



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

**RELAÇÃO ENTRE PROCESSOS FÍSICOS E A COR DO OCEANO
ATLÂNTICO TROPICAL**

Viviane Vasconcellos de Menezes

Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto
orientada pelo Dr. Márcio Luiz Vianna, aprovada em 21 de setembro de 1999

INPE
São José dos Campos
2001

Publicado por:

**Coordenação de Ensino, Documentação e
Programas Especiais - CEP**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Caixa Postal 515

12201-970 - São José dos Campos - SP - Brasil

Fone: (012) 345.6911

Fax: (012) 345.6919

E-Mail: marciana@sid.inpe.br

- Solicita-se intercâmbio
- Exchange welcome
- Si sollecita intercambio
- Echange souhaité
- Mann bittet un Austausch
- Solicitamos intercambio
- Просим обмена
- 歡迎交換
- 出展物交換の申請

Publicação Externa - É permitida sua reprodução para interessados.

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

**RELAÇÃO ENTRE PROCESSOS FÍSICOS E A COR DO OCEANO
ATLÂNTICO TROPICAL**

Viviane Vasconcellos de Menezes

Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto
orientada pelo Dr. Márcio Luiz Vianna, aprovada em 21 de setembro de 1999

INPE
São José dos Campos
2001

551.463.5 : 535.6 (tropical)

MENEZES, V. V.

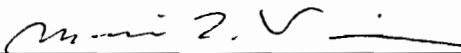
Relação entre processos físicos e a cor do Oceano Atlântico tropical / V. V. Menezes. – São José dos Campos: INPE, 1999.

177p. – (INPE-7997-TDI/750).

1.Cor do oceano. 2.Imageador da cor da zona costeira (CZCS). 3.Dinâmica equatorial. 4.Ressurgência. 5.Pigmentos. 6.Oceano Atlântico. I.Título.

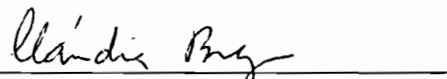
Aprovada pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Mestre em Sensoriamento Remoto.**

Dr. Márcio Luiz Vianna



Presidente/Orientador

Dr^a Cláudia Zuccari Fernandes Braga



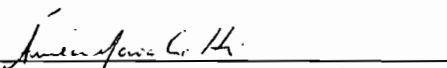
Membro da Banca

Dr. João Antonio Lorenzetti



Membro da Banca

Dr^a Aurea Maria Ciotti



Membro da Banca
Convidada

Candidata: Viviane Vasconcellos de Menezes

São José dos Campos, 21 de setembro de 1999.

*“Necessito do mar porque me ensina
não sei se aprendo música ou consciência
não sei se é onda só ou ser profundo
ou apenas rouca voz ou deslumbrante
suposição de peixes e navios.
O fato é que até quando adormecido de algum modo magnético
circulo na universidade da maragem”*

Pablo Neruda

*Aos meus pais, Mario e Neia,
e aos meus irmãos Mario Cesar e Elaine.*

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Marcio Luiz Vianna pela orientação, respeito, apoio e, principalmente, por sua amizade durante o decorrer de todo o trabalho;

Às Dras Evlyn M. L. Novo e Corina de Freitas pelas sugestões e incentivo;

Aos membros da banca examinadora Dra. Áurea Ciotti, Dra. Cláudia Zuccari e Dr. João Lorenzetti pelas críticas e sugestões

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pela oportunidade de realizar o Curso de Mestrado em Sensoriamento Remoto e à CAPES (Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa de estudo;

Ao PODAAC/NASA (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center-Jet Propulsion Laboratory) pelas bases de dados GOSTA e CZCS;

Aos colegas da “sala 24” pelas discussões, compreensão e incentivo, sempre. Em especial à cartógrafa Magaly O. Mortara e à turma de 1997 do sensoriamento remoto .

Aos colegas Jaqueline Madruga e Antônio Caltabiano pela força e ajuda durante o decorrer do trabalho.

À Coordenação do Curso de Pós-Graduação pelo apoio e à Etel pelo bom humor e a disposição de ajudar desde o início;

Ao Departamento de Oceanografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro pela minha formação e apoio para continuar nesta profissão. Em especial a prof. Izabel M. N. Gurgel.

À minha família pelo incentivo e torcida para que tudo desse certo, sem os quais não teria “resistido”.

E a todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Neste trabalho, questões relativas ao problema de se estimar a biomassa e a produtividade primária a partir da cor do oceano no Atlântico Tropical são abordadas através da descrição dos processos físicos responsáveis pelas florações do fitoplâncton. Apesar da importância da produtividade primária do Atlântico Tropical, os processos que a controlam não são bem conhecidos. Assim, este trabalho primeiro revê os fundamentos que possibilitam o sensoriamento remoto da cor do oceano e sua relação com a concentração de pigmentos fotossintéticos e a produtividade primária. Em seguida, a distribuição espaço-temporal destes pigmentos através de imagens da cor do oceano; o papel das forçantes físicas locais ligadas ao aporte de nutrientes na camada fótica do mar e os processos físicos locais forçados pelo cisalhamento de vento, como o chamado “bombeamento de Ekman”, são estimados e descritos para o Atlântico Tropical. Para tanto, combinaram-se imagens do sensor *Coastal Zone Color Scanner* (CZCS)-nível 3, dados de temperatura da superfície do mar das bases de dados *Global Ocean Surface Temperature Atlas* (GOSTA) e *Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set* (COADS) e de ventos de superfície das bases de dados do *European Centre for Medium Range Weather Forecasts* (ECMWF) e COADS, para a determinação do ciclo sazonal médio destas variáveis no período 1978 e 1986. Devido as diferenças entre as bases de dados, os procedimentos empregados consistiram basicamente em mapear os dados para uma grade padrão de resolução de um grau. Apesar das limitações impostas pelas imagens CZCS, principalmente a ausência de dados que fez com que a análise de correlação com as variáveis físicas fosse restrita ao biênio 1978-1980, foi possível observar que o Atlântico exibe três regiões com alta concentração de pigmentos que têm como característica marcante forte sazonalidade. Destas três regiões, a que apresenta maior extensão é a que ocorre no Atlântico Tropical Leste e a discussão sobre os fatores que controlam a produtividade foi restrita a esta região. Pôde-se observar que as forçantes físicas locais não são suficientes para explicar a indução e a manutenção das altas concentrações observadas nas imagens, o que remete a importância das forçantes remotas nesta região, cujos centros de ação são determinados. Apesar de fugir do escopo deste trabalho, uma revisão dos mais recentes resultados da literatura a este respeito é apresentada, bem como sugeridas novas metas de pesquisa.

PHYSICAL PROCESS AND OCEAN COLOR IN THE TROPICAL ATLANTIC

ABSTRACT

In the present work questions relative to the problem of estimation of the biomass and marine primary production in the Tropical Atlantic are discussed in the light of the description of the physical processes responsible for observed phytoplankton blooms. In spite of the importance of the Tropical Atlantic primary productivity, not only due to impacts on the biogeochemical cycles but also due to its importance in sustaining rich fishery areas, the processes which control primary production are still not well known. Hence, this work first reviews the known basic processes controlling primary production according to published literature, as well as the estimation methods based on bio-optical algorithms, which makes possible the remote sensing of ocean color and its relation to phytoplankton pigment concentration. Next, a study of the space-time distribution of this concentration based on available satellite imagery; a description of the role of the local physical forcing agents related to productivity and upwelling of cold water, that induce the upwelling of nutrients to the photic zone; certain local processes induced by the wind stress, as Ekman Pumping, are calculated and described for the area. To this end, monthly images obtained from the *Coastal Zone Color Scanner* (CZCS) level 3, sea surface temperature based on the *Global Ocean Surface Temperature Atlas* (GOSTA) and *Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set* (COADS) data sets, surface winds and wind stress fields based on *European Centre for Medium Range Weather Forecasts* (ECMWF) and COADS data sets, are studied to determine the seasonal cycle between 1979 and 1986, the lifetime of the CZCS sensor. Due to differences on the data sets, the procedures used for the analysis were done to map the data into a standard 1 degree grid. Correlations between the variables were made in the 1978-1980 period, due to limitations in the CZCS data set. However, it was possible to reproduce results described in the recent literature, and it was possible to show that the Tropical Atlantic exhibits three blooms that are dominated by the seasonal cycle. The most extensive bloom that is occurring in the eastern Atlantic, which made us decide to do the analysis of the forcing factors to this region. It was concluded that local forcing is not sufficient to explain the maintenance of the blooms observed in the images. Examination of the non-local forcing effects, with their centers of action being determined, is beyond the scope of this study, but a discussion on it is included for completeness, based on recent literature, as well as suggestions for future research.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	25
1.1. O que controla as florações fitoplanctônicas no Atlântico Tropical?	27
1.2. Objetivos	29
1.3. Organização do trabalho	29
CAPÍTULO 2 – PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA MARINHA E SENSORIAMENTO REMOTO DA COR DO OCEANO: UMA REVISÃO	
2.1. Fitoplâncton, Produtividade Primária e Fatores Físicos	31
2.2. Cor do Oceano: Um Breve Histórico	37
2.3. Princípios da Estimativa de Biomassa e Produtividade pela Cor do Oceano	39
2.4. Fatores que Influenciam a Cor do Oceano	
2.4.1. A Água e seus Componentes	40
2.4.2. A Atmosfera	44
2.5. Principais Missões da Cor do Oceano: CZCS e SeaWiFS	47
2.6. Limitações e Perspectivas Futuras	55
CAPÍTULO 3 – PROCESSOS FÍSICOS NO ATLÂNTICO TROPICAL	
3.1. Características Gerais	57
3.2. Ressurgência	59
3.3. Circulação	60
CAPÍTULO 4 – BASES DE DADOS UTILIZADAS	65
4.1. Imagens Cor do oceano	66
4.2. Temperatura da Superfície do Mar (TSM)	70
4.3. Ventos	71

CAPÍTULO 5 – PROCEDIMENTOS EMPREGADOS	73
5.1. Leitura dos Dados	75
5.2. Delimitação do Atlântico Tropical	77
5.3. Padronização dos Dados de Ventos	77
5.4. Estimativa do Bombeamento de Ekman	79
5.5. Análise dos Dados	86
CAPÍTULO 6 – RESULTADOS	
6.1. Avaliação sobre as Bases de Dados.	
6.1.1. Imagens da Cor do Oceano	89
6.1.2. Temperatura da Superfície do Mar	96
6.1.3. Ventos	98
6.2. Análise sobre as Aproximações Empregadas para Estimar o Bombeamento de Ekman	101
6.3. Variabilidade das Forçantes Físicas Locais	
6.3.1. O Ciclo Sazonal.....	105
6.3.2. O Período 1978-1986	122
6.3.3. Cor do Oceano: Variabilidade da Concentração de Pigmentos	122
6.4. Correlação entre as Variáveis Físicas Locais e a Concentração de Pigmentos	128
CAPÍTULO 7 – DISCUSSÃO	135
7.1. O Atlântico Tropical Leste	136
CAPÍTULO 8 - CONCLUSÕES	143
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	145
APÊNDICE A - Rotinas utilizadas para leitura dos dados e derivar as variáveis físicas: cisalhamento e bombeamento de Ekman	161
APÊNDICE B – Gráficos: TSM, cisalhamento e seus respectivos componentes e bombeamento de Ekman por região 1978-1986	167
APÊNDICE C – Tabela: Média da Concentração de Pigmentos por região, desvio padrão e número de observações	173
APÊNDICE D – Média mensal 1979/1980	175

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Transmissão da luz visível na água do mar	32
2.2 Perfis verticais: fotossíntese e respiração	33
2.3 Ciclo anual da biomassa fitoplanctônica em diferentes regiões geográficas para o hemisfério norte	35
2.4 Curva de absorção para água pura	41
2.5 Curva de absorção de substâncias amarelas	42
2.6 Diagrama esquemático: sensoriamento remoto da cor do oceano	45
2.7 Satélite NIMBUS-7, sensor CZCS e esquema de imageamento	47
2.8 Absorção dos principais componentes opticamente ativos da água em relação as bandas do sensor CZCS	48
2.9 Distribuição temporal das imagens CZCS	50
2.10 Satélite SeaStar e sensor SeaWiFS	52
2.11 Absorção dos principais componentes opticamente ativos da água em relação as bandas do sensor SeaWiFS	52
3.1 Relação entre direção do vento, correntes superficiais e transporte de Ekman nas latitudes tropicais	57
3.2 Seção esquemática leste-oeste no oceano equatorial	59
3.3 Diagrama esquemático da circulação de superfície (0-100 m) no Atlântico Tropical	61
3.4 Diagrama esquemático da circulação de subsuperfície (100-500 m) no Atlântico Tropical	62
4.1 Diagrama: sistema de processamento dos dados CZCS	67
4.2 Representação esquemática de um arquivo HDF/modelo RIS8	69

5.1	Diagrama Esquemático: Procedimentos Empregados	74
6.1	Comparação entre imagens CZCS e dados <i>in situ</i>	90
6.2	Disponibilidade de dados CZCS no Atlântico Tropical para o período de novembro de 1978 a junho de 1986	92
6.3	Disponibilidade de dados CZCS no Atlântico Tropical por ano	93
6.4	Disponibilidade de dados CZCS no Atlântico Tropical por mês	94
6.5	Comparação entre as bases de TSM COADS e GOSTA, ao longo do transecto equatorial	97
6.6	Diagramas de dispersão entre as bases GOSTA e COADS para o parâmetro TSM, por transecto.....	98
6.7	Localização dos transectos: comparação dos dados COADS e ECMWF	99
6.8	Correlação entre as bases COADS e ECMWF para o parâmetro intensidade do cisalhamento, por transecto	100
6.9	Cisalhamento do vento no transecto equatorial: COADS e ECMWF.....	101
6.10	Estimativa de w_e pelo procedimento de Hsieh e Boer (1992) referente ao mês de junho de 1979 para diferentes valores do coeficiente de amortecimento	103
6.11	Estimativa de w_e por uma única equação em função do coeficiente de amortecimento. Junho de 1979	104
6.12	Localização das áreas analisadas	105
6.13	Climatologia TSM média entre 10°N-10°S	106
6.14	TSM – Média Mensal Climatológica	107
6.15	Ciclo sazonal da TSM, média por região	108
6.16	Cisalhamento do Vento – Média Mensal Climatológica	110
6.17	Desvio padrão para o período 1978-1986: cisalhamento; componente zonal e meridional	112

6.18	Ciclo sazonal do cisalhamento do vento, média por regiões	113
6.19	Componente Zonal do Cisalhamento – Média Mensal Climatológica...	115
6.20	Componente Meridional do Cisalhamento – Média Mensal Climatológica	116
6.21	Ciclo sazonal da componente meridional do vento, por regiões.....	117
6.22	Ciclo sazonal da componente zonal do vento, por regiões	118
6.23	Bombeamento de Ekman – Média Mensal Climatológica	120
6.24	Ciclo sazonal do bombeamento de Ekman	121
6.25	Imagens CZCS nível 3 – Média Mensal	123
6.26	Variabilidade temporal da concentração de pigmentos entre novembro de 1978 e novembro de 1980, média por regiões	126
6.27	Média anual da concentração de pigmentos e bombeamento de Ekman	129
6.28	Coeficiente de correlação em cada ponto de grade	130
6.29	Diagramas de dispersão entre a concentração de pigmentos e as variáveis físicas locais no ATL	131
6.30	Ciclo sazonal da concentração de pigmentos e do bombeamento de Ekman para uma subárea do ATL	133
7.1	Modelo conceitual proposto por Monger et al. (1997) para explicar a variabilidade da concentração de pigmentos no ATL	140
7.2	Ciclo sazonal da profundidade da nitraclina	142

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Principais grupos fitoplanctônicos, pigmentos característicos e comprimentos de onda de absorção.....	43
2.2 Principais características do sensor CZCS e do satélite NIMBUS7.....	49
2.3 Informações sobre produtos CZCS.....	50
2.4 Principais características do satélite SeaStar e do sensor SeaWiFS.....	54
5.1 Características das bases de dados: ATROP.....	78
6.1 Correlação entre as bases GOSTA e COADS.....	97
6.2 Correlação entre a concentração de pigmentos e as variáveis físicas locais por região.....	131

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ADEOS - Advanced Earth Observing Satellite
ATL - Atlântico Tropical Leste
ATO - Atlântico Tropical Oeste
ATROP - Atlântico Tropical
CA - Corrente de Angola
CB - Corrente do Brasil
CC - Corrente do Caribe
CCNE – Contra-corrente Norte Equatorial
CCSE - Contra-corrente Sul Equatorial
CDC - Climate Diagnostic Center
CESS - Corrente Equatorial Subsuperficial
CG - Corrente da Guiné
CGCSS - Corrente do Gabão-Congo Subsuperficial
CGGSS - Corrente das Guianas Subsuperficial
CIPREA - Circulation et Production a l'équateur dans l'Atlantic
CNBSS - Corrente Norte do Brasil Subsuperficial
CNE – Corrente Norte Equatorial
CNESS - Corrente Norte Equatorial Subsuperficial
COADS - Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set
COI - Comissão Oceanográfica Intergovernamental
CSE – Corrente Sul Equatorial
CSEC - Corrente Sul Equatorial Ramo Central
CSEE - Corrente Sul Equatorial Ramo Equatorial
CSEN - Corrente Sul Equatorial Ramo Norte
CSES - Corrente Sul Equatorial Ramo Sul
CSESS - Corrente Sul Equatorial Subsuperficial
CZCS - Coastal Zone Color Scanner
DA - Domo de Angola
DG - Domo da Guiné
ECMWF - European Centre for Medium Range Weather Forecasts
EMV - Estimador de Máxima Verossimilhança

EOS - Earth Observing System
FAB - Frente Angola-Benguela
FOV - Field-of-View
FTP - File Transfer Protocol
GA - Giro de Angola
GAC - Global Area Coverage
GG - Golfo da Guiné
GOSTA - Global Ocean Surface Temperature Atlas
GRIB - Gridded Binary
GSFC - Goddard Space Flight Center
HDF - Hierarquical Data Format
HN - Hemisfério Norte
HNLC - High Nutrient-LOW Chlorophyll
HS - Hemisfério Sul
ICITA - International Cooperative Investigation of the Tropical Atlantic
IDL - Interactive Data Language
IFOV - Instantaneous Field-of-View
LAC - Local Area Coverage
MIT - Massachusetts Institute of Technology
MOD - Matéria Orgânica Dissolvida
NASA - National Aeronautic and Space Administration
NASDA - National Space Agency of Japan
NC - Nível de Cinza
NCAR - National Center for Atmospheric Research
NCDC - National Climatic Data Center
NCSA - National Center for Supercomputing Applications
NE – Nordeste
NEA - Nordeste da América do Sul
NetCDF - Network Common Data Format
NOA - Noroeste da África
NOAA - National Oceanographic and Atmospheric Administration
NOB - Número de Observações
OCTS - Ocean Color and Temperature Scanner
PACS - Pan-American Climate Studies

PIRATA - Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic

PMC - Profundidade de Máxima Concentração de Pigmentos

PMEL - Pacific Marine Environmental Laborator

PMP - Profundidade de Máxima Produtividade Primária

PODAAC - Physical Oceanography Distributed Active Archive Center

REM - Radiação Eletromagnética

RSMAS - Rosentiel School of Marine and Atmospheric Science

SE – Sudeste

SeaWiFs - Sea-Viewing Wide Field-of-view Sensor

SEQUAL/FOCAI - Seasonal Equatorial Atlantic Experiment/Français Océan-Climat en
Atlantique Equatorial

TMAP - Thermal Modeling and Analysis Project

TSM - Temperatura da Superfície do Mar

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Com o crescente interesse em conhecer os mecanismos que controlam as mudanças climáticas globais, várias pesquisas têm sido conduzidas para determinar o papel exercido pelos oceanos na dinâmica do clima. Uma das principais linhas de pesquisa é estimar a produtividade primária marinha e o seu papel no ciclo global do carbono, visto que os oceanos são responsáveis por mais da metade da fixação de matéria orgânica do planeta e o gás carbônico (CO₂) é o principal determinante do chamado *efeito estufa*.

No meio marinho, a produção primária, isto é, a fixação de carbono inorgânico através da fotossíntese, é dominada pelo fitoplâncton, que contribui com aproximadamente 95% da produtividade total (Kennish, 1990). O fitoplâncton pode ser definido como o conjunto de vegetais, flutuantes, habitantes das zonas fóticas e especialmente distribuídos na forma de agregados (Gower et al., 1980). Como são produtores primários, ocupam a base da cadeia alimentar dos oceanos e regulam a produtividade biológica marinha. Conhecer sua distribuição e dinâmica é essencial para determinar e conhecer os ciclos biogeoquímicos globais (Longhurst e Harrison, 1989; Longhurst, 1991; Mitchell, 1994). E, assim, no futuro poder responder a principal indagação dos dias atuais: a biosfera marinha, especialmente o fitoplâncton, mitiga ou contribui para o aumento dos gases de origem antropogênica que contribuem para o *efeito estufa*? (GSFC, 1999).

Um dos avanços mais marcante nesta linha de pesquisa foi o advento de sensores remotos especialmente desenvolvidos para monitorar a cor do oceano no final da década de 70. Através das imagens coletadas por aquele tipo de sensor é possível inferir a concentração de pigmentos (clorofila a + feopigmentos), que é um indicador de biomassa, e indiretamente derivar a produtividade primária marinha. Esta técnica apresenta basicamente duas vantagens sobre a coleta de dados tradicional (*in situ*): seu carácter sinóptico, pois cada imagem pode cobrir instantaneamente uma área de centenas de quilômetros e sua repetitividade que permite a formação de séries temporais. Apesar destas vantagens tal técnica não substitui a amostragem *in situ* já que não é possível obter perfis na coluna d'água nem informações abaixo da camada superficial, e, sabe-se que no oceano muitas vezes a produção primária máxima ocorre em maiores profundidades (McClain et al., 1993). O capítulo 2 apresenta os

fundamentos desta forma de coleta de dados, suas limitações, os principais sensores e as perspectivas futuras.

A primeira missão de sensoriamento remoto da cor do oceano foi a do sensor *Coastal Zone Color Scanner* (CZCS), colocado em órbita pela agência espacial americana, *National Aeronautic and Space Administration* (NASA), em novembro de 1978. O CZCS funcionou durante oito anos coletando neste período cerca de 68 mil imagens sobre os oceanos. Os estudos derivados destas imagens foram os primeiros a demonstrar em escala global a variabilidade espaço-temporal da biomassa fitoplânctonica (McClain et al., 1993).

Uma das principais constatações obtidas a partir das imagens CZCS é que oceanos tropicais não são imensas áreas desérticas, isto é, de baixa produção primária, como anteriormente acreditava-se. Não sendo grandes “desertos”, seu impacto sobre o ciclo global do carbono e, conseqüentemente, sobre as mudanças climáticas globais, é maior do que podia-se avaliar (Longhurst, 1993; Monger et al., 1997). Por exemplo, Platt et al. (1991) utilizando modelagem matemática, dados *in situ* e imagens do CZCS concluíram que a produção primária no Atlântico tropical é superior a toda área de florações (“*blooms*”) das regiões temperada e subártica do Atlântico Norte, sendo assim a área mais produtiva do Atlântico.

Como conseqüências àquelas observações, novas questões a respeito da dinâmica fitoplanctônica nos oceanos tropicais tem sido levantadas. A principal, talvez, seja: o que induz e mantém a alta produtividade destes oceanos? Segundo Yoder et al. (1993), os modelos clássicos propostos para explicar a variabilidade temporal da produtividade não são adequados para as regiões tropicais, pois os fatores que controlam o crescimento e o desenvolvimento do fitoplâncton variam com a latitude e com as condições oceanográficas.

De todos os oceanos tropicais, sem sombra de dúvida, o mais estudado, neste aspecto, é o Pacífico, com menor atenção sendo devotada ao Atlântico e ao Índico. Porém, os recentes conhecimentos obtidos nos estudos no Pacífico tem levado a um aumento de interesse sobre a dinâmica do fitoplâncton no Atlântico. Principalmente, pela observação que a concentração de clorofila (biomassa) nesta região é igual ao dobro da observada no Pacífico e quatro vezes maior que a do Índico (Chavez e Smith, 1996).

Várias são as hipóteses para explicar tamanha diferença de biomassa entre os oceanos tropicais. No caso do Pacífico, a mais aceita é que haja limitação do crescimento do fitoplâncton por metais traços, especialmente o ferro, que faz com que a região seja definida como *High Nutrient-Low Chlorophyll (HNLC)* - Alta concentração de nutrientes e Baixa concentração de clorofila (Cullen, 1991; Frost, 1991).

No Atlântico tropical, considera-se que o principal fator controlador da produtividade seja a concentração de nutrientes (Voituriez e Herbland, 1979; Monger et al., 1997), que, por outro lado, é controlada pelos processos físicos responsáveis pelo transporte destes nutrientes da subsuperfície à camada superficial. Segundo Monger et al. (1997), com os avanços no conhecimento da dinâmica desta região é agora possível estudar as interações físicas e biológicas de forma mais detalhada que anteriormente. É esta, a linha que conduz o presente estudo.

1.1. O QUE CONTROLA AS FLORAÇÕES FITOPLÂNTONICAS NO ATLÂNTICO TROPICAL ?

De forma simplificada, há quatro fatores principais que controlam o desenvolvimento do fitoplâncton: irradiância solar incidente, suprimento de nutrientes, estratificação da coluna d'água e pastagem pelo zooplâncton herbívoro (Sverdrup et al., 1942; Raymond, 1976; Kennish, 1990; Yoder et al., 1993).

É óbvio que tais processos não são independentes uns dos outros, mas para simplificar o problema é necessário que os consideremos separadamente. Aqui, será examinado apenas a relação entre as forças físicas, que controlam principalmente o suprimento de nutrientes e a estratificação da coluna d'água, e as florações do fitoplâncton.

Entretanto, algumas considerações sobre a influência dos demais fatores no Atlântico Tropical podem ser traçadas. De todos, o mais difícil de quantificar é o efeito da pastagem pelo zooplâncton herbívoro. Como demonstrado por Cullen (1991) e Frost (1991) há uma grande dificuldade metodológica envolvida neste caso. Mas, sua importância no controle das florações no Atlântico Tropical não pode ser descartada. Principalmente no Atlântico Tropical Leste já que segundo Herbland et al. (1985) e Monger et al. (1997), a comunidade fitoplanctônica nesta região é dominada por pequenas células cujo desenvolvimento é fortemente controlado por pastagem de

zooplâncton protista. Quanto à irradiância solar incidente, estando a região estudada localizada na faixa tropical do globo, é provável que tal fator não seja o principal limitante ao desenvolvimento do fitoplâncton, como o é nas regiões subtropical e temperada.

PROCESSOS FÍSICOS E NUTRIENTES

Nas décadas de 70 e 80, dois processos físicos foram propostos para explicar o enriquecimento de nutrientes no Atlântico Tropical. Voituriez e Herbland (1979) propuseram que o principal processo seria a mistura turbulenta entre a corrente sul equatorial (CSE) (atualmente conhecida como ramo da norte da CSE) e a corrente sul equatorial subsuperficial (CESS). Minas et al. (1983) e Herbland et al. (1983) propuseram que a ressurgência resultante da divergência equatorial seria o principal mecanismo. Na década de 90, Longurst (1993) observou que tais processos não eram suficientes para explicar a extensão e a variabilidade temporal da biomassa, e propôs que a dinâmica da termoclina e os ventos locais seriam os principais controladores do suprimento de nutrientes. Monger et al. (1997), partindo dos estudos anteriores propuseram um modelo mais completo que inclui a dinâmica relativa entre nitraclina e a CESS e, a propagação de ondas equatoriais.

Um parênteses deve ser feito antes de qualquer conclusão sobre a importância de cada um dos processos físicos mencionados anteriormente.

Os dados sobre biomassa e/ou produtividade no Atlântico Tropical são conflitantes entre si, principalmente com relação à ausência ou presença do ciclo sazonal. Tal assunto vem sendo discutido desde as primeiras medições realizadas na década de 50. Tanto que, em 1963, a Comissão Oceanográfica Intergovernamental (COI) organizou o programa *International Cooperative Investigation of the Tropical Atlantic* (ICITA/EQUALANT). Este programa teve como objetivo principal descrever as características físicas, químicas, meteorológicas e biológicas de toda a bacia entre 20°N e 20°S, em duas estações. De modo a responder a principal indagação da época: a produção orgânica no Atlântico Tropical é constante ao longo do ano? Ou apresenta significantes variações sazonais? (Herbland et al., 1983).

Após o programa ICITA, outras campanhas foram realizadas durante as décadas de 70 e 80 (CIPREA -1978/1979; FGGE - 1979; SEQUAL/FOCAL -1983/1984; PIRAL -

1986, entre outras). Por apresentarem resultados discordantes, não foi possível determinar de forma consistente se havia variabilidade temporal significativa na produtividade ou biomassa (Longhurst, 1993).

Este parêntese para explicar a contradição que existe foi feito para se avaliar o quanto é difícil determinar qual é o principal processo responsável pelo fluxo de nutrientes pois, dependendo do conjunto de dados analisado, a inferência sobre tal processo pode variar totalmente.

1.2. OBJETIVOS

Tendo em vista as considerações anteriores, este trabalho teve como objetivo principal descrever a variabilidade da concentração de pigmentos (biomassa) no oceano Atlântico Tropical a partir de imagens da cor do oceano e examinar o papel das forçantes físicas locais ligadas ao suprimento de nutrientes.

As variáveis físicas estudadas foram: cisalhamento do vento e seus respectivos componentes, temperatura da superfície do mar e bombeamento/sucção de Ekman. Estas variáveis representam os principais processos físicos locais que controlam os nutrientes na camada superficial.

Para tanto, combinaram-se várias bases de dados: obtidas por sensoriamento remoto, no caso a do sensor CZCS, e derivadas de coletas *in situ*. Assim, o período estudado vai de novembro de 1978 a junho de 1986, que equivale a vida útil daquele sensor.

1.3. ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

Para facilitar sua compreensão, o presente documento foi organizado em capítulos: o primeiro faz uma breve introdução sobre o problema estudado (presente capítulo); no segundo apresenta-se uma revisão sobre alguns aspectos do sensoriamento remoto da cor do oceano: principais missões, limitações atuais e perspectivas futuras; o terceiro trata da dinâmica física e da circulação superficial do Atlântico Tropical; o quarto e o quinto capítulos descrevem, respectivamente, as características das bases de dados utilizadas e a metodologia empregada na realização do trabalho; no sexto, os resultados obtidos são analisados; no sétimo, é apresentada uma breve discussão sobre a indução e a manutenção das florações fitoplanctônicas no Atlântico Tropical

com base nos resultados obtidos e na literatura, já que aqui analisou-se apenas as forçantes físicas locais; o oitavo capítulo apresenta as conclusões e recomendações derivadas do presente estudo.

CAPÍTULO 2

PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA MARINHA E SENSORIAMENTO REMOTO DA COR DO OCEANO: UMA REVISÃO

2.1. FITOPLÂNCTON, PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA E FATORES FÍSICOS

No meio marinho, a produção primária, conversão de carbono inorgânico em matéria orgânica através da fotossíntese, é dominada pelo fitoplâncton, que contribui com aproximadamente 95% da produtividade total. Se pensarmos que os oceanos cobrem aproximadamente 72% da superfície terrestre, estes pequenos organismos autotróficos tornam-se o mais importante grupo de produtores primários do planeta. Como gerador de matéria orgânica, ocupam a base da cadeia alimentar dos oceanos, desempenhando papel vital no fluxo de energia e nos ciclos biogeoquímicos de elementos como o carbono, nitrogênio, fósforo, oxigênio e enxofre (Perry, 1986; Kennish, 1990; McClain et al., 1993).

O fitoplâncton pode ser definido como o conjunto de microorganismos fotossintéticos, habitante das zonas fóticas e distribuído espacialmente na forma de agregados, os chamados “*patches*”. Não sendo dotado de mobilidade própria, sua locomoção na massa d'água é reduzida, restrita à migração vertical de uns poucos metros por dia e, determinada pelo sistema de correntes e regime de marés. Geralmente, os organismos fitoplanctônicos são classificados com base no tamanho da célula em: picoplâncton (<2 μm); ultraplâncton (2 a 5 μm de diâmetro); nanoplâncton (5 a 20 μm); microfitoplâncton (20 a 200 μm) e macrofitoplâncton (> 200 μm), sendo que metade das espécies pertence às classes ultraplâncton e nanoplâncton. Englobam uma diversidade de grupos de algas dos quais os principais são: diatomáceas (família Bacillariophyceae), dinoflagelados (família Dinophyceae), coccolitoforídeos (família Prymnesiophyceae), silicoflagelados (família Chrysophyceae) e algas verdes-azuis (família Cyanophyceae). A identificação destes grupos é feita com base em certas características das células, como estruturas especializadas e composição de pigmentos fotossintéticos (Kennish, 1990; Alfutis e Casey, 1998).

A fotossíntese é um processo pelo qual a partir de dióxido de carbono e água, moléculas orgânicas de alta energia (carboidratos) são sintetizadas, sendo o oxigênio liberado como produto final das reações. Apesar deste processo ser semelhante nos

ecossistemas terrestres e aquáticos, os fatores que controlam a produtividade, quantidade de carbono orgânico fixado por unidade de área, ou volume, e por unidade de tempo, diferem muito entre os dois meios. Sobre a produtividade primária marinha atuam fatores mutuamente dependentes, dos quais os mais importantes são: luminosidade, disponibilidade de nutrientes, pastagem pelo zooplâncton herbívoro (*grazing*) e mecanismos físicos (ressurgência, convergência, divergência, turbulência, entre outros) (Sverdrup et al., 1942; Raymond, 1976; Kiorboe, 1993).

A importância da luminosidade é óbvia, pois para que a reação fotossintética ocorra é necessário uma certa quantidade de energia solar. Como a intensidade da luz visível decaem exponencialmente com a profundidade (Figura 2.1), a fotossíntese não é uniforme dentro da camada fótica, tendo um perfil vertical como o da figura 2.2. No perfil, pode ser observado que a produção máxima não ocorre na superfície, mas num ponto abaixo desta devido à fotoinibição. A fotoinibição deve-se ao excesso de energia disponível e ao efeito destrutivo da radiação ultravioleta na superfície (Kirk,1986; Neshyba,1987).

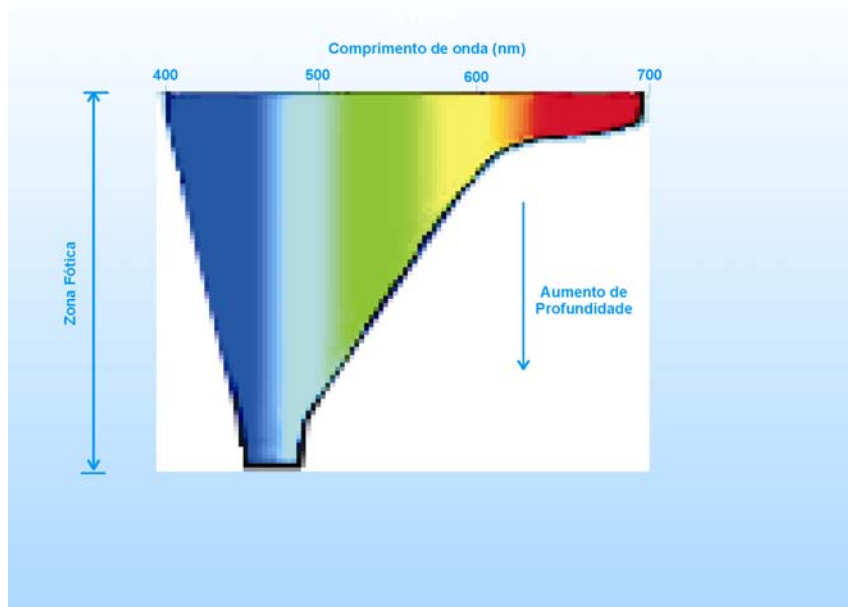


Fig. 2.1 – Transmissão da luz visível na água do mar.
FONTE: Adaptada de MBLC (1999)

Ao contrário da fotossíntese, a respiração é um processo que depende principalmente do metabolismo dos organismos e é responsável pelo consumo de cerca de 10% da produtividade primária bruta. Ao se observar os perfis verticais de produção e respiração pode-se identificar um ponto no qual a fotossíntese iguala-se à respiração. Este ponto, denominado de profundidade ou ponto de compensação, é definido como a profundidade na qual o carbono fixado em 24 horas (ou oxigênio produzido) pela fotossíntese é igual ao carbono dissipado (ou oxigênio consumido) na respiração durante o mesmo período. Acima deste ponto o fitoplâncton pode crescer e multiplicar-se, abaixo tem que se manter com reservas acumuladas (Neshyba,1987). Outro ponto importante que pode ser identificado no perfil fotossíntese-respiração é a profundidade crítica definida como a profundidade na qual a produtividade primária bruta na coluna d'água é igual à respiração total na mesma coluna d'água (Kirk, 1986;Neshyba,1987).

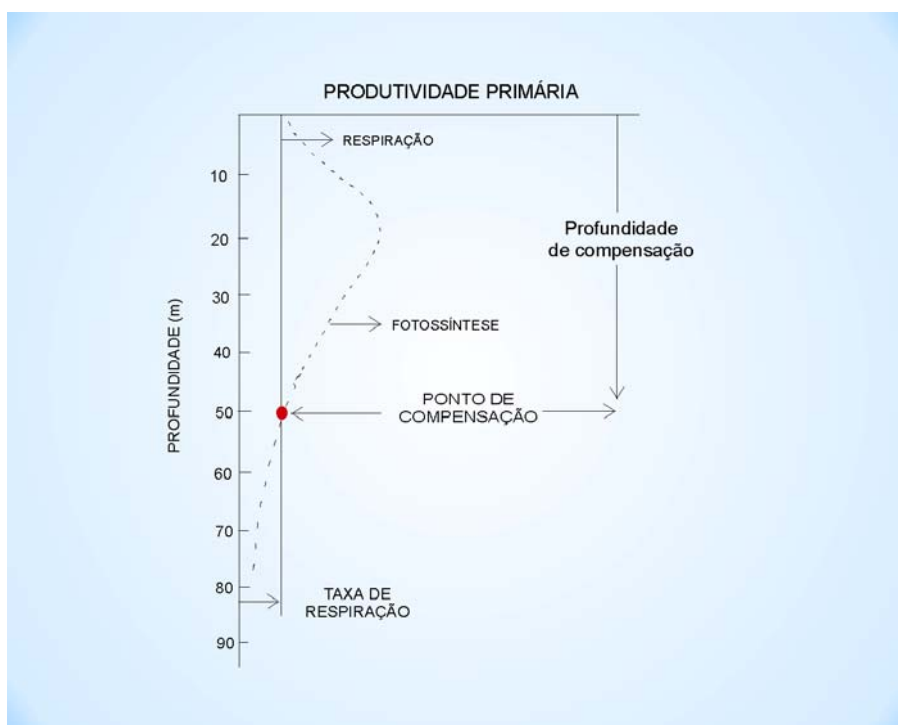


Fig. 2.2 – Perfis verticais: fotossíntese e respiração.
FONTE: Neshyba (1987, p.241-242)

A luminosidade, além de determinar a distribuição vertical do fitoplâncton na coluna d'água, atua, também, no domínio temporal, pois a intensidade de luz não é constante ao longo do ano, variando de acordo com as estações. Assim, a importância da luz

como fator limitante é função da região geográfica, de tal forma que diminui à medida que desloca-se dos pólos para os trópicos (Raymont, 1976; Kennish, 1990).

Além da energia luminosa, o fitoplâncton, como as plantas terrestres, necessita de nutrientes para crescer e manter seu sistema fisiológico. A maioria destes nutrientes está presente em grandes quantidades na água do mar, mas os compostos fosfatados, nitrogenados, silicatados e alguns metais traços como cobre, níquel e ferro, existentes em pequenas concentrações na zona fótica, são os mais críticos, limitando a produtividade na maioria das regiões do globo (Raymont, 1976; Kennish, 1990).

Geralmente, a relação entre os fatores luminosidade e disponibilidade de nutrientes é tal que, em regiões tropicais, onde a energia luminosa é aproximadamente constante ao longo do ano, os nutrientes são os principais controladores da produtividade. Nas médias latitudes, a interação entre os dois fatores é responsável por um ciclo sazonal bem marcado e, nas altas latitudes, a influência da luminosidade se sobrepõe à disponibilidade de nutrientes (Figura 2.3) (Kennish, 1990).

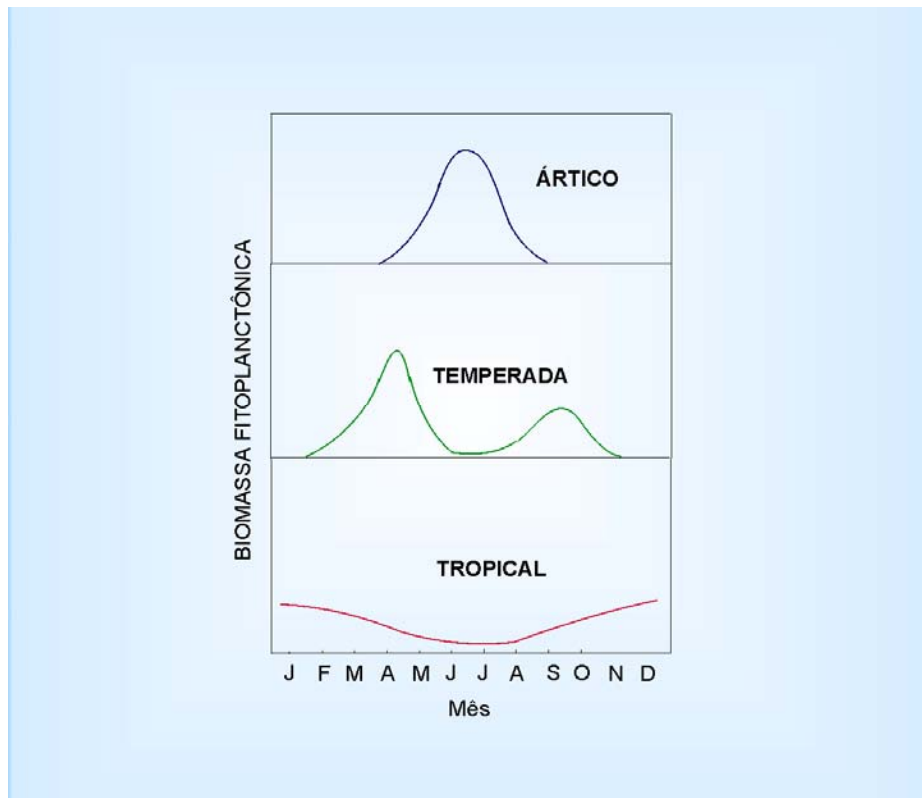


Fig. 2.3 – Ciclo anual da biomassa fitoplanctônica em diferentes regiões geográficas para o hemisfério norte.
 FONTE: Yoder et al. (1993, p.182)

Sendo a disponibilidade de nutrientes um dos principais limitantes à produtividade, é de vital importância conhecer as fontes destes compostos para a coluna d'água. Nas áreas costeiras, o escoamento superficial e concentrado, a chamada descarga terrestre, é a principal fonte. Mas, nas regiões oceânicas, o suprimento vem das águas subsuperficiais, que representam um reservatório de nutrientes para a zona fótica. Tal reservatório é consequência, basicamente, de dois fatos: à medida que a profundidade aumenta, diminui a quantidade de organismos fitoplanctônicos e, conseqüentemente, o consumo de nutrientes da coluna d'água, ao mesmo tempo em que há, pela decomposição dos organismos, a regeneração dos nutrientes. Assim, pode-se dizer que nas regiões oceânicas a produtividade está conectada aos processos físicos que transportam os nutrientes à zona superficial. Do ponto de vista do suprimento de nutrientes, os processos físicos mais importantes são a turbulência na camada de

mistura (mistura vertical) e a ressurgência (entrada de águas subsuperficiais na camada de superfície). Tais processos são gerados por ondas, ventos, correntes ou marés e variam com a região geográfica e com o tempo (Gargett, 1991).

O último dos fatores principais que controlam a produtividade primária marinha é a pastagem (*grazing*), isto é, a alimentação pelo zooplâncton herbívoro dos organismos fitoplanctônicos. Alguns estudos têm demonstrado que em áreas com concentração relativamente alta de nutrientes e luminosidade adequada, a produtividade deve ser controlada pela pastagem do zooplâncton. Em geral, é difícil estabelecer o grau de influência deste fator, pois há uma grande dificuldade metodológica envolvida neste tipo de pesquisa, seja em laboratório ou no campo (Cullen, 1991; Frost, 1991) .

Deve ser observado que, além dos fatores brevemente descritos, há ainda uma série de outros, como temperatura, salinidade, pH, composição de espécies, que interferem na fisiologia e reprodução dos organismos, e cuja influência varia de região para região e ao longo do tempo. Isto demonstra que a distribuição espacial e temporal da produtividade primária marinha depende da complexa interação de adaptação fisiológica, reprodução, disponibilidade de luz e nutrientes, pastagem pelo zooplâncton e mecanismos físicos, necessitando ainda hoje de grande número de estudos para que se possa compreender o grau de controle de cada um dos fatores acima. E assim, avaliar como a produtividade primária marinha participa do ciclo global do carbono e das mudanças climáticas passadas e futuras.

2.2. COR DO OCEANO: UM BREVE HISTÓRICO

Nos últimos quarentas anos, uma das técnicas mais empregadas para estimar a produtividade primária baseia-se no perfil vertical da concentração de clorofila-a, que é um indicador de biomassa fitoplânctônica. Esta técnica tem a vantagem de ser simples e de baixo custo quando comparada a outras técnicas, como os métodos do ^{14}C e do oxigênio; porém, não é a mais precisa, apesar da relação direta entre biomassa e produtividade (Gower et al., 1980; Neshyba, 1987; Jeffrey et al., 1997).

Independentemente da técnica empregada, é difícil, com amostragem *in situ*, monitorar a produtividade primária em escala global. Este fato tem várias origens, das quais as mais relevantes são: esquema de amostragem ineficiente, já que se coletam dados em estações oceanográficas discreta e falta de continuidade espacial e temporal dos dados. Neste contexto, a utilização de imagens de satélite permite observações e medidas em escalas inviáveis por amostragem tradicional (Prasad e Haedrich, 1993). Apresenta basicamente duas vantagens: seu caráter sinóptico, pois cada imagem cobre instantaneamente uma grande área, que pode chegar a centenas de quilômetros; e a sua repetitividade, isto é, permite obter séries temporais de dados (Gower et al., 1980; Robinson, 1985; Elisenger e Iverson, 1986).

Apesar das vantagens, dados remotos não substituem amostragem *in situ*. Como será abordado mais adiante, a técnica de sensoriamento remoto também traz implícito uma série de limitações. A principal limitação é que por, intermédio das imagens, só é possível inferir parâmetros na superfície, e não em um perfil na coluna d'água (Mueller e LaViollete, 1981; Barale e Fay, 1986; Barale, 1991). Assim, é consenso que para estimar a produtividade de forma acurada o ideal é integrar, através do desenvolvimento de algoritmos, dados de coletas *in situ* e de satélites, aproveitando as vantagens dos dois métodos (Smith e Wilson, 1981; Robinson, 1985; Morel e Berton, 1989).

