Díaz, A., Rodríguez-Santana, A., *et al.* (2011). The Bransfield current system. *Deep Sea Research I*, 58, 390–402.
- Santos, V. L. C. (2012) Estudo da dinâmica de geleiras de maré da Península Antártica através de imagens SAR de alta resolução. 85 p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.
- Simões, J. C. (2011) O ambiente antártico, domínio de extremos. In, Goldemberg, J. (coordenador). *Antártica e as Mudanças Globais, um desafio para a humanidade*, 9, 15–27. Ed. Blucher, São Paulo.
- Smetacek, V. & Nicol, S. (2005). Polar ocean ecosystems in a changing world. *Nature*, 437.
- Shi, W. & Wang, M. H. (2012). Sea ice properties in the Bohai Sea measured by MODIS-Aqua, 2. Study of sea ice seasonal and interannual variability. *Journal Of Marine Systems*, 95, 41-49.
- Stumpf, R. P. & Pennock, J. R. (1989). Calibration of a general optical equation for remote sensing of suspended sediments in a moderately turbid estuary. *J. Geophys. Res.* 94 (C10), 14363-14371.
- Volpe, G., Santoleri, R., Vellucci, V., Ribera d’Alcala, M., Marullo, S., & D’Ortenzio, F. (2007). The colour of the Mediterranean Sea, global versus regional bio-optical algorithms evaluation and implication for satellite chlorophyll estimates. *Remote Sensing of Environment*, 107, 625-638.
- Wang, MH & Shi, W (2005). Estimation of ocean contribution at the MODIS near-infrared wavelengths along the east coast of the US, Two case studies. *Geophysical Research Letters*, 32(13), L13606.
- Wang, M. H. (2007). Remote sensing of the ocean contributions from ultraviolet to near-infrared using the shortwave infrared bands, simulations. *Applied Optics*, 46(9), 1535-1547.
- Wang, M. H. & Shi, W. (2007). The NIR-SWIR combined atmospheric correction approach for MODIS ocean color data processing. *Optics Express*, 15(24), 15722-15733.
- Wang, M. H., Tang, J. W. & Shi, W. (2007). MODIS-derived ocean color products along the China east coastal region. *Geophysical Research Letters*, 34(6), L06611.
- Wang, M.H., Son, S. & Shi, W. (2009). Evaluation of MODIS SWIR and NIR-SWIR atmospheric correction algorithms using SeaBASS data. *Remote Sensing Of Environment*, 113(3), 635-644.
- Werdell, P. J., Bailey, S., Fargion, G., Pietras, C., Knobelspiesse, K., Feldman, G., & McClain, C. (2003). Unique data repository facilitates ocean color satellite validation. *EOS Transactions*, 84, (38) 379
- Werdell, P. J. & Bailey, S.W. (2005) An improved in-situ bio-optical data set for ocean color algorithm development and satellite data product validation. *Remote Sensing of Environment* , 98, 122-140 .
- Werdell, P. J., Franz, B. A., Bailey, S. W., Harding, L. W., Jr., & Feldman, G. C. (2007). Approach for the long-term spatial and temporal evaluation of ocean color satellite data products in a coastal environment. *Proceedings SPIE* 6680.
- Wynne, T. T., Stumpf, R. P., Tomlinson, M. C., Ransibrahmanakul, V. & Villareal, T. A. (2005). Detecting *Karenia brevis* blooms and algal resuspension in the western Gulf of Mexico with satellite ocean color imagery. *Harmful Algae* 4, 992-1003.

Welschmeyer, N. A. (1994). Fluorometric analysis of chlorophyll a in the presence of chlorophyll c and phaeopigments. *Limnol. Oceanogr.* 39(8), 1985–1992.

Yoder, J. A., O'Reilly, J. E., Barnard, A. H., Moore, T. S. & Ruhsam, C.M. (2001). Variability in coastal zone color scanner (CZCS) Chlorophyll imagery of ocean margin waters off the US East Coast. *Cont. Shelf Res.* 21,1191–1218.

Zhou, M., Niiler, P. P. & Hu, J. H., (2002). Surface current in the Bransfield and Gerlache Straits measured by surface Lagrangian drifters. *Deep Sea Research I*, 46, 267–280.

