

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia
Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto

Análise de Algoritmos Empíricos de Concentração
Superficial de Clorofila-*a* para o Sensor *SeaWiFS* na
Região Sudoeste do Oceano Atlântico

Claudia Yuki Omachi

Oceanóloga

Orientador: Dr. Carlos Alberto Eiras Garcia

Dissertação apresentada como requisito parcial para a obtenção de grau de Mestre em Sensoriamento Remoto, área de concentração em Oceanografia.

Porto Alegre - RS, agosto de 1999

Análise de Algoritmos Empíricos de Concentração Superficial de Clorofila-*a* para o Sensor *SeaWiFS* na Região Sudoeste do Oceano Atlântico¹

Claudia Yuki Omachi

Resumo

A concentração de pigmentos fitoplanctônicos nos oceanos pode ser estimada por sensores remotos a bordo de satélites. Para isso, torna-se necessário o estabelecimento de algoritmos bio-ópticos que relacionem a radiação visível emergente da superfície do mar com a concentração superficial de pigmentos. Dados radiométricos e de concentração superficial de clorofila-*a* foram simultaneamente coletados entre 1995 e 1998, na região Sudoeste do Oceano Atlântico (SOA), para derivar algoritmos empíricos para o sensor *SeaWiFS*. Tais algoritmos requerem como entrada razão entre reflectâncias das bandas e assim, uma análise da influência da atmosfera sobre a irradiância foi feita, através do uso de um modelo de atenuação espectral da irradiância. Esta análise mostrou que a irradiância é pouco afetada pelos parâmetros analisados (visibilidade, ozônio e vapor de água precipitável), sendo que o vapor de água precipitável afetou apenas a banda de 670 *nm*, e mesmo assim, muito pouco. A razão entre as irradiâncias das bandas sofreu menor influência atmosférica do que a irradiância, sendo que a razão entre 490 e 510 *nm* foi a que sofreu menor influência. Outro importante resultado foi que para ângulos solares menores que 40°, as razões entre irradiâncias $E_d(490)/E_d(510)$, $E_d(490)/E_d(555)$ e $E_d(510)/E_d(555)$ são praticamente invariantes, dentro dos limites atmosféricos analisados. Os resultados obtidos mostraram que técnicas de modelagem são recomendadas para contornar a falta de medições da irradiância espectral descendente. Na análise dos algoritmos empíricos de concentração superficial de clorofila-*a* na região SOA, uma série de critérios estatísticos e gráficos foram adotados para a avaliação do desempenho. Nenhum dos algoritmos empíricos históricos aplicados à região SOA apresentou resultados que atendessem a esses critérios, evidenciando que os algoritmos globais de processamento dos dados da cor do oceano ainda não são totalmente adequados nesta região. Algoritmos empíricos regionais desenvolvidos a partir do banco de dados SOA apresentaram boas relações empíricas entre os dados logaritmizados de concentração superficial de clorofila-*a* e de razão entre reflectâncias das bandas, descritas por equações lineares. Estes algoritmos apresentaram estimativas de concentração de clorofila-*a* melhores que os históricos, mostrando que a razão entre reflectâncias das bandas 490 e 555 *nm* é a mais indicada para estimar a concentração superficial de clorofila-*a* no SOA. No entanto, a precária representatividade e o pequeno número de dados bio-ópticos dificultaram a análise dos algoritmos, tanto históricos quanto os regionais, tornando evidente a necessidade de ampliar este banco de dados. Recomenda-se ainda que amostragens da região do SOA sejam incluídas no desenvolvimento de futuros algoritmos globais para que estes sejam consistentes também para essa região.

¹Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS, Agosto de 1999.

Analysis of Empirical Algorithms of Surface Chlorophyll-*a* for SeaWiFS, in the Southwestern Atlantic Ocean²

Claudia Yuki Omachi

Abstract

Phytoplanktonic pigments in the ocean can be estimated by remote sensing. This is done by developing bio-optical algorithms which relate upwelling radiation in the visible range of the spectrum at the sea surface to pigment concentration. A dataset consisting of radiometric and pigment concentration measurements was gathered between 1995 and 1998 in the Southwestern Atlantic Ocean (SAO) and it was used to derive and to analyse empirical algorithms. Empirical algorithms require reflectance that need upwelling radiances and downwelling irradiances, so a sensitivity analysis of the atmospheric influences on downwelling irradiance was performed using a simple spectral irradiance model. This analysis showed that irradiance ratios were little affected by atmospheric concentration of ozone and by visibility. The irradiance ratio at 490 and 510 *nm* was the least affected. Another important result of the analysis was that for solar zenith angles less than 40°, the irradiance ratios $E_d(490)/E_d(510)$, $E_d(490)/E_d(555)$ and $E_d(510)/E_d(555)$ were practically invariant. The results showed that simple modeling techniques can overcome the lack of spectral downwelling irradiance measurements. Regarding to the performance of published empirical algorithms relating reflectance ratios to chlorophyll-*a* concentration in SAO, rigorous statistical and graphical criteria were adopted to assess their validity. None of published algorithms performed according to these criteria, demonstrating that global ocean color processing algorithms are not completely adequate for this region. Regional empirical algorithms, developed from SAO dataset were also described. Simple linear equations from log-transformed bio-optical data performed well and were even better than those presented by previously published empirical algorithms, presenting that the best reflectance ratio to estimate surface chlorophyll concentration in the SAO is the 490/555. However, more data are still required in several regions of the SAO, specially in high chlorophyll concentration places. It is also recommended the inclusion of data collected in the SAO into SeaBAM database to generate next global algorithms, also applicable to SAO.

²Master of Science Thesis, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Graduate Course in Remote Sensing, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS, August, 1999.

Conteúdo

Agradecimentos	ii
Resumo	iv
Abstract	v
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xi
Lista de Abreviaturas	xiii
Lista de Símbolos	xv
1 Introdução Geral	1
1.1 Objetivos	10
1.2 Apresentação do trabalho	11
2 Fundamentação teórica e área de estudo	12
2.1 A cor do oceano e o sensoriamento remoto	12
2.1.1 Modelos empíricos de determinação de concentração superficial de pigmentos	19
2.2 Área de estudo	24
3 Análise da influência atmosférica	27
3.1 Introdução	27
3.2 Metodologia	29
3.2.1 Modelo de atenuação espectral da irradiância	29

3.2.2	Variantes analisadas	30
3.3	Resultados e Discussão	33
3.3.1	Influência dos parâmetros atmosféricos na irradiância das bandas do SeaWiFS/TSRB	33
3.3.2	Efeito dos parâmetros atmosféricos nas razões entre irradiâncias	40
3.4	Conclusões	48
4	Algoritmos empíricos de clorofila-a para o SeaWiFS	51
4.1	Introdução	51
4.2	Materiais e métodos	53
4.2.1	Sobre a obtenção dos dados	53
4.2.2	Dados bio-ópticos: $r_{ij} \times [Cl - a]$	59
4.2.3	Verificação de algoritmos empíricos históricos no SOA	59
4.2.4	Critérios de verificação dos algoritmos	63
4.2.5	Algoritmos empíricos regionais - Ajuste e Verificação	65
4.3	Resultados	67
4.3.1	Dados <i>in situ</i> de $[Cl - a]$	67
4.3.2	Desempenho dos algoritmos empíricos históricos - Verificação	68
4.3.3	Ajuste dos algoritmos empíricos regionais	74
4.3.4	Desempenho dos algoritmos empíricos regionais - Verificação	77
4.4	Discussão	82
4.4.1	Desempenho dos algoritmos empíricos históricos	82
4.4.2	Ajuste dos algoritmos empíricos regionais	85
4.4.3	Algoritmos empíricos aplicados ao SOA	86
4.5	Conclusões e sugestões	88
5	Conclusões Gerais e Sugestões	90
	Bibliografia Citada	93
	Apêndice A: Modelo de atenuação espectral da irradiância na atmosfera	ii
	Apêndice B: Modelo de atenuação espectral da irradiância na água	vi

Apêndice C: Irradiâncias descendentes modeladas nas bandas do SeaWiFS/- TSRB	x
Apêndice D: Localização das estações de coleta de dados SOA	xiv
Apêndice E: Concentração de pigmentos fitoplanctônicos do SOA	xviii
Apêndice F: Dados radiométricos	xxii
Apêndice G: Reflectância estimada a 50 cm	xxvi

Lista de Figuras

1.1	Fluxograma esquemático da estimativa da produção primária através do sensoriamento remoto	6
2.1	Geometria esquemática do sensoriamento remoto da cor do oceano	15
2.2	Espectro de absorção da molécula da água e do fitoplâncton	16
2.3	Circulação superficial da região SOA	24
3.1	Bóia radiométrica TSRB	28
3.2	Varição da irradiância espectral incidente nas diferentes situações atmosféricas	36
3.3	Diferenças percentuais da irradiância espectral nas diferentes situações atmosféricas	37
3.4	Irradiância espectral modelada em diferentes ângulos solares	38
3.4	Continuação: Irradiância espectral modelada em diferentes ângulos solares .	39
3.5	Razão entre irradiâncias das bandas em função do ângulo solar zenital	46
3.6	Diferença percentual entre as razões entre irradiâncias das bandas, em função do ângulo solar zenital	47
4.1	Localização das estações de coleta de dados bio-ópticos	54
4.2	Esquema de verificação dos algoritmos empíricos históricos e regionais usando os dados do <i>Grupo B</i>	62
4.3	Esquema de ajuste dos algoritmos regionais usando os dados do <i>Grupo A</i> . .	66
4.4	Distribuição de frequência relativa de concentrações de clorofila-a	67
4.5	Análise gráfica da concentração de clorofila-a estimada pelos algoritmos históricos: Aiken-C, Calcofi 2 bandas linear, Calcofi 2 bandas cúbica, Calcofi 3 bandas e Calcofi 4 bandas.	71

- 4.5 Continuação: Análise gráfica da concentração de clorofila-a estimada pelos algoritmos históricos: Morel-1, Morel-2, Morel-3, Morel-4, OC 2 e SeaDAS. . . 72
- 4.6 Análise gráfica da concentração de clorofila-a estimada pelos algoritmos regionais 79

Lista de Tabelas

1.1	Características gerais dos sensores da cor do oceano CZCS e SeaWiFS	3
1.2	Características espectrais dos sensores da cor do oceano	3
3.1	Situações atmosféricas analisadas na estimativa da irradiância espectral . . .	31
4.1	Cruzeiros oceanográficos para coleta de dados bio-ópticos	55
4.2	Algoritmos empíricos históricos analisados	61
4.3	Critérios de verificação dos algoritmos empíricos	63
4.4	Resultados estatísticos da verificação dos algoritmos empíricos históricos . .	69
4.5	Resultados do ajuste de algoritmos empíricos regionais para o SeaWiFS na região SOA	74
4.6	Resultados estatísticos da verificação dos algoritmos empíricos regionais . . .	77
C.1	Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 1 - 412 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).	x
C.2	Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 2 - 443 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).	xi
C.3	Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 3 - 490 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).	xi
C.4	Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 4 - 510 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).	xii
C.5	Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 5 - 555 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).	xii
C.6	Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 6 - 670 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).	xiii
D.1	Localização das estações de coleta de dados SOA.	xiv
D.1	Continuação: Localização das estações de coleta de dados SOA.	xv
D.1	Continuação: Localização das estações de coleta de dados SOA.	xvi
D.1	Continuação: Localização das estações de coleta de dados SOA.	xvii
E.1	Concentração de pigmentos fitoplanctônicos do SOA	xviii
E.1	Continuação: Concentração de pigmentos fitoplanctônicos do SOA	xix
E.1	Continuação: Concentração de pigmentos fitoplanctônicos do SOA	xx

E.1	Continuação: Concentração de pigmentos fitoplanctônicos do SOA	xxi
F.1	Medições de radiâncias espectrais ascendentes a 50 <i>cm</i> e irradiância espectral descendente a 490 <i>nm</i>	xxii
F.1	Continuação: Medições de radiâncias espectrais ascendentes a 50 <i>cm</i> e irradiância espectral descendente a 490 <i>nm</i>	xxiii
F.1	Continuação: Medições de radiâncias espectrais ascendentes a 50 <i>cm</i> e irradiância espectral descendente a 490 <i>nm</i>	xxiv
F.1	Continuação: Medições de radiâncias espectrais ascendentes a 50 <i>cm</i> e irradiância espectral descendente a 490 <i>nm</i>	xxv
G.1	Reflectância espectral a 50 <i>cm</i>	xxvi
G.1	Continuação: Reflectância espectral a 50 <i>cm</i>	xxvii
G.1	Continuação: Reflectância espectral a 50 <i>cm</i>	xxviii
G.1	Continuação: Reflectância espectral a 50 <i>cm</i>	xxix

Lista de Abreviaturas

- ACAS Água Central do Atlântico Sul
- ADEOS Advanced Earth Observing Satellite
- AMT Atlantic Meridional Transect
- ASA Água Sub-Antártica
- AST Água Sub-Tropical
- AT Água Tropical
- CalCOFI California Cooperative Ocean Fisheries Investigators
- CB Corrente do Brasil
- CBM Confluência Brasil-Malvinas
- CM Corrente das Malvinas
- CNB Corrente Norte do Brasil
- CNES Centre National d'Etudes Spatiales
- COROAS Circulação Oceânica na Região Oeste do Atlântico Sul
- CSE Corrente Sul Equatorial
- CZCS Coastal Zone Color Scanner
- DLR German Aerospace Center
- DMS Dimetil sulfeto
- DU Dobson Unit
- EUA Estados Unidos da América
- ESA European Space Agency
- FORTRAN FORmula TRANSlator
- FS Frente Subtropical
- FSA Frente Subantártica
- FURG Fundação Universidade Federal do Rio Grande
- GSFC Goddard Space Flight Center
- HRPT High Resolution Picture Transmission

IDL Interactive Data Language
IEAPM Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira
IFREMER Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER
IOCCG International Ocean-Colour Coordinating Group
MAC Monitoramento Ambiental Costeiro
MOS Modular Optoelectric Scanner
NASA National Aeronautics and Space Administration
NASDA National Space Development Agency of Japan
O Oeste
OCTS Ocean Color and Temperature Scanner
OCg Ocean Color Group
OPA Operação Antártica
OSC Orbital Sciences Corporation
PCM Polinomial Cúbica Modificada
POLDER Polarization and Directionality of the Earth's reflectances
PROANTAR Programa Antártico Brasileiro
S Sul
SAMBA Subantarctic Motions in the Brazil BASin
SeaDAS SeaWiFS Data Analysis System
SeaBAM SeaWiFS Bio-optical Algorithm Mini-Workshop
SeaWiFS Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SOA Sudoeste do Oceano Atlântico
SOC Southampton Oceanography Centre
TSRB Tethered Spectral Radiometer Buoy
TSM Temperatura superficial do mar
UEA University of East Anglia
VA Vapor de água precipitável
WOCE World Ocean Circulation Experiment

Lista de Símbolos

$a(\lambda)$ coeficiente de absorção espectral total; soma dos coeficientes de absorção de todas substâncias presentes na água

a_w da molécula da água

a_g da substância amarela

a_p do material particulado

A_{emr} intercepto do modelo regressão linear do tipo II

emr eixo maior reduzido

$b_b(\lambda)$ coeficiente de retroespalhamento espectral total, soma dos coeficientes de retroespalhamento de todas substâncias presentes na água

$b_{bm}(\lambda)$ da molécula da água

$b_{bp}(\lambda)$ da partícula

B_{emr} coeficiente angular do modelo regressão linear do tipo II

emr eixo maior reduzido

$bias$ tendenciosidade

$[Cl + feo]$ concentração de clorofila-a e feopigmentos

$[Cl - a]$ concentração de clorofila-a

$E_d(\lambda)$ irradiância espectral descendente ou incidente

E_{dd} componente direta

E_{ds} componente difusa

$E_u(\lambda)$ irradiância espectral ascendente

λ comprimento de onda, quando aparecem os índices, estão relacionadas às bandas do SeaWiFS

índices i e j referem-se a i -ésima e a j -ésima bandas do SeaWiFS, $i = [1, 2, 3, 4, 5, 6]$ e $j = [1, 2, 3, 4, 5, 6]$, sendo que cada uma destas bandas está, respectivamente, centrada em $\lambda_i = [412, 443, 490, 510, 555, 670]$ e $\lambda_j = [412, 443, 490, 510, 555, 670]$

$L_u(\lambda, 0^-)$ radiância espectral ascendente logo abaixo da interface ar/água

$L_w(\lambda)$ radiância espectral emergente da superfície da água

O_3 ozônio total

$Q(\lambda)$ razão entre irradiância espectral emergente e radiância espectral emergente, ambas logo abaixo da interface ar/água

$R(\lambda, 0^-)$ reflectância espectral da irradiância logo abaixo da interface ar/água

$R_{sr}(\lambda)$ reflectância espectral do sensoriamento remoto

r_{ij} razão entre reflectâncias das bandas i e j do SeaWiFS

r_{13} razão entre reflectâncias das bandas 1 (412 nm) e 3 (490 nm)

r_{23} razão entre reflectâncias das bandas 2 (443 nm) e 3 (490 nm)

r_{123} razão entre a soma das reflectâncias das bandas 1 (412 nm) e 2 (443 nm) e a reflectância da banda 3 (490 nm)

r_{14} razão entre reflectâncias das bandas 1 (412 nm) e 4 (510 nm)

r_{24} razão entre reflectâncias das bandas 2 (443 nm) e 4 (510 nm)

r_{34} razão entre reflectâncias das bandas 3 (490 nm) e 4 (510 nm)

r_{15} razão entre reflectâncias das bandas 1 (412 nm) e 5 (555 nm)

r_{25} razão entre reflectâncias das bandas 2 (443 nm) e 5 (555 nm)

r_{35} razão entre reflectâncias das bandas 3 (440 nm) e 5 (555 nm)

r_{45} razão entre reflectâncias das bandas 4 (510 nm) e 5 (555 nm)

r_{125} razão entre a soma das reflectâncias das bandas 1 (412 nm) e (443 nm) e a reflectância da banda 5 (555 nm)

r_{50ij} razão entre reflectâncias a 50 cm de profundidade das bandas i e j

r_{Ed} ij razão entre as irradiâncias das bandas i e j

r_{Ed34} razão entre as irradiâncias das bandas 3 (490 nm) e 4 (510 nm)

r_{Ed25} razão entre as irradiâncias das bandas 2 (443 nm) e 5 (555 nm)

r_{Ed35} razão entre as irradiâncias das bandas 3 (440 nm) e 5 (555 nm)

r_{Ed45} razão entre as irradiâncias das bandas 4 (510 nm) e 5 (555 nm)

rms desvio padrão (*root mean square*)

θ ângulo solar zenital

VA vapor de água precipitável

z profundidade

Capítulo 1

Introdução Geral

A variação sistemática da cor do oceano está associada a diferentes concentrações de substâncias encontradas na água que absorvem e espalham, isto é, atenuam a radiação solar que penetra na coluna da água. O azul marinho intenso observado em águas oceânicas, distantes do aporte continental, é resultante da mudança no espectro de luz solar devido à atenuação espectral por moléculas de água. A presença de outras substâncias na água, dissolvidas ou particuladas, causa variações na absorção e espalhamento espectral da luz, resultando em mudanças na cor do oceano do azul para, por exemplo, verde devido a altas concentrações de fitoplâncton. Em regiões com descargas fluviais, onde há alto teor de matéria orgânica dissolvida e material particulado em suspensão, a água apresenta a coloração marrom, devido a alta absorção na porção azul do espectro pela matéria orgânica e alta reflexão na porção vermelha pelo material particulado.

Como a variação da cor do oceano é causada pelas diferentes concentrações de material dissolvido ou particulado encontrado na água, o monitoramento da cor do oceano através de medições da radiação espectral emergente de corpos de água, permite estimar a concentração dessas substâncias presentes nesse corpo de água. Tal possibilidade foi veri-

ficada pelo estudo pioneiro de Clarke *et al.* (1970) que mostrou que o espectro da luz emergente é caracterizado pelas diferentes concentrações de pigmentos fitoplanctônicos em regiões afastadas de aporte continental. Considerando que o espectro de luz emergente da água é resultante da radiação solar que incide na água e interage com as substâncias encontradas nesse corpo de água, Morel & Prieur (1977) usaram a grandeza física de reflectância espectral para representar a cor do oceano e relacioná-la à concentração de pigmentos fitoplanctônicos. Essa reflectância espectral é dada pela razão entre a irradiância espectral ascendente (resultante da interação com a água) e a irradiância espectral descendente (radiação solar incidente na água). Os resultados obtidos nesses trabalhos foram promissores e incentivaram a construção de um sensor remoto específico para a captação da cor do oceano, permitindo assim, o monitoramento da distribuição da biomassa fitoplanctônica. Em outubro de 1978, entrou em operação, à prova-de-conceito, o Coastal Zone Color Scanner (CZCS), desenvolvido pela NASA/EUA¹. Pela primeira vez, pôde-se obter informações da biota marinha em larga escala. As características gerais desse sensor estão apresentadas na tabela 1.1 e as espectrais, na tabela 1.2.

O fitoplâncton é o elo que disponibiliza a energia luminosa proveniente do Sol aos níveis tróficos superiores, através da assimilação do carbono inorgânico em matéria orgânica. Este processo é conhecido como fotossíntese, e por ser o primeiro passo na produção de matéria orgânica, também é denominado de processo da produção primária. Assim, o fitoplâncton é a base da cadeia alimentar marinha e o monitoramento de sua distribuição, espacial e temporal, é fundamental para o conhecimento da biota marinha.

Todavia, os dados obtidos pelo CZCS foram de grande valia não apenas em estu-

¹Veja Lista de Abreviaturas

Tabela 1.1: Características gerais dos sensores da cor do oceano CZCS e SeaWiFS (IOCCG, 1998).

Sensor	CZCS	SeaWiFS
Satélite	Nimbus-7	OrbView-2
Agência	NASA	OSC/NASA
País	EUA	EUA
Início de operação	out/1978	set/1997
Final de operação	jun/1986	set/2002
Altitude	955 km	705 km
Resolução espacial	825 m	1,1 km
Calibração	por lâmpada	solar e lunar
Cobertura	Sem cobertura global	Cobertura global em 2 dias

dos biológicos. Por exemplo, este sensor possibilitou a visualização de feições oceanográficas no Golfo do México (Gordon *et al.*, 1980), mostrando a sua grande aplicação também na detecção de padrões de circulação superficial e em estudos da dinâmica dos oceanos. O grande banco de dados históricos gerado pelo CZCS serviu, e continua servindo, de base de informações para diversos trabalhos científicos. Estudos sobre descargas de rios, visualização da dispersão e monitoramento da evolução das plumas associadas a essas descargas foram

Tabela 1.2: Características espectrais (comprimento de onda central e largura da banda) dos sensores remotos da cor do oceano CZCS e SeaWiFS (IOCCG, 1998) e da bóia radiométrica TSRB (Satlantic, 1996).

Sensor	412	443	490	510	520	550	555	570	670	685	750	765	865
CZCS	-	20	-	-	20	20	-	20	20	-	100	-	-
SeaWiFS	20	20	20	20	-	-	20	-	20	-	-	40	40
TSRB	10	10	10	10	-	-	10	-	10	10	-	-	-

possíveis através de acompanhamentos espaço-temporais usando dados do CZCS (Müller-Karger *et al.*, 1988). Análises da evolução espaço-temporal de estruturas oceanográficas de meso-escala como vórtices, filamentos e ressurgências foram possíveis através do estudo da distribuição de pigmentos fitoplanctônicos, através dos dados do CZCS, associados a outros parâmetros físicos, como vento, temperatura e elevação da superfície do mar (Yoder *et al.*, 1987; Sousa & Bricaud, 1992; Gabric *et al.*, 1993; García-Moliner & Yoder, 1994; Biggs & Müller-Karger, 1994). Dados de concentração de pigmentos, obtidos pelo CZCS, também foram bastante utilizados em estudos temporais de larga escala, como a evolução e propagação do fenômeno El Niño (Fiedler, 1994; Santamaría-del-Angel *et al.*, 1994a; Leonard & McClain, 1996).

Nos aspectos biológicos, Subramaniam & Carpenter (1994) conseguiram detectar florações de um grupo específico de fitoplâncton através de imagens CZCS, mostrando que, dependendo da característica do espectro de absorção do grupo em estudo, a sua detecção é possível através de sensoriamento remoto.

Outra aplicação dos dados orbitais da cor do oceano, cada vez mais crescente devido à sua grande cobertura espacial e periodicidade, é na estimativa da produtividade primária. Para este fim, técnicas de modelagem associando os dados provenientes de sensores remotos (pigmentos fitoplanctônicos) com a fisiologia do fitoplâncton (parâmetros fotossintéticos medidos *in situ*) e a disponibilidade de energia luminosa (modelagem, por exemplo Sathyendranath & Platt, 1988) vêm sendo intensamente desenvolvidos (Platt *et al.*, 1988; Brock *et al.*, 1993; Platt & Sathyendranath, 1993; González, 1994; Antoine *et al.*, 1995; Sathyendranath *et al.*, 1995; Platt *et al.*, 1995 e Morel *et al.*, 1996). A figura 1.1 apresenta um esquema da determinação de produtividade primária usando dados or-

bitais. Apesar dos oceanos apresentarem grande dinâmica e diferentes características físicas, ópticas, químicas e biológicas, existe uma razoável constância nestas características dentro de uma região que pode ser delimitada dependendo da época do ano. Baseado nesta razoável constância, Sathyendranath *et al.* (1995) e Platt *et al.* (1995) denominaram estas regiões de províncias biogeoquímicas e propuseram que se fizesse uma sub-divisão dos oceanos (regionalização) delimitando estas províncias sazonalmente. Supõe-se que, aproximadamente, para cada época do ano, estas províncias apresentem valores razoavelmente constantes de coeficientes de absorção e parâmetros fotossintéticos. Por exemplo: embora o fitoplâncton absorva principalmente na fração azul e vermelha do espectro visível e tenha a mínima absorção na porção verde, muitos estudos têm demonstrado que as características das comunidades, em termos de absorção espectral da luz, variam de uma região para outra (Mitchell & Holm-Hansen, 1991; Hoepffner & Sathyendranath, 1993; Bricaud *et al.*, 1995; Lutz *et al.*, 1996; González *et al.*, 1998; Garcia *et al.*, 1998) causando diferenças regionais na relação entre a cor do oceano e a concentração de clorofila-*a* e feopigmentos² (Mitchell & Holm-Hansen, 1991). Essa variação regional pode ser delimitada pela regionalização em províncias, considerando as diferenças sazonais. Isso permitiria que, dentro de cada província, os dados pontuais coletados por navios pudesse ser extrapolada para cada um dos demais pontos dentro dessa província, em cada época do ano. Esta regionalização já foi feita no Golfo da Califórnia, com dados do CZCS (Santamaría-del-Angel, 1994b) e também em escala global, com dados medidos *in situ* (Longhurst *et al.*, 1995).

Além das aplicações clássicas do CZCS, o trabalho de Jaquet *et al.* (1996) mostrou a importância de como a concentração de pigmentos fitoplanctônicos pode ser um bom

²Neste trabalho é adotado o termo *pigmentos* quando se trata de concentração de clorofila-*a* e de feopigmentos, enquanto que concentração de clorofila-*a* se refere apenas a clorofila-*a*.

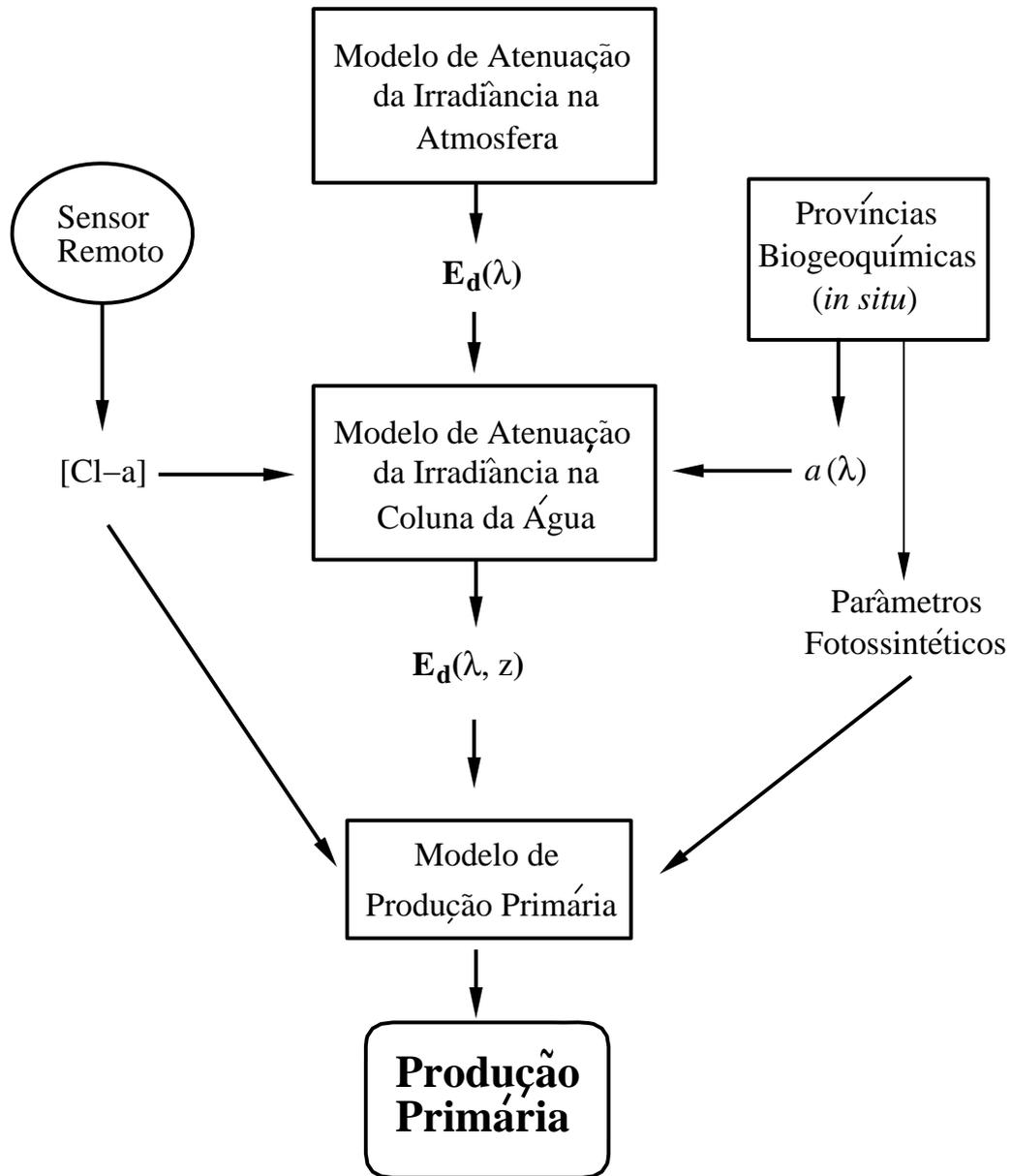


Figura 1.1: Fluxograma da estimativa da produção primária através de técnicas de modelagem e sensoria-
 mento remoto. A produção primária pode ser obtida a partir da associação da modelagem da disponibilidade
 de energia luminosa na atmosfera e na coluna da água com a distribuição da concentração de clorofila-a,
 obtida por satélites, e dados medidos *in situ* de coeficientes de absorção e parâmetros fotossintéticos (modi-
 ficada de González, 1994).

indício no estudo da biota marinha, até mesmo nos níveis tróficos superiores. Esses autores conseguiram estudar a distribuição espaço-temporal, em larga escala, de baleias cachalote através da distribuição de pigmentos fitoplanctônicos derivados do CZCS, mostrando que é possível relacionar a distribuição de produtores primários com a distribuição de organismos de terceiro nível da cadeia alimentar.

Todas estas aplicações ilustram a grande necessidade de se monitorar a cor do oceano em larga escala temporal e espacial. No entanto, infelizmente, quando o CZCS parou de operar, em 1986, nenhum outro sensor da cor do oceano havia sido preparado para substituí-lo e assim, evitar a interrupção indesejada.