Foram as observações pioneiras realizadas a partir da década de 60 que demonstraram o potencial da utilização de sensores remotos no monitoramento dos pigmentos fotossintéticos e impulsionaram a NASA a desenvolver tecnologia orbital para monitorar a *cor do oceano* (Hovis, 1981; Stewart, 1985; Armstrong, 1994).

Em sensoriamento remoto, a *cor do oceano* é definida pelo espectro de energia eletromagnética na faixa do visível (0,4 a 0,7 μm) proveniente do sol que atravessa a

atmosfera, interage com a camada superficial dos oceanos e retorna à atmosfera, atravessando-a novamente, sendo captada então pelo sensor. Esta radiação que o sensor capta traz informações sobre os componentes que influenciam as características ópticas da água do mar, como por exemplo os pigmentos fotossintéticos. E, através de processamento adequado das imagens é possível inferir as concentrações daqueles componentes (Müeller e LaViolette, 1981; Robinson, 1985; Barale, 1991; Mobley, 1994).

O primeiro sensor orbital especificamente desenvolvido com a finalidade de monitorar a *cor do oceano* foi o CZCS, lançado em 1978, pela NASA a bordo do satélite meteorológico NIMBUS-7. Em quase 8 anos de operação, o CZCS coletou, aproximadamente, 68 mil imagens sobre os oceanos, que demonstram a viabilidade de utilizar dados remotos no estudo da dinâmica do fitoplâncton (Hovis, 1981; Stewart, 1985; Armstrong, 1994; CZCS, 1997).

Apesar da importância das imagens de *cor do oceano*, somente em 1996 foi lançado o segundo sensor com esta finalidade: *Ocean Color and Temperature Scanner* (OCTS), colocado em órbita pela agência espacial japonesa, *National Space Agency of Japan* (NASDA), em 17 de agosto de 1996, a bordo do satélite *Advanced Earth Observing Satellite* (ADEOS). Devido a problemas no painel solar da espaçonave, o satélite deixou de operar em 30 de junho de 1997, apenas sete meses após ter sido lançado (Agência Espacial do Japão, 1999).

Em agosto de 1997, após quase uma década sem imagens da *cor do oceano*, a NASA finalmente colocou em órbita o sucessor do CZCS: o sensor *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS). O SeaWiFS, ao contrário do CZCS, que foi experimental, é um sensor operacional, e traz melhorias em relação ao primeiro, que resultam em melhores estimativas da concentração de pigmentos, inclusive, clorofila-a (Evans e Gordon, 1994; Ackein et al., 1995).

2.3. PRINCÍPIOS DA ESTIMATIVA DE BIOMASSA E PRODUTIVIDADE PELA COR DO OCEANO

O pressuposto da utilização de sensores remotos para monitorar a produtividade primária é que a radiância emergente através da superfície do mar, resultado da interação da energia eletromagnética (REM) com o corpo d'água, é função da concentração dos pigmentos fotossintéticos (clorofila + feopigmentos). Entretanto, como será abordado no próximo item, os pigmentos são apenas um dos componentes que interagem com a REM dentro do corpo d'água.

De uma maneira geral, estimar a produtividade por dados remotos envolve duas etapas distintas: primeiro, determinar a concentração de pigmentos a partir da radiância coletada pelo sensor; como um indicador da biomassa fitoplanctônica e, depois, a partir da biomassa calcular a produtividade por meio de algoritmos que podem ser empíricos, semi-analíticos ou analíticos. Assim, pode-se dizer que o êxito em determinar a produtividade está conectado à acurácia das estimativas da concentração de pigmentos derivada das imagens da cor do oceano (Perry, 1986; Morel e Berton, 1989).

O principal problema de estimar a concentração de pigmentos a partir de dados remotos é que a radiância emergente na superfície do mar é pequena quando comparada à parcela derivada dos efeitos atmosféricos, também coletada pelo sensor. Neste caso, a atmosfera chega a contribuir com mais de 90% da radiância coletada pelo sensor e, assim, antes de estimar qualquer parâmetro relacionado a cor do oceano é necessário uma correção atmosférica acurada, isto é, retirar da radiância coletada pelo sensor toda a parcela originada na atmosfera (Gordon e Clark, 1980; André e Morel, 1991).

Após a remoção dos efeitos atmosféricos, a radiância resultante, que seria a que emerge na superfície do mar, é utilizada em algoritmos para estimar a concentração de pigmentos. Em geral, estes algoritmos tem como base análises de regressão entre medidas remotas e *in situ*, modelos de classificação bio-ópticos, ou diversas combinações entre os dois métodos (Gordon et al., 1983).

2.4. FATORES QUE INFLUÊNCIAM A COR DO OCEANO

Tradicionalmente, os componentes opticamente ativos da água, isto é, aqueles que interagem com a radiação eletromagnética através de processos como absorção e espalhamento, são classificados em três grandes categorias: matéria orgânica dissolvida, partículas em suspensão e pigmentos fotossintéticos. Cada categoria afeta em grau distinto as propriedades ópticas da água e, conseqüentemente, o sinal captado pelos sensores. Além dos efeitos dos componentes, há, também, aquele exercido pelas próprias moléculas de água (Mobley, 1994).

Nos próximos tópicos serão abordados, de forma geral, como cada um destes componentes afeta individualmente as propriedades ópticas da água. Entretanto, deve ser observado que as características ópticas de um corpo d'água é o resultado da interação de todas as substâncias presentes na coluna d'água.

2.4.1. A ÁGUA E SEUS COMPONENTES

□ Água Pura

A água pura, isto é, sem a presença de compostos dissolvidos ou em suspensão, apesar de parecer à primeira vista incolor, é, na realidade, um líquido azul. A cor azulada deve-se à absorção seletiva da luz: fraca nas faixas do azul (0,4 a 0,5 μm) e do verde (0,5 a 0,6 μm) e forte nos comprimentos de onda do vermelho (0,6 a 0,7 μm) (Figura 2.4). Neste caso, os processos de absorção e espalhamento são controlados apenas pela estrutura e arranjo das moléculas de água (Jerlov, 1968; Seibert, 1980; Kirk, 1986).

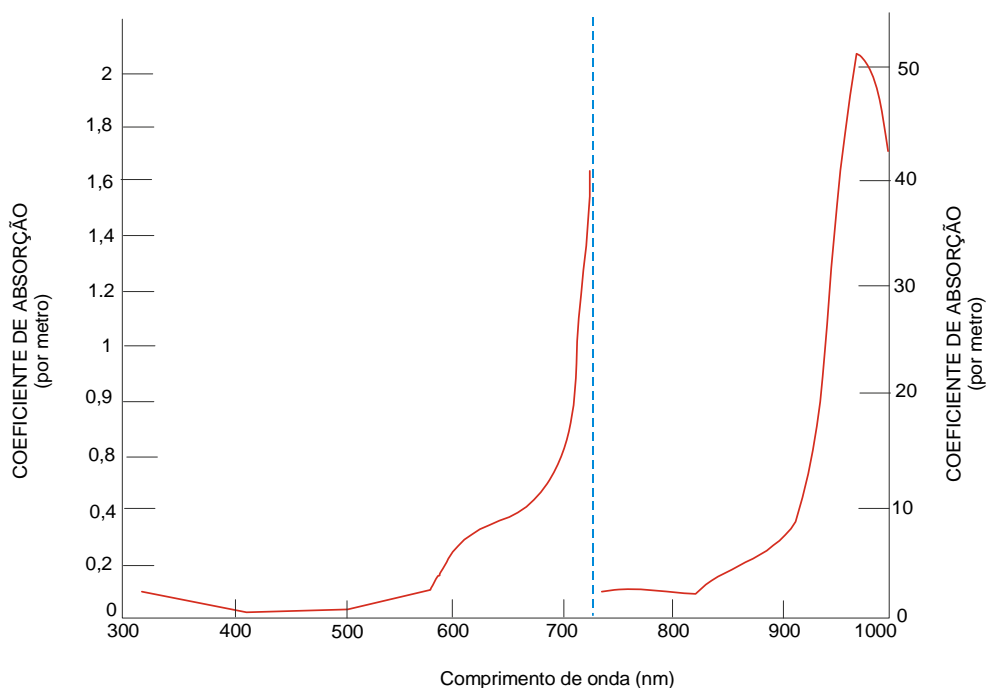


Fig. 2.4 – Curva de absorção para água pura.
 FONTE: Robinson (1985, p.158)

□ Matéria Orgânica Dissolvida (MOD)

A matéria orgânica dissolvida, também conhecida como substância amarela, húmica, *gelbstoff* ou *gilvin* é o resultado da decomposição microbiana de organismos mortos e produtos da excreção de organismos vivos (Kirk, 1986). A presença de matéria orgânica afeta, principalmente, a absorção nos comprimentos de ondas curtos (Figura 2.5), podendo ser, em áreas costeiras, um dos principais atenuadores da radiação na faixa do azul (Robinson, 1985).

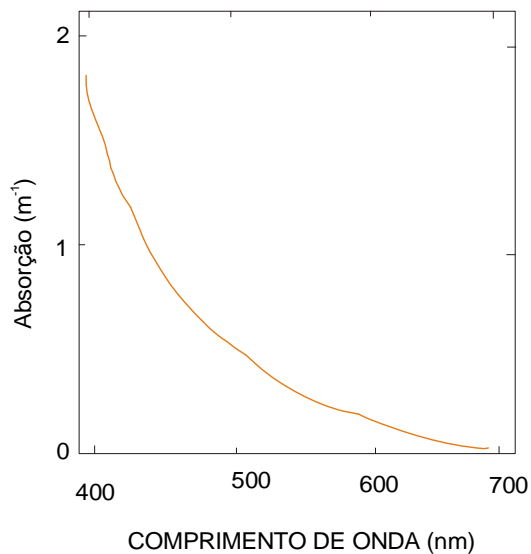


Fig. 2.5 – Curva de absorção de substâncias amarelas.
 FONTE: Robinson (1985, p. 160)

□ Partículas em Suspensão e Pigmentos Fotossintéticos

O material particulado é definido como a fração que fica retida quando se filtra uma amostra de água em um filtro Milipore com diâmetro de 0,45. Normalmente, é o principal determinante das propriedades de absorção e espalhamento de um corpo d'água, sendo responsável, em grande parte, pela variabilidade espacial e temporal daquelas propriedades. Em ambientes aquáticos, o material particulado pode ter duas origens: física ou biológica (Seibert, 1980; Mobley, 1994).

O material particulado inorgânico (origem física) é constituído, geralmente, por areia quartzosa fina, minerais de argila e óxidos metálicos. Afeta principalmente o retroespalhamento e apresenta um espectro de absorção semelhante ao da matéria orgânica (Seibert, 1980; Mobley, 1994).

Em relação às frações de origem biológica, de todas as partículas orgânicas a mais importante do ponto de vista óptico é o fitoplâncton. O efeito do fitoplâncton sobre a atenuação da luz se dá através do espalhamento e absorção. Os pigmentos fotossintéticos, dos quais os mais conhecidos são as clorofilas a, b e c, absorvem luz principalmente nas faixas do azul e vermelho como pode ser observado na tabela 2.1

(Yentsch, 1960). Além de seu papel como grande absorvedor, o fitoplâncton é, também, um eficiente espalhador da radiação, especialmente via difração, visto que seu tamanho é, geralmente, maior do que os comprimentos de onda da faixa do visível (Seibert, 1980; Kirk, 1986; Robinson, 1985; Mobley, 1994).

TABELA 2.1 - PRINCIPAIS GRUPOS FITOPLANCTÔNICOS, PIGMENTOS CARACTERÍSTICOS E COMPRIMENTOS DE ONDA DE ABSORÇÃO

Grupo	Pigmento	Faixas de comprimento de onda (nm)
Diatomáceas Cocolitoforídeos	Clorofila a, c β-caroteno, ficoxantina, diatoxantina	400 – 560 640 – 700
Dinoflagelados	Peridina, Clorofila a,c	400 – 440 640 – 700
Cianobactérias	Clorofila a, β-caroteno, ficocianina	400 – 480 600 – 700

Adaptada de Jeffrey et al. (1997,p. 20-21)

Em resumo, pode-se dizer que os pigmentos fotossintéticos e a MOD são os principais absorvedores da radiação sendo o material particulado inorgânico o principal retroespalhador (Sturm, 1980).

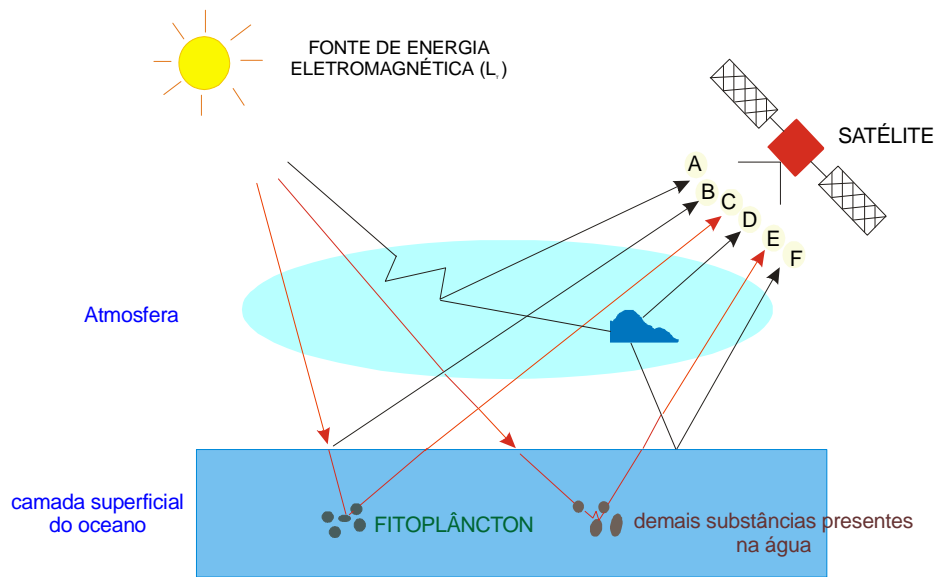
Uma das formas de classificar corpos d'água em função de suas propriedades ópticas é através dos modelos bio-ópticos, dos quais os mais importantes são os propostos por Jerlov (1968) e por Morel e Prieur (1977) de acordo com Mobley (1994). O modelo proposto por Jerlov define 8 tipos de águas marinhas: 1, 3, 5, 7 e 9 e I, II e III, que representam, respectivamente, águas costeiras (algarismos arábicos) e oceânicas (algarismos romanos) com graus de transmitância diferenciados. O modelo de Morel e Prieur (1977) define apenas 2 tipos de água: "caso 1" e "caso 2". Águas "caso 1" são aquelas nas quais a concentração de pigmentos é bem maior que a concentração de sedimentos inorgânicos ou MOD. Nestas águas a clorofila e outros pigmentos são os principais atenuadores da luz. Águas "caso 2" são definidas como sendo todas as demais, isto é, águas onde as partículas inorgânicas ou orgânicas dissolvidas dominam o espectro de absorção, sendo a influência da concentração de pigmentos

de menor importância no coeficiente de absorção total. Assim, pode-se introduzir o conceito de *estado bio-óptico*, que representa o efeito exercido pelos processos biológicos nas propriedades físicas (ópticas) de corpos d'águas. Este conceito é importante em sensoriamento remoto, pois é o estado bio-óptico que pode ser captado pelos sensores (Smith e Baker, 1978).

2.4.2. A ATMOSFERA

Como mencionado anteriormente, a radiação emergente através da superfície do mar, fração que contém informações sobre os componentes opticamente ativos, propaga-se pela atmosfera antes de ser captada pelos sensores. A atmosfera atua de tal modo sobre este fluxo de energia que somente uma pequena parcela da radiação captada pelo sensor (L_s) é realmente proveniente da superfície, geralmente menor que 10 % (Wang, 1999) (Figura 2.6).

Para se obter o fluxo emergente (trajetórias C e E na figura 2.6) e poder inferir a concentração dos componentes é necessário remover a fração devido à atmosfera (trajetórias A, B, D e F na mesma figura). Aqui, considera-se como fração devido à atmosfera o fluxo de energia que chega ao sensor sem ter interagido com a camada superficial dos oceanos, incluindo assim a parcela devido ao *glitter* solar (trajetória B). *Glitter* solar é a reflexão especular direta dos raios solares na superfície do mar (Barale, 1991). Geralmente, tal parcela é minimizada através da geometria de visada do sensor (Kirk, 1986)



Trajétórias:

- A - Radiação espalhada pela atmosfera;
- B - Radiação devido à reflexão especular direta na superfície do mar (*glitter solar*);
- C - Radiação emergente na superfície do mar devido à absorção e espalhamento pelo fitoplâncton;
- D - Radiação refletida pela atmosfera;
- E - Radiação emergente na superfície do mar devido à absorção e espalhamento por outras substâncias presentes na água
- F - Radiação espalhada pela atmosfera que alcança a superfície do mar e é refletida novamente, sem interagir com a camada superficial dos oceanos;
- L_s - Energia solar;
- L_r - Radiação captada pelo sensor: $L_r = L_{s,atm} + L_{s,w}$, onde
 - L_{s,atm} = Radiação devido à atmosfera (trajetórias a + b + d + f)
 - L_{s,w} = Radiação emergente na superfície do mar devido à interação com a camada superficial (trajetórias c + e)

Fig. 2.6 – Diagrama esquemático: sensoriamento remoto da cor do oceano.
 FONTE: Adaptada de Alfutis e Casey (1998)

A atenuação do fluxo de energia pela atmosfera deve-se aos processos de absorção e espalhamento. Em sensoriamento remoto da *cor do oceano*, a atenuação deve-se, principalmente, ao espalhamento, já que as bandas dos sensores não estão localizadas em regiões de forte absorção por gases atmosféricos (Barale, 1991).

Os raios solares podem ser espalhados tanto pelas moléculas presentes na atmosfera (gases) quanto pelos aerossóis. Os aerossóis são partículas pequenas, sólidas ou líquidas, podendo ter origem continental ou marinha (Robinson, 1985).

O espalhamento pelas moléculas, também conhecido como espalhamento *Rayleigh*, decresce rapidamente com o aumento do comprimento de onda, por um fator de aproximadamente λ^{-4} . O efeito do espalhamento por aerossóis também decresce com o aumento do comprimento de onda, mas não tão rapidamente quanto o do espalhamento *Rayleigh* (Robinson, 1985).

Assim, de forma geral, pode-se dizer que a magnitude do espalhamento é inversamente proporcional ao comprimento de onda, isto é, comprimentos de onda curtos são espalhados com maior intensidade do que comprimentos de ondas longos. E, são justamente os comprimentos curtos, como o azul, que trazem as informações sobre o fitoplâncton, já que esta é uma das regiões de absorção da clorofila. Além disto, o espalhamento é dito um processo multiplicativo, ou seja, um fluxo espalhado por uma partícula pode novamente ser espalhado por outra, fazendo com que a modelagem matemática deste processo seja complexa (Robinson, 1985).

Em geral, a redução dos efeitos atmosféricos é feita utilizando medidas na região espectral do vermelho, para o sensor CZCS, ou do infravermelho próximo, para o SeaWiFS (Wang, 1999). Tal procedimento é viável porque a água absorve praticamente toda a energia naquelas regiões do espectro, sendo possível assumir que a radiância nestas faixas deve-se ao espalhamento atmosférico e não à interação da REM com a camada superficial dos oceanos. No caso do CZCS, entretanto, a suposição que a água absorve toda a energia na faixa do vermelho não é totalmente válida, principalmente nas águas “caso 2” pois há agentes retroespalhadores presentes na própria água, como os sedimentos em suspensão, que atuam na faixa do vermelho (Barale, 1991).

2.5. PRINCIPAIS MISSÕES DA COR DO OCEANO: CZCS E SeaWiFS

MISSÃO CZCS

O principal objetivo da missão CZCS foi determinar se sensores remotos que coletassem a radiância no visível poderiam ser utilizados para monitorar substâncias dissolvidas ou em suspensão na água, como por exemplo os pigmentos fotossintéticos (Gordon et al., 1983; CZCS, 1997).

O sensor CZCS foi lançado, em caráter experimental, a bordo do satélite meteorológico NIMBUS-7 e esteve em operação entre novembro de 1978 e junho de 1986. Cada passagem do CZCS cobria uma área de, aproximadamente, 2 milhões de quilômetros quadrados, com resolução espacial, tamanho do *pixel* no nadir, de 825 metros (IFOV de $0,0496^\circ$) (Figura 2.7).

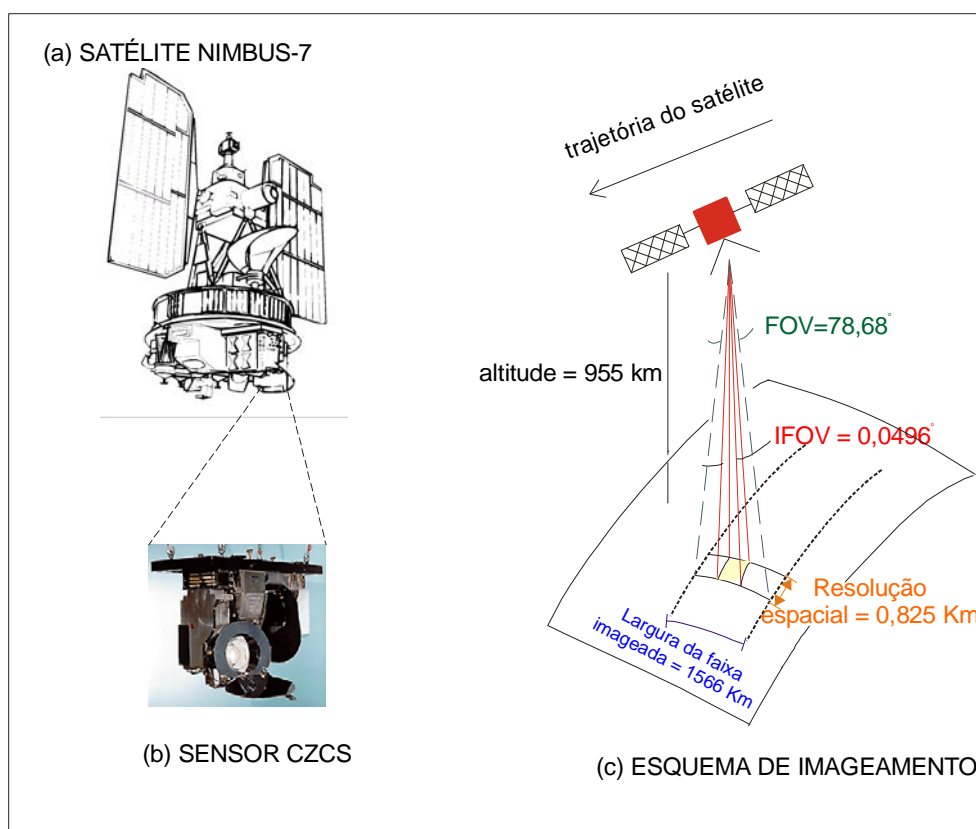


Fig. 2.7 - (a) Satélite NIMBUS-7, (b) sensor CZCS e (c) esquema de imageamento.
FONTE: Adaptada de SeaWiFS (1999)

O CZCS era um radiômetro multiespectral de varredura mecânica que coletava dados co-registrados e calibrados internamente em seis bandas: quatro no visível [443 - 453 nm (azul); 510 - 530 nm (verde); 540 - 560 nm (amarelo) e 660 - 680 nm (vermelho)], uma no infravermelho próximo (700 - 800 nm) e uma no infravermelho termal (10,5 – 12,5 μm), que falhou ainda no primeiro ano da missão (Figura 2.8). Além deste problema, em 1981 foi diagnosticada a degradação da sensibilidade radiométrica no visível, principalmente na banda do azul, e que persistiu até o final das operações em 1986 (Feldman et al., 1989; Evans e Gordon, 1994).

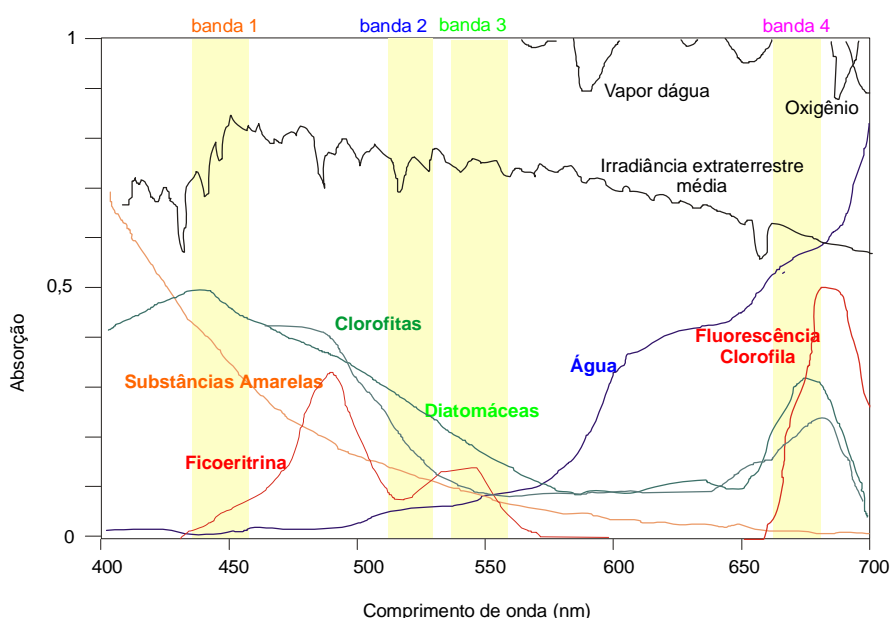


Fig. 2.8 – Absorção dos principais componentes opticamente ativos da água em relação as bandas do sensor CZCS.

FONTE: Adaptada de Hocker et al. (1992)

Tendo em vista que a radiância emergente dos oceanos sofre grande interferência da energia retroespalhada na atmosfera e da reflexão solar (“glitter”), o sensor foi projetado com: alta sensibilidade radiométrica; alta relação sinal/ruído; oscilação do sistema óptico que podia variar de -20° a 20° em incrementos de 2° ; e ganho variável, de um a quatro, no amplificador. Tanto os valores de ganho quanto a oscilação do sistema óptico eram ajustados de acordo com o ângulo de elevação solar na cena imageada e sua configuração transmitida com as imagens (Hoovis et al., 1980; Gordon

e Morel, 1983; Gordon et al. 1983; Robinson, 1985). As principais características do satélite e do sensor encontram-se descritas na tabela 2.2.

TABELA 2.2 - PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DO SENSOR CZCS E DO SATÉLITE NIMBUS-7

SATÉLITE NIMBUS-7			
Data de Lançamento: 24 de outubro de 1978			
Término: 2 de junho de 1986			
Orbita: Circular, polar, síncrona com o sol			
Altitude nominal: 955 Km			
Inclinação: 104,9°			
Cruzamento com o equador: 12:00 h (ascendente)			
Sensor CZCS (Coastal Zone Color Scanner)			
Bandas	λ (nm)	Propriedades	SR²
1	443 – 453	Absorção pela Clorofila	150
2	510 – 530	Correlação com a Clorofila	140
3	540 – 560	Substância amarela, Sedimentos	125
4	660 – 680	Absorção pela Clorofila	100
5	700 – 800	Identificação da linha de costa/nuvens	100
6	10,5 – 12,5 (μm)	Temperatura da Superfície do Mar	N/D ³
Cobertura		Global Repetição 6 dias (ou 83 órbitas)	
Largura da Faixa Imageada		1566 Km (FOV =78,68°)	
Resolução Espacial		825 m (nadir) (IFOV=0,0495°)	
Digitalização		8 bits (256 NC)	
Oscilação do sistema óptico		+/- 20° (em incrementos de 2°)	

Adaptado de UNESCO (1986, p. 40) e Esaias et al. (1998, p.1253)

¹ Unidade de Radiância = $mW/(cm^2 \cdot sr \cdot \mu m)$

² Relação sinal/ruído

³ N/D = Não disponível

Atualmente, os dados CZCS encontram-se arquivados e disponíveis no *Goddard Space Flight Center Distributed Active Archive Center (Goddard DAAC)* na URL <http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS> (Figura 2.9). Incluem 5 produtos: nível 1, nível 1a, nível 2 e nível 3 (Tabela 2.3).

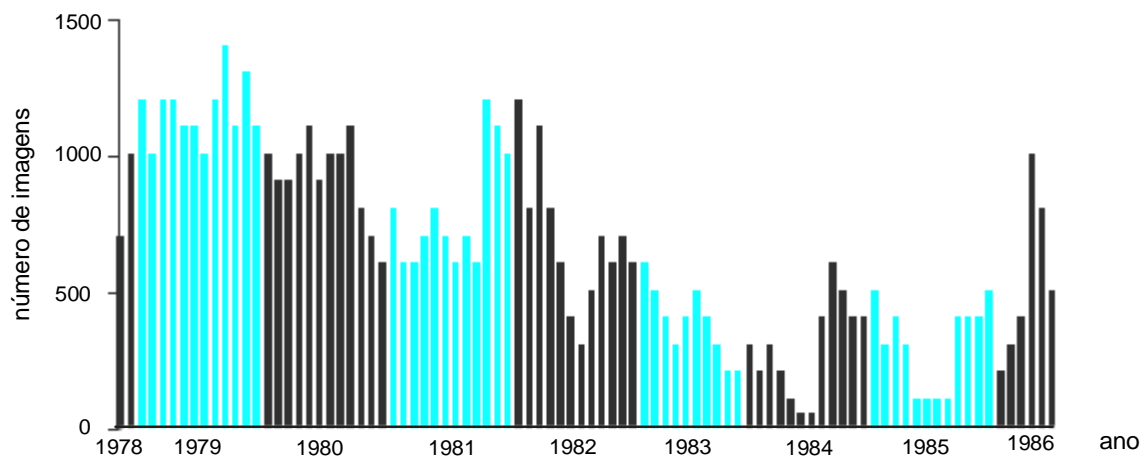


Fig. 2.9 – Distribuição Temporal das Imagens CZCS.
 FONTE: SeaWiFS (1999)

TABELA 2.3 - INFORMAÇÕES SOBRE PRODUTOS CZCS

Nível	Parâmetros	Unidades	Resolução
1	Radiância calibrada	MW/(cm ² .sr.μm)	1 km X 1 km
1a	Radiância calibrada	MW/(cm ² .sr.μm)	4 km X 4 km
2	Concentração de pigmentos	mg/m ³	4 km X 4 km
	Coeficiente de atenuação difusa	----	4 km X 4 km
	Radiância ascendente na superfície do mar normalizada @ 443 nm	mW/(cm ² .s r.μm)	4 km X 4 km
	Radiância ascendente na superfície do mar normalizada @ 520 nm	mW/(cm ² .sr. μm)	4 km X 4 km
	Radiância ascendente na superfície do mar normalizada @ 550 nm	mW/(cm ² .sr. μm)	4 km X 4 km
	Radiância do Aerossol @ 670 nm	mW/(cm ² .sr. μm)	4 km X 4 km
3	Os mesmos do nível 2		~ 18,5 Km no equador

Adaptada de CZCS (1997)

MISSÃO SeaWiFS

A missão SeaWiFS faz parte da “Missão ao Planeta Terra” (MPE), gerenciada pela NASA, e foi concebida para examinar os fatores biogeoquímicos que afetam as mudanças climáticas globais (McClain et al., 1995). Dentre os objetivos determinados pelos coordenadores do programa SeaWiFS, os mais importantes, do ponto de vista científico, são: determinar a distribuição, temporal e espacial, de florações fitoplanctônicas e da produtividade primária marinha ao nível global; quantificar o papel exercido pelos oceanos no ciclo global do carbono bem como em outros ciclos biogeoquímicos, e identificar e quantificar as relações entre a física oceânica e a distribuição espacial da produtividade (Hocker et al., 1992).

O satélite SEASTAR, lançado em primeiro de agosto de 1997 pelo veículo *Pegasus*, carrega a bordo o sensor SeaWiFS, e foi colocado em uma órbita hélio-síncrona, quase polar, descendente, com cruzamento equatorial, aproximadamente, ao meio dia local (SeaWiFS, 1999).

O sensor SeaWiFS é composto de um *scanner* óptico e de um módulo eletrônico (Figura 2.10). Possui oito bandas espectrais: seis no visível (402 - 422 nm; 433 - 453 nm; 480 - 500 nm; 500 - 520 nm; 545 - 565 nm; 660 - 680 nm) e duas no infravermelho próximo (745 - 785 nm; 845 - 885 nm). Os seis primeiros canais foram escolhidos por serem bandas de influência dos componentes opticamente ativos d'água, e o quinto e o sexto, utilizado para a distinção terra/água e para a correção atmosférica (Figura 2.11).

O SeaWiFS, ao contrário do CZCS, que foi experimental, é um sensor operacional e traz melhorias em relação ao primeiro, como: maior resolução espectral (8 bandas) o que possibilita uma correção atmosférica mais acurada e melhores estimativas da concentração de pigmentos, principalmente nas áreas costeiras; maior resolução radiométrica com 1024 níveis de cinza; maior relação sinal/ruído entre 442 e 667; melhor calibração radiométrica, gerando estabilidade na sensibilidade do sensor, condição necessária quando se lida com radiâncias tão baixas como a dos oceanos e imageamento contínuo, o que resulta em maior número de imagens, possibilitando

melhor monitoramento das condições ambientais (Evans e Gordon, 1994; Ackein et al., 1995; Esaias et al., 1998).



Fig. 2.10 - (a) Satélite SEASTAR e (b) sensor SeaWiFS.
 FONTE: SeaWiFS (1999)

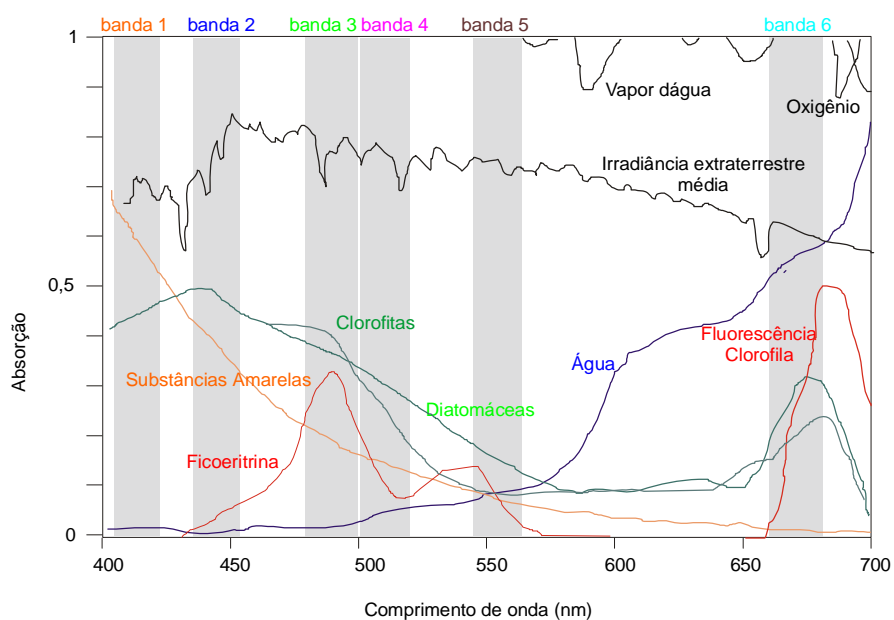


Fig. 2.11 - Absorção dos principais componentes opticamente ativos da água em relação as bandas do sensor SeaWiFS.
 FONTE: Hocker et al. (1992)

Assim como o CZCS, para minimizar os problemas devido ao efeito do *glitter* solar, o sistema óptico do sensor SeaWiFS pode ser posicionado em -20° , 0 e $+20^\circ$ em relação ao nadir (Hocker et al., 1992). Em condições normais, isto é, sem inclinação do sistema óptico, a faixa imageada pelo sensor tem 2 801 Km de largura, cobrindo, assim, uma área de aproximadamente 2 milhões de quilômetros quadrados em cada cena. O sensor possui FOV de cerca de $\pm 58,3^\circ$, o que, a uma altura nominal de 705 Km, determina uma resolução espacial de cerca de 1,1 Km (IFOV de 1,6 mrad).

As imagens SeaWiFS são digitalizadas em 10 bits (1024 níveis de cinza) e transmitidas para as estações de recebimento terrestres numa taxa de 665 kbps^{-1} , em tempo real, ou gravadas a bordo quando o satélite está fora das áreas de cobertura das estações. As características principais do satélite e do sensor encontram-se na tabela 2.4.

Atualmente, as imagens SeaWiFS estão disponíveis em 3 níveis: nível 1, em modo de cobertura local (LAC) ou de cobertura global (GAC); o nível 2, em resolução GAC ou LAC, inclui os dados processados de: concentração de pigmentos e clorofila-a; coeficiente de atenuação difusa em 490 nm; radiância normalizada emergente na superfície do mar; radiância devido aos efeitos dos aerossóis atmosféricos; e o nível 3, composto dos mesmos parâmetros do nível 2, mas dispostos em uma grade global, com resolução de aproximadamente 9 Km, além das estatísticas associadas às médias que podem variar de diária a anual (SeaWiFS, 1999).

TABELA 2.4 – CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS DO SATÉLITE SEASTAR E DO SENSOR SeaWiFS

SATÉLITE SEASTAR				
Data de Lançamento: 1 ^o de agosto de 1997				
Orbita: Circular, polar, síncrona com o sol altitude nominal: 705 Km Inclinação: 98, 217° Cruzamento com o equador: 12 :05 h (órbita descendente)				
Carga Útil: Sensor SeaWiFS				
SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor)				
Bandas	λ (nm)	Radiância de Saturação¹	Radiância de Entrada¹	SR²
1	402 – 422	13,63	9,10	499
2	433 – 453	13,25	8,41	674
3	480 – 500	10,50	6,56	667
4	500 – 520	9,08	5,64	640
5	545 – 565	7,44	4,57	596
6	660 – 680	4,20	2,46	442
7	745 – 785	3,00	1,61	455
8	845 – 885	2,13	1,09	467
Cobertura	Global Repetição 2 dias			
Largura da Faixa Imageada/FOV	2,801 Km / 58,3 ° (LAC) 1,502 Km/ 45,0 ° (GAC)			
Resolução Espacial	1,13 Km (LAC) 4,5 Km (GAC)			
Digitalização	10 bits (1024 NC)			
Oscilação do sistema óptico	+ 20°, 0°, - 20°			
Produtos	Local Area Coverage (LAC) Global Area Coverage (GAC)			

Adaptada de SeaWiFS (1999)

¹ unidade = mW/(cm².sr.μm)

² Relação sinal/ruído

2.6. LIMITAÇÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS

Apesar do sensoriamento remoto da *cor do oceano* ser uma técnica totalmente operacional, o que representa uma capacidade sem precedentes para analisar a variabilidade espacial e temporal da biomassa fitoplanctônica na camada superficial dos oceanos, ainda não é possível obter estimativas acuradas da produtividade primária a partir destes dados. Behrenfeld et al. (1994) e Abbott et al. (1994) fazem uma ampla discussão sobre os vários aspectos desta limitação. Segundo os autores, os problemas vão desde a falta de definição dos termos envolvidos, como produtividade, até a formulação dos modelos empregados. Os aspectos mais relevantes de sua discussão foram:

- O termo “produtividade primária” não tem uma definição única, varia em função dos objetivos do estudo (fisiologia, biogeoquímica, ecologia etc.) e com as escalas espacial e temporal;
- A radiância emergente na superfície do mar na região do visível não é determinada apenas pela clorofila-a. Há uma série de outros componentes que a influenciam: outros pigmentos fotossintéticos, a água pura, a MOD e partículas em suspensão. Além disto, há ainda a interferência da atmosfera que contribui com mais de 90% da radiância coletada pelo sensor;
- A biomassa, medida como concentração de clorofila-a refere-se à quantidade de carbono fixado ou matéria orgânica produzida enquanto produtividade é uma taxa de variação. Além disto, a biomassa não é o único determinante da produtividade primária que varia de acordo com as espécies, com as condições fisiológicas dos organismos e com os parâmetros ambientais.
- As medidas de produtividade *in situ*, as chamadas “*verdades do mar*”, que são utilizadas para validar e avaliar os algoritmos, não são calibradas, variando em até 300% em função da técnica empregada;
- Não há uma padronização dos algoritmos, que podem variar desde modelos empíricos simples até modelos analíticos complexos. Como são sensíveis à

parametrização, para um mesmo conjunto de dados os vários modelos dão resultados totalmente diferentes.

Atualmente, com o lançamento do SeaWiFS, vários dos problemas anteriormente citados vem sendo minimizados, como definição dos termos, das técnicas de coleta, das medidas que são utilizadas como “*verdades do mar*”, melhor correção atmosférica e desenvolvimento de algoritmos globais (SeaWiFS, 1999). Espera-se que, com o avanço das pesquisas, dentro em breve seja possível estimar com acurácia a produtividade primária marinha, fator indispensável aos estudos sobre mudanças climáticas.

CAPÍTULO 3

PROCESSOS FÍSICOS NO ATLÂNTICO TROPICAL

A dinâmica superficial dos oceanos tropicais, na escala sazonal, é regida, principalmente, pelo forçamento devido ao cisalhamento dos ventos alíseos.

De modo geral, os oceanos tropicais apresentam um sistema de fortes correntes, áreas de ressurgência e subsidência. A característica única de tais oceanos é o fato que o parâmetro de Coriolis ($2\Omega\sin\theta$, onde Ω é a velocidade angular de rotação da Terra e θ é a latitude) é nulo no equador, resultando em uma resposta rápida e intensa do oceano ao forçamento pelo vento (Vinogradov, 1981; Brown et al., 1989; Philander, 1990).

3.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS

Na figura 3.1 encontra-se esquematizado o padrão geral da circulação de superfície dos oceanos tropicais, a direção predominante dos ventos e o transporte médio das águas superficiais, o chamado transporte de Ekman.

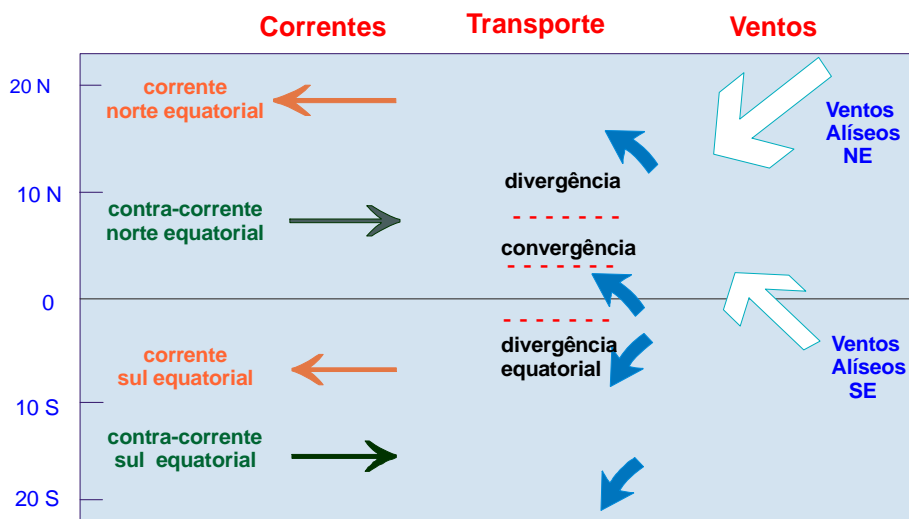


Fig. 3.1 – Relação entre direção do vento, correntes superficiais e transporte de Ekman nas latitudes tropicais.

FONTE: Brown et al. (1989, p. 123)

Os ventos alíseos sopram de nordeste (NE) no hemisfério norte e de sudeste (SE) no hemisfério sul, sendo que os de sudeste atravessam o equador, em virtude da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se situar no hemisfério norte. A ZCIT caracteriza-se por ventos fracos, os chamados “*Doldrums*”, nuvens convectivas e TSM elevada, marcando o chamado equador termal (Cane, 1987; Brown et al., 1989).

O padrão de distribuição de ventos descrito anteriormente associado ao transporte de Ekman (que é à direita do vento no hemisfério norte e à esquerda no hemisfério sul) induz a divergência das águas superficiais ao longo da faixa equatorial e a convergência próximo à latitude de 4° N. Esta zona de convergência em 4°N forma-se pelo encontro das águas transportadas por influência dos alíseos de SE com as águas da ZCIT (Brown et al., 1989).

Em consequência à divergência equatorial, as águas subsuperficiais alcançam a superfície naquela região, caracterizando o evento de ressurgência. Nos oceanos tropicais, a ressurgência é um dos processos físicos mais importantes, responsável por grande parte do suprimento de nutrientes na camada superficial (Brown et al., 1989).

Duas outras características importantes sobre os oceanos tropicais podem ser observadas na figura 3.1. A primeira é que o sistema de correntes superficiais não é simetricamente disposto em relação ao equador mas, na realidade, deslocado para norte, pelo maior volume de terras naquele hemisfério. E, a segunda, é que há um fluxo superficial contínuo de leste para oeste, que é compensado pelas contracorrentes responsáveis pelo transporte de massa no sentido oposto (Brown et al., 1989).

Em consequência ao fluxo contínuo para oeste, a camada de mistura naquele lado é mais profunda que no lado leste da bacia (Figura 3.2). Tal fato tem importante influência sobre as características químicas das águas que ressurgem no equador. No lado leste, como a termoclina está mais próxima à superfície, as águas ressurgidas tendem a ser mais ricas em nutrientes do que no oeste. Isto porque, no leste, as águas ressurgidas originam-se abaixo da camada de mistura, ao passo que, no oeste, onde a camada de mistura e a termoclina são mais profundas, parte da água ressurgida vem da própria camada de mistura e, assim, pobre em nutrientes (Vinogradov, 1981; Mann e Lazier, 1996).