Zhou, M., Niiler, P. P., Zhu, Y. & Dorland, R. D. (2006). The western boundary current in the Bransfield Strait, Antarctica. *Deep Sea Research I*, 53, 1244–1252.

ANEXO I

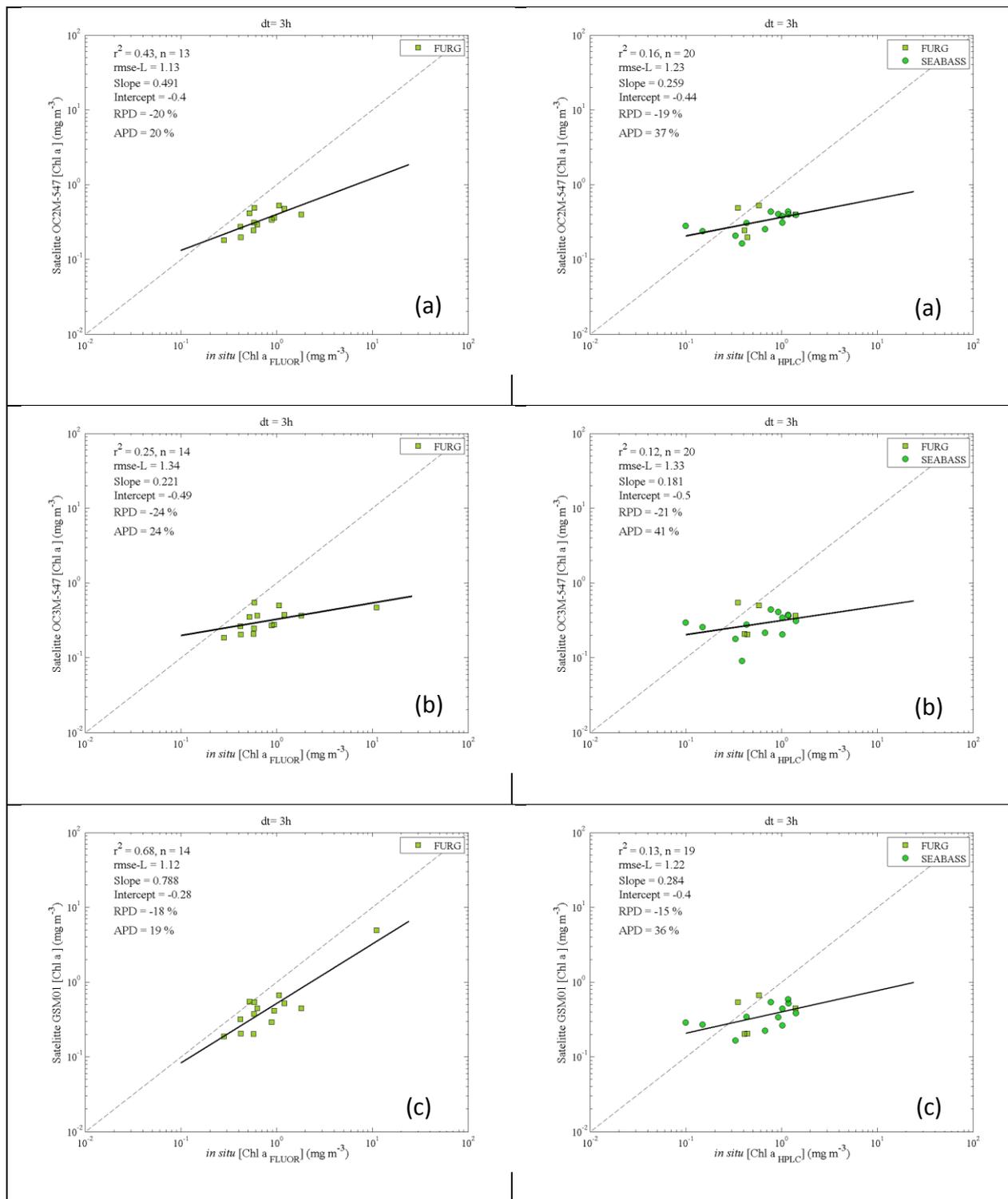


Figura 19: Gráficos dispersão da comparação do banco de dados de $Chl a_{FLUOR}$ (esquerda) e $Chl a_{HPLC}$ (direita) e a concentração de clorofila-a estimada pelos algoritmos (a) OC2M-547, (b) OC3M_547 e (c) GSM01, com janela temporal de 3 horas.