Foi nesse intervalo de interrupção do mapeamento da cor do oceano que grandes avanços ocorreram no reconhecimento da importância do fitoplâncton. Foi reconhecido que ele é o responsável pela regulação biológica no bombeamento do CO₂ atmosférico; pela produção de dimetil sulfeto (DMS) que leva a formação de nuvens no oceano (Charlson, 1987; Bates *et al.*, 1987 e Legrand *et al.*, 1991) e também pela regulação da temperatura superficial do oceano (Lewis *et al.*, 1990 e Sathyendranath *et al.*, 1991). Diante destas descobertas sobre o importante papel deste organismo e por este ser a base da cadeia trófica, o monitoramento da cor do oceano vinha sendo muito requisitado pela comunidade científica. Finalmente, em setembro de 1997, a NASA retomou o monitoramento da cor do oceano colocando o radiômetro Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) em funcionamento, através do projeto SeaWiFS/NASA³. Suas características gerais estão apresentadas na tabela 1.1 e as espectrais, na tabela 1.2. O maior objetivo deste projeto da NASA é examinar os fatores, devido ao papel do fitoplâncton no ciclo global do carbono, além de outros ciclos

³Entre 08/1996 e 06/1997, outros dois sensores da cor do oceano (OCTS/NASDA e POLDER/CNES) estiveram em atividade a bordo do satélite japonês ADEOS (NASDA, s.d. e IOCCG, 1998).

biogeoquímicos, que afetam as mudanças globais. Os dados do SeaWiFS estão sendo usados para ajudar a esclarecer a magnitude e a variabilidade do ciclo anual de produção primária do fitoplâncton marinho e para determinar a distribuição e intervalos de florações de primavera (Hooker *et al.*, 1992).

A experiência obtida com o CZCS levou a melhorias radiométricas (Tab. 1.1) e espectrais (Tab. 1.2), para permitir a cobertura global da biosfera terrestre, inclusive sobre o continente onde o CZCS saturava (McClain *et al.*, 1998). A grande vantagem obtida com a melhoria espectral, devido à inserção da banda de 412 nm, foi permitir discernir a clorofila-a das demais substâncias como as substâncias orgânicas dissolvidas na água (Carder *et al.*, 1991). Outra melhoria foi o desenvolvimento de um programa especial de calibração e validação para o SeaWiFS para evitar a limitação de uso ocorrida com o CZCS (McClain *et al.*, 1998).

O SeaWiFS é fruto da colaboração entre a Goddard Space Flight Center (GSFC-NASA) e a empresa privada Orbital Sciences Corp. (Dulles, Virginia, EUA)(OSC). No projeto SeaWiFS, o GSFC é responsável pela calibração, validação e rotina de processamento dos dados do SeaWiFS. A OSC foi responsável pela espaçonave e pelo lançamento. A operação da espaçonave, durante cinco anos após o lançamento, também é de responsabilidade da OSC que, em contrapartida, retém os direitos operacionais e comerciais desses dados. Assim, os dados do SeaWiFS somente estão disponíveis em tempo real, se necessários para atividades de calibração e ou validação do sensor (McClain *et al.*, 1998). O uso comercial dos dados SeaWiFS é possível mediante contrato com a OSC que permite a sua aquisição e uso em tempo real. O sensor entrou em operação no dia 18 de setembro de 1997 e desde então, vem permitindo o monitoramento contínuo da variação de toda a biosfera terrestre,

desde o oceano (principal propósito) até a cobertura vegetal sobre o continente em termos de índice de vegetação.

As melhorias espectrais obtidas para o SeaWiFS serão plenamente aproveitadas apenas quando estudos mais acurados puderem fornecer um algoritmo global robusto. Estudos regionais também são necessários para permitir uma maior acurácia quando se deseja obter dados de concentração de pigmentos de uma região específica. Os dados analisados por Longhurst *et al.* (1995) mostraram que a maioria da amostragem bio-óptica é feita no hemisfério Norte, principalmente, nas adjacências da costa Norte Americana e Européia, sendo que as demais regiões ainda apresentam carência de amostragem. Portanto, diversas regiões do globo ainda precisam ser amostradas para construir um banco de dados bio-ópticos representativo que permita obter uma relação global consistente entre a concentração de pigmentos fitoplanctônicos e a cor do oceano, para que esta relação obtida possa ser aplicada em escala global. Assim, diversos grupos em todo o mundo estão realizando coletas bio-ópticas para amostrar as mais diversas regiões possíveis e contribuir ao banco de dados bio-ópticos para o desenvolvimento de algoritmos globais empíricos ou semi-analíticos para o SeaWiFS. Dentro desses grupos, encontra-se o Grupo da Cor do Oceano (OCg - *Ocean Color Group*) do Laboratório de Oceanografia Física da FURG. O OCg FURG tem permissão para receber e usar, academicamente, as imagens SeaWiFS através do projeto *Remote Sensing of Primary Production in the Southwestern Atlantic and Southern Oceans*, que propõe estudar a região Sudoeste do Oceano Atlântico coletando dados ópticos, físicos e biológicos necessários para o desenvolvimento de algoritmos bio-ópticos de concentração de clorofila-a e de modelos de produção primária. A estimativa da produtividade primária, através de técnicas de modelagem e sensoriamento remoto, exige acurácia na concentração de clorofila-a. No entanto, a estimativa desse parâmetro, através do SeaWiFS, na região ainda vem sendo feita usando

algoritmos bio-ópticos globais de concentração de clorofila-a (Omachi *et al.*, 1998), devido a carência de estudos bio-ópticos regionais (González, 1994; Longhurst *et al.*, 1995, Omachi, 1996 e Madruga, 1997).

Desde 1995, o OCg vem coletando dados radiométricos concomitantemente às medições de concentração de pigmentos fitoplanctônicos na região Sudoeste do Oceano Atlântico, a fim de suprir esta carência de estudos bio-ópticos na região. Essa coleta de dados radiométricos vem sendo feita usando uma bóia radiométrica Tethered Spectral Radiometer Buoy (TSRB, Satlantic Inc.) que possui coletores de radiâncias ascendentes nas mesmas bandas do SeaWiFS mas possui apenas um coletor de irradiância descendente a 490 *nm*. No entanto, nos estudos sobre os algoritmos bio-ópticos, necessita-se da reflectância espectral que por sua vez, depende da irradiância espectral que não pode ser medida por esse instrumento. Para contornar esta falta de medições de irradiância espectral, recorre-se a modelagem da irradiância através de cálculos da atenuação espectral pela atmosfera (Cullen *et al.*, 1997), a partir de parâmetros atmosféricos que nem sempre são fáceis de serem obtidos em alto mar.

1.1 Objetivos

Tendo em vista a necessidade de algoritmos empíricos (ou semi-analíticos) para a estimativa de concentração de clorofila-a específicos para a região Sudoeste do Oceano Atlântico, o presente trabalho tem como objetivos:

Geral

Analisar a relação empírica entre a cor do oceano (reflectância espectral) e a concentração superficial de clorofila-a na região Sudoeste do Oceano Atlântico (SOA).

Específicos

- Analisar a influência da variação dos parâmetros atmosféricos na modelagem da irradiância para contornar a falta de medições da irradiância espectral descendente;
- Avaliar a performance de algoritmos empíricos de clorofila-a históricos (já existentes na literatura) com os dados coletados na região SOA;
- Derivar e avaliar algoritmos empíricos de clorofila-a específicos para a região SOA.

1.2 Apresentação do trabalho

A dissertação está dividida em capítulos, sendo que o primeiro é uma rápida introdução ao trabalho e aos objetivos propostos. No segundo capítulo, é feita a revisão do assunto que envolve a cor do oceano e a descrição da área de estudo. O trabalho, propriamente dito, está no terceiro e no quarto capítulos, cada qual com descrição da metodologia, resultados, discussão e conclusões. No terceiro capítulo é analisada a influência da atmosfera na modelagem da irradiância nas bandas do SeaWiFS. No quarto capítulo é feita uma profunda análise dos algoritmos empíricos de concentração de clorofila-a. Conclusões gerais e sugestões são apresentadas no quinto capítulo.

Capítulo 2

Fundamentação teórica e área de estudo

2.1 A cor do oceano e o sensoriamento remoto

A variação sistemática da cor do oceano é resultante da interação entre a radiação solar incidente na água com as substâncias dissolvidas ou particuladas presentes (Fig. 2.1). Parte dessa radiação é retroespalhada e emerge com o espectro alterado devido a essa interação. Fisicamente, a cor do oceano pode ser representada pela reflectância espectral da irradiância, $R(\lambda, 0^-)$, também descrita em função dos coeficientes espectrais de absorção e de retroespalhamento (Morel & Prieur, 1977):

$$R(\lambda, 0^-) = \frac{E_u(\lambda, 0^-)}{E_d(\lambda, 0^-)} = f(\lambda) \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \quad (2.1)$$

onde $E_u(\lambda, 0^-)$ é a irradiância espectral ascendente logo abaixo da interface ar/água, $E_d(\lambda, 0^-)$ é a irradiância espectral descendente logo abaixo da interface ar/água, $f(\lambda)$ é um parâmetro que depende da estrutura geométrica do campo de luz, $b_b(\lambda)$ é o coeficiente de retroespalhamento do volume e $a(\lambda)$, o coeficiente de absorção do volume. Portanto, as alterações

no espectro emergente são causadas pelo retroespalhamento espectral $b_b(\lambda)$ e pela absorção espectral $a(\lambda)$ da água e de seus constituintes dissolvidos e particulados, dependendo da estrutura geométrica do campo de luz.

Se, a partir desta equação 2.1, seguirmos o raciocínio de Austin (1974) e substituirmos a $E_u(\lambda, 0^-)$ pela radiância espectral ascendente logo abaixo da interface ar/água ($L_u(\lambda, 0^-)$), temos:

$$R(\lambda, 0^-) = \frac{L_u(\lambda, 0^-) \cdot Q(\lambda)}{E_d(\lambda, 0^-)} = f(\lambda) \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \quad (2.2)$$

onde $Q(\lambda)$ é a razão entre $E_u(\lambda, 0^-)$ e $L_u(\lambda, 0^-)$. Para um campo de luz isotrópico, $Q(\lambda)$ é igual a π (Austin, 1974). Rearranjando esta equação, obtemos:

$$\frac{L_u(\lambda, 0^-)}{E_d(\lambda, 0^-)} = \frac{f(\lambda) b_b(\lambda)}{Q(\lambda) a(\lambda)}. \quad (2.3)$$

Levando em consideração os valores de coeficiente de absorção do fitoplâncton em torno do máximo e do mínimo (veja Fig. 2.2), Morel & Prieur (1977) mostraram que uma relação do tipo:

$$[Cla + feo] = A (rij)^B \quad (2.4)$$

poderia ser estabelecida, onde $[Cla + feo]$ é a concentração de clorofila-a e feopigmentos, rij é a razão entre as reflectâncias $R(\lambda_i, 0^-)$ e $R(\lambda_j, 0^-)$ das bandas i e j centradas em $\lambda_i = 440 \text{ nm}$ (representando a máxima absorção) e $\lambda_j = 560 \text{ nm}$ (representando a mínima absorção). Este artifício de dividir a reflectância de uma banda pela de outra (razão entre bandas) na determinação de pigmentos fitoplanctônicos, permite que $f(\lambda)/Q(\lambda)$ seja eliminada da equação 2.3 (Morel & Gentili, 1993). Estes autores mostraram que para os comprimentos

de onda de 440 e 565 nm, a relação entre $f(440)/Q(440)$ e $f(565)/Q(565)$ é igual a 1 com um erro de $\pm 3,5\%$. Assim, em termos de sensoriamento remoto, a razão $f(\lambda)/Q(\lambda)$ pode ser desconsiderada.

O lado esquerdo da equação 2.3 é bastante parecida à reflectância do sensoriamento remoto (sr), $R_{sr}(\lambda)$, obtida pelos sensores remotos da cor do oceano (Carder & Steward, 1985) e descrita por:

$$R_{sr}(\lambda) = \frac{L_w(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (2.5)$$

onde $L_w(\lambda)$ é a radiância espectral emergente da água (Fig. 2.1) e $E_d(\lambda)$ é a irradiância espectral descendente logo acima da interface ar/água. $E_d(\lambda)$ pode ser calculada através de modelos simples de atenuação espectral da irradiância (Sathyendranath & Morel, 1983), como os de Bird (1984) e Gregg & Carder (1990). A radiância $L_w(\lambda)$ é a parte emergente da radiância ascendente ($L_u(\lambda, 0^-)$) que é resultante da interação da luz solar com a água e seus constituintes (Fig. 2.1). Gordon & Morel (1983) relacionaram L_w à L_u através de:

$$L_w(\lambda) = \frac{L_u(\lambda, 0^-) \cdot [1 - \rho(\theta', \theta_0)]}{n^2} \quad (2.6)$$

onde ρ é a reflexão da água para o ar, dada pela lei de Fresnel, θ_0 é o ângulo solar zenital, θ' é o ângulo solar zenital na água e n é o índice de refração da água ($n=1,341$) e assumido como constante para todos os comprimentos de onda. Os ângulos estão representados na figura 2.1. Quando se faz a razão entre as reflectâncias das bandas (Eq. 2.4), o termo $[1 - \rho(\theta', \theta_0)]/n^2$ da equação 2.6 será eliminado, pois não apresenta diferença espectral, pois foi assumido que n não apresenta diferença espectral. Esta mesma consideração pode ser

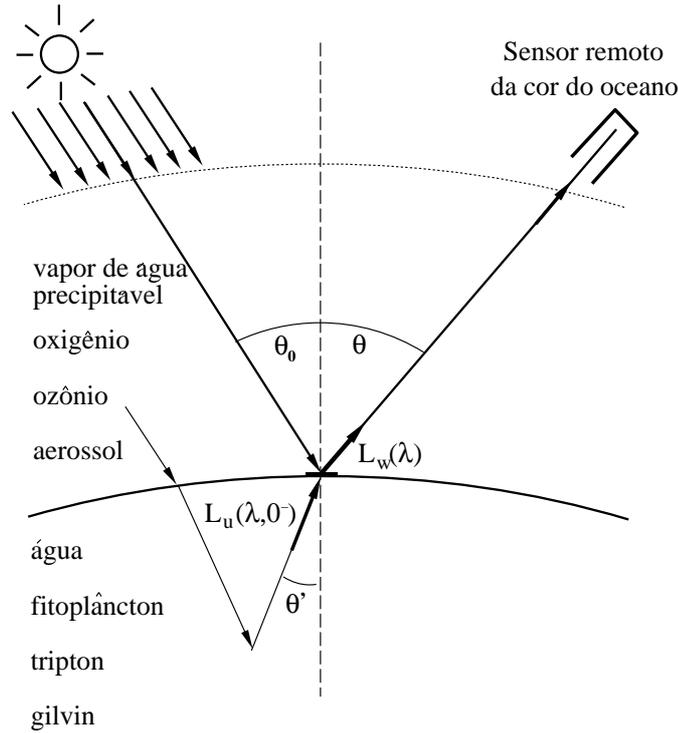


Figura 2.1: Geometria esquemática do sensoriamento remoto da cor do oceano. A radiação solar incide na atmosfera, sendo atenuada pelos constituintes atmosféricos. Após a refração para dentro da água, as substâncias nela presentes passam a atenuar a radiação solar. A radiância ascendente logo abaixo da superfície está representada por $L_u(\lambda, 0^-)$ e a radiância emergente da água, por $L_w(\lambda)$ (Modificada de Gordon & Morel, 1983).

feita para o termo que relaciona $E_d(\lambda)$ à $E_d(\lambda, 0^-)$, já que a irradiância espectral descendente logo abaixo da interface ar/água ($E_d(\lambda, 0^-)$) é a parte refratada de ($E_d(\lambda)$), também dada pela Lei de Fresnel. Desta forma, R_{sr} pode ser relacionada às características ópticas do corpo de água.

Sabendo que o retroespalhamento e a absorção são dependentes dos constituintes da água, pode-se expandir a equação 2.3 em:

$$\frac{L_u(\lambda, 0^-)}{E_d(\lambda, 0^-)} = \frac{f(\lambda) [b_{bm}(\lambda) + b_{bp}(\lambda)]}{Q(\lambda) [a_w(\lambda) + a_g(\lambda) + a_p(\lambda)]} \quad (2.7)$$

onde os índices w, g e p representam, respectivamente, moléculas da água, substâncias amare-

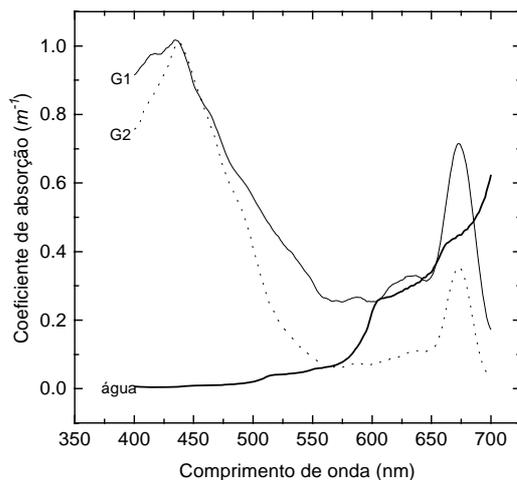


Figura 2.2: Coeficientes de absorção da água (Pope & Fry, 1997) e do material particulado, principalmente o fitoplâncton (González *et al.*, 1998 e Garcia *et al.*, 1998). O grupo mais próximo à costa está indicada por G1 e o grupo predominantemente de plataforma e oceano aberto, por G2.

las (gilvin) e materiais particulados. O coeficiente de retroespalhamento da molécula da água, $b_{bm}(\lambda)$, é dado apenas em função do comprimento de onda (Morel, 1974) e o da partícula, $b_{bp}(\lambda)$, depende espectralmente da concentração de pigmentos fitoplanctônicos.

A água tem absorção significativa apenas nos comprimentos de onda acima de 500 nm (Fig. 2.2), absorvendo aproximadamente 35 % da irradiância vermelha a 680 nm numa camada de água de 1 m. Em águas oligotróficas, onde é baixa a concentração de material particulado orgânico e ou inorgânico, a atenuação é dominada pelas moléculas de água. Desta forma, a absorção é grande na porção vermelha do espectro, causando o aumento relativo da irradiância na porção azul e conferindo a coloração azul profunda ao oceano.

A substância amarela, também conhecida como gilvin e mais recentemente CDOM (chromophore-containing dissolved organic matter), é resultante da degradação da matéria orgânica e, como o próprio nome indica, em altas concentrações, comumente em rios, lagos, estuários e zonas costeiras, caracteriza-se pela cor marrom amarelada podendo ser vista mesmo a olho nu. Em águas oceânicas, distante de descargas fluviais, a sua concentração

é determinada pela média das atividades biológicas ao longo do tempo, sendo encontradas em concentrações bastante baixas (Kirk, 1994). Dependendo de sua origem, continental ou marinha, ou mesmo do grupo vegetal de origem, a substância amarela apresenta diferentes características na atenuação (Carder *et al.*, 1991). Bricaud *et al.* (1981, *apud* Gordon & Morel, 1983), afirmaram que a influência da substância amarela, nas águas do Caso I, permanece fraca mesmo em regiões eutróficas. Vodacek *et al.* (1997) mostraram que o coeficiente de absorção da substância amarela decresce das regiões mais próximas da desembocadura da Baía de Delaware para o oceano aberto (Corrente do Golfo), mostrando semelhança de tendência (diminuição da absorção da proximidade da costa ao oceano aberto) obtida por Green & Blough (1994) que estudaram a região entre o Golfo do México e Baía de Oyster. Estes dois trabalhos mostram que em regiões oceânicas, o coeficiente de absorção devido a substâncias amarelas é pequeno nos comprimentos de onda acima de 350 *nm*.

O material particulado inorgânico (tripton) apresenta também pouca ou nenhuma absorção no espectro vermelho, aumentando com a diminuição do comprimento de onda. Seu intenso espalhamento da irradiância dificulta as medições de absorção, mas em regiões oceânicas é praticamente ausente (Kirk, 1994).

Por último, o espectro de absorção do fitoplâncton caracteriza-se, de maneira geral, por dois máximos: um mais forte na fração azul (em torno de 440 *nm*) e outro mais fraco na fração vermelha (em torno de 670 *nm*) (Prieur e Sathyendranath, 1981). No entanto, há diferenças no espectro de absorção dependendo dos pigmentos que cada espécie fitoplanctônica possui (veja Jeffrey *et al.*, 1997 e referências nela contidas), o que resulta em diferentes espectros de absorção de uma comunidade para outra (Hoepffner & Sathyendranath, 1993; Lutz *et al.*, 1996; González *et al.*, 1998; Garcia *et al.*, 1998). González *et al.*

(1998) encontrou diferenças no espectro de absorção do fitoplâncton numa área relativamente pequena, distinguindo diferentes comunidades (Fig. 2.2), na costa adjacente ao Rio Grande do Sul.

Segundo Morel & Prieur (1977), águas onde o fitoplâncton e seus produtos derivados exercem papel predominante na determinação das propriedades ópticas são classificadas como Águas do Caso I. Na ausência de aportes terrígenos (ao longo de costas áridas) e de sedimentos suspensos, as águas costeiras podem e freqüentemente também são pertencentes às águas do Caso I. As águas com características dominadas por sedimentos inorgânicos e ou matéria orgânica dissolvida ou particulada (resultantes da degradação da matéria orgânica continental) são classificadas como Águas do Caso II.

Em regiões oceânicas (Águas do Caso I), na maioria das vezes, o espectro de radiação emergente é altamente relacionado à concentração de pigmentos fitoplanctônicos através do coeficiente de absorção das partículas (neste caso, praticamente apenas o fitoplâncton), pois o coeficiente de absorção da água é constante e as substâncias amarelas apresentam coeficientes pequenos (Green & Blough, 1994 e Vodacek *et al.* 1997).

Vários trabalhos vêm sendo realizados para estimar semi-analiticamente a concentração de pigmentos fitoplanctônicos (Carder & Steward, 1985; Carder *et al.*, 1986; Carder *et al.*, 1991; Lee *et al.*, 1994; Garver & Siegel, 1997; Carder *et al.*, 1999). Porém, O'Reilly *et al.* (1998) demonstraram que os modelos empíricos têm estimado melhor a concentração de pigmentos fitoplanctônicos do que os semi-analíticos.

2.1.1 Modelos empíricos de determinação de concentração superficial de pigmentos

Os modelos empíricos nada mais são do que a relação estatística entre radiâncias espectrais emergentes do oceano e a concentração superficial de pigmentos fitoplanctônicos. Normalmente, usa-se razões entre bandas espectrais próximas ao máximo e ao mínimo valor da absorção de clorofila-a para representar a variação da cor do oceano (Morel & Prieur, 1977 e Gordon & Morel, 1983). Assim, para o processamento das imagens CZCS, foram usadas as bandas de 443 e de 550 *nm*, correspondentes, respectivamente, à máxima e à mínima absorção do fitoplâncton (veja Fig. 2.2). Embora, o uso de razão entre radiâncias das bandas tenha sido também sugerido por Hovis & Leung (1977), o trabalho que apresentou explicitamente a grande relação existente entre a razão entre radiâncias e a concentração de pigmentos fitoplanctônicos foi o de Morel & Prieur (1977), deixando claro que uma relação do tipo da equação 2.4 poderia ser estabelecida usando as bandas centradas em $\lambda_i = 440 \text{ nm}$ e $\lambda_j = 560 \text{ nm}$. Contudo, como em torno de 440 *nm*, tanto o feopigmento como também as substâncias amarelas têm alta absorção, as estimativas de pigmentos fitoplanctônicos, a partir dos dados do CZCS, somente poderiam ser feitas considerando clorofila-a e feopigmento juntos. Muitos trabalhos foram realizados, a partir de então, para determinar os valores de *A* e *B* da equação 2.4, através da análise de regressão linear entre razão entre radiâncias emergentes (ou razão entre reflectâncias) e a concentração de pigmentos, em diversas regiões (Gordon & Morel, 1983). Essas análises apresentavam um coeficiente de determinação sempre mais baixo, quando se incluía águas do Caso II do que quando analisadas apenas as águas do Caso I, devido aos interferentes na atenuação provenientes do aporte continental, isto é, sedimentos em suspensão, matéria orgânica particulada e dissolvida em altas concentrações .

Considerando as diferenças existentes entre as águas do Caso I e as do Caso II, Gordon *et al.* (1983) determinaram duas equações da forma da equação 2.4: uma para concentrações abaixo de $1,5 \text{ mg m}^{-3}$, usando as bandas 443 e 550 nm, e outra para concentrações acima deste valor, usando as bandas 520 e 550 nm. No entanto, esta troca de algoritmos a $1,5 \text{ mg m}^{-3}$ causa uma descontinuidade na estimativa de concentração de pigmentos (Müller-Karger *et al.*, 1990; Madruga, 1997; O'Reilly *et al.*, 1998) afetando a estatística dos pigmentos estimados. Este algoritmo foi aplicado por Müller-Karger *et al.* (1990) para processar imagens CZCS da região Sudeste do Mar de Bering e a subestimativa foi um fator de 2 a 5 sobre os valores medidos. Esse algoritmo subestimou os dados históricos de $[Cla + feo]$ na região Sudoeste do Oceano Atlântico (Madruga, 1997) e também, os dados globais (O'Reilly *et al.*, 1998).

Como alternativa, Müller-Karger *et al.* (1990) usaram o algoritmo, não publicado, de Dennis K. Clark que usa três bandas:

$$[Cla + feo] = 5,56 \times \left[\frac{L_w(443) + L_w(520)}{L_w(550)} \right]^{-2,252} \quad (2.8)$$

para estimar a concentração dos pigmentos (em mg m^{-3}) numa função contínua, ao contrário do algoritmo de duas bandas de Gordon *et al.* (1983). No entanto, Müller-Karger *et al.* (1990) concluíram que nem um dos dois algoritmos funcionam perfeitamente. Embora o algoritmo de duas bandas (Gordon *et al.*, 1983) calcule um valor médio de concentração razoável, produz uma distribuição bimodal anormal nesses dados. Por outro lado, o algoritmo de três bandas (D.K. Clark) subestima concentrações abaixo de 2 mg m^{-3} . Assim, Müller-Karger *et al.* (1990) sugeriram que para os sensores seguintes, seria necessário um programa de calibração mais amplo para obter uma estimativa mais acurada da distribuição de $[Cla +$

feo] nos oceanos.

O algoritmo de duas bandas (Gordon *et al.*, 1983) foi empregado para processar as imagens CZCS disponibilizadas para o uso científico (Feldman *et al.*, 1989) pela GSFC/NASA e assim, muitos trabalhos foram realizados com estes dados (García-Moliner & Yoder, 1994; Biggs & Müller-Karger, 1994; Halpern & Feldman, 1994; Santamaría-del-Angel *et al.*, 1994a e b). Os algoritmos de Gordon *et al.* (1983) e de D.K. Clark foram desenvolvidos a partir de medições realizadas nas costas leste e oeste dos Estados Unidos, no Golfo do México e no mar de Sargasso e, portanto, esses algoritmos são específicos para essas regiões.

Algoritmos específicos para águas europeias também foram desenvolvidos (Bricaud & Morel, 1987; André & Morel, 1991), sendo conhecidos como *Método Europeu*. Estes foram obtidos a partir de dados coletados nas adjacências da Europa pela European Space Agency (ESA), com o propósito de obter resultados consistentes para estas localidades. O *Método Europeu* aplica duas equações polinomiais cúbicas na determinação de concentração de pigmentos, com troca de uma para outra a 2 mg m^{-3} . Imagens CZCS processadas com este algoritmo permitiu a detecção e acompanhamentos da evolução de filamentos e ressurgências (Sousa & Bricaud, 1992 e Gabric *et al.*, 1993).

A análise feita por McClain *et al.* (1994) mostrou que há uma grande semelhança na estimativa feita com os algoritmos de Gordon *et al.* (1983) e de Denis K. Clark (Müller-Karger *et al.*, 1990), porém, também mostrou a grande diferença destes resultados com os obtidos pelo algoritmo do *Método Europeu*. Isto era esperado porque os dois primeiros algoritmos foram obtidos a partir do mesmo banco de dados bio-ópticos.

Regiões oceânicas apresentam comunidades fitoplanctônicas específicas que possuem coeficientes espectrais de absorção diferenciados e que variam com o tempo. Portanto,

as relações entre a concentração de pigmentos e a cor do oceano são variantes. Esta teoria foi confirmada por Mitchell & Holm-Hansen (1991), que embora tenham usado outra razão entre bandas, encontraram uma relação diferente entre a cor do oceano e a concentração de clorofila para a região Antártica, se comparada com a relação conhecida para o Atlântico Norte, como o algoritmo de Gordon *et al.* (1983). Esta relação encontrada para Antártica por Mitchell & Holm-Hansen (1991) e o algoritmo de Gordon *et al.* (1983) foram aplicados por Arrigo *et al.* (1994) nas águas ao sul de 30°S para analisar as diferenças na estimativa da concentração de pigmentos. Embora os dois algoritmos tenham explicado 71% da variabilidade da concentração de pigmentos, o algoritmo de Mitchell & Holm-Hansen (1991) apresentou melhor coeficiente angular da reta de regressão linear entre as concentrações medida e modelada (0,91 contra 0,41 obtido pelo algoritmo de Gordon *et al.*, 1983) (Arrigo *et al.*, 1994). A partir desses resultados, estes pesquisadores enfatizaram a necessidade de se desenvolver algoritmos regionais para processar os dados da cor do oceano.

Algoritmos empíricos resultantes de regressão linear múltipla com mais de uma razão entre bandas também foram propostos (Aiken *et al.*, 1995) mas apenas pequenos aumentos em termos de coeficiente de determinação entre a concentração estimada e a medida foi obtida. O maior aumento foi de somente 6,6% na explicabilidade da variância, quando introduzida a razão 443/555 na relação entre a razão 443/490 e $[Cla + feo]$, alcançando $R^2=0,873$. Estes autores também mostraram que, embora a banda de 490 nm esteja deslocada da máxima absorção pela clorofila, a razão entre bandas de 490 e 555 nm fornece a estimativa mais robusta da concentração de pigmentos do que a razão usando as bandas de máxima absorção da clorofila, isto é, 412 ou 443 nm. Isso ocorre porque na região dos 490 nm ocorre a máxima absorção da luz pelos carotenóides, que apresentam alta correlação de co-ocorrência e covariância com a clorofila. Outra vantagem desta banda é apresentar menor

influência dos detritos e matéria orgânica dissolvida do que as bandas de 412 ou de 443 nm . Assim, estes autores propuseram o uso da razão entre radiâncias normalizadas das bandas 490 e 555 com uma troca de algoritmos a $2\text{ }mg\text{ }m^{-3}$, de uma equação potencial para outra hiperbólica. No entanto, como no algoritmo de Gordon *et al.* (1983), esta troca de algoritmos causa descontinuidade e não linearidade nas concentrações estimadas quando analisadas contra as medidas (O'Reilly *et al.*, 1998).

Em janeiro de 1997, um grupo de trabalho (SeaWiFS Bio-optical Algorithm Mini-Workshop, posteriormente denominado SeaBAM) foi reunido pela NASA com o objetivo principal de identificar algoritmos de $[Cl - a]$ e $[Cla + feo]$ para o SeaWiFS. Nesta reunião foi possível reunir 'dados globalmente' representativos num grande banco de dados, os dados SeaBAM, provenientes de várias fontes para examinar e desenvolver algoritmos de estimativa de pigmentos a partir de dados SeaWiFS (O'Reilly *et al.* 1998). A partir deste banco de dados foi possível avaliar os principais algoritmos usados para processar imagens da cor do oceano (Gordon *et al.*, 1983, Müller-Karger *et al.*, 1990, Aiken *et al.*, 1995; Garver & Siegel, 1997; Mitchell & Kahru, 1998; Carder *et al.*, 1999). Dessa análise, pôde-se concluir que as equações potenciais ajustam os dados centrais mas não ajustam bem os extremos, já que os dados $r_{ij} \times [Cl - a]$ (sendo r_{ij} a razão entre as bandas i e j) apresentam uma forma claramente sigmoideal no diagrama de dispersão em escala log-log (O'Reilly *et al.*, 1998). Estes autores concluíram que os modelos que usam equações polinomiais de terceira ordem funcionam melhor que os outros algoritmos (forma potencial ou quadrática), embora em baixas concentrações não tenham obtido resultados tão bons. Equações polinomiais de ordem maior que 3 não apresentam melhorias na estimativa de concentrações de pigmentos. Esses resultados levaram ao desenvolvimento de algoritmos específicos para o SeaWiFS usando a razão entre reflectâncias das bandas 490 e 555 nm , com dados logaritmizados ajustando os coeficientes, a

partir dos dados SeaBAM, para uma equação polinomial cúbica modificada (PCM) (O'Reilly *et al.* 1998). Esta PCM apresenta a forma $[Cl - a] = 10^{a_0 + a_1 * r_{35} + a_2 * r_{35}^2 + a_3 * r_{35}^3} + a_4$, onde $r_{35} = \log[R_{sr}(490)/R_{sr}(555)]$. Uma análise profunda sobre esses algoritmos será feita no Capítulo 4 deste trabalho.

2.2 Área de estudo

A região Sudoeste do Oceano Atlântico (SOA) apresenta uma circulação superficial dominada pelo Giro Subtropical e pelas correntes equatoriais e circumpolares (Fig. 2.3).