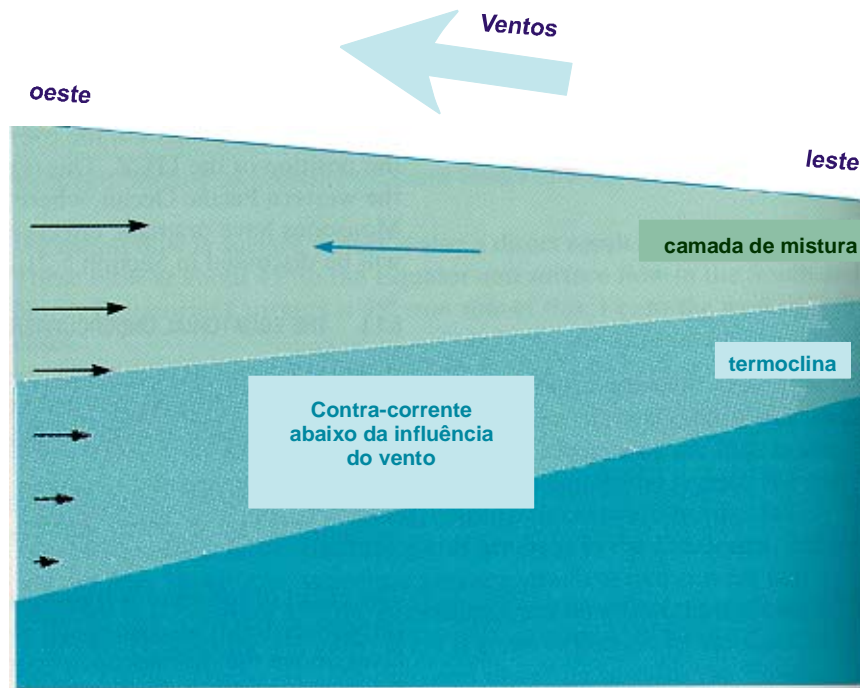


Fig. 3.2.- Seção esquemática leste-oeste no oceano equatorial.
 FONTE: Brown et al. (1989, p. 126)

3.2. RESSURGÊNCIA

As variações de intensidade da ressurgência são determinadas pela divergência dos fluxos horizontais de água. Este aspecto da circulação tem uma relação direta com a velocidade vertical média (w_e) medida na base da camada de mistura. Tal velocidade é uma das variáveis mais importantes indicadora de ressurgência e, apesar de não ser mensurável *in situ* é possível estimar localmente sua magnitude por formulações simples. Estes processos locais (efeitos na área em que atuam diretamente) serão estudados com maior detalhe nos próximos capítulos e constituem-se no chamado:

- Bombeamento ou Sucção de Ekman - para o oceano longe de áreas costeiras e do equador depende do rotacional do campo de cisalhamento do vento;
- Divergência Costeira - depende do componente do cisalhamento paralelo à costa;
- Divergência Equatorial - depende do componente zonal do cisalhamento.

Na área tropical, além dos processos locais citados anteriormente, as variações de intensidade da ressurgência são, também, determinadas pelos efeitos remotos ou “não-locais”. Assim como os processos locais, os efeitos remotos são forçados pela variabilidade espacial e temporal do cisalhamento dos ventos alíseos (Vinogradov, 1981; Brown et al., 1989; Mann e Lazier, 1996). Este é o caso do processo do tipo “El Niño” que ocorre no Atlântico Tropical.

Neste processo, variações temporais do cisalhamento no lado oeste da bacia excitam ondas de Kelvin equatoriais baroclínicas. Essas se propagam para leste, refletem na costa do Golfo da Guiné como ondas de Rossby, e se superpõem em um padrão de interferência que torna-se responsável por boa parte da variância dos parâmetros oceanográficos da região. Esta interferência modifica o ciclo sazonal da profundidade da termoclina e afeta, inclusive, o ciclo sazonal da ressurgência/subsidência devido aos processos locais (Weisberg e Tang, 1987; Philander, 1990; Weisberg e Tang, 1990; Monger et al., 1997; Servain et al., 1998). Pelo fato do Atlântico, em oposição ao Pacífico, ser um oceano estreito em relação aos comprimentos das ondas equatoriais, estes padrões de interferência são importantes, não somente no leste, mas também no oeste da bacia (Holvorcem e Vianna, 1992).

3.3. CIRCULAÇÃO

Nas figuras 3.3 e 3.4 encontram-se mapas das principais correntes no Atlântico Tropical em superfície entre 0 e 100 metros, e em subsuperfície (100 e 500 metros).

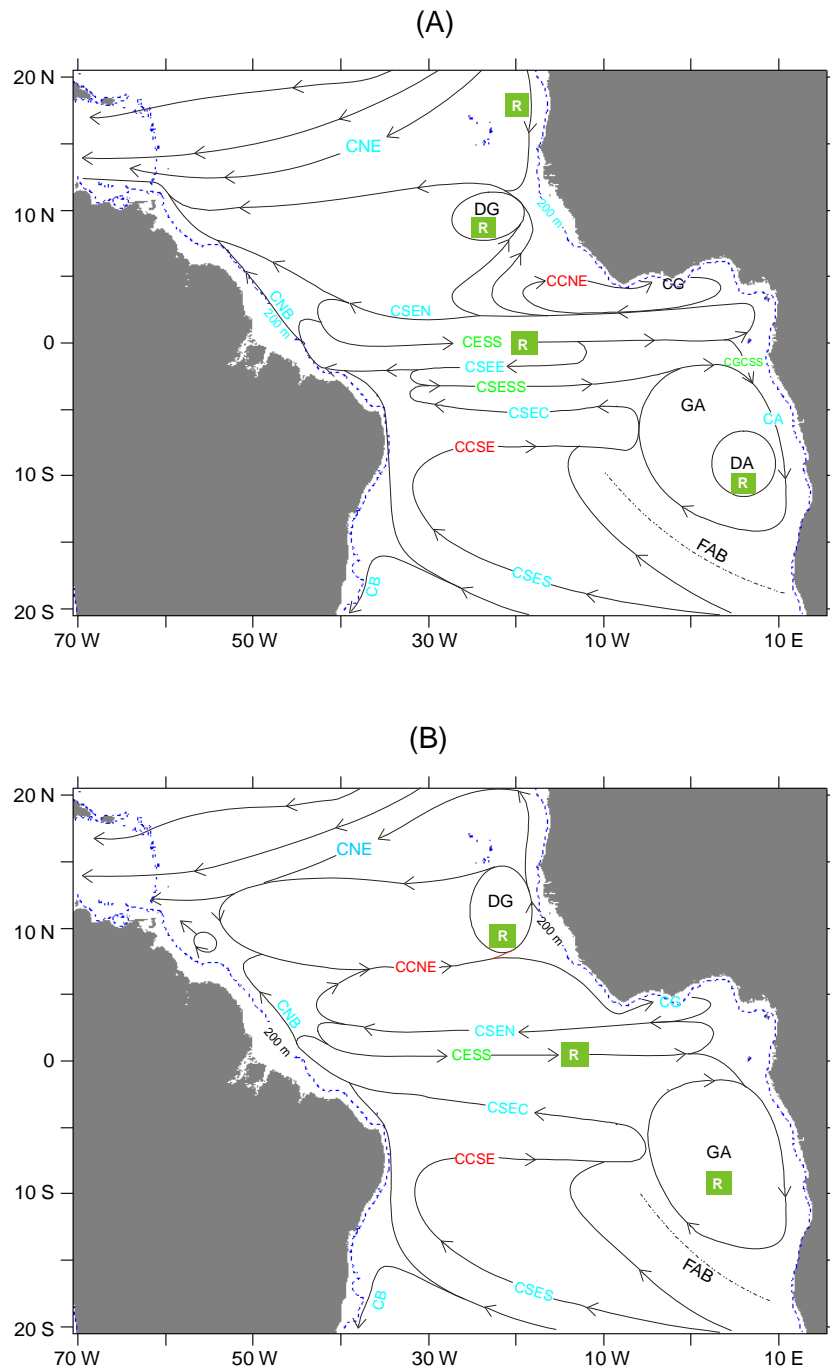


Fig. 3.3 – Diagramas esquemáticos mostrando a distribuição das principais correntes na camada superficial (entre 0 e 100 m) no Atlântico Tropical: (a) situação típica de outono/HS (março, abril e maio). (b) situação típica de primavera/HS (setembro, outubro e novembro).
 FONTE: Stramma e Schott (1999, p. 289)

ABREVIATURAS FIGURA 3.3

CA - Corrente de Angola; CB - Corrente do Brasil; CCNE - Contra-corrente Norte Equatorial; CCSE - Contra-corrente Sul Equatorial; CESS - Corrente Equatorial Subsuperficial; CG - Corrente da Guiné; CGCSS - Corrente do Gabão-Congo Subsuperficial; CNB - Corrente Norte do Brasil; CNE - Corrente Norte Equatorial; CSEC - Corrente Sul Equatorial ramo central; CSEE - Corrente Sul Equatorial ramo equatorial; CSEN - Corrente Sul Equatorial ramo norte; CSES - Corrente Sul Equatorial ramo sul; CSESS - Corrente Sul Equatorial Subsuperficial; DA - Domo de Angola; DG - Domo da Guiné; FAB - Frente Angola-Benguela; GA - Giro da Guiné; R - Áreas de provável ressurgência.

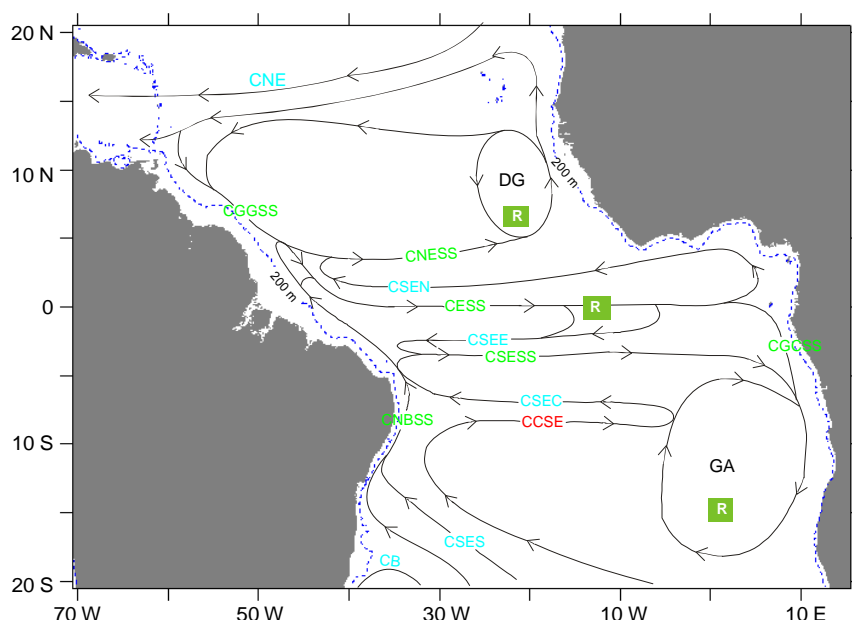


Fig. 3.4 – Diagramas esquemáticos mostrando a distribuição das principais correntes na camada subsuperficial (entre 100 e 500 m) no Atlântico Tropical.
FONTE: Stramma e Schott (1999, p. 292)

ABREVIATURAS FIGURA 3.4

CB - Corrente do Brasil; CCSE - Contra-corrente Sul Equatorial; CESS - Corrente Equatorial Subsuperficial; CGCSS - Corrente do Gabão-Congo Subsuperficial; CGGSS - Corrente das Guianas Subsuperficial; CNBSS - Corrente Norte do Brasil Subsuperficial; CNE - Corrente Norte Equatorial; CNESS - Corrente Norte Equatorial Subsuperficial; CSEC - Corrente Sul Equatorial ramo central; CSEE - Corrente Sul Equatorial ramo equatorial; CSEN - Corrente Sul Equatorial ramo norte; CSES -

Corrente Sul Equatorial ramo sul; CSESS - Corrente Sul Equatorial Subsuperficial; DA - Domo de Angola; DG - Domo da Guiné; FAB - Frente Angola-Benguela; GA - Giro da Guiné; R - Áreas de provável ressurgência.

De forma simplificada, a circulação superficial do Atlântico Tropical é formada pelas seguintes correntes (Richardson e Walsh, 1986; Pickard e Emery, 1995) :

- Corrente norte equatorial (CNE), fluindo para oeste, a norte de 10° N, com velocidade média de 10-15 cm/s;
- Contra-corrente norte equatorial (CCNE), fluindo para leste entre 8° N e 3° N;
- Corrente sul equatorial (CSE) fluindo para oeste a sul de 3°N.

Atualmente, a CSE por apresentar uma estrutura muito complexa é subdividida em 3 ramos distintos: um mais ao norte (corrente sul equatorial ramo norte - CSEN), um central (corrente sul equatorial ramo central - CESC) e um ao sul (corrente sul equatorial ramo sul - CSES) (Stramma e Schott, 1999). Tais ramos são separados, respectivamente, pela corrente sul equatorial subsuperficial (CSESS) que flui entre 3° S e 5° S e pela contra-corrente sul equatorial (CCSE) que flui para leste entre 7° S e 9° S. Stramma (1991) já indicava isto claramente; ver também Silveira et al. (1994).

Próximo à costa do Brasil, a sul de 10° S, a CSES ramifica-se formando a corrente do Brasil (CB) que flui para sul com velocidade média de 10-15 cm/s e a corrente norte do Brasil (CNB) que cruza o equador e acelera, alcançando em 2° N a velocidade de 81 cm/s. Nesta localidade, 2° N, a CNB une-se à CSEN, fluindo próximo à costa na direção norte (Richardson e Walsh, 1986; Stramma,1991). Devido à complexa estrutura da CSE no lado oeste da bacia atlântica, a localização exata da origem da CNB não é bem definida (Silveira et al., 1994).

Durante a segunda metade do ano, tipicamente de julho a setembro, a CNB divide-se próximo a 8° N-50° W: uma parte continua para norte próximo à costa, primeiro como corrente das Guianas (CGG) e depois como corrente do Caribe (CC); outra parte inflete-se para fora da costa, alimentando a CCNE (Richardson e Walsh, 1986; Silveira et al., 1994). Este processo é conhecido como a retroflexão da CNB. Segundo Johns et al. (1990), a separação da CNB é um processo fortemente estratificado, isto é, a camada superficial da CNB alimenta a CCNE; a camada da termoclina alimenta a corrente equatorial subsuperficial (CESS); e camada sub-termoclina, que é

permanentemente retro-refletida entre 3° N e 5° N, alimenta a corrente norte equatorial subsuperficial (CNESS).

A CESS, também conhecida como corrente de Lomonosov, em homenagem ao primeiro navio que a observou, flui para leste, entre 50 e 300 metros de profundidade, a uma velocidade média de cerca de 100-110 cm/s. Próximo ao continente africano, alcança a superfície durante o evento de ressurgência equatorial (Vinogradov, 1981; Brown et al., 1989; Höll et al., 1999).

Esta estrutura complexa de correntes que ocorrem no Atlântico Tropical ainda é motivo de debate quanto à sua gênese. Estudos teóricos têm sugerido o caráter inercial da CESS, colocando-a como uma parte de uma célula tri-dimensional de circulação (circulação zonal, meridional e vertical) unindo o trópico ao subtropical (Pedlosky, 1996). Outras teorias incluem os efeitos forçados pelos fluxos de calor à superfície, com subsidência das águas no subtropical/oeste da bacia, devido ao aumento da densidade causada pela evaporação, e ressurgência no equador e mais a leste, devida à divergência de Ekman, causando uma célula meridional/vertical de circulação (McCreary e Lu, 1994). Seus ingredientes incluem uma mesma massa de água mais salina (37 psu), o transporte geostrófico de água da termoclina no sentido do equador, o gradiente equatorial zonal de pressão que causa uma elevação do seu núcleo no sentido de leste, e um transporte de Ekman no sentido do Polo Sul.

No momento, para a quantificação e modelagem correta dos processos descritos anteriormente, é necessário obter uma base de dados mais completa e adequada, o que vem sendo realizado na parte de variáveis físicas pelo Projeto *Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic* (PIRATA). Este projeto, iniciado no final de 1997, faz parte de um esforço multinacional, envolvendo o Brasil, a França e os Estados Unidos para monitorar a variabilidade oceanográfica e meteorológica do Atlântico Tropical (Servain et al., 1998).

CAPÍTULO 4

BASES DE DADOS UTILIZADAS

A primeira base de dados a ser adquirida para a realização do trabalho foram as imagens da *cor do oceano*. Neste caso, optou-se por aquelas coletadas pelo sensor CZCS que se encontram disponíveis na URL <http://podaac.jpl.nasa.gov>, em *CD-ROM*. A opção pela base de dados CZCS deve-se, principalmente, a dois fatos. O primeiro e, talvez, o mais importante, é que quando o presente trabalho teve início as imagens do sensor SeaWiFs ainda estavam em fase de avaliação quanto a sua qualidade (volume de dados, qualidade radiométrica, acurácia no procedimento de georreferenciamento etc.), já que o sensor havia sido colocado em órbita há pouco tempo (McCLain et al., 1998). O segundo, é que as imagens CZCS são mais adequadas aos objetivos do estudo, pois já encontravam-se processadas e formavam uma série temporal.

De posse das imagens CZCS, buscou-se obter os dados de TSM e de ventos “compatíveis” com as imagens. Aqui, o termo compatível refere-se a dados coletados na mesma época, com a mesma resolução temporal e espacial. Esta compatibilidade é necessária para permitir análises e comparações entre os dados.

A melhor resolução espacial disponível para os dados de TSM e ventos, equivalente às imagens CZCS, foi de um grau. Para os dados de vento, a base adquirida foi a do *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS)*. Quanto aos dados de TSM, além do COADS havia outra base com característica semelhante: *Global Ocean Surface Temperature Atlas (GOSTAPlus)*. Ambas foram adquiridas para a realização do trabalho. Os dados *GOSTAPlus* encontram-se disponíveis na URL <http://podaac.jpl.nasa.gov> em *CD-ROM* e o COADS para “*file transfer protocol*” (FTP) na URL: <ftp://ftp.cdc.noaa.gov>.

Após os dados terem sido adquiridos, a fase posterior consistiu em analisá-los. Nesta fase, constatou-se que a base COADS, tanto de TSM quanto de ventos, no Atlântico Tropical, apresentava extensas regiões sem dados. Tal fato prejudicava a continuidade do trabalho, já que não se poderia estudar a variabilidade do campo de ventos, peça chave para a compreensão da dinâmica dos oceanos tropicais. Para minimizar o problema, uma nova base foi adquirida: a do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*. Estes novos dados apresentam

resolução espacial mais degradada que os do COADS (2,5° versus 1°), mas tem a vantagem de não apresentar “buracos”, isto é, regiões sem dados.

4.1. IMAGENS DA COR DO OCEANO

As imagens da *cor do oceano* adquiridas para o presente estudo são derivadas das imagens coletadas pelo sensor CZCS no período entre 1978 e 1986, e disponíveis no CD-ROM distribuído pelo *Physical Oceanography Distributed Active Archive Center* (PODAAC/NASA). Tais imagens são o resultado do chamado “esforço de processamento global” conduzido pelo *Goddard Space Flight Center* (GSFC/NASA) em cooperação com o *Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science* (RSMAS/Universidade de Miami).

Deve ficar claro aqui que as imagens adquiridas correspondem à concentração de pigmentos, em mg/m^3 , pertencendo ao chamado nível 3. O nível 3 é composto por imagens mensais do período compreendido entre novembro de 1978 e junho de 1986. Estas imagens são dispostas em grades globais com resolução nominal de 18 km. Segundo Feldman et al. (1989), os passos envolvidos no processamento para o nível 3 são (Figura 4.1):

- Conversão dos números digitais para radiância, cujos procedimentos incluem calibração e correção da degradação radiométrica do sensor;
- Correção atmosférica através do algoritmo proposto por Gordon et al. (1988);
- Estimativa da concentração de pigmentos através do algoritmo padrão da NASA denominado “*algoritmo de dois canais*”. Por este algoritmo, a concentração de pigmentos (clorofila-a + feopigmentos) é estimada como proporcional à razão das bandas 1 e 3 (azul/verde) nas áreas com baixa concentração de pigmentos, e nas regiões com alta concentração de pigmentos, como proporcional à razão das bandas 2 e 3 (Madruga et al., 1997);
- Georreferenciamento;
- Geração de imagens média diária;
- Formação de imagens globais através do mosaico das imagens diárias e reamostragem do “*pixel*” para a resolução nominal de 18 Km;

- Geração das imagens mensais através do cálculo da média aritmética das imagens globais diárias. Tal procedimento é realizado somente para “*pixels*” válidos. “*Pixels*” válidos são aqueles que foram aprovados no controle de qualidade. O controle de qualidade das imagens foi um processo iterativo e realizado em todas as etapas do processamento. Para maior detalhe sobre os critérios de qualidade adotados pelos coordenadores do programa CZCS consulte Feldman et al. (1989).

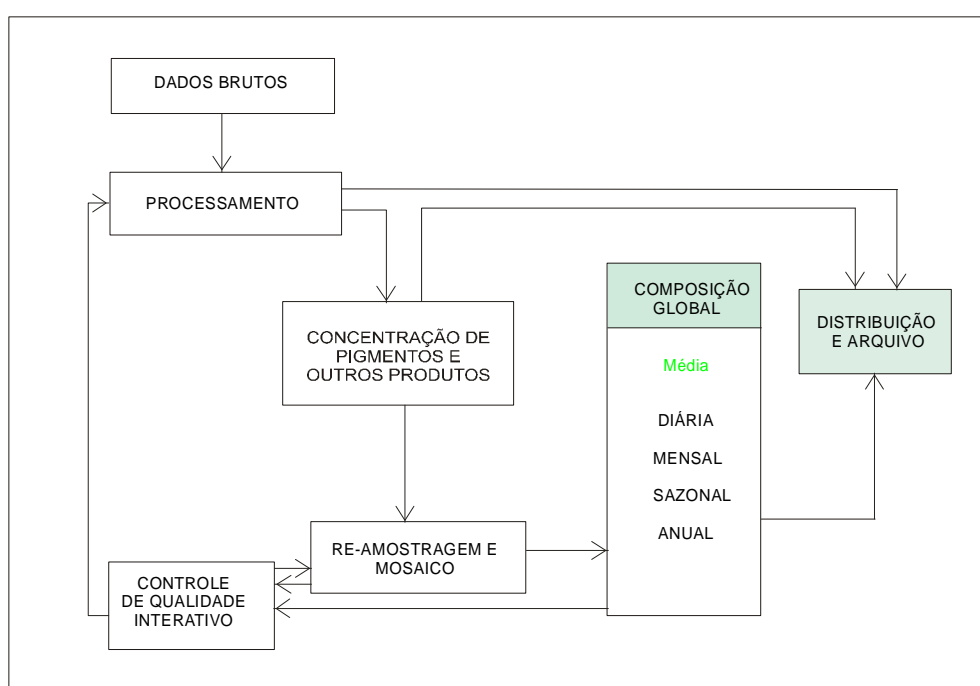


Fig. 4.1- Diagrama: Sistema de processamento de dados CZCS.
 FONTE: Feldman et al. (1989, p.636)

No *CD-ROM CZCS/PODAAC* além das imagens mensais na resolução de 18 Km, que correspondem ao padrão do nível 3, há dois outros produtos disponíveis: imagens com resolução de 1°, que equivale a aproximadamente 108 Km, e imagens climatológicas na resolução de 18 Km. A imagem com resolução de 1° nada mais é que uma reamostragem da imagem 18 Km a cada 6 “*pixels*”. As imagens climatológicas são médias mensais de todo o “período de vida” do CZCS, isto é, médias aritméticas de todos os meses de janeiro, fevereiro e assim por diante.

Deve ser observado que as imagens adquiridas, em um total de 196 (92 de médias mensais em cada resolução (18 Km e 1°) e 12 de climatológicas na resolução de 18 Km), contém apenas dados válidos, ou seja, não interpolados. E, não há disponível, no *CD-ROM*, as “estatísticas” associadas à geração destas imagens médias. Entenda-se como “estatísticas” o número de observações e os desvios-padrões de cada medida. Todas as imagens encontravam-se no formato *Hierarchical Data Format* (HDF).

O HDF, criado pelo *National Center for Supercomputing Applications* (NCSA), é um formato dito científico, sendo escolhido como o formato padrão de todos os produtos *Earth Observing System* (EOS).

O formato HDF permite que um mesmo arquivo contenha dados de vários tipos: numéricos, simbólicos ou gráficos. Tem a vantagem de ser “transparente”, isto é, independe da plataforma de acesso (micro-computadores e estações de trabalho), e, ser auto-descritor, ou seja, o próprio arquivo HDF contém as informações sobre que tipo de dados encontram-se armazenados (GOSTA, 1996).

Há vários modelos de dados HDF. As imagens CZCS encontram-se no modelo denominado “*8-bit raster image set*” ou RIS8. Este modelo suporta três tipos de objetos (dados): imagem de 8 bits (256 níveis de cinza); dados numéricos sobre a dimensão da imagem (seus atributos) e uma paleta de cores (Figura 4.2). Cada arquivo CZCS/HDF contém apenas uma imagem, cujas dimensões são: 2048 colunas por 1024 linhas (para a resolução de 18 Km) e 360 colunas por 180 linhas (resolução de 1°). Ambas dimensões equivalem, em coordenadas geográficas, à área delimitada pelos paralelos 90° S e 90° N e pelos meridianos 0°E e 360°E (Feldman et al., 1989; Tran et al., 1993).

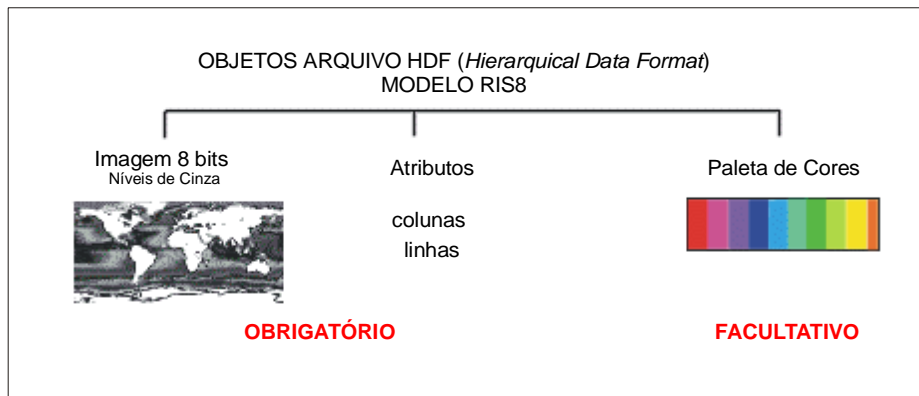


Fig. 4.2 - Representação esquemática de um arquivo HDF/Modelo RIS8.
 FONTE: Modificada de GOSTA (1996)

A imagem CZCS/HDF é uma grade bi-dimensional, equiretangular, formada por elementos ou “*pixels*”, cujos valores de níveis de cinza (NC), no caso, variam de zero a 255. A relação entre NC e pigmentos é dada pela equação (Tran et al., 1993):

$$C_{pig} = 10^{(0,012*NC-1,4)} \quad (\text{mg/m}^3) \quad (4.1)$$

onde,

C_{pig} é a concentração de pigmentos em mg/m^3 ;

NC é o nível de cinza do pixel (0 a 255).

A relação expressa pela equação anterior é válida para NC variando de um a 245. Para os demais, são válidas as seguintes relações:

- Quando o nível de cinza é igual a zero, significa ausência de dados;
- As faixas de 246 a 251 não são utilizadas;
- As faixas de 253, 254 e 255 indicam, respectivamente, continentes, gelo e linha de costa. Assim, o $NC=1$ representa a mínima concentração de pigmentos, que equivale a $0,0409 \text{ mg/m}^3$, e o $NC=245$ representa a máxima concentração que equivale a $34,67 \text{ mg/m}^3$.

4.2. TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (TSM)

Como mencionado anteriormente, os dados de TSM pertencem a duas bases: *GOSTAPlus* e *COADS*. Ambos são dados de médias mensais dispostos em grades globais, com resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$, e medidos em graus Celsius.

GOSTAPlus

É um Atlas de médias mensais de TSM, temperatura da superfície terrestre e cobertura por gelo, desenvolvido a partir de dados *in situ*. É resultado do projeto conjunto do UK *Meteorological Office* e do *Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences/Massachusetts Institute of Technology (MIT)* (GOSTA, 1998).

A versão do ATLAS que foi utilizada está disponível em *CD-ROM* desde 22 de abril de 1998. No *cd*, os dados *GOSTA* são agrupados em 4 seções: ATLAS-7, ATLAS-8, GISST22 e LANDSST. Os dados TSM na resolução de 1° (há outras resoluções mais degradadas), fazem parte da seção GISST22 e cobrem o período que vai de 1903 a 1994.

Cada arquivo TSM/GISST encontra-se no formato binário e contém dois anos de dados mensais, isto é, 24 meses. De todos os arquivos disponíveis, só foram utilizados aqueles correspondentes ao período das imagens CZCS, em um total de cinco, a saber: *GSST7778.raw*, *GSST7980.raw*, *GSST8182.raw*, *GSST8384.raw* e *GSST8586.raw*. Para a leitura destes arquivos há disponível no próprio *cd* uma rotina escrita em linguagem C: *raw2ascii.exe*.

Assim como o CZCS/ 1° , cada dado mensal de TSM é disposto em uma grade global de 180 linhas por 360 colunas, englobando a área delimitada pelos paralelos 90° S e 90° N e pelos meridianos 180° W a 180° E. Todos os valores na grade são inteiros. Sobre os continentes e nas regiões cobertas por gelo, o valor na grade é constante e assume, respectivamente, os seguintes valores: -32768 e -1000. Nas demais regiões, os valores são armazenados como TSM multiplicada por 100.

COADS

Este é um projeto americano conduzido pela agência *National Oceanographic and Atmospheric Administration* (NOAA) em cooperação com o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Foi iniciado em 1981, com o objetivo de compilar, em uma mesma base, dados físicos coletados *in situ*, facilitando o acesso pela comunidade científica. Para maiores detalhes sobre os procedimentos empregados nesta tarefa consulte a URL <http://www.cdc.noaa.gov/coads/news.html>. Atualmente, os dados COADS estão disponíveis em três organizações: no *National Climatic Data Center* (NCDC), no *Climate Diagnostics Center* (CDC), ambos laboratórios da NOAA, e no NCAR (COADS, 1998)._

Os dados adquiridos para o presente trabalho fazem parte do sub-programa *Pan-American Climate Studies* (PACS), versão realçada. A versão realçada inclui, além de dados coletados por navios, aqueles adquiridos por outras plataformas *in situ*. Deve ser salientado que tal versão não foi submetida a nenhum tratamento estatístico e contém apenas dados que passaram no controle de qualidade designado pelos coordenadores do projeto COADS.

O PACS/realçado é composto por médias mensais do período entre 1960 e 1995. Cada média é disposta em uma grade global delimitada pelos paralelos 90°N e 90°S e pelos meridianos 0°E e 360°E, com resolução espacial de 1°. Todas as grades encontram-se em um mesmo arquivo no formato *Network Common Data Format* (NetCDF). Da mesma forma que o HDF, o NetCDF é um formato científico, auto-descritor e independente da plataforma.

4.3. VENTOS

Ao contrário dos dados de TSM, os dados de vento pertencem a duas bases com características totalmente distintas: PACS/COADS e ECMWF. Enquanto o COADS é uma base de médias mensais com resolução espacial de 1°, o ECMWF compõe-se de médias de 10 dias com resolução espacial de 2,5°.

COADS

Como as características das grades de vento são semelhantes às descritas anteriormente para a TSM, não serão novamente reportadas aqui.

Deve ficar claro que tais dados são de superfície e compreendem os seguintes produtos: velocidade escalar (w), zonal (u) e meridional (v) e pseudo-cisalhamento zonal e meridional. O pseudo-cisalhamento é resultado do produto da velocidade escalar pelas componentes “ u ” e “ v ”. A unidade de velocidade é o m/s e do pseudo-cisalhamento é o m^2/s^2 (COADS, 1999).

ECMWF

Os dados de vento do ECMWF fazem parte do Projeto de Re-análise (ERA), estando disponível no *CD-ROM Seasonal Simulations*, distribuído por aquela instituição.

O Projeto ERA foi iniciado em 1993 com o objetivo de gerar dados atmosféricos confiáveis, com base nas melhores observações disponíveis e em sistema de assimilação de dados. A primeira tarefa do projeto ERA, denominado ERA-15, foi finalizada em setembro de 1996 e teve, como produto final, dados do período compreendido entre março de 1979 e dezembro de 1993. Após o ERA-15, o projeto dedica-se agora a analisar os dados de 1958 até o presente (ECMWF, 1999).

Os dados adquiridos para o presente estudo fazem parte do projeto ERA-15, e compõem-se de médias de 10 dias dos seguintes produtos: componentes zonal e meridional do cisalhamento do vento (em N/m^2). Cada média de dez dias é disposta em uma grade global delimitada pelos paralelos $90^\circ N$ e $90^\circ S$ e pelos meridianos $0^\circ E$ e $2,5^\circ W$, com resolução espacial de $2,5^\circ$. Todas as grades encontram-se em arquivos no formato *Gridded Binary* (GRIB). O GRIB é um formato do tipo binário, não diretamente acessível à leitura.

CAPITULO 5

PROCEDIMENTOS EMPREGADOS

Os procedimentos empregados no presente trabalho podem ser divididos em 5 fases distintas: leitura dos dados; delimitação da região “Atlântico Tropical”; padronização dos dados de ventos; estimativa do bombeamento/sucção de Ekman; e análise dos dados.

A leitura dos dados foi realizada com o apoio do programa *Interactive Data Language* (IDL) através do desenvolvimento de rotinas escritas naquela linguagem (Apêndice A). A programação em IDL é uma alternativa à programação em C ou FORTRAN, com a vantagem de ser mais fácil e rápida para usuários não-programadores. Além disto, o IDL permite a entrada e saída de dados em formatos científicos (HDF, NetCDF e CDF).

As demais fases do trabalho foram conduzidas no programa FERRET versão 4.45. O FERRET é um programa desenvolvido pelo *Thermal Modeling and Analysis Project* (TMAP) no *Pacific Marine Environmental Laborator* (PMEL/NOAA), em Seattle. É ideal para visualização e análise de dados oceanográficos e meteorológicos, pois trabalha com conceito de grades multi-dimensionais, geralmente: latitude, longitude, profundidade e tempo. Tem a vantagem de ser um programa de alto nível, flexível e simples, em que o usuário pode definir novas variáveis e desenvolver aplicações específicas através de rotinas, as chamadas “*go tools*”, sem a necessidade de ser um programador experiente. “*Go tools*” são arquivos que contêm seqüências de comandos FERRET e são executados com o comando GO. Além de “*go tools*”, o usuário pode, ainda, utilizar rotinas externas escritas em linguagem FORTRAN. O formato padrão do FERRET é o NetCDF, mas tem a flexibilidade de entrada e saída de dados em ASCII, binário ou TMAP.

Os procedimentos empregados em todas as fases são descritos em maior detalhe nos itens deste capítulo, e podem ser visualizados de uma forma geral no diagrama da figura 5.1.

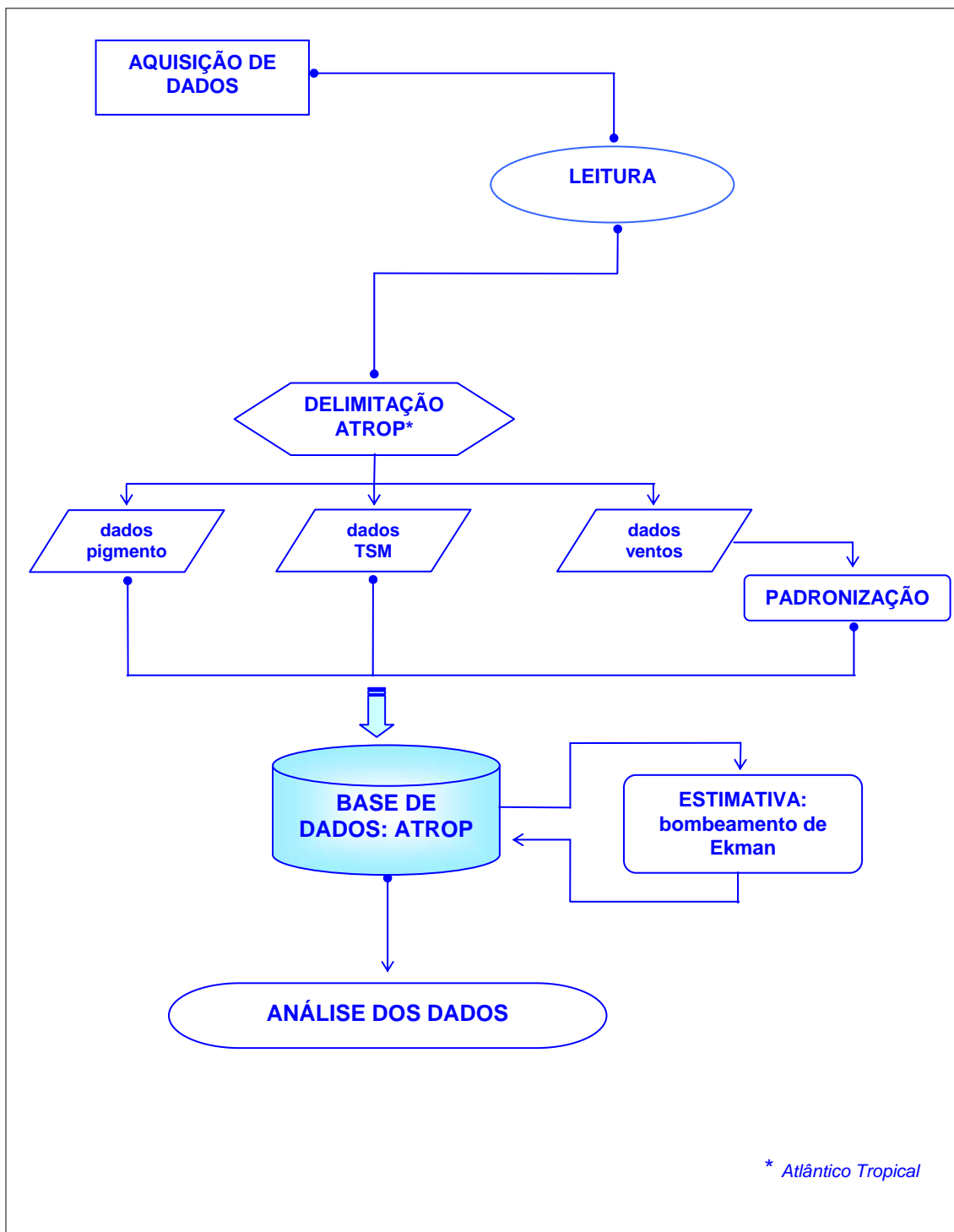


Fig. 5.1 – Diagrama Esquemático: Procedimentos Empregados.

5.1. LEITURA DOS DADOS

A leitura dos dados, primeira etapa do trabalho, consistiu na geração de arquivos compatíveis com o programa FERRET. Para facilitar a compreensão desta etapa, os procedimentos empregados serão descritos separadamente para cada conjunto de dados.

IMAGENS CZCS

As imagens CZCS, em formato HDF, foram lidas individualmente por intermédio da rotina *czcs.pro*, escrita em linguagem IDL. Esta rotina permitiu: converter os níveis de cinza (NC) em concentração de pigmentos, atribuindo o valor $-1.E+34$ para as regiões nas quais não houve coleta de dados e, também, sobre os continentes; rotacionar a matriz resultante em 270° no sentido anti-horário; e, gerar arquivos de saída em ASCII. O total de arquivos ASCII gerados foi igual ao número de imagens, ou seja, 196.

A conversão de NC em concentração de pigmentos foi feita com base na equação 4.1 (capítulo 4). O valor atribuído de $-1.E+34$ aos continentes e às regiões com ausência de dados equivale ao valor padrão para ausência de dados (“*missing*”) no programa FERRET. Dados rotulados como “*missing*” não entram em análises quantitativas (Hankin e Denham, 1996). Isto significa que as regiões continentais e sem dados foram excluídas de todos os cálculos e análises realizados posteriormente à fase de leitura de dados.

Quanto à rotação da matriz, o motivo foi facilitar a visualização no FERRET, que lê os arquivos no sentido de baixo para cima. Tal manipulação não altera os dados e evita que a imagem fique de “cabeça para baixo” ao ser visualizada naquele programa.

Após a leitura das imagens, os arquivos ASCII foram convertidos para o formato NetCDF. A conversão foi feita de forma que os arquivos de saída contivessem séries temporais de mesma resolução espacial, a saber:

CZCS_F.CDF ⇒ Contendo 92 meses de dados na resolução 18 Km;

CZCS_B.CDF ⇒ Contendo 92 meses de dados na resolução 1° ;

CZCS_M.CDF ⇒ Contendo as mensais climatológicas na resolução 18 Km;

DADOS GOSTAPlus

Os cinco arquivos TSM/GOSTA, que cobrem o período que vai de janeiro de 1977 a dezembro de 1986, foram lidos utilizando o executável disponível no próprio *cd: raw2ascii.exe*. Para selecionar os dados entre novembro de 1978 e junho de 1986, e adequá-los ao programa FERRET, criou-se uma rotina em IDL: *tsm.pro*.

De uma maneira geral, as rotinas *czcs.pro* e *tsm.pro* são semelhantes. A grande diferença entre elas é quanto ao formato do arquivo original. Após a leitura, da mesma forma que o CZCS, os arquivos resultantes foram convertidos para NetCDF, formando a base de dados:

TSM_B.CDF ⇒ Contendo 92 meses de dados na resolução 1°.

DADOS ECMWF

De todos os dados ECMWF disponíveis (a base cobre o período que vai de março de 1979 a dezembro de 1993) só foram submetidos à leitura aqueles correspondentes ao período de funcionamento do CZCS, em um total de 8 arquivos.

A seqüência adotada para a leitura dos dados ECMWF segue o padrão empregado anteriormente: inicialmente, com o auxílio de um programa disponível no próprio *CD-ROM (WGRIB)*, os arquivos foram convertidos do formato GRIB para o formato ASCII; após a conversão, os arquivos ASCII, em um total de 265, foram adequados ao programa FERRET por meio de uma rotina escrita em IDL: *ecmwf.pro*; e depois, transformados para o formato NetCDF, formando a base de dados:

ECMWF.CDF ⇒ Contendo 265 médias de 10 dias na resolução 2,5°.

DADOS COADS

Os dados derivados do COADS (TSM, velocidade do vento e pseudo-cisalhamento) por já se encontrarem no formato NetCDF, foram lidos diretamente no programa FERRET, sem a necessidade do desenvolvimento de rotinas de leitura. Como o período de dados ia de 1960 a 1995, criou-se um subconjunto destes dados equivalente à vida útil do CZCS (novembro de 1978 a junho de 1986).

5.2. DELIMITAÇÃO DO ATLÂNTICO TROPICAL

A etapa posterior à leitura dos dados consistiu em delimitar a região “Atlântico Tropical”, reduzindo assim o volume de dados. Tal delimitação foi integralmente realizada no programa FERRET.

5.3. PADRONIZAÇÃO DOS DADOS DE VENTOS

Como mencionado anteriormente, as bases COADS e ECMWF possuíam características diferentes entre si, tanto em relação à resolução temporal como espacial. Assim, esta etapa do trabalho teve o objetivo de compatibilizá-las, isto é, converter os dados, de modo que passassem a representar o mesmo parâmetro com as mesmas características. No caso do COADS, isto significou estimar o cisalhamento do vento e seus respectivos componentes. Para a base ECMWF, consistiu em gerar médias mensais dispostas em grades equivalentes às das demais variáveis.

O cisalhamento (τ) foi estimado utilizando a equação padrão que relaciona τ ao quadrado da velocidade escalar do vento, com o coeficiente de arrasto proposto por Large e Pond (1981). A formulação utilizada aqui é a mesma proposta pelos referidos autores:

$$(\tau_x, \tau_y) = \rho_{ar} * c_d * |W| * (u, v) \quad (\text{N/m}^2) \quad (5.1)$$

onde

(τ_x, τ_y) são, respectivamente, os componentes zonal e meridional do cisalhamento;

ρ_{ar} é a densidade da ar = $1,2 \times 10^{-3} \text{ Kg/m}^3$;

W é a velocidade escalar do vento (m/s);

c_d é o coeficiente de arrasto (adimensional):

$$c_d = 0,0012 \quad \text{para } 0 < W < 11 \text{ m/s}$$

$$c_d = 0,00049 + 0,000065 * W \quad \text{para } W > 11 \text{ m/s;}$$

(u, v) são, respectivamente, os componentes zonal e meridional da velocidade W .

A conversão dos dados ECMWF foi realizada em duas etapas: inicialmente geraram-se grades mensais através da média aritmética dos dados de dez dias e depois, já naquelas grades, fez-se a sub-amostragem do tamanho do pixel, originalmente

definido como 2,5°, para 1°, refinando a grade por intermédio de um interpolador linear. Esta metodologia é a mesma utilizada por McDermott et al. (1997) para converter vários produtos de ventos a um mesmo padrão.

Finalizando esta fase do trabalho, os dados com resolução espacial de 1° foram inseridos na base denominada ATROP.cdf (Tabela 5.1). Base esta utilizada em todas as demais fases do trabalho.

TABELA 5.1 - CARACTERÍSTICAS DA BASE DE DADOS ATROP

Base de Dados	Variável	Título	Unidade	Pontos na Grade ⁴				Tempo
				i	j	k	l	
ATROP	PIGMENTO	Concentração de pigmentos	mg/m ³	40	90	1	92	Nov/78 a Jun/86
	SST_G ¹	TSM	°C	40	90	1	92	Nov/78 a Jun/86
	SST_C ²	TSM	°C	40	90	1	92	Nov/78 a Jun/86
	UCIS_C ²	Componente zonal do cisalhamento	N/m ²	40	90	1	92	Nov/78 a Jun/86
	VCIS_C ²	Componente meridional do cisalhamento	N/m ²	40	90	1	92	Nov/78 a Jun/86
	UCIS_E ³	Componente zonal do cisalhamento	N/m ²	40	90	1	88	Mar/79 a Jun/86
	VCIS_E ³	Componente meridional do cisalhamento	N/m ²	40	90	1	88	Mar/79 a Jun/86

¹ G: Dados GOSTAPlus;

² C: Dados COADS;

³ E: Dados ECMWF;

⁴ Definição da grade: i (X/longitude), j (Y/latitude), k (Z/profundidade), l (T/tempo);

5.4. ESTIMATIVA DO BOMBEAMENTO DE EKMAN

No oceano, a circulação das águas, em geral, é tridimensional: além dos processos advectivos horizontais, responsáveis pelas chamadas correntes oceânicas, há, também, uma componente de advecção vertical em cada ponto (Williams e Follows, 1998). Apesar desta componente possuir intensidade muito menor que as horizontais, seu fluxo integrado sobre grandes áreas pode não ser desprezível. Dentre os principais processos envolvendo a advecção vertical pode-se citar:

- Bombeamento ou Sucção de Ekman como resultado da convergência e divergência horizontal das correntes;
- Turbulência na camada de mistura;
- Ondas planetárias e seus efeitos na circulação.

Dos processos advectivos verticais mencionados anteriormente, o presente trabalho abordará apenas o primeiro: o bombeamento/sucção de Ekman. Tal processo, definido como a velocidade vertical na base da camada de mistura forçada pelo vento, é, nos oceanos tropicais, um dos mais importantes mecanismos físicos responsáveis pelo suprimento de nutrientes (McClain et al., 1990; Brock et al., 1991; McClain e Firestone, 1993; Fiedler, 1994). Aqui, o bombeamento/sucção de Ekman será representado pela variável w_e .