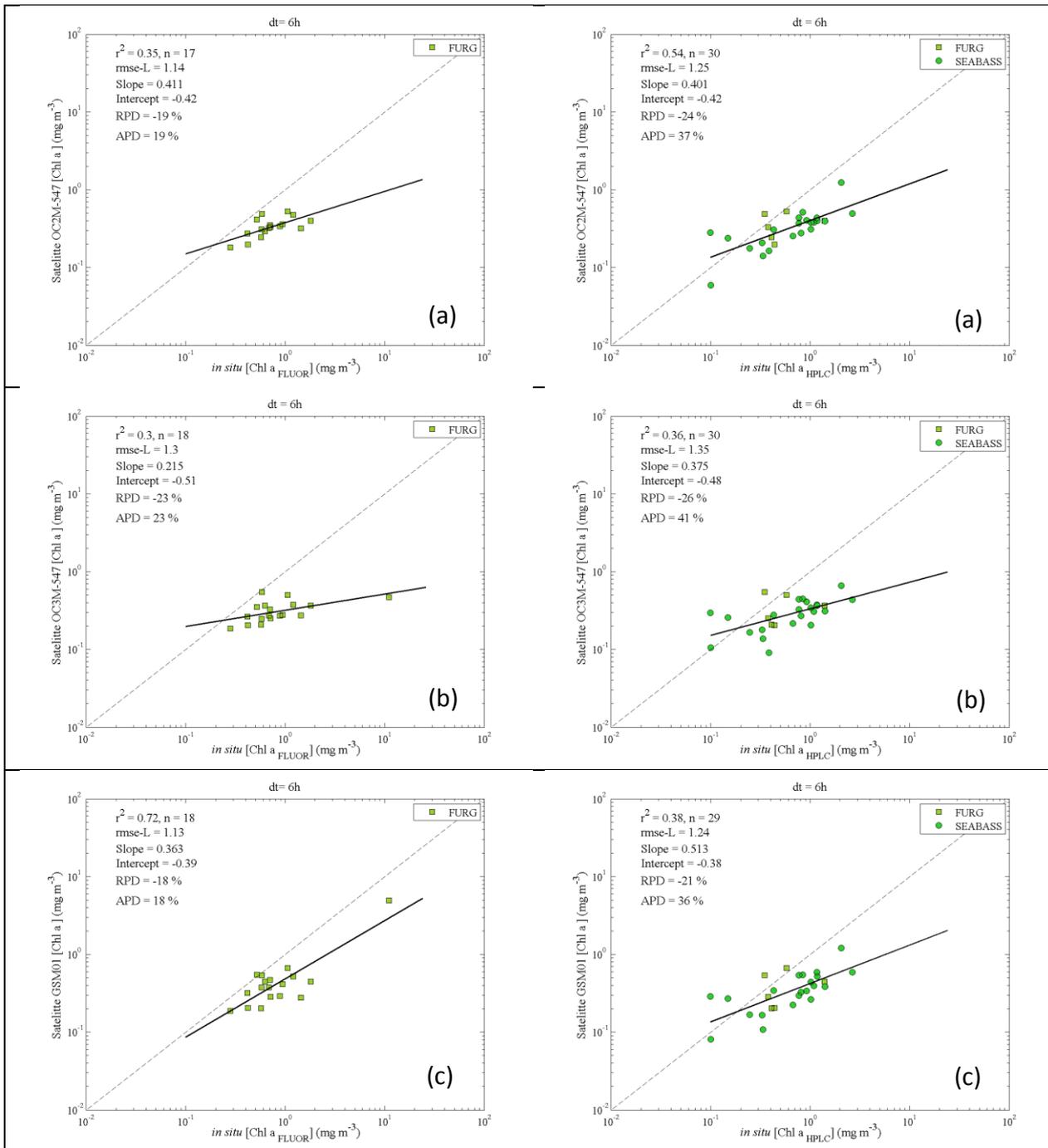


Figura 20: Gráficos dispersão da comparação do banco de dados de $Chl a_{FLUOR}$ (esquerda) e $Chl a_{HPLC}$ (direita) e a concentração de clorofila-a estimada pelos algoritmos (a) OC2M-547, (b) OC3M_547 e (c) GSM01, com janela temporal de 6 horas.