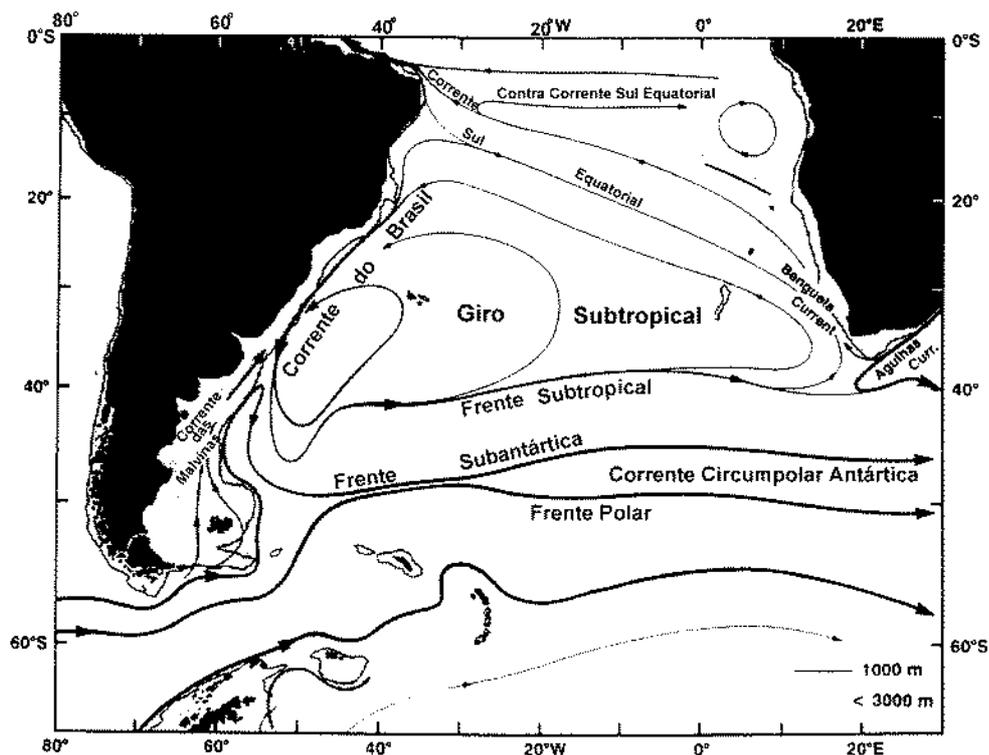


Figura 2.3: Circulação superficial da área de estudo (Modificada de Peterson & Stramma, 1991).

A hidrografia da região adjacente ao nordeste brasileiro é marcada pelos ventos alísios constantes, transportando Água Tropical (AT) da Corrente Sul Equatorial (CSE),

quente e halina (Emílsson, 1960) em direção à costa brasileira. A CSE quando a alcança a costa, aproximadamente no Cabo de São Roque (10°S), divide-se em um ramo norte e outro sul formando, respectivamente, a Corrente Norte do Brasil (CNB) e a Corrente do Brasil (CB) (Peterson & Stramma, 1991). Segundo Brandini *et al.* (1997), do ponto de vista biológico, este é o setor mais pobre em fitoplâncton da área adjacente à costa brasileira, devido a dominância de AT, caracteristicamente pobre em nutrientes e com baixas concentrações médias de material em suspensão (Niencheski & Fillmann; 1998).

A CB flui em direção sul, formando vórtices, meandros e filamentos, com seu eixo principal sobre a borda da plataforma continental (Emílson, 1960), indo de encontro ao ramo costeiro da Corrente das Malvinas (CM) formando a Confluência Brasil-Malvinas (CBM). A localização dessa confluência varia latitudinalmente entre 35 e 40°S . A mistura entre a AT, da CB, e a Água Subantártica (ASA), da CM, forma a Água Subtropical (AST; Emílsson, 1960), também denominada Água Central do Atlântico Sul (ACAS; Sverdrup *et al.*, 1942 *apud* Emílsson, 1960), que flui para o norte em camadas mais profundas. A importância da ACAS como uma fonte de nutrientes é conhecida (Castello & Möller, 1977; Ciotti *et al.*, 1995) sendo bastante associada a aumentos subsuperficiais na concentração de pigmentos fitoplanctônicos (Ciotti *et al.*, 1995; González & Garcia, 1999), na plataforma do Rio Grande do Sul. Brandini *et al.* (1997) ressaltaram que a intrusão da ACAS no assoalho da plataforma durante o verão, acentua a termoclina e permite a penetração de suas águas em direção à costa. Essa intrusão é responsável pelos máximos subsuperficiais de clorofila na base da zona eufótica na região Sul do Brasil. Niencheski & Fillmann (1998) ressaltaram que a ACAS é a maior fonte de nitrato e é rica em fóstato. Embora os nutrientes raramente alcancem a zona eufótica (Fillmann, 1990), Ciotti (1990) registrou elevação nos níveis de clorofila associados à ressurgência.

A CBM é uma região complexa em relação a sua estrutura de massas de água devido a mistura das águas trazidas pela CB e CM, conferindo um enriquecimento em nutrientes. Maamaatuaiahutapu *et al.* (1992) encontraram sete massas de água com diferentes níveis de nutrientes, desde águas trazidas pela CB com baixos níveis de nutrientes, até águas da CM bastante férteis. Ainda há a descarga do Rio de La Plata, contribuindo com o aumento de nutrientes e causando grandes alterações nos parâmetros químicos da água em espaço de tempo bastante curto.

Desta região da CBM, para leste, origina uma clara descontinuidade, em termos de temperatura superficial, que atravessa quase todo o oceano Atlântico Sul. Esta descontinuidade é conhecida por Frente Subtropical (FS), muitas vezes denominada Convergência Subtropical (Peterson & Stramma, 1991). Esta frente separa claramente as águas quentes, ao norte, das mais frias ao sul. Da FS para o Sul, ainda existem a Frente Subantártica (FSA) e a Frente Polar (FP) (Fig. 2.3), sendo esta última, uma região de alta biomassa fitoplanctônica associada às altas concentrações de ferro (Bathmann *et al.*, 1997).

Capítulo 3

Análise da influência atmosférica

3.1 Introdução

O desenvolvimento do algoritmo empírico, relacionando a cor do oceano e a concentração de clorofila, requer medições simultâneas de $L_w(\lambda)$, $E_d(\lambda)$ e $[Cl-a]$ nas mais diversas regiões possíveis. As informações radiométricas são requeridas pelo algoritmo empírico como razão entre reflectâncias de duas bandas (r_{ij}) (Eq. 2.4), ou seja, razão da equação 2.5 nas bandas i e j :

$$r_{ij} = \frac{R_{sr}(\lambda_i)}{R_{sr}(\lambda_j)} = \frac{L_w(\lambda_i)}{L_w(\lambda_j)} \times \frac{E_d(\lambda_j)}{E_d(\lambda_i)}. \quad (3.1)$$

Como a irradiância $E_d(\lambda)$ pode ser obtida através da modelagem (Gregg & Carder, 1990), tendo apenas medições de $L_w(\lambda)$, é possível obter $R_{sr}(\lambda)$. Aproveitando esta possibilidade de contornar a ausência de medições espectrais da irradiância incidente na superfície do mar, pode-se utilizar instrumentos como a Tethered Spectral Radiometer Buoy (TSRB, Satlantic Inc.), descrito por Cullen *et al.* (1997). A TSRB coleta radiâncias

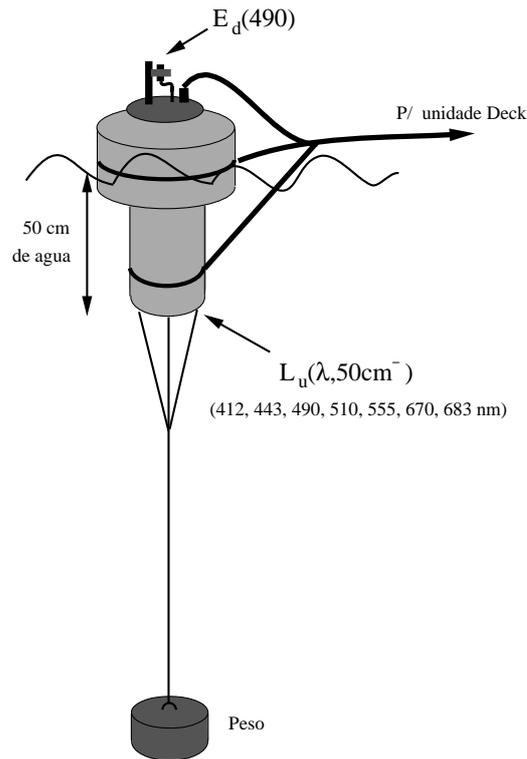


Figura 3.1: Bóia radiométrica TSRB usada na coleta dos dados radiométricos.

ascendentes a 50 *cm* de profundidade nas mesmas bandas visíveis do SeaWiFS e também na de máxima fluorescência da clorofila-*a*, mas possui apenas um coletor de irradiação descendente, na superfície do mar, a 490 *nm* ($E_d(490)$) (Tab. 1.2 e Fig. 3.1). Uma das grandes vantagens deste instrumento é permitir a coleta de dados radiométricos sem que ocorram interferências na medição devido a reflexão da luz pelo casco do navio, já que o longo cabo de transmissão permite que a bóia seja derivada até aproximadamente 90 *m* distante da embarcação (Fig. 3.1) (Satlantic, 1996). Outro fator importante é a TSRB permitir que as medições de radiâncias ascendentes sejam realizadas sempre na mesma profundidade (50 *cm*), devido a sua característica flutuante, pois sabe-se que a estrutura espectral da irradiação ascendente varia com a profundidade (Jerlov, 1976).

Para contornar essa falta de medições de $E_d(\lambda)$, Cullen *et al.* (1997) sugerem que se faça a estimativa da irradiação espectral das bandas usando um modelo de atenuação

espectral da irradiância na atmosfera (Bird, 1984, Bird & Riordan, 1986 e Gregg & Carder, 1990). Tais modelos requerem como entrada parâmetros atmosféricos dos quais o vapor de água precipitável, o ozônio e a visibilidade causam os maiores erros na estimativa da irradiância espectral (Gregg & Carder, 1990) mas estes parâmetros não são fáceis de serem obtidos em oceano aberto.

Devido a necessidade de estimar a irradiância espectral descendente através de um modelo de atenuação espectral da irradiância e de contornar a falta de medições dos parâmetros atmosféricos requeridos por esse modelo, o presente capítulo tem como objetivo analisar a influência dos parâmetros de vapor de água precipitável, de ozônio e de visibilidade na estimativa da irradiância espectral descendente e também nas razões entre irradiâncias das bandas do SeaWiFS/TSRB.

3.2 Metodologia

3.2.1 Modelo de atenuação espectral da irradiância

O modelo usado para calcular a irradiância espectral incidente na superfície da água ($E_d(\lambda)$) foi adaptado de Gregg & Carder (1990), já aferido para a cidade de Rio Grande-RS (32,02°S e 52,00°W) e aplicado com sucesso na região Sudoeste do Oceano Atlântico (Omachi, 1996; Omachi & Garcia, 1999). Estes autores mostraram que o modelo de Gregg & Carder (1990) consegue explicar 98,8 % da variação da irradiância solar descendente diária na fração visível (Radiação Fotossinteticamente Disponível, entre 400 e 700 nm), com uma excelente estimativa da variação dessa irradiância ao longo do dia, na cidade do Rio Grande-RS. Esse modelo apresenta equações simplificadas e foi transcrita para FORTRAN

por Omachi (1996) podendo ser executado até mesmo em microcomputadores. A descrição do modelo está apresentada no Apêndice A. Os parâmetros atmosféricos necessários para a execução do modelo são: pressão atmosférica superficial, umidade relativa do ar, direção e intensidade do vento instantâneas e médias das 24 horas anteriores, visibilidade, tipo de massa de ar, vapor de água precipitável e ozônio total.

3.2.2 Variantes analisadas

Sete situações meteorológicas (Tab. 3.1) foram analisadas para 10 diferentes ângulos solares zenitais ($\theta = 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80$ e 85°) com o objetivo de conhecer a influência dos parâmetros de vapor de água precipitável, ozônio e de visibilidade na estimativa da irradiância, quando se usa o modelo de Gregg & Carder (1990). Estes parâmetros foram escolhidos porque, segundo os resultados dos autores do modelo, são os que causam os maiores erros na determinação da irradiância espectral (erros maiores que 12 %). Na situação 1 (Tab. 3.1), os valores médios atribuídos a cada parâmetro são: pressão atmosférica superficial = 1013,25 mb; tipo de massa de ar (am) = 1 (predominância marinha); UR% = 80 %; velocidade média do vento = 3 m s⁻¹ e velocidade instantânea do vento = 5 m s⁻¹ (Gregg & Carder, 1990). Nas outras situações, foi alterado o valor de apenas um dos parâmetros em análise (visibilidade, vapor de água precipitável ou ozônio) ou para um valor extremamente alto (máximo) ou para um valor extremamente baixo (mínimo) (Tab. 3.1), mantendo-se os outros parâmetros iguais aos da situação 1 (média).

A irradiância de uma dada banda i , $E_d(\lambda_i)$, foi calculada como:

$$E_d(\lambda_i) = \int_{\lambda_i-5}^{\lambda_i+5} [E_{dd}(\lambda) + E_{ds}(\lambda)] d\lambda \quad (3.2)$$

onde λ_i é o comprimento de onda central da banda i do SeaWiFS/TSRB, respectivamente

Tabela 3.1: Sete diferentes situações de parâmetros atmosféricos de entrada para o modelo de atenuação da irradiância. VA: vapor de água precipitável (*cm*), O₃ (DU - Dobson Unit), Visibilidade em *km*.

situação	VA	O ₃	Visib
1 - média	2,6	275	17
2 - mínimo VA	0,6	275	17
3 - máximo VA	4,6	275	17
4 - mínimo O ₃	2,6	150	17
5 - máximo O ₃	2,6	400	17
6 - mínima visibilidade	2,6	275	4
7 - máxima visibilidade	2,6	275	50

centradas em 412, 443, 490, 510, 555 e 670 *nm*, $d\lambda = 1 \text{ nm}$, E_{dd} e E_{ds} são, respectivamente, as componente direta e difusa da irradiância espectral descendente. A irradiância da banda ($E_d(\lambda_i)$) foi calculada em $\mu\text{W cm}^{-2} \text{ nm}^{-1}$, a mesma unidade de $E_d(490)$, fornecida pela TSRB.

O efeito quantitativo de cada um dos parâmetros atmosféricos foi analisado em termos de diferença percentual em relação à situação média (situação 1). A diferença percentual é a diferença entre as irradiâncias obtidas nas situações extrema e média, dividida pela irradiância na situação média, isto é:

$$\text{diferença percentual} = \left[\frac{E_d(\text{extremo}) - E_d(\text{média})}{E_d(\text{média})} \right] \times 100. \quad (3.3)$$

Efeito dos parâmetros atmosféricos nas razões entre reflectâncias

Nos algoritmos empíricos de concentração de clorofila-a, a cor do oceano é representada através de razões entre as reflectâncias das bandas (r_{ij}) (Eq. 3.1). Denominando a razão entre as irradiâncias descendentes das bandas i e j , $E_d(\lambda_i)/E_d(\lambda_j)$, de r_{Edij} e analisando, pode-se conhecer a influência dos parâmetros atmosféricos nas r_{ij} requeridas nos modelos empíricos, quando a irradiância $E_d(\lambda)$ for estimada através da modelagem.

As razões entre irradiâncias das bandas analisadas foram: razão entre as bandas 3 (490 nm) e 4 (510 nm) (r_{Ed34}), razão entre as bandas 2 (443 nm) e 5 (555 nm) (r_{Ed25}), razão entre as bandas 3 (490 nm) e 5 (555 nm) (r_{Ed35}) e razão entre as bandas 4 (510 nm) e 5 (555 nm) (r_{Ed45}) que são as mais usadas nos algoritmos empíricos de determinação de $[Cl - a]$.

3.3 Resultados e Discussão

3.3.1 Influência dos parâmetros atmosféricos na irradiância das bandas do SeaWiFS/TSRB

Os parâmetros atmosféricos analisados foram vapor de água precipitável, ozônio e visibilidade, em dez ângulos solares zenitais ($\theta = 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80$ e 85°). A irradiância modelada nas 7 situações atmosféricas (Tab. 3.1) está apresentada no Apêndice C.

Visibilidade: em todas as seis bandas do SeaWiFS/TSRB, verificou-se que o parâmetro que mais alterou a atenuação da irradiância foi a visibilidade, sendo que o seu efeito a 4 km (situação de mínima visibilidade) foi muito maior que a 50 km (situação de máxima visibilidade) quando comparados ao efeito da visibilidade média de 17 km (Fig. 3.2, 3.3 e 3.4). Gregg & Carder (1990) já haviam demonstrado que uma variação de 10 km em baixa visibilidade afetava muito mais que a mesma variação em alta visibilidade. Isto é, a diferença de 5 a 15 km de visibilidade é muito mais significativa que a variação de 35 a 45 km de visibilidade. Assim, era esperado que a variação de 17 para 4 km de visibilidade (13 km de diferença) gerasse uma alteração muito maior na estimativa da irradiância do que a variação de 17 para 50 km (33 km de diferença) (Fig. 3.2 e 3.4). Embora diferenças na estimativa da irradiância tenham ocorrido com a variação da visibilidade, essas foram pequenas em todas as bandas. Numa variação da visibilidade de 4 a 50 km , a maior diferença na irradiância ocorreu na banda 1 (412 nm) que, mesmo assim, não passou de $\sim 15\ \mu\text{W nm}^{-1}\text{ cm}^{-2}$ numa magnitude de $150\ \mu\text{W nm}^{-1}\text{ cm}^{-2}$. Em termos de diferença percentual (em relação à situação média), a visibilidade não ultrapassou o limite de $\pm 20\%$ em todas as bandas e ângulos solares,

sendo que apenas em ângulos solares maiores que 60° , exceto para a situação de mínima visibilidade, a diferença percentual ultrapassou o limite de $\pm 10\%$ (Fig. 3.3).

A variação na diferença percentual da irradiância foi menor para diferentes ângulos solares nos comprimentos de ondas menores, embora a diferença percentual em si tenha sido maior em ângulos solares menores e comprimentos de ondas menores. Isto significa que, nos ângulos solares pequenos ($\theta < 40^\circ$), a variação da visibilidade afetou muito mais a estimativa da irradiância nos comprimentos de ondas menores enquanto que em ângulos solares maiores ($\theta > 60^\circ$), a variação da visibilidade afetou muito mais a irradiância nos comprimentos de ondas maiores.

Ozônio: o parâmetro ozônio afetou muito pouco a irradiância estimada nas bandas do SeaWiFS/TSRB, sendo nula na banda 1 (412 nm) (Fig. 3.2 e 3.4). A variação na irradiância causada pelo ozônio foi tão pequena que as irradiâncias estimadas usando valores máximo e mínimo de ozônio quase se sobrepuseram ao valor da irradiância estimada usando o valor médio de ozônio (situação 1). Pelas figuras 3.2 e 3.4, vê-se que a irradiância nas bandas do SeaWiFS/TSRB manteve-se praticamente inalterada mesmo variando o ozônio de 150 a 400 DU. No entanto, pela diferença percentual (Fig. 3.3), pode-se notar melhor esta alteração das irradiâncias. A diferença percentual aumentou da banda 2 (443 nm) para a banda 5 (555 nm), com maior diferença percentual na banda 5 (555 nm), e diminuiu um pouco na banda 6 (670 nm). O coeficiente de absorção do ozônio aumenta de 450 a 550 nm e diminui de 630 a 700 nm, apresentando sua máxima absorção entre 550 e 630 nm (Inn & Tanaka, 1953). Como consequência, está ilustrada na figura 3.3, claramente, que a banda 5 (555 nm) sofreu a maior alteração devido à variação do ozônio. No entanto, observa-se que a diferença percentual da irradiância nunca passou dos limites de $\pm 10\%$, nem mesmo na banda

5 (Fig. 3.3). As demais bandas apresentaram uma diferença percentual de aproximadamente $\pm 5\%$, sendo que apenas nas bandas 4 (510 nm) e 6 (670 nm), e para ângulos solares acima de 70° , a diferença percentual ultrapassou o limite de $\pm 3\%$, que é bastante pequena.

Vapor de água precipitável: o parâmetro vapor de água precipitável não apresentou diferenças nem no valor da irradiância (Fig. 3.2 e 3.4) nem em termos de diferença percentual (Fig. 3.3) em nenhuma das bandas do SeaWiFS/TSRB. Isto era esperado pois a escolha das bandas do SeaWiFS foi baseada também nas janelas espectrais da atmosfera, incluindo a do vapor de água (Hooker & Esaias, 1993). Os resultados aqui obtidos refletiram isso, pois o coeficiente de absorção do vapor de água precipitável apresenta-se praticamente nulo nas bandas do SeaWiFS (Gregg & Carder, 1990). Esperava-se que a banda de 670 nm (integrada entre 665 e 675 nm) apresentasse maiores influências devido ao vapor de água precipitável, no entanto, essa influência foi muito pequena e mesmo assim, apenas em ângulos solares maiores que 60° , a diferença percentual passou de $\pm 0,05\%$. Embora a absorção devido ao vapor de água seja maior nos comprimentos de ondas maiores, esse valor entre 665 e 669 nm apresenta um valor médio de $0,0015 \text{ cm}^{-1}$ e entre 670 e 675 nm, a absorção pelo vapor de água precipitável é nula (Gregg & Carder, 1990).

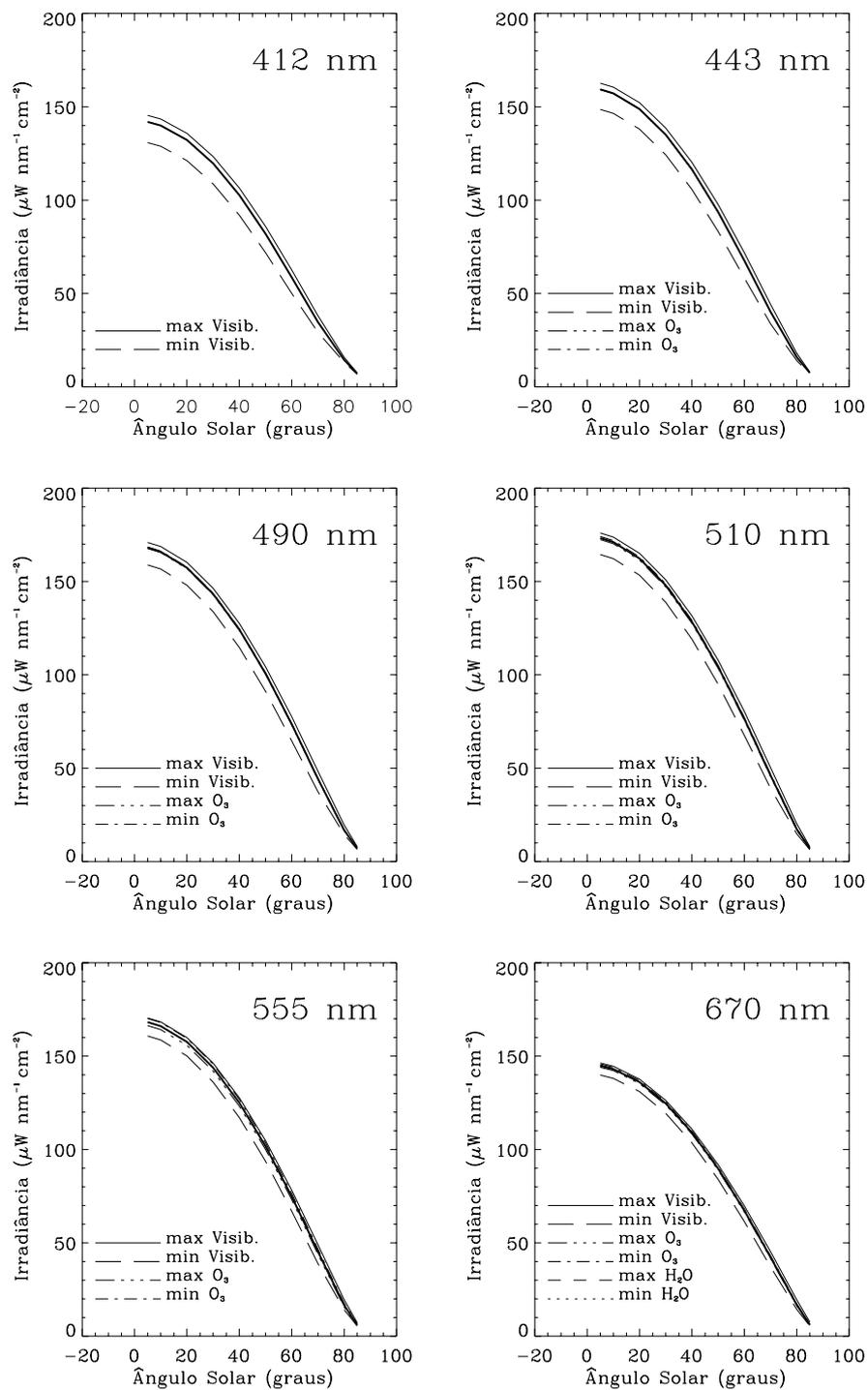


Figura 3.2: Variação da irradiância incidente na superfície terrestre nas bandas do SeaWiFS em diferentes situações atmosféricas (Tab. 3.1) em função do ângulo solar zenital. A irradiância obtida pela situação média está representada pela linha sólida mais grossa. Apenas as irradiâncias obtidas nas situações extremas que diferiram da situação média estão apresentadas.

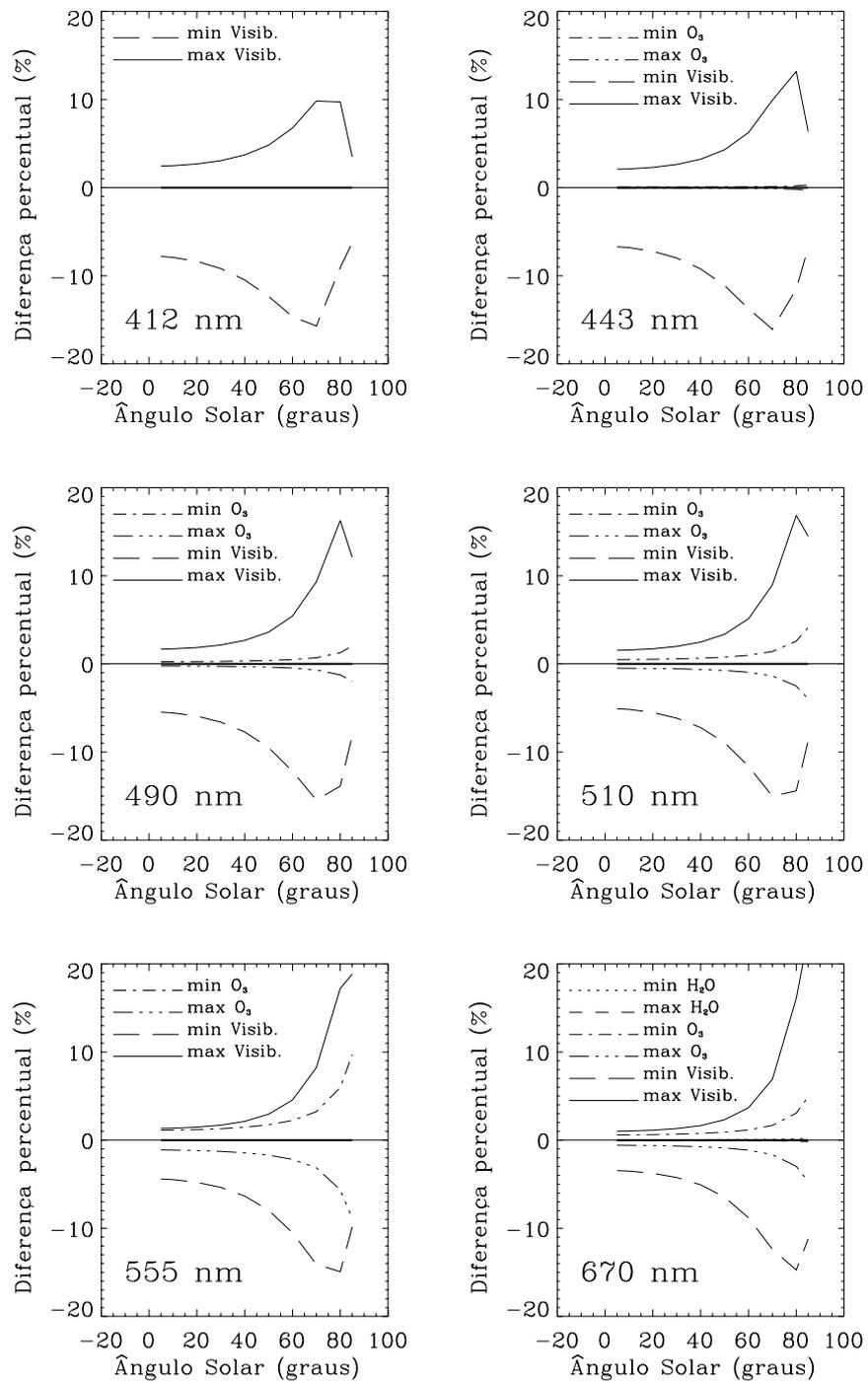


Figura 3.3: Diferenças percentuais da irradiância espectral nas diferentes situações atmosféricas (Tab. 3.1) em relação à situação média. Apenas as situações que diferiram da situação média estão apresentadas.

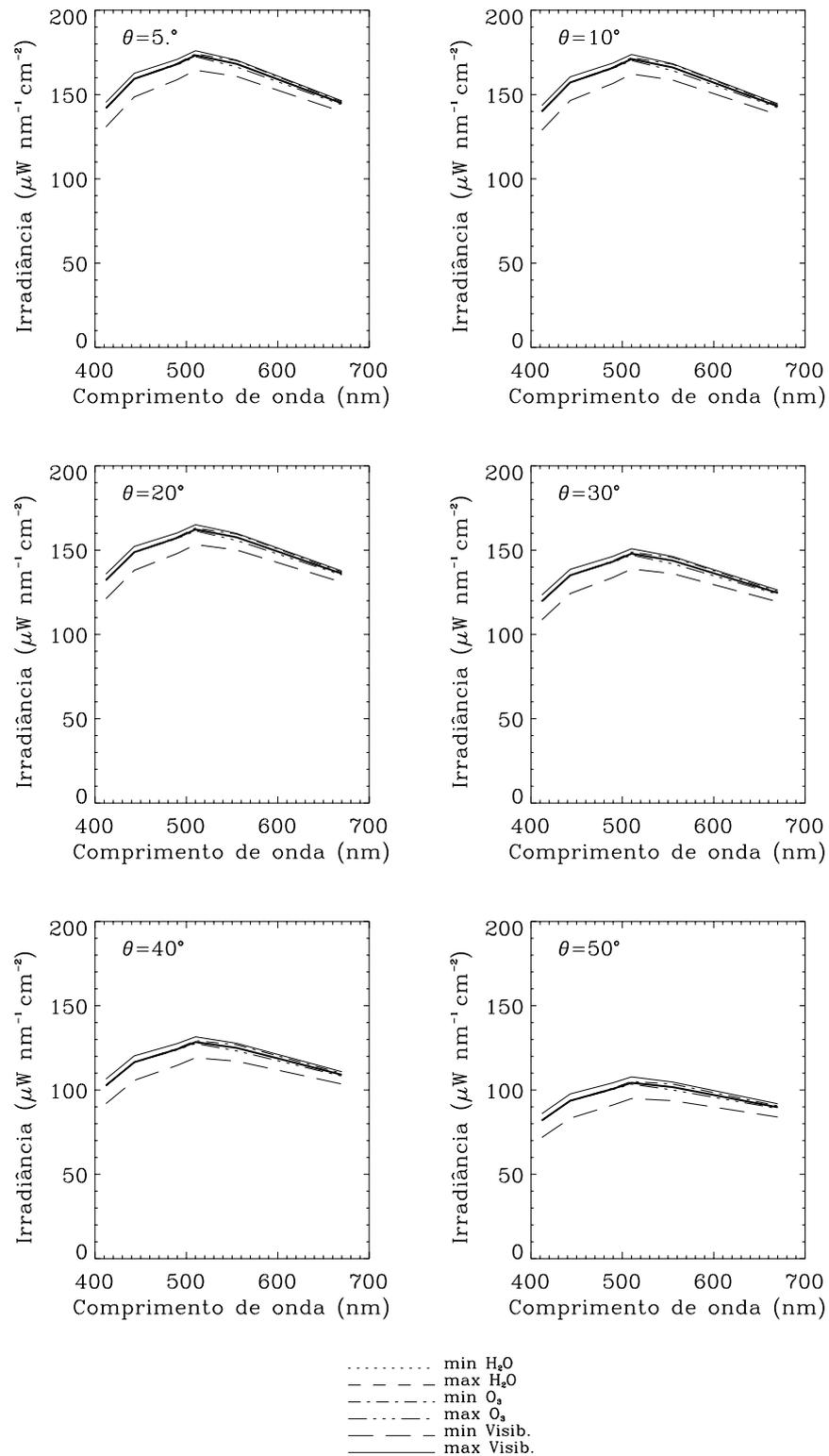


Figura 3.4: Irradiância espectral modelada, em função do comprimento de onda, considerando sete diferentes condições atmosféricas (Tab. 3.1), para 10 diferentes ângulos solares.