Como em geral w_e não é mensurável *in situ* estima-se sua magnitude a partir da combinação de duas formulações básicas da oceanografia física: as equações do movimento e da continuidade. O sinal de w_e , então, expressa a seguinte situação: se o eixo vertical, z , for orientado positivo para cima, então velocidades verticais positivas significam que águas subsuperficiais estão sendo deslocadas à superfície, caracterizando um evento de ressurgência. Em contrapartida, se w_e é negativa, então as águas superficiais estão sendo impelidas para baixo, caracterizando a subsidência. No oceano aberto, ocorre ressurgência nas áreas onde as águas superficiais divergem, e subsidência onde estas convergem. No caso do bombeamento de Ekman, a ressurgência ou a subsidência são resultantes do forçamento local direto do cisalhamento do vento na superfície (Gargett, 1991; Pond e Pickard, 1997).

Para derivar os campos de w_e no Atlântico Tropical foram utilizadas três aproximações:

- A clássica na qual estimou-se w_e a partir das equações clássicas do transporte de Ekman;

- A proposta por Hsieh e Boer (1992) e aplicada por Fiedler (1994) em estudo semelhante ao realizado aqui;
- E, uma versão modificada da aproximação anterior.

O objetivo de utilizar várias aproximações foi tentar estimar a magnitude de w_e na região equatorial onde o método clássico falha, já que o parâmetro de Coriolis é nulo. Todas as aproximações foram colocadas em prática por meio de rotinas escritas no programa FERRET, e serão tratadas em maior detalhe nos próximos itens do presente capítulo.

A PRIMEIRA APROXIMAÇÃO

Para deduzir w_e é necessário inicialmente considerar as equações do movimento. Supondo um estado estacionário, isto é, em que não há variações temporais na velocidade (aceleração é nula), e desconsiderando os efeitos não lineares (como os termos advectivos etc.), aquelas equações podem ser assim escritas (Pond e Pickard, 1997):

$$\frac{du}{dt} = 0 = fv - \alpha \frac{\partial P}{\partial x} + \alpha \frac{\partial \tau_x}{\partial z}, \quad (5.2)$$

$$\frac{dv}{dt} = 0 = -fu - \alpha \frac{\partial P}{\partial y} + \alpha \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \quad (5.3)$$

onde,

u é a componente da velocidade no eixo x , sendo positiva para leste;

v é a componente da velocidade no eixo y , sendo positiva para norte;

du/dt é a aceleração na direção x ;

dv/dt é aceleração na direção y ;

fv e fu são os termos que indicam a força de Coriolis associada à rotação da Terra;

f é o parâmetro de Coriolis dado por $2\Omega \sin\theta$, sendo Ω a velocidade angular da Terra e θ a latitude;

$\alpha \frac{\partial P}{\partial y}$ e $\alpha \frac{\partial P}{\partial x}$ são os termos gradiente horizontal da pressão, indicando a tendência de

um fluido a mover-se da alta para baixa pressão;

$\alpha(\partial\tau_x/\partial z)$ e $\alpha(\partial\tau_y/\partial z)$ são os termo gradiente vertical do cisalhamento;

α é o volume específico, sendo $\alpha = \frac{1}{\rho}$ onde ρ é a densidade da água.

Como o sistema anterior é linear, então é possível separar o termo velocidade em duas partes: uma associada ao termo gradiente de pressão (u_g, v_g), isto é, ao fluxo geostrófico e outra ao termo cisalhamento (u_e, v_e). Assim, soluciona-se separadamente cada parte e depois as soluções são somadas (Pond e Pickard, 1997).

Então, na ausência dos termos gradiente de pressão, as equações do movimento tornam-se:

$$fv_e = -\alpha \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \quad (5.4)$$

$$fu_e = \alpha \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \quad (5.5)$$

onde,

u_e e v_e são respectivamente os componentes zonal e meridional da velocidade, definidas como velocidades de Ekman.

Arrumando as equações 5.4 e 5.5, pode-se escrever que:

$$\rho f v_e dz = -d\tau_x \quad (5.6)$$

$$\rho f u_e dz = d\tau_y \quad (5.7)$$

Nas equações anteriores, os termos a esquerda da igualdade representam os fluxos de massa por unidade de tempo e espaço nas respectivas direções, através da área de profundidade dz . Para obter o fluxo total de massa em uma dada profundidade z integra-se as equações anteriores:

$$f \int_z^0 \rho v_e dz = - \int_z^0 d\tau_x = -\tau_{x_s} + \tau_{x_z} \quad (5.8)$$

$$f \int_z^0 \rho u_e dz = \int_z^0 d\tau_y = \tau_{y_s} - \tau_{y_z} \quad (5.9)$$

onde,

s indica superfície, isto é, $z = 0$;

z indica profundidade (negativo porque o eixo z é orientado positivo para cima, com a origem colocada na superfície do oceano).

Determinando que z é uma profundidade abaixo da camada forçada pelo vento, na qual o cisalhamento é nulo, as equações ficam, então, resolvidas:

$$V_e = \frac{-\tau_{x_s}}{\rho f} \quad (5.10)$$

$$U_e = \frac{\tau_{y_s}}{\rho f} \quad (5.11)$$

onde,

U_e e V_e são os componentes do fluxo de Ekman integrado na profundidade, ou transporte de Ekman.

A velocidade vertical na camada de Ekman pode ser obtida integrando a equação da continuidade na profundidade z:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (5.12)$$

Na superfície, $z = 0 \Rightarrow w = 0$; em $z = -h \Rightarrow w = w_e$, então:

$$\frac{\partial U_e}{\partial x} + \frac{\partial V_e}{\partial y} + (0 - w_e) = 0 \quad (5.13)$$

onde,

w_e é a velocidade na base da camada forçada pelo vento.

Substituindo a equação do transporte de Ekman na equação anterior tem-se que:

$$w_e = (\rho)^{-1} \left(\frac{\partial \left(\frac{\tau_{y_s}}{f} \right)}{\partial x} - \frac{\partial \left(\frac{\tau_{x_s}}{f} \right)}{\partial y} \right) \quad (5.14)$$

Mas $\left(\frac{\partial \tau_{y_s}}{\partial x} - \frac{\partial \tau_{x_s}}{\partial y} \right)$ é a componente vertical do rotacional do vento, assim pode-se escrever que:

$$w_e = \frac{\text{rot}_z \left(\frac{\tau}{f} \right)}{\rho} \quad (5.15)$$

De forma prática, o primeiro passo para estimar w_e foi calcular, a partir dos dados de cisalhamento do vento, o componente vertical do rotacional de (τ/f) , e, depois, w_e pela equação anterior, assumindo ρ constante = 1000 kg/m³. Como mencionado anteriormente, este método falha na região equatorial, onde o parâmetro de Coriolis tende a zero e, assim, as equações 5.4 e 5.5 não são válidas. Neste caso, a definição da faixa equatorial é arbitrária. Halpern et al. (1994) a definiu como 3°N-3°S; McClain et al. (1990), como 5°N-5°S; e McClain e Firestone (1993), como 5°N-5°S. No presente trabalho, definiu-se como faixa equatorial a área compreendida entre as latitudes 2°S e 2°N. Em tal área, não estimou-se w_e .

SEGUNDA APROXIMAÇÃO

Na segunda aproximação, proposta por Hsieh e Boer (1992), para calcular w_e parte-se do modelo forçado pelo cisalhamento do *Canadian Climate Center* (CCC). Neste modelo, as equações do movimento, supondo um estado estacionário, ausência do gradiente de pressão e dos efeitos não lineares, são escritas como:

$$-fV + \delta U = \alpha \tau_x \quad (5.16)$$

$$fU + \delta V = \alpha \tau_y \quad (5.17)$$

onde,

U e V representam o transporte horizontal.

A diferença entre as equações acima e aquelas do modelo clássico (equações 5.4 e 5.5) é a presença do termo δ . O termo δ é um coeficiente de amortecimento que representa de forma simples os efeitos devido à fricção, negligenciados na primeira aproximação. Assim, os termos du/dt e dv/dt , nas equações do movimento horizontal, foram substituídos por $(d/dt + \delta)u$ e $(d/dt + \delta)v$, respectivamente.

O coeficiente δ equilibra o forçamento pelo vento no equador onde a força de Coriolis é nula, sendo negligenciável na região extra-equatorial. Quando δ é zero, então as equações reduzem-se às equações clássicas do transporte de Ekman.

Para um δ diferente de zero, ou seja, por definição, a região equatorial, os componentes U_e e V_e , do transporte horizontal, são dadas por:

$$U_e = \frac{(\delta\tau_{x_s} + f\tau_{y_s})}{\rho(f^2 + \delta^2)} \quad (5.18)$$

$$V_e = \frac{(\delta\tau_{y_s} - f\tau_{x_s})}{\rho(f^2 + \delta^2)} \quad (5.19)$$

Da mesma forma que anteriormente, integrando a equação da continuidade pode-se escrever que:

$$\rho w_e = \left(\frac{\partial U_e}{\partial x} + \frac{\partial V_e}{\partial y} \right) \quad (5.20)$$

Mas $\left(\frac{\partial U_e}{\partial x} + \frac{\partial V_e}{\partial y} \right)$ é a divergência do transporte horizontal, então:

$$w_e = \frac{\nabla \cdot M_e}{\rho} \quad (5.21)$$

onde,

M_e é o transporte horizontal integrado na profundidade z.

Pelo modelo descrito anteriormente, w_e é estimada por dois sistemas: um na região extra-equatorial, quando o coeficiente de amortecimento é nulo e as equações

reduzem-se às equações clássicas do transporte de Ekman, e outro na faixa equatorial, quando é necessário supor ou conhecer o valor de δ . Para o Pacífico, Hsieh e Boer (1992), baseado em observações sobre o transporte na camada superficial e a intensidade média do cisalhamento do vento, estimaram δ igual a $(4,8)^{-1}$ dias.

No presente trabalho como não era possível estimar o valor da coeficiente de amortecimento, pois faltavam os dados mencionados anteriormente, adotou-se o mesmo valor utilizado no Pacífico Tropical. Posteriormente, verificou-se se aquele era “adequado”. Desta primeira avaliação, resultaram novas suposições sobre os valores daquele coeficiente. Tanto a primeira avaliação quanto os demais coeficientes utilizados serão apresentados no próximo capítulo. Aqui, novamente, foi considerado como faixa equatorial a região delimitada pelas latitudes 2°N e 2°S.

TERCEIRA APROXIMAÇÃO

A partir de observações sobre os resultados obtidos com a segunda aproximação, que serão tratados no próximo capítulo, um outro procedimento foi empregado para tentar estimar w_e na faixa equatorial. Este procedimento partiu das mesmas equações da segunda aproximação, mas, neste caso, o bombeamento/sucção de Ekman foi obtido utilizando uma única equação. Isto porque, o coeficiente de amortecimento foi considerado constante para toda a região tropical sem distinção entre as faixas equatorial e extra-equatorial como feito anteriormente.

Por esta aproximação, w_e fica determinado por:

$$w_e(\delta) = \frac{\delta \left\{ \partial_x \left(\frac{\tau_x}{f^2 + \delta^2} \right) + \partial_y \left(\frac{\tau_y}{f^2 + \delta^2} \right) \right\} + \left\{ \partial_x \left(\frac{f\tau_y}{f^2 + \delta^2} \right) - \partial_y \left(\frac{f\tau_x}{f^2 + \delta^2} \right) \right\}}{\rho} \quad (5.22)$$

5.5. ANÁLISE DOS DADOS

A última fase do trabalho consistiu em analisar os dados. Tal análise compôs-se das seguintes etapas:

1. Avaliar as bases de dados adquiridas. Para as imagens da *cor do oceano* consistiu no cálculo do número de observações por “*pixel*” (NOB). O NOB, calculado em cada “*pixel*”, expressa a disponibilidade de imagens CZCS sobre o Atlântico Tropical. Para os dados de TSM e ventos consistiu na comparação qualitativa das bases COADS e GOSTA; COADS e ECMWF, respectivamente. Estas comparações foram realizadas em transectos através de gráficos “tempo x longitude” e “tempo x latitude” e estimativas dos coeficientes de correlação linear entre aquelas bases de dados. A localização dos transectos são apresentadas no próximo capítulo;
2. Analisar as aproximações empregadas para estimar o bombeamento de Ekman, escolhendo a mais adequada aos objetivos do estudo;
3. Estudar a variabilidade das forçantes físicas locais no Atlântico Tropical, representadas pelas variáveis: TSM, cisalhamento e seus respectivos componentes e bombeamento de Ekman. Este estudo consistiu em: calcular a climatologia para cada uma daquelas variáveis e os desvios padrões, para período estudado; gerar imagens temáticas mensais e extrair a série temporal daquelas variáveis. A extração da série temporal foi realizada de acordo com os procedimentos empregados por McClain et al. (1990) e será tratada em maior detalhe no próximo capítulo;
4. Examinar a variabilidade da concentração de pigmentos no Atlântico Tropical através das imagens da *cor do oceano*. Para tanto, gerou-se imagens temáticas mensais e extraiu-se a série temporal desta variável. Como no item anterior, a obtenção da série temporal será tratada em maior detalhe no próximo capítulo;

5. Analisar em conjunto a concentração de pigmentos e as forçantes físicas locais. Esta análise foi realizada com base nas informações obtidas nos itens anteriores e através do cálculo dos coeficientes de correlação entre as séries temporais daquelas variáveis. Como o número de observações era pequeno, utilizou-se a correlação não paramétrica (Coeficiente de Spearman). Tais cálculos foram realizados tanto por “*pixel*” (cada “*pixel*” tem uma série temporal) quanto por região, e será abordado em maior detalhe no próximo capítulo:

CAPÍTULO 6

RESULTADOS

6.1. AVALIAÇÃO SOBRE AS BASES DE DADOS

Para o presente trabalho, foram adquiridos três conjuntos de dados distintos: ventos, TSM e pigmentos. Tais dados foram processados conforme os procedimentos descritos no capítulo anterior, gerando a base denominada ATROP.cdf. Deve ser lembrado que cada um dos conjuntos de dados foi representado por duas variáveis distintas, a saber:

- TSM ⇒ COADS e GOSTA;
- Ventos ⇒ COADS e ECMWF;
- Pigmentos ⇒ CZCS nas resoluções 18 Km e 1°.

Assim, a fase de avaliação das bases de dados consistiu em escolher quais daquelas variáveis eram mais adequadas para alcançar os objetivos propostos, avaliando suas limitações.

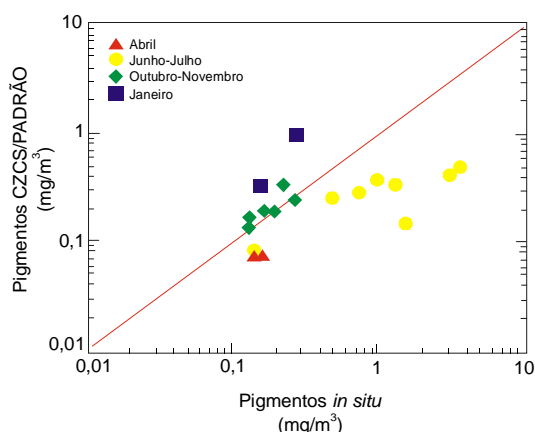
6.1.1. IMAGENS DA COR DO OCEANO

Seguindo a mesma seqüência adotada no processo de aquisição dos dados, a primeira base a ser analisada foram as imagens da *cor do oceano*. Neste caso, como já mencionado, optou-se pela imagem 1° pois esta é que fornece maior grau de compatibilidade com as demais variáveis estudadas. Apesar disto, há algumas vantagens em utilizar imagens com tal resolução. Strubb et al. (1990) sugerem que, no caso do CZCS, a utilização de imagens com resolução de 1° permite a formação de séries temporais mais regulares do que aquelas formadas com cenas individuais, ou mesmo com resolução de 18 Km. Segundo os autores, apesar de se perderem informações sobre as feições de meso-escala, as imagens 1° são representativas da variabilidade em escala global, que é o objeto de estudo do presente trabalho.

Após “escolher” o conjunto de dados CZCS que seria utilizado, algumas dúvidas naturais surgiram a seu respeito. Estas dúvidas podem ser resumidas pelas seguintes questões:

- Até que ponto se poderia confiar nas estimativas de pigmentos obtidas das imagens ?
- As falhas observadas na série temporal seriam significativas ? Se afirmativo, ainda assim a climatologia seria representativa da variabilidade sazonal no período 1978-1986 ? E, seria possível estudar a variabilidade interanual com aquelas imagens ?

A primeira destas indagações foi respondida através do trabalho de Monger et al. (1997). Neste trabalho, os autores compararam os dados obtidos das imagens com dados coletados *in situ* durante o projeto CIPREA, realizado no decorrer do biênio 1979-1980 na região do Golfo da Guiné. O método adotado para tal comparação foi o proposto por Gordon e Clark (1980). Segundo os autores, as imagens CZCS daqueles anos apresentam concordância relativamente boa com os dados *in situ*, conforme pode ser observado na figura 6.1.



outras que não apresentam boa concordância são as medições realizadas durante o bimestre junho-julho. Neste bimestre, as imagens tendem a subestimar a concentração *in situ* por um fator superior a 4. Monger et al. (1997) investigaram as possíveis origens desta baixa concordância e propuseram algumas modificações no processamento das cenas individuais que deveriam ser empregadas para o Atlântico Tropical. Segundo os autores, duas possíveis origens podem ser levantadas: a primeira, com respeito à correção atmosférica das imagens e a segunda, devido à redução de matéria orgânica dissolvida (MOD) na camada superficial durante o evento de ressurgência equatorial, que ocorre naquele bimestre. Para detalhes sobre os procedimentos de reprocessamento que deveriam ser empregados consulte Monger et al. (1997).

Assim, pode-se concluir que as estimativas de pigmentos obtidas das imagens para o Atlântico Tropical são representativas do que ocorre no campo, exceto no bimestre junho-julho.

Dois fatos relevantes devem, ainda, ser mencionados: primeiro que não é possível avaliar toda a base CZCS quanto à confiabilidade das estimativas de pigmentos pois os dados *in situ* no Atlântico Tropical são esparsos durante o período de funcionamento do sensor, e nem sempre concomitantes à passagem do satélite; segundo, a base CZCS não foi reprocessada, pois as cenas brutas não foram adquiridas no início do trabalho.

Para responder à segunda indagação feita anteriormente, analisou-se a série temporal formada pelas imagens CZCS, através do número de observações por pixel (NOB). Este número, dado em porcentagem, expressa a quantidade de dados válidos em uma determinada época, sendo um indicativo da cobertura do CZCS. No presente trabalho, foi calculado para três períodos distintos:

- em relação ao total de dados, no caso, noventa e duas médias mensais;
- para cada ano, isto é, em relação a doze meses;
- para cada mês, ou seja, em relação às oito observações mensais (em oito anos de funcionamento do sensor).

No Atlântico Tropical, como em outras regiões do globo, a cobertura do CZCS foi irregular (Figura 6.2). Somente três localidades apresentam NOB superior a 40%, o que equivale a, pelo menos, trinta e sete dados, dos noventa e dois possíveis, a saber:

uma localizada próxima à costa norte da América do Sul, entre as longitudes 70°W e 45°W e as latitudes 20°N e 10°N (localidade A na figura); outra, próxima à costa africana entre 20°N e 5°N (localidade B); e a mais extensa, localizada no hemisfério sul, entre o equador e 15°S (localidade C);

Nas demais regiões, a cobertura é inferior a 20%, o que equivale, a no máximo, cerca de dezoito observações. Fiedler (1994), examinando cenas individuais, sugeriu que esta irregularidade deriva do esquema de funcionamento intermitente e dos problemas de calibração do sensor, antes que da cobertura por nuvens, típico das regiões tropicais. Longhurst (1993) acrescentou, que além destes fatores, as regiões tropicais deixaram de ser áreas prioritárias do programa CZCS após 1979, fato este que teria contribuído em muito para aquela irregularidade.

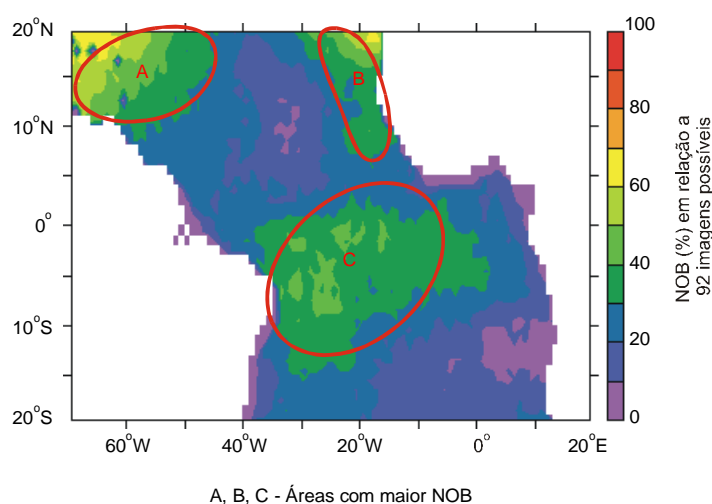


Fig. 6.2 – Disponibilidade de dados CZCS no oceano Atlântico Tropical para o período de novembro de 1978 a junho de 1986.

Analisando o NOB por ano (Figura 6.3), observa-se que a melhor amostragem do CZCS ocorreu em 1979, quando a maior parte do Atlântico Tropical apresenta pelo menos 70% de observações, o que significa aproximadamente 10 dados válidos entre 12 possíveis. Nos outros anos do período de funcionamento do CZCS, o NOB foi baixo, em média 30% a 40%. Exceção a este padrão ocorreu em 1983 e 1984, nos quais praticamente não há dados sobre o Atlântico.

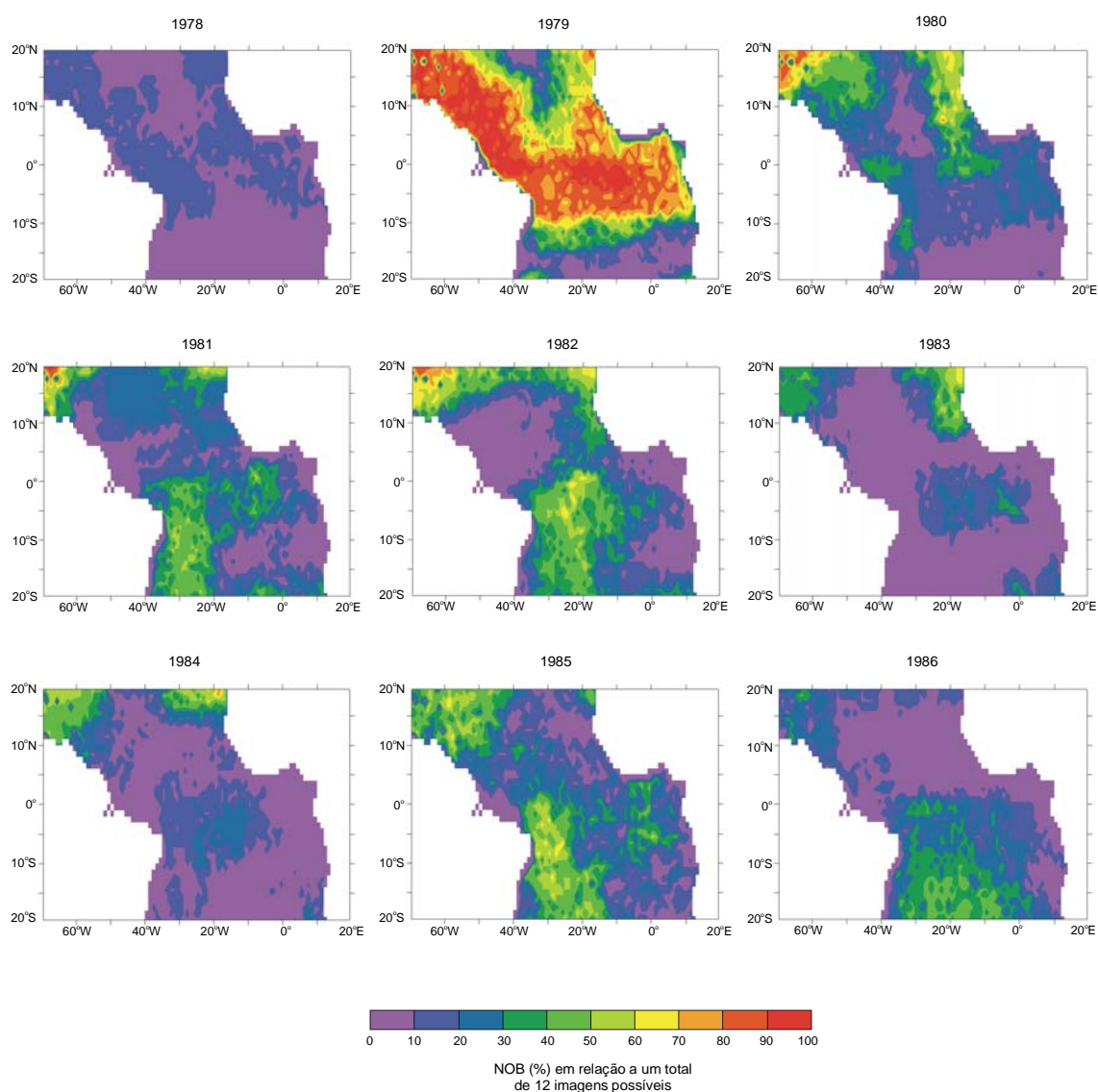


Fig. 6.3 – Disponibilidade de dados CZCS no oceano Atlântico Tropical por ano, no período de 1978 a 1986.

Esta irregularidade observada ao longo dos anos também é observada no NOB por mês (Figura 6.4). Somente na climatologia do último trimestre (outubro a dezembro) é que o NOB é de pelo menos 40% na maior parte da bacia, o que equivale a aproximadamente três imagens das oito possíveis. Nos demais meses, o número de observações é baixo, de 10 a 20% em média.

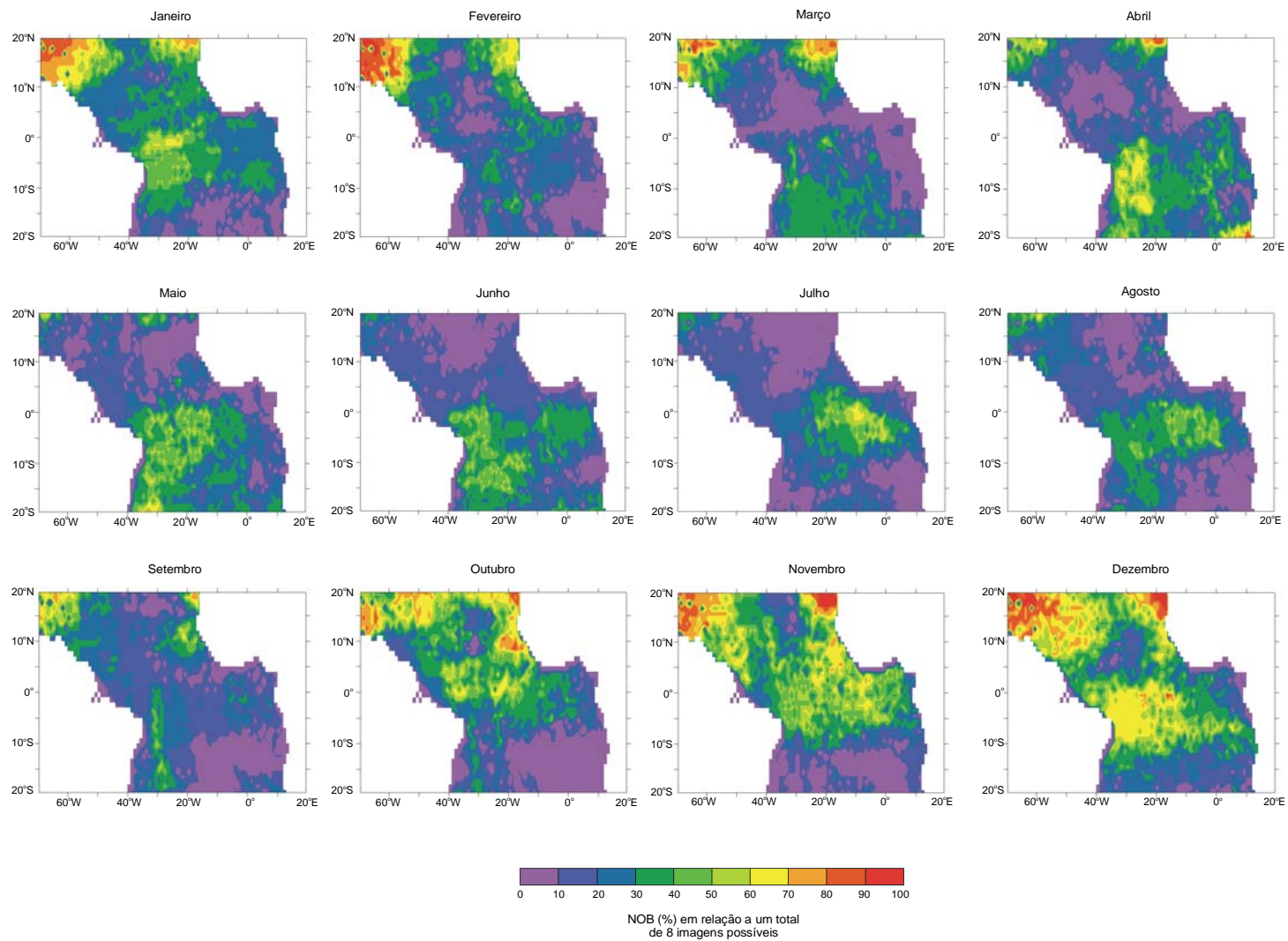


Fig. 6.4 – Disponibilidade de dados CZCS no oceano Atlântico Tropical por mês, no período de 1978 a 1986.

Cruzando as informações obtidas pelas análises anteriores com a observação das imagens individuais, algumas considerações sobre a base CZCS no Atlântico Tropical podem ser traçadas. A primeira é que, na maior parte da bacia, a contribuição para as imagens climatológicas vem do ano de 1979, exceto nas regiões em que há pelo menos 40% de dados válidos. Assim, a climatologia não reflete a variabilidade sazonal no período 1978-1986, sendo, na realidade, imagens de composição. Aqui, o termo composição significa imagens que são compostas por informações de diferentes anos, e não obtidas pela média dos dados no período considerado. A segunda consideração, é que não é possível extrair informações sobre a variabilidade interanual da concentração de pigmentos no Atlântico Tropical a partir da base CZCS.

A segunda consideração exposta aqui é discordante da feita por Longhurst (1993). Segundo o autor, apesar da cobertura incompleta após 1980, há suficiente informação para afirmar que o padrão observado em 1979 é típico da região, com alguma variabilidade interanual. Ainda segundo o trabalho, esta variabilidade poderia ser atribuída a perturbações originadas pelo *El Niño* de 1982-83.

Para chegar aquelas conclusões, Longhurst (1993) utilizou imagens 18 km e médias sazonais, o que talvez pudesse explicar suas diferentes conclusões. Primeiro, porque as imagens utilizadas aqui, como mencionado anteriormente, perdem informações espaciais, e é possível que o autor tenha se referido às feições de meso-escala; segundo, a utilização de imagens sazonais levam a considerações incorretas, já que, como as imagens climatológicas, estas não refletem a variabilidade na estação, sendo, na realidade, uma composição de diferentes datas.

Para verificar se o uso de imagens com diferentes resoluções levam a diferentes conclusões, analisou-se também as imagens 18 km. Tal análise demonstrou que mesmo com as imagens de melhor resolução é difícil afirmar que o padrão observado no ano de 1979 é típico da região.

Em resumo:

- 1) Após o ano de 1980 não há suficientes informações sobre a concentração de pigmentos em grande escala nas imagens. E, assim, a base restringe-se a pouco mais que doze meses;

- 2) Não é possível afirmar que o padrão observado em 1979 seja típico da região do Atlântico Tropical. Além disto, nenhuma perturbação pode ser atribuída ao *El Niño* de 1982-1983, porque não há dados suficientes naqueles anos;
- 3) A climatologia não reflete a variabilidade no período 1978-1986, exceto nos meses de novembro e dezembro;
- 4) Como no biênio 1979-1980 as imagens apresentam concordância relativamente boa com os dados *in situ*, o conjunto de dados CZCS é representativo, pelo menos qualitativamente, do que ocorre no campo.

6.1.2. TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (TSM)

Concluída a análise da base CZCS, a segunda a ser verificada foi a de TSM. Como mencionado no capítulo 4, esta verificação demonstrou que a base COADS apresentava grandes falhas, isto é, regiões com ausência de dados. Tais regiões repetem-se ao longo do tempo, conforme pode ser observado na figura 6.5a. Como a base GOSTA não apresenta tais falhas, pois resulta da combinação de observações e modelos, optou-se por esta base para se estudar a TSM (Figura 6.5b). Comparando-se os dois gráficos, verifica-se que nas regiões em que há dados em ambas as bases existe uma concordância entre os padrões observados. Esta mesma concordância foi verificada em outros transectos localizados ao longo da bacia, respectivamente em: 20°N, 10°N, 10°S e 20°S.

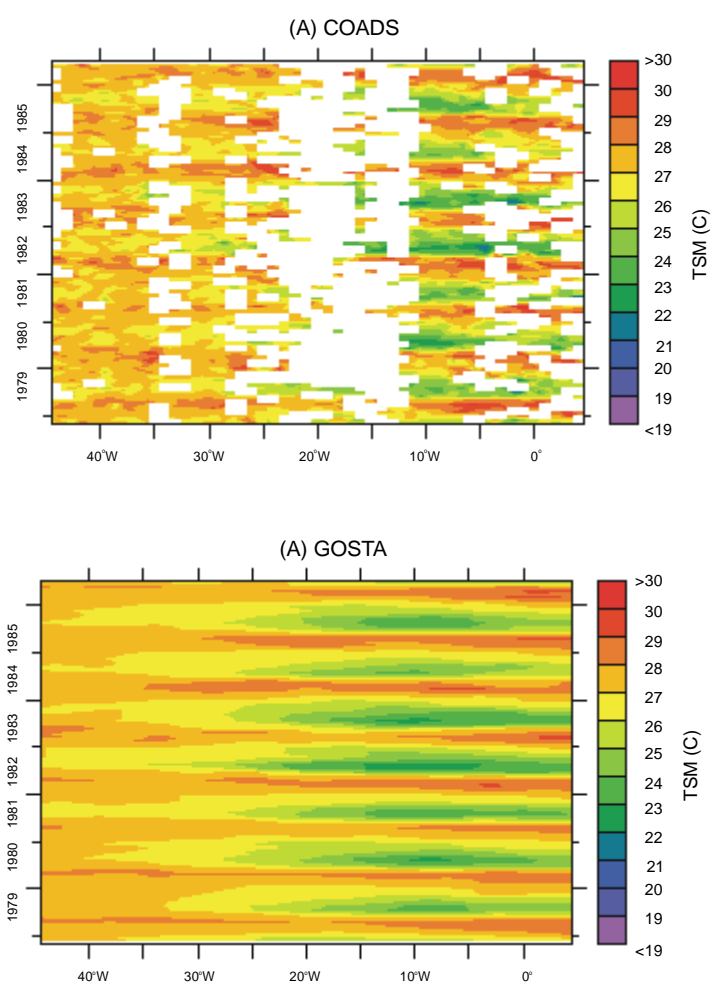


Fig. 6.5 – Comparação entre as bases de TSM COADS (a) e GOSTA (b), ao longo do transecto equatorial.

Em termos quantitativos, também há uma boa concordância entre as bases GOSTA e COADS, como pode ser observado na tabela 6.1 e nos diagramas de dispersão (Figura 6.6).

TABELA 6.1 – CORRELAÇÃO ENTRE AS BASES GOSTA E COADS

<i>Transecto</i>	<i>Coefficiente de Correlação (r)</i>	<i>Número de observações (n)</i>
20 N	0,91	3303
10 N	0,82	3199
0	0,83	3429
10 S	0,81	1593
20 S	0,93	2663

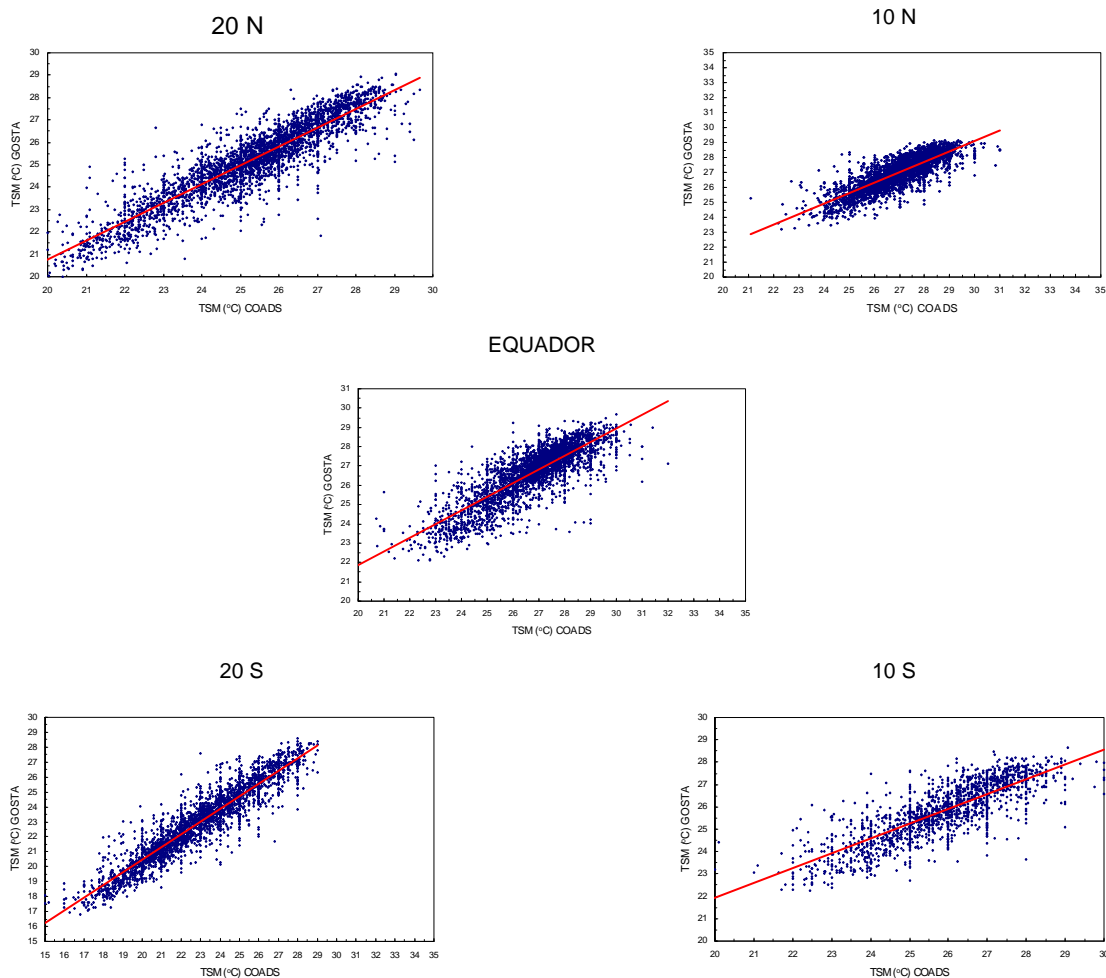


Fig. 6.6 – Diagramas de dispersão entre as bases GOSTA e COADS para o parâmetro TSM, por transecto.

6.1.3. VENTOS

A terceira, e última, base a ser analisada foi a de ventos. Como mencionado anteriormente, a base COADS apresentava grandes falhas. Desta forma, optou-se pelos dados ECMWF para descrever o campo de ventos e estimar o bombeamento de Ekman. Como a base escolhida não possuía as mesmas características das outras, esta foi submetida ao tratamento descrito no capítulo anterior. Para confirmar se tal tratamento era adequado, comparou-se o cisalhamento derivado dos dados do COADS com aquele do ECMWF. Esta comparação foi realizada através de gráficos “tempo x longitude” e “tempo x latitude” e cálculo do coeficiente de correlação ao longo de transectos, cujas localizações podem ser observadas na figura 6.7. Deve ser

notado que os gráficos iniciam-se no mês de março de 1979, o primeiro mês dos dados ECMWF.

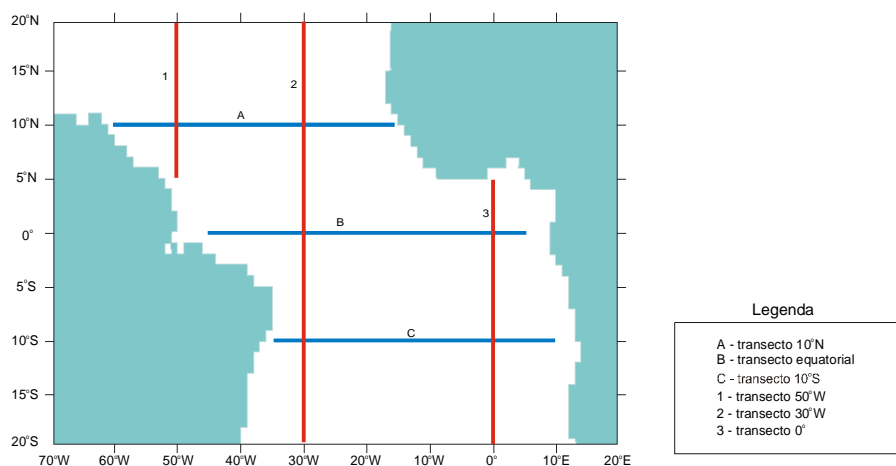


Fig. 6.7 – Localização dos transectos: comparação dos dados COADS e ECMWF.

Na figura 6.8 encontram-se os coeficientes de correlação entre as bases COADS e ECMWF para o parâmetro intensidade do cisalhamento, bem como o número médio de observações em cada transecto. Nesta figura dois fatos podem ser observados: primeiro que as correlações entre as bases COADS e ECMWF são bem menores que aquelas observadas para o parâmetro TSM e segundo que as correlações crescem à medida em que há um maior número de observações. A origem desta menor correlação entre as bases COADS e ECMWF é o fato que o cisalhamento ao contrário da TSM é um parâmetro derivado e para estimá-lo é necessário determinar o coeficiente de arrasto. E no caso foram utilizados diferentes formulações para determinar este coeficiente: o ECMWF utiliza um coeficiente variável e corrigido para a estabilidade atmosférica e aqui foi utilizado o coeficiente de Large e Pond (1981) (veja capítulo 5).

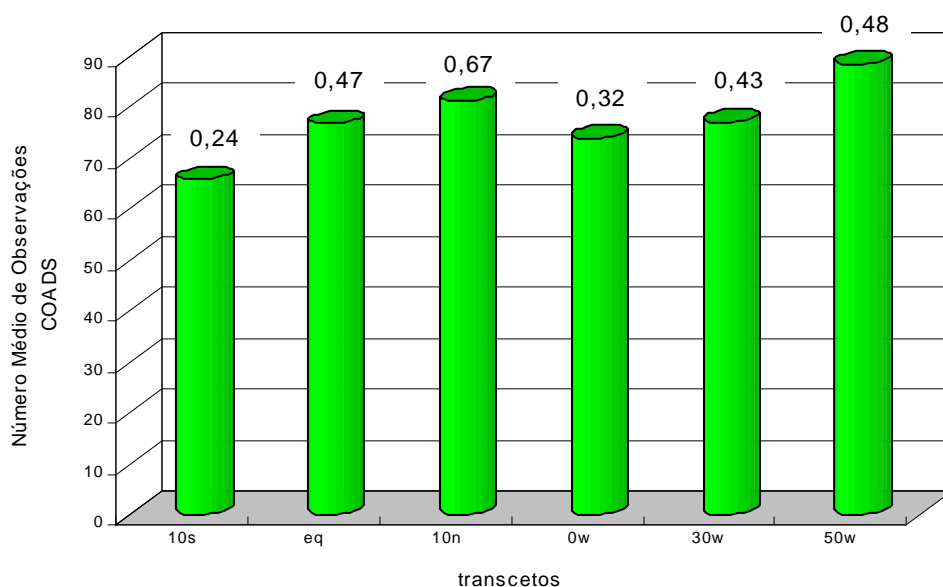


Fig. 6.8 – Correlação entre as bases COADS e ECMWF para o parâmetro intensidade do cisalhamento, por transecto (veja figura 6.7). Os coeficientes de correlação encontram-se acima de cada barra.

Apesar dos coeficientes de correlação serem relativamente baixos pode-se dizer, a partir da comparação entre os gráficos e aqueles coeficientes, que pelo menos qualitativamente existe boa concordância entre os dados COADS e ECMWF. Assim, a reamostragem dos “*pixels*” e o cálculo de médias mensais mostrou-se um tratamento adequado. Na figura 6.9, encontram-se os gráficos do transecto equatorial e pode ser visto que os padrões observados em cada uma das bases são concordantes.

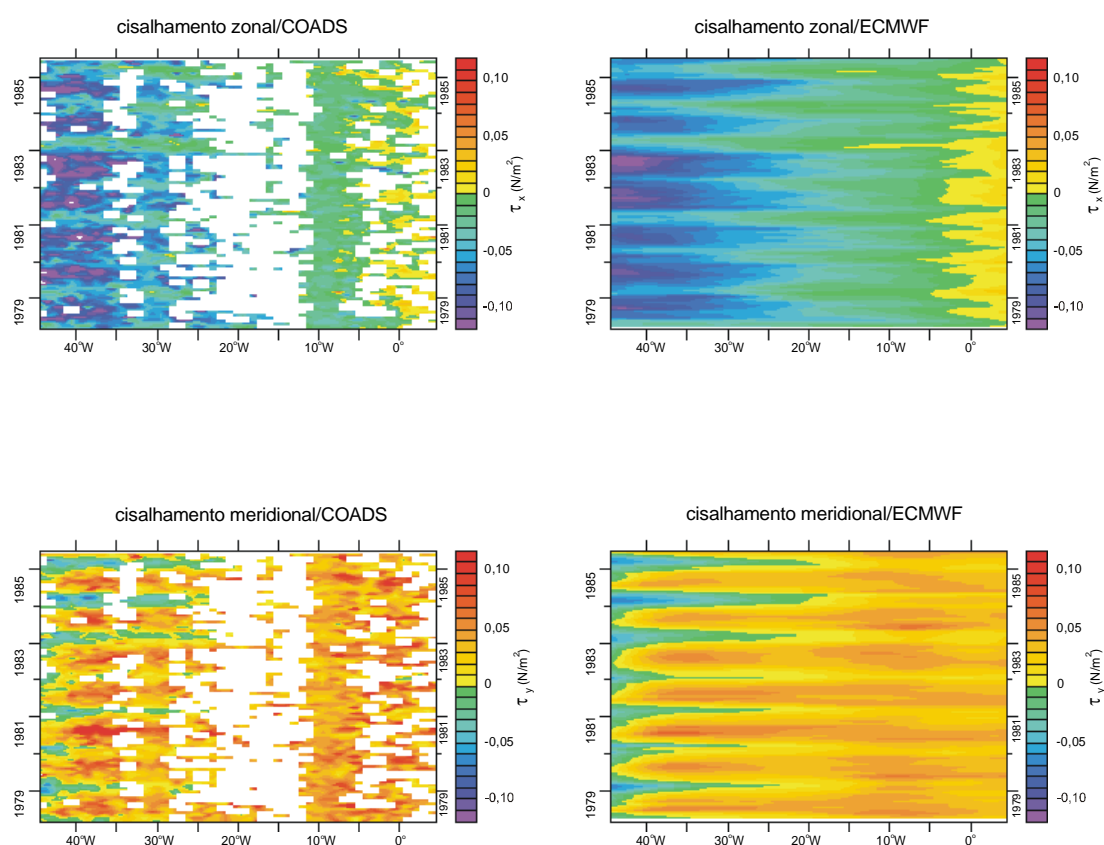


Fig. 6.9 – Cisalhamento do vento no transecto equatorial: à esquerda dados COADS e à direita dados ECMWF.