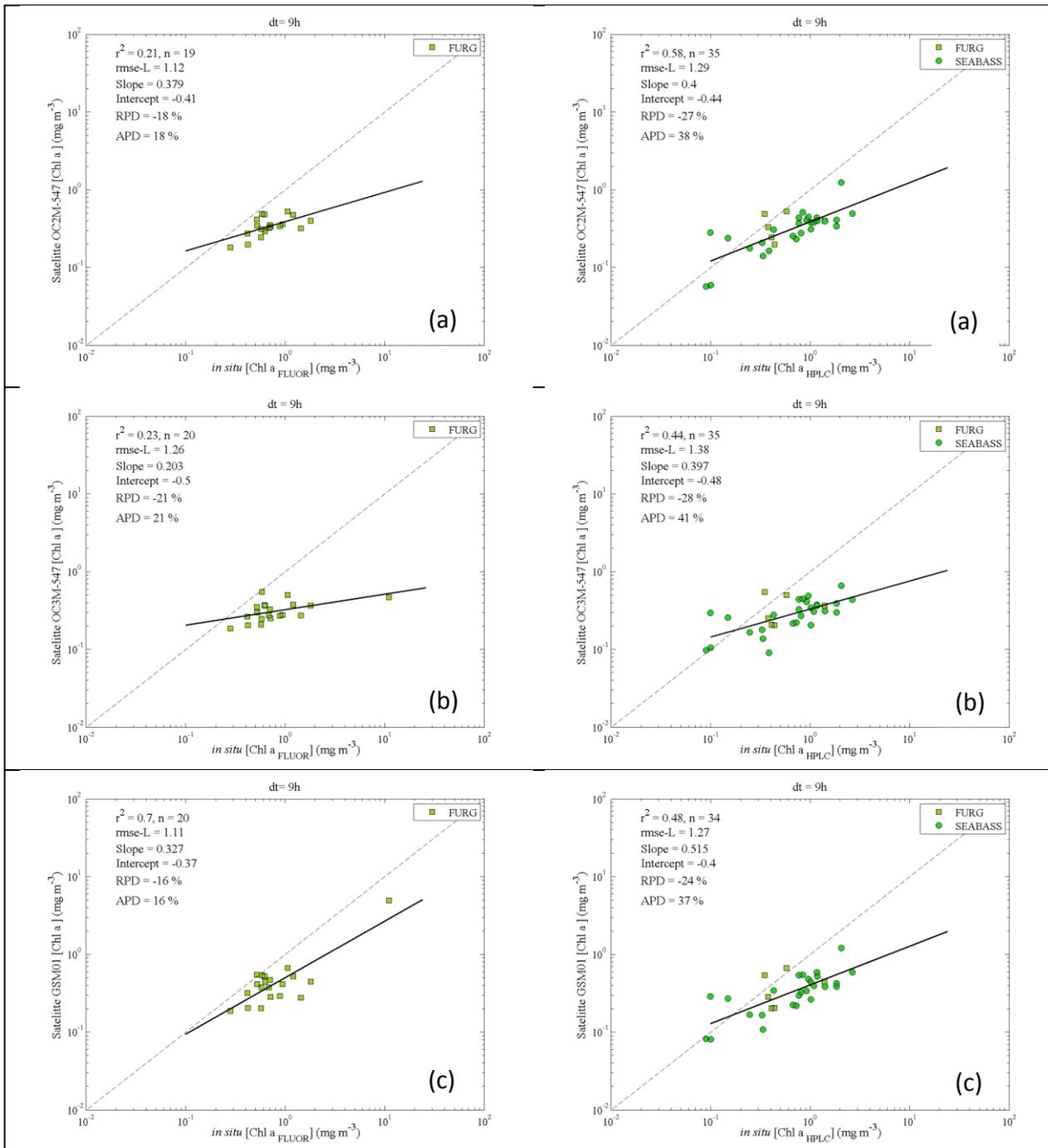


Figura 21: Gráficos dispersão da comparação do banco de dados de Chl_{FLUOR} (esquerda) e Chl_{HPLC} (direita) e a concentração de clorofila-a estimada pelos algoritmos (a) OC2M-547, (b) OC3M_547 e (c) GSM01, com janela temporal de 9 horas.