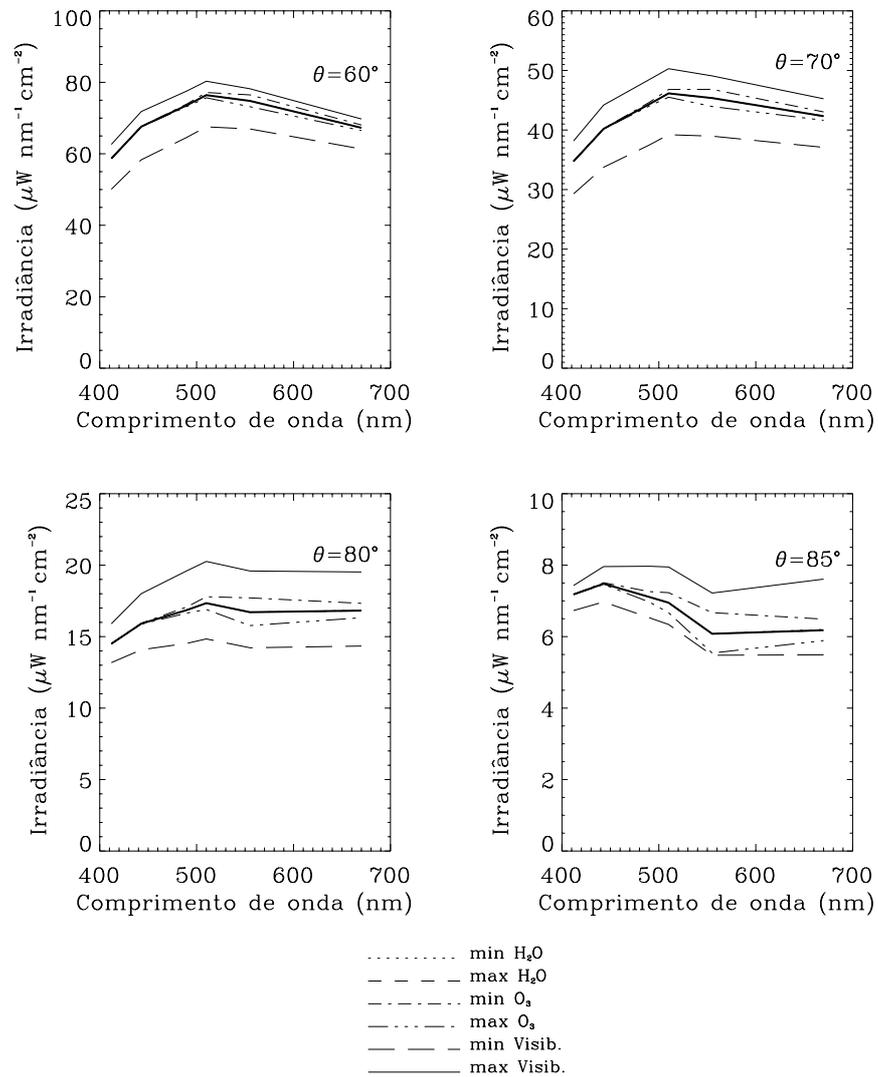


Figura 3.4: Irradiância espectral modelada, em função do comprimento de onda, considerando sete diferentes condições atmosféricas (Tab. 3.1), para 10 diferentes ângulos solares.

3.3.2 Efeito dos parâmetros atmosféricos nas razões entre irradiâncias

O objetivo de estimar a irradiância espectral nas bandas do SeaWiFS/TSRB se deve a necessidade de obter razões entre reflectâncias (Eq. 3.1) que requer a razão entre as irradiâncias das bandas do SeaWiFS/TSRB. Assim, foi analisada a influência de vapor de água precipitável, de ozônio e de visibilidade (Tab. 3.1), em 10 diferentes ângulos solares, sobre 4 razões entre irradiâncias das bandas (r_{Edij}). As variações nas quatro razões entre irradiâncias espectrais (r_{Edij}), causadas pela variação dos parâmetros atmosféricos, estão apresentadas na figura 3.5, que mostra as razões r_{Edij} obtidas nos valores extremos e médios de ozônio e de visibilidade. Como foram analisados apenas as razões entre irradiâncias das bandas r_{Ed34} , r_{Ed25} , r_{Ed35} e r_{Ed45} , a variação do vapor de água precipitável foi omitida da figura pois este parâmetro só influenciou (muito pouco) na banda de 670 nm. O uso de razões entre bandas tem a vantagem de compensar parcialmente as variações da magnitude da radiação solar que chega na superfície da água (Gordon *et al.*, 1980). Desta forma, mesmo que a variação nos parâmetros atmosféricos tenha causado diferenças na irradiância das bandas do SeaWiFS/TSRB, o artifício de dividir uma banda pela outra (Eq. 3.1), atenua essa influência.

De uma forma geral, as variações nas irradiâncias devido a variações nos parâmetros atmosféricos resultaram em pouco efeito nas razões entre bandas usadas nos algoritmos empíricos da cor do oceano, mantendo-se quase constantes em torno de 1, até aproximadamente 70° de ângulo solar (Fig. 3.5). A partir deste ângulo solar, há um aumento brusco em todas as quatro razões analisadas.

A razão que apresentou maiores variações foi a r_{Ed25} ($=E_d(443)/E_d(555)$), mas mesmo assim, os valores modelados ficaram entre 0,85 e 0,95 de 5 a 70° de ângulo solar.

Este limite foi diferente do encontrado por Ciotti *et al.* (1999) onde $E_d(443)/E_d(550)$ variou entre 0,92 e 0,98 com um valor médio de 0,95. O limite desses autores é muito menor que os encontrados no presente trabalho e esta diferença pode ser devida a diferentes limites nos parâmetros atmosféricos (tipo de massa de ar = 2). Apesar da variação da r_{Ed25} ter sido maior, dentre as 4 razões aqui analisadas, esta também apresentou excelentes resultados, pois mesmo a 70° de ângulo solar a sua diferença percentual não passou de $\pm 4\%$ (Fig. 3.6). Essas altas diferenças percentuais começaram a ocorrer a partir de 70° de ângulo solar. Observa-se, pela figura 3.4, que as maiores diferenças de magnitude na irradiância entre as bandas 2 (443 nm) e 5 (555 nm) ocorreram a partir deste ângulo solar.

A razão r_{Ed34} apresentou-se praticamente inalterada com a variação do ozônio ou da visibilidade, e praticamente constante entre 0,96 e 0,97, de 5 a 80° de ângulo solar. Pode-se concluir que em todas as sete situações atmosféricas aqui analisadas, a r_{Ed34} permaneceu praticamente constante, pois apresentou diferenças percentuais sempre em torno de $\pm 2\%$, mesmo no ângulo solar de 85° (Fig. 3.6). A distância entre os comprimentos de ondas desta razão é de apenas 20 nm, assim o efeito da variação dos parâmetros atmosféricos foi praticamente de mesma magnitude nas duas bandas. Embora as bandas 3 (490 nm) e 4 (510 nm) estejam próximas, a r_{34} é importante na estimativa da $[Cl - a]$ através de modelos empíricos, pois é na banda 3 (490 nm) que os carotenóides absorvem fortemente. Como os carotenóides e a clorofila apresentam alta correlação de co-ocorrência e covariância (Aiken *et al.*, 1995), a estimativa da concentração de clorofila-a usando a razão r_{34} pode apresentar bons resultados.

A razão r_{Ed35} , para a situação média (situação 1) de parâmetros atmosféricos e de máxima visibilidade, até os 40° de ângulo solar, apresentou valor igual a 1 com uma

ligeira diminuição chegando a 0,98 aos 70° . Como para obter a razão entre reflectâncias das bandas, necessária para analisar os modelos bio-ópticos, multiplica-se $(r_{Ed35})^{-1}$ por r_{Lu35} (Eq. 3.1), se o valor do ozônio estiver próximo de 275 DU e a visibilidade entre 17 e 50 km, não é necessário estimar E_d para ângulos solares menores que 40° . Em outras palavras, isso significa que nessas circunstâncias, a razão entre reflectâncias é igual a razão entre radiâncias emergentes, permitindo eliminar o esforço da modelagem. Este resultado é bastante animador pois a r_{35} é a banda sugerida por Aiken *et al.* (1995) e a mais usada, atualmente, em modelos bio-ópticos empíricos de clorofila-a, apresentando os melhores resultados até o momento (O'Reilly *et al.*, 1998).

A razão r_{Ed45} apresentou-se constante até os 40° de ângulo solar para situação média e de máxima visibilidade ($r_{Ed45}=1,03$) e na situação de máximo ozônio ($r_{Ed45}=1,04$) até os 70° de ângulo solar (Fig. 3.5). Apesar de r_{45} não ser muito usada nos algoritmos empíricos de $[Cl - a]$, por não usar a banda de máxima absorção da clorofila, esta foi a razão melhor relacionada à concentração de clorofila-a encontrada por Aiken *et al.* (1995). Estes autores explicaram que, também na banda 4 (510 nm), a absorção pelos carotenóides é bastante forte e os mesmos são altamente correlacionados à clorofila-a. Dessa forma, indiretamente, a r_{45} é uma boa variável para estimar $[Cl - a]$. A r_{45} também foi usada para explicar partes da relação entre a cor do oceano e a concentração de clorofila-a que outras razões, como a r_{35} , não conseguem explicar (CalCOFI três bandas - O'Reilly *et al.*, 1998).

Analisando-se a influência dos parâmetros atmosféricos na razão r_{Edij} (Fig. 3.6), com exceção da r_{Ed25} , o ozônio mostrou-se mais importante do que a visibilidade nesta amplitude de variação dos parâmetros atmosféricos (Tab. 3.1), mesmo que a visibilidade tivesse afetado mais na irradiância espectral (Fig. 3.2, 3.3 e 3.4). Observa-se na figura 3.4

que a partir do ângulo solar de 60° , a irradiância calculada nas situações extremas de ozônio começam a se distanciar da irradiância calculada com parâmetros médios, alterando bastante a variação na magnitude da irradiância ao longo do comprimento de onda (Fig. 3.4). Essa diferença na magnitude ao longo do comprimento de onda foi muito mais importante do que a simples variação da irradiância, quando se considera a razão r_{Edij} .

A visibilidade causou diferenças percentuais pequenas nas razões r_{Edij} e quase constantes com a variação do ângulo solar (Fig. 3.6). Isto ocorreu porque, embora a visibilidade tivesse causado maior diferença na irradiância, a atenuação parece ter sido praticamente não espectral com a variação do ângulo solar, causando uma variação na magnitude da irradiância em todo o espectro visível (Fig. 3.4). A visibilidade é um parâmetro que afeta na espessura da camada óptica do aerossol que por sua vez, apresenta um espalhamento com fraca dependência sobre o comprimento de onda (Kirk, 1994). Assim, a visibilidade causou apenas pequenas diferenças espectrais, causando apenas o aumento na magnitude do espectro da irradiância, não influenciando muito na razão r_{Edij} . No entanto, a partir dos $60 \sim 70^\circ$ de ângulo solar, a forma do espectro de irradiância mudou completamente, aumentando a irradiância nos comprimentos de ondas maiores, gerando uma brusca mudança de comportamento na r_{Edij} .

Finalmente, salienta-se que todos os três parâmetros atmosféricos analisados apresentaram pouca influência, quando não nula, na irradiância das bandas do SeaWiFS/TSRB e menor influência, ainda, nas razões entre irradiâncias das bandas do SeaWiFS/TSRB quando os parâmetros atmosféricos de entrada variaram dos valores médios aos extremos. Deve-se tomar precauções quando se calcula a irradiância em condições de baixa visibilidade, mas pode-se, mesmo em alto mar, estimar a visibilidade se a linha do horizonte for visível pois

esta, devido a curvatura da Terra, dista cerca de 6 *km* do observador. Quanto ao ozônio, este parâmetro é mapeado atualmente por sensores remotos e sua distribuição espacial está disponível pela internet. Estes dados podem ser utilizados nos modelos quando não é possível medir a sua concentração.

Nos cálculos das razões r_{Ed34} , r_{Ed35} e r_{Ed45} , até os 60° de ângulo solar, o uso do modelo de atenuação de Gregg & Carder (1990) é fortemente recomendado. No entanto, quando a visibilidade estiver entre 4 e 50 *km*, pode-se tomar r_{Ed34} como sendo igual a 0,965 (Fig. 3.5). No caso da r_{Ed35} e da r_{Ed45} , conhecendo-se o ângulo solar, e os valores aproximados de visibilidade e de ozônio, pode-se obter o valor de r_{Ed} a partir dos valores modelados da irradiância (Apêndice C).

Deve-se observar, no entanto, que apenas variações de visibilidade, vapor de água precipitável e ozônio foram, aqui, analisadas considerando condições de céu sem cobertura de nuvens. Bartlett *et al.* (1998) analisaram diferentes frações de cobertura de nuvens atuando na irradiância espectral descendente e seus efeitos na estimativa da $[Cl - a]$. A diferença percentual entre $[Cl - a]$ estimada assumindo o efeito espectral da nuvem e $[Cl - a]$ assumindo irradiância espectral de céu limpo, usando a razão entre bandas $R_{sr}(440)/R_{sr}(560)$, foi praticamente nula para fração de cobertura de nuvens menor que 20% e só ultrapassou 5% de diferença percentual em fração de cobertura maior que 50%. A cobertura total de nuvens causou uma diferença percentual de $\sim 30\%$ na estimativa da $[Cl - a]$. Estes autores ainda concluíram que a atenuação espectral da nuvem varia de local para local. Isto é comprovado, pois os resultados obtidos em Halifax (Canadá) (Bartlett *et al.*, 1998) é diferente do obtido por Siegel *et al.* (1998) para a região do Mar de Bering. Assim, estudos locais de atenuação espectral, para diferentes coberturas de nuvem, devem ser realizados para aumen-

tar a confiabilidade na estimativa de r_{ij} obtida a partir de radiâncias emergentes medidas e irradiâncias descendentes modeladas.

No caso de aplicações da modelagem da irradiância no mapeamento da produtividade primária dos oceanos, através de técnicas de sensoriamento remoto, o problema da cobertura de nuvens desaparece quando se mascara os pixels com alguma interferência de nuvens, tornando o modelo altamente aplicável nos pixels restantes que não têm interferência de nuvens. Considerando que o SeaWiFS, o atual sensor remoto da cor do oceano, mapea as variações da cor do oceano, aproximadamente ao meio dia local, a dependência com o ângulo solar praticamente desaparece. Para regiões equatoriais e tropicais, o modelo apresenta grande valia, pois o ângulo solar será sempre pequeno. Para regiões temperadas, o ângulo solar dependerá também da época do ano devido a declividade da Terra mas, também, o ângulo solar não será suficientemente grande para comprometer a razão entre irradiâncias modeladas.

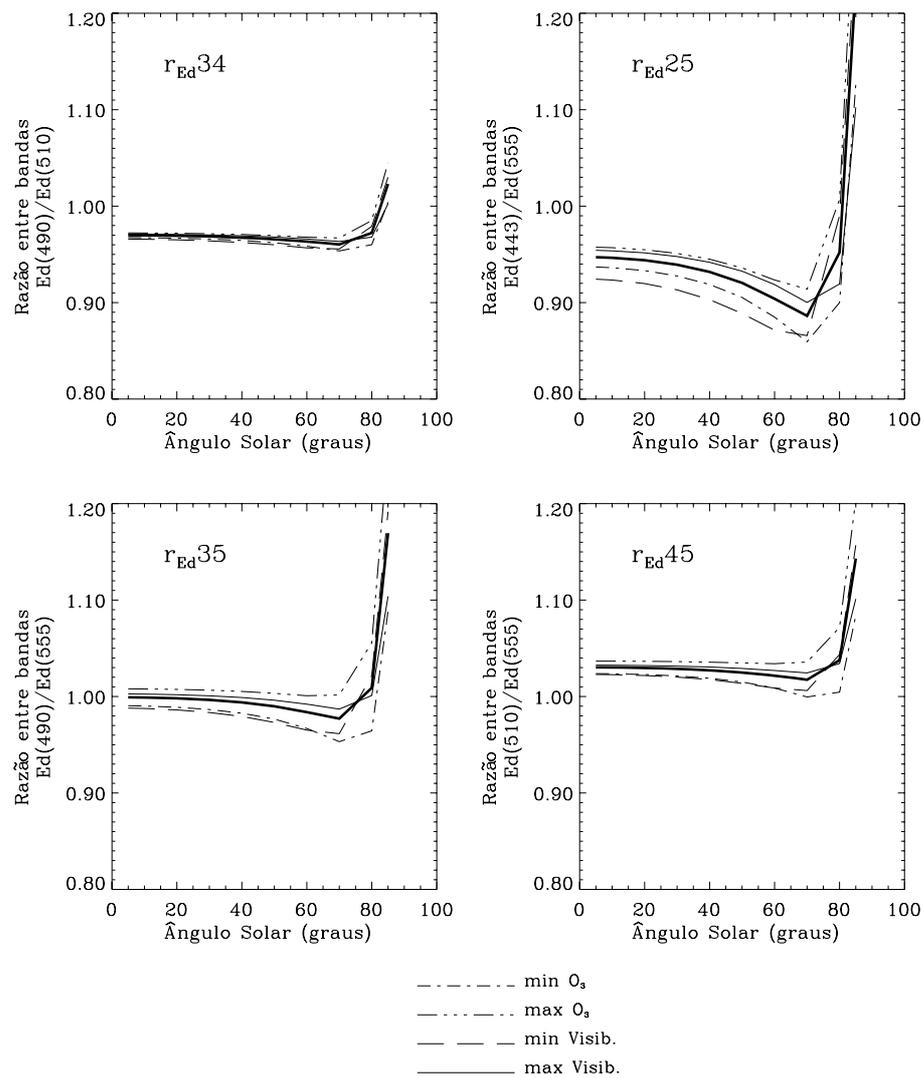


Figura 3.5: Razão entre irradiancias nas bandas do SeaWiFS modeladas, em função do ângulo solar zenital em situações extremas de visibilidade e de ozônio. A razão entre irradiancias da situação média está representada pela linha sólida mais grossa. Cada quadro representa uma razão entre bandas: $r_{34} = Ed(490)/Ed(510)$, $r_{25} = rd(443)/Ed(555)$, $r_{35} = Ed(490)/Ed(555)$ e $r_{45} = Ed(510)/Ed(555)$.

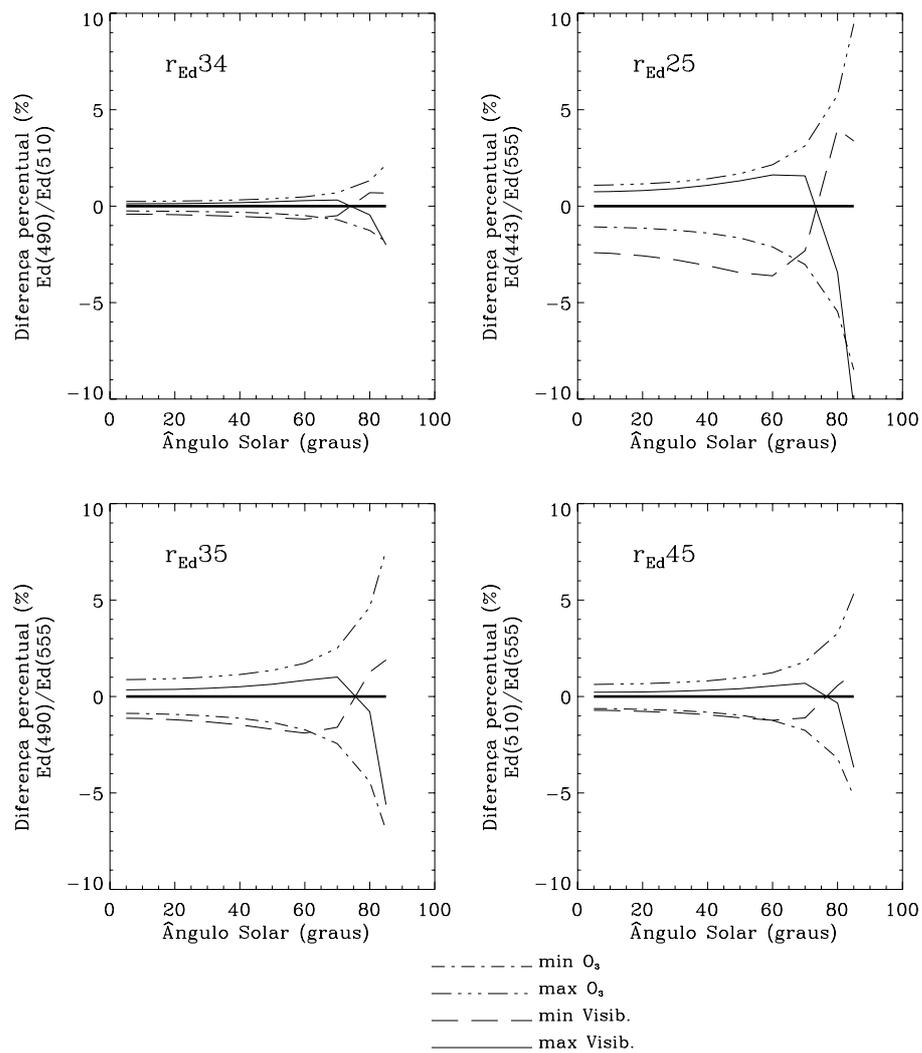


Figura 3.6: Diferença percentual entre as razões entre irradiâncias modeladas em situações médias e extremas de visibilidade e de ozônio. A razão entre irradiâncias da situação média está representada pela linha sólida mais grossa. Cada quadro representa uma razão entre bandas: $r_{34} = Ed(490)/Ed(510)$, $r_{25} = Ed(443)/Ed(555)$, $r_{35} = Ed(490)/Ed(555)$ e $r_{45} = Ed(510)/Ed(555)$.

3.4 Conclusões

Neste capítulo foi analisada a variação provocada na modelagem de $E_d(\lambda)$ devido a alterações dos parâmetros atmosféricos de entrada do modelo de atenuação espectral da irradiância na atmosfera. Os parâmetros analisados foram o vapor de água precipitável, o ozônio e a visibilidade, porque estes são os que podem afetar, tanto a intensidade quanto o comportamento espectral da irradiância espectral descendente. Os resultados obtidos mostraram claramente a importância de se conhecer, previamente, valores de visibilidade e concentração de ozônio, enquanto que o vapor de água precipitável não causa interferência na estimativa da irradiância nas bandas do SeaWiFS.

O vapor de água precipitável causou uma variação pequena somente na irradiância da banda 6 (670 nm). Nas demais bandas, a influência foi nula. O ozônio e a visibilidade apresentaram pouca influência na irradiância das bandas do SeaWiFS/TSRB.

A variação da visibilidade da situação média para máxima afetou pouco a estimativa da irradiância nas bandas do SeaWiFS/TSRB (menos de 7% em ângulos solares menores que 60°). Já em situações de mínima visibilidade, deve-se tomar precauções quando se calcula a irradiância e se procura uma estimativa acurada nas bandas do SeaWiFS/TSRB. Nestas situações, recomenda-se que tenha uma noção do valor da visibilidade.

Apesar da variação do ozônio ter afetado muito pouco a estimativa da irradiância descendente nas bandas do SeaWiFS/TSRB (menos de 3% em ângulos solares menores que 60°), este parâmetro causou mais influência na estimativa da razão entre irradiâncias do que a situação de máxima visibilidade. Portanto, é necessário que se tenha conhecimento prévio de um valor aproximado da concentração de ozônio quando usar este modelo para calcular

a razão entre reflectâncias das bandas do SeaWiFS/TSRB.

No cálculo da razão entre reflectâncias r_{Ed34} , r_{Ed35} e r_{Ed45} , até os 60° de ângulo solar, a irradiância pode ser obtida usando modelos simples de atenuação com parâmetros atmosféricos médios (situação 1) aqui analisados. É importante que se tenha, pelo menos noção dos valores de visibilidade e ozônio. No entanto, em situações de visibilidade entre 4 e 50 *km*, pode-se tomar r_{Ed34} como sendo igual a 0,965. No caso de r_{Ed35} na situação de parâmetros médios e de máxima visibilidade, em ângulos solares menores que 40° , a razão entre reflectâncias é igual a razão entre radiâncias emergentes ($r_{ij} = r_{Lw_{ij}}$). No caso de r_{Ed45} , conhecendo-se o ângulo solar e os valores aproximados de visibilidade e de ozônio, pode-se obter o valor das razões $r_{Ed_{ij}}$ (Valores modelados da irradiância estão apresentados no Apêndice C).

Os resultados encontrados neste trabalho demonstraram a viabilidade do uso de instrumentos radiométricos como a TSRB, pois para $\theta < 40^\circ$, as razões r_{Ed34} , r_{Ed35} e r_{Ed45} apresentam diferenças menores que 1%, independente dos valores dos parâmetros atmosféricos analisados neste trabalho.

Deve ser ressaltada a importância da presença de nuvens na coleta dos dados radiométricos. Estas causam alterações espectrais na irradiância descendente, que apresentam diferenças que variam de local para local. Assim, ainda deve ser analisada a interferência espectral provocada pelas nuvens. No entanto, para aplicações em mapeamento da produtividade primária, através de técnicas de sensoriamento remoto, onde apenas os pixels sem nuvens podem ser usados e se os pixels da borda das nuvens forem eliminados, esse problema pode ser desconsiderado, tornando o presente modelo altamente aplicável.

Como consideração final, o modelo de atenuação espectral da irradiância de Gregg

& Carder (1990) apresenta grande valia para aplicações quando se trata do sensor SeaWiFS, principalmente nas regiões tropical e equatorial, onde o ângulo solar será sempre pequeno. Já em regiões temperadas e altas latitudes, a sua aplicabilidade dependerá da época do ano.

Capítulo 4

Algoritmos empíricos de clorofila-*a* para o SeaWiFS

4.1 Introdução

Desde que Morel & Prieur (1977) demonstraram que a concentração de pigmentos fitoplanctônicos está altamente relacionada à razão entre radiâncias emergentes nas bandas de mínima e máxima absorção dos pigmentos fitoplanctônicos (Eq. 2.4), muitos trabalhos vêm sendo desenvolvidos em várias regiões do mundo para determinar a relação empírica que melhor estima a concentração de pigmentos na água a partir de medições radiométricas (Gordon *et al.*, 1983; André & Morel, 1991). No entanto, a maior densidade de amostragens bio-ópticas são, sem dúvida, em torno da América do Norte, cuja comunidade fitoplanctônica apresenta características bio-ópticas bem diferentes das comunidades encontradas nas regiões polares. O algoritmo empírico global, gerado para o CZCS, foi resultante desta amostragem (McClain & Yeh, 1994), e por isso subestima a concentração de pigmentos em águas da Antártica (Mitchell & Holm-Hansen, 1991) e do Ártico (Müller-Karger *et al.*, 1990). Os resultados de McClain & Yeh (1994) mostraram que diferentes bancos de dados

bio-ópticos apresentam relações empíricas específicas e isso se deve às características da comunidade fitoplanctônica da região. André & Morel (1991) construíram um algoritmo específico para águas adjacentes à costa europeia a partir de dados bio-ópticos coletados nessa área, e o mesmo apresentou resultados diferentes dos algoritmos obtidos em águas adjacentes à costa americana (Gordon *et al.*, 1983, D.K. Clark - Müller-Karger *et al.*, 1990). Esses exemplos demonstram a necessidade de estudar as características bio-ópticas regionalmente.

A região Sudoeste do Oceano Atlântico (SOA) ainda se encontra carente de estudos bio-ópticos (González, 1994; Omachi, 1996; Erthal, 1997, Madruaga, 1997; González *et al.*, 1998), sendo que apenas um estudo regional sobre algoritmos empíricos de concentração de pigmentos foi realizado, mas numa área restrita às águas adjacentes à costa argentina (Erthal, 1997). O trabalho de Erthal (1997) mostrou que a região adjacente à costa argentina necessita de estudos mais aprofundados sobre suas características bio-ópticas, já que a razão entre radiâncias das bandas que melhor explicou a concentração de pigmentos não foi a 490/555, como vem sendo sugerido por diversos pesquisadores (Aiken *et al.*, 1995 e O'Reilly *et al.*, 1998), mas sim a 490/510. A falta de algoritmo regional para a região SOA tem obrigado o uso de algoritmos globais no processamento de imagens CZCS (Madruaga, 1997) e SeaWiFS (Omachi *et al.*, 1998). Entre tanto, o algoritmo global do CZCS subestimou, em média, a concentração de pigmentos históricos (mesma época do ano mas de ano diferente da imagem) nas águas adjacentes à costa brasileira (Madruaga, 1997).

Desde 1995, dados radiométricos concomitantes às medições de concentração superficial de clorofila-a e feopigmentos estão sendo coletados, na região SOA. Assim, o presente capítulo tem como objetivos analisar os algoritmos empíricos históricos de $[Cl - a]$ aplicados à região SOA, e derivar e avaliar um algoritmo regional com os dados coletados.

4.2 Materiais e métodos

4.2.1 Sobre a obtenção dos dados

O presente trabalho segue os requisitos estabelecidos por O'Reilly *et al.* (1998), em relação ao banco de dados bio-ópticos usado para desenvolver algoritmos empíricos de $[Cl - a]$ para o SeaWiFS: (1) conter R_{sr} ou L_w nas bandas visíveis do SeaWiFS ou próximo a elas; (2) ter medições de concentração de clorofila-a nas estações em que medições de R_{sr} ou L_w estejam disponíveis ou que sejam deriváveis; (3) abranger o mais amplo limite de concentração de clorofila-a possível; (4) conter dados bio-ópticos das mais variadas regiões possíveis; (5) não conter dados usados para o desenvolvimento de algoritmos sob avaliação e; (6) ser o mesmo banco de dados para todos os algoritmos sob avaliação. Cabe ressaltar que O'Reilly *et al.* (1998) utilizaram aproximadamente 1000 dados bio-ópticos que possibilitaram usar critérios tão rígidos. No presente trabalho, apesar de serem usados apenas 82 dados, foram adotados os mesmos critérios para comparar o desempenho dos algoritmos empíricos históricos na região SOA com os resultados obtidos pelos mesmos algoritmos quando aplicados aos dados globais do SeaBAM.

Os dados bio-ópticos *in situ* foram coletados durante 6 cruzeiros, realizados entre 1995 e 1998, por diversos projetos de diversas instituições (Tab. 4.1), resultando na amostragem da área compreendida entre aproximadamente 0 e 80°S e 15 e 60°O (Fig. 4.1 e Apêndice D).

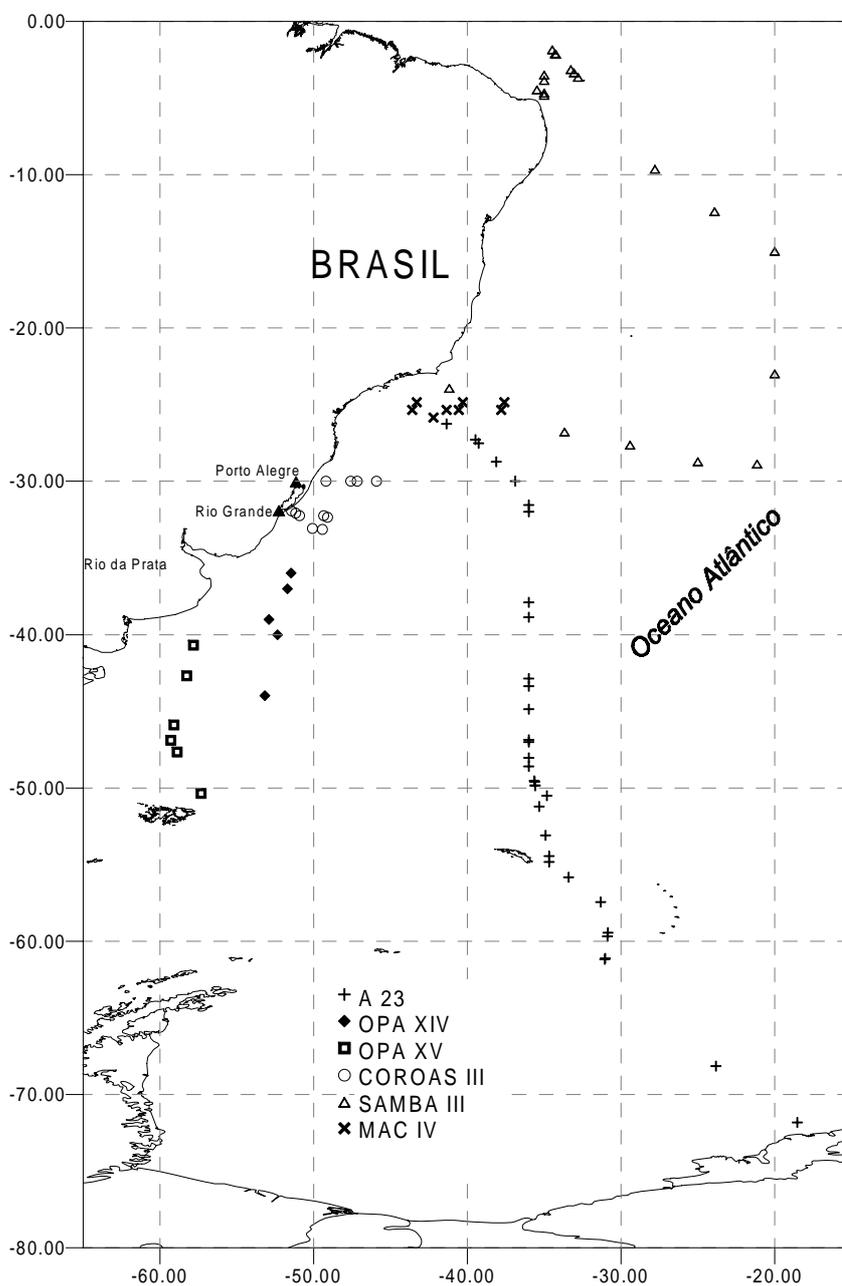


Figura 4.1: Localização das estações oceanográficas onde foram coletados os dados bio-ópticos: radiométricos e de concentração superficial pigmentos fitoplanctônicos.