6.2. ANÁLISE DAS APROXIMAÇÕES EMPREGADAS PARA ESTIMAR O BOMBEAMENTO DE EKMAN

Como descrito no capítulo 5, foram utilizadas três aproximações para estimar o bombeamento/sucção de Ekman: a clássica, a proposta por Hsieh e Boer (1992) e por ultimo, uma versão modificada da aproximação anterior. O objetivo de utilizar outras aproximações foi tentar determinar a magnitude w_e na região equatorial onde o método clássico falha.

No caso da aproximação de Hsieh e Boer (1992), observou-se forte descontinuidade entre as regiões equatorial e extra-equatorial quando foi adotado o mesmo coeficiente do oceano Pacífico ($4,8 \text{ d}^{-1}$). Em virtude de tal fato, tentou-se ajustar um outro

coeficiente que, reproduzindo as feições teoricamente esperadas reduzisse a descontinuidade entre aquelas regiões. Para tanto, vários coeficientes foram testados, a saber: 10^{-7} , 10^{-6} , 5×10^{-6} , 3×10^{-6} , 10^{-5} , 10^{-4} . O resultado principal dos testes realizados, pode ser resumido pela seguinte frase: todos os coeficientes geraram imagens com forte descontinuidade. De todos os coeficientes, o valor de 10^{-4} foi o mais inadequado, pois gerou feições incompatíveis com a região equatorial: fraca ressurgência (cerca de $0,1 \times 10^{-5}$ cm/s) e subsidência.

Para a aproximação modificada, no qual w_e foi estimada por uma única equação em toda a bacia, o que se pôde observar é que tal aproximação reproduzia incorretamente as feições, tomando como padrão as imagens de w_e obtidas por McClain et al. (1990). Exceção a este fato ocorreu quando o valor do coeficiente foi igual a 3×10^{-6} e igual a 10^{-7} .

Tendo em vista que as duas aproximações utilizadas para estimar w_e no equador eram sensíveis ao coeficiente de amortecimento, pois reproduziam feições distintas com pequenas variações em seu valor, e, como não era possível estimá-lo adequadamente, preferiu-se adotar a aproximação clássica. Tal fato significa que o bombeamento de Ekman não foi calculado para a região equatorial, definida arbitrariamente no presente trabalho como 2°N - 2°S .

Deve ser ressaltado que, independentemente do procedimento empregado, estimar w_e a partir de médias mensais do campo superficial de ventos subestima o valor real da ressurgência ou subsidência em cada ponto (McClain e Firestone, 1993; Fiedler, 1994).

As figura 6.10 e 6.11 mostram respectivamente as imagens obtidas para o mês de junho de 1979 em função das aproximações e dos vários coeficientes testados.

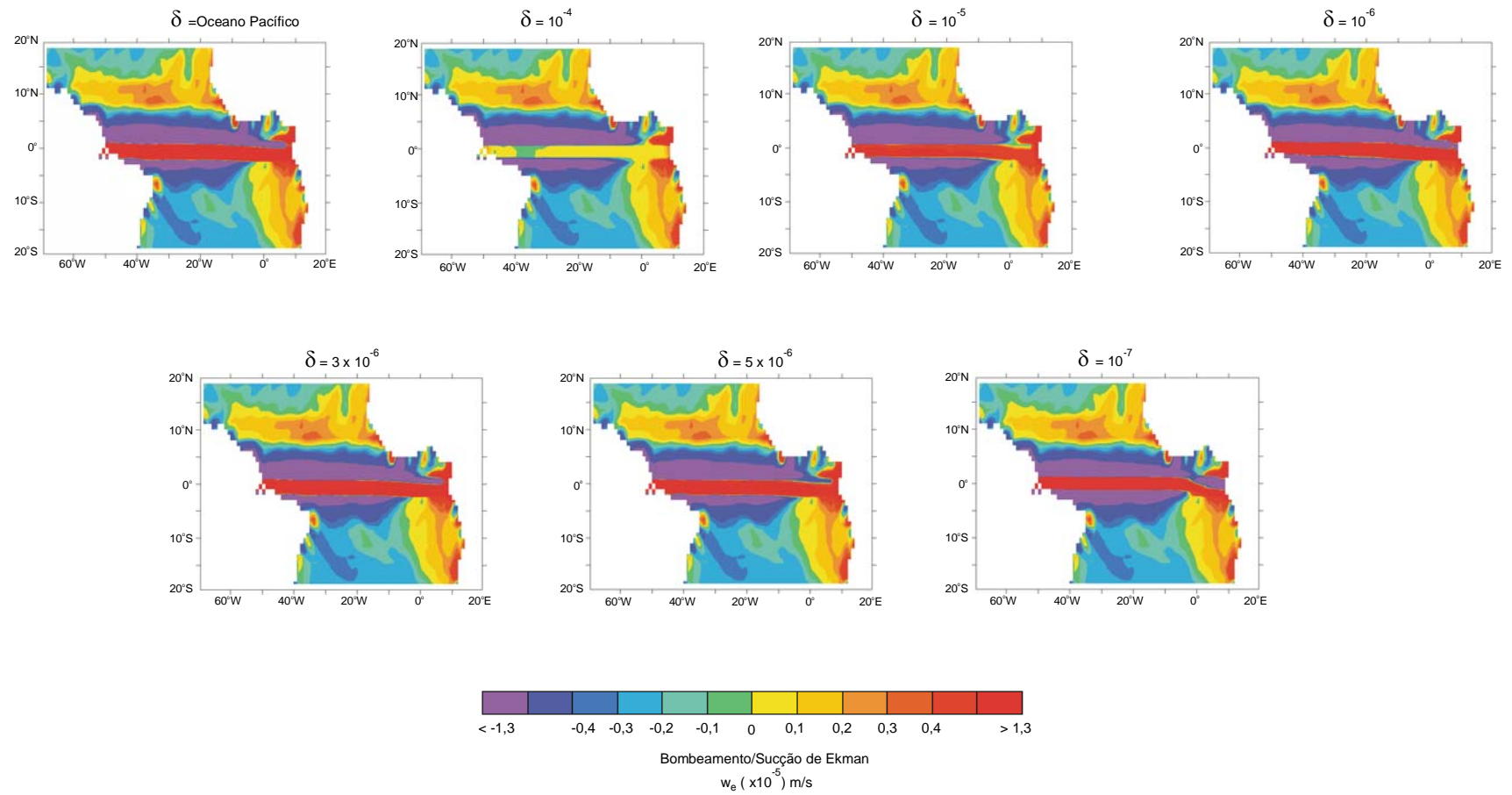


Fig. 6.10 – Estimativa de w_e pelo procedimento de Hsieh e Boer (1992) referente ao mês de junho de 1979, para diferentes valores do coeficiente de amortecimento (δ).

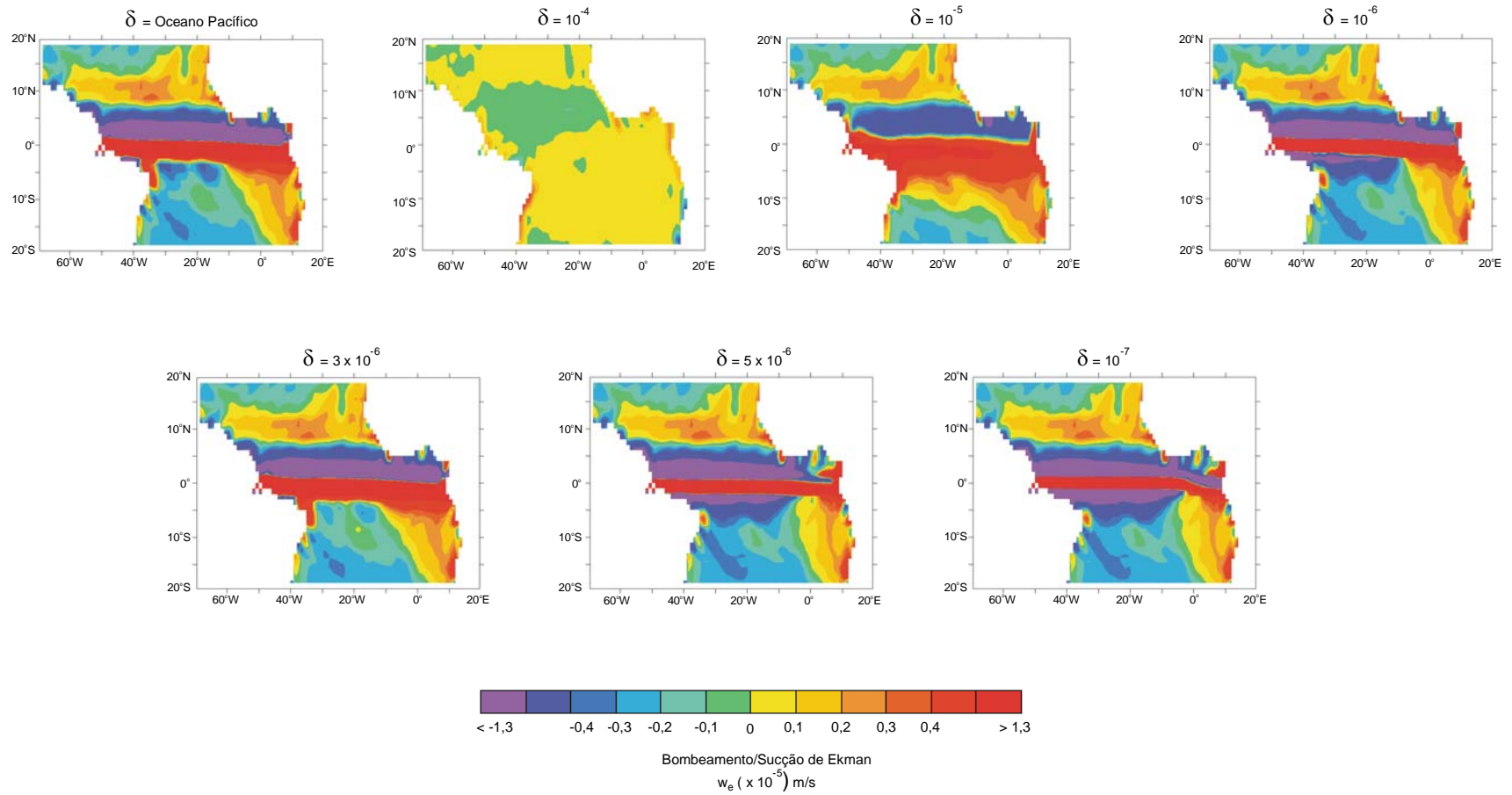


Fig. 6.11 – Estimativa de w_e por uma única equação em função do coeficiente de amortecimento. Junho de 1979.

6.3. VARIABILIDADE DAS FORÇANTES FÍSICAS LOCAIS

Em função do volume de dados, cerca de 100 imagens para cada uma das variáveis estudadas (TSM, cisalhamento do vento e bombeamento de Ekman) a estratégia adotada para analisá-las foi particionar a bacia do Atlântico Tropical em quatro regiões, denominadas aqui de: Atlântico Tropical Leste (ATL), Atlântico Tropical Oeste (ATO), Noroeste da África (NOA) e Nordeste da América do Sul (NEA) (Figura 6.12). Tais regiões foram determinadas com base nos trabalhos de McClain et al. (1990), Longhurst (1993), Banse e English (1994) e Longhurst (1995a).

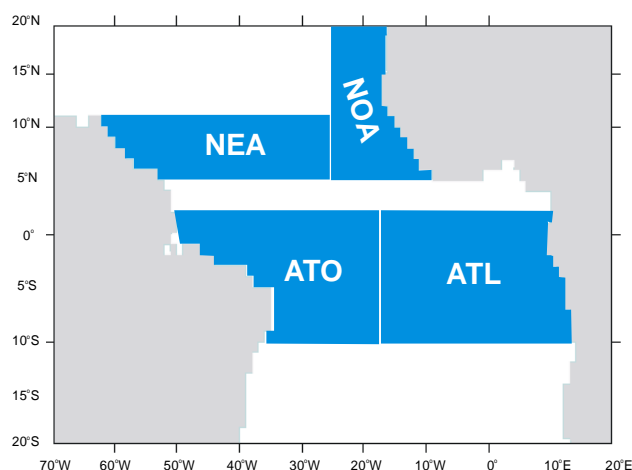


Fig. 6.12 – Localização das áreas analisadas: **ATL** (20°W-10°E; 2°N-10°S); **ATO** (40/50°W-20°W; 2°N-10°S); **NEA** (10°N-5°N; 60°W-25°W) e **NOA** (25°W-0/10°E; 20°N-5°N).

Em cada uma das regiões citadas anteriormente, as séries temporais das variáveis estudadas foram extraídas de forma semelhante ao procedimento empregado por McClain et al. (1990). Basicamente, consistiu no cálculo da média por região.

6.3.1. O CICLO SAZONAL

O ciclo sazonal descrito aqui foi determinado a partir das imagens temáticas climatológicas e das médias das regiões. De maneira geral, o ciclo sazonal observado no presente trabalho, apesar de ter sido obtido de uma climatologia de poucos anos

(1978 a 1986), é concordante com o padrão descrito para o Atlântico Tropical (PIRATA,1996; Servain et al., 1998).

TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

A distribuição de TSM no Atlântico Tropical é marcada por grandes diferenças entre os lados leste e oeste da bacia (Figura 6.13). Enquanto o leste exibe um forte ciclo sazonal com temperaturas variando em até 5°C de uma estação a outra, o mesmo não é observado no oeste, quando as temperaturas mantêm-se elevadas e variam pouco ao longo do ano, aproximadamente em 1°C.

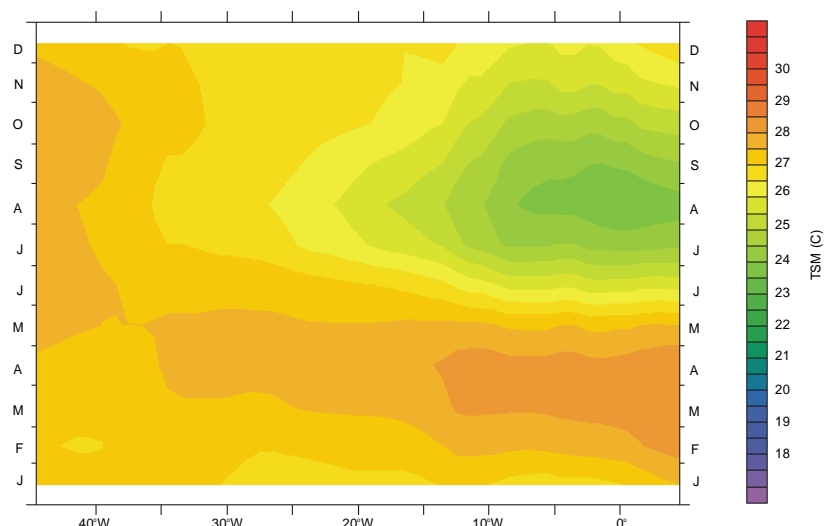


Fig. 6.13 – Climatologia TSM para o período de 1978 a 1986. Média entre 10°N-10°S.

Durante a primeira metade do ano, de janeiro a maio, a distribuição espacial de TSM segue um padrão constante caracterizado por uma extensa região com elevadas temperaturas, em média 27°C, que ocupa a maior parte da bacia, indo da costa do Brasil à África. Esta região quente é limitada a norte, em 10°N, e a sul, em 10°S, por áreas de temperaturas relativamente baixas, cerca de 24°C (Figura 6.14).

A partir de maio observa-se uma mudança no padrão descrito anteriormente, que passa a ser caracterizado por uma língua de águas frias que inicia-se no golfo da

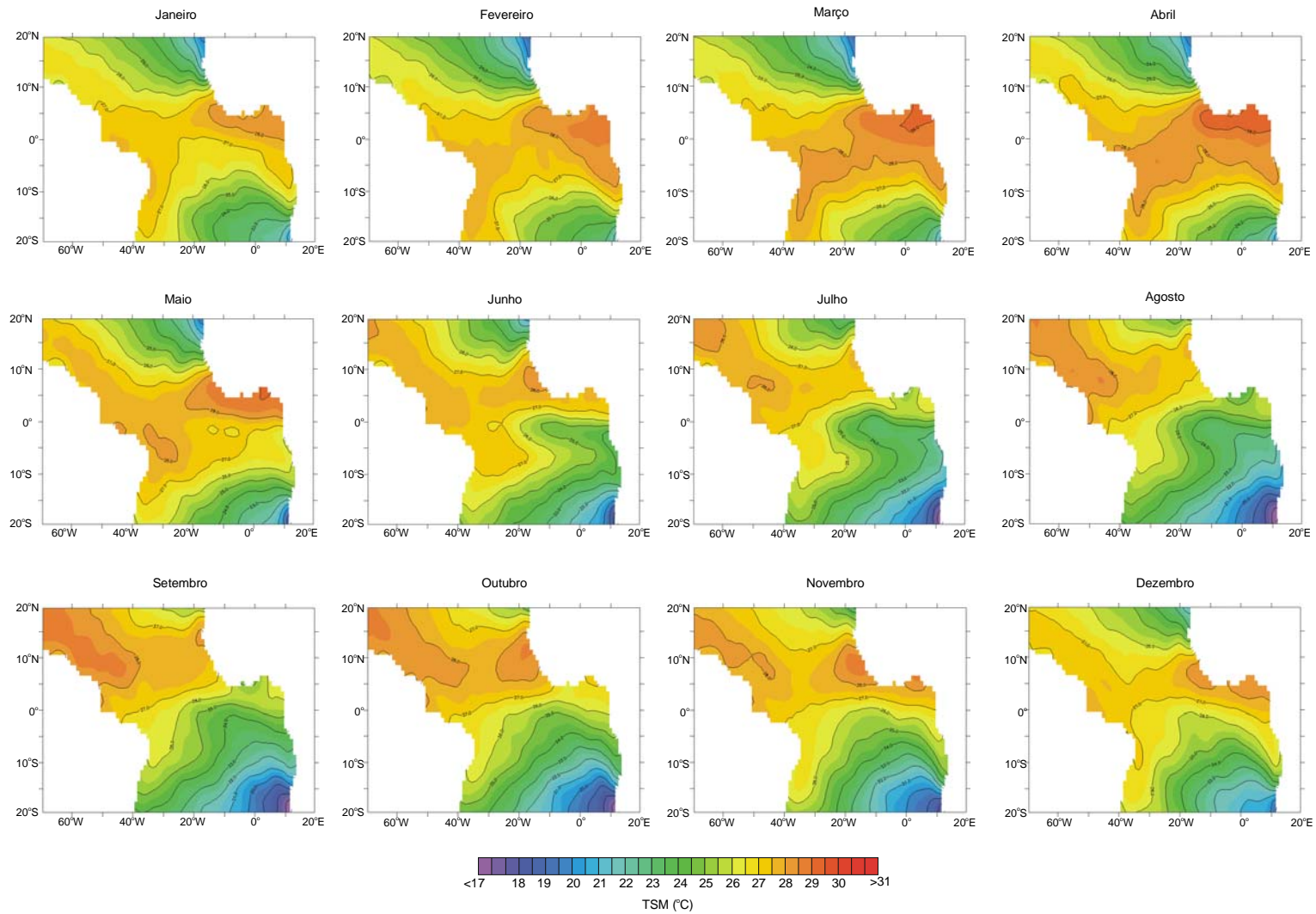


Fig. 6.14 – Temperatura da Superfície do Mar – Média Mensal Climatológica (1978/1986)

Guiné e propaga-se para oeste. Em agosto-setembro, esta língua ocupa a maior extensão, quando também apresenta maior intensidade, chegando até a 17°C na região ao sul, próximo à costa africana. De outubro a dezembro, esta língua de águas frias reduz-se tanto em extensão quanto em intensidade, mas ainda ocupa grande região a sul do equador (Figura 6.14).

Na figura 6.15 encontra-se a distribuição temporal da TSM por região. Pode ser observado que as quatro regiões apresentam sazonalidade, que é mais forte no ATL pela maior variabilidade de temperatura. Servain et al. (1985) e Kampel (1993), utilizando diferentes bases de dados calcularam o desvio padrão da TSM para toda a bacia. Estes autores observaram que as maiores variâncias no Atlântico Tropical ocorrem no leste, uma área típica de ressurgência, enquanto a mínima variabilidade é observada no equador termal que migra meridionalmente ao longo do ano de modo similar à ZCIT..

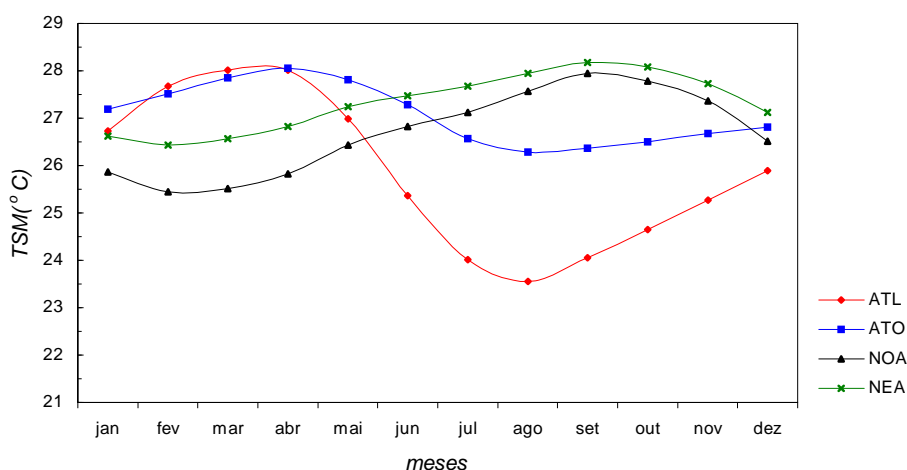


Fig. 6.15 – Ciclo sazonal da TSM, média por região.

Nas regiões localizadas no hemisfério sul, ou seja, ATL e ATO, o ciclo anual de TSM é marcado por uma estação quente que ocorre de janeiro a abril e uma estação fria que vai de junho a setembro. A sucessão do evento quente ao frio segue as estações do ano, isto é, as maiores temperaturas ocorrem durante o verão e as mais baixas estão associadas ao inverno. Apesar de apresentarem a mesma evolução, no ATL o

ciclo sazonal é mais evidente pois a temperatura varia em até 5°C de uma estação a outra, enquanto no ATO a variação é da ordem de 1°C. A maior variabilidade que ocorre no ATL, como mencionado anteriormente, deve-se ao evento de ressurgência das águas subsuperficiais que, por serem mais frias, reduzem a temperatura na superfície.

No NEA e no NOA, regiões localizadas totalmente no hemisfério norte (HN), a evolução do ciclo anual é inversa àquela observada anteriormente. Isto significa que a estação fria ocorre de janeiro a abril, no inverno do HN, e a estação quente vai de agosto a outubro, no verão-outono daquele hemisfério. Como para a região ATO, a variação entre a máxima e mínima temperatura no NEA e no NOA é pequena, da ordem de 1°C.

VENTOS

Os ventos são a principal forçante dos eventos oceanográficos que ocorrem no Atlântico Tropical. Ao contrário do parâmetro TSM, a distribuição espacial do cisalhamento do vento não apresenta grande variabilidade durante o ano, caracterizando-se por ventos intensos no oeste da bacia equatorial, e ventos mais fracos no leste (Figura 6.16) (Knox e Anderson, 1985).

Quanto à direção, os ventos são predominantemente de nordeste (NE) no hemisfério norte e de sudeste (SE) no hemisfério sul. Exceção a este padrão ocorre no leste da bacia, próximo à costa africana, quando são meridionais, de sul, e, rotacionados no sentido horário para a África, devido à influência da massa continental (PIRATA, 1996).

O encontro dos alíseos de SE e NE marca a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), caracterizada por ventos fracos, nuvens convectivas e TSM elevada (Brown et al., 1989). Neste caso, observa-se uma forte sazonalidade na posição meridional da ZCIT: No primeiro trimestre do ano, a ZCIT localiza-se próximo ao equador. Em abril, começa a migrar para norte, quando os ventos de SE estão ligeiramente mais intensos. Em agosto-setembro alcança sua posição mais ao norte, entre 5° e 10°N. Em outubro, os ventos de SE enfraquecem-se e a ZCIT inicia o retorno a sua posição equatorial. Em dezembro, os ventos de NE começam a se intensificar, trazendo a

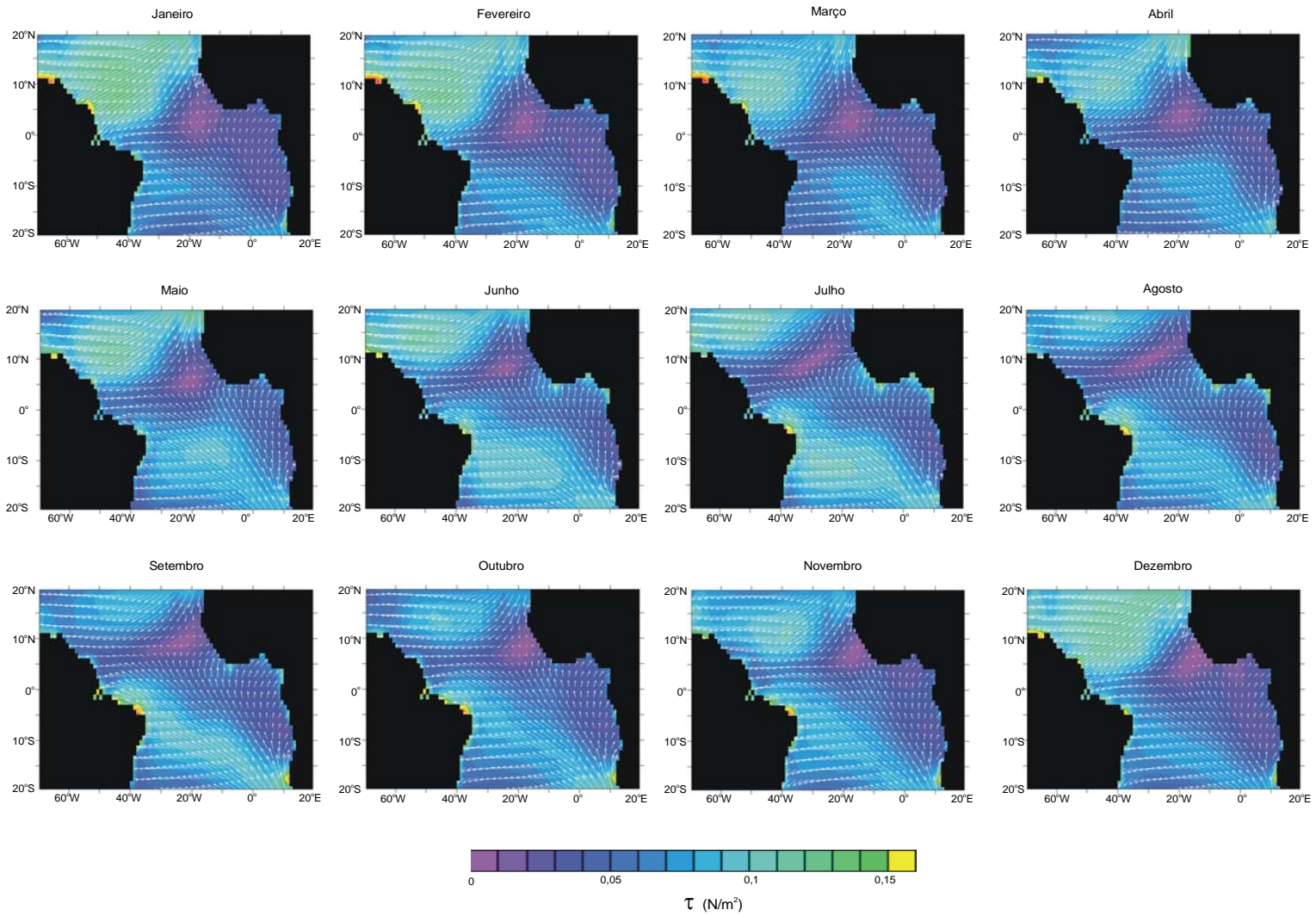


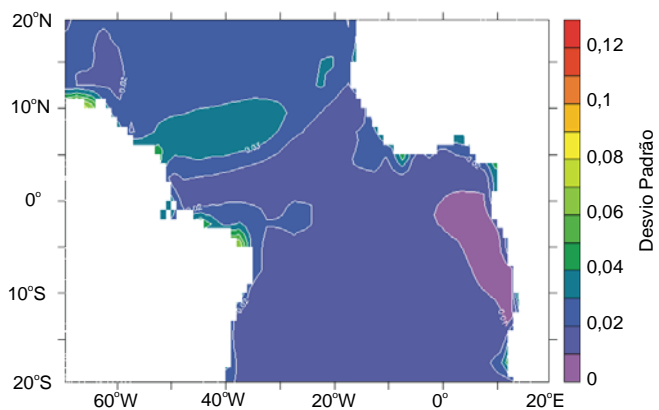
Fig. 6.16 –Cisalhamento do Vento na Superfície – Média Mensal Climatológica (1978/1986)

ZCIT para o seu limite sul, próximo ao equador, até os meses de fevereiro-maio (Knox e Anderson, 1985; Cane, 1987; Servain et al., 1998).

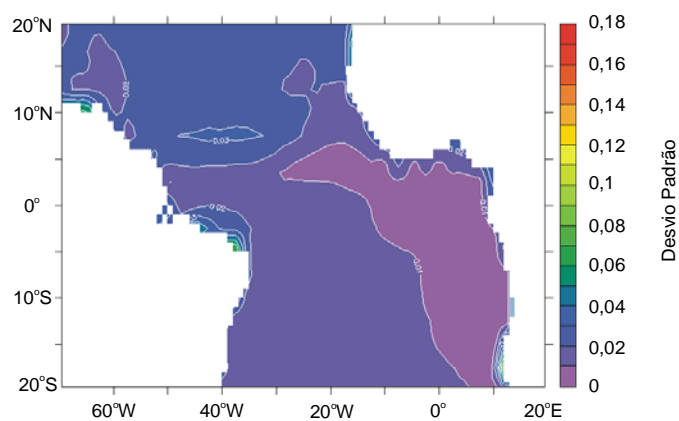
Na figuras 6.17 encontra-se o desvio padrão da intensidade do cisalhamento e seus componentes, para o período compreendido entre 1979 e 1986. Pode-se observar que a variância é maior no oeste da bacia. Segundo Servain et al. (1985) esta maior variabilidade que ocorre no oeste coincide com a região de migração da ZCIT, de tal forma que a flutuação máxima do componente zonal ocorre na posição média da ZCIT enquanto que do componente meridional ocorre ao longo da própria ZCIT.

Esta maior variância no oeste fica clara quando plota-se a série temporal por região. Nas regiões NOA e ATL, ambas localizadas no leste, a variação da intensidade ao longo do ano é pequena: cerca de $0,05 \text{ N/m}^2$ de uma estação a outra e não exhibe evidente ciclo sazonal, enquanto que no ATO e no NEA a variabilidade intra-anual é superior a $0,1 \text{ N/m}^2$, com forte ciclo sazonal (Figura 6.18).

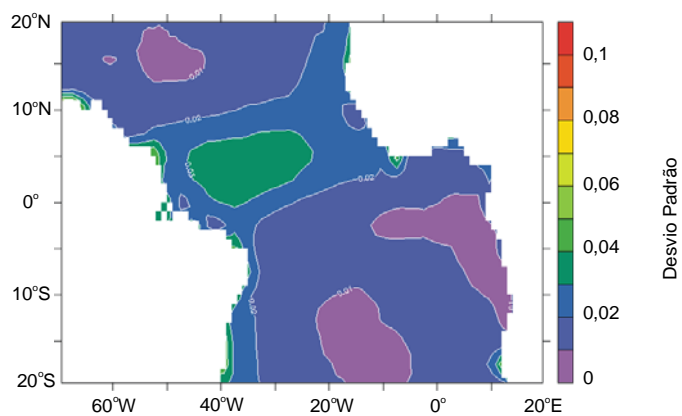
Sabemos que é esta variabilidade do campo dos ventos alíseos do lado oeste da bacia que se constitui na principal forçante da geração de ondas equatoriais (efeitos não locais propagando-se zonalmente), e que afetam a dinâmica do ciclo sazonal, superpondo-se aos forçamentos locais descritos pelo bombeamento de Ekman. No entanto, a investigação sobre esta dinâmica não faz parte deste trabalho introdutório.



(A) INTENSIDADE DO CISALHAMENTO



(B) COMPONENTE ZONAL



(C) COMPONENTE MERIDIONAL

Fig. 6.17 – Desvio-padrão para o período 1978-1986: (a) cisalhamento; (b) componente zonal e (c) componente meridional.

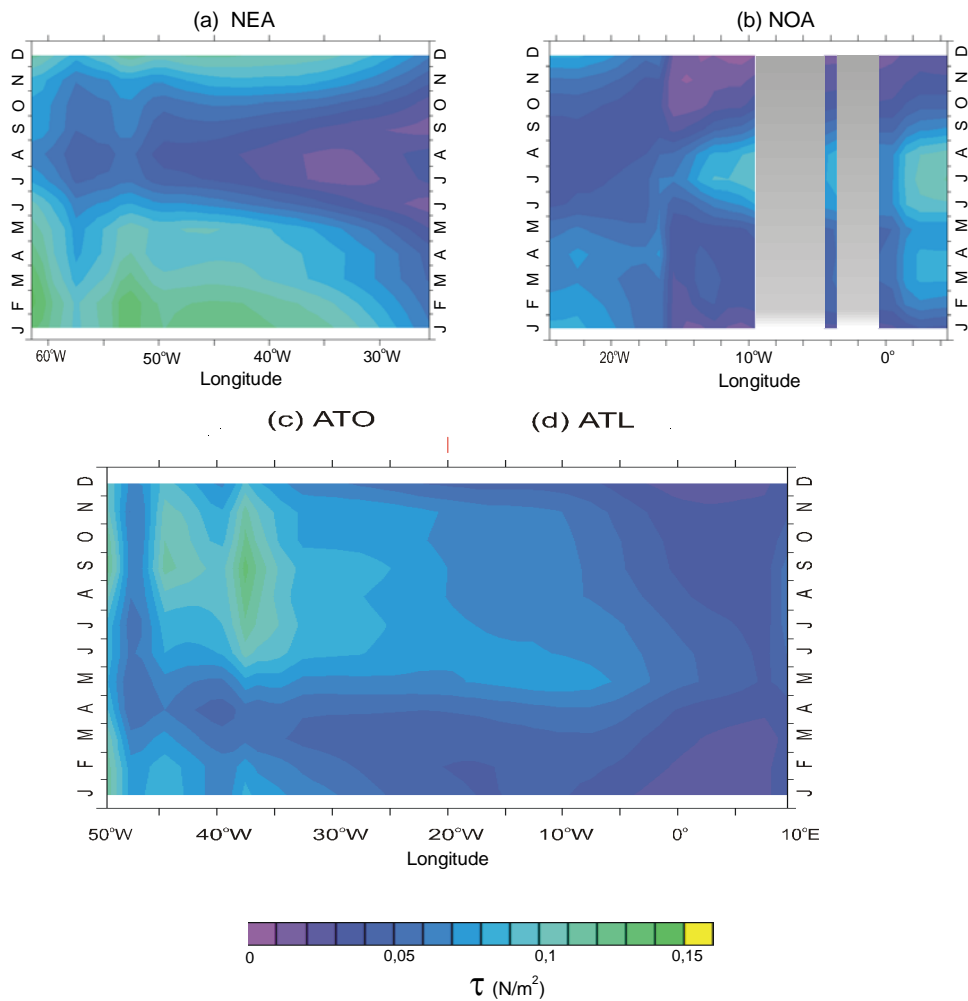


Fig. 6.18 – Ciclo sazonal do cisalhamento do vento, média por regiões: (a) NEA; (b) NOA; (c) ATO e (d) ATL.

Analisando o cisalhamento do vento em termos de seus componentes, observa-se que o componente zonal é geralmente mais intenso que o meridional, exceto no leste da bacia, próximo à costa africana, quando este componente é de igual ou maior magnitude que o zonal.

Quanto à distribuição espacial dos componentes, os ventos zonais seguem um mesmo padrão durante o ano, caracterizado por ventos de leste (positivos) na porção central e oeste da bacia, e ventos de oeste (negativos) próximo à costa africana. Em geral, os ventos zonais são mais intensos no oeste que no leste, em média $-0,05 N/m^2$ contra

0,01 N/m². Apesar de manter este padrão de distribuição espacial durante o ano, observa-se que, na faixa equatorial (entre o equador e 10°N), o limite onde o vento passa de vento de leste a vento de oeste varia zonalmente. De janeiro a maio, tal limite localiza-se aproximadamente em 15°W. Em junho, começa a migrar para oeste, alcançando em agosto sua máxima posição, em 30°W. A partir de setembro, começa retornar para leste, chegando, em dezembro, à posição observada no início do ano (Figura 6.19).

De forma semelhante aos ventos zonais, a distribuição espacial do componente meridional mantém-se durante o ano, com ventos de sul (positivos), ao sul da faixa 5°N-equador, e ventos de norte (negativos), ao norte daquela faixa. O limite onde ocorre esta “mudança de sentido” também migra ao longo dos meses, porém os deslocamentos são menores do que aqueles observados nos ventos zonais (Figura 6.20).

As figuras 6.21 e 6.22 mostram a variabilidade temporal, respectivamente, dos componentes meridional e zonal, nas regiões estudadas. Pode ser observado que somente o componente zonal no lado oeste da bacia apresenta forte ciclo sazonal.

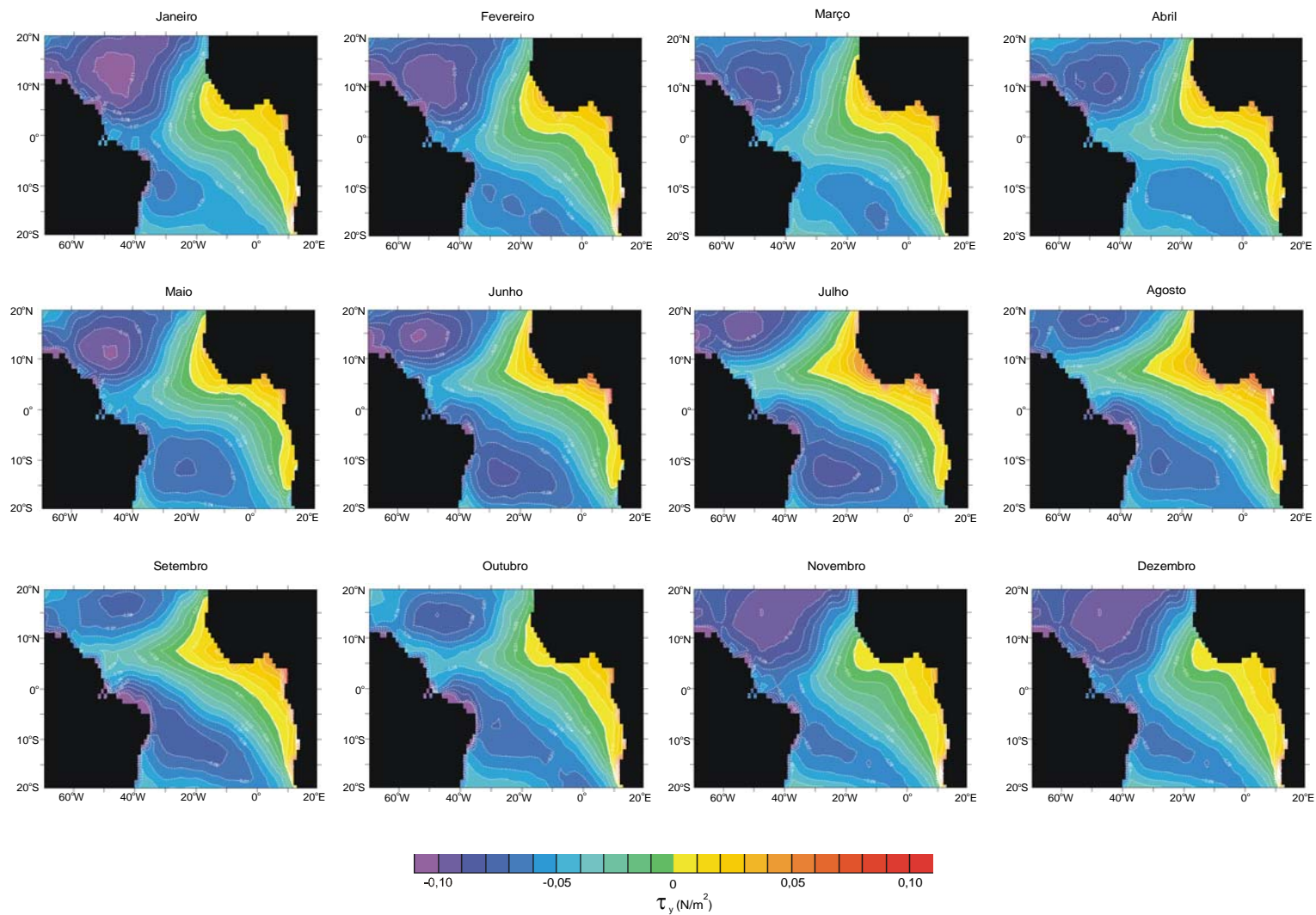


Fig. 6.19 – Componente Zonal do Cisalhamento do Vento na Superfície – Média Mensal Climatológica (1978/1986)

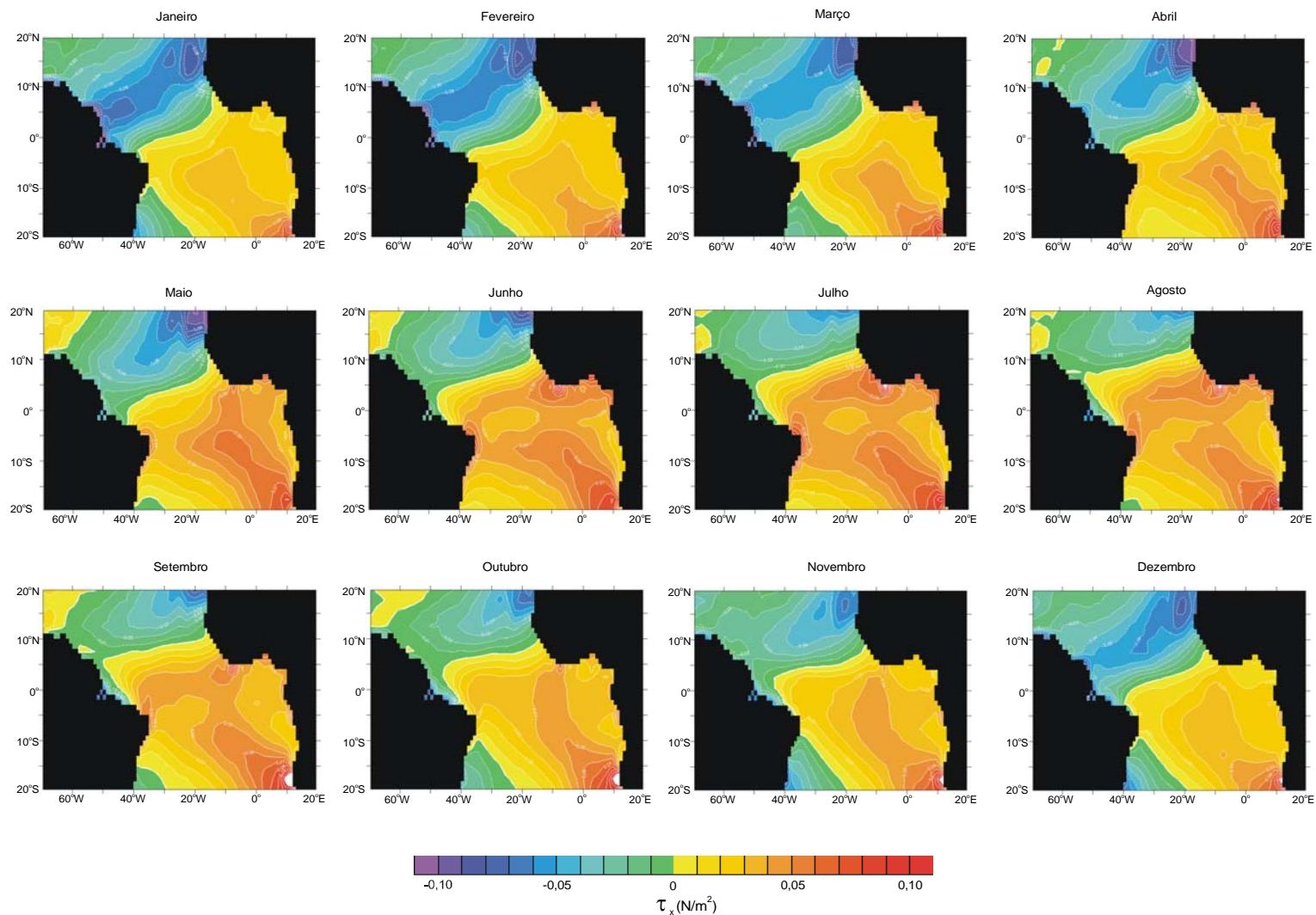


Fig. 6.20 – Componente Meridional do Cisalhamento do Vento na Superfície – Média Mensal Climatológica (1978/1986)

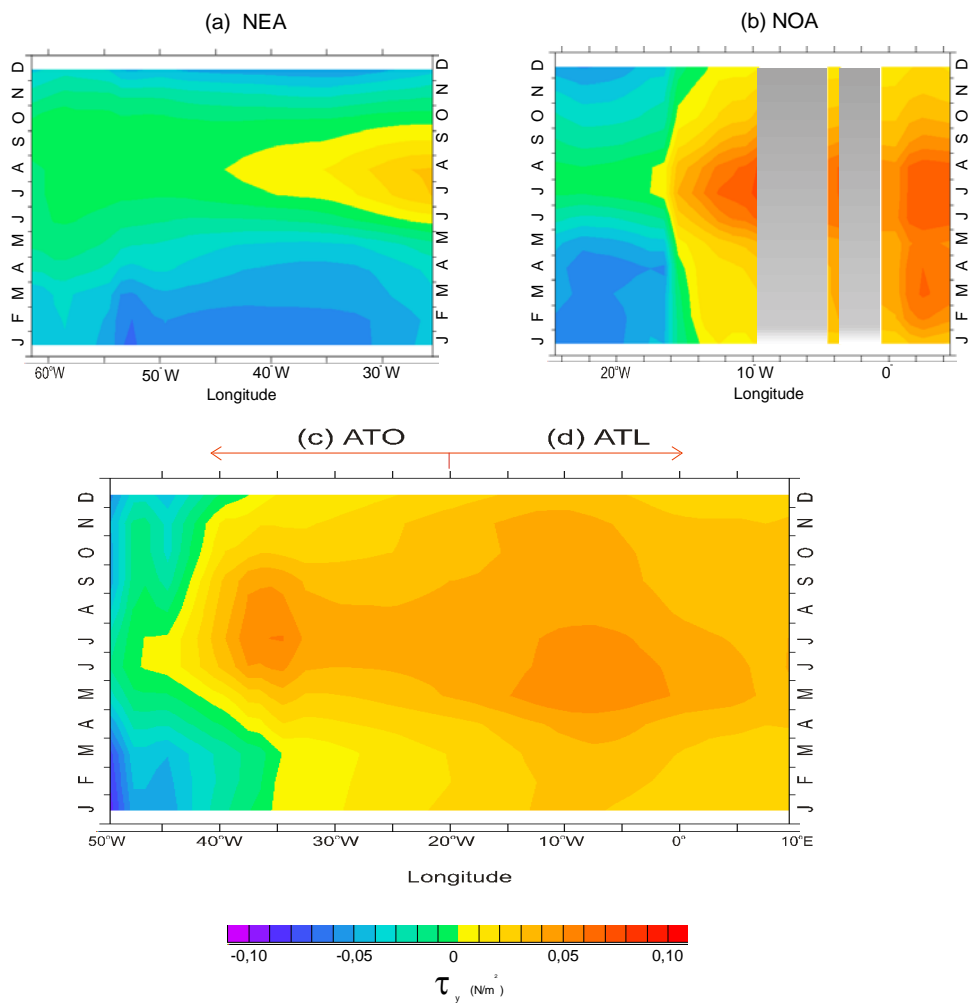


Fig. 6.21 - Ciclo sazonal do componente meridional do vento, por regiões: (a) NEA; (b) NOA; (c) ATO e (d) ATL. Região rachurada em cinza corresponde a áreas sobre o continente.

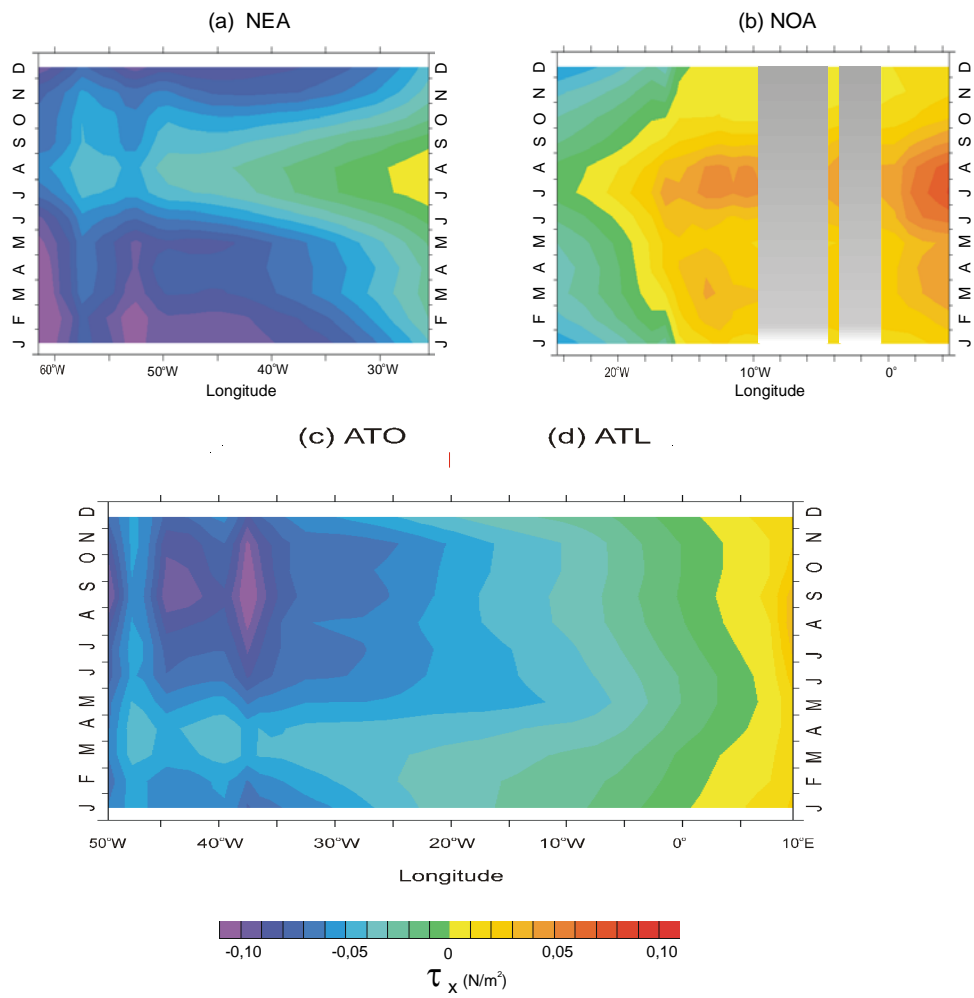


Fig. 6.22 – Ciclo sazonal do componente zonal do vento, por regiões: (a) NEA; (b) NOA; (c) ATO e (d) ATL. Região rachurada em cinza corresponde a áreas sobre o continente.

BOMBEAMENTO DE EKMAN.

Observando as imagens climatológicas de w_e (Figura 6.23) identificam-se três feições distintas: uma com velocidade positiva de $0,2$ a $0,5 \times 10^{-5}$ m/s (ressurgência), ao longo da costa africana; outra, com velocidade negativa de até $-0,5 \times 10^{-5}$ m/s (subsidiência), que ocupa grande parte da bacia, e uma terceira, com velocidade negativa muito elevada, superior a $-1,5 \times 10^{-5}$ m/s, próximo ao equador.

A distribuição espacial daquelas feições varia ao longo do ano, sendo mais intensa entre 4°N e 20°N . No verão-outono do HS, de janeiro a abril, o leste da bacia, ao longo da costa africana, é caracterizado por velocidades positivas, sendo favorável à ressurgência. Próximo à faixa equatorial, entre 4°N e 2°N , e entre 2°S e 3°S , localiza-se uma zona de forte subsidiência, que corresponde às contra-correntes equatoriais adjacentes ao Equador (Bourles et al., 1998; Stramma e Schott, 1999). Esta zona estende-se da costa do Brasil até aproximadamente 15°W . Nas demais áreas do Atlântico Tropical a velocidade é baixa e negativa, em média $-0,1 \times 10^{-5}$ m/s.

Em maio, a zona de ressurgência que ocorre entre 4°N e 20°N começa a migrar para noroeste, alcançando, em agosto, sua máxima extensão, quando ocupa uma área que vai da África ao Brasil. No mesmo período, a zona de subsidiência intensifica-se, estendendo-se para leste até 10°W . Observa-se também um aumento da extensão da zona de ressurgência no sudeste da África. Nas demais áreas, o padrão mantém-se praticamente inalterado, com pequenos pontos de ressurgência aparecendo na costa brasileira.

De setembro a novembro, a zona de subsidiência mantém-se fortalecida e, a de ressurgência, observada ao norte enfraquece-se, retornando em dezembro à sua posição inicial. Neste período, a região de ressurgência no sudeste migra para oeste, ocupando a área a leste de 10°W .

O padrão espacial descrito aqui é concordante com o obtido por McClain et al. (1990), exceto em relação à zona de forte subsidiência. Isto porque tal zona localiza-se na região onde, naquele trabalho, w_e não foi calculada (faixa equatorial foi 5°N - 5°S).

Na Figura 6.24 encontram-se os gráficos “tempo x longitude” da série temporal de w_e , por região. Ao contrário das variáveis anteriores, para as quais a série temporal foi obtida por uma média aritmética simples, neste caso, a série foi extraída através de média ponderada pela área. Este fato, deve-se a observação de que em determinadas

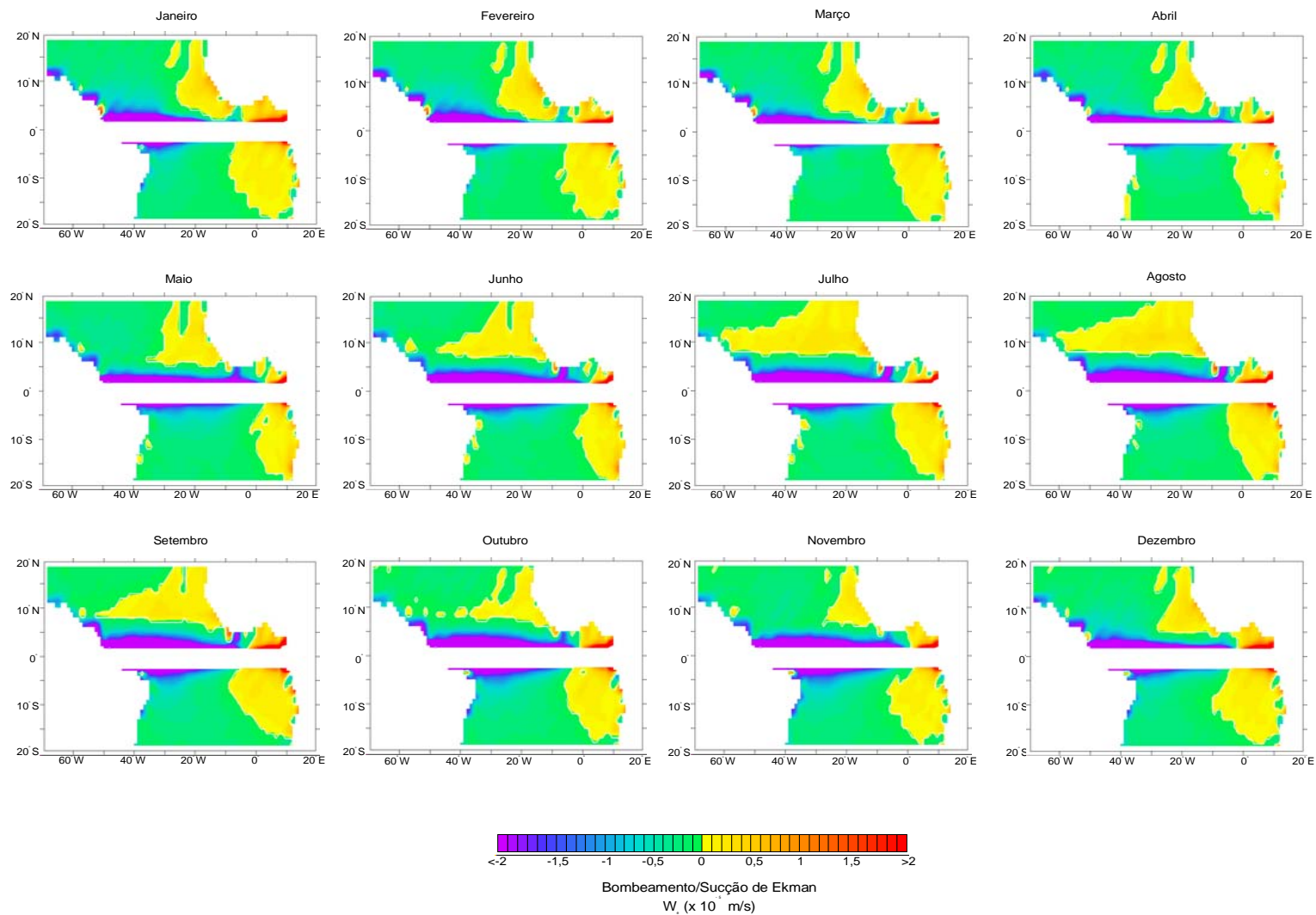


Fig. 6.23 - Bombeamento/Sucção de Ekman - Média Mensal Climatológica (1978/1986)

regiões, alguns pontos com velocidade muito elevada superestimavam a média simples.

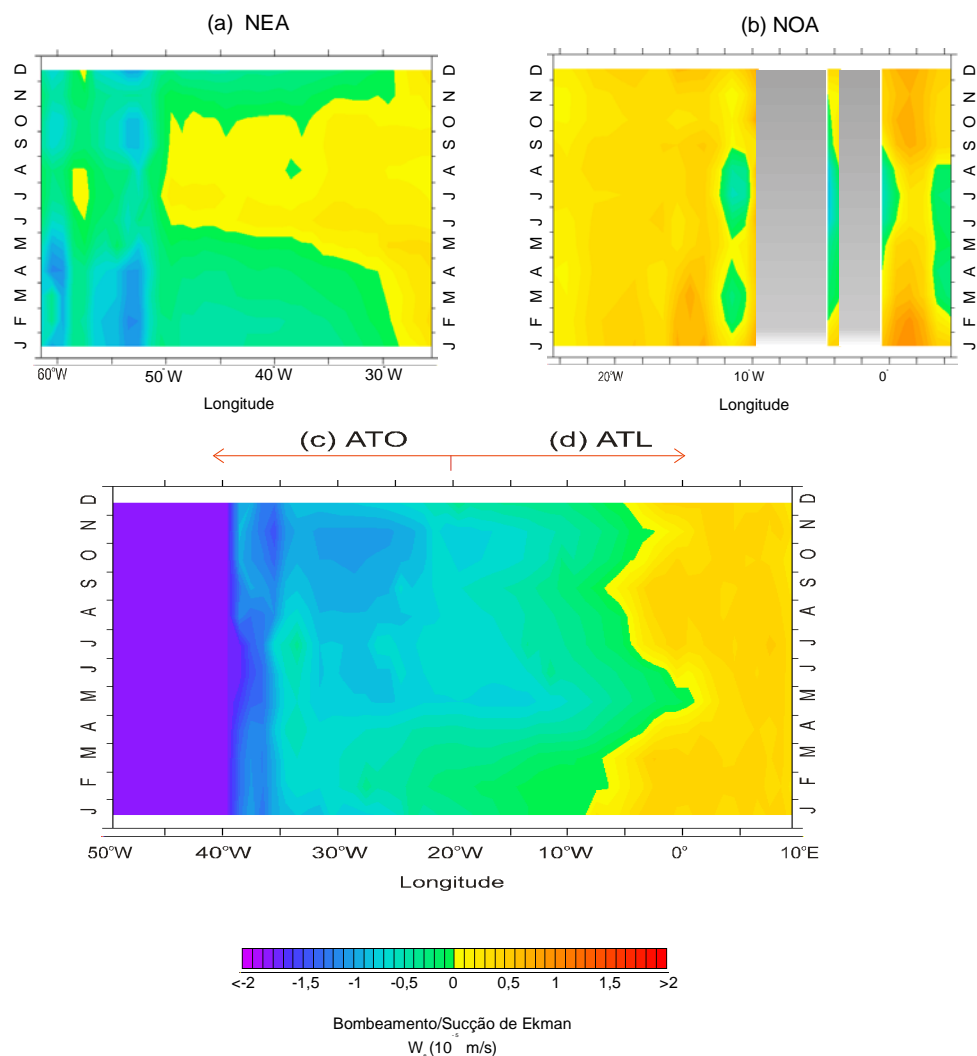


Fig. 6.24 – Ciclo sazonal do bombeamento de Ekman, por regiões: (a) NEA; (b) NOA; (c) ATO e (d) ATL. Regiões rachuradas em cinza corresponde a áreas sobre continente.

Analisando a Figura 6.24, observa-se que, no Atlântico Tropical, w_e não exibe um nítido ciclo sazonal, exceto em uma parte do ATO, entre 40°W e 25°W , e na região NEA. De uma maneira geral, as regiões localizadas no leste são favoráveis à

ressurgência (w_e é positivo) durante todo o ano, enquanto as localizadas no oeste são caracterizadas por subsidência.

Este padrão de distribuição temporal é consistente com o trabalho de Levitus (1988), que demonstrou que apenas a faixa entre o equador e 10°N (aqui inserida predominantemente na região NEA) apresenta variação anual significativa, caracterizada por velocidades positivas de março a outubro e por velocidades negativas de outubro a março. Este padrão de distribuição reflete a migração para oeste da zona de ressurgência observada na costa noroeste da África.

6.3.2. O PERÍODO 1978-1986

No apêndice B encontram-se os gráficos que mostram a distribuição temporal durante o período que vai de 1978 a 1986 dos parâmetros: TSM; cisalhamento; componentes meridional e zonal do cisalhamento; e w_e . Observa-se que, apesar de alguma variabilidade interanual, o ciclo sazonal observado na climatologia é verificado quando em todos os anos do período 1978-1986.

De todos os parâmetros, o que apresenta ciclo sazonal melhor definido é a TSM. A variação que ocorre é derivada de variações interanuais na amplitude do ciclo sazonal. O mesmo não ocorre com os demais parâmetros, que apresentam um comportamento “irregular” quando comparados à TSM. Esta “irregularidade” é originada tanto por variações na amplitude quanto na duração do ciclo sazonal. Apesar da “irregularidade”, a forma das curvas (Figura apêndice B) é semelhante às aquelas observadas na climatologia, constatando que o ciclo sazonal é o maior sinal do Atlântico Tropical, durante o período examinado.

6.4. COR DO OCEANO: VARIABILIDADE DA CONCENTRAÇÃO DE PIGMENTOS

Como demonstrado no item 6.1.1, a base CZCS sobre o Atlântico Tropical restringe-se ao período que vai de novembro de 1978 a fevereiro de 1980. Na figura 6.25 encontram-se as imagens deste período. Observando-as torna-se claro que, apesar deste ser o período mais completo, ainda sim, a cobertura do CZCS sobre o Atlântico Tropical é bastante irregular. Tal fato prejudicou em muito as análises sobre a variabilidade temporal da concentração de pigmentos.

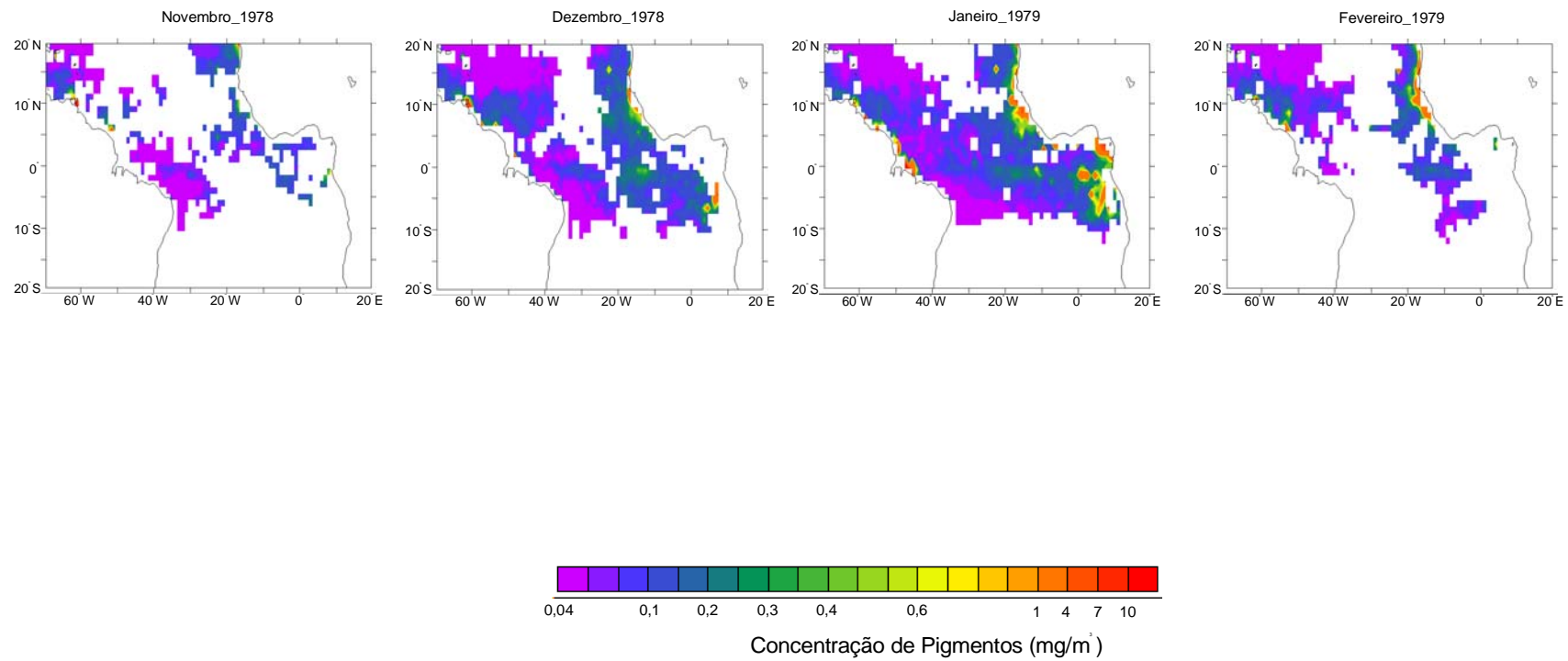
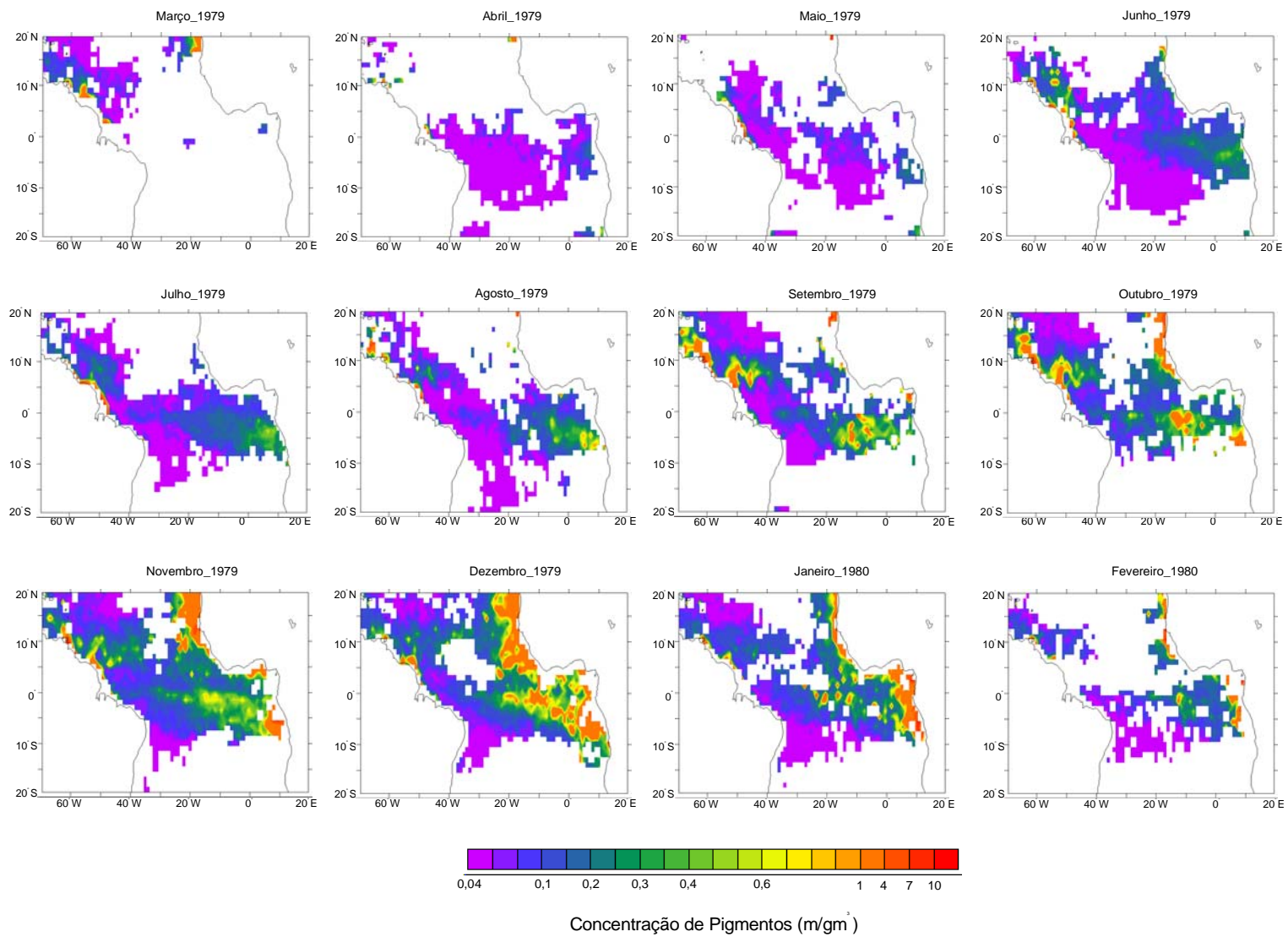


Fig. 6.25 - Imagens CZCS nível 3 - Média Mensal 1978 a 1980.

(continua)

(conclusão Figura 6.25)



No período 1979-1980, de uma maneira geral o Atlântico Tropical foi caracterizado por apresentar baixas concentrações de pigmentos ao longo do ano, no máximo de 0,1 mg/m³. Exceção a este padrão ocorre em três regiões:

- Atlântico Tropical Leste (ATL), a leste de 20°W entre 2°S e 10°S;
- Nordeste da América do Sul (NEA), de 50°W até 35°W entre 10°N e 5°N;
- Noroeste da África (NOA), a leste de 20°W entre 20°N e 5°N.

Deve ser observado que o ATL engloba a região conhecida como Golfo da Guiné.

Para melhor analisar a variabilidade temporal, como feito anteriormente para as forçantes físicas, o Atlântico Tropical foi particionado em quatro regiões, para as quais foram calculadas as respectivas médias e desvios padrão, que servem de índices mais fáceis de se analisar, ver Servain (1991) como exemplo. Para evitar que as médias fossem superestimadas, “pixels” com valores superior a 10 mg/m³ foram considerados dados espúrios (“outliers”) e excluídos dos cálculos.

Campbell et al. (1995) demonstraram que as medidas de concentração de pigmentos tendem a distribuir-se lognormalmente (o logaritmo da concentração de pigmentos é normalmente distribuído) e propuseram que a média de tais medidas deve ser calculada por um estimador de máxima verossimilhança (EMV) para variáveis distribuídas lognormalmente. Segundo aqueles autores este método é mais acurado que a média aritmética simples, e vem sendo utilizado para obter os produtos nível-3 do sensor SeaWiFS. Este estimador foi anteriormente empregado por Monger et al. (1997) em estudo semelhante, sendo dado pela equação abaixo:

$$X_{mle} = \exp\left(m_x + \frac{s_x^2}{2}\right)$$

onde,

X_{mle} é o estimador da média de amostras distribuídas lognormalmente;

m_x é a média ponderada pela área;

s_x^2 é a variância ponderada pela área.

Na Figura 6.26 encontram-se as médias da concentração de pigmentos das quatro regiões estudadas, obtidas pelo método EMV. Deve ser observado que só foram

plotados os meses em que havia pelo menos 40% de “pixels” válidos. Apesar da ausência de dados, verificou-se que as médias estimadas representam qualitativamente a variabilidade observada nas imagens, e melhor ilustram o ciclo sazonal no Atlântico Tropical.

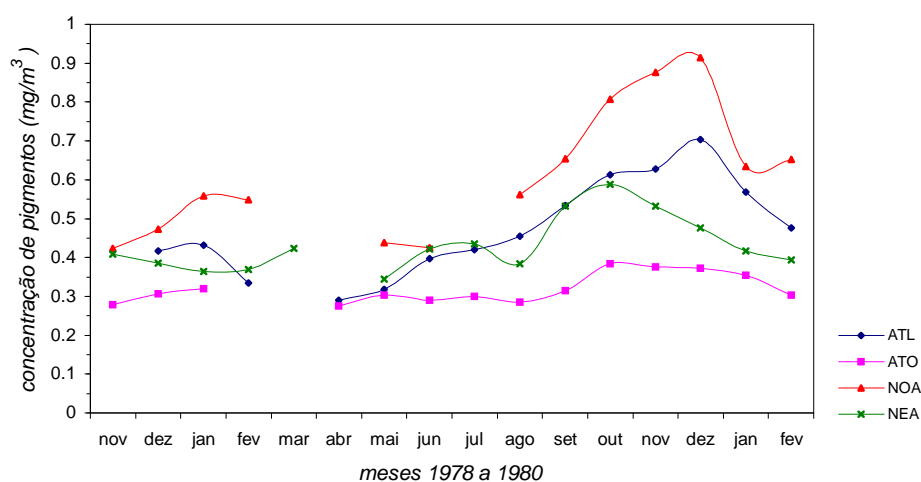


Fig. 6.26 – Variabilidade temporal da concentração de pigmentos entre novembro de 1978 e fevereiro de 1980, média por regiões.

Analisando a figura anterior em conjunto com as imagens de pigmentos, algumas considerações sobre o ciclo sazonal da concentração de pigmentos podem ser traçadas:

- A oeste de 20°W, na região ATO, a concentração de pigmentos é a mais baixa, cerca de 0,2 mgm⁻³, e uniforme ao longo do ano;
- Nas demais regiões, há uma evidente variabilidade temporal, com a mínima concentração ocorrendo por volta de abril-maio-junho de 1979, e a máxima, ocorrendo em outubro-novembro-dezembro do mesmo ano;
- Das três regiões com evidente ciclo sazonal, a que apresenta maior concentração de pigmentos é NOA. Entretanto, nesta região é difícil acompanhar a evolução do ciclo anual devido à ausência de dados.
- A região ATL apresenta a maior extensão de áreas com alta concentração de pigmentos. Nesta região, a concentração de pigmentos começa a intensificar-se no mês de junho de 1979, na área próxima à costa africana. De junho a

dezembro do mesmo ano, observa-se uma elevação da concentração concomitante a sua propagação para oeste. A partir de janeiro 1980, a concentração de pigmentos diminui em toda a região ATL;

- A feição mais nítida nas imagens da *cor do oceano* sobre o Atlântico Tropical é a que ocorre na região do NEA. Nesta região, a área de alta concentração de pigmentos é caracterizada pelo seu formato ondulatório, estendendo-se da costa norte da América do Sul até aproximadamente 35°W. Esta feição é nítida e intensa, com valores de até 1 mg/m³, em outubro de 1979 e ausente nos meses de janeiro. O formato ondulatório desta feição tem origem na retroflexão sazonal da Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE), assunto muito abordado na literatura (Muller-Karger et al, 1988; Johns et al., 1990; Holvorcem e Vianna, 1992), e deve-se a vórtices e ondas equatoriais, processos físicos fora do escopo deste trabalho.

Os resultados descritos anteriormente são consistentes com os aqueles encontrados por McClain et al. (1990), Longhurst (1993), Yoder et al. (1993), McClain e Firestone (1993), Banse e English (1994) e Monger et al. (1997). Apesar destes estudos utilizarem produtos e procedimentos diferentes, a caracterização do ciclo sazonal da concentração de pigmentos foi de maneira geral semelhante.

É natural que a concordância não fosse perfeita pois Longhurst (1993) e Monger et al. (1997) realizaram suas análises sobre imagens CZCS na resolução de 18 km, enquanto o presente trabalho, o de McClain et al. (1990) e Banse e English (1994) utilizaram imagens 1°, que degradam a qualidade das informações espaciais. Além disto, a caracterização da variabilidade temporal foi realizada por diferentes métodos. Longhurst (1993) se baseou apenas na descrição visual das imagens; Monger et al. (1997) restringiram suas análises à região do ATL, estimando a média entre 3°N e 3°S pelo método adotado aqui, e calculando a produtividade primária na região delimitada por 25°W-10°E e 5°N-5°S; Banse e English (1994), ao invés da média utilizaram a mediana, em três regiões que não são totalmente concordantes com as definidas no presente trabalho; McClain et al. (1990) extraíram a série temporal através da média aritmética, em algumas regiões que também não possuem a mesma extensão e localização das adotadas aqui.

Em geral, os trabalhos citados anteriormente adotaram critérios menos rígidos para plotar os dados e, por este motivo, as curvas obtidas por eles não apresentam falhas. Aqui, adotou-se o critério de utilizar somente as médias que foram estimadas com 40% dos “*pixels*” válidos. Como pode ser observado nas tabelas que se encontram no apêndice C, algumas regiões possuíam apenas 7 “*pixels*” válidos! E, assim, tais médias não são representativas da concentração de pigmentos em regiões tão extensas como as adotadas aqui. Por tal motivo, foram excluídas dos gráficos e dos cálculos do coeficiente de correlação.

6.5. CORRELAÇÃO ENTRE AS VARIÁVEIS FÍSICAS LOCAIS E A CONCENTRAÇÃO DE PIGMENTOS

A análise conjunta das variáveis: pigmentos, TSM, cisalhamento e w_e restringiu-se ao período que vai de março de 1979 a fevereiro de 1980. Esta análise consistiu basicamente em:

- Verificar visualmente a distribuição espacial daquelas variáveis;
- Calcular a correlação entre a concentração de pigmentos e as variáveis relacionadas às forçantes físicas locais. Como descrito na metodologia, foi calculado o coeficiente de correlação linear tanto em cada ponto da grade quanto para as regiões mencionadas anteriormente. Devido ao baixo número de observações ($n < 12$) optou-se pela correlação não paramétrica, que é mais adequada nestes casos. O coeficiente de correlação utilizado foi o coeficiente Spearman.

O objetivo de estimar a correlação foi ter uma primeira idéia do peso de cada uma das variáveis, que representam os vários processos locais que afetam o fluxo vertical de nutrientes, na variabilidade temporal da concentração de pigmentos. Deve ser observado que tais análises foram muito prejudicadas pelo reduzido número de observações e não são conclusivas.

A ausência de dados nas imagens CZCS não se restringe ao Atlântico Tropical, sendo inclusive um fato comum na maioria das regiões do globo. Outros autores (Strubb et al., 1990; Comiso et al., 1993; Fieldler, 1994) minimizaram este problema quando testaram a correlação fazendo uma análise qualitativa dos coeficientes de correlação comparando-os entre si. Esta estratégia foi também adotada no presente trabalho.

Este fato significa que não foram feitos todos testes e considerações necessárias da análise de regressão.

No apêndice D, encontram-se as imagens de: TSM, cisalhamento e seus componentes e bombeamento de Ekman para o período estudado: março de 1979 a fevereiro de 1980. Analisando essas imagens em conjunto com as de pigmentos, observa-se que de todas as variáveis relacionadas à física, a que apresenta maior similaridade com a distribuição espacial da concentração de pigmentos é o bombeamento de Ekman. A figura 6.27 mostra as médias anuais destas variáveis. Pode ser observado que, em geral, as concentrações de pigmentos são altas nas regiões onde w_e é favorável à ressurgência. Infelizmente, não é possível quantificar tal relação pois não foi calculada a correlação entre as imagens. Esta concordância espacial foi, também, anteriormente notada por McClain et al. (1990) e McClain e Firestone (1993).

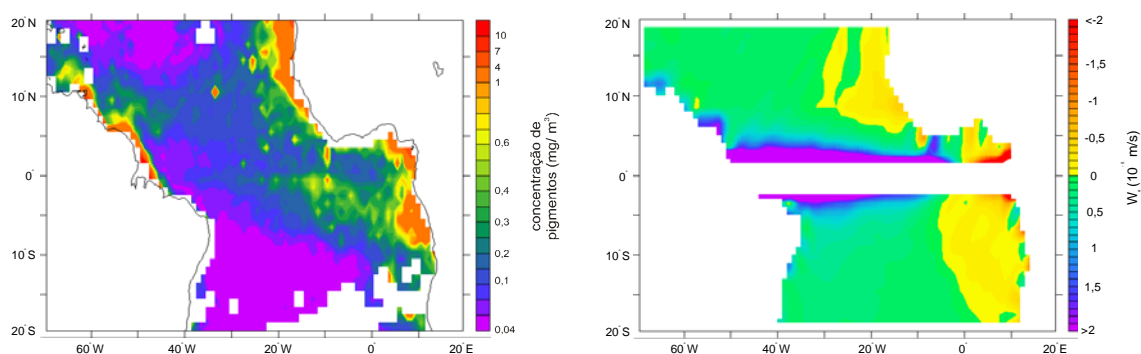


Fig. 6.27 – Média anual da concentração de pigmentos (à esquerda) e bombeamento de Ekman (à direita).

A figura 6.28 mostra o coeficiente de correlação em cada ponto da grade, e na tabela 6.1 encontra-se a matriz de correlação por região. De uma maneira geral, no Atlântico Tropical, a correlação entre a concentração de pigmentos com às forçantes físicas é maior do aquelas obtidas por Comiso et al. (1993) no Oceano Austral (com a TSM r variou de -0,07 a -0,064; com o cisalhamento r variou de -0,217 a 0,085; e com w_e r variou de -0,085 a -0,001) e por Fiedler (1994) no Pacífico Tropical.

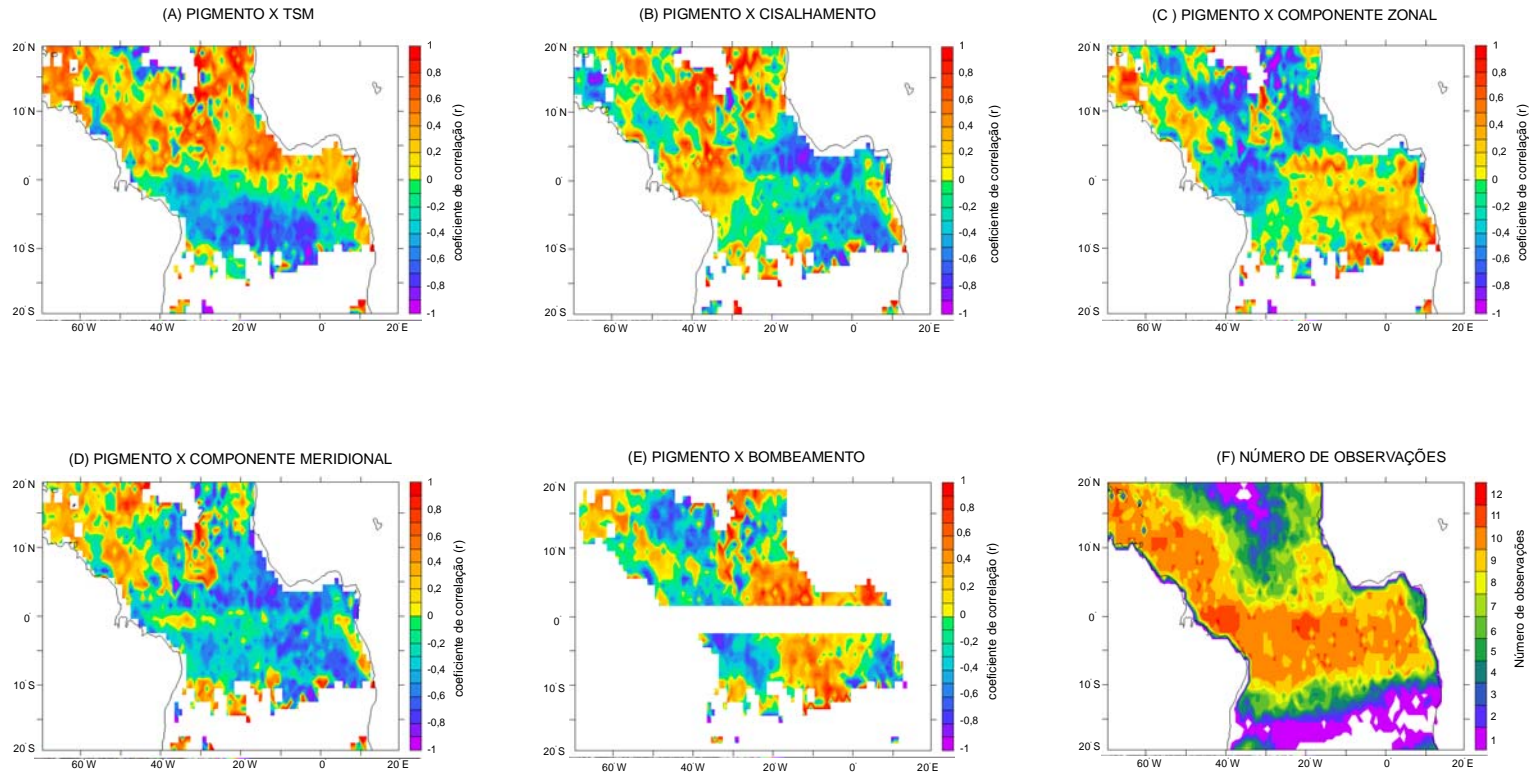


Fig. 6.28 – Coeficiente de correlação em cada ponto de grade e o número de observações.

TABELA 6.2 – CORRELAÇÃO ENTRE A CONCENTRAÇÃO DE PIGMENTOS E AS VARIÁVEIS FÍSICAS LOCAIS POR REGIÃO

	TSM	CIS	ZON	MER	WE
ATL	-0,255	-0,772	0,473	-0,827	0,182
NOA	0,5	-0,267	-0,817	-0,633	0,533
NEA	0,482	0,009	0,045	0,073	-0,145

Em virtude da discussão neste trabalho ser restrita ao ATL, só será analisado os coeficientes de correlação nesta região. Na figura 6.29 encontram-se os gráficos de dispersão entre a concentração de pigmentos e as variáveis físicas locais no ATL.

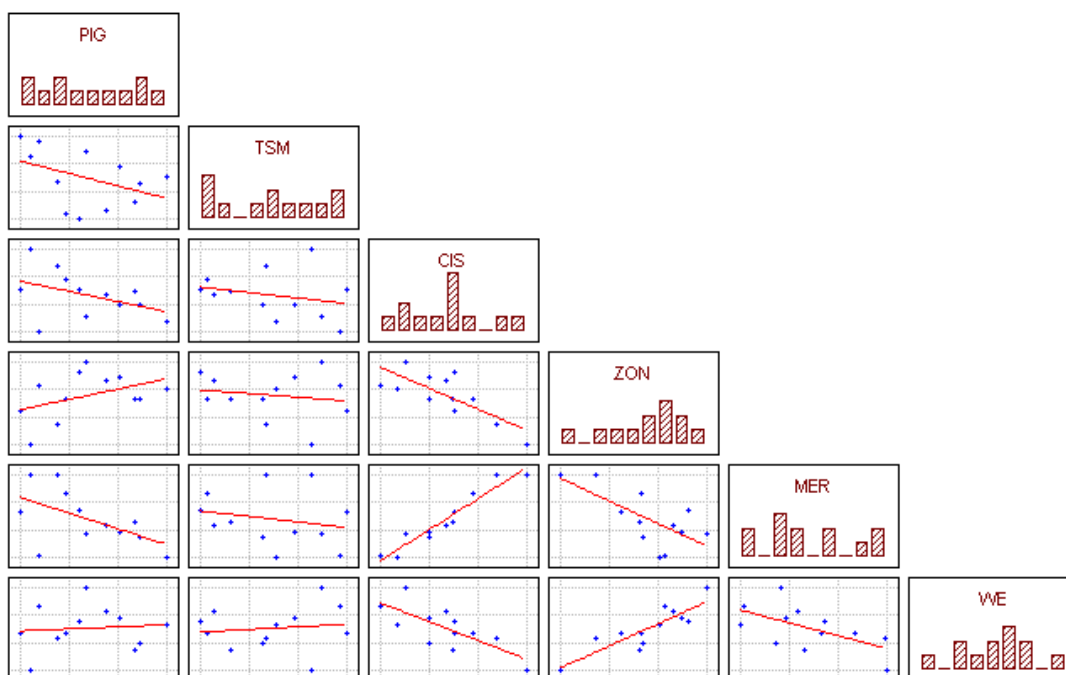


Fig. 6.29 - Diagramas de Dispersão entre a concentração de pigmentos e as variáveis físicas locais no ATL.

Analisando a figura 6.28 em conjunto com a tabela 6.2 pode-se observar que no ATL, as variáveis físicas melhor correlacionadas com a concentração de pigmentos foram: o componente meridional do cisalhamento ($r = \sim -0,8$) e a intensidade do cisalhamento ($r = \sim -0,7$). Deve ser notado que no ATL, os ventos são predominante de sul

(componente meridional), sendo a componente zonal desprezível, tanto que a intensidade do cisalhamento e o componente meridional são altamente correlacionados (r foi igual a 0,97, o que explica 94 % da variância da intensidade).

O surpreende na alta correlação que há entre as séries temporais de pigmentos e o cisalhamento é sua relação inversa. Os ventos meridionais na região próxima à costa africana induzem a ressurgência das águas subsuperficiais, o que poderia explicar a alta correlação que há entre estas variáveis no ATL. Porém, não explica a relação inversa que há entre elas. O que se é esperado é que, à medida que o componente meridional intensifique-se, aumente a ressurgência costeira e a concentração de pigmentos na coluna d'água seja realçada, isto é, haja uma relação direta, e não inversa, como foi o caso. Um dos motivos que pode explicar esta forte relação inversa é o fato que as imagens CZCS no bimestre junho-julho, de acordo com Monger et al. (1997), subestimam a concentração de pigmentos por um fator superior a 4.

De todas as variáveis físicas locais a que apresentou menor correlação com pigmentos foi o bombeamento de Ekman ($r= 0,18$). Tal fato significa que a variabilidade temporal da concentração de pigmentos é controlada por outros processos que não a ressurgência gerada por ventos locais, apesar da distribuição espacial daquela variável estar condicionada ao bombeamento de Ekman. Para ilustrar este fato, extraiu-se a série temporal de ambas as variáveis para uma subárea do ATL, localizada entre 5°S-10°S e 0° a costa africana (Figura 6.30). Pode-se observar que não há relação evidente entre os ciclos sazonais da concentração de pigmentos e do bombeamento.

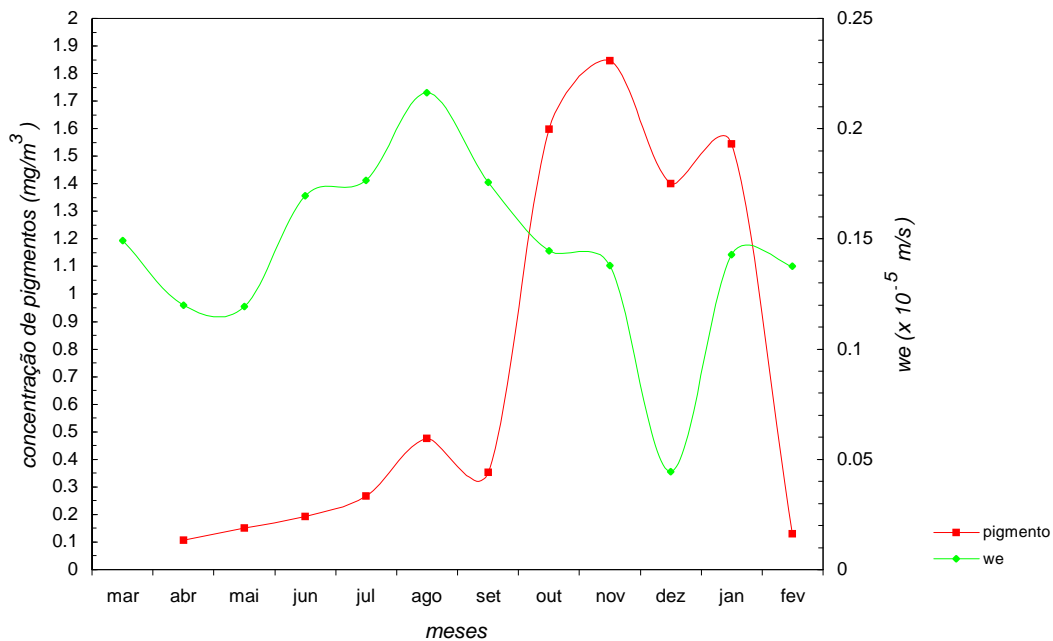


Fig. 6.30 – Ciclo sazonal da concentração de pigmento e do bombeamento de Ekman para uma subárea do ATL (5°S-10°S e 0° a costa africana).

Nota-se, ainda, que apesar da TSM e da concentração de pigmentos exibirem relação inversa, como era esperado, o coeficiente foi relativamente baixo, cerca de $-0,25$. Isto nos leva a supor que a TSM do ATL não seja apenas governada pelos processos dinâmicos do oceano, mas também por processos termodinâmicos da interface oceano-atmosfera (Houghton, 1991; Servain et al., 1998).

Resumindo a relação entre a distribuição da concentração de pigmentos e as variáveis físicas locais no ATL pode ser descrita como :

1. A zona de alta concentração de pigmentos no ATL ocorre em uma área que é favorável a ressurgência durante todo o ano;
2. Na qual a TSM varia sazonalmente em cerca de 5°C de uma estação a outra (mínimos valores de TSM ocorrendo por volta de junho a outubro e máximos ocorrendo de janeiro a maio);
3. Onde os ventos são predominantemente meridionais (de sul); a intensidade do cisalhamento varia pouco (desvio padrão é em média 0,01 N/m²), com máxima intensidade do componente meridional ocorrendo em maio-junho;

4. A única das variáveis físicas examinadas que apresentou correlação significativa com a variabilidade da concentração de pigmentos foi o componente meridional (e/ou intensidade do cisalhamento), sendo esta relação inversa.

CAPÍTULO 7

DISCUSSÃO

Como observado nas imagens CZCS, o Atlântico Tropical exibiu no biênio 1978-1980 três áreas com alta concentração de pigmentos, localizadas, respectivamente: no noroeste da África; no nordeste da América do Sul e, o mais extenso, no Atlântico Oriental.

Devido à baixa resolução das imagens utilizadas (1°), não foi possível separar a área costeira do Golfo da Guiné (GG) daquela do Atlântico Tropical Leste como feito em trabalhos anteriores. Sobre este assunto, Longhurst (1993) considera o GG como um caso especial do ATL, e Monger et al. (1997) propõem que alguns dos mecanismos que induzem e mantêm o alta concentração no ATL são semelhantes àqueles discutidos por Longhurst para o GG. Assim, não é tão errôneo considerá-los como uma única área, como feito aqui.

A principal característica da variabilidade da concentração de pigmentos nas regiões citadas anteriormente é a sazonalidade, conforme pôde ser observado na figura 6.26. A constatação de que o ciclo sazonal é muito importante no Atlântico Tropical é apoiada pelo exame das forçantes físicas, cuja base de dados é mais completa do que a de pigmentos, como demonstrado no capítulo anterior.

Além da sazonalidade, as regiões analisadas apresentam também variação interanual. Esta variação é mais nítida no lado leste da bacia: diferença de $0,3 \text{ mg/m}^3$ entre os meses de dezembro de 1978 e de 1979 no ATL, e, $0,45 \text{ mg/m}^3$ no NOA, contra $0,1 \text{ mg/m}^3$ no NEA. Em geral, as áreas de alta concentração no último bimestre de 1979 foram mais intensas e extensas do que aquelas observadas em 1978.

McClain et al. (1990), analisando várias regiões no Atlântico, inclusive o ATL e NOA, investigaram as possíveis origens daquela diferença, e, sugerem que esta é realmente uma variabilidade interanual, e não originada pela redução da sensibilidade radiométrica do sensor. Como se sabe, a perda radiométrica nas bandas 1 (443 nm) e 2 (520nm) foram maiores do que na banda 3 (550 nm) (Gordon et al., 1983; Evans e Gordon, 1994). Se o procedimento de correção deste problema não é eficiente, a concentração de pigmentos derivada das imagens tende a aumentar com o tempo, de forma semelhante em todas as regiões. McClain et al. (1990) basearam-se nesta premissa, e observaram que das regiões analisadas por eles, em um total de 11,

somente aquelas localizadas no leste do Atlântico Tropical apresentavam diferenças entre os anos de 1978 e 1979. E, assim, concluíram que tais diferenças derivam da variabilidade interanual.

Estendendo o raciocínio de McClain et al (1990) para as demais regiões do Atlântico Tropical, concluí-se que sobreposto à forte sazonalidade, a concentração de pigmentos exibe também variabilidade interanual em toda a bacia. Infelizmente, não é possível com a base CZCS documentar de forma consistente esta variabilidade, já que a série temporal formada por aquelas imagens é curta.

Tendo em vista a extensão e a complexidade do assunto, afinal, como descrito no capítulo anterior, as condições oceanográficas e o ciclo anual são diferentes para as diferentes regiões, aqui será analisado apenas aquele que ocorre no Atlântico Tropical Leste. Para maior detalhe sobre as demais regiões, consulte: Müller-Karger et al. (1988); Müller-Karger et al. (1989); Longhurst (1993); Longhurst (1995b); Müller-Karger et al. (1995) (para a alta concentração associada a dispersão das águas do rio Amazonas e a retroflexão da CNB que ocorre na região NEA); Wooster et al. (1976), Nelson e Conway (1979), McClain et al. (1990), Van Camp et al. (1991), Longhurst (1993), McClain e Firestone (1993) (para a região NOA).

7.1. O ATLÂNTICO TROPICAL LESTE

Como descrito no capítulo anterior, a formação do área de alta concentração de pigmentos no ATL teve início em junho de 1979 e alcançou sua máxima intensidade e extensão durante o último bimestre do ano. Neste bimestre, ocupou toda a área a leste de 20°W entre 2°N e 10°S chegando a 1 mg/m³, em média. Deve ser salientado que as imagens dos meses de junho e julho tendem a subestimar a concentração de pigmentos *in situ* e, assim, a concentração de pigmentos neste bimestre é maior do que a derivada das imagens.

Como demonstrado por Herbland e Voituriez (1979), no ATL existe uma associação permanente entre a profundidade de máxima concentração de clorofila (PMC), o topo da nitraclina e a profundidade de máxima produtividade primária (PMP). A nitraclina como definida por Minas et al. (1983) corresponde ao ponto de inflexão no perfil vertical de nitrato, dividindo a camada superficial, em duas partes: acima da nitraclina, as águas são pobres em nitrato e, abaixo, possuem alta concentração. Nesta segunda

camada, a intensidade luminosa é geralmente um fator limitante, principalmente quando a nitraclina é profunda.

O fato de estatisticamente a PMC, a nitraclina e PMP serem coincidentes significa que ao contrário do Pacífico, a produtividade no ATL é limitada por nutrientes (Voituriez e Herbland, 1979; Monger et al., 1997).

McClain et al. (1990) investigaram o possível papel do transporte eólico de nutrientes traços do deserto do Saara para a região ATL e concluíram que aparentemente este não é um fator que influencie a variabilidade de biomassa na região. Assim, pode-se concluir que a indução e a manutenção da alta concentração é conectada, principalmente, aos mecanismos físicos que transportam nutrientes à camada superficial.

Como mencionado no capítulo 1, nos anos 80, dois mecanismos foram propostos para explicar o enriquecimento de nutrientes: ressurgência resultante da divergência equatorial forçada pelo cisalhamento dos ventos (Minas et al., 1983 e Herbland et al., 1983) e mistura turbulenta entre o ramo norte da Corrente Sul Equatorial (CSEN) e a Corrente Equatorial Subsuperficial (CESS) (Voituriez e Herbland, 1979). Entretanto, como observado por Longhurst (1993), tais processos não são suficientes para explicar a extensão e a variabilidade temporal da concentração de pigmentos no ATL, como demonstrado pelas imagens CZCS.

Os resultados obtidos no presente trabalho são consistentes com tal observação, pois o coeficiente de correlação entre a variável w_e (que expressa a ressurgência forçada por processos locais) e a concentração de pigmentos foi o menor entre todas as variáveis analisadas ($r = 0,18$, o que explica apenas 3% da variabilidade da concentração de pigmentos!). É lógico que a série de dados foi pequena e que há um intervalo entre a injeção de nutrientes na camada superficial e o desenvolvimento do fitoplâncton, fato não considerado na correlação estimada aqui. E assim, os resultados devem ser interpretados com cautela.

Longhurst (1993) notou, também, que a formação da língua fria é concomitante ao desenvolvimento das altas concentrações e acontece aproximadamente sobre a mesma região, fato também observado aqui. Então, propôs que os mecanismos que induzem a formação da língua de águas frias devem ser os mesmos que induzem a formação da alta concentração.

O resfriamento no ATL ocorre não apenas pela ressurgência local, mas é, também, forçado remotamente por variações na intensidade dos ventos alísios de SE, no lado oeste da bacia equatorial. Em maio, quando a componente zonal do vento nesta localidade intensifica-se bruscamente, como consequência ao súbito deslocamento para norte da ZCIT, induz, no final do mês, a formação de uma onda Kelvin de ressurgência que propaga-se para leste.

Hastenrath e Merle (1987) mostraram que uma das consequências da intensificação e relaxamento dos ventos zonais, a oeste de 35°W, é a variação na profundidade da termoclina e da camada de mistura ao longo da bacia. Esta variação é tal que, de abril a agosto, a termoclina e a camada de mistura tornam-se profundas no lado oeste, e rasas no leste da bacia, como consequência de forçamentos diretos, e “não locais”.

Longhurst (1993) baseado em trabalhos anteriores (Voituriez et al., 1982 e Oudot, 1987 citados por Longhurst, 1993; Herbland et al., 1983; Herbland et al., 1987), verificou que, também a PMC e a nitraclina respondem de maneira semelhante ao forçamento remoto. E concluiu que a sazonalidade observada nas imagens deve-se as variações da PMC, que torna-se rasa durante junho-agosto, passível de ser detectada por sensoriamento remoto, propondo o seguinte modelo conceitual para explicar as altas concentrações de pigmentos em todo o ATL:

- 1) As altas concentrações observada nas imagens ocorre em uma região onde o cisalhamento do vento apresenta pequena variabilidade sazonal, e o rotacional é fraco e tem sinal negativo;
- 2) A indução da formação da zona de altas concentrações deve-se ao forçamento remoto, originado pela intensificação do componente zonal do vento no oeste da bacia equatorial. Os ventos zonais, ao tornarem-se intensos naquela região fazem com que a termoclina, a nitraclina e a PMC tornem-se rasas no ATL, com defasagem de 1 mês, tipicamente. Na mesma época, o componente meridional dos ventos locais alcança sua máxima intensidade;
- 3) Esta componente meridional fortalecida intensifica o transporte de águas frias e ricas em nutrientes através do gradiente termal. Combinado com a nitraclina rasa, que não é mais limitada pela luminosidade, transforma a PMC em uma floração superficial.

4) Esta floração mantém-se até o final do ano porque a termoclina e nitraclina continuam em profundidades baixas, apesar do fluxo positivo de calor e da mistura devido aos ventos meridionais locais.

Comparando o modelo proposto por Longhurst com os resultados obtidos no trabalho, observa-se que realmente, no ATL, a variabilidade sazonal do cisalhamento do vento é pequena, cerca de $0,02 \text{ N/m}^2$, e o desenvolvimento da zona de altas concentrações inicia-se quando o componente meridional dos ventos locais e o componente zonal no ATO estão fortalecidas. Além disto, de todos os parâmetros avaliados, o que apresentou maior coeficiente de correlação com a concentração de pigmentos foi o componente meridional do vento, tanto em cada ponto de grade, quanto por regiões ($r = -0,8$, o que explica cerca de 64% da variabilidade da concentração de pigmentos).

Apesar do modelo conceitual proposto por Longhurst (1993) explicar melhor a indução da alta concentração de pigmentos do que os anteriores (Voituriez e Herbland, 1979; Minas et al., 1983; Herbland et al., 1983), ele não consegue explicar de forma satisfatória a sua manutenção até dezembro, e nem o seu enfraquecimento a partir de janeiro. Além disto, não explica também a ausência de variabilidade sazonal entre 4°W e 10°W , como observado nas imagens e estudos *in situ*.

Monger et al. (1997), baseados em estudos anteriores, verificaram que a dinâmica da termoclina gerada por forçamento remoto não é suficiente para manter a alta concentração após agosto, já que após este mês a termoclina retorna a sua condição original, em maiores profundidades. Desta forma, utilizando os recentes conhecimentos sobre a dinâmica dos oceanos tropicais, simulação por modelos, dados *in situ*, e as imagens do CZCS, os autores propuseram um modelo conceitual mais completo. Tal modelo explica a maior influência do forçamento remoto originado pela intensificação do componente zonal do vento, no oeste da bacia equatorial.

Porém, a manutenção das altas concentrações no ATL é explicada pela variação sazonal da posição relativa entre a CESS e a termoclina. Segundo Vinogradov (1981) e Reverdin (1996), a CESS é a principal fonte de água subtropical que ressurge nos oceanos Pacífico e Atlântico. O modelo proposto por Monger et al (1997) pode ser resumido da seguinte forma (Figura 7.1):

- 1) Em abril, os ventos alíseos no ATL são moderados e geram fraca ressurgência. Como o núcleo da CESS encontra-se acima da termoclina, e como

demonstrado por Herbland et al. (1983), corresponde à nitraclina, as águas que ressurgem na superfície apresentam baixa concentração de nutrientes;

- 2) Em junho e julho, a termoclina, pelo forçamento remoto, torna-se rasa no ATL, enquanto o núcleo da CESS não apresenta variações significativas de profundidade. Assim, a água ressurgida apresenta alta concentração de nitrato;
- 3) A combinação de forte ressugência e alta concentração de nitrato produz um forte fluxo vertical advectivo de nutrientes;
- 4) Em outubro e novembro, a termoclina retorna a sua posição original de maior profundidade, porém o núcleo da CESS aprofunda-se em relação ao nível de abril, encontrando-se na mesma profundidade que a termoclina. Assim, a água ressurgida apresenta maior concentração de nitrato do que em abril. Além disto, os ventos zonais no ATO são mais intensos neste bimestre do que naquele mês, sendo favorável à ressugência no leste, e ao fluxo vertical de nutrientes.
- 5) No mês de janeiro, o núcleo da CESS encontra-se acima da termoclina e, conseqüentemente, a água que ressurge é pobre em nutrientes, sendo o fluxo vertical de nitrato extremamente reduzido.

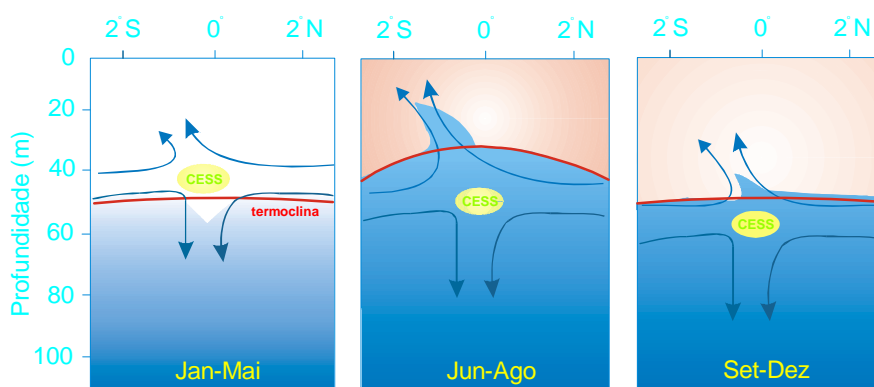


Fig. 7.1 - Modelo conceitual proposto por Monger et al. (1997) para explicar a variabilidade da concentração de pigmentos no ATL. CESS é a Corrente Equatorial Subsuperficial. A região rachurada é proporcional à concentração de nitrato. E as setas indicam o transporte.
FONTE: Monger et al. (1997, p. 12403)

Quanto à ausência do ciclo sazonal entre 4°W e 10°W, Monger et al.(1997) a explicaram através da propagação de ondas longas na região equatorial, também geradas pela intensificação e relaxamento dos ventos alíseos de SE, no oeste da bacia. Esta explicação foi feita pela primeira vez por Weisberg e Tang (1985, 1987), como resultante de onda estacionária equatorial.

Recentemente, Loukos e Mémerly (1999) utilizaram um modelo geoquímico de três dimensões para simular o ciclo do nitrato no Atlântico Equatorial durante os anos de 1983-1984. Após comparar os resultados obtidos pela simulação com aqueles derivados do programa FOCAL/SEQUAL, os autores sugerem que o enriquecimento de nutrientes da camada superficial é função do comportamento da nitraclina e da CESS, sendo a variabilidade sazonal o sinal predominante da produtividade no ATL. Os resultados obtidos por tal simulação são consistentes com o modelo proposto por Monger et al (1997). A figura 7.2 mostra a dinâmica sazonal da profundidade da nitraclina no ATL, obtida pela simulação de Loukos e Meméry (1999). Pode ser observado que durante junho-julho, no lado leste, a nitraclina esta próxima à superfície cerca de 40 metros. Em setembro, aprofunda-se, mantendo-se até o final do ano em uma profundidade média de 70 metros.

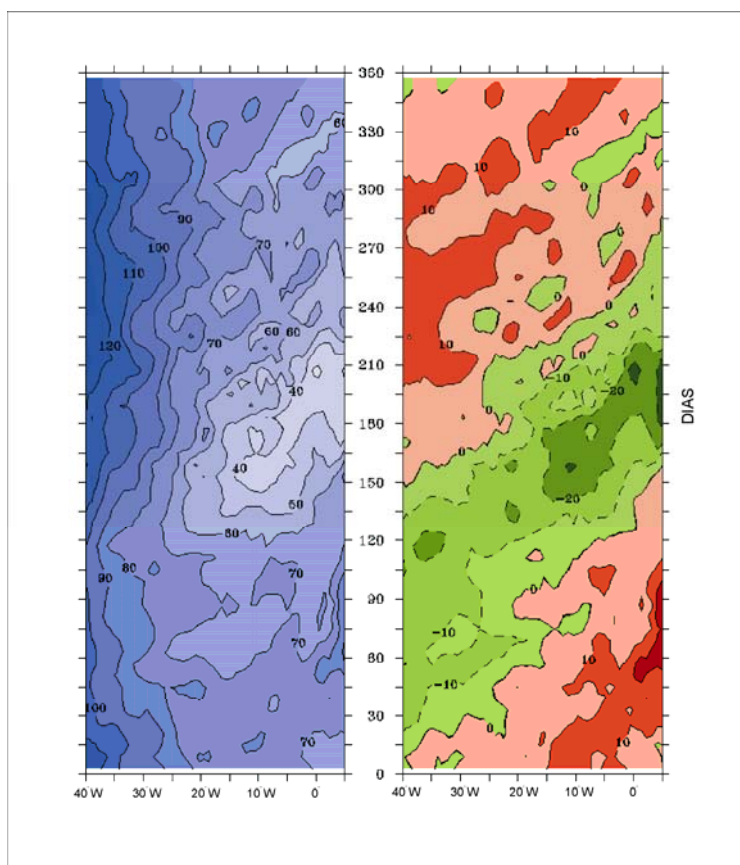


Fig. 7.2 – Ciclo sazonal da profundidade (em metros) da nitraclina (a esquerda) e anomalia de profundidade (a direita) no ATL (média entre 2°N-2°S). Aqui, a nitraclina eqüivale à concentração de nitrato é igual a 6 $\mu\text{mol/L}$.
 FONTE: Loukos (1998)

Apesar do modelo conceitual proposto por Monger et al (1997) explicar, em grande parte, a variabilidade observada nas imagens CZCS e, assim, o ciclo sazonal da biomassa fitoplanctônica, são necessárias investigações mais profundas para avaliar o modelo conceitual e quantificar a influência de cada um dos mecanismos responsáveis pelo suprimento de nutrientes. Principalmente se pensarmos que tal modelo foi sugerido para explicar o ciclo sazonal observado em 1979, que pode não ser considerado o padrão da região. Somente com as imagens do sensor SeaWiFS, colocado em órbita em agosto de 1997, e de seus sucessores, será possível determinar qual é realmente a distribuição espacial e temporal da produtividade primária no ATL. E, com os avanços nos conhecimentos da dinâmica física dos oceanos tropicais, verificar e quantificar o forçamento físico (tanto locais quanto remotos) dos processos biológicos nesta região.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

A proposta do presente trabalho foi descrever a variabilidade da concentração de pigmentos no Atlântico Tropical como um indicativo da produtividade primária na região, examinando o papel das forçantes físicas locais.

Infelizmente, como demonstrado no capítulo 6, a ausência de imagens da *cor do oceano* sobre o Atlântico Tropical restringiram às análises ao biênio 1979-1980.

Apesar das limitações, os resultados obtidos foram concordantes com os trabalhos anteriores realizados por McClain et al. (1990), Longhurst (1993), Yoder et al. (1993); McClain e Firestone (1993), Banse e English (1994) e Monger et al. (1997). O mais surpreendente é que a descrição das variáveis associadas à física foram também concordantes com aqueles trabalhos, apesar dos diferentes produtos e procedimentos empregados para a realização dos mesmos.

Com base nos resultados obtidos, e na revisão bibliográfica realizada ao longo do trabalho, algumas considerações e conclusões puderam ser traçadas, das quais destacam-se :

- 1) Sem dúvida, o sensoriamento remoto da *cor do oceano* é uma ferramenta útil no estudo da dinâmica do fitoplâncton. Apesar dos problemas inerentes à base CZCS, foi possível avaliar a variabilidade espaço-temporal da concentração de pigmentos. Tal avaliação seria mais difícil e complexa se tivesse como base somente dados *in situ*;
- 2) Os produtos CZCS, processados para grades globais, se mostram mais adequados para estudar a concentração de pigmentos e a produtividade primária marinha em larga escala do que cenas individuais;
- 3) Com o lançamento do SeaWiFS, cujos produtos “nível 3” (grades globais), além de apresentar estimativas mais acuradas da concentração de pigmentos, possuem melhor resolução espacial (9 Km) e temporal (médias semanais), será possível avaliar o desenvolvimento das zonas de alta concentração de pigmentos. Por exemplo, em maio de 1979 a região ATL caracteriza-se por apresentar baixa concentração de pigmentos, enquanto em junho já apresenta altas concentrações em grande parte da área a leste de 20°W;

- 4) Não pode ser esquecida a importância dos dados *in situ* já que com as imagens têm-se apenas informações sobre a superfície, e, como demonstrado, a indução e a manutenção da alta concentração, está conectada aos processos físicos que ocorrem na camada subsuperficial;
- 5) Atualmente, com o funcionamento concomitante de várias plataformas orbitais (NOAA, TOPEX/POSEIDON, ERS etc.) será possível adquirir-se dados sobre os parâmetros físicos em conjunto com as imagens da *cor do oceano*. Tal fato representa uma capacidade sem precedentes para analisar o forçamento físico dos processos biológicos através da análise de dados de várias variáveis, assimilados em modelos físico-biológicos adequados (Olson e Hood, 1994 ; Servain et al. 1998; McClain et al., 1999);
- 6) Além disto, vários projetos internacionais estão em curso atualmente, coletando dados tanto físicos quanto biológicos na coluna d'água. Com tudo isto, o futuro parece ser promissor, onde será possível quantificar a relação entre a dinâmica física (processos locais e não locais) e a produção orgânica no Atlântico Tropical.

Para finalizar, ao longo do trabalho aparecem algumas questões que não puderam ser respondidas, e que podem servir como base para futuros trabalhos no Atlântico Tropical:

Qual a magnitude da produtividade primária na região?

O ciclo sazonal da biomassa observado no ano de 1979 é o padrão do Atlântico Tropical?

Há realmente variabilidade interanual, como observado entre novembro-dezembro de 1978 e 1979?

O modelo proposto por Monger et al. (1997) pode explicar a variabilidade em outros anos que não 1979?

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, O.B.; Brown, H.R.; Gordon, K.L.; Carder, R.;E.; Evans, F.E.; Müller-Karger, F.E.; Esaias, W.E. **Ocean color in the 21st century: a strategy for a 20-year time series**. Greenbelt: Goddard Space Flight Center/NASA, 1994. 20 p. (NASA Tech. Memo. 104566 /v. 17).
- Ackein, J.; Moore, G.I.; Trees, C.C.; Hooker, S.; Clark, D.K. **The SeaWiFS CZCS-type pigment algorithm**. Greenbelt: Goddard Space Flight Center/NASA, 1995. 34 p. (NASA Tech. Memo. 104566 /v. 29).
- Agência Espacial do Japão (NASDA). **Home-page da agência espacial do Japão**. <<http://yyy.tksc.nasda.go.jp>>. 6 April 1999.
- Alfutis, M. A.; Casey, K. S. **Phytoplankton pigment concentration**. [on line]. <<http://mohawk.gsfc.nasa.gov/~casey/satlab.html>>. 6 April 1998.
- André, J.M.; Morel, A. Atmospheric corrections and interpretation of marine radiances in CZCS imagery, revisited. **Oceanologica Acta**, v. 14, n. 1, p. 3-22, 1991.
- Armstrong, R. A. Oceanic fronts in the northeastern caribbean revealed by satellite ocean colour imaging. **International Journal Remote Sensing**, v. 15, n. 6, p. 1169-1171, 1994.
- Banse, K.; English, D. C. Seasonality of coastal zone color scanner phytoplankton pigment in the offshore oceans. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. C4, p. 7323-7345, 1994.
- Barale, V. Sea surface colour in the field of biological oceanography. **International Journal of Remote Sensing**, v. 12, n. 4, p. 781-793, 1991.
- Barale, V.; Fay, R.W. Variability of the ocean surface color field in central California near coastal waters as observed in a seasonal analysis of CZCS imagery. **Journal of Marine Research**, v. 44, p. 291-316, 1986.

- Behrenfeld, M.J.; Esaias, W.; Falkowski, P.G.; Balch, B.; Campbell, J.W.; Iverson, R.L.; Kiefer, D.A.; Morel, A.; Yoder, J.A. **Toward a consensus productivity algorithm for SeaWiFS: summary report for 23-25 January 1994 workshop.** [on line]. <[URL://opp.gsfc.nasa.gov/pub/doc/PP_WKSH_94/jan94_ws.txt](http://opp.gsfc.nasa.gov/pub/doc/PP_WKSH_94/jan94_ws.txt)>. 17 February 1998.
- Bourlès, B.; Gouriou, Y.; Chuchla, R. On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic. (Accepted). **Journal of Geophysical Research.** 1998.
- Brock, C; McClain, C. R.; Luther, M.; Hay, W. W. The phytoplankton bloom in the northwestern Arabian sea during the southwest monsoon of 1979. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C11, p. 20623-20642, 1991.
- Brown, J.; Cooling, A.; Park, D.; Phillips, J.; Rothery, D.; Wright, J. **Ocean Circulation.** Oxford: The Open University and Pergamon Press, 1989. 238p.
- Campbell, J. W.; Blaisdell, J.M.; Darzi, M. **Level-3 SeaWiFS data products: spatial and temporal binning algorithms.** Greenbelt: Goddard Space Flight Center/NASA, 1995. 73 p. (NASA Tech. Memo. 104566 /v. 32).
- Cane, M.A. Atlantic Seasonality: I. Observations. In: Further progress in equatorial oceanography – a report of the U.S. TOGA workshop on the dynamics of the equatorial ocean, Honolulu, 1986. **Anais.** Florida: Nova University Press, 1987. p. 215-233.
- Chavez, F. P.; Smith, S. L. **Biological and chemical consequences of open ocean upwelling.** [on line]. <http://www.fu-berlin.de/dahlem/publications/no_es18/chapter7.html>. 1996.
- Coastal Zone Color Scanner (CZCS). **Coastal Zone Color Scanner.** [on line]. <http://daac.gsfc.nasa.gov/SENSOR_DOCS/CZCS_sensor.html>. 17 November 1997.

- Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS). **Comprehensive ocean-atmosphere data set** . [on line]. <<http://www.cdc.noaa.gov/coads>>. 20 July 1998.
- Comiso, J.C.; McClain, C. R.; Sullivan, W.; Ryan, J. P.; Leonard, C.L. Coastal Zone Color Scanner pigment concentrations in the southern ocean and relationships to geophysical surface features. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. C2, p. 2419-2451, 1993.
- Cullen, J.J. Hypotheses to explain high-nutrient conditions in the open sea. **Limnology and oceanography**, v. 36, n. 8, p. 1578-1599, 1991.
- ECMWF. **The ECMWF Re-Analysis (ERA) Project**. [on line]. <<http://www.ecmwf.int/html/ERA/index.html>>. 31 march 1999.
- Elisenger, D.L.; Iverson, R.L. Wind effects on Coastal Zone Color Scanner chlorophyll patterns in the US Middle Atlantic Bight during spring 1979. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. C11, p. 12 985 - 12 992, 1986.
- Esaias, W. E.; Abbott, M. R.; Barton, I.; Brown, O. B.; Campbell, J. W.; Carder, K.L.; Clark, D.K.; Evans, R.H.; Hoge, F. E.; Gordon, H. R.; Balch, W. M.; Letelier, R.; Minnet, P. J. An overview of MODIS capabilities for ocean science observations. **IEE Transaction on geoscience and remote sensing**, v. 36, n. 4, p. 1250-1265, 1998.
- Evans, R.H.; Gordon, H.R. Coastal Zone Color Scanner 'system calibration': a retrospective examination. **Journal Geophysical Research**, v. 99, n. C4, p. 7293 - 7307, 1994.
- Feldman, G.C.; Kuring, N.A.; Esaias, W.;; McClain, C.R.; Erol, J.A.; Maynard, N.; Endres, D.; Evans, R.; Brown, J.; Walsh, S.; Carle, M.; Podesta, G. Ocean color: availability of global data set. **EOS**, v. 70, p. 634-641, 1989.
- Fiedler, P.C. Seasonal and interannual variability of Coastal Zone Color Scanner phytoplankton pigments and winds in the eastern tropical Pacific. **Journal of Geophysical Research**, v.99, n.C9, p. 18 371-18 384, 1994.

- Frost, B.W. The role of grazing in nutrient-rich areas of the open sea. **Limnology and Oceanography**, v. 36, n. 8, p. 1616-1630, 1991.
- Gargett, A. ;. Physical processes and maintenance of nutrient-rich euphotic zones. **Limnology and Oceanography**, v. 36, n. 8, p. 1527-1545, 1991.
- Global Ocean Surface Temperature Atlas (GOSTA). **Global ocean surface temperature atlas plus**. [CD-ROM]. MIT/UKMO/PODAAC. 1996.
- Gordon, H.R; Clark, D.K. Atmospheric effects in the remote sensing of phytoplankton pigments. **Boundary-Layer Meteorology**, v.18, n.3, p. 299-313, 1980.
- Gordon, H.R; Morel, A.Y. **Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery** : a review. New York: Springer-Verlag, 1983. 114 p.
Lectures notes on coastal and estuarine studies, v. 4.
- Gordon, H.R ; Clark, D.K.; Mueller, J.L; Hovis, W.A. Phytoplankton pigments from the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: Comparisons with surface measurements. **Science**, v. 210, n. 4465, p. 63-68, 1980.
- Gordon, H.R.G.; Brown, J. W.; Brown, O. B.; Evans, R. H. ; Clark, D. K. Nimbus 7 CZCS: reduction of its radiometric sensitivity with time. **Applied Optics**, v. 22, n. 24, p. 3929-3931, 1983.
- Gordon, H.R ; Clarck, D.K.; Brown, J.W.; Brown, O.B.; Gans, R.H. ; Broenkow, W.W. Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates. **Applied Optics**, v. 22, n. 1, p. 20-36, 1983.
- Gordon, H.R ; Brown, J.W. ; Evans, R.H. Exact Rayleigh scattering calculations for use with the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner. **Applied Optics**, v. 27, n. 5, p. 862-871, 1988.
- Gower, J.F.R.; Denman, K.L. ; Holyer, R.J. Phytoplankton patchiness indicator the fluctuation spectrum of mesoscale oceanic structure. **Nature**, v. 288, n. 5787, p. 157-159, 1980.

- Goddard Space Flight Center (GSFC). **Ocean Color from Space**. [on line].
 <http://.daac.gsfc.nasa.gov/CAMPAINGN_DOCS/OCDST/>. 27 February 1999.
- Halpern, D.; Freilich, M. H. ; Dunbar, R. S. ERS-1 scatterometers estimates of annual of Atlantic ITCZ and Pacific NECC. In: Second ERS-1 Symposium – Space at the service of our environment, Hamburg, 1993. **Anais**. Noordwijk: ESA, 1994, p. 1003-1008.
- Hankin, S. ; Denham, M. **FERRET: user's guide – Version 4.4**. California: NOAA/PMEL/TMAP, 1996. 241 p.
- Hanstenrath, S.; Merle, J. Annual cycle of subsurface thermal structure in the tropical Atlantic ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 17, n. 9, p. 1518-1538, 1987.
- Herbland, A. ; Voituriez, B. Hydrological structure analysis for estimating the primary production in the tropical Atlantic ocean. **Journal of Marine Research**, v. 37, n. 1, p. 87-101, 1979.
- Herbland, A.; Bouteiller, A. L. ; Raimbault, P. Size structure of phytoplankton biomass in the equatorial Atlantic ocean. **Deep-Sea Research**, v. 32, n. 7, p. 819-836, 1985.
- Herbland, A.; Borgne, R.; Bouteiller, A. ; Voituriez, B. Structure hydrologique et production primaire dans l'Atlantique tropical oriental. **Océanographie Tropicale**, v. 18, n. 2, p. 249-293, 1983.
- Herbland, A.; Bouteiller, A. L. ; Raimbault, P. Does the nutrient enrichment of the equatorial upwelling influence the size structure of the phytoplankton in the Atlantic ocean?. **Oceanologica Acta**, v. S6, p. 115-120, 1987.
- Hocker, S.I.B; Esaias, W.E.; Feldman, G.C.; Gregg, W.W.; McClain, C.R. **An overview of Seawifs and ocean color**. Greenbelt: Goddard Space Flight Center/NASA, 1992. 25 p. (NASA Tech. Memo. 104566 /v. 01).

- Höll, C.; Karwath, B. ; Rühlemann, C.; Zonneveld, K. A. F. ; Willems, H.
 Palaeoenvironmental information gained from calcareous dinoflagellates: the late Quaternary eastern and western tropical Atlantic ocean in comparison.
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology, v. 146, p. 147-164, 1999.
- Holvorcem, P. R. ; Vianna, M. L. Integral equation approach to tropical ocean dynamics: Part II – Rossby wave scattering from the equatorial Atlantic western boundary. **Journal of Marine Research**, v. 50, p. 33-61, 1992.
- Hoovis, W.S.; Clarck, D.K.; Anderson, F.; Austin, R.W.; Wilson, W.H.; Baker, G.T.; Ball, D.; Gordon, H.R.; Mueller, J.L.; El-Sayed, S.Z.; Sturm, B.; Wrigley, R.C. ; Yentsch, C.S. Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: System Description and initial imagery. **Science**, v. 210, n. 4465, p. 60-63, 1980.
- Houghton, R. W. The relationship of the sea surface temperature to thermocline depth at annual and interannual time scales in the tropical Atlantic ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C8, p. 15173-15185, 1991.
- Hovis, W.A. The NIMBUS-7 Coastal Zone Color Scanner (CZCS) Program. In: Gower, J. ed. **Oceanography from space**. New York: Plenum, 1981. p. 213 - 225.
- Hsieh, W. W. ; Boer, G. J. Global climate change and ocean upwelling. **Fisheries Oceanography**, v. 1, n. 4, p. 333-338, 1992.
- Jeffrey, S.W.; Vesk, M. ; Mantoura, R.F.C. Phytoplankton pigments: windows into the pastures of the sea. **Nature & Resources**, v. 33, n. 2, p. 14-29, 1997.
- Jerlov, N.G. **Optical oceanography**. Amsterdam: Elsevier, 1968. 194p.
- Johns, W. E.; Lee, T. N.; Schott, F. A.; Zantopp, R. J. ; Evans, R. H. The north Brazil current retroflection: seasonal structure and eddy variability. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. C12, p. 22103-22120, 1990.
- Kampel, M. **Caracterização dos modos principais de variabilidade dos campos de TSM no Atlântico utilizando dados AVHRR**. 111 p. São José dos

- Campos.(INPE-5535 - TDI/523). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1993.
- Kennish, M.J. **Practical handbook of marine science**. Florida: CRC Press, 1990. 710 p.
- Kiorbe, T. Turbulence, phytoplankton cell size, and the structure of pelagic food webs. **Advances in Marine Biology**, v. 29, n.1, p. 1-72, 1993.
- Kirk, J.T.O. **Light & photosynthesis in aquatic ecosystem**. Cambridge: Cambridge University Press, 1986. 401 p.
- Knox, R.A. ; Anderson, D.L.T. Recent advances in the study of the low-latitude ocean circulation. **Progress in Oceanography**, v. 14, p. 259-317, 1985.
- Large, W. G. ; Pond, S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. **Journal of Physical Oceanography**, v. 11, n. 4, p. 324-336, 1981.
- Leetmaa, A. ; Bunker, A. F. Update charts of the mean annual wind stress, convergences in the Ekman layers, and Sverdrups transports in the north Atlantic. **Journal of Marine Research**, v. 36, n. 2, p. 311-322, 1978.
- Levitus, S. Ekman volume fluxes for the world ocean and individual ocean basins. **Journal of physical oceanography**, v.18, n. 3, p. 271-279, 1988.
- Longhurst, A. ; Harrison, G. The biological pump: Profiles of plankton production and consumption in the upper ocean. **Progress in Oceanography**, v. 22, n.1, p. 47-123, 1989.
- Longhurst, A. Role of the marine biosphere in the global carbon cycle. **Limnology and Oceanography**, v. 36, n. 8, p. 1507-1526, 1991.
- Longhurst, A. Seasonal cooling and blooming in the tropical oceans. **Deep-sea Research I**, v. 40, n. 11/12, p. 2145-2165, 1993.
- Longhurst, A. Seasonal cycles of pelagic production and consumption. **Progress in Oceanography**, v. 36, n. 2, p. 77-167, 1995a.

- Longhurst, A. Interpreting CZCS images of the Amazon plume: reply to comments by F.; Müller-Karger, P.L. Richardson and D.McGillicuddy. **Deep-Sea Research I**, v. 42, n.11/12, p. 2139-2141, 1995b.
- Loukos, H. **Atlantic model**. [on line]. <<http://tmap.pmel.noaa.gov/~loukos>>. 1998.
- Loukos, H. ; Mémerly, L. Simulation of the nitrate seasonal cycle in the equatorial Atlantic ocean during 1983 and 1984. [on line]. <http://www.ipl.jussieu.fr/~hlod/html/loukos_mémery-99.html>. 3 Jun 1999.
- Madruga, J.L. **Diferenças relativas no desempenho de algoritmos de correção atmosférica ; bio-ópticos para o processamento das imagens CZCS no Atlântico Sudoeste**. São José dos Campos. 143 p. (INPE-6399 - TDI/615). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1997.
- Mann, K.H. ; Lazier, J.R.N. **Dynamics of Marine Ecosystems - Biological/Physical Interactions in the Oceans**. Oxford: Blackwell Science, 1996. 394 p.
- Marine Biology Learning Center (MBLC). **Home-page marine biology learning center**. [on line]. <<http://www.odysseyexpeditions.org/oceanography.html>>. May 1999.
- McClain, C. R. ; Firestone, J. An investigation of Ekman upwelling in the North Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. C7, p. 12327-12339, 1993.
- McClain, C. R.; Feldman, G. ; Esaias, W. Oceanic biological productivity. In: Gurney et al. ed. **Atlas of satellite observations related to global change**. Cambridge: Cambridge University Press, 1993, p. 251-264.
- McClain, C. R.; Cleave, M.L.; Feldman, G.C; Greeg, W.W.; Hooker, S.B. ; Kuring, N. Science quality SeaWiFS data for global biosphere research. **Sea Technology**, v. 39, n.9, p. 10-16, 1998.

- McClain, C.; Koblinsk, C; Lewis, M; Murtugudde, R.; Asanuma, I. ; Busalacchi, A.
Physical-Biological Interactions in the tropical Pacific and Atlantic equatorial surface layers. U.S. JGOFS Projects Synthesis & Modeling Project. Abstract. [on line]. <<http://www1.whoi.edu/mzweb/smpipi/mcclain.html>>. July 1999.
- McClain, C. R.; Esaias, W.;.; Feldman, G.C; Elrod, J.; Endres, D.; Firestone, J.; Darzi, M.; Evans, R. ; Brown, J. Physical and biological processes in the North Atlantic during the first GARP global experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. C10, p. 18027-18048, 1990.
- McClain, C.R.; Esaias, W.;.; Darzi, M.; Patt, F.S.; Evans, R.H.; Brown, J.W.; Arrigo, K.R.; Brown, C.W.; Barnes, R.A.; Kumar, L. **SeaWiFS Algorithms, Part 1.** Greenbelt: Goddard Space Flight Center/NASA, 1995. 38 p. (NASA Tech. Memo. 104566 /v. 28).
- McCreary, J.P. ; Lu, P. Interaction between the subtropical and equatorial ocean circulations: The subtropical cell. **Journal of Physical Oceanography**, v. 24, n. 2, p. 466-497, 1994.
- McDermott, D.A.; Harrison, D.; Larkin, N.K. **An Intercomparison of near-surface wind products over the ocean on monthly mean and longer time scales, 1985-1990.** Seattle: Pacific Marine Environmental Laboratory /NOAA, 1997. 163 p. (ERL PMEL-110 PB97-180111).
- Minas, M.; Herbland, A.; Ramade, A. La production primaire dans le structures hydrologiques de la divergence équatoriale en saison d'upwelling (campagne CIPREA I). **Océanographie Tropicale**, v. 18, n. 2, p. 319-329, 1983.
- Mitchell, B.G. Coastal Zone Color Scanner retrospective. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. C4, p. 7291-7992, 1994.
- Mobley, C. Q. **Light and Water.** New York: Academic, 1994, p. 64-147.
- Molinari, R. L.; Festa, J. F. ; Marmolejo, ;. Evolution of sea-surface meteorological field in the tropical Atlantic ocean during FGGE, 1979: I. Description of surface fields

- and computation of the surface energy fluxes. **Progress in Oceanography**, v. 14, p. 401-420, 1985.
- Monger, B.; McClain, C. ; Murtugudde, R. Seasonal phytoplankton dynamics in the eastern tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C6, p. 12389-1241, 1997.
- Morel, A. ; Berton, J.F. Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: Relationships reinvestigated in view of remote-sensing applications. **Limnology and Oceanography**, v. 34, n. 8, p. 1545-1562, 1989.
- Morel, S.; Prieur, L. Analysis of variations in ocean color. **Limnology and Oceanography**, v. 22, n. 4, p. 709-722, 1977.
- Mueller, J. L.; LaViolette, P.E. Color and temperature signatures of ocean fronts observed with the NIMBUS-7 CZCS. In: Gower, J. ed. **Oceanography from Space**. New York: Plenum, 1981. p. 295-302.
- Müller-Karger, F. E.; McClain, C.R. ; Richardson, P. L. The dispersal of the Amazon's water. **Nature**, v. 333, n. 6168, p. 56-59, 1988.
- Müller-Karger, F.E.; McClain, C.R.; Fisher, T.R.; Esaias, W.E. ; Varela, R. Pigment distribution in the Caribbean sea: Observations from space. **Progress in Oceanography**, v. 23, n.1, p. 23-64, 1989.
- Müller-Karger, F.E.; Richardson, P.L. ; McGillicussy, D. On the offshore dispersal of the Amazon's plume in the North Atlantic: comments on the paper by A. Longhurst, "Seasonal cooling and blooming in the tropical oceans". **Deep-Sea Research I**, v. 42, n. 11/12, p. 2127-2137, 1995.
- Nelson, D. M. ; Conway, H. L. Effects of the light regime on nutrient assimilation by phytoplankton in the Baja California and northwest Africa upwelling systems. **Journal of Marine Research**, v. 37, n. 2, p. 301-318, 1979.
- Neshyba, S. Light and color in the sea. In: **Oceanography perspectives on a fluid earth**. New York: John Wiley & Sons, 1987. p. 235-255.

- Olson, D.B. ; Hood, R.R. Modelling pelagic biogeography. **Progress in the Oceanography**, v. 34, n. 2-3, p. 161-205, 1994.
- Pedlosky, J. **Ocean Circulation Theory**. New York: Springer-Verlag. 1996. 453 p.
- Perry, M. J. Assessing marine primary production from space. **BioScience**, v. 36, n. 7, p. 461-467, 1986.
- Peterson, R. G. ; Stramma, L. Upper-level circulation in the south Atlantic ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1-74, 1991.
- Philander, S. G. **El Niño, La Niña and Southern oscillation**. New York: Academic, 1990. 293 p. International Geophysics Series, v. 46.
- Pickard, G. L.; Emery, E. **Descriptive physical oceanography : an introduction**. 5.ed. Oxford: Butterworth-Heinemann, 1995. 320 p.
- Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA). **Science and implementation plan for observating system to support tropical Atlantic climate studies 1997-200**. [online].
<<http://www.infremer.fr/orstom/pirata/pirata.html>>. 1996.
- Platt, T.; Carverhill, C. e Sathyendranatch, S. Basin-scale estimates of ocean primary production by remote sensing the North Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C8, p. 15147-15159, 1991.
- Pond, S. ; Pickard, G.L. **Introductory dynamical oceanography**. 2 ed. Oxford: Butterworth Heinemann, 1997. 329 p.
- Prasad, K.S. ; Haedrich, R.L. Satellite observations of phytoplankton variability on the Grand Banks of Newfoundland during a spring bloom. **International Journal of Remote Sensing**, v. 4, n. 2, p. 241-252, 1993.
- Raymont, J.;G. **Plankton and productivity in the oceans**. Oxford: Pergarmon Press, 1976. 660 p.
- Reverdin, G. The physical processes of the open ocean upwelling systems. Abstract. [on line]. <http://www.fu-berlin.de/dahlem/publications/no_es18/chapter6.html>. 1996.