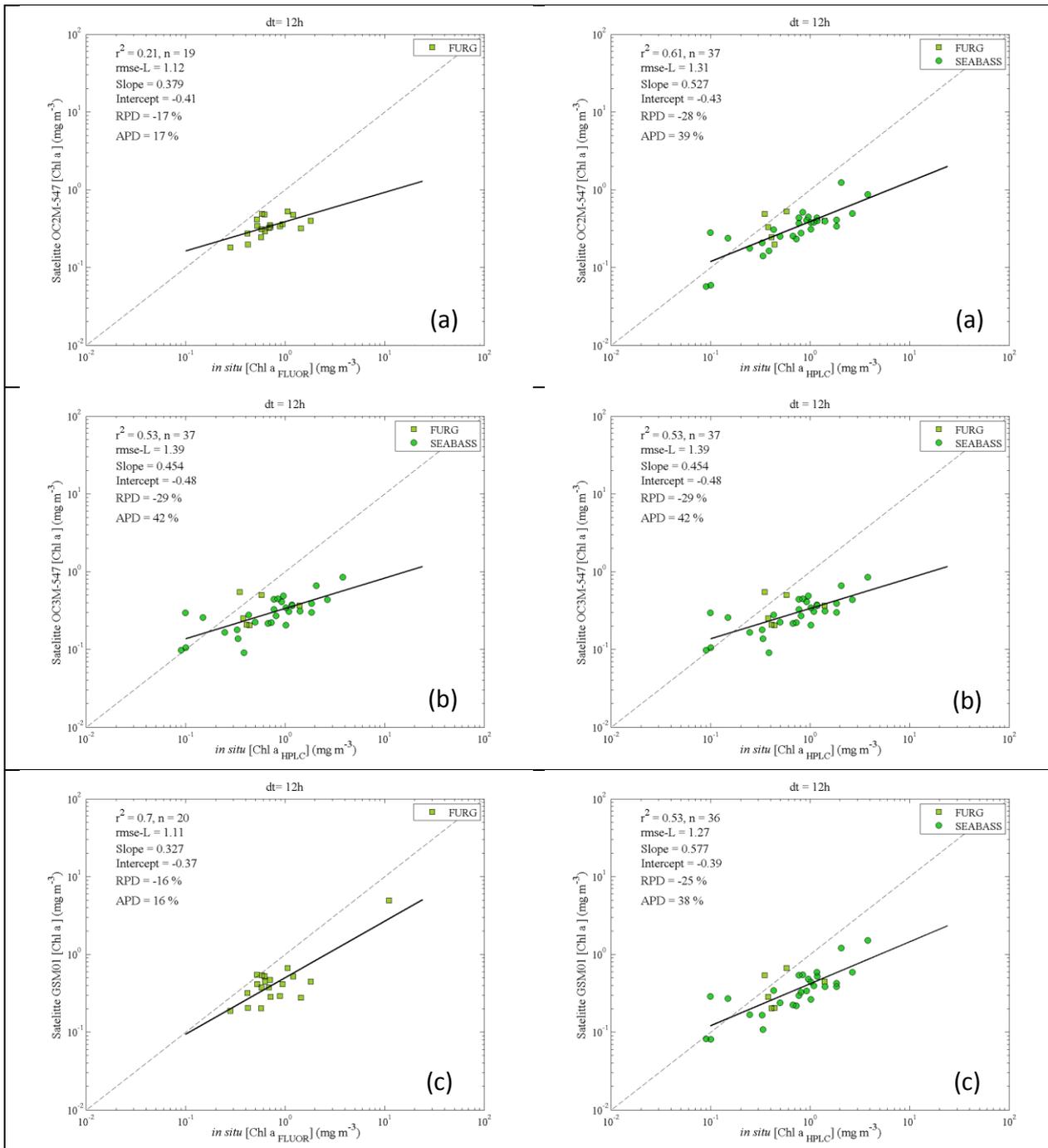


Figura 22: Gráficos dispersão da comparação do banco de dados de Chl_{FLUOR}(esquerda) e Chl_{HPLC} (direita) e a concentração de clorofila-a estimada pelos algoritmos (a) OC2M-547, (b) OC3M_547 e (c) GSM01, com janela temporal de 12 horas.

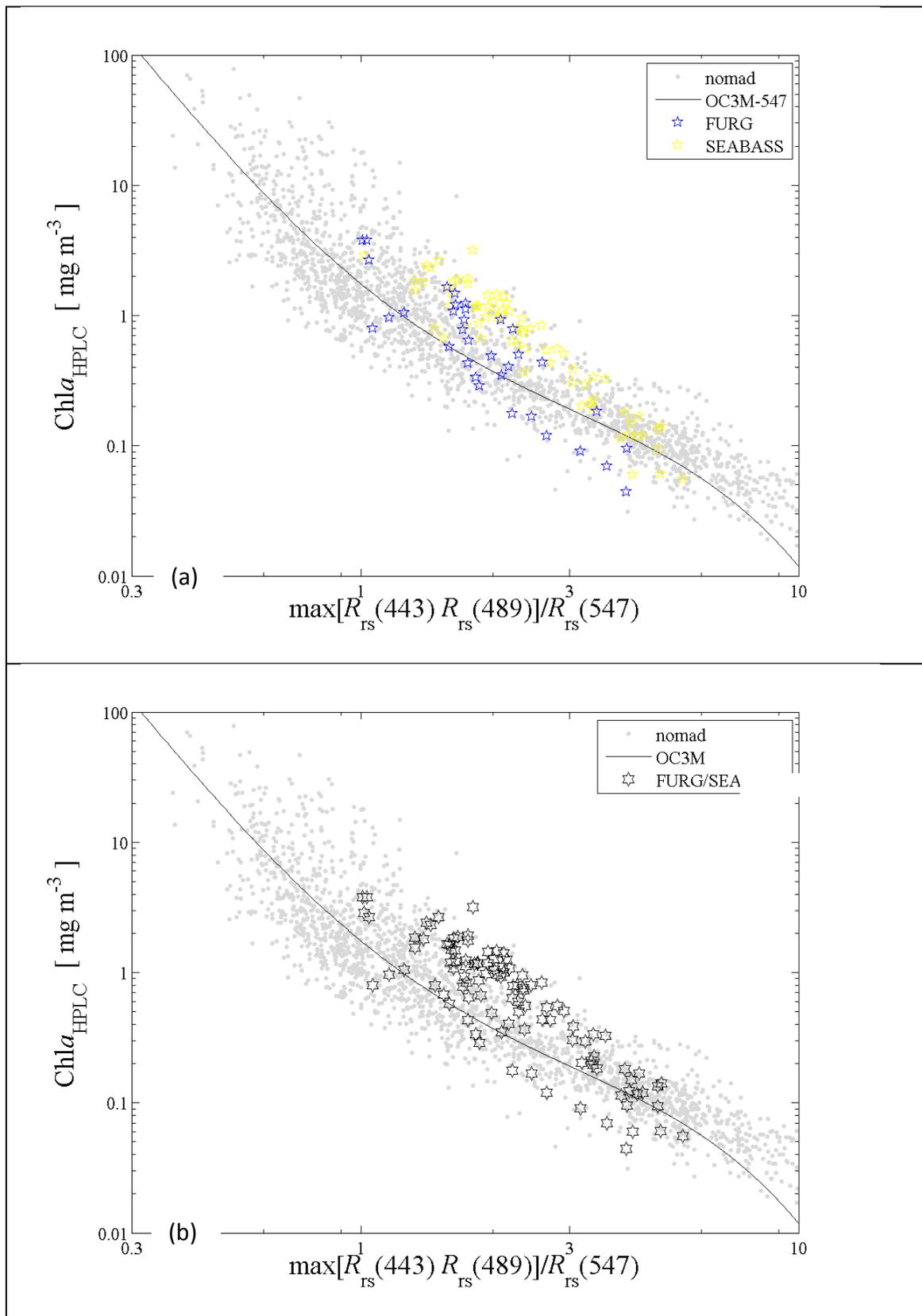


Figura 23: (a) Distribuição dos dados da relação entre $Chl a_{HPLC}$ e FURG $Chl a_{HPLC}$ SeaBASS e o algoritmo operacional OC3M-547 (b) Distribuição dos dados da relação entre $Chl a_{HPLC}$ FURG e o algoritmo operacional OC3M-547. Ao fundo (em cinza) a mesma relação com o banco de dados do NOMAD, que deu origem ao algoritmo (curva contínua preta).