Tabela 4.1: Cruzeiros, projetos e instituições que permitiram a coleta dos dados bio-ópticos na região Sudoeste do Oceano Atlântico.

Cruzeiro	Projeto-Instituição	data	N ^o de amostragem
A23	WOCE-UEA & SOC	abr-mai/95	32
OPA XIV	PROANTAR-CIRM	nov/95	5
OPA XV	PROANTAR-CIRM	mar/97	6
COROAS III	WOCE/COROAS-FURG	out/97	11
SAMBA III	SAMBA-IFREMER	dez/97	20
MAC IV	MAC-IEAPM	ago/98	8

A amostragem em 82 estações cobre uma boa parte do oceano Atlântico Sul, desde águas da região tropical até águas antárticas passando por sistemas de correntes e de frentes bastante distintas (Fig. 2.3). Em cada uma dessas estações, dados radiométricos e de concentração superficial de clorofila-a e feopigmentos ($[Cla + feo]$) foram coletados pelo Laboratório de Oceanografia Física, do Departamento de Física da FURG.

Obtenção da radiância ascendente: Radiâncias espectrais ascendentes a 50 *cm* de profundidade, $L_u(\lambda, 50cm^-)$, foram coletados usando a bóia radiométrica TSRB (Fig. 3.1) para os mesmos comprimentos de onda do sensor SeaWiFS e mais uma na banda em torno da máxima emissão da fluorescência do fitoplâncton (Tab. 1.2). A TSRB era lançada do navio e a medição iniciada, quando a bóia estava a uma distância maior que 25 *m* do navio. A bóia ficava conectada, através do cabo de transmissão dos dados, a uma unidade receptora acoplada a um microcomputador. A frequência de amostragem foi de 1 s^{-1} e as medições foram feitas durante um intervalo mínimo de 10 *min*.

A irradiância descendente a 490 *nm*, $E_d(490)$, foi coletada pela TSRB (Fig. 3.1),

e foi amplamente usada para eliminação de spikes ou de oscilações súbitas dos dados radiométricos. No cruzeiro OPA IV, o sensor da $E_d(490)$ não coletou dados e assim, foi usada em seu lugar, a $L_u(490)$. Todas as radiâncias ascendentes medidas foram suavizadas através da média móvel (opção SMOOTH do IDL, Research Systems Inc.) cujo tamanho da janela correspondia a 3% do número de dados. Após a suavização, foi calculada a média. Este valor médio foi tomado como a radiância ascendente a 50 cm de profundidade, naquela estação, para cada banda da TSRB. Os valores de radiância ascendente assim obtidos estão apresentados no Apêndice F.

Cálculo da irradiância a 50 cm de profundidade $E_d(\lambda, 50cm^-)$: A radiância espectral ascendente coletada foi possível a apenas 50 cm de profundidade devido à localização dos coletores de radiância. Para se obter a reflectância espectral, nessa profundidade, foi necessário estimar a irradiância descendente a 50 cm de profundidade, usando 2 modelos de atenuação da irradiância: um para calcular a atenuação espectral pela atmosfera (obtenção de $E_d(\lambda)$) e outro para calcular a atenuação espectral provocada pela lâmina da água (obtenção de $E_d(\lambda, 50cm^-)$).

A irradiância espectral descendente incidente na superfície da água ($E_d(\lambda)$) foi calculada usando o modelo de Gregg & Carder (1990) com parâmetros atmosféricos médios (Tab. 3.1), como descrito no capítulo anterior (Capítulo 3). O cálculo foi feito com resolução espectral de 1nm.

A irradiância espectral descendente ao atravessar a interface ar-água, passa a ser atenuada pela água e seus constituintes. Esta atenuação foi calculada usando o modelo desenvolvido por Sathyendranath & Platt (1988) transcrito para FORTRAN por Omachi (1996) (Eq. B.1, no Apêndice B), com uma resolução espectral de 1 nm, a cada 5 cm até

os 50 *cm* de profundidade. O coeficiente de absorção da água usado foi o valor interpolado a cada 1 *nm* a partir dos dados de Pope & Fry (1997), cuja resolução é de 2,5 *nm*. O coeficiente de absorção pelo fitoplâncton usado foi o do Grupo 2 obtido por González *et al.* (1998) e Garcia *et al.* (1998), apresentada na figura 2.2. Apenas na estação 26 do cruzeiro COROAS III, localizado próximo à desembocadura da Lagoa dos Patos, foi usado o coeficiente de absorção do Grupo 1 de González *et al.* (1998) e Garcia *et al.* (1998) (Fig. 2.2), porque este espectro é resultante de águas mais próximas da desembocadura da Lagoa dos Patos, do que o espectro do Grupo 2 (característico da plataforma externa e oceano aberto). As concentrações de pigmentos utilizadas foram os valores de concentração de clorofila-a e feopigmentos ($[Cla + feo]$) de cada estação e considerada homogênea na lâmina da água de 50 *cm* (Veja detalhes no item a seguir). A irradiância foi integrada num intervalo de 10 *nm* para obter a irradiância descendente nas bandas do SeaWiFS/TSRB. Os valores de reflectância a 50 *cm* profundidade usados no presente trabalho estão apresentados no Apêndice G.

Cálculo da razão entre reflectâncias (r_{50ij}): A razão entre reflectâncias a 50 *cm* (r_{50ij}) foi calculada usando a equação 3.1, com uma pequena modificação:

$$r_{50ij} = \frac{R(\lambda_i, 50cm^{-})}{R(\lambda_j, 50cm^{-})} = \frac{L_u(\lambda_i, 50cm^{-})}{L_u(\lambda_j, 50cm^{-})} \times \frac{E_d(\lambda_j, 50cm^{-})}{E_d(\lambda_i, 50cm^{-})} \quad (4.1)$$

As razões entre reflectâncias das bandas obtidas foram: r_{5013} , r_{5023} , r_{50123} , r_{5014} , r_{5024} , r_{5034} , r_{5015} , r_{5025} , r_{5035} , r_{5045} e r_{50125} , onde os números representam as bandas do SeaWiFS/TSRB: banda 1 (412 *nm*), banda 2 (443 *nm*), banda 3 (490 *nm*), banda 4 (510 *nm*) e banda 5 (555 *nm*).

As razões de três bandas, como r_{50123} e r_{50125} , são a soma das reflectâncias das duas primeiras (bandas 1 e 2) dividido pela reflectância da terceira (bandas 3 ou 5). Foi

assumido que a razão entre reflectâncias, a 50 *cm*, é igual a razão entre reflectâncias da superfície do mar. Portanto, o índice r_{50} será suprimido, daqui para frente, e será adotada a simbologia r_{ij} .

Concentração de clorofila-a: Nos cruzeiros A23, COROAS III e SAMBA III, amostras de 250 a 500 *ml* de água de superfície foram filtradas em filtros de fibra de vidro Whatman GF/F, em duplicata em cada uma das estações. Os filtros foram mantidos em envelopes individuais de papel alumínio e congelados até a sua leitura em laboratório. As leituras foram realizadas usando o método fluorimétrico de Holm-Hansen *et al.* (1965) em fluorímetro TURNER 111, calibrado previamente. A extração foi feita durante 24 horas a temperaturas de -10°C no escuro, com 10*ml* de acetona 90% e para corrigir e estimar a concentração de feopigmentos foram usadas 3 gotas de HCl a 10%. No cruzeiro MAC IV, o procedimento foi o mesmo mas sem duplicatas de amostras. Para estes 4 cruzeiros, foram obtidos concentrações de clorofila-a e de feopigmentos.

A concentração de clorofila-a, $[Cl - a]$, dos cruzeiros OPA IV e OPA V, foi determinada pelo Centro de Estudos do Mar, de Pontal do Sul (Universidade Federal do Paraná), através do método fluorimétrico. A concentração de feopigmentos foi obtida por estimativa através da relação linear entre $[Cl - a]$ e $[Cla + feo]$ dos 4 cruzeiros anteriores. Embora o objetivo do trabalho seja analisar algoritmos empíricos de $[Cl - a]$, a $[Cla + feo]$ é necessária na modelagem da irradiância espectral a 50 *cm* de profundidade, para obtenção da reflectância espectral nesta profundidade. Os dados de pigmentos usados neste trabalho estão apresentados no Apêndice E.

4.2.2 Dados bio-ópticos: $r_{ij} \times [Cl - a]$

A validação do algoritmo implementado consiste de três etapas: o ajuste dos coeficientes da equação, a verificação dos coeficientes ajustados e aplicação do algoritmo ajustado e verificado. Na etapa de ajuste é feita a estimativa dos coeficientes da equação escolhida. Os coeficientes obtidos são avaliados na etapa de verificação, aplicando o algoritmo obtido ao outro conjunto de dados e se verifica a coerência entre os resultados obtidos e os valores medidos. Depois de ajustado e verificado, o algoritmo pode ser usado para previsão. Assim, os 82 dados bio-ópticos, obtidos na região em estudo, foram divididos em dois grupos de mesmo tamanho: *Grupo A* ($n_1 = 41$) e *Grupo B* ($n_1 = 41$). A divisão foi simplesmente em dados pares e ímpares, para garantir que todas as regiões, onde os dados bio-ópticos foram coletados, estariam representadas nos dois grupos. O *Grupo A* foi usado para estimar os coeficientes dos algoritmos empíricos regionais (ajuste dos modelos regionais), enquanto que o *Grupo B*, para verificar se esses coeficientes estimados pelo *Grupo A* geram estimativas compatíveis aos valores reais na região SOA. Após estas duas etapas, sabe-se, então, se os algoritmos apresentam boas estimativas de $[Cl - a]$ para o SOA ou não.

Os algoritmos empíricos analisados consideram somente a concentração de clorofila-a, $[Cl - a]$, sem os feopigmentos, como vem sendo o enfoque nos últimos trabalhos (Aiken *et al.*, 1995 e O'Reilly *et al.*, 1998).

4.2.3 Verificação de algoritmos empíricos históricos no SOA

Dez dos algoritmos analisados por O'Reilly *et al.* (1998) e mais o algoritmo usado pelo SeaWiFS Data Analysis System (SeaDAS) (Tab. 4.2) foram aplicados aos dados do *Grupo B* do SOA. Esta é a fase de verificação dos modelos históricos na região do SOA.

Enfatiza-se que todos os modelos históricos são somente para determinação de concentração de clorofila-a ($[Cl - a]$).

Estes algoritmos foram escolhidos simplesmente por terem sido construídos a partir das razões entre reflectâncias nas bandas iguais aos do SeaWiFS. Os algoritmos empíricos históricos verificados foram: Aiken-C, Calcofi 2 bandas linear, Calcofi 2 bandas cúbica, Calcofi 3 bandas, Calcofi 4 bandas, Morel-1, Morel-2, Morel-3, Morel-4, OC 2 e SeaDAS (Tab. 4.2). Todos esses algoritmos foram obtidos analisando a relação entre o logaritmo da $[Cl - a]$ e o logaritmo da r_{ij} . O algoritmo Aiken-C aplica uma equação de forma hiperbólica na razão entre radiâncias das bandas 490 e 555 nm até 2 mg m^{-3} e para concentrações superiores, usa uma equação na forma potencial. Os algoritmos Calcofi 2 bandas linear e Morel-2 aplicam uma equação potencial aos dados logaritmizados de r_{35} (490/555). O algoritmo Morel-1 usa a mesma forma de equação, porém usa r_{25} (443/555). Os algoritmos Calcofi 2 bandas cúbica, Morel-3 e Morel-4 apresentam formas cúbicas usando, respectivamente, r_{35} , r_{25} e r_{35} . Calcofi 3 bandas e Calcofi 4 bandas são regressões lineares múltiplas com duas r_{ij} . O Calcofi 3 bandas usa as razões r_{35} e r_{45} e o Calcofi 4 bandas aplica as razões r_{25} e r_{14} . O algoritmo OC2 apresenta uma forma cúbica modificada, sendo o algoritmo eleito para o processamento global dos dados SeaWiFS (O'Reilly *et al.*, 1998). O algoritmo atualmente utilizado pelo SeaWiFS Data Analysis System (SeaDAS) é o OC2 com os parâmetros atualizados com a versão estendida do banco de dados SeaBAM. A tabela 4.2 fornece todos os detalhes desses algoritmos empíricos históricos.

Tabela 4.2: Algoritmos empíricos históricos aplicados às águas da região SOA. Os algoritmos foram obtidos de O'Reilly *et al.* (1998): A-C - Aiken-C; C2bl - Calcofi 2 bandas linear; C2bc - Calcofi 2 bandas cúbica; C3b - Calcofi 3 bandas; C4b - Calcofi 4 bandas; M1 - Morel 1; M2 - Morel 2; M3 - Morel 3; M4 - Morel 4, OC2 é o eleito para processamento do SeaWiFS e Sd é o OC 2 atualizado. As formas são: P - potencial, H - hiperbólica, RM - regressão múltipla, C - cúbica e PCM - polinomial cúbica modificada.

Mod		Equação	Razão entre bandas (R), coeficientes (a)
A-C	P	$C_{21} = \exp(a_0 + a_1 \ln(R))$	$R = L_w490/L_w555$
	H	$C_{23} = (R + a_2)/(a_3 + a_4R)$ $C = C_{21}$; se $C < 2,0 \mu g l^{-1}$ então $C = C_{23}$	$a = [0, 464; -1, 989; -5, 29; 0, 719; -4, 23]$
C2bl	P	$C = 10^{(a_0+a_1R)}$	$R = \log(R_{sr}490/R_{sr}555)$ $a = [0, 444; -2, 431]$
C2bc	C	$C = 10^{(a_0+a_1R+a_2R^2+a_3R^3)}$	$R = \log(R_{sr}490/R_{sr}555)$ $a = [0, 450; -2, 860; 0, 996; -0, 3674]$
C3b	RM	$C = \exp(a_0 + a_1R1 + a_2R2)$	$R1 = \ln(R_{sr}490/R_{sr}555)$
			$R2 = \ln(R_{sr}510/R_{sr}555)$ $a = [1, 025; -1, 622; -1, 238]$
C4b	RM	$C = \exp(a_0 + a_1R1 + a_2R2)$	$R1 = \ln(R_{sr}443/R_{sr}555)$
			$R2 = \ln(R_{sr}412/R_{sr}510)$ $a = [0, 753; -2, 583; 1, 389]$
M1	P	$C = 10^{(a_0+a_1R)}$	$R = \log(R_{sr}443/R_{sr}555)$ $a = [0, 2492; -2, 768]$
M2	P	$C = \exp(a_0 + a_1R)$	$R = \ln(R_{sr}490/R_{sr}555)$ $a = [1, 077835; -2, 542605]$
M3	C	$C = 10^{(a_0+a_1R+a_2R^2+a_3R^3)}$	$R = \log(R_{sr}443/R_{sr}555)$ $a = [0, 20766; -1, 82878; 0, 75885; -0, 73979]$
M4	C	$C = 10^{(a_0+a_1R+a_2R^2+a_3R^3)}$	$R = \log(R_{sr}490/R_{sr}555)$ $a = [1, 03117; -2, 40134; 0, 3219897; -0, 291066]$
OC2	PCM	$C = 10^{(a_0+a_1R+a_2R^2+a_3R^3)} + a_4$	$R = \log(R_{sr}490/R_{sr}555)$
			$a = [0, 3410; -3, 0010; 2, 8110; -2, 0410; -0, 0400]$
Sd	PCM	$C = 10^{(a_0+a_1R+a_2R^2+a_3R^3)} + a_4$	$R = \log(R_{sr}490/R_{sr}555)$
			$a = [0, 2974; -2, 2429; 0, 8358; -0, 0077; -0, 0929]$

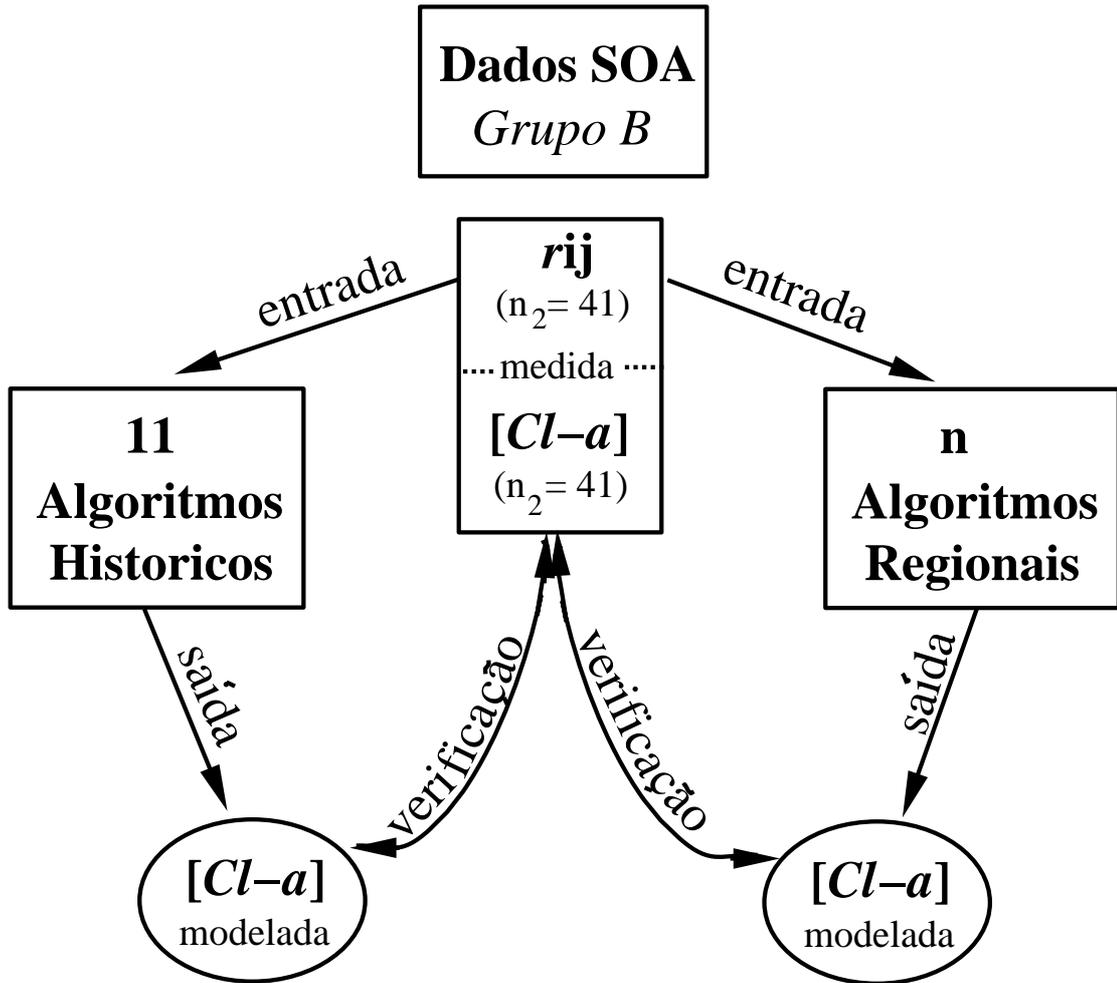


Figura 4.2: Esquema de verificação dos algoritmos empíricos históricos e regionais usando os dados do Grupo B. As razões entre reflectâncias serviram de entrada aos algoritmos empíricos históricos ou regionais resultando na $[Cl - a]_{modelada}$ que foi comparada com a $[Cl - a]_{medida}$.

A $[Cl - a]$ foi modelada usando as razões entre reflectâncias das bandas do Grupo B como entrada dos 10 algoritmos empíricos históricos que resultaram na $[Cl - a]_{modelada}$. Esta $[Cl - a]_{modelada}$ foi, então, comparada com a $[Cl - a]_{medida}$ (também do Grupo B (Fig. 4.2), usando os critérios descritos na Seção 4.2.4.

4.2.4 Critérios de verificação dos algoritmos

Foi adotada uma variedade de critérios estatísticos e gráficos para verificar o desempenho dos modelos empíricos nas águas do SOA, seguindo a metodologia de O'Reilly *et al.* (1998) (ver Tab. 4.3). Os índices numéricos usados para análise entre a $[Cl-a]_{medida}$ e a $[Cl-a]_{modelada}$ foram: coeficiente angular e intercepto da reta de regressão linear, coeficiente de determinação (R^2), desvio padrão (rms) e tendenciosidade ($bias$).

Tabela 4.3: Critérios de verificação dos algoritmos empíricos estabelecidos por O'Reilly *et al.* (1998) ($n = 919$) e adotados no presente trabalho ($n = 82$) (Dados logaritimizados).

Avaliação	
Estatística	
Coeficiente angular (B_{emr})	$1 \pm 0,01$
Intercepto (A_{emr})	$0 \pm 0,01$
Coeficiente de determinação (R^2)	$> 0,9$
Desvio padrão (rms_1)	$< 0,185$
Tendenciosidade ($bias$)	$0 \pm 0,01$
Gráfica	
Diagrama de dispersão	distribuição linear; poucos excedentes (1:5 < modelado: <i>in situ</i> < 5:1)
Quantil-quantil	linear; sobreposição a linha 1:1; sem descontinuidades
Frequência relativa	congruência com os dados <i>in situ</i>

O coeficiente angular B_{emr} e o intercepto A_{emr} da reta foram obtidos através da análise de regressão linear do tipo II (eixo maior reduzido $-emr$) (Laws, 1997), entre o logaritmo da $[Cl-a]_{medida}$ e o logaritmo da $[Cl-a]_{modelada}$. A análise do tipo II é considerada apropriada quando as atribuições das variáveis aos eixos x e y são arbitrarias e as variâncias

esperadas são substanciais em ambas as variáveis. Esta análise está bem difundida em estudos bio-ópticos (Mitchell & Holm-Hansen, 1991; O'Reilly *et al.*, 1998 e Carder *et al.*, 1999).

Como não há dependência de uma variável em relação a outra ($[Cl - a]_{medida}$ e $[Cl - a]_{modelada}$), não se pode calcular o desvio padrão pelo modelo de regressão linear tradicional (Tipo I). Assim, o desvio padrão usado foi o mesmo usado por O'Reilly *et al.* (1998) (rms_1 , Eq. 4.2 - Comunicação pessoal de John O'Reilly em julho de 1999) e como alternativa foi calculado também o desvio padrão desenvolvido por Carder *et al.* (1999) (rms_2 , Eq. 4.3):

$$rms_1 = \frac{\sum \sqrt{(\log med_i - \log mod_i)^2}}{\sqrt{n}} \quad (4.2)$$

$$rms_2 = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left[\frac{mod_i - med_i}{med_i} \right]^2}{n - 2}} \quad (4.3)$$

onde n é o número de pares de amostras, mod_i é a $[Cl - a]$ modelada, med_i é a $[Cl - a]$ medida (*in situ*). O desvio padrão de Carder *et al.* (1999), rms_2 , expressa a diferença percentual que o algoritmo calcula em relação ao valor medido, facilitando a análise (Eq. 4.3). Todas as comparações entre as $[Cl - a]_{medida}$ e $[Cl - a]_{modelada}$, com exceção do rms_2 , foram feitas sobre os valores logaritmizados para englobar as várias ordens de magnitude da $[Cl - a]$.

A tendenciosidade do modelo foi expressa em *bias*, calculada por $bias = \sum(mod_i - med_i)/n$ (SeaBAM Working Group - Comunicação pessoal de John O'Reilly, em julho de 1999). No entanto, os índices numéricos não foram suficientes para representar as tendências não lineares e as descontinuidades na relação entre o modelado e o medido. As-

sim, vários gráficos foram gerados para ilustrar estas características: diagrama de dispersão, de frequência relativa e de quantil-quantil empírico (diagrama q-q). O diagrama q-q é simplesmente os dados modelados sorteados em ordem ascendente contra os medidos sorteados em ordem ascendente.

4.2.5 Algoritmos empíricos regionais - Ajuste e Verificação

Na fase de ajuste dos algoritmos regionais, foram estimados os coeficientes das diversas equações e para isto foram usados os dados bio-ópticos do *Grupo A*. Análises de regressão linear (Eq. 2.4) foram realizadas, entre cada uma das 11 (onze) r_{ij} (*Grupo A*) com a concentração de clorofila-a ($[Cl - a]$ do *Grupo A*), ambas logaritmizadas (Fig. 4.3). As r_{ij} que apresentaram os melhores coeficientes de determinação foram analisadas em equações do tipo: quadráticas ($[Cl - a] = 10^{(a_0 + a_1 R + a_2 R^2)}$), geométricas ($[Cl - a] = 10^{(a_0 + a_1 R)} + a_2$), cúbicas ($[Cl - a] = 10^{(a_0 + a_1 R + a_2 R^2 + a_3 R^3)}$) e cúbicas modificadas ($[Cl - a] = 10^{(a_0 + a_1 R + a_2 R^2 + a_3 R^3)} + a_4$); onde R representa a r_{ij} . Uma análise de regressão linear múltipla, inserindo ‘passo a passo’, as 11 razões entre bandas (r_{ij}) logaritmizadas também foi feita.

As equações que apresentaram coeficientes de determinação $R^2 > 0,850$ foram avaliadas na fase de verificação do algoritmo, seguindo os mesmos passos da verificação dos algoritmos empíricos históricos, descritos na seção 4.2.3.

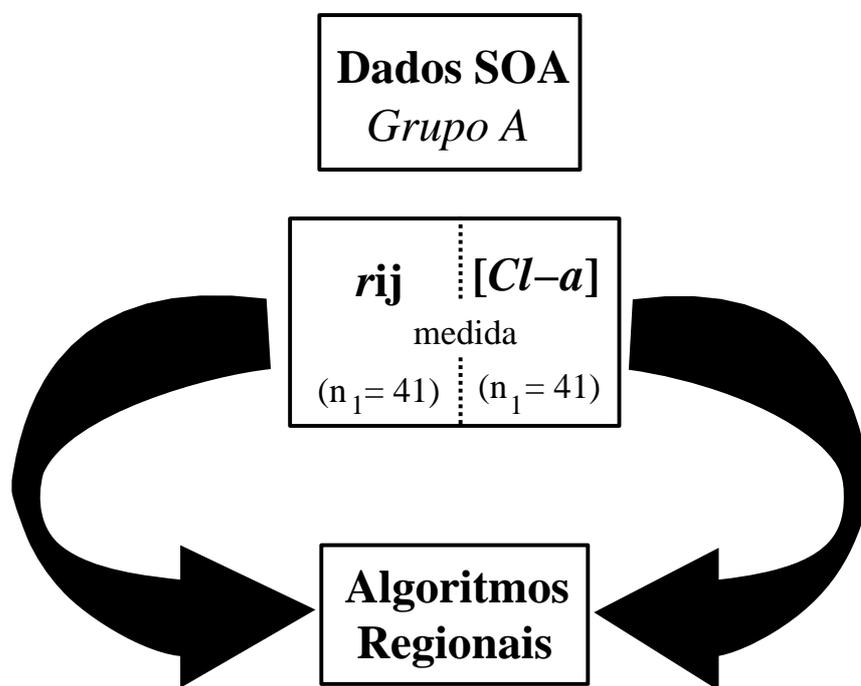


Figura 4.3: Esquema de ajuste dos algoritmos regionais usando os dados do *Grupo A*.

4.3 Resultados

Como explicado anteriormente, os dados bio-ópticos obtidos nestes cruzeiros oceanográficos foram divididos em dois grupos: *Grupo A* para ajuste dos coeficientes dos algoritmos empíricos e *Grupo B* para verificação.

4.3.1 Dados *in situ* de $[Cl - a]$

A distribuição dos dados *in situ* de $[Cl - a]$ para os dois grupos estão apresentados na figura 4.4.

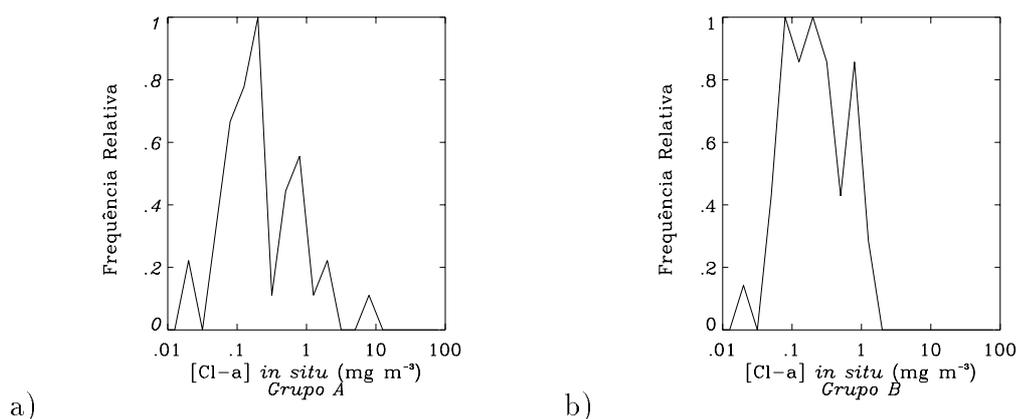


Figura 4.4: Distribuição de frequência relativa de concentrações de clorofila-a amostradas na região SOA para a) *Grupo A* e b) *Grupo B*.

A distribuição de frequência relativa de $[Cl - a]$ foi diferente entre os dois grupos. O *Grupo A* apresentou maior intervalo (entre 0,016 e 5,3 $mg\ m^{-3}$) do que o *Grupo B* (entre 0,017 e 0,95 $mg\ m^{-3}$). A maior frequência absoluta atingiu apenas 9 no *Grupo A* e 8 no *Grupo B*. As $[Cl - a]$ foram dominantes entre 0,1 e 1 $mg\ m^{-3}$, nos dois grupos. Sabe-se, no entanto, que concentrações acima deste limite são encontrados na região SOA. Mitchell & Holm-Hansen (1991) encontraram $[Cla + feo] > 20\ mg\ m^{-3}$ nas águas mais costeiras do setor do Mar de Weddell, na região Antártica. Esta região não foi amostrada, embora esteja

compreendida na região SOA, e nem valores de concentração de pigmentos tão altos foram amostrados neste trabalho. Bathmann *et al.* (1997) encontraram valor máximo de $[Cl - a]$ a 8 m de profundidade de $1,4 \text{ mg m}^{-3}$ a 40°S e 57°W . Concentrações acima deste valor foram amostrados mas em baixa densidade, causando uma distribuição não uniforme no gráfico de frequência relativa nos dois grupos. Para os propósitos de desenvolvimento de algoritmo de clorofila-a, onde uma distribuição mais uniforme de $[Cl - a]$ é desejável, o presente banco de dados ainda requer mais amostragens. Embora o oceano também não apresente uma distribuição uniforme de $[Cl - a]$, um algoritmo empírico será mais robusto, quanto maior limite de concentrações ele melhor estimar. Desta forma, apesar das concentrações acima de 8 mg m^{-3} não serem tão frequentes em todo o oceano, os poucos pontos amostrados acima deste valor contribuirão bastante na determinação de um algoritmo. Se por acaso, estes poucos valores maiores apresentarem erros de medição, esse erro se propagará no desenvolvimento do algoritmo e, conseqüentemente, na estimativa de $[Cl - a]$ usando esse algoritmo.

4.3.2 Desempenho dos algoritmos empíricos históricos - Verificação

Os coeficientes dos 11 algoritmos empíricos históricos (Tab. 4.2), foram aplicados aos dados ópticos do *Grupo B* e a $[Cl - a]_{modelada}$ foi comparada com a $[Cl - a]_{medida}$ (*Grupo B*) (Fig. 4.2). Os resultados estatísticos estão apresentados na tabela 4.4.