- Richardson, P. L. ; Walsh, D. Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the Tropical Atlantic using ship drifts. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. C9, p. 10 537 - 10 550, 1986.
- Robinson, J. S. **Satellite oceanography and introduction for oceanographers and remote sensing scientists**. Southampton: Ellis Howood, 1985. 455p.
- Sea-Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS). **Sea-wide field-of-view sensor**. [online]. < <http://www.seawifs.gsfc.nasa.gov>>. 10 March 1999.
- Seibert, Q. D. Introduction to Ocean Optics. In: Ocean Optics, 6, California, 1979. **Anais**. California: SPIE ,1980. p. 15-43.
- Servain, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C8, p. 15137-15146, 1991.
- Servain, J.; Picaut, J. ; Busalacchi, A. J. Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic ocean depicted by sixteen years of the sea-surface temperature and wind stress. In: **Coupled Ocean-Atmosphere Models**. Amsterdam: Elsevier, 1985. p. 211-237. Oceanography series, v. 40.
- Servain, J.; Bulasalacchi, A. J.; McPhaden, M. J.; Moura, A. D.; Reverdin, G.; Vianna, M. ; Zebiak, S. E. A pilot research moored array in the tropical Atlantic (PIRATA). **Bulletin American Meteorological Society**, v. 79, n.10, p.2019-2031, 1998.
- Silveira, I. C. A.; Miranda, L. B. ; Brown, W. S. On the origins of the North Brazil current. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. C11, p. 22501-22510, 1994.
- Smith, R.C ; Baker, K.S. The bio-optical state of ocean waters and remote sensing. **Limnology and Oceanography**, v. 23, n. 2, p. 247-259, 1978.
- Smith, R. C. ; Wilson, W. H. Ship and satellite bio-optical research in the California Bight. In: Gower, J. ed. **Oceanography from Space**. New York: Plenum, 1981. p. 281-294.

- Stewart, R.H. **Methods of Satellite Oceanography**. California: University of California Press, 1985. 360 p.
- Stramma, L. Geostrophic transport of the South Equatorial current in the Atlantic. **Journal of Marine Research**, v. 49, n. 2, p. 281-294, 1991.
- Stramma, L. ; Schott, F. The mean flow field of the tropical Atlantic ocean. **Deep-Sea Research II**, v. 46, n. 1-3, p. 279-303, 1999.
- Strub, P. T. ; James, C.; Thomas, A. C. ; Abbott, M. R. Seasonal and nonseasonal variability of satellite-derived surface pigment concentration in the California current. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. C7, p. 11501-11530, 1990.
- Sturm, B. In: Frayse, G. ed. **Remote sensing applications in agriculture and hidrology**. Rotterdam: Balkema, 1980. p. 471-495.
- Sverdrup, H.U.; Johnson, M.W. ; Fleming, R.H. Phytoplankton in relation to physical-chemical properties of the environment. In: **The Oceans their Physics, Chemistry and General Biology**. New York: Prattice-Hall, 1942, p. 762-798.
- Tran, A.V.; Smith, ;.; Hyon, J.; Evans, R.; Brown, O. ; Feldman, G. **Satellite-derived multichannel sea surface temperature and phytoplankton pigment concentration data: A CD-ROM set containing monthly mean distributions for the global oceans**. California: Jet Propulsion Laboratory/California Institute of Technology. JPL D-10351, 1993, 28 p.
- United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO). **Opportunities and problems in satellite measurements of the sea**. 1986. 71p. UNESCO Technical Papers in Marine Science, v. 46.
- Van Camp, L.; Nykjaer, L.; Mittelstaedt, E. ; Schlittenhardt, P. Upwelling and boundary circulation off northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 4, p. 357-402, 1991.

- Vinogradov, M. Ecosystems of equatorial upwelling. In: Longhurst, A.R. ed. **Analysis of marine ecosystems**. New York: Academic, 1981. p. 69-93.
- Voituriez, B. ; Herbland, A. Étude de la production pélagique de la zone équatoriale de l'Atlantique a 4°W. **Cahiers ORSTOM série Océanographie.**, v. 15, n. 4, p. 313-331, 1977.
- Voituriez, B. ; Herbland, A. The use of the salinity maximum of the Equatorial undercurrent for estimating nutrient enrichment and primary production in the Gulf of Guinea. **Deep-Sea Research I**, v. 26, n. 1, p. 77-84, 1979.
- Wang, M. A sensitivity study of the SeaWiFS atmospheric correction algorithm: effects of spectral band variations. **Remote Sensing Environment**, v. 67, p. 348-359, 1999.
- Weisberg, R.H. ; Tang, T. Y. On the response of the equatorial thermocline in the Atlantic ocean to the seasonally varying trade winds. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, n. C4, p. 7117-7128, 1985.
- Weisberg, R. H. ; Tang, T. Y. Further studies on the response of the equatorial thermocline in the Atlantic ocean to the seasonally varying trade winds. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. C4, p. 3709-3727, 1987.
- Weisberg, R. H. ; Tang, T. Y. A linear analysis of equatorial Atlantic ocean thermocline variability. **Journal of Physical Oceanography**, v. 20, n. 12, p.1813-1825, 1990.
- Williams, R. G. ; Follows, M. J. The Ekman transfer of nutrients and maintenance of new production over the North Atlantic. **Deep-Sea Research I**, v. 45, p. 461-489, 1998.
- Wooster, W. S.; Bakun, A. ; Mclain, D. R. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. **Journal of Marine Research**, v. 34, n. 2, p. 131-141, 1976.
- Yentsch, C.S. The influence of phytoplankton pigments on the colour of sea water. **Deep Sea Research**, v. 7, n. 1, p. 1-9, 1960.

Yoder, J. A.; McClain, C.R.; Feldman, G.C. ; Esaias, W. E. Annual cycles of phytoplankton chlorophyll concentration in the global ocean: A satellite view. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 7, n. 1, p. 181-193, 1993.

APÊNDICE A

ROTINAS UTILIZADAS PARA LEITURA DOS DADOS E DERIVAR AS VARIÁVEIS FÍSICAS: CISALHAMENTO E BOMBEAMENTO DE EKMAN

1. Dados CZCS

```
=====
;ROTINA czcs.pro
;
; Uma rotina em IDL que permite ler os dados CZCS, nível 3, ;formato
HDF (imagens raster 8 bits): Converte as imagens de NC para ;concentração
de pigmentos, prepará-las para o FERRET e gera um ;arquivo de saída em ASCII.
;Variáveis: czcs= concentração de pigmentos em mg/m3
; iczcs=grade czcs inversa
;
;01/99 V.V.Menezes
=====
PRO czcs, entrada, saída ▶ Argumentos da Rotina

;Arquivo de entrada ▶ Em verde está descrito os passos realizados na rotina
entrada=''
READ,PROMPT='Entre com o arquivo de entrada(HDF):', entrada

;Criando o arquivo de saída
saida=''
READ,PROMPT='Entre com o arquivo de saída (DAT):', saida
OPENW, 1, saida ▶ Em maiúsculas, as funções do IDL ▶ Em letras minúsculas as variáveis definidas pelo usuário

;Para abrir o arquivo HDF
x=HDF_OPEN('entrada')

;Para ler os dados da imagem raster
HDF_DFR8_RESTART
HDF_DFR8_GETIMAGE, entrada, czcs, pal_orig ▶ Atribui a imagem raster, do arquivo entrada, à variável czcs; e a paleta a variável pal_orig

;Para converter NC em pigmento
czcs=10^(czcs*0.012-1.4 )
czcs[WHERE(czcs LT 0.04)]=-1.E+34 ▶ LT - função menor que
czcs[WHERE(czcs GT 35.0)]=-1.E+34 ▶ GT - função maior que

;Rotacionando a Matriz (X,Y)=(-X,Y)
iczcs=ROTATE (czcs, 7) ▶ 7 indica que a rotação é de 270° (A FUNÇÃO ROTATE ROTACIONA SEMPRE NO SENTIDO ANTI-HORÁRIO)
;Para gerar o arquivo de saída
PRINTF, 1, iczcs
CLOSE, 1
END
```

2. Dados GOSTA

```
=====
;ROTINA tsm.pro
;
; Uma rotina em IDL que permite ler os dados ;TSM/gostaplus,formato
ascii (grades em resolução de 1°), separá-los ;por mês, prepará-los para
o FERRET gerando ;arquivos mensais em ;ASCII.
;Variáveis: tsm=temperatura da superfície do mar (°C*100)
;          itsm=grade tsm inversa em °C
;01/99 V.V.Menezes
=====
PRO tsm,entrada,original,saida,m
;Arquivo de entrada
entrada=''
READ,PROMPT='Entre com o arquivo de entrada(TXT):',entrada
OPENR,1,entrada
;Criando o arquivo de saida
saida=''
READ,PROMPT='Entre com o arquivo de saida (DAT):',saida
OPENW,2,saida
;Determinando o mês (0-11-> meses do 1° ano;12-23-> meses do ;2° ano
m=''
READ,PROMPT='Entre com o mês (0 a 23)',m

;Criando a variável que receberá os dados TSM/gostaplus
original=INTARR(360,4320)
READF,1,original
;Extraindo dos dados o mês especificado na variável m
z=(m*180)
x=z+179
tsm=original(*;z:x)

;Igualando a grade de TSM a de pigmentos (valores missing) e
;"converte" para temperatura
tsm=tsm/100.
tsm[WHERE(tsm EQ -10.0)]=-1.E+34
tsm[WHERE(tsm EQ -327.68)]=-1.E+34
;Rotacionando a matriz tsm (X,Y)=(-X,Y)
itsm=ROTATE (tsm,7)
;Para gerar o arquivo de saida
PRINTF,2,itsm
CLOSE,1,2
END
```

**¹ Cria uma matriz de inteiros de 360 linhas x 420 colunas, e associa o arquivo a esta matriz*

Dimensão da matriz tsm

Resultado da divisão é um FLOAT, automaticamente a matriz gerada é uma matriz de FLOAT

**¹ O IDL lê o primeiro elemento da 1ª linha até o último elemento, antes de iniciar a próxima linha: INTARR (coluna,linha) !*

3. Dados ECMWF

```
=====
;ROTINA ecmwf.pro
;
;    Uma rotina que prepara os grades ECMWF para o FERRET gerando ;arquivos
mensais em ASCII. Obs: Neste caso, só foi necessário rotacionar a matriz
!
;;01/99 V.V.Menezes
=====
```

```
PRO ecmwf,entrada, saida
```

```
entrada= ' '
```

```
Read, Prompt= 'Entre com o arquivo input:', entrada
OPENR,1,entrada
```

```
saida= ' '
```

```
Read, Prompt='Entre com o arquivo saida:', saida
OPENW,2, saida
```

```
original=FLTARR (144,73)
READF,1,original
```

```
ivento=ROTATE (original,7)
PRINTF,2,ivento
```

```
CLOSE,1
CLOSE,2
```

```
FOR j=0,100 DO GOTO, in
```

```
END
```

4. Cálculo do Cisalhamento no programa FERRET

calc_cisalhamento.jnl

*!Description: cálculo da magnitude cisalhamento do vento e suas
!respectivas componentes zonal e meridional*

CANCEL MODE VERIFY

Comando para definir novas variáveis

LET ro_ar=1.3 *!densidade do ar*
LET awspd=ABS(wspd) *!define velocidade do vento em valor absoluto*

LET cdf = 0.0012
LET cdff=0.00049+0.000065*awspd
LET cd = IF awspd LT 11.0 THEN cdf ELSE cdff *Define o coeficiente de arrasto*

LET/TITLE="componente U do cisalhamento do vento em N/m²"
ucis=ro_ar*cd*ustr

LET/TITLE ="componente V do cisalhamento do vento em N/m²"
vcis=ro_ar*cd*vstr

LET/TITLE ="cisalhamento do vento" mcis=ro_ar*cd*(wspd²)

LET/TITLE ="cisalhamento do vento N/m²" cis=ro_ar*cd*wspd*awspd

SAVE/FILE=ATROP.cdf/APPEND ucis,vcis,mcis,cis

*Salva as novas variáveis no
arquivo ATROP.cdf*

SET MODE/LAST VERIFY

5. Estimativa do Bombeamento de Ekman

cal_Ekmam.jnl

*!Description: cálculo bombeamento de Ekman através das equações
!clássicas de Ekman, exceto na faixa equatorial 2°N-2°S*

SET MODE/LAST VERIFY
set grid GPU2

!define as variaveis
let cis_zon=\$1
let cis_mer=\$2

!parametros das equacoes
let ro_ag=1000
LET omega = 7.292e-5 *!velocidade angular da Terra em rad.s⁻¹*
LET f = 2*omega*sin(y*3.14159/180) *!parâmetro de Coriolis*

!equações

let tau_x_f= cis_zon/f
let tau_y_f= cis_mer/f
let tau_x=tau_y_f[i=@DDC]
let tau_y=tau_x_f[j=@DDC]
let rot=(tau_x-*tau_y*)*!rotacional de (tau/f)*

!calculando a ressurgencia de ekman utilizando o rotacional

let w=If j gt 18 AND j lt 22 then 0 else rot/ro_ag *!Na faixa equatorial
ekman != 0*

let w1=ignore0 (w)

LET/TITLE="Bombeamento de Ekman x 10⁻⁵ m/s" we=w1*100000

SAVE/FILE=ATROP.cdf/APPEND we

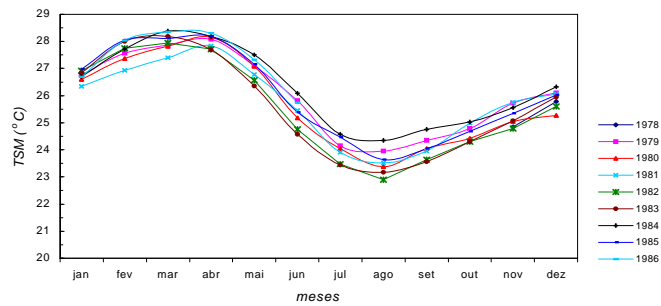
SET MODE/LAST VERIFY

APÊNDICE B

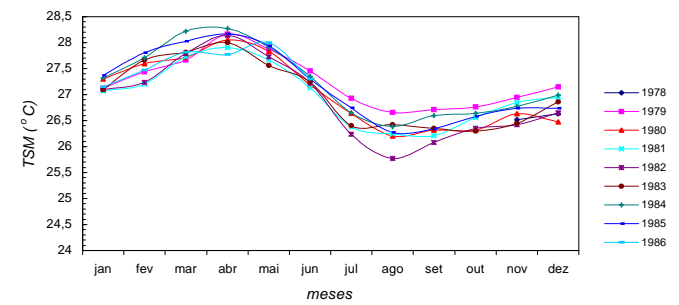
GRÁFICOS: TSM, CISALHAMENTO E SEUS RESPECTIVOS COMPONENTES, E BOMBEAMENTO DE EKMAN POR REGIÃO

1. TSM

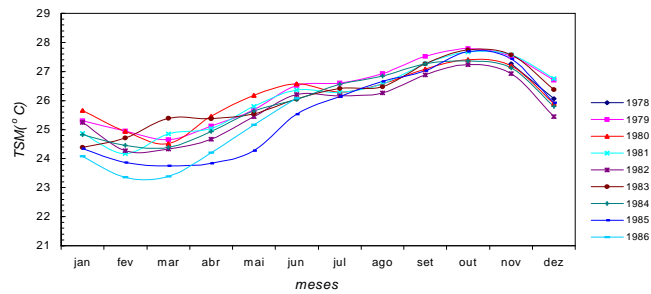
ATL



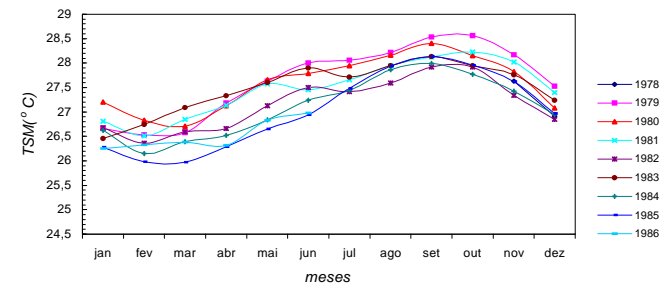
ATO



NOA

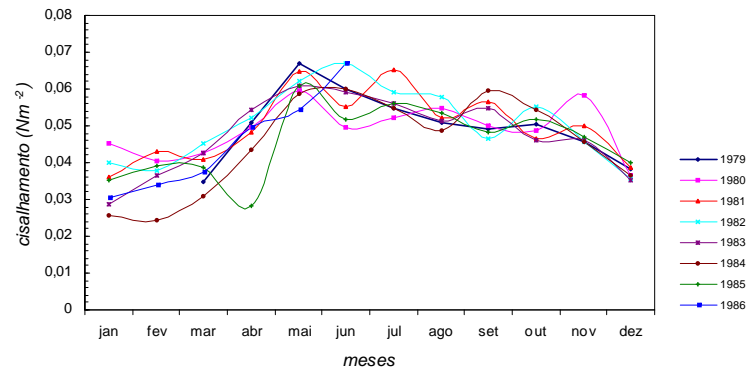


NEA

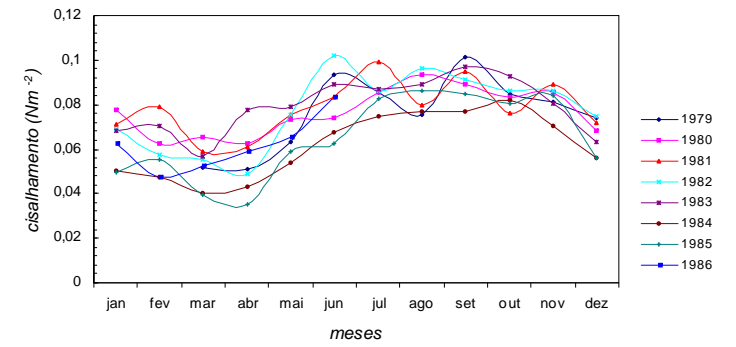


2. Cisalhamento

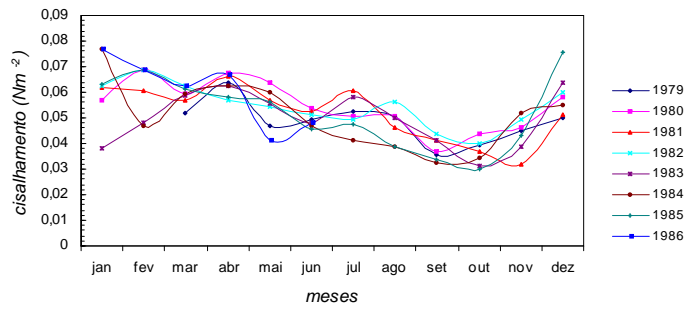
ATL



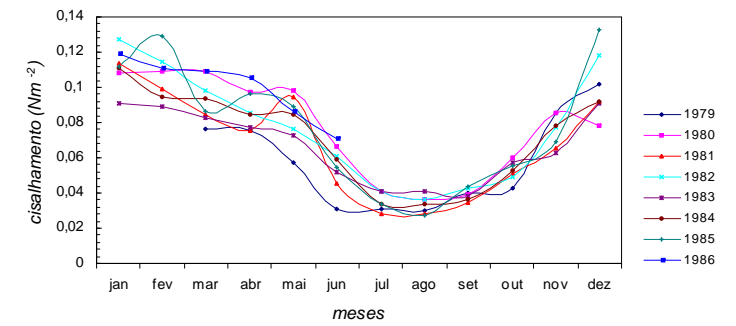
ATO



NOA

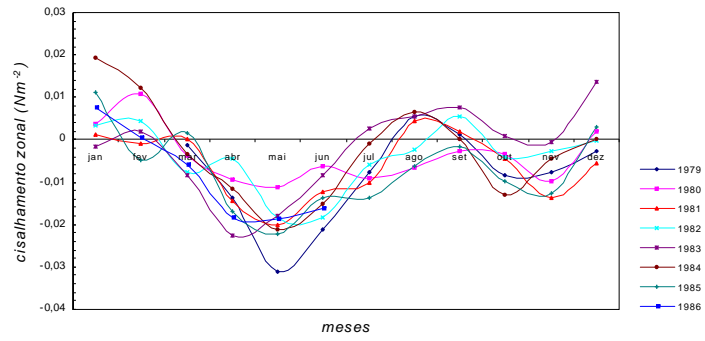


NEA

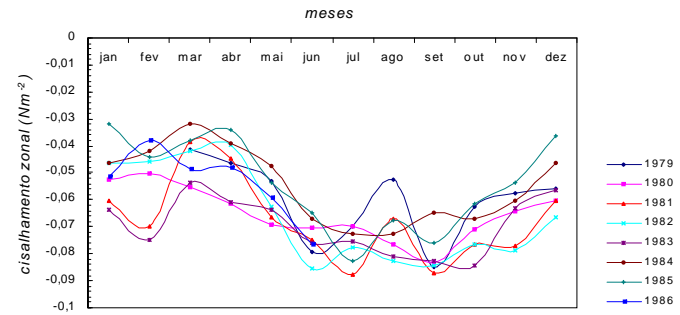


3. Componente Zonal do Cisalhamento do Vento

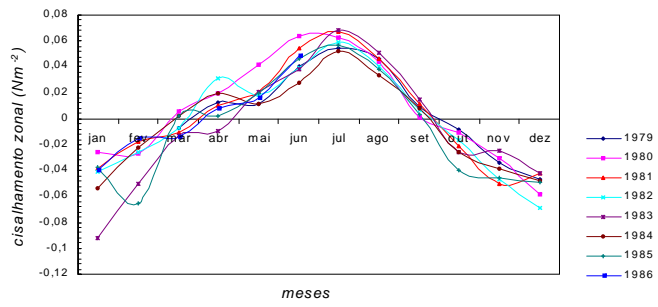
ATL



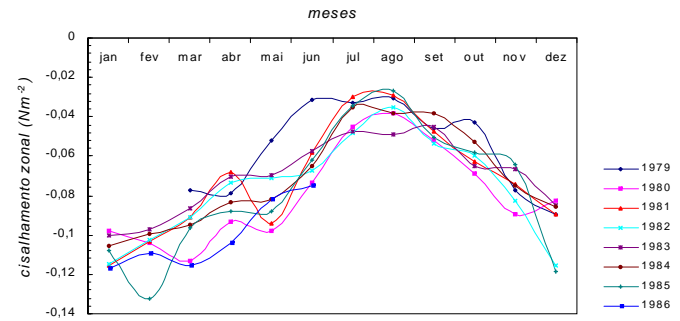
ATO



NOA

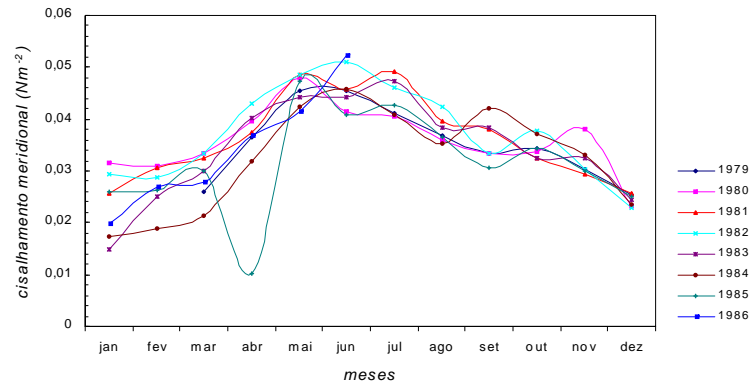


NEA

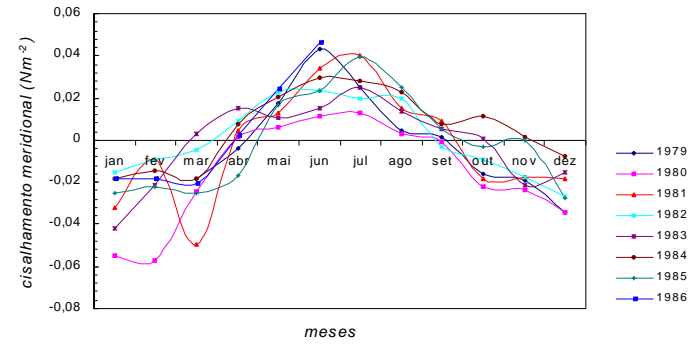


3. Componente Merdional do Cisalhamento do Vento

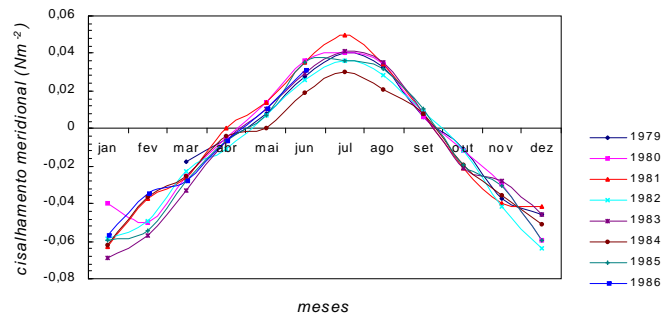
ATL



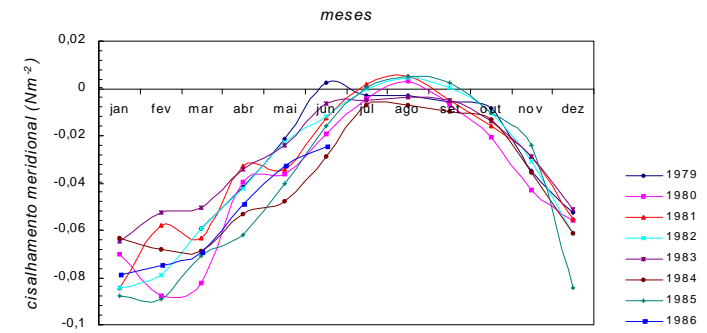
ATO



NOA

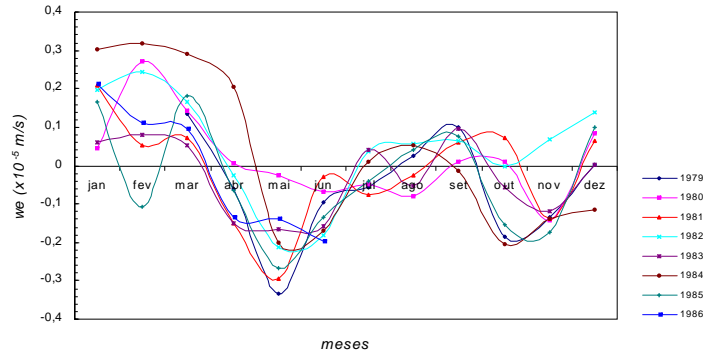


NEA

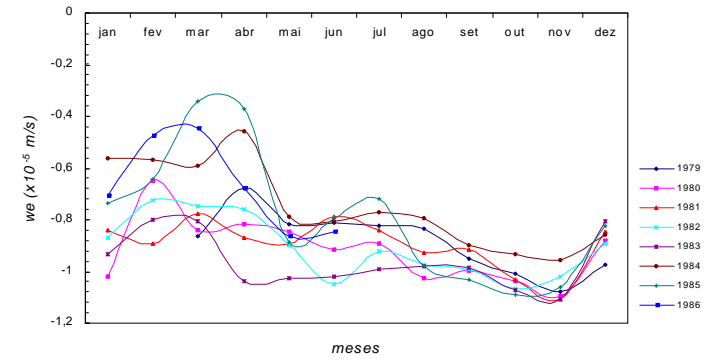


4. Bombeamento de Ekman

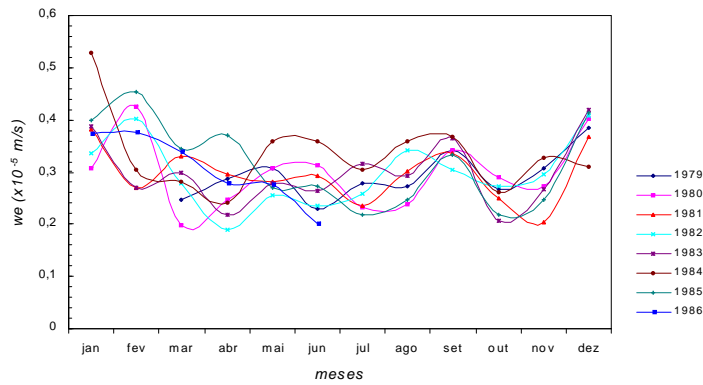
ATI



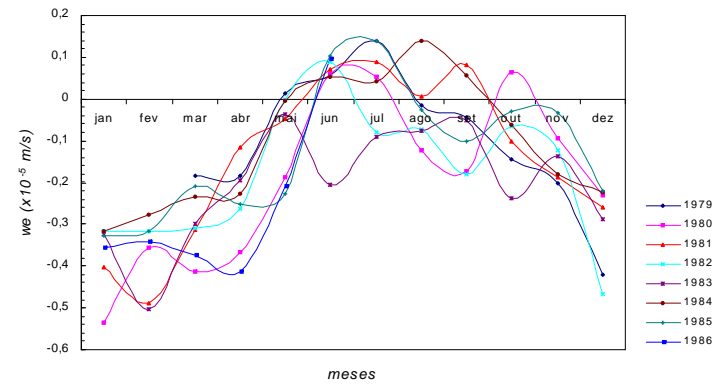
ATO



NOA



NEA



APÊNDICE C

TABELA : MÉDIA DA CONCENTRAÇÃO DE PIGMENTOS POR REGIÃO, DESVIO-PADRÃO E NÚMERO DE OBSERVAÇÕES

	ATL				ATO				NOA				NEA			
	med	desv	nobs ¹	nt ²	med	desv	nobs ¹	nt ²	med	desv	nobs ¹	nt ²	med	desv	nobs	nt
nov	0,4120	0,085	139	380	0,2781	0,054	187	258	0,42350	0,480	116	173	0,409	1,622	76	169
dez	0,4173	0,229	290	380	0,3057	0,413	226	258	0,47220	0,449	151	173	0,385	0,852	123	169
jan	0,4309	0,231	342	380	0,3203	0,543	234	258	0,55830	1,166	142	173	0,364	0,195	160	169
fev	0,3351	0,087	183	380	0,3271	0,366	61	258	0,54910	1,170	138	173	0,369	0,464	123	169
mar	0,3420	0,071	20	380	0,4081	2,716	29	258	0,70270	2,874	53	173	0,424	1,553	92	169
abr	0,2896	0,056	292	380	0,2744	0,298	233	258	0,76480	3,190	17	173	0,616	2,029	7	169
mai	0,3179	0,061	309	380	0,3024	1,039	209	258	0,43850	2,370	69	173	0,345	0,342	117	169
jun	0,3964	0,075	359	380	0,2905	0,180	242	258	0,42550	0,199	123	173	0,421	0,782	148	169
jul	0,4199	0,081	345	380	0,3002	0,255	237	258	0,40290	0,960	57	173	0,435	0,966	100	169
ago	0,4541	0,129	329	380	0,2844	0,056	237	258	0,56100	2,310	78	173	0,385	0,995	134	169
set	0,5345	0,406	300	380	0,3152	0,063	234	258	0,65350	2,448	102	173	0,532	0,715	156	169
out	0,6123	0,607	278	380	0,3832	0,076	213	258	0,80650	3,072	133	173	0,588	0,811	142	169
nov	0,6283	1,310	329	380	0,3749	0,087	238	258	0,87670	2,462	152	173	0,532	0,864	153	169
dez	0,7036	1,232	351	380	0,3731	0,298	237	258	0,91510	1,219	153	173	0,477	0,372	135	169
jan	0,5684	1,605	355	380	0,3540	0,321	230	258	0,63490	1,630	150	173	0,416	0,497	150	169
fev	0,4758	1,005	308	380	0,3026	0,058	198	258	0,65250	1,630	105	173	0,393	0,717	76	169

Med – média;

Desv –desvio padrão;

1 – Número de *pixels* válidos na região;

2 – Número total de *pixels* na região;

APÊNDICE D

Média Mensal 1979-1980: TSM, componente zonal e meridional do cisalhamento do vento na superfície e bombeamento de Ekman

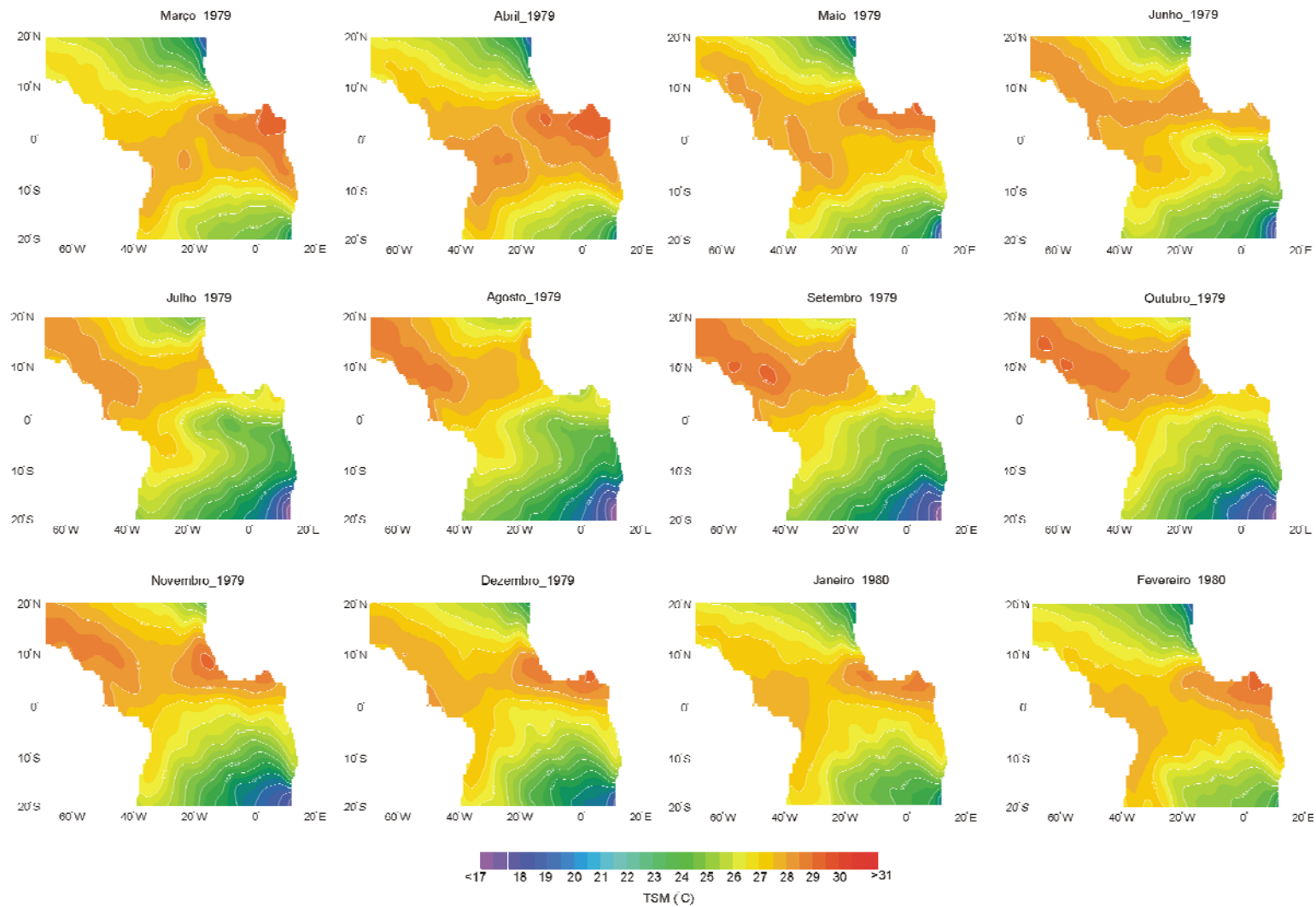


Fig. D1 - Temperatura da Superfície do Mar – Média Mensal 1979 /1980

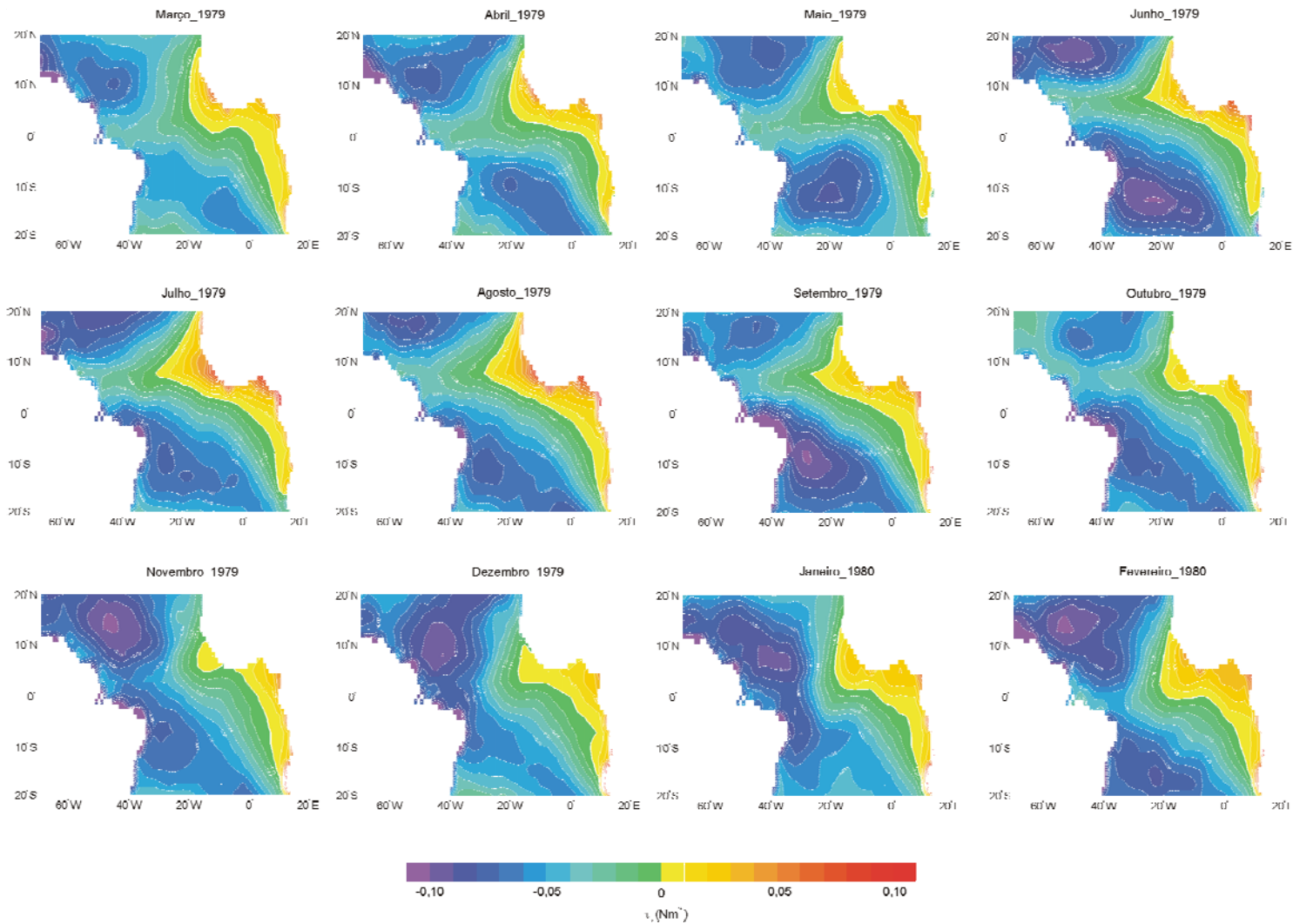


Fig. D2 - Componente Zonal do Cisalhamento do Vento na Superfície – Média Mensal 1979/1980

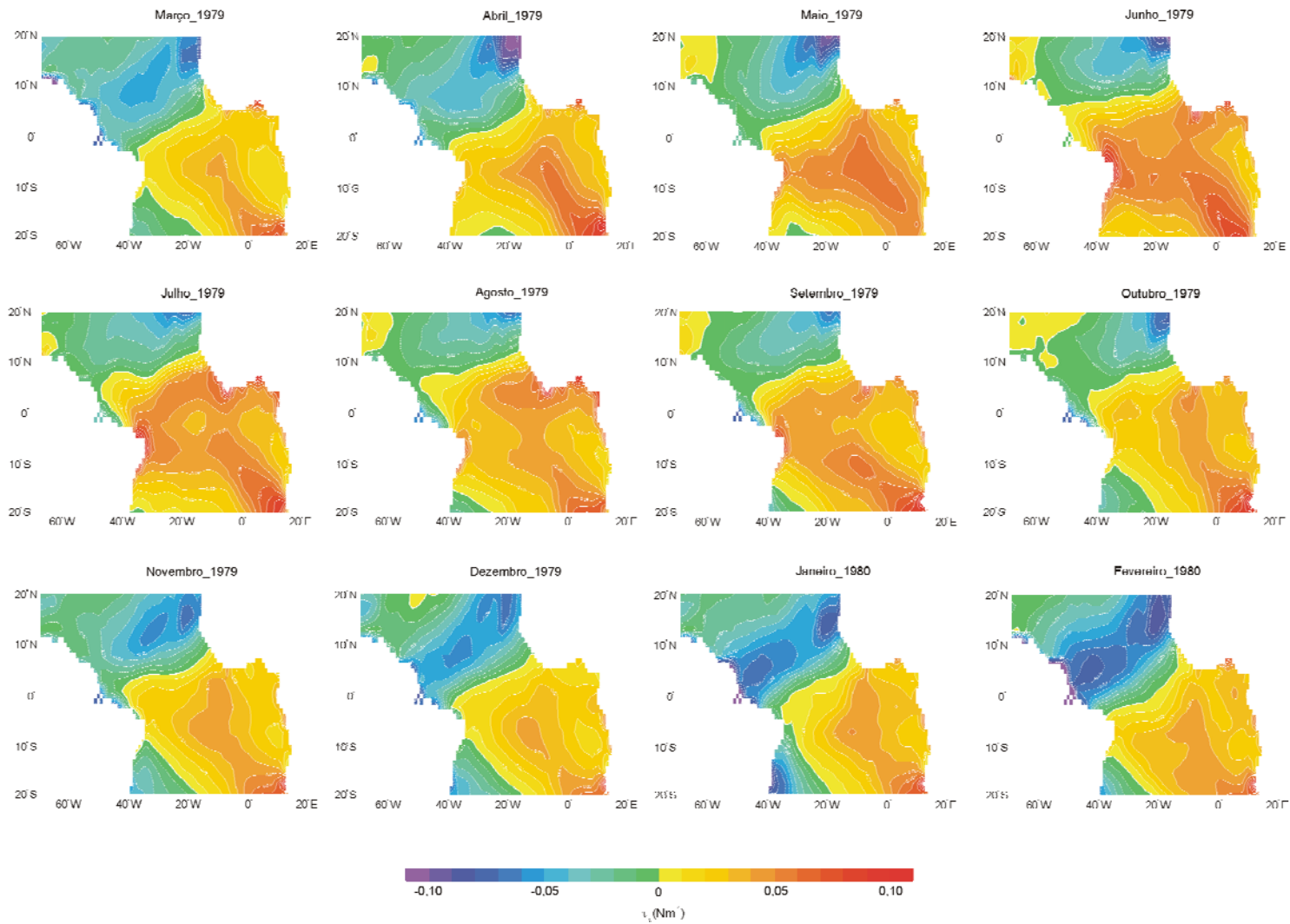


Fig. D3 - Componente Meridional do Cisalhamento do Vento na Superfície – Média Mensal 1979/1980

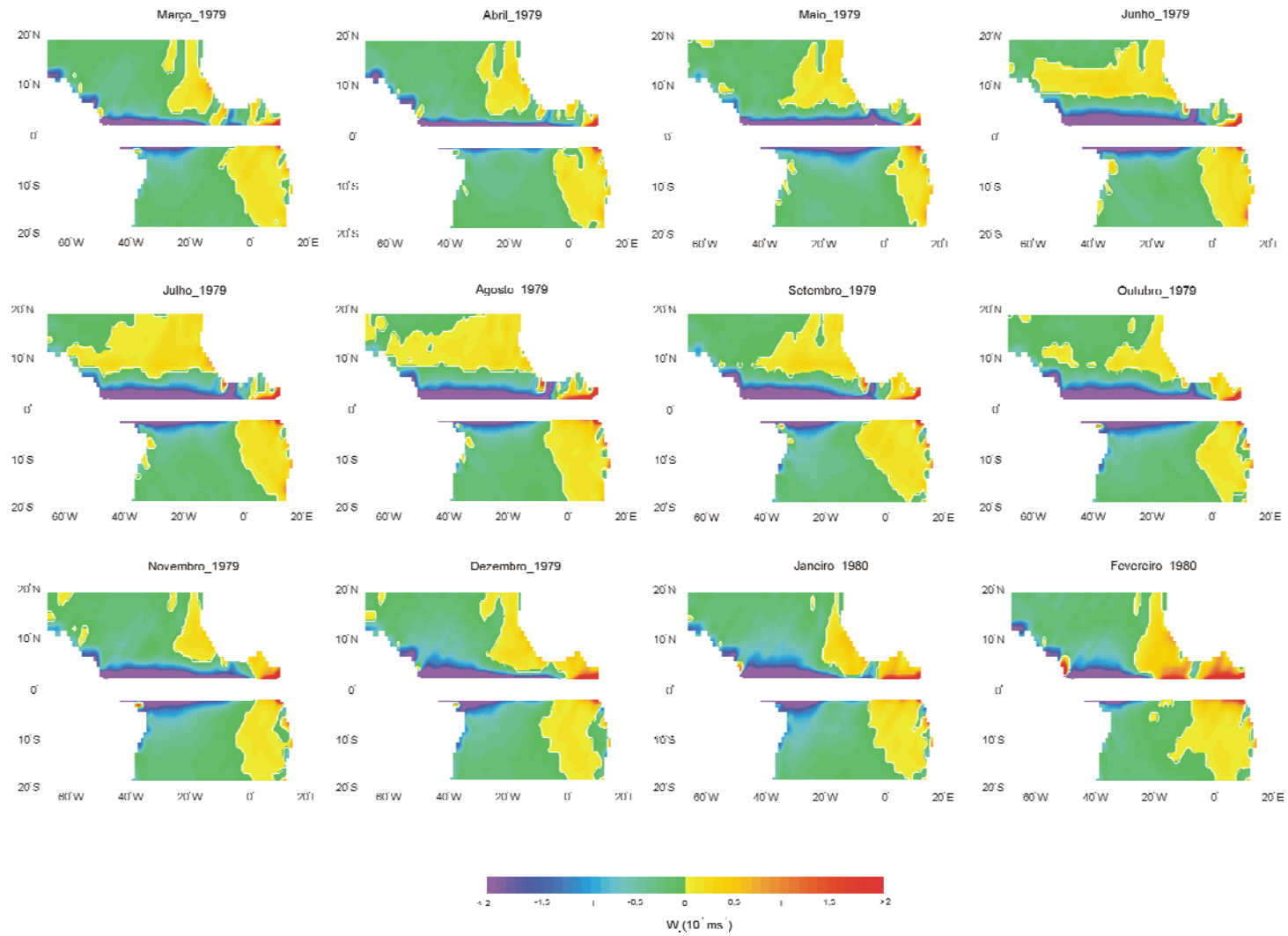


Fig. D4 - Bombeamento de Ekman – Média Mensal 1979-1980