

INSTITUTO DE QUÍMICA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - GEOQUÍMICA

TÚLIO MARCUS LIMA DA SILVA

**DINÂMICA DA DISPERSÃO DE PLUMAS NA PLATAFORMA CONTINENTAL DE
CABO FRIO-RJ: UMA ANÁLISE NAS ESCALAS DIÁRIA, SAZONAL E
INTERANUAL**

**UNIVERSIDADE
FEDERAL
FLUMINENSE**

**NITERÓI
2016**

TÚLIO MARCUS LIMA DA SILVA

**DINÂMICA DA DISPERSÃO DE PLUMAS NA PLATAFORMA CONTINENTAL DE
CABO FRIO-RJ: UMA ANÁLISE NAS ESCALAS DIÁRIA, SAZONAL E
INTERANUAL**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal Fluminense como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre. Área de Concentração: Geoquímica Ambiental.

Orientadora:

Prof.^a Dr.^a Ana Luiza Spadano Albuquerque

Coorientador:

Dr. André Luiz Belém

NITERÓI

2016

S568 Silva, Túlio Marcus Lima da.

Dinâmica da dispersão de plumas na plataforma continental de Cabo Frio-RJ: uma análise nas escalas diária, sazonal e interanual / Túlio Marcus Lima da Silva. – Niterói : [s.n.], 2016.

125 f. : il. ; 30 cm.

Dissertação (Mestrado em Geociências - Geoquímica Ambiental) - Universidade Federal Fluminense, 2016. Orientadora: Profª Drª Ana Luíza Spadano Albuquerque. Coorientador: Drº André Luiz Belém.

1. Material em suspensão. 2. Plataforma continental. 3. Sensoriamento remoto. 4. Cabo Frio (RJ). 5. Produção intelectual. I. Título.

CDD 551.4609

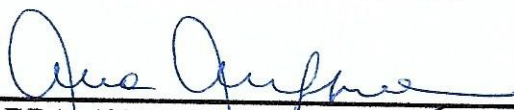
TULIO MARCUS LIMA DA SILVA

**DINÂMICA DA DISPERSÃO DE PLUMAS NA
PLATAFORMA CONTINENTAL DE CABO FRIO – RJ: UMA
ANÁLISE NAS ESCALAS DIÁRIA, SAZONAL E
INTERANUAL**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós - Graduação
em Geociências da Universidade Federal Fluminense,
como requisito parcial para a obtenção do Grau
de Mestre. Área de Concentração: Geoquímica
Ambiental.

Aprovada em março de 2016.

BANCA EXAMINADORA

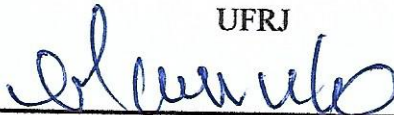


PROFA. DRA. ANA LUIZA SPADANO ALBUQUERQUE
ORIENTADORA/UFF



PROF. DR. ANDRÉ LUIZ BELÉM
CO-ORIENTADOR/UFF

PROF. DR. LEONARDO DE FARIA PERES
UFRJ



PROF. DR. EMMANOEL VIEIRA DA SILVA FILHO
UFF



PROF. DR. WILSON THADEU VALLE MACHADO
UFF

NITERÓI
2016

RESUMO

Plumas de material particulado em suspensão alteram a geoquímica de águas costeiras e são capazes de influenciar a estrutura e função da comunidade planctônica, devido ao aporte de elementos biogênicos e a transformações bioquímicas que disponibilizam nutrientes para a base da cadeia alimentar marinha. Configura-se, portanto, um potencial fertilizador que motivou a busca pela compreensão do mecanismo por trás da dispersão dessas feições no caso da Plataforma Continental de Cabo Frio-RJ. Para tanto, imagens geradas pelo sensor MODIS em um intervalo de 11 anos (2004 a 2014) foram selecionadas segundo critérios específicos de qualidade e então processadas para extração da área superficial das plumas. Em seguida, a variabilidade de área da pluma foi comparada a dados de reanálise do modelo *Wave Watch* III-NOAA em diferentes escalas temporais, considerando as variáveis de direção e velocidade do vento e altura e direção de ondas. Os resultados na escala de dias mostram que, no geral, inversões do vento de NE para ventos de SW-S-SE coincidiram com plumas mais restritas à linha de costa, sendo observada sua liberação gradual após a passagem de frentes frias. Sazonalmente, as plumas apresentaram maiores áreas durante o inverno (mediana: 21.793,00 km²), ainda que a precipitação e descarga fluvial na região sejam menores neste período. A análise interanual revelou que a superfície livre aumentou nos últimos anos (média de 12.708,29 km² em 2004 contra 21.713,71 km² em 2014), em uma tendência que corresponde às flutuações do regime de ondas e do fenômeno *La Niña*. Os resultados, portanto, indicam que as plumas que atingem Cabo Frio não tem seu desenvolvimento controlado pela vazão fluvial, estando em grande parte sujeitas ao regime de vento-onda local. Assim, propõe-se a descrição de um mecanismo de dispersão das plumas turbidas para o qual a combinação entre ação do vento e impulso das ondas dá origem à resultante que determina sua dimensão e fluxo preferencial. As principais conclusões são as seguintes: a dispersão das plumas ao longo dos dias interage de forma sistemática com a força do vento e a energia das ondas, a ponto de reproduzir uma dinâmica basicamente controlada por ambas; as maiores áreas observadas durante o inverno foram provocadas pela maior energia das ondas na estação, o que, por sua vez, pode ser explicado pela alta frequência de frentes frias; a variabilidade interanual de dispersão responde a processos climáticos de escala global, especificamente à ocorrência de fortes eventos *La Niña*, cujo reflexo direto é detectável no recente aumento da altura das ondas; a região próxima ao Cabo de São Tomé é a mais povoada pelas plumas, onde sua intensidade também é maior, enquanto que a dispersão de material é mais intensa no setor SO da plataforma (trecho Baía de Guanabara-Cabo Frio) e nas faixas mais externas.

Palavras-chave: Dispersão. Plumais detríticas. Cabo Frio.