Os coeficientes de determinação R^2 entre os dados de $[Cl - a]_{medida}$ e $[Cl - a]_{modelada}$ variaram de 0,818 a 0,866. O maior R^2 foi obtido pela $[Cl - a]_{modelada}$ com OC-2 ($R^2 = 0,866$), embora a estimativa feita pelo SeaDAS ($R^2=0,863$) não tenha sido significativamente diferente. Avaliando pelos critérios de O'Reilly (Tab. 4.3), nenhum dos algoritmos se encaixaram nos requisitos quando analisados os R^2 . O modelo de Aiken-C funcionou melhor nas águas

Tabela 4.4: Resultados estatísticos da verificação dos algoritmos empíricos históricos para verificação na região SOA.

Modelos	R^2	A_{emr}	B_{emr}	rms_1	rms_2	$bias$
Aiken-C	0,818	-0,100	1,159	1,120	0,387	-0,059
Calcofi2bl	0,842	0,454	0,729	2,979	2,783	0,384
Calcofi2bc	0,842	0,054	0,850	0,924	0,559	0,015
Calcofi3b	0,855	-0,034	0,827	1,121	0,399	-0,078
Calcofi4b	0,821	0,024	1,080	0,972	0,640	0,045
Morel-1	0,838	0,044	0,889	0,905	0,557	0,015
Morel-2	0,842	0,035	0,889	0,882	0,487	0,007
Morel-3	0,838	-0,001	0,920	0,870	0,438	-0,022
Morel-4	0,844	0,935	0,805	4,401	5,004	0,885
OC-2	0,866	0,014	0,788	0,915	0,419	-0,040
SeaDAS	0,863	0,010	0,807	0,905	0,414	-0,040

SOA ($R^2 = 0,818$) do que nos dados globais ($R^2 = 0,774$) onde causou 42 estimativas negativas. Os demais modelos históricos funcionaram melhor com os dados globais (SeaBAM), onde resultaram em coeficientes de determinação acima de 0,90.

Os valores absolutos do intercepto A_{emr} variaram entre 0,001 e 0,935, onde o algoritmo Morel 3 apresentou o valor mais próximo de zero ($A_{emr} = -0,001$), seguido pelo SeaDAS ($A_{emr} = 0,010$) e OC-2 ($A_{emr} = 0,014$). Os demais algoritmos apresentaram valores de intercepto muito além do limite requerido (Tab. 4.3). Esses algoritmos, com exceção do Morel-4, quando aplicados aos dados globais do SeaBAM, apresentaram valores de intercepto sempre menores que 0,1 (O'Reilly *et al.*, 1998).

O melhor B_{emr} foi obtido pelo algoritmo Calcofi 4 bandas ($B_{emr} = 1,08$) e pelo

algoritmo Morel-3 ($B_{emr} = 0,920$), porém, estes 2 valores também ultrapassaram o limite exigido ($1 \pm 0,01$). O modelo que apresentou o pior valor foi Calcofi 2 bandas linear ($B_{emr} = 0,729$). Comparando com os dados SeaBAM ($0,93 < B_{emr} < 1,08$), esses modelos apresentaram uma performance muito baixa com os dados SOA.

Todos os modelos apresentaram um desvio rms_1 acima de 0,8 quando o exigido é menor que 0,185. O maior valor foi dado pelo modelo Morel-4 ($rms_1 = 4,4$) seguido de Calcofi 2 bandas linear ($rms_2 = 3,0$). Estes dois modelos apresentaram os maiores interceptos ($A_{emr} > 0,4$) e superestimaram os valores medidos. O modelo que apresentou o menor rms_1 foi o Morel-3 ($rms_1 = 0,87$), porém, este também ultrapassou o limite exigido por O'Reilly *et al.* (1998). Estes modelos estimaram $[Cl - a]$ globais (SeaBAM) com $rms_1 < 0,33$.

Analisando o desvio padrão rms_2 (Carder *et al.*, 1999), os modelos históricos aplicados aos dados SOA apresentaram valores muito altos, sendo todos acima de 0,35. Os algoritmos Calcofi 2 bandas linear e Morel-4 apresentaram valores de rms_2 acima de 2,70. Aiken-C e Calcofi 3 bandas apresentaram os menores desvios com 0,387 e 0,399, respectivamente. Os demais algoritmos apresentaram valores entre 0,414 (SeaDAS) e 0,640 (Calcofi 4 bandas).

O último parâmetro estatístico analisado foi o *bias* que variou de 0,007 (Morel-2) a 0,885 (Morel-4). Com exceção dos algoritmos Calcofi 2 bandas linear e Morel-4, os algoritmos empíricos históricos apresentaram valores de *bias* aceitáveis, sendo que Calcofi 2 bandas cúbica e Morel-1 obtiveram $bias = 0,015$ e Morel-3, OC-2 e SeaDAS obtiveram valores absolutos de *bias* menores que 0,040.

Estatisticamente, nenhum dos modelos apresentou um conjunto de valores que

satisfizessem os critérios adotados por O'Reilly *et al.* (1998). Os resultados gráficos usados para avaliar os 11 algoritmos históricos estão apresentadas na figura 4.5.

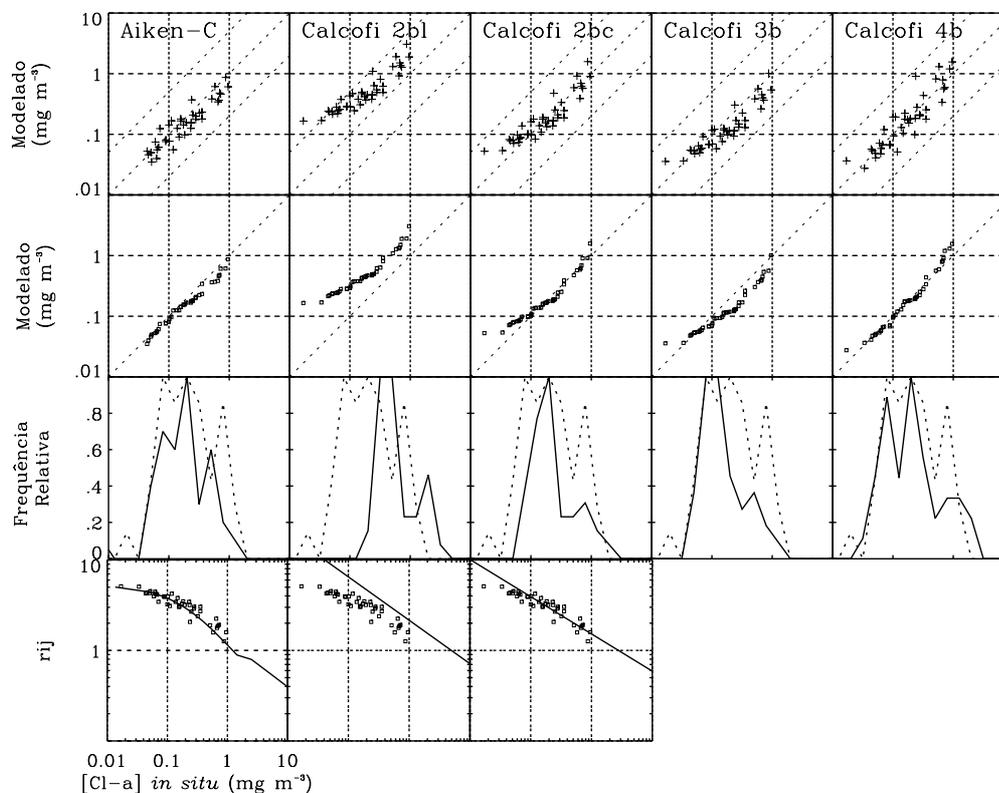


Figura 4.5: Análise gráfica da comparação entre concentrações de clorofila-a *in situ* e modelada: Aiken-C, Calcofi 2 bandas linear, Calcofi 2 bandas cúbica, Calcofi 3 bandas e Calcofi 4 bandas. De cima para baixo: Gráfico de dispersão (estão apresentadas também as linhas indicando a razão entre o valor modelado e o *in situ* de 1:5, 1:1 e 5:1), gráfico quantil-quantil, frequência relativa do modelo (linha contínua) e *in situ* (linha pontilhada), razão entre bandas contra $[Cl - a]$ *in situ* para algoritmos de duas bandas (quadrado) e razão entre bandas contra $[Cl - a]$ modelada (curva). As unidades dos eixos de cada linha estão apresentadas na primeira coluna.

No gráfico de dispersão entre os valores modelados e medidos de $[Cl - a]$, os modelos Calcofi 2 bandas linear e o Morel-4 superestimaram os valores *in situ*. O modelo Aiken-C apresentou 2 pontos subestimados (não mostrados no gráfico) muito abaixo da linha da razão entre o valor modelado e o *in situ* de 1:5, em concentrações *in situ* abaixo de $0,03 \text{ mg m}^{-3}$.

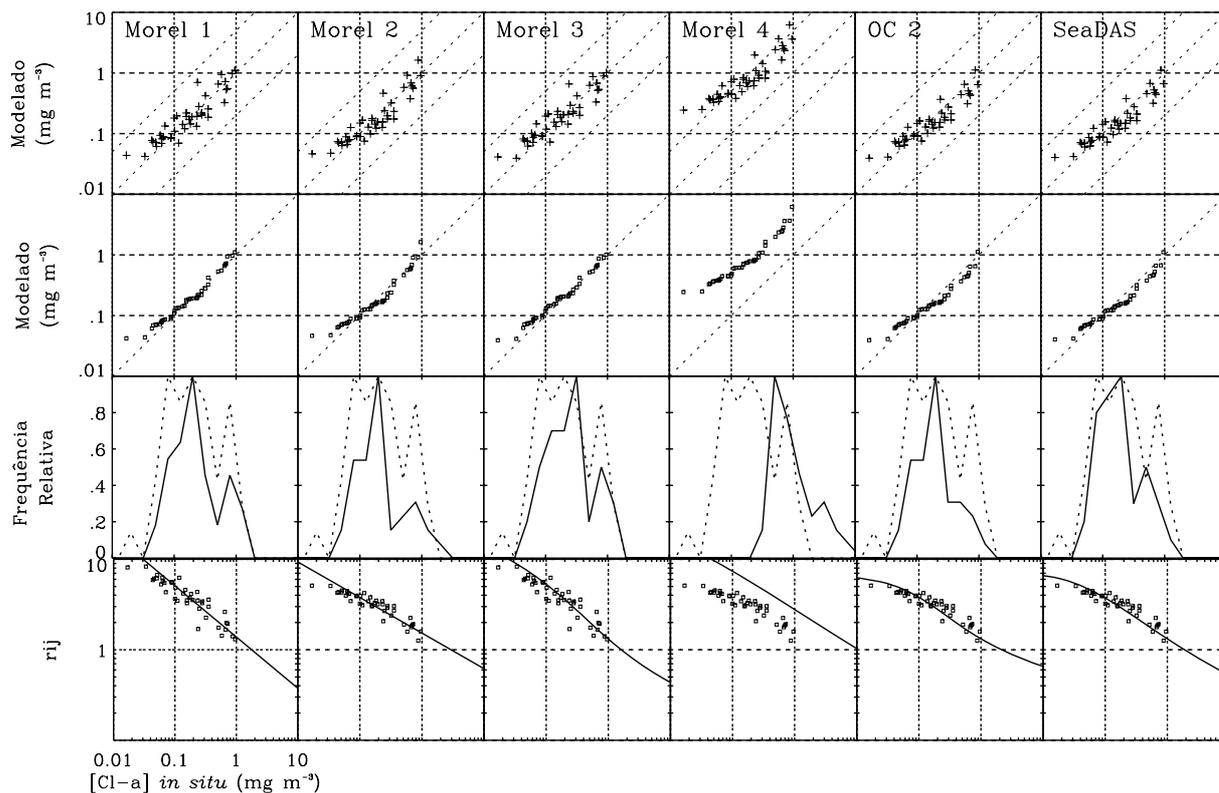


Figura 4.5: Continuação: Análise gráfica da comparação entre concentrações de clorofila-a *in situ* e modelada: Morel-1, Morel-2, Morel-3, Morel-4, OC 2 e SeaDAS. De cima para baixo: Gráfico de dispersão (estão apresentadas também as linhas indicando a razão entre o valor modelado e o *in situ* de 1:5, 1:1 e 5:1), gráfico quantil-quantil, frequência relativa do modelo (linha contínua) e *in situ* (linha pontilhada), razão entre bandas contra $[Cl - a]$ *in situ* para algoritmos de duas bandas (quadrado) e razão entre bandas contra $[Cl - a]$ modelada (curva). As unidades dos eixos de cada linha estão apresentadas na primeira coluna.

No diagrama q-q, pode-se observar a não linearidade dos algoritmos Calcofi 2 bandas linear e Morel-4. Todos os algoritmos apresentaram super ou subestimativas, sendo que o OC 2 e o SeaDAS superestimaram em $[Cl - a] < 0,1 \text{ mg m}^{-3}$ e subestimaram nas concentrações acima desse valor. Nos demais modelos, percebe-se que em concentrações acima de $0,5 \text{ mg m}^{-3}$, a densidade dos dados é baixa e existem lacunas na amostragem, prejudicando a avaliação dos algoritmos.

A distribuição da frequência relativa mostrou a falta de congruência com os dados *in situ* principalmente dos modelos Calcofi 2 bandas linear, Calcofi 2 bandas cúbica, Morel-1,

Morel-2, Morel-4 e OC-2. A carência de dados nos limites extremos da $[Cl - a]$ causou a maior falta de congruência dos dados modelados com os dados *in situ* porque uma única estimativa errada causa grandes diferenças nos gráficos devido ao pequeno número de dados.

Por último, a distribuição da r_{ij} versus a $[Cl - a]$ modelada mostrou a descontinuidade do modelo de Aiken-C, devido a troca de algoritmos a 2 mg m^{-3} e a superestimativa dos algoritmos Calcofi 2 bandas linear e Morel-4. Os algoritmos Calcofi 2 bandas cúbica e Morel-2 superestimaram nas $[Cl - a]$ menores que $0,03 \text{ mg m}^{-3}$. Os modelos Morel-1, Morel-3, OC-2 e SeaDAS se sobrepuseram, razoavelmente, aos dados medidos.

4.3.3 Ajuste dos algoritmos empíricos regionais

Algoritmos da forma potencial (Eq. 2.4) foram obtidos através da análise de regressão linear entre o logaritmo de $[Cl - a]$ e o logaritmo de r_{ij} . Os dados usados nesta regressão linear foram os 41 dados bio-ópticos do *Grupo A* do SOA. Os algoritmos com coeficiente de determinação menores que 0,85 foram desprezados, restando 6 algoritmos que serão analisados na verificação (Tab. 4.5).

Tabela 4.5: Resultados do ajuste de algoritmos empíricos regionais para o SeaWiFS no SOA, usando os dados do *Grupo A*, $n = 41$. Todos os algoritmos são da forma $[Cl - a] = 10^{(a_0 + a_1 R)}$, exceto o SOA 6 que é resultante da regressão linear múltipla $[Cl - a] = 10^{(a_0 + a_1 R_1 + a_2 R_2)}$, onde R representa a razão entre bandas.

Algoritmo	r_{ij}	coeficientes (a)	R^2
SOA 1	r_{35}	$a = [0, 65208; -2, 99671]$	0,908
SOA 2	r_{34}	$a = [0, 53731; -6, 61903]$	0,896
SOA 3	r_{25}	$a = [0, 40958; -2, 15794]$	0,883
SOA 4	r_{125}	$a = [0, 96454; -1, 95267]$	0,853
SOA 5	r_{45}	$a = [0, 63449; -5, 06501]$	0,849
SOA 6	$R_1 = r_{35}$ e $R_2 = r_{45}$	$a = [0, 62285; -4, 44253; 2, 57047]$	0,915

O algoritmo SOA 1 apresentou alta relação entre r_{35} e $[Cl - a]$, explicando 90,8% da variabilidade na concentração de clorofila-a dos dados SOA (*Grupo A*). Comparando o valor do intercepto com o de Calcofi 2 bandas linear ($a_0 = 0,444$) e OC1a ($a_0 = 0,373$, O'Reilly *et al.*, 1998), o algoritmo SOA 1 apresentou um valor alto ($a_0 = 0,652$). O coeficiente angular (valor absoluto) também foi superior ($a_1 = -2,997$) aos algoritmos históricos: OC1a ($a_1 = -2,453$, O'Reilly *et al.*, 1998), Calcofi 2 bandas linear ($a_1 = -2,431$), Aiken-C potencial ($a_1 = -1,989$) e Morel-1 ($a_1 = -1,768$). Os algoritmos Aiken-C potencial e

Morel-1 usam logaritmos na base natural mas esta diferença de bases do logaritmo afeta apenas no valor do intercepto, permitindo a comparação entre os coeficientes angulares.

O algoritmo SOA 2, embora use r_{34} , que é pouco citada na bibliografia, explicou 89,6% da variabilidade das $[Cl - a]$ do *Grupo A* do SOA. O elevado valor do coeficiente angular da reta ($a_1 = -6,62$) mostra que uma pequena variação na r_{34} ocasiona uma grande variação na estimativa da $[Cl - a]$. Erthal (1997) obteve a razão entre bandas de 490 e 510 como a variável que melhor explica a variabilidade da $[Cl - a]$ nas adjacências da desembocadura do Rio de La Plata e da quebra de plataforma na Argentina. Esta autora usou os dados dos cruzeiros OPA IV e OPA V mas ao invés da reflectância, analisou as razões entre radiâncias ascendentes nas bandas do SeaWiFS e obteve $[Cl - a] = 0,22[L_{u490}/L_{u510}]^{-4,93}$, sendo bastante diferentes dos coeficientes obtidos para o SOA 2. O SOA 2 foi obtido de um banco de dados que incluía desde águas tropicais até águas antárticas, incluindo as amostras usadas por Erthal (1997), ou seja, a área de estudo e portanto, o número de comunidades amostradas pelo presente trabalho é maior. Além da diferença de comunidades, há também a diferença entre radiância ascendente e reflectância. De acordo com os resultados do capítulo anterior, a diferença no valor entre a razão entre radiâncias e reflectâncias nesta razão será de aproximadamente 3,5% ($r_{ji} = 0,965r_{Luji}$), que pode resultar em diferenças na estimativa da concentração de clorofila-a, já que o coeficiente angular é alto (para o SOA 2, $a_1 = -6,62$).

r_{25} , a razão mais próxima da usada para o processamento das imagens CZCS (razão entre 443 e 550 nm), explicou 88,3% da variação de $[Cl - a]$ (*Grupo A*). O valor do intercepto ($a_0 = 0,409$) e do coeficiente angular da reta ($a_1 = -2,158$) foram maiores que do algoritmo Morel-1. Embora existam algoritmos usando as razões 443 e 550 nm, a maioria deles foi construído para estimar $[C_{la} + feo]$ (Gordon *et al.*, 1983, Mitchell & Holm-Hansen,

1991), ao contrário do presente trabalho que visa analisar apenas $[Cl - a]$.

O algoritmo SOA 4 usa a soma das reflectâncias das bandas 412 e 443 sobre a reflectância da banda 555 para abranger as bandas onde a clorofila-a apresenta alta absorção. Este algoritmo explicou 85,3 % da variabilidade das $[Cl - a]$ dos dados do *Grupo A* do SOA.

O algoritmo SOA 5 usa $r45$ e explicou 84,9% da variação de $[Cl - a]$. Este resultado chamou atenção porque Aiken *et al.* (1995) obteve que $r45$ explicava melhor a variação da $[Cl - a]$ do que as razões que usam bandas de comprimento de onda menor no numerador. No entanto, nas águas do SOA, seu desempenho foi menor que as razões que usam bandas em comprimentos de ondas menores (443 e 490 nm).

O algoritmo SOA 6 foi resultante da análise de regressão linear múltipla envolvendo todas as 11 razões pelo método forward do módulo de regressão linear múltipla do pacote estatístico STATISTICA. O primeiro parâmetro inserido automaticamente foi $r35$ e depois $r45$. O modelo SOA 6 apresentou o maior valor de R^2 ($=0,915$) mas a sua segunda variável inserida ($r45$) contribuiu com muito pouco para o aumento de R^2 (aumento de 0,007), além do nível de significância desta variável ser de 0,079. Mesmo assim, este modelo foi analisado para verificação dos parâmetros, por apresentar as razões entre bandas $r35$ e $r45$, recomendadas por Aiken *et al.* (1995) e por resultar no maior coeficiente de determinação.

Outras formas de equação, como geométricas e quadráticas, também foram testadas mas foram desprezadas pois seus R^2 foram menores que 0,85. As formas cúbicas e cúbicas modificadas não puderam ser ajustadas aos dados SOA devido a redundâncias na estimativa dos coeficientes.

4.3.4 Desempenho dos algoritmos empíricos regionais - Verificação

O desempenho dos 6 algoritmos empíricos regionais de $[Cl - a]$, ajustados para o SOA com o *Grupo A* (Fig. 4.3), foi avaliado com os dados bio-ópticos do *Grupo B* (Fig. 4.2). Os resultados estatísticos estão apresentados na tabela 4.6. As $[Cl - a]$ estimadas ficaram sempre entre o limite $1:5 < (modelado : medido) < 5:1$.

Tabela 4.6: Resultados estatísticos da verificação algoritmos empíricos regionais usando os dados do *Grupo B* ($n = 41$).

Modelos	R^2	A_{emr}	B_{emr}	rms_1	rms_2	$bias$
SOA 1	0,842	0,020	1,048	0,223	0,551	0,032
SOA 2	0,882	-0,013	1,179	0,206	0,478	0,033
SOA 3	0,838	0,010	1,085	0,265	0,656	0,032
SOA 4	0,804	-0,031	1,076	0,296	0,534	-0,011
SOA 5	0,751	0,080	0,897	0,195	0,515	0,053
SOA 6	0,865	0,053	1,108	0,203	0,605	0,080

Os algoritmos ajustados para a região SOA apresentaram boas estimativas de $[Cl - a]$ para a região. O coeficiente de determinação variou entre 0,750 e 0,882. O algoritmo SOA 2 que usa $r34$ para estimar $[Cl - a]$ apresentou o melhor coeficiente de determinação ($R^2 = 0,882$), superando o desempenho do SOA 1, que usa $r35$. Esta última é a razão recomendada pela literatura para estimar a $[Cl - a]$ (Aiken *et al.*, 1992; Aiken *et al.*, 1995; O'Reilly *et al.*, 1998). O SOA 3 ($r25$) apresentou $R^2 = 0,838$. O algoritmo que usa a soma das bandas 412 e 443 do SeaWiFS (SOA 4) resultou em R^2 de apenas 0,803. O algoritmo SOA 5 que usa a $r45$ mostrou o pior desempenho embora esta razão fosse recomendada por Aiken *et al.* (1995). O SOA 6 usa as razões $r35$ e $r45$, sendo resultante da regressão linear

múltipla, e apresentou $R^2=0,865$.

Os valores de intercepto A_{emr} variaram entre -0,031 e 0,08, sendo muito mais próximos a zero do que os algoritmos históricos. O algoritmo que apresentou o valor mais próximo de zero foi o SOA 3 (r25) com $A_{emr} = 0,010$, sendo seguido pelo SOA 2 (r34) com $A_{emr} = -0,013$. Pode-se considerar que estes dois valores estão dentro dos limites requisitados por O'Reilly *et al.* (1995). O SOA 5 (r45) resultou no maior valor de A_{emr} .

O coeficiente angular da reta (B_{emr}) apresentou valores entre 0,897 e 1,179. O algoritmo que apresentou valor de B_{emr} mais próximo de 1 foi SOA 1 (r35) com $B_{emr}=1,048$ mas não atendeu aos critérios de verificação dos algoritmos. O algoritmo que apresentou B_{emr} mais distante de 1 foi SOA 2 (r34).

O desvio padrão rms_1 variou de 0,195 (SOA 5) a 0,296 (SOA 4). Estes valores são mais compatíveis com os obtidos pelos modelos históricos e modelos SeaBAM aplicados aos dados SeaBAM. Comparando com o rms_1 obtido pelos modelos históricos aplicados ao SOA, os algoritmos regionais funcionaram melhor.

O desvio padrão rms_2 variou de 0,478 a 0,656, sendo que o maior desvio foi obtido pelo SOA 3 (r25) e o menor, pelo SOA 2 (r34). Os algoritmos regionais apresentaram melhores resultados do que os algoritmos históricos. Porém, excluindo os algoritmos Calcofi 2 bandas linear e Morel-4, os algoritmos regionais e os históricos apresentaram valores próximos de rms_2 .

A tendenciosidade $bias$ também foi razoável, onde o SOA 4 resultou no valor mais próximo a zero ($bias = -0,011$), enquanto SOA 6, no mais distante ($bias = 0,08$). Os algoritmos regionais apresentaram melhores valores deste parâmetro do que os históricos.

A análise gráfica entre a $[Cl-a]_{modelada}$ (a partir de r_{ij} do *Grupo B*) e $[Cl-a]_{medida}$ (*Grupo B*), como proposto na figura 4.2, está apresentada na figura 4.6.

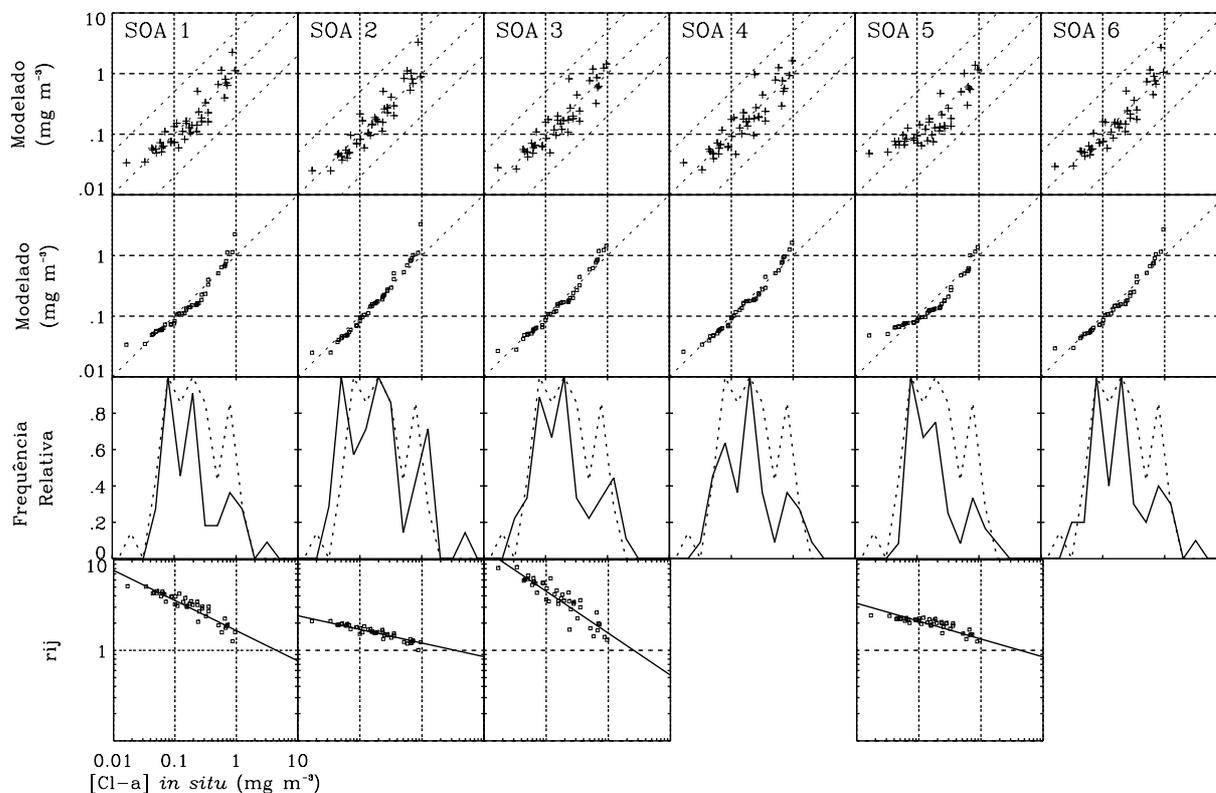


Figura 4.6: Análise gráfica da comparação entre concentrações de clorofila-a *in situ* e modelada. As colunas da esquerda para direita foram obtidas pelos algoritmos SOA 1, SOA 2, SOA 3, SOA 4, SOA 5 e SOA 6. De cima para baixo: Gráfico de dispersão (estão apresentadas também as linhas indicando a razão entre o valor modelado e o *in situ* de 1:5, 1:1 e 5:1), gráfico quantil-quantil, frequência relativa do modelo (linha contínua) e *in situ* (linha pontilhada), razão entre bandas contra $[Cl-a]$ *in situ* para algoritmos de duas bandas (quadrado) e razão entre bandas contra $[Cl-a]$ modelado (curva). As unidades dos eixos de cada linha estão apresentadas na primeira coluna.

No gráfico de dispersão entre os valores modelados (a partir de r_{ij} do *Grupo B*) e medidos de $[Cl-a]$ (*Grupo B*), os algoritmos que apresentaram estimativas mais próximas dos valores *in situ* foram SOA 1 e SOA 3. O algoritmo SOA 2 apresentou uma superestimativa de quase 5 vezes o valor medido numa estação do cruzeiro OPA IV.

No diagrama q-q, observa-se maior sobreposição dos resultados obtidos pelos

algoritmos regionais sobre a linha 1:1 do que os resultados obtidos pelos algoritmos históricos. Os algoritmos que apresentaram as melhores sobreposições foram os SOA 3, SOA 4 e SOA 6. O SOA 1 mostrou uma descontinuidade, embora não muito clara devido a falta de continuidade nos dados, na região do $0,3 \text{ mg m}^{-3}$. O SOA 2 apresentou uma tendência de subestimar para concentrações abaixo de $0,1 \text{ mg m}^{-3}$ e de superestimar acima de $0,3 \text{ mg m}^{-3}$, ao contrário da tendência mostrada pelos OC2 e SeaDAS (algoritmos históricos). Este algoritmo, dentre os regionais, foi o que apresentou o valor de coeficiente angular B_{emr} mais distante de 1. O algoritmo SOA 5 foi o que apresentou a maior subestimativa de $[Cl - a]$ com uma ‘barriga’ no diagrama q-q, entre $0,07$ e $0,4 \text{ mg m}^{-3}$. O SOA 1 também apresentou, embora menos evidente, uma ‘barriga’.

O gráfico de frequência relativa mostrou que os algoritmos regionais estimam melhor as concentrações abaixo de $0,10 \text{ mg m}^{-3}$, quando comparados com os algoritmos históricos. Nas concentrações acima desse valor, com exceção do SOA 3, todos os algoritmos superestimaram os valores *in situ*. O SOA 2 foi o algoritmo que conseguiu descrever melhor o pico de frequência relativa em torno de 1 mg m^{-3} . Comparando com a frequência relativa dos algoritmos históricos (Calcofi 4 bandas, Morel-3 e SeaDAS), os algoritmos regionais apresentaram um desempenho menor na estimativa das $[Cl - a]$, devido à menor densidade de dados nas concentrações acima de $0,5 \text{ mg m}^{-3}$, utilizados no ajuste. Infelizmente, os dados usados para este estudo, apresentavam maior densidade de amostras entre $0,03$ e 1 mg m^{-3} , tanto para obtenção dos algoritmos regionais (*Grupo A*), quanto para validação (*Grupo B*) (veja Fig. 4.4).

A distribuição dos valores da r_{ij} versus a $[Cl - a]$ mostrou que, para estes dados, a relação linear é mais evidente do que as relações de ordem superior (quadráticas ou cúbicas),

exceto para $r45$.

4.4 Discussão

4.4.1 Desempenho dos algoritmos empíricos históricos

Os algoritmos empíricos históricos de $[Cl - a]$, obtidos em diversas regiões do oceano, apresentaram uma performance aquém do esperado na estimativa em águas da região SOA ($R^2 < 0,9$). Embora tenham fornecido um coeficiente de determinação razoável quando comparados com os dados *in situ*, nenhum deles alcançou os requisitos de verificação estabelecidos por O'Reilly *et al.* (1998). A maioria dos modelos históricos estimaram a $[Cl - a]$ com dados do SeaBAM com mais de 90% de eficácia (O'Reilly *et al.*, 1998). Algoritmos como Morel-3 e o usado pelo SeaDAS apresentaram boa performance entre 0,03 e 1 $mg\ m^{-3}$, justamente nas concentrações onde a densidade de dados SOA era maior (*Grupo B*, Fig. 4.4).

Três aspectos devem ser considerados nesta análise: 1) obtenção dos dados radiométricos de reflectância; 2) diferenças regionais na relação entre a cor do oceano e a $[Cl - a]$; e 3) pequeno número de dados regionais. Estes três itens associados podem explicar a baixa performance dos algoritmos históricos na região SOA.

Os dados radiométricos usados no presente trabalho são valores de reflectância a 50cm de profundidade, obtidos de medições *in situ* associadas às técnicas de modelagem. A atenuação da irradiância espectral na atmosfera foi modelada assumindo que os parâmetros atmosféricos eram médios (Tab. 3.1). Embora as variações atmosféricas tenham causado pequenas diferenças na razão entre irradiâncias, pode ser que essas diferenças tenham sido magnificadas na estimativa da $[Cl - a]$. A modelagem da atenuação da irradiância na coluna da água foi feita assumindo que os coeficientes de absorção do fitoplâncton, de todas as

estações eram iguais aos obtidos no cruzeiro COROAS III (Fig. 2.2 e 4.1), obtidos em águas predominantemente tropicais (González & Garcia, 1999). As diferenças geográficas e sazonais entre os pontos de amostragem foram ignoradas apesar da amostragem incluir desde águas tropicais até águas antárticas, em diferentes épocas do ano. Muitos trabalhos demonstraram que o coeficiente de absorção do fitoplâncton varia de região para região (Sathyendranath & Hoepffner, 1993; Mitchell & Holm-Hansen, 1991; Lutz *et al.*, 1996; González *et al.*, 1998; Garcia *et al.*, 1998) e sazonalmente. Ainda que poucas, medições desta natureza começaram a ser realizadas no SOA (González *et al.*, 1998 e Garcia *et al.*, 1998). A série de cruzeiros AMT vem amostrando as regiões adjacentes às costas brasileira e argentina desde 1995 (Robins *et al.*, 1996) e Mitchell & Holm-Hansen (1991), a região Antártica. Sabe-se que há diferenças entre as regiões mas esses limites ainda não são bem estabelecidos. Estudos envolvendo todo o SOA são necessários para permitir uma caracterização bio-óptica que possibilite subdividir as grandes regiões do oceano em províncias bio-geográficas (Santamaría-del-Angel *et al.*, 1994b; Longhurst *et al.*, 1995). Esta divisão em províncias é baseada na constância das características físicas e biológicas dentro de cada uma e portanto, cada uma delas possui uma comunidade fitoplanctônica característica resultando em características bio-ópticas únicas. Numa área vasta como a região SOA, onde é caracterizada por diferentes massas de água (Maamaatuaiahutapu *et al.*, 1992) e grande dinâmica (Peterson & Stramma, 1991 e referências nela contidas), o ideal seria usar o coeficiente de absorção obtido em cada província, considerando a variação sazonal, para calcular a irradiância espectral na lâmina da água de 50 *cm* para a estimativa da reflectância.

O segundo fator a ser considerado, anteriormente questionado, são as diferenças regionais entre a concentração de pigmentos e a cor do oceano. Todos estes modelos, com exceção dos algoritmos OC-2 e SeaDAS, foram obtidos de banco de dados com pouquíssimos

exemplares do oceano Atlântico Sul, estando os dados concentrados no hemisfério Norte, principalmente nas águas adjacentes à América do Norte e Europa. Algoritmos determinados a partir de um banco de dados regional é difícil de ser aplicado a outras regiões com sucesso porque só consideram as características bio-ópticas da região de onde os dados foram amostrados (Müller-Karger *et al.*, 1990; Mitchell & Holm-Hansen, 1991; McClain & Yeh, 1994 e Arrigo *et al.* 1994).

Por último, o número de dados usados na análise não foi suficiente para abranger o limite de $[Cl - a]$ necessário ($[Cl - a] < 0,03$ e $[Cl - a] > 7 mg m^{-3}$) e também não preencheu todo o intervalo dentro do limite amostrado, necessitando de aumento de dados para futuras análises. Os algoritmos históricos de O'Reilly *et al.* (1998) (OC2 e SeaDAS) foram gerados a partir de um banco de dados global (SeaBAM), onde a densidade de dados e o limite abrangido foi muito maior ($n = 919$) do que o banco de dados SOA ($n = 41$ para verificação). Nos dados SOA, a maior densidade de dados ocorre no intervalo entre 0,05 e 0,5 $mg m^{-3}$, justamente a região onde a performance dos algoritmos históricos foi melhor (Fig. 4.5). Para concentrações acima de 0,5 $mg m^{-3}$, a não congruência entre os valores medidos e modelados foi visível. É importante que nas futuras amostragens bio-ópticas, regiões de altas concentrações, não incluídas neste trabalho, como a região da ressurgência de Cabo Frio-RJ, da faixa contínua de alto teor de clorofila-a da quebra de plataforma argentina e a região da Corrente Circumpolar Antártica sejam incluídas. Regiões de baixas concentrações também devem ser mais amostradas, principalmente nas águas adjacentes à costa do nordeste brasileiro. Novamente, é enfatizada a necessidade de subdividir a região do SOA em províncias ou regiões biogeográficas (Santamaría-del-Angel *et al.*, 1994b e Longhurst *et al.*, 1995). Uma vez feita esta divisão, os estudos seriam voltados para amostrar cada uma destas províncias diminuindo o esforço de abranger todo o SOA, pois as amostragens

corretas em cada província garantiriam a representatividade de todo o SOA. Cobrindo todas as províncias, cobrir-se-ia também as lacunas na distribuição de $[Cl - a]$ e aumentar-se-ia o número de dados.

4.4.2 Ajuste dos algoritmos empíricos regionais

Foram gerados algoritmos empíricos regionais a partir do *Grupo 1* do banco de dados SOA, com $n_1 = 41$. No entanto, foi possível desenvolver algoritmos apenas na forma linear porque o limite abrangido por este banco de dados não possibilitou a forma sigmoideal encontrada nos dados SeaBAM. Os primeiros algoritmos empíricos adotavam a regressão linear simples pela facilidade dos cálculos (Gordon *et al.*, 1983 e Mitchell & Holm-Hansen, 1991). O presente trabalho adotou a regressão linear simples por ser mais evidente que a característica sigmoideal mostrada por O'Reilly *et al.* (1998). Os dados SOA abrangeram apenas as concentrações entre 0,016 e 5,3 mgm^{-3} , sendo que abaixo dos 0,03 mgm^{-3} e acima de 1,0 mgm^{-3} , os dados foram escassos. Assim, a melhor relação empírica, obtida a partir destes dados, foi uma equação linear sobre os dados logaritmizados.

No entanto, os algoritmos históricos de formas funcionais de maior ordem (Morel-3 e SeaDAS) estimaram razoavelmente as concentrações do SOA por resultar de banco de dados com maior limite de concentração (entre 0,019 e 32,79 mgm^{-3}), com uma forma sigmoideal. Os dados SOA apresentam valores entre 0,016 e 5,3 mgm^{-3} e uma forma linear que corresponde à parte linear da forma sigmoideal dos dados SeaBAM.

4.4.3 Algoritmos empíricos aplicados ao SOA

Os algoritmos empíricos regionais apresentaram um bom desempenho mesmo usando apenas uma formulação de equação linear simples entre dados logaritmizados de r_{ij} e $[Cl - a]$. Todos os algoritmos estimaram bem a concentração, principalmente, abaixo de $0,1 \text{ mg m}^{-3}$. Embora a abrangência dos valores de $[Cl - a]$ tenha sido maior no *Grupo A*, a figura 4.4 mostra a não uniformidade na distribuição dos dados e a baixa representatividade nas concentrações maiores. Mais uma vez, a carência da amostragem ficou ressaltada mostrando que, mesmo mantendo o limite nos valores de $[Cl - a]$, é necessário aumentar o número de amostras em todo o SOA para uniformizar a distribuição das concentrações.

Gordon *et al.* (1993) e Mitchell & Holm-Hansen (1991) sugeriram uma troca de algoritmos a $1,5 \text{ mg m}^{-3}$ usando diferentes r_{ij} e Aiken *et al.* (1995) sugeriram que a troca fosse feita a 2 mg m^{-3} , de uma equação potencial para hiperbólica. Os três trabalhos concluíram que uma única equação potencial não consegue exprimir a relação entre a variação da cor do oceano e a concentração de pigmentos fitoplanctônicos, abrangendo todas as concentrações. Os algoritmos regionais, aqui analisados, foram gerados com valores entre $0,016$ e $5,3 \text{ mg m}^{-3}$ (*Grupo 1*) mas a verificação foi realizada com banco de dados que abrange de $0,017$ a $0,95 \text{ mg m}^{-3}$, correspondendo apenas ao algoritmo abaixo da concentração de troca (Gordon *et al.*, 1983; Mitchell & Holm-Hansen, 1991 e Aiken *et al.*, 1995). Os algoritmos regionais apresentaram melhor desempenho que os históricos até $1,0 \text{ mg m}^{-3}$ (limite usado para a verificação) mas nada pode ser afirmado para concentrações acima deste valor. A robustez necessária aos algoritmos empíricos não foi atingida com os dados SOA. Para atingir esta meta, ainda é necessário aumentar este banco de dados tanto em número quanto em representatividade das diferentes regiões biogeográficas (Longhurst *et al.*, 1995).

Estes dados, todavia, foram suficientes para gerar algoritmos que estimaram bem a $[Cl - a]$, desde as águas tropicais até as antárticas, embora em concentrações abaixo de 1 mg m^{-3} , usando um único algoritmo obtido de regressão linear simples, sem que necessitasse subdividir em diferentes sub-regiões ou províncias. Isto mostrou que mesmo águas de tão diferentes características (tropicais e antárticas) podem ser descritas por um único algoritmo.

O banco de dados SeaBAM usado no desenvolvimento de algoritmos OC2 e SeaDAS (O'Reilly *et al.*, 1998), apresentava comunidades fitoplanctônicas de diferentes regiões, desde aquelas populações com alto grau de efeito pacote (dados Calcofi) até as sem o efeito pacote (dados do Pacífico Equatorial) (Carder *et al.*, 1999). O efeito pacote ocorre, principalmente, em regiões de ressurgência e de altas latitudes, onde as populações fitoplanctônicas são constituídas de células maiores e alta densidade de pigmentos que causam o auto-sombreamento, mascarando a verdadeira concentração de pigmentos. O algoritmo gerado por O'Reilly *et al.* (1998), gerado por dados de tão diferentes regiões apresentou robustez nas águas que contribuíram na sua construção. Porém, o seu desempenho foi inferior ao esperado em águas SOA, não incluídas na sua elaboração, confirmando que os algoritmos têm mostrado robustez para as regiões que contribuíram na determinação dos seus coeficientes (Gordon *et al.*, 1983; D.K. Clark em Mitchell & Holm-Hansen, 1991; McClain & Yeh, 1994 e O'Reilly *et al.*, 1998).

De uma maneira geral, os algoritmos empíricos regionais estimaram melhor a $[Cl - a]$. O desempenho do algoritmo global usado pelo SeaDAS no processamento global das imagens SeaWiFS, aqui denominado algoritmo SeaDAS, está aquém do desejado nas águas SOA. No entanto, ele vem sendo usado no processamento das imagens SeaWiFS nesta região (Omachi *et al.*, 1998). Espera-se que o desempenho do algoritmo do SeaDAS seja melhorado

quando novos coeficientes forem estimados com a inclusão de dados obtidos no SOA. Esta inclusão, que seria uma inclusão de 82 pontos amostrais dentro de mais de 1000 pontos amostrais, diluiria as características regionais do SOA, o que não alteraria muito o algoritmo global. No entanto, insiste-se que quanto mais e mais amostragens forem realizados no SOA e quanto mais dados provenientes do SOA forem incluídos ao banco global de dados bio-ópticos, mais robusto será o algoritmo resultante desse banco global ao SOA e conseqüentemente, terá maior consistência para estimar a concentração de clorofila-a globalmente.

Os algoritmos regionais de forma potencial obtidos apresentaram o coeficiente de inclinação (a_1) sempre maior que o dos modelos históricos (Tab. 4.4 e 4.6). Esta é uma evidência de que a relação entre a cor do oceano e a concentração de pigmentos do SOA pode diferir razoavelmente da relação encontrada no hemisfério norte, de onde provém os algoritmos históricos. Assim, os algoritmos globais de processamento dos dados da cor do oceano ainda não são totalmente adequados para a região SOA como ocorreu em outras regiões não amostradas na obtenção dos algoritmos globais (Müller-Karger *et al.*, 1990, Mitchell & Holm-Hansen, 1991; Arrigo *et al.*, 1994 e McClain & Yeh, 1994).

4.5 Conclusões e sugestões

No presente capítulo, os dados bio-ópticos disponíveis da região SOA foram tratados para permitir a análise de várias relações funcionais entre a variação da cor do oceano e a concentração superficial de clorofila-a. Os objetivos propostos puderam ser alcançados.

A região SOA ainda carece de dados bio-ópticos para melhor validar o desempenho de algoritmos empíricos de concentração de clorofila-a, tanto históricos quanto regionais, para o SeaWiFS. Para uma eficaz amostragem, é importante que a região SOA seja sub-dividida

em províncias de características biológicas e físicas marcantes e cada uma destas províncias seja amostrada, garantindo a representatividade de todas as regiões bio-geográficas do SOA.

A região SOA tem características bio-ópticas levemente diferentes das águas do hemisfério norte, ocasionando o menor desempenho de algoritmos históricos de clorofila-a. A inclusão dos dados bio-ópticos oriundos destas águas para a estimativa dos novos coeficientes dos algoritmos globais pode aumentar a robustez desses algoritmos.

A razão r_{35} (490/555) é a variável mais indicada para análise da concentração de clorofila-a na região SOA. Esta razão, apesar de não apresentar os resultados almejados pelos critérios aqui estabelecidos, foi a que apresentou o mais consistente conjunto de parâmetros estatísticos e gráficos, sem que nenhum destes parâmetros apresentasse algum valor discrepante.

Capítulo 5

Conclusões Gerais e Sugestões

Sobre a modelagem da irradiância espectral descendente

- O vapor de água precipitável causou variações muito pequenas na irradiância da banda 6 (670 *nm*). Nas demais bandas, sua influência foi nula. O ozônio e a visibilidade influenciaram a irradiância das bandas do SeaWiFS/TSRB quando variaram dos valores médios aos extremos.
- A variação da visibilidade da situação média para máxima afetou pouco a estimativa da irradiância nas bandas do SeaWiFS/TSRB (menos de 7% em ângulos solares menores que 60°. Já em situações de mínima visibilidade, deve-se tomar precauções quando se calcula a irradiância com a expectativa de uma estimativa acurada nas bandas do SeaWiFS/TSRB. Neste caso, recomenda-se que se tenha uma noção do valor da visibilidade.
- Apesar da variação do ozônio ter afetado muito pouco a estimativa da irradiância descendente nas bandas do SeaWiFS/TSRB (menos de 3% em ângulos solares menores que 60°), a variação deste parâmetro causou mais efeito na estimativa da razão entre

irradiâncias espectrais, do que a situação de mínima visibilidade. Portanto, é necessário que se tenha conhecimento do valor aproximado da concentração de ozônio quando usar o modelo no cálculo da razão entre reflectâncias das bandas.

- No cálculo da razão entre reflectâncias r_{34} , r_{35} e r_{45} , até os 60° de ângulo solar, a irradiância pode ser obtida usando o modelo com parâmetros atmosféricos médios (situação 1). É importante que se tenha, somente noção dos valores de visibilidade e ozônio. No entanto, quando a razão é a r_{34} , em situações de visibilidade entre 4 e 50 km , pode-se tomar como valor de r_{Ed34} sendo igual a 0,965. Nos casos de r_{35} e de r_{45} , conhecendo-se o ângulo solar e os valores aproximados de visibilidade e de ozônio, pode-se inferir o valor de r_{Ed} (Valores modelados da irradiância estão apresentados no Apêndice C).
- Os resultados encontrados neste trabalho demonstraram a viabilidade do uso de instrumentos radiométricos como a TSRB, pois para $\theta < 40^\circ$, as razões r_{Ed34} , r_{Ed35} e r_{Ed45} apresentam diferenças menores que 1%, independente dos valores dos parâmetros atmosféricos analisados neste trabalho.
- As variações espectrais na irradiância espectral modelada devidas a nuvens devem ser consideradas localmente. No entanto, para aplicações em mapeamento da produtividade primária, através de técnicas de sensoriamento remoto, onde apenas os pixels sem nuvens podem ser usados, o problema é eliminado, tornando o presente modelo altamente aplicável.
- O modelo de atenuação espectral da irradiância de Gregg & Carder (1990) apresenta grande valia para aplicações quando se trata do sensor SeaWiFS, principalmente na região tropical e equatorial, onde o ângulo solar será pequeno. Já em regiões tempe-

radas e altas latitudes, sua aplicabilidade dependerá da época do ano.

Sobre os algoritmos empíricos de $[Cl - a]$

- A região SOA ainda carece de dados bio-ópticos para melhor validar o desempenho de algoritmos empíricos de concentração de clorofila-a para o SeaWiFS. Para uma eficaz amostragem, é importante que o SOA seja sub-dividido em províncias de características biológicas e físicas marcantes e que cada uma destas províncias seja amostrada, garantindo a representatividade de todas as regiões bio-geográficas do SOA.
- A região SOA tem características bio-ópticas levemente diferentes das águas do hemisfério norte, ocasionando o menor desempenho de algoritmos históricos de clorofila-a. A inclusão dos dados bio-ópticos oriundos da região SOA para a estimativa dos novos coeficientes dos algoritmos globais pode aumentar a robustez desses algoritmos.
- A razão $r35$ é a variável mais indicada para análise da concentração de clorofila-a na região SOA. Esta razão, apresentou o mais consistente conjunto de parâmetros estatísticos e gráficos, sem que nenhum destes parâmetros apresentassem valores discrepantes.

Bibliografia Citada

AIKEN, J., G.F. MOORE & P.M. HOLLIGAN. 1992. Remote sensing of oceanic biology in relation to global climate change. *J. Phycol.* 28:579-590.

AIKEN, J.; G.F. MOORE; C.C. TREES; S.B. HOOKER & D.K. CLARK. 1995. The SeaWiFS CZCS-type pigment algorithm. NASA Tech. Memo. 104566. Vol. 29. NASA Goddard Space Flight Center, 34pp.

ANDRÉ, J.-M. & A. MOREL. 1991. Atmospheric corrections and interpretation of marine radiances in CZCS imagery, revisited. *Oceanol. Acta.* Vol. 14: 3-22.

ANTOINE, D., A. MOREL & J.-M. ANDRÉ. 1995. Algal pigment distribution and primary production in the eastern Mediterranean as derived from coastal zone color scanner observations. *J. Geophys. Res.* 100(C8): 16193-16209.

ARRIGO, K.R., C.R. McCLAIN, J.K. FIRESTONE, C.W. SULLIVAN & J.C. COMISO. 1994. "A comparison of CZCS and *in situ* pigment concentrations in the Southern Ocean", *in* Case Studies for SeaWiFS calibration and validation, Part 1. NASA Tech. Memo. 104566. Vol. 13. NASA Goddard Space Flight Center, 30-34pp.

AUSTIN, R.W. 1974. "The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface". *In: Optical Aspects of Oceanography.* Jerlov N.G. & E.S. Nielsen, Eds. Academic Press. 317-344.

BARTLETT, J.S.; CIOTTI, A.M.; DAVIS, R.F. & J.J. CULLEN. 1998. The spectral effects of clouds on solar irradiance. *J. Geophys. Res.* Vol. 103(C13): 31017-31031.

BATES, T.S., R.J. CHARLSON & R.H. GAMMON. 1987. Evidence for the climatic role of marine biogenic sulphur. *Nature.* Vol. 329: 319-321.

BATHMANN, U.V., R. SCHAREK, C. KLAAS, C.D. DUBISCHAR & V. SMETACEK. 1997. Spring development of phytoplankton biomass and composition in major water masses of the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II* Vol. 44. No. 1-2: 51-67.

BIGGS, D.C. & F.E. MÜLLER-KARGER. 1994. Ship and satellite observations of chlorophyll stocks in interacting cyclone-anticyclone eddy pairs in the western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 99(C4): 7371-7384.

BIRD, R. E. 1984. A simple, solar spectral model for direct-normal and diffuse horizontal irradiance. *Sol. Energy.* 32, 461-471.

BIRD, R. E. e RIORDAN, C. 1986. Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the Earth's surface for cloudless atmospheres. *J. Climatol. Appl. Meteorol.* 25, 87-97.

- BRANDINI, F.P., R.M. LOPES, K.S. GUTSEIT, H.L. SPACH & R. SASSI. 1997. Planctologia na plataforma continental do Brasil - Diagnose e revisão bibliográfica. *Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE)*.
- BRICAUD, A.; A. MOREL & L. PRIEUR. 1981. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnol. Oceanogr.* Vol. 26:43-53.
- BRICAUD, A. & A. MOREL. 1987. Atmospheric corrections and interpretation of marine radiances in CZCS imagery: use of a reflectance model. *Oceanol. Acta.* Vol. 7: 33-50.
- BRICAUD, A., M. BABIN, A. MOREL & H. CLAUSTRE. 1995. Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization. *J. Geophys. Res.* 100(C7): 13321-13332.
- BROCK, J., S. SATHYENDRANATH & T. PLATT. 1993. Modelling the seasonality of subsurface light and primary production in the Arabian Sea. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 101: 209-221.
- CARDER, K.L. & R.G. STEWARD. 1985. A remote-sensing reflectance model of a red-tide dinoflagellate off west Florida. *Limnol. Oceanogr.* Vol. 30(2): 286-298.
- CARDER, K.L., R.G. STEWARD, J.H. PAUL & G.A. VARGO. 1986. Relationships between chlorophyll and ocean color constituents as they affect remote-sensing reflectance models. *Limnol. Oceanogr.* Vol.31(2): 403- 413.
- CARDER, K.L., S.K. HAWES, K.A. BAKER, R.C. SMITH, R.G. STEWARD & B.G. MITCHELL. 1991. Reflectance model for quantifying chlorophyll a in the presence of productivity degradation products. *J. Geophys. Res.* 96(C11): 20599-20611.
- CARDER, K.L., F.R. CHEN, Z.P. LEE, S.K. HAWES & D. KAMYKOWSKI. 1999. Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures. *J. Geophys. Res.* 104(C3):5403-5421.
- CASTELLO, J. P. e MÖLLER Jr. O. O. 1977. Sobre as condições oceanográficas no Rio Grande do Sul. *Atlântica* 2 (2), 25-100.
- CHARLSON, R.J., J.E. LOVELOCK, M.O. ANDREAE & S.G. WARREN. 1987. Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature.* Vol. 326: 655-661.
- CIOTTI, A. M. 1990. Fitoplâncton da plataforma continental do sul do Brasil: clorofila-a, feopigmentos e análise preliminar da produção primária. Rio Grande, FURG, 86pp (Dissertação de Mestrado).
- CIOTTI, A.M., C. ODEBRECHT, G. FILLMANN & O.O. MÖLLER JR. 1995. Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Cont. Shelf Res.* 15(14): 1737-1756.
- CIOTTI, A.M., J.J. CULLEN & M.R. LEWIS. 1999. A semi-analytical model of the influence of phytoplankton community structure on the relationship between light attenuation and ocean color. *J. Geophys. Res.* Vol. 104(C1):1197-1580.
- CLARKE, G.L., G.C. EWING & C.J. LORENZEN. 1970. Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration. *Science.* Vol.167: 1119-1121.

- CULLEN, J.J.; CIOTTI, Á.M.; DAVIS, R.F. & M.R. LEWIS. 1997. Optical detection and assessment of algal blooms. *Limnol. Oceanogr.* Vol. 42: 1223-1239.
- CULLEN, J.J.; CIOTTI, A.M. & M.R. LEWIS. 1994. Observing biologically induced optical variability in coastal waters. SPIE. Vol. 2258. *Ocean Optics XII*: 105-115.
- ERTHAL, S. 1997. Distribuição de biomassa fitoplanctônica através de imagens de satélite no Atlântico Sul e Antártica: Calibração e Validação . Rio Grande, RS, FURG, 32pp (Trabalho de Graduação).
- EMÍLSSON, I. 1960. The shelf and coastal waters off Southern Brazil. *Bolm. Inst. Oceanogr.* São Paulo. 11(2): 101-112.
- FELDMAN, G., N. KURING, C. NG, W.E. ESAIAS, C.R. McCLAIN, J.A. ELROD, N. MAYNARD, D. ENDRES, R. EVANS, J. BROWN, S. WALSH, M. CARLE, & G. PODESTA. 1989. Availability of the Global Data Set. *EOS Transactions.* 70(23):634-641.
- FIEDLER, P.C. 1994. Seasonal and interannual variability of coastal zone color scanner phytoplankton pigments and winds in the eastern tropical Pacific. *J. Geophys. Res.* 99(C9): 18371-18384.
- FILLMANN G. 1990. Caracterização química das massas de água da plataforma continental do sul do Brasil. Rio Grande, FURG, 134pp. (Dissertação de Mestrado).
- GABRIC, A.J., L. GARCIA, L. VAN CAMP, L. NYKJAER, W. EIFLER & W. SCHRIMPF. 1993. Offshore export of shelf production in the Cape Blanc (Mauritania) giant filament as derived from Coastal Zone Color Scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 98(C3): 4697-4712.
- GARCIA, C.A.E.; GARCIA, V.M.T.; GONZÁLEZ, A.G.S. & C.Y. OMACHI. 1998. Bio-optical characteristics of Southwestern Brazilian Waters. SPIE. Vol. II. Resumo 51.10. *Ocean Optics XIV.* Kailua-Kona, Hawaii, EUA.
- GARCÍA-MOLINER, G. & J.A. YODER. 1994. Variability in pigment concentration in warm-core rings as determined by coastal zone color scanner satellite imagery from the Mid-Atlantic Bight. *J. Geophys. Res.* 99(C7): 14277-14290.
- GARVER, S.A. & D.A. SIEGEL. 1997. Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation, 1, Time series from the Sargasso Sea. *J. Geophys. Res.* 102(C8):18607-18625.
- GONZÁLEZ, A. S. 1994. Modelos semi-analíticos para determinar a produção primária fitoplanctônica através de sensoriamento remoto: uma aplicação a nível regional. Rio Grande, FURG, 118pp (Dissertação de Mestrado).
- GONZÁLEZ, A.S., E. de ALMEIDA & V.M.T. GARCIA. 1998. Características bio-ópticas do fitoplâncton na costa sul do Brasil. XI Semana Nacional de Oceanografia, FURG, Rio Grande, RS, Brasil. Livro de resumos: 148-150.
- GONZÁLEZ, A.S. & V.M.T. GARCIA. 1999. Hydrography and characteristics of phytoplankton in shelf and oceanic waters of the Southern Brazilian Coast. Biogeochemistry of the Arabian Sea: Synthesis & Modelling (Training Course). Bangalore, Índia. (resumo).
- GORDON, H.R. 1998. In-orbit calibration strategy for ocean color sensors. *Remote Sens. Environ.* 63:265-278.
- GORDON, H.R. & A.Y. MOREL. 1983. *Remote assessment of ocean color for interpretation*

of satellite visible imagery. A review. Lecture notes on coastal and estuarine studies, ed. R.T. Barber, et al. Vol. 4. New York: Springer-Verlag New York Inc.

GORDON, H.R. & M. WANG. 1994. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Appl. Opt.* 33(3):443-452.

GORDON, H.R., D.K. CLARK, J.W. BROWN, O.B. BROWN, R.H. EVANS & W.W. BROENKOW. 1983. Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Appl. Opt.* 22(1): 20-36.

GORDON, H.R.; CLARK, D.K., MUELLER, J.L. & W.A. HOVIS. 1980. Phytoplankton pigments from the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: comparisons with surface measurements. *Science*. Vol. 210. 63-66.

GREGG, W.W. & K.L. CARDER. 1990. A simple spectral solar irradiance model for cloudless maritime atmospheres. *Limnol. Oceanogr.*, 35(8), 1657-1674.

HALPERN, D. & G.C. FELDMAN. 1994. Annual and interannual variations of phytoplankton pigment concentration and upwelling along the Pacific equator. *J. Geophys. Res.* 99 (C4): 7347-7354.

HOEPFFNER, N. and S. SATHYENDRANATH. 1993. Determination of the major groups of phytoplankton pigments from the absorption spectra of total particulate matter. *J. Geophys. Res.* 98(C12): 22789-22803.

HOLM-HANSEN, O.; LORENZEN, C.J.; HOLMES, R.W. & J.D.H. STRICKLAND. 1965. Fluorometric Determination of Chlorophyll. *J. Cons. perm. int. Explor. Mer.* 30(1):3-15.

HOOKER, S.B., W.E. ESAIAS, G.C. FELDMAN, W.W. GREGG & C.R. McCLAIN. 1992. An overview of SeaWiFS and ocean color. NASA Tech. Memo. 104566. Vol.1, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, 24pp.

HOOKER, S.B. & W.E. ESAIAS. 1993. An overview of the SeaWiFS Project. EOS, Transactions, American Geophysical Union. Vol. 74(21):241, 245-246.

HOVIS, W.A. & LEUNG, K.C. 1977. Remote sensing of ocean color. *Opt. Eng.* Vol. 16(2):158-166.

INN, E.C.Y. & Y. TANAKA. 1953. Absorption coefficient of ozone in the ultraviolet and visible regions. *J. Opt. Soc. Am.* Vol. 43: 870-873.

International Ocean-Colour Coordinating Group (IOCCG). 1998. Minimum requirements for an operational ocean-colour sensor for the open ocean. *Rep. IOCCG*. N.1. 46pp.

JAQUET, N., H. WHITEHEAD & M. LEWIS. 1996. Coherence between 19th century sperm whale distributions and satellite-derived pigments in the tropical Pacific. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* Vol. 145:1-10.

JEFFREY, S.W., M. VESK & R.F.C. MANTOURA. 1997. Phytoplankton pigments: windows into the pastures of the sea. *Nature & Resources*. Vol. 33(2): 14-29.

JERLOV, N.G. 1976. Marine Optics. Elsevier, Amsterdam. 231pp.

KASTEN, F. 1966. A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.* B14, 206-223

- KIRK, J.T.O. 1994. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. Cambridge University Press, Cambridge. 509pp.
- LAWS, E. 1997. 'Model II Linear Regression', in: *Mathematical Methods for Oceanographers*. John Wiley & Sons, EUA. 57-71.
- LEE, Z., K.L. CARDER, S.K. HAWES, R.G. STEWARD, T.G. PEACOCK & C.O. DAVIS. 1994. Model for interpretation of hyperspectral remote-sensing reflectance. *Appl. Opt.* Vol. 33(24): 5721-5732.
- LEGRAND, M., C. FENIET-SAIGNE, E.S. SALTZMAN, C. GERMAIN, N.I. BARKOV & V.N. PETROV. 1991. Ice-core record of oceanic emissions of dimethylsulphide during the last climate cycle. *Nature*. Vol. 350: 144-146.
- LEONARD, C.L. & C.R. McCLAIN. 1996. Assessment of interannual variation (1979-1986) in pigment concentrations in the tropical Pacific using CZCS. *Int. J. Remote Sensing*. 17(4): 721-732.
- LEWIS, M.R., M.-E. CARR, G.C. FELDMAN, W. ESAIAS & C. McCLAIN. 1990. *Nature*. Vol. 347: 543-545.
- LONGHURST, A., S. SATHYENDRANATH, T. PLATT & C. CAVERHILL. 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *J. Plankton Res.* 17(6): 1245-1271.
- LUTZ, V.A., S. SATHYENDRANATH & E.J.H. HEAD. 1996. Absorption coefficient of phytoplankton: regional variations in the North Atlantic. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* Vol. 135: 197-213.
- MAAMAATUAI AHUTAPU, K., V.C. GARÇON, C. PROVOST, M. BOULAHIDID & A.P. OSIROFF. 1992. Brazil-Malvinas Confluence: water mass composition *J. Geophys. Res.* 97(C6): 9493-9505.
- MADRUGA, J.L. 1997. Análise de algoritmos de correção atmosférica e bio-ópticos para o processamento de imagens CZCS no oceano Atlântico Sudoeste. INPE, São José dos Campos, SP. 147pp. (Dissertação de Mestrado).
- McCLAIN, C.R., J.C. COMISO, R.S. FRASER, J.K. FIRESTONE, B.D. SCHIEBER, E-n. YEH, K.R. ARRIGO & C.W. SULLIVAN. 1994. Case studies for SeaWiFS calibration and validation, Part 1. NASA Tech. Memo. 104566. Vol. 13. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, 30-34.
- McCLAIN, C.R. & E-n. YEH. 1994. "CZCS Bio-optical algorithm comparison", in: Case studies for SeaWiFS calibration and validation, Part 1. NASA Tech. Memo. 104566. Vol. 13. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, 3-8.
- McCLAIN, C.R., CLEAVE, M.L., FELDMAN, G.C., GREGG, W.W., HOOKER, S.B. & N. KURING. 1998. Science quality SeaWiFS data for global biosphere research. *Sea Technol.* September.
- MITCHELL, B.G. & O. HOLM-HANSEN. 1991. Bio-optical properties of Antarctic Peninsula waters: differentiation from temperate ocean models. *Deep-Sea Res.* Vol.38(8/9). 1009-1028.
- MITCHELL, B.G. & M. KAHRU. 1998. Algorithms for SeaWiFS developed with the Cal-

- COFI data set, *CalCOFI Rep.* 39. 26pp., Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep., LaJolla, Calif.
- MOREL, A. 1974. 'Optical properties of pure Seawater'. *In: Optical Aspects of Oceanography*. Jerlov, N. G. e Steeman-Nielsen, E. (Eds). Academic Press. Califórnia.
- MOREL, A.Y. & L. PRIEUR. 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.* Vol. 22(4):709-722.
- MOREL, A., D. ANTOINE, M. BABIN & Y. DONDONNEAU. 1996. Measured and modeled primary production in the Northeast Atlantic (EUMELI JGOFS program): The impact of natural variations in photosynthetic parameters on model predictive skill. *Deep-Sea Res. 1-Oceanogr. Res. Pap.* Vol. 43(8): 1273-1304.
- MÜLLER-KARGER, F.E., McCLAIN, C.R. & RICHARDSON, P.L. 1988. The dispersal of the Amazon's water. *Nature*. Vol. 333(6168):56-59.
- MÜLLER-KARGER, F.E., C.R. McCLAIN, R.N. SAMBROTTO & G.C. RAY. 1990. A comparison of ship and Coastal Zone Color Scanner mapped distribution of phytoplankton in the Southeastern Bering Sea. *J. Geophys. Res.* 95(C7):11483-11499.
- NIENCHESKI, L.F. & G. FILLMANN. 1997. 'Características Químicas'. *In: Os ecossistemas costeiro e marinho do extremo sul do Brasil*. U. Seeliger, C. Odebrecht & J.P. Castello. Editora Ecoscintia. Brasil. 107-108.
- OMACHI, C.Y. 1996. *Modelo de atenuação da irradiância espectral na atmosfera e coluna d'água do mar para aplicações em sensoriamento remoto e oceanografia*. Rio Grande, RS, FURG. 65 pp (Trabalho de Graduação).
- OMACHI, C.Y., H.L. ENDO & C.A.E. GARCIA. 1998. Estimativa da concentração de clorofila-a através de imagens SeaWiFS. XI Semana Nacional de Oceanografia. Livro de Resumos: 377-379.
- OMACHI, C.Y. & C.A.E. GARCIA. 1999. Análise da sensibilidade de um modelo de atenuação espectral da irradiância na atmosfera em diferentes condições atmosféricas: uma aplicação para o SeaWiFS. *Em preparação*.
- O'REILLY, J.E.; MARITORENA, S.; GREG MITCHELL, B.; SIEGEL, D. A.; CARDER, K.L; GARVER, S.A.; KAHRU, M. & C. McCLAIN. 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.* Vol. 103(C11), 24937-24953.
- PALTRIDGE, G. W. e PLATT, C. M. R. 1976. Radiative processes in meteorology and climatology. Elsevier.
- PETERSON, R.G. & L. STRAMMA. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanog.* Vol. 26:1-73.
- PLATT, T., S. SATHYENDRANATH, C.M. CAVERHILL & M.R. LEWIS. 1988. Ocean primary production and available light: further algorithms for remote sensing. *Deep-Sea Res.* 35(6): 855-879.
- PLATT, T. & S. SATHYENDRANATH. 1993. Estimators of primary production for interpretation of remotely sensed data on ocean color. *J. Geophys. Res.* 98(C8): 14561-14576.
- PLATT, T., S. SATHYENDRANATH & A. LONGHURST. 1995. Remote sensing of primary production in the ocean: promise and fulfilment. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.* 348:

191-202.

POPE, R.M. & E.S. FRY. 1997. Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements. *Appl. Opt.* 36(33): 8710-8723.

PRIEUR, L. e SATHYENDRANATH, S. 1981. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials. *Limnol. Oceanogr.*, 26(4), 671-689p.

SANTAMARÍA-DEL-ANGEL, E., S. ALVAREZ-BORREGO & F.E. MÜLLER-KARGER. 1994a. The 1982-1984 El Niño in the Gulf of California as seen in coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99(C4): 7423-7431.

SANTAMARÍA-DEL-ANGEL, E., S. ALVAREZ-BORREGO & F.E. MÜLLER-KARGER. 1994b. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99(C4): 7411-7421.

SATHYENDRANATH, S. & A. MOREL. 1983. 'Light emerging from the sea - Interpretation and uses in remote sensing', in: *Remote sensing applications in marine science and technology*. A.P. Cracknell, Ed. (D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland). 323-357.

SATHYENDRANATH, S. & T. PLATT. 1988. The spectral irradiance field at the surface and in the interior of the ocean: A model for applications in Oceanography and Remote Sensing. *J. Geophys. Res.* 93(C8), 9270-9280.

SATHYENDRANATH, S.; PLATT.; CAVERHILL, C. M.; WARNOCK, R.E. & LEWIS, M. R. 1989. Remote sensing of oceanic primary production: computation using a spectral model. *Deep-Sea Res.* 36(3), 431-453.

SATHYENDRANATH, S., A.D. GOUVEIA, S.R. SHETYE, P. RAVINDRAN & T. PLATT. 1991. Biological control of surface temperature in the Arabian Sea. *Nature*. Vol. 349(3): 54-56.

SATHYENDRANATH, S., A. LONGHURST, C.M. CAVERHILL & T. PLATT. 1995. Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic. *Deep-Sea Res.* 42(10): 1773-1802.

SATLANTIC INC. 1996. Tethered Spectral Radiometer Buoy (TSRB) User's Manual S/N 019. Halifax, Nova Scotia, Canadá.

SIEGEL, D.A.; WESTBERRY, T.K. & J.C. OHLMANN. 1998. On cloud color and ocean radiant heating. *J. Clim.*, in press.

SOUSA, F.M. & A. BRICAUD. 1992. Satellite-derived phytoplankton pigment structures in the Portuguese upwelling area. *J. Geophys. Res.* 97(C7): 11343-11356.

SPENCER, J. W. 1971. Fourier series representation of the position of the sun. *Search.* 2, 172.

SUBRAMANIAM, A. & E.J. CARPENTER. 1994. An empirically derived protocol for the detection of blooms of the marine cyanobacterium *Trichodesmium* using CZCS imagery. *Int. J. Remote Sensing.* 15(8): 1559-1569.

SVERDRUP, H.U., M.W. JOHNSON & R.H. FLEMING. 1942. The oceans. New York.

Prentice-Hall. Inc. 1087p. 265 figs. 7 cartas.

VODACEK, A., N.V. BLOUGH, M.D. DeGRANDPRE, E.T. PELTZER & R.K. NELSON. 1997. Seasonal variation of CDOM and DOC in the Middle Atlantic Bight: Terrestrial inputs and photooxidation. *Limnol. Oceanogr.* 42(4): 674-686.

YODER, J.A., C.R. McCLAIN, J.O. BLANTON & L.-Y. OEY. 1987. Spatial scales in CZCS-chlorophyll imagery of the southeastern U.S. continental shelf. *Limnol. Oceanogr.* 32(4): 929-941.

APÊNDICES

Apêndice A

Modelo de Atenuação Espectral da Irradiância na Atmosfera

O modelo para calcular a atenuação espectral da irradiância na atmosfera, usado no presente trabalho, foi adaptado de Gregg & Carder (1990). A irradiância espectral descendente, $E_d(\lambda, \theta)$, é calculada por:

$$E_d(\lambda, \theta) = E_{dd}(\lambda, \theta) + E_{ds}(\lambda, \theta) \quad (\text{A.1})$$

onde θ é o ângulo solar zenital formado pela direção do Sol e a reta normal à superfície, representando a hora do dia, λ é o comprimento de onda, E_{dd} e E_{ds} são, respectivamente, as componentes direta e difusa da irradiância espectral descendente ($\mu W cm^{-2} nm^{-1}$).

O cálculo do ângulo solar zenital (θ) é feito usando a equação (Kirk, 1994):

$$\sin(90^\circ - \theta) = \sin\gamma \sin\delta - \cos\gamma \cos\tau \quad (\text{A.2})$$

onde γ é a latitude local. δ é a declinação solar que segundo Spencer (1971) é dada por:

$$\delta = 0,39637 - 22,9133 \cos\psi + 4,02543 \sin\psi - 0,3872 \cos 2\psi + 0,052 \sin 2\psi \quad (\text{A.3})$$

onde ψ é a data expressa como ângulo ($\psi = 360^\circ \frac{dia}{365}$, sendo *dia*, o dia contado desde 0 em 01/jan até 364 no dia 31/dez).

As componentes direta e difusa foram calculadas separadamente:

$$E_{dd}(\lambda, \theta) = F_o(\lambda) (\cos \theta) T_r(\lambda) T_a(\lambda) T_{oz}(\lambda) T_o(\lambda) T_w(\lambda) \quad (A.4)$$

$$E_{ds}(\lambda, \theta) = [I_r(\lambda, \theta) + I_a(\lambda, \theta)] \quad (A.5)$$

onde F_o é a irradiância extra-terrestre média corrigida para a excentricidade orbital e para a distância Sol-Terra, T_i são as transmitâncias (os subscritos indicam os termos responsáveis pela atenuação de cada um: T_o : devido a oxigênio, T_{oz} : ozônio, T_r : espalhamento Rayleigh, T_w : vapor de água precipitável). I_r e I_a são as componentes difusas da irradiância devido, respectivamente, a espalhamentos Rayleigh e de aerossóis e são calculadas por:

$$I_r(\lambda, \theta) = F_o(\lambda) (\cos \theta) T_{oz}(\lambda) T_o(\lambda) T_w(\lambda) T_{aa}(\lambda) [1 - T_r(\lambda)^{0.95}] 0.5 \quad (A.6)$$

$$I_a(\lambda, \theta) = F_o(\lambda) (\cos \theta) T_{oz}(\lambda) T_o(\lambda) T_w(\lambda) T_{aa}(\lambda) T_r(\lambda)^{1.5} [1 - T_{as}(\lambda)] F_a \quad (A.7)$$

onde T_{aa} é a transmitância devido apenas à absorção (sem espalhamento) pelo aerossol, T_{as} é a transmitância devido apenas ao espalhamento (sem absorção) pelo aerossol e F_a é a probabilidade da irradiância ser espalhada para frente pelo aerossol.

A correção da excentricidade orbital da distância Sol-Terra (F_o) é calculada por:

$$F_o(\lambda) = H_o(\lambda) \{1 + e \cos[2\pi(D - 3)/365]\}^2 \quad (A.8)$$

sendo que H_o é a irradiância solar espectral extra-terrestre, e é a excentricidade orbital ($= 0,0167$) e D é o dia do ano (contado a partir de 01/jan). Para a *irradiância solar espectral extra-terrestre*, foram usados os valores dados por Gregg e Carder (1990).

A irradiância que chega no topo da atmosfera deve atravessar o *comprimento do caminho atmosférico* ($M(\theta)$) que varia com o ângulo solar zenital, até a superfície do mar. O

cálculo da transmitância por cada um dos constituintes atmosféricos, exceto o ozônio, requer este parâmetro. $M(\theta)$ é calculado pela equação proposta por Kasten (1966):

$$M(\theta) = 1/[\cos \theta + 0,15(93,885 - \theta)^{-1,253}] \quad (\text{A.9})$$

A correção do comprimento do caminho atmosférico para ozônio ($M_{oz}(\theta)$) é obtida usando a expressão de Paltridge & Platt (1976). O ozônio se encontra concentrado na estratosfera e assim, para os cálculos acurados de sua transmitância, é necessário o *comprimento do caminho atmosférico corrigido para o ozônio* ($M_{oz}(\theta)$):

$$M_{oz}(\theta) = 1,0035/(\cos^2 \theta + 0,007)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A.10})$$

A transmitância devida ao espalhamento Rayleigh ($T_r(\lambda)$) foi calculada usando a equação de Bird & Riordan (1986):

$$T_r(\lambda) = \exp[-M'(\theta)/(115,6406\lambda^4 - 1,335\lambda^2)] \quad (\text{A.11})$$

onde $M'(\theta)$ é o comprimento do caminho atmosférico corrigido para pressão atmosférica não padrão:

$$M'(\theta) = M(\theta)P/P_o \quad (\text{A.12})$$

onde P é a pressão atmosférica local e P_o é a pressão padrão.

A transmitância devida à absorção pelo ozônio ($T_{oz}(\lambda)$) é calculada por:

$$T_{oz}(\lambda) = \exp[-a_{oz}(\lambda)H_{oz}M_{oz}(\theta)] \quad (\text{A.13})$$

onde $a_{oz}(\lambda)$ é o coeficiente de absorção do ozônio (Inn & Tanaka, 1953) e H_{oz} é a escala de altura do ozônio.

A transmitância pelo espalhamento dos aerossóis ($T_a(\lambda)$) é calculada por:

$$T_a(\lambda) = \exp[-\tau_a(\lambda)M(\theta)] \quad (\text{A.14})$$

onde $\tau_a(\lambda)$ é a camada óptica do aerossol calculada, como em Gregg & Carder (1990), em função da visibilidade, sendo usada em todas as transmitâncias devido ao aerossol. Assim, as transmitâncias devido apenas ao espalhamento (sem absorção) pelo aerossol, $T_{as}(\lambda)$, e devido apenas à absorção (sem espalhamento) pelo aerossol, $T_{aa}(\lambda)$, também são dadas em função da visibilidade (Gregg & Carder, 1990).

A transmitância devida à absorção pelo oxigênio ($T_o(\lambda)$) é dada por Bird & Riordan (1986):

$$T_o(\lambda) = \exp \frac{-1,41a_o(\lambda)M'(\theta)}{[1 + 118,3a_o(\lambda)M'(\theta)]^{0,45}} \quad (\text{A.15})$$

onde $a_o(\lambda)$ é o coeficiente de absorção devido às moléculas de oxigênio.

A transmitância devida à absorção pelo vapor de água ($T_w(\lambda)$) é calculada seguindo as formulações de Bird & Riordan (1986):

$$T_w(\lambda) = \exp \frac{-0,2385a_w(\lambda)VA M(\theta)}{[1 + 20,07a_w(\lambda)VA M(\theta)]^{0,45}} \quad (\text{A.16})$$

onde $a_w(\lambda)$ é o coeficiente de absorção do vapor de água e VA é o vapor de água precipitável total.

Apêndice B

Modelo de Atenuação Espectral da Irradiância na Água

O modelo de atenuação espectral da irradiância sugerido por Sathyendranath & Platt (1988) é adaptado, neste trabalho, para calcular a irradiância espectral descendente a 50 cm de profundidade. A irradiância espectral foi integrada na banda i de largura de 10 nm e centradas em $\lambda_i = [412, 443, 490, 510, 555, 670]$ como descrito na equação B.1:

$$E_d(\lambda_i, 50cm^-) = \int_{\lambda_i-5}^{\lambda_i+5} [E_{dd}(\lambda, 50cm^-) + E_{ds}(\lambda, 50cm^-)] d\lambda \quad (B.1)$$

sendo que $E_d(\lambda_i, 50cm^-)$ é a irradiância na banda i a 50 cm de profundidade. Suas componentes direta ($E_{dd}(\lambda, 50cm^-)$) e difusa ($E_{ds}(\lambda, 50cm^-)$) foram calculadas separadamente por:

$$E_{dd}(\lambda, z) = E_{dd}(\lambda, z - dz)e^{-K_d(\lambda) dz} \quad (B.2)$$

$$E_{ds}(\lambda, z) = E_{ds}(\lambda, z - dz)e^{-K_s(\lambda) dz} \quad (B.3)$$

onde $K_d(\lambda)$ e $K_s(\lambda)$ são os coeficientes de atenuação espectral vertical descendente, respectivamente, das componentes direta e difusa da irradiância na profundidade entre $(z - dz)$

e z , sendo dz o incremento da profundidade. Neste caso, dz foi igual a 0,05 m, ou seja, o cálculo da atenuação foi feito a cada 5 cm da superfície até 50 cm de profundidade.

Os coeficientes de atenuação espectral foram calculados como sendo constantes com a profundidade, mantendo a concentração de pigmentos ([Cl-a+feo]) constante na coluna da água. Eles foram calculados por:

$$K_d(\lambda) = [a(\lambda) + b_b(\lambda)] / \cos \theta_r \quad (\text{B.4})$$

$$K_s(\lambda) = [a(\lambda) + b_b(\lambda)] / \bar{\mu} \quad (\text{B.5})$$

onde $a(\lambda)$ é o coeficiente de absorção total da água no comprimento de onda λ , $b_b(\lambda)$ é o coeficiente de retroespalhamento correspondente (m^{-1}), θ_r é o ângulo solar zenital na água e $\bar{\mu}$ é o cosseno médio para a luz perfeitamente difusa, depois da refração na superfície do mar. O ângulo solar zenital na água foi obtida por $\sin \theta / \sin \theta_r = n_w$, onde n_w é o índice de refração da água do mar (=1,341).

Para poder considerar a distribuição angular da irradiância, torna-se necessário calcular separadamente a atenuação das componentes, direta e difusa, da irradiância. Para a luz direta, o coeficiente de atenuação está diretamente relacionado ao ângulo θ_r . No caso da componente difusa da luz, é necessário conhecer a distribuição angular da irradiância. Isso, no entanto, representa um grande número de dados. Kirk (1994) cita que, com intervalo angular de 5° , a distribuição consiste de 1369 valores de irradiância. Assim, é sugerido o uso do cosseno médio como forma de representar essa distribuição angular. Neste trabalho, foi usado o valor de 0,83 determinado por Sathyendranath *et al.* (1989).

O coeficiente de absorção total da água é a soma das absorções devidas à própria água (a_w), ao fitoplâncton (a_c), aos materiais não clorofílicos (a_p) e às substâncias amarelas (a_y). Assim, para calcular a absorção devida aos dois últimos elementos, torna-se necessário conhecer a concentração de cada um deles. No entanto, considerando que modelamos a atenuação em corpos de água do Caso I, estes elementos têm influências negligenciáveis. Portanto, o coeficiente de absorção pode ser dado apenas pela própria água e pela biomassa fitoplanctônica: $a(z, \lambda) = a_w(\lambda) + a_c(z, \lambda)$. O coeficiente de absorção da água foi interpolado a cada 1 nm a partir das medições de Pope & Fry (1997), com resolução de 2,5 nm.

O coeficiente de absorção devido ao fitoplâncton no comprimento de onda λ , $a_c(z, \lambda)$, é expresso como:

$$a_c(z, \lambda) = C(z) a_c^{*'}(\lambda) a_c(z, 440) \quad (\text{B.6})$$

onde $C(z)$ é a concentração de biomassa na profundidade z e $a_c^{*'}(\lambda)$ é o coeficiente de absorção específico normalizado a 440 nm (Garcia *et al.*, 1998 e González *et al.*, 1998). Em muitos trabalhos é usado $a_c^*(z, \lambda) = a_c^{*'}(\lambda) a_c(z, 440)$, onde $a_c^*(z, \lambda)$ é o coeficiente absorção específica (não normalizada a 400 nm) do fitoplâncton.

O coeficiente de absorção total da água a 440 nm foi calculada por:

$$a_c(z, 440) = \frac{0,355C(z)}{6,103 + C(z)}. \quad (\text{B.7})$$

O coeficiente de retroespalhamento $b_b(\lambda)$ é dado por:

$$b_b(z, \lambda) = \tilde{b}_{bw} b_w(\lambda) + \tilde{b}_{bc} b_c(z, \lambda) \quad (\text{B.8})$$

onde b_w e b_c são os coeficientes de espalhamento, respectivamente, da água e do fitoplâncton, e \tilde{b}_{bw} e \tilde{b}_{bc} são os valores de retro-espalhamento normalizados como proporções do espalhamento total. Os valores de retro-espalhamento usados aqui são os mesmos dos autores do modelo, $\tilde{b}_{bw} = 0,5$ e $\tilde{b}_{bc} = 0,005$.

O coeficiente de espalhamento da água foi calculado pela relação de Morel (1974)

$$b_w(\lambda) = 20,5089\lambda^{-4,0} \quad (\text{B.9})$$

onde o comprimento de onda λ é dado em nanômetros. O coeficiente de espalhamento devido ao fitoplâncton é dado por

$$b_c(z, \lambda) = c_c(z, 550) - a_c(z, \lambda) \quad (\text{B.10})$$

onde $c_c(z, 550)$ é o coeficiente de atenuação total a 550 nm de comprimento de onda, devido ao fitoplâncton existente na profundidade z . Considerando que a forma espectral do espalhamento e absorção são razoavelmente complementares, temos:

$$c_c(z, 550) = a_c(z, 550) + b_c(z, 550) \quad (\text{B.11})$$

onde o coeficiente de absorção a 550 nm pelo fitoplâncton é dado por

$$a_c(z, 550) = a_c(z, 440) C(z) a_c^*(550) \quad (\text{B.12})$$

O coeficiente de espalhamento das moléculas de água a 550 nm é calculado por

$$b_c(z, 550) = 0,12C(z)^{0,63} \quad (\text{B.13})$$

Maiores detalhes sobre este modelo podem ser encontrados em Omachi (1996).

Apêndice C

Irradiâncias descendentes modeladas nas bandas do SeaWiFS/TSRB

Neste apêndice estão apresentadas as irradiâncias descendentes modeladas nas bandas do SeaWiFS/TSRB usando o modelo descrito no Apêndice A, em 10 diferentes ângulos solares, em 7 diferentes situações atmosféricas (numeradas conforme a Tab. 3.1).

Tabela C.1: Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 1 - 412 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).

θ (°)	1	2	3	4	5	6	7
5	141,94	141,94	141,94	141,94	141,94	130,85	145,41
10	139,99	139,99	139,99	139,99	139,99	128,90	143,48
20	132,26	132,26	132,26	132,26	132,26	121,19	135,82
30	119,69	119,69	119,69	119,69	119,69	108,69	123,35
40	102,70	102,70	102,70	102,70	102,70	91,94	106,51
50	82,00	82,00	82,00	82,00	82,00	71,88	85,96
60	58,68	58,68	58,68	58,68	58,68	50,09	62,64
70	34,74	34,74	34,74	34,74	34,74	29,28	38,16
80	14,50	14,50	14,50	14,50	14,50	13,18	15,90
85	7,18	7,18	7,18	7,18	7,18	6,73	7,43

Tabela C.2: Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 2 - 443 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).

θ (°)	1	2	3	4	5	6	7
5	159,32	159,32	159,32	159,38	159,26	148,62	162,63
10	157,20	157,20	157,20	157,25	157,14	146,48	160,53
20	148,79	148,79	148,79	148,85	148,73	138,03	152,20
30	135,07	135,07	135,07	135,12	135,01	124,27	138,62
40	116,47	116,47	116,47	116,53	116,42	105,72	120,24
50	93,66	93,66	93,66	93,72	93,61	83,25	97,68
60	67,63	67,63	67,63	67,68	67,58	58,34	71,85
70	40,20	40,20	40,20	40,24	40,16	33,74	44,19
80	15,91	15,91	15,91	15,94	15,88	14,08	18,01
85	7,48	7,48	7,48	7,51	7,46	6,97	7,96

Tabela C.3: Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 3 - 490 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).

θ (°)	1	2	3	4	5	6	7
5	168,08	168,08	168,08	168,49	167,67	158,86	170,89
10	165,91	165,91	165,91	166,32	165,50	156,67	168,75
20	157,33	157,33	157,33	157,73	156,92	148,00	160,24
30	143,30	143,30	143,30	143,70	142,90	133,83	146,36
40	124,23	124,23	124,23	124,63	123,84	114,64	127,53
50	100,72	100,72	100,72	101,10	100,34	91,15	104,34
60	73,60	73,60	73,60	73,95	73,24	64,62	77,59
70	44,32	44,32	44,32	44,63	44,01	37,47	48,45
80	16,86	16,86	16,86	17,08	16,65	14,53	19,61
85	7,11	7,11	7,11	7,26	6,97	6,53	7,97

Tabela C.4: Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 4 - 510 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).

θ (°)	1	2	3	4	5	6	7
5	173,30	173,30	173,30	174,15	172,45	164,47	175,98
10	171,08	171,08	171,08	171,94	170,24	162,23	173,78
20	162,30	162,30	162,30	163,14	161,45	153,35	165,08
30	147,93	147,93	147,93	148,77	147,10	138,82	150,86
40	128,40	128,40	128,40	129,22	127,58	119,12	131,57
50	104,29	104,29	104,29	105,08	103,50	94,95	107,79
60	76,41	76,41	76,41	77,15	75,67	67,54	80,32
70	46,15	46,15	46,15	46,80	45,51	39,21	50,29
80	17,34	17,34	17,34	17,79	16,90	14,84	20,26
85	6,95	6,95	6,95	7,23	6,67	6,34	7,95

Tabela C.5: Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 5 - 555 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).

θ (°)	1	2	3	4	5	6	7
5	168,21	168,21	168,21	170,10	166,34	160,79	170,43
10	166,08	166,08	166,08	167,97	164,21	158,63	168,32
20	157,62	157,62	157,62	159,50	155,76	150,08	159,94
30	143,80	143,80	143,80	145,66	141,96	136,08	146,25
40	124,99	124,99	124,99	126,82	123,19	117,06	127,66
50	101,75	101,75	101,75	103,52	100,01	93,67	104,74
60	74,81	74,81	74,81	76,48	73,18	66,95	78,21
70	45,36	45,36	45,36	46,82	43,94	38,97	49,09
80	16,71	16,71	16,71	17,71	15,77	14,22	19,59
85	6,08	6,08	6,08	6,67	5,54	5,48	7,22

Tabela C.6: Irradiâncias descendentes modeladas para a banda 6 - 670 nm ($\mu W nm^{-1} cm^{-2}$).

θ (°)	1	2	3	4	5	6	7
5	144,84	144,89	144,80	145,69	144,00	139,84	146,30
10	143,08	143,12	143,04	143,92	142,24	138,06	144,55
20	136,09	136,13	136,05	136,93	135,25	130,97	137,62
30	124,65	124,69	124,61	125,48	123,82	119,36	126,28
40	109,07	109,11	109,03	109,90	108,25	103,54	110,88
50	89,78	89,82	89,74	90,58	88,97	83,97	91,85
60	67,28	67,32	67,24	68,06	66,51	61,36	69,75
70	42,32	42,36	42,29	43,03	41,63	37,08	45,24
80	16,82	16,84	16,80	17,33	16,32	14,34	19,52
85	6,18	6,20	6,17	6,49	5,89	5,49	7,61

Apêndice D

Localização das estações de coleta de dados SOA

Tabela D.1: Localização das estações de coleta de dados SOA. Os cruzeiros estão numerados correspondendo a: 1-A23, 2-OPA IV, 3-OPA V, 4-COROAS III, 5-SAMBA III e 6-MAC IV. Latitude e longitude é dado em graus e hora, em hora GMT.

Cruzeiro	estação	latitude	longitude	dia	mês	ano	hora
1	10	-71.84	-18.52	31	3	1995	11.33
1	19	-68.16	-23.83	3	4	1995	16.25
1	32	-61.17	-31.05	7	4	1995	13.00
1	33	-61.11	-31.04	7	4	1995	16.53
1	38	-59.67	-30.9	8	4	1995	13.00
1	39	-59.44	-30.86	8	4	1995	16.97
1	44	-57.46	-31.33	10	4	1995	16.87
1	48	-55.82	-33.42	11	4	1995	18.33
1	53	-54.83	-34.69	12	4	1995	15.07
1	55	-54.44	-34.68	12	4	1995	18.97
1	59	-50.5	-34.83	13	4	1995	12.67
1	60	-53.08	-34.91	13	4	1995	17.67
1	68	-49.59	-35.62	15	4	1995	14.00
1	72	-49.83	-35.6	21	4	1995	11.80
1	76	-49.87	-35.58	22	4	1995	11.57
1	77	-49.55	-35.64	22	4	1995	15.92
1	80	-48.6	-35.99	23	4	1995	11.53

Tabela D.1: Continuação: Localização das estações de coleta de dados SOA. Os cruzeiros estão numerados correspondendo a: 1-A23, 2-OPA IV, 3-OPA V, 4-COROAS III, 5-SAMBA III e 6-MAC IV. Latitude e longitude é dado em graus e hora, em hora GMT.

Cruzeiro	estação	latitude	longitude	dia	mês	ano	hora
1	81	-48.05	-36	23	4	1995	18.70
1	83	-47	-36	24	4	1995	11.90
1	84	-46.87	-36	24	4	1995	14.13
1	87	-44.87	-36	25	4	1995	14.70
1	90	-43.36	-36	26	4	1995	11.05
1	91	-42.87	-36.01	26	4	1995	17.70
1	96	-38.87	-36	28	4	1995	11.28
1	97	-37.89	-35.99	28	4	1995	18.63
1	107	-32	-36	1	5	1995	14.18
1	108	-31.55	-36.01	1	5	1995	18.80
1	113	-30	-36.88	2	5	1995	11.79
1	119	-28.71	-38.13	3	5	1995	12.27
1	123	-27.53	-39.26	4	5	1995	12.91
1	124	-27.29	-39.48	4	5	1995	17.80
1	128	-26.25	-41.35	5	5	1995	15.05
2	2	-36	-51.47	14	11	1995	14.08
2	3	-37	-51.69	14	11	1995	17.83
2	5	-39	-52.90	15	11	1995	09.25
2	6	-40	-52.36	15	11	1995	15.67
2	8	-43.98	-53.17	16	11	1995	17.62
3	1	-40.7	-57.83	18	3	1997	11.52
3	3	-42.68	-58.27	17	3	1997	16.78
3	6	-45.9	-59.07	16	3	1997	21.23
3	7	-46.89	-59.28	16	3	1997	15.25
3	8	-47.67	-58.87	16	3	1997	10.35

Tabela D.1: Continuação: Localização das estações de coleta de dados SOA. Os cruzeiros estão numerados correspondendo a: 1-A23, 2-OPA IV, 3-OPA V, 4-COROAS III, 5-SAMBA III e 6-MAC IV. Latitude e longitude é dado em graus e hora, em hora GMT.

Cruzeiro	estação	latitude	longitude	dia	mês	ano	hora
3	11	-50.36	-57.31	15	3	1997	15.33
4	3	-29.99	-49.2	17	10	1997	20.78
4	7	-29.99	-47.58	18	10	1997	11.81
4	8	-30	-47.16	18	10	1997	18.30
4	11	-30	-45.92	19	10	1997	12.52
4	12	-32.33	-49.08	20	10	1997	14.25
4	13	-32.25	-49.33	20	10	1997	19.95
4	19	-33.13	-49.45	23	10	1997	12.69
4	24	-32.25	-50.9	22	10	1997	19.58
4	25	-32.09	-51.17	22	10	1997	16.02
4	26	-31.92	-51.42	22	10	1997	12.97
4	27	-33.08	-50.09	23	10	1997	18.67
5	2	-23.94	-41.16	27	11	1997	17.47
5	12	-04.48	-35.48	14	12	1997	11.03
5	13	-04.67	-35.00	14	12	1997	14.50
5	14	-04.83	-35.00	14	12	1997	16.50
5	307	-26.78	-33.68	30	11	1997	15.18
5	313	-27.64	-29.42	1	12	1997	14.73
5	317	-28.73	-25	2	12	1997	15.42
5	323	-28.88	-21.15	3	12	1997	14.98
5	328	-23	-20.01	5	12	1997	14.80
5	340	-15	-20	7	12	1997	13.25
5	347	-12.4	-23.91	8	12	1997	15.28
5	354	-9.63	-27.81	9	12	1997	18.42
5	365	-3.64	-32.79	11	12	1997	14.12

Tabela D.1: Continuação: Localização das estações de coleta de dados SOA. Os cruzeiros estão numerados correspondendo a: 1-A23, 2-OPA IV, 3-OPA V, 4-COROAS III, 5-SAMBA III e 6-MAC IV. Latitude e longitude é dado em graus e hora, em hora GMT.

Cruzeiro	estação	latitude	longitude	dia	mês	ano	hora
5	366	-3.34	-33.05	11	12	1997	16.67
5	367	-3.14	-33.25	11	12	1997	19.05
5	370	-2.13	-34.22	12	12	1997	9.35
5	371	-2.12	-34.29	12	12	1997	12.23
5	372	-1.84	-34.48	12	12	1997	15.37
5	378	-3.51	-35	13	12	1997	13.83
5	379	-3.84	-35	13	12	1997	16.95
6	15	-24.85	-37.57	19	8	1998	10.85
6	20	-24.83	-40.29	17	8	1998	12.50
6	31	-25.34	-43.57	15	8	1998	12.00
6	35	-25.33	-41.36	14	8	1998	19.17
6	2625	-24.83	-43.3	16	8	1998	13.67
6	3736	-25.33	-40.55	14	8	1998	12.20
6	4142	-25.34	-37.8	13	8	1998	13.62
6	5152	-25.83	-42.2	4	8	1998	13.40