ABSTRACT

Plumes of suspended particulate matter alter the geochemistry of coastal waters and are able to influence the structure and function of the planktonic community, due to delivery of biogenic elements and the contribution of biochemical processes providing nutrients to the base of the marine food chain. The coastal plumes as potential fertilizers motivated the seek for a better understanding of the mechanism behind the evolution of these features, in the continental shelf of Cabo Frio-RJ. For this purpose, images generated by the sensor MODIS comprising 11 years of observation (2004-2014) were selected according specific quality criteria and then processed to extract information of surface plumes. Variability of plume area was then compared to wind speed, wave height and direction from the Wave Watch III-NOAA program at different time scales. The results showed that, in the scale of days, NE to SW-S-SE wind inversions are related to plumes closer to the coast and an observed gradual relaxation after the passage of cold fronts. Seasonally, the plumes showed increasing coverage during winter (Median: 21,793.00 km²), although precipitation and river discharge in the region are lowest during this period. The interannual data analysis revealed that the free plume coverage increased in recent years (average of 12,708.29 km² in 2004 against 21,713.71 km² in 2014), in a trend that corresponds to fluctuations of the wave regime and La Niña phenomenon. Therefore, the results indicate that the plumes around Cabo Frio has its development not controlled by river discharge, being largely subject to a local wind-wave regime. Thus, this study describes the dispersion mechanism of coastal plumes in combination of wind and waves giving rise to process that determines their size and preferential flow. The main conclusions are as follows: plume dispersion in scale of days interact systematically with wind forcing and wave energy, enough to play primarily a dynamic control by both; the largest coverage observed during the winter were caused by the higher energy wave during the season, which, in turn, can be explained by the high frequency of cold fronts; the interannual variability dispersion responds to climate processes on a global scale, specifically the occurrence of strong events of La Niña, whose direct effects are detectable in recent increasing wave height; the region near the Cabo de São Tomé is the focal point of coastal plumes by where its intensity is also larger, while the dispersion of suspended material is more intense in the southwestern sector of the shelf (between Guanabara Bay and Cabo Frio) and in the outer shelf.

Keywords: Dispersion. Turbid Plumes. Cabo Frio.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Ilustração conceitual dos quatro estágios de dispersão de sedimentos fluviais no oceano costeiro	14
Figura 2 - Representação dos compartimentos e das principais correntes da plataforma continental brasileira e detalhe da área de estudo, contendo a Plataforma Continental de Cabo Frio	18
Figura 3 - Modelo conceitual proposto por Stech e Lorenzzetti (1992) para frentes frias se deslocando na direção SW-NE sobre a PCSE	20
Figura 4 - Ilustração em perspectiva do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio	22
Figura 5 - Imagem gerada a partir da aplicação de contraste sobre as bandas 1, 4 e 3 (composição True Color) do sensor MODIS-AQUA, referente ao dia 22/08/2012 e mostrando o transporte superficial através da pluma costeira e a presença de outra pluma com coloração azulada, possivelmente um resultado da ressurgência costeira	24
Figura 6 - Representação simplificada da captação do sinal refletido por corpos aquáticos por um sistema sensor orbital, incluindo a interação da radiação solar incidente com o meio aquático	27
Figura 7 - Coeficientes de absorção do fitoplâncton, água pura e da matéria orgânica dissolvida em diferentes comprimentos de onda.....	28
Figura 8 - Ilustração do processo de composição colorida de bandas do tipo cor natural, onde imagens geradas em bandas do espectro visível são associadas às cores primárias (canais) de modo a imitar o resultado da percepção visual humana da radiação eletromagnética	30
Figura 9 - Visão dos recortes geográficos de dois MODIS <i>Subsets</i> , o AERONET (A) e o FAS (B), com destaque para os retângulos que contém a região costeira do Rio de Janeiro.....	31
Figura 10 - Sequência de operações aplicadas às imagens de satélite utilizadas neste estudo.....	33
Figura 11 - Extrato da tabela de avaliação da qualidade e registro das observações realizadas sobre as imagens MODIS (pós-filtro).....	35
Figura 12 - (A) Grade definindo os limites da área de estudo; (B) a mesma imagem, já recortada e contrastada com a isóbata de 200 m em destaque. (C) Águas de baixa temperatura (SST) e (D) elevada produtividade (clorofila a) formando uma pluma de	

ressurgência observável em (E) composição <i>True Color</i> na costa SW de Cabo Frio-RJ.....	37
Figura 13 - Imagens monocromáticas das bandas (A) 1, (B) 4 e (C) 3, com (E) detalhe mostrando valores de número digital (ND) de alguns pixels da banda 4, inclusive regiões sem dados. (D) Resultado do processo de fatiamento em classes, aplicado à banda 4 e avaliado com base na (F) Imagem <i>True Color</i> resultante da composição colorida das três bandas, após aplicação de realce.....	39
Figura 14 - Coleta dos valores limite de ND de cada classe sobre os pixels da banda 4 do MODIS (“banda 2”, para o software)	40
Figura 15 - Imagem de uma tabela de consulta de cores (LUT) para visualização de dados em monitor.....	41
Figura 16 - Polígonos de classe após aplicação do <i>Dissolve</i> , estatística zonal e do cálculo de área	45
Figura 17 - Exemplo de um série de dados representada por um diagrama de caixa, indicando o significado de cada elemento que o compõe	47
Figura 18 - Vetores médios do estresse do vento e sua magnitude (cores) obtidos a partir de dados do satélite QuikSCAT no verão e inverno, entre 2000 e 2004.....	48
Figura 19 - (A) Relação no campo tempo-freqüência da Transformada Janelada de Fourier (TJF) e da Transformada de Ondaletas (TO). (B) Cobertura do espectro de freqüências pela TJF e pela TO.	51
Figura 20 - (A) Séries temporais de três argumentos de uma função seno e série temporal criada pela soma de cada série do gráfico “A” nos 8 primeiros segundos, enquanto nos 8 segundos restantes a série é formada apenas pela soma das duas séries de 1 e 10 Hz	52
Figura 21 - (A) Função ondaleta-mãe de Morlet, com largura e amplitude arbitrárias, com tempo na direção horizontal. (B) Construção da ondaleta de Morlet sobre uma curva seno modulada por um pacote Gaussiano	53
Figura 22 - Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais.....	56
Figura 23 - Frequência de dias observados por ano	60
Figura 24 - Imagem realçada do satélite AQUA, do dia 04/08/2013, mostrando uma grande pluma turbida	62
Figura 25 - Sequência diária de imagens mostrando a dispersão da pluma turbida de acordo com a ação do vento e das ondas (<i>swell</i>). Imagens de 17/11/2012 a 22/11/2012, geradas durante a estação úmida	65

Figura 26 - Evolução da frente fria que atingiu a PCSE no dia 25/11/12, após o primeiro caso de dispersão da pluma analisada em escala sinótica (dias a semanas)	66
Figura 27 - Evolução da frente fria que atingiu a PCSE no dia 08/07/12, após o segundo caso de dispersão da pluma analisada em escala sinótica (dias a semanas)	68
Figura 28 - Sequência diária de imagens mostrando a dispersão da pluma de acordo com a ação do vento e das ondas (<i>swell</i>). Imagens de 01/07/2012 a 06/07/2012, geradas durante a estação seca	69
Figura 29 - Sequência diária de imagens mostrando a dispersão da pluma de acordo com a ação do vento e das ondas (<i>swell</i>). Imagens de 23/06/2014 a 28/06/2014, geradas durante a estação seca	71
Figura 30 - Evolução da frente fria que atingiu a PCSE no dia 19/06/14, anteriormente ao terceiro caso de dispersão da pluma analisada em escala sinótica (dias a semanas).....	72
Figura 31 - Diagramas mostrando a variação sazonal de área da pluma de turbidez, discriminando suas diferentes classes e variação sazonal da vazão do Rio Paraíba do Sul, medida na Estação de Campos-Ponte, operada pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM.....	77
Figura 32 - Diagramas mostrando a variação sazonal de área da Pluma azul, discriminando suas diferentes classes, e a variação sazonal da pluma túrbida total (classe P)	82
Figura 33 - Distribuição de área da pluma túrbida total P (A) e da pluma P3 (B) no período estudado	84
Figura 34 - Distribuição de área da pluma P1 (A) e da pluma P2 (B) no período estudado	86
Figura 35 - Distribuição de área das plumas de ressurgência por classe PAZ1, PAZ2 e área total PAZ dentro do período estudado.....	89
Figura 36 - Sazonalidade da direção e intensidade do vento na Plataforma Continental de Cabo Frio	93
Figura 37 - Sazonalidade da direção e altura das ondas na Plataforma Continental de Cabo Frio no período entre 1997 e 2015	95
Figura 38 - Distribuição da Função Densidade de Probabilidade (em Inglês, Probability Density Function - PDF) da altura das ondas por estação do ano	96

Figura 39 - (A) Variação interanual da altura significativa (H_s) média das ondas. Média diária (A) e média mensal (B). Dados do período de 2004 a 2014	99
Figura 40 - A) Média mensal de 1/3 das ondas mais altas ($H_{1/3}$) a partir dos dados de altura significativa (H_s); B) ângulo de direção das ondas entre 0 e 200°, com valores oscilando em torno de 100° significando direção de propagação basicamente de SE-S para W-NW (de encontro à costa); e C) flutuação interanual do Índice Multivariado El Nino-Oscilação Sul (MEI).....	101
Figura 41 - Espectro de potência contínuo para as ondas $H_{1/3}$, de 1997 a 2015, e para o índice MEI, de 1950 a 2015	104
Figura 42 - Espectro de energia cruzado entre o índice MEI e as ondas $H_{1/3}$ de 1997 a 2015	105
Figura 43 - Proposta de modelo conceitual para a dispersão de plumas detríticas na Plataforma Continental de Cabo Frio.	110

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Atributos considerados para cada imagem, valores utilizados para sua avaliação e os critérios de aceitação definidos.	35
Tabela 2 - Definição de cada classe de pluma segundo a intensidade reflexiva e a pluma à qual pertencem.	40
Tabela 3 - Exemplo de decodificação dos índices de cor para sua classe de origem	42
Tabela 4 - Média diária e desvio padrão da área das diferentes classes de pluma. .	63
Tabela 5 - Estatística descritiva da pluma P	84
Tabela 6 - Estatística descritiva da pluma P3	85
Tabela 7 - Estatística descritiva da pluma P1	86
Tabela 8 - Estatística descritiva da pluma P2	87
Tabela 9 - Estatística descritiva da pluma PAZ1.....	89
Tabela 10 - Estatística descritiva da pluma PAZ2.....	90
Tabela 11 - Estatística descritiva da pluma PAZ.....	90
Tabela 12 - Frequência de ocorrências para cada combinação possível entre o índice MEI e a altura de onda $H_{1/3}$	102
Tabela 13 - Influência de diferentes fatores físicos sobre a dispersão das plumas, detre os levantados neste trabalho e os tratados na literatura, sobre a variabilidade da pluma total de sólidos suspensos, em diferentes escalas temporais	109

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

AC	Água Costeira
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AED	Análise Exploratória de Dados
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASP	Água de Plataforma
AT	Água Tropical
BG	Baía de Guanabara
CB	Corrente do Brasil
CF	Cabo Frio
CI	Cone de Influência
CM	Corrente das Malvinas
CST	Cabo de São Tomé
ENOS	<i>El Niño</i> -Oscilação Sul
FF	Frente Fria
Hs	Altura significativa de onda
H _{1/3}	1/3 das ondas mais altas
MEI	Multivariate ENSO Index
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
ND	Número digital
N	Norte
NE	Nordeste
NW	Noroeste
P	Pluma Túrbida Total
P1	Pluma de Classe 1
P2	Pluma de Classe 2
P3	Pluma de Classe 3
PAZ	Pluma Azul
PAZ1	Pluma Azul 1
PAZ2	Pluma Azul 2
PC	Plataforma Continental
PCCF	Plataforma Continental de Cabo Frio
PCSE	Plataforma Continental Sudeste

PDF	<i>Probability Density Function</i>
RGB	<i>Red Green Blue</i>
RPS	Rio Paraíba do Sul
S	Sul
SE	Sudeste
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SRCF	Sistema de Ressurgência de Cabo Frio
SW	Sudoeste
LUT	<i>Colour Lookup Table</i>
Tp	Período de Pico de onda
TFJ	Transformada de Fourier Janelada
TO	Transformada de Ondaletas
TSM	Temperatura Superficial Marinha
WWIII	<i>Wave Watch III</i>

SUMÁRIO

RESUMO.....	5
ABSTRACT.....	6
LISTA DE FIGURAS	7
LISTA DE TABELAS	11
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS	12
1 INTRODUÇÃO	13
2 OBJETIVOS.....	17
2.1 OBJETIVO GERAL	17
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
3 ÁREA DE ESTUDO	18
4 SENSORIAMENTO REMOTO DA ÁGUA E O SENSOR MODIS	26
5 MÉTODOS	33
5.1 SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO	33
5.2 ANÁLISE EXPLORATÓRIA DE DADOS.....	45
5.3 AQUISIÇÃO E ANÁLISE DOS DADOS DE ONDAS E VENTOS.....	47
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	58
6.1 LEVANTAMENTO DE IMAGENS.....	58
6.2 ASPECTOS DA DELIMITAÇÃO DA PLUMA	60
6.3 VARIABILIDADE TEMPORAL DA ÁREA DAS PLUMAS	63
6.3.1 Escala Diária	63
6.3.2 Escala Sazonal	75
6.3.3 Escala Interanual	83
6.4 LEVANTAMENTO ESTATÍSTICO DE VENTOS E ONDAS	92
6.5 MECANISMO DE FORMAÇÃO E DISPERSÃO DAS PLUMAS	106
7 CONCLUSÕES	111
8 REFERÊNCIAS.....	114

1 INTRODUÇÃO

Plumas costeiras, plumas detríticas, plumas fluviais ou ainda plumas de turbidez podem ser definidas como feições oceânicas observáveis a nível superficial que, segundo Yankovsky e Chapman (1997), são produzidas pela descarga de rios sobre águas costeiras ou pelo encontro entre bacias com diferentes massas d'água. Possuem escala e forma variável e transportam material detrítico na forma particulada e dissolvida, cuja fonte predominante, por sua vez, é comumente atribuída ao carreamento superficial (*runoff*) continental e à ressuspensão de sedimentos do fundo marinho (OLIVEIRA et al., 2012; HORNER-DEVINE; HETLAND; MACDONALD, 2015). O resultado visual é a formação de uma região delimitada por uma fronteira que marca a diferença de densidade entre as águas, tornando a pluma distinguível pela sua cor e turbidez (YANKOVSKY; CHAPMAN, 1997). Constituem um dos estágios finais do transporte na interface continente-oceano (OLIVEIRA et al., 2012) e apesar de estarem mais presentes e alcançarem maiores projeções na superfície, podem influenciar toda a coluna d'água ou mesmo ocupá-la integralmente, principalmente em zonas mais rasas (YANKOVSKY; CHAPMAN, 1997; SCHETTINI, 2002).

Influenciando o transporte de material particulado e dissolvido (inclusive nutrientes), a pluma gera efeito sobre a produtividade primária, uma vez que carrega material pelágico contendo elementos biogênicos essenciais para a nutrição dos ecossistemas costeiros (SMITH; HITCHCOCK, 1994; RAYMOND; COLE, 2003). A deposição definitiva destes sólidos pode ocorrer após intervalos consideráveis de tempo e distância, desde a sua descarga pelo sistema fluvial até a sua integração ao registro geológico de longo prazo (WRIGHT; NITTROUER, 1995). Na área de estudo, este processo pode ser ilustrado pela presença do banco de lama a sudeste de Cabo Frio, uma vez que segundo Dominguez (1987) e Dominguez et al. (2013), correntes ao longo da plataforma transportam para o local sedimentos derivados da Baía de Guanabara, Rio Paraíba do Sul e de rios menores.

Ao comparar diferentes ambientes, Wright e Nittrouer (1995) assumiram estágios distintos de dispersão do material de pluma, onde primeiramente ocorre o espalhamento imediato da descarga túrbida da foz e sua desaceleração mar a dentro (estágio I), seguida da deposição inicial de grande proporção desse material (estágio II), para então de forma simultânea ou subsequente, ondas, correntes ou

falhas topográficas causarem sua ressuspensão e posterior transporte (estágio III), o que, por sua vez, deve se repetir várias vezes antes da sua acumulação final sob uma crescente coluna de sedimento (estágio IV), tido este como o último estágio de evolução da pluma (Figura 1). A seguir, os estágios serão descritos em maior detalhe.

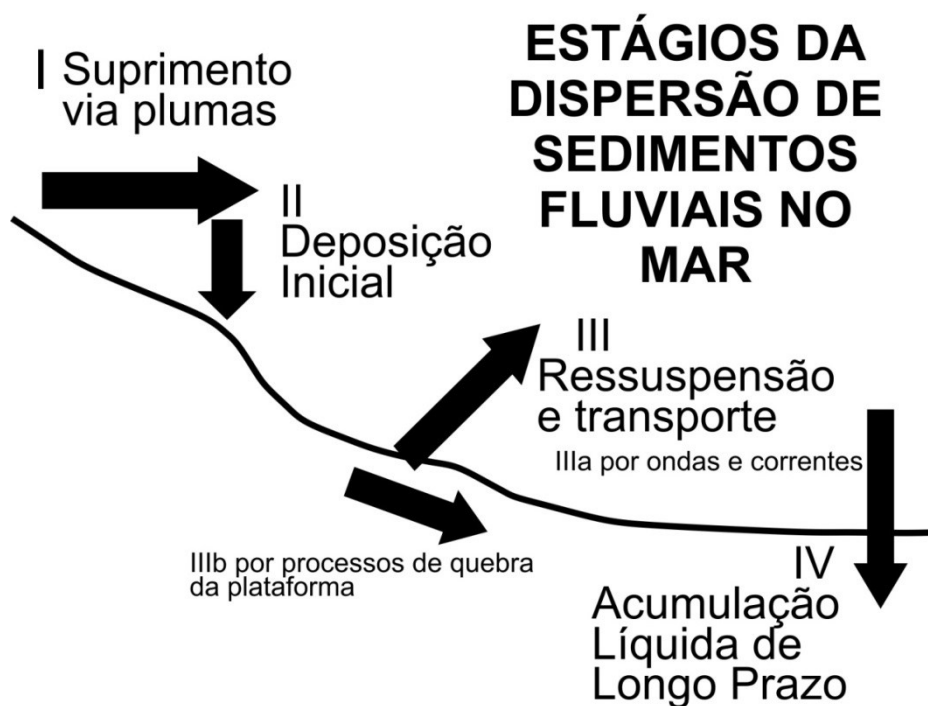


Figura 1 - Ilustração conceitual dos quatro estágios de dispersão de sedimentos fluviais no oceano costeiro. I: suprimento via plumas, II: deposição inicial, III: ressuspensão e transporte (IIIa: por ondas e correntes, IIIb: por processos na ruptura do talude), e IV: acumulação líquida de longo prazo. Fonte: adaptado de WRIGHT; NITTROUER, 1995.

Durante o estágio I, parte dos sólidos carregados pelo rio são desencorporados da pluma, e um dos fatores determinantes de quão distante os sedimentos serão inicialmente depositados (estágio II) é a flutuabilidade (\hat{g}), cujo valor depende da diferença de densidade entre as águas marinhas e o corpo da pluma, sendo a deste último função de sua salinidade, concentração de sólidos, temperatura e adicionalmente do grau de mistura entre águas continentais e oceânicas, o qual é influenciado pela altura das ondas e marés. A flutuabilidade pode ser positiva ($\hat{g} > 0$, pluma tende à superfície) ou negativa ($\hat{g} < 0$, pluma tende ao fundo), sendo que o primeiro caso predomina nos sistemas dispersivos modernos, já que raramente a concentração do particulado suprime o diferencial de densidade por salinidade, exceto em rios com cargas especialmente elevadas ou com alta recarga

costeira. A velocidade do estágio II depende da taxa de desaceleração e sedimentação da pluma, podendo ser incrementada pela fricção com o fundo e declividade topográfica reduzida. O estágio III ocorre de forma geral em grandes sistemas que deságuam no ambiente de alta energia da plataforma interna, sendo comum ocupar totalmente a coluna d'água, a não ser nos casos de maior estratificação vertical, que diminuem a influência do estresse do vento sobre as camadas inferiores. Em regiões onde o pico de descarga fluvial coincide com o momento de maior energia oceanográfica, o estágio II tende a ser simultâneo ao estágio III, podendo anteceder-lo de modo a desfavorecer a deposição. O estágio final (IV) está ligado ao estágio III pela camada de mistura superficial do fundo oceânico, onde processos físicos e biológicos controlam a influência dos processos oceanográficos sobre o sedimento depositado. A camada de consolidação final se encontra logo abaixo, onde o material previamente transportado pela pluma será depositado no longo prazo (escala de 10^3 anos) dependendo do seu tempo de residência na camada de mistura.

Segundo Horner-Devine, Hetland e Macdonald (2015), além do estresse do vento, os principais fatores controladores da etapa de transporte de águas fluviais para além da foz (estágio III) são a flutuabilidade da pluma e as correntes costeiras, sendo também fortemente influenciada pela rotação da terra. Nessa fase, os processos de mistura próximo à foz do rio ou no núcleo do campo próximo também desempenham um importante papel, devido ao gradientes de pressão baroclinicos da pluma, proporcionais aos seus gradientes internos de densidade. O estresse do vento, em particular, está ligado ao transporte de Ekman na camada superficial, gerando fluxo em direção ao oceano durante a divergência entre vento e corrente superficial, e em direção à costa no caso de convergência.

Yankovsky e Chapman (1997) classificaram as plumas em dois tipos, segundo seu contato com o fundo: advectadas superficialmente e advectadas no fundo. As primeiras ocupam a porção superficial da coluna d'água, mantendo pouco contato com o fundo e formando uma fina camada sobre a massa d'água de densidade superior. Seu alcance, porém, não é muito grande, podendo se dispersar por até 10 a 15 km plataforma afora. As plumas de fundo, por outro lado, ocupam toda a coluna d'água e são controladas pelos processos que operam neste nível, podendo chegar a profundidades muito maiores (~ 200 m) do que a da sua região geradora e se projetar por distâncias maiores que 100 km. Há ainda o caso

intermediário de plumas que se comportam como superficiais ou profundas de acordo com sua evolução sobre a plataforma. Nessas plumas, o contato com o fundo é mantido temporariamente até o ponto de desligamento (*liftoff point*) a partir do qual sua frente migrará gradualmente para a superfície.

É importante mencionar que não existe uma separação efetiva dos estágios descritos anteriormente, já que os mesmos não possuem restrição direcional e são espaço-temporalmente coincidentes. Além disso, as partículas podem levar de décadas a milhares de anos para depositarem de forma definitiva (WRIGHT; NITTROUER, 1995), de modo que deve ocorrer um ciclo exaustivo de ressuspensão-deposição após o primeiro estágio. De forma natural, a diversidade estrutural e funcional dos ambientes de plataforma ao redor do mundo determina como esse transporte efetivamente ocorre, ressalvado, porém, a generalidade inerente ao modelo apresentado e sua utilidade para a compreensão particular dos processos físicos que controlam a pluma. Por fim, predomina na literatura sobre o assunto uma abordagem a nível de estuários e restrita ao primeiro estágio de transporte, sem dispensar atenção à dinâmica de dispersão no nível de plataforma média e externa, principalmente no caso de sistemas fluviais de pequeno-médio porte desaguardando em largas plataformas, como é o caso das plumas de turbidez na Plataforma Continental de Cabo Frio (PCCF).

Tal movimentação embarca uma rede de processos de transformação bioquímica influenciados pelas condições físicas na pluma, controlando assim a disponibilidade de nutrientes para os diferentes níveis tróficos, bem como a estrutura e função das comunidades biológicas, especialmente a planctônica (MCKEE, 2001). Assim, a presença da pluma altera as condições tróficas da massa d'água, produzindo um incremento da produtividade costeira. Esse potencial fertilizador tem sido demonstrado por vários estudos ao redor do mundo, dentre eles os de Bastos et al. (2011), Lohrenz et al. (2008), Schofield et al. (2013), O'Brien et al. (2006), Shipe et al. (2006), Sierra et al. (2002), e Dagg et al. (2004), os quais demonstram diferenças marcantes de produtividade primária baseadas na distribuição espacial e na sazonalidade das plumas de sedimento em águas de plataforma.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Conhecer e explicar a dinâmica que envolve a dispersão de plumas com elevado grau de turbidez sobre a região da Plataforma Continental de Cabo Frio e seu entorno.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar a variabilidade de área das plumas de sedimento costeiras em diferentes escalas temporais,
- Buscar coerência entre os dados de dimensão das plumas e forçantes físicas ligadas à oceanografia regional, como regime de ventos e ondas e fenômenos climáticos de larga escala.
- Entender o mecanismo controlador da dispersão de plumas costeiras sobre a Plataforma Continental de Cabo Frio, culminando na proposição de um modelo conceitual.

3 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é formada pela Plataforma Continental de Cabo Frio e suas imediações, localizada no trecho da plataforma brasileira conhecida como Plataforma Continental Sudeste (PCSE), a qual, por sua vez, é delimitada pelas latitudes 22° S e $28^{\circ} 30'$ S, tomando-se como referência o litoral desde o Cabo de São Tomé, no estado do Rio de Janeiro, até o Cabo de Santa Marta Grande, no estado de Santa Catarina (Figura 2). Nesta região, as isóbatas seguem a direção da linha de costa até a profundidade de quebra da plataforma, que está entre 100 e 160 m (KNOPPERS et al., 2002).

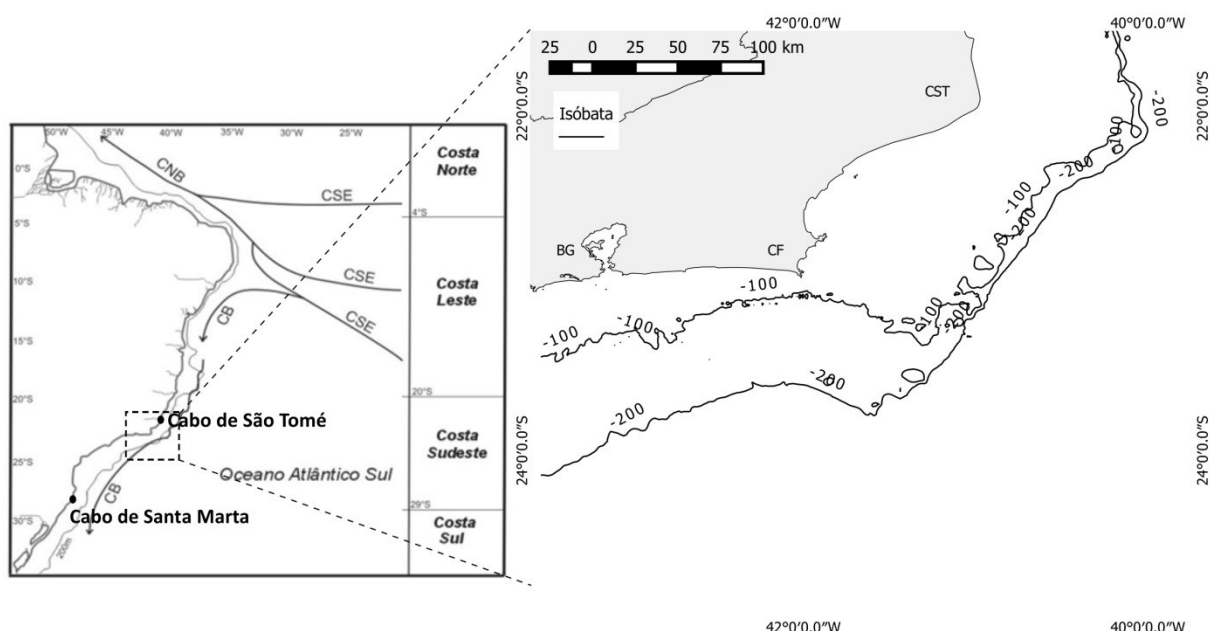


Figura 2 - Representação dos compartimentos e das principais correntes da plataforma continental brasileira (esquerda) e detalhe da área de estudo (direita), contendo a Plataforma Continental de Cabo Frio. As linhas contínuas numeradas representam isóbatas. CB: Corrente do Brasil; CSE: Corrente Sul Equatorial; CNB: Corrente do Norte do Brasil. BG: Baía de Guanabara, CF: Cabo Frio, CST: Cabo de São Tomé. Base cartográfica: GEBCO One Minute Grid, versão 2.0 (<http://www.geco.net>); IBGE 2007 (http://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm)
Fonte: KNOPPERS et al., 2002, adaptado (figura à esquerda).

A corrente de contorno oeste (W) do Giro Subtropical do Atlântico Sul, conhecida como Corrente do Brasil (CB), é a principal feição controladora da hidrodinâmica regional. Fluindo para o sul, bordeja o continente sulamericano até encontrar a Corrente das Malvinas (CM) na região da Convergência Subtropical ($33 - 38^{\circ}$ S), quando se afasta da costa (SILVEIRA; DE MIRANDA; BROWN, 1994). O

meandramento ocasionado pela instabilidade da CB provoca a formação de vórtices na plataforma média, os quais, juntamente com a ação do divergente dos ventos (CASTELAO; BARTH, 2006) e da frente térmica de plataforma (CASTRO FILHO, 2014), controlam a circulação das águas na faixa entre 10 e 60 km da costa.

Quanto à composição, a CB é formada pelo empilhamento de massas d'água características do Atlântico Sul, transportando a chamada Água Tropical (AT) na camada superior e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) em uma camada intermediária (STRAMMA; ENGLAND, 1999). A AT é descrita como uma massa de água quente e salina ($T > 20\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S > 36.4$) que ocupa a superfície do Atlântico Sul Tropical (CAMPOS; GONÇALVES; IKEDA, 1995) enquanto a ACAS se caracteriza por ser uma massa de água fria e de baixa salinidade ($T < 20\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S < 36.4$) (CASTRO FILHO; MIRANDA, 1998) que é formada pelo afundamento das águas da CB na região da Convergência Subtropical (CAMPOS; VELHOTE; SILVEIRA, 2000; CASTRO FILHO et al., 2006; SOUZA et al., 2011)

Quando a ACAS, uma massa d'água rica em nutrientes, alcança a zona fótica da coluna d'água, caracteriza o fenômeno conhecido como ressurgência, o qual é responsável pelo controle da circulação regional e aumento da produtividade primária (CASTRO FILHO, 2014). O ambiente indutor de ressurgência na PCCF é configurado por diferentes fatores, que atuam em escalas distintas, porém interferentes, sendo o principal deles o estresse do vento (CASTELAO; BARTH, 2006), caracterizado pelo divergente entre a persistência de ventos de nordeste (NE) e a linha de costa, resultando no transporte de água em camadas superiores para a parte externa da plataforma através do mecanismo denominado Transporte de Ekman.

O fluxo superficial NE soprando ao longo da costa é mantido pela atividade do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e seu comportamento sazonal está ligado à mudança de posição deste (STECH; LORENZZETTI, 1992). O ASAS se encontra mais próximo do continente sulamericano em julho e mais afastado em janeiro, resultando em maior pressão sobre a PCSE no inverno, condição que ocasiona o relaxamento do padrão NE e sua distribuição parcial entre Sul, Sudoeste (SW) e Sudeste (SE). O resultado é a menor divergência do vento e, consequentemente, ressurgência menos intensa (CASTELAO; BARTH, 2006; FRANCHITO et al., 2008). Em escala sinótica, o domínio dos ventos NE é interrompido pela passagem de frentes frias (FFs), cuja interação com o clima local

foi modelada por Stech e Lorenzzetti (1992) como uma rotação dos ventos no sentido anti-horário de NE para noroeste (NW) durante a passagem do sistema, e de NW para SE passadas cerca de 24 horas do seu afastamento. Segundo este modelo, as frentes se deslocam preferencialmente de SW para NE e sua velocidade é aproximadamente 500 km/dia (Figura 3).

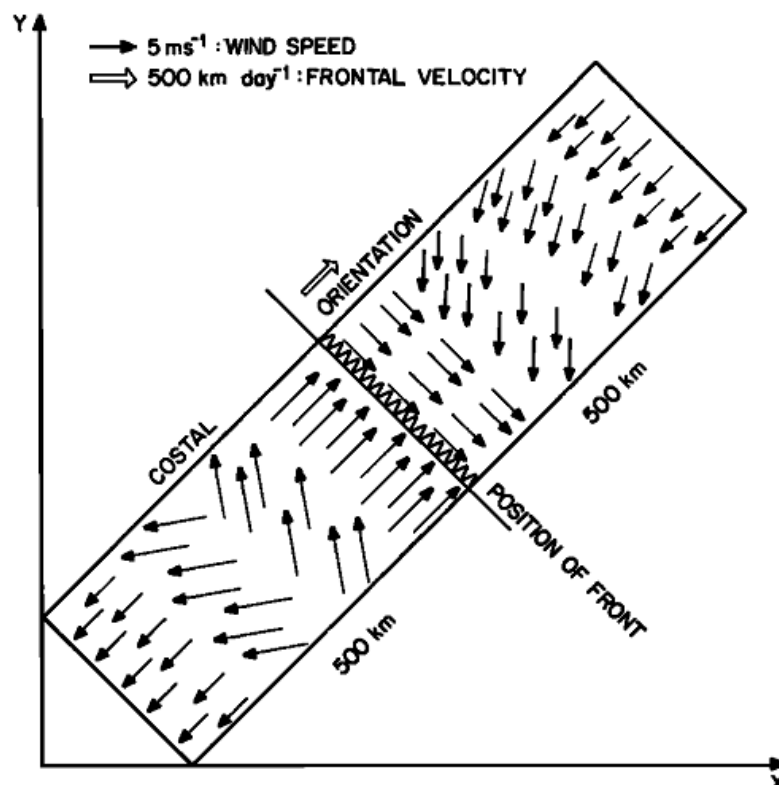


Figura 3 - Modelo conceitual proposto por Stech e Lorenzzetti (1992) para frentes frias se deslocando na direção SW-NE sobre a PCSE. As setas pretas indicam a direção e velocidade do vento, a seta vazia sinaliza o sentido de deslocamento e a velocidade da frente e os eixos x e y apontam para o leste e norte, respectivamente.

Fonte: STECH; LORENZZETTI, 1992.

A mudança no padrão atmosférico local interage com a superfície d'água causando a conversão dos modos de circulação hídrica. No caso da perturbação causada por uma FF, a penetração dos ventos com componente Norte positiva favorece a subsidência de camadas superiores no sentido oceano-continente em lugar da ressurgência da ACAS, freando as correntes superficiais no sentido da plataforma externa (RIBEIRO, 2010). A influência do Ekman costeiro é sentida principalmente nas plataformas interna e média, enquanto a parte mais externa da PCCF obedece uma dinâmica mais ligada à instabilidade da CB e a consequente

formação de vórtices e meandramentos. Um modelo do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio (SRCF) foi proposto com base em campanhas realizadas pelo Projeto Ressurgência (2013), ligado ao Laboratório de Oceanografia Operacional e Paleoceanografia da Universidade Federal Fluminense – LOOP, a partir do interesse em compreender os processos envolvendo a produção, transformação e deposição da matéria orgânica sobre a plataforma. Conforme apresentado por Oliveira (2014), o esquema traz uma representação didática da compartimentação da PCCF que divide a plataforma em três setores na direção perpendicular à costa, cada um com uma dinâmica própria, a saber:

Plataforma interna: o transporte de Ekman ocasionado pela persistência de ventos NE é o principal controlador da ressurgência costeira. Estende-se por 10 a 15 km ao redor da Ilha de Cabo Frio, sua profundidade alcança os 50 m e suas águas são relativamente salobras (35-36) e de temperatura variável (20-25° C). É onde ocorre a ressurgência no seu sentido mais restrito, com o afloramento da ACAS na superfície.

Plataforma Média: mais afastada da costa (10 a 60 km), é a porção mais abrangente, com uma coluna d'água que varia de 80 a 110 m. Intrusões da ACAS na camada subsuperficial são influenciadas pela expansão e permanência de vórtices (MATSUURA, 1986) e pela topografia de fundo (RODRIGUES; LORENZZETTI, 2001). Além disso, o divergente dos ventos e as frentes térmicas também controlam a circulação das águas (CASTRO FILHO et al., 1987), bem como uma influência relativa do transporte lateral induzido pelo Ekman costeiro. A presença das plumas nesta área produz a Água Superficial (ASP), após se misturar com a AT e a ACAS.

Plataforma Externa: a porção mais externa do sistema coincide com a quebra da plataforma, onde a profundidade varia de 145 a 200 metros. Aqui, há o efeito de transporte lateral controlado pelo Ekman costeiro e, possivelmente, pela presença de plumas costeiras provenientes do Cabo de São Tomé. Como nos outros compartimentos, a ACAS é permanente na camada de fundo (> 100 m), podendo emergir à subsuperfície (até 50 m) e atingir a zona fótica. A região é caracterizada principalmente por sinais de instabilidade da CB, ondas internas e correntes de contorno.

Uma ilustração deste modelo pode ser vista na Figura 4, a seguir.

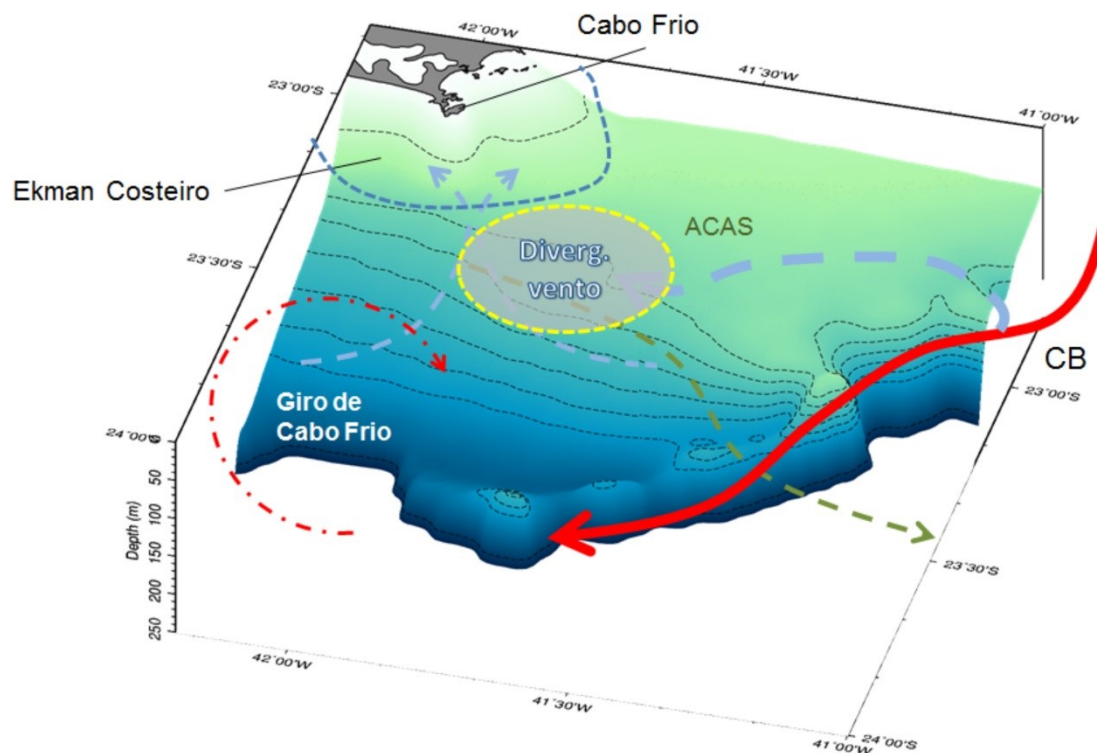


Figura 4 - Ilustração em perspectiva do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio. As setas em azul indicam o afloramento da ACAS na região costeira (delimitada pela linha tracejada) e sua intrusões na plataforma média, onde se vê a influência do divergente dos ventos e do vórtice de Cabo Frio. A seta tracejada verde segue o movimento da camada superficial empurrada pelo Ekman costeiro. A seta vermelha bordeando a plataforma representa a Corrente do Brasil (CB).
Fonte: ALBUQUERQUE et al., 2012

Cabe mencionar que a eventual intrusão da ACAS na zona fótica, tal como ocorre na região da plataforma média até sua borda, não se encaixa na definição clássica de ressurgência, onde a ACAS aflora na superfície d'água. Todavia, é um movimento que produz efeitos significativos sobre a produtividade e sobre os processos biogeoquímicos na região (ALBUQUERQUE et al., 2014)

Além da ACAS e da AT, outra massa d'água é formada pela mistura destas com o fluxo proveniente da descarga continental, a qual é denominada Água Costeira (AC), ou água de plataforma (AP). Sua salinidade é inferior à da AT (<35), como um resultado da composição de massas d'água de plataforma com o aporte hídrico fluvial, porém o núcleo de temperatura é o mesmo (24° C) (CASTRO FILHO;

MIRANDA; MIYAO, 1987; CASTRO FILHO; MIRANDA, 1998). Ainda que os sistemas estuarinos da região não sejam considerados de grande porte, existe a contribuição de plumas costeiras associadas principalmente ao Rio Paraíba do Sul (RPS) e à Baía de Guanabara, conforme mencionado por Ekau e Knoppers (2003).

Esse contexto determina o comportamento do material em suspensão e a composição e transporte das massas d'água sobre a PCCF, de modo que os processos associados à sedimentação marinha e à dispersão do aporte continental tornam-se sujeitos às variações espaço-temporais regionais. Uma vez que a sedimentação pode sofrer variações devido à presença das plumas de turbidez, torna-se relevante sua abordagem nesta seção.

A interação da dinâmica oceanográfica de Cabo Frio com as partículas em suspensão na coluna d'água influencia seu transporte lateral de forma a ser refletido na composição e distribuição do sedimento de fundo marinho. A maior parte deste material é proveniente de produção biológica, com contribuições de plumas carreando material continental e de ondas internas (CACCHIONE; SOUTHARD, 1974; ITTEKKOT, 1996; LEE et al., 1998; S STAVRAKAKIS, 2000; USBECK et al., 2003; SILVERBERG et al., 2006; BUESSELER et al., 2007; HONJO et al., 2008; COLLINS et al., 2011), além do aporte atmosférico.

Os fenômenos de ressurgência (SILVERBERG; AGUIRRE; AGUÍÑIGA, 2006), bem como as plumas costeiras, são ativos promotores da produção e deposição dessas partículas, que serão expostas ao processo de remineralização e poderão abastecer novamente a zona fótica devido sua ressuspensão ou à própria ressurgência. Dado que a pluma é uma feição observada a nível superficial e sub-superficial, essa dinâmica deverá operar um processo de retroalimentação, já que a presença da pluma tende a incrementar o transporte vertical descrito por Turner (2002) (fluxo de pelotas fecais, de fitoplâncton senescente oriundo de florações e neve marinha), enquanto que, em contra-partida, os processos que retornam esse material para a zona fótica, como a migração vertical do zooplâncton e a ressuspensão por agitação do fundo, reabastecem a pluma.

A sedimentação leva à acumulação de material no fundo oceânico, podendo constituir depósitos tais como o banco de lama - material retrabalhado e, portanto, de fina granulometria - localizado sobre a PCCF, que se estende na direção normal à linha de costa por quase toda a largura da plataforma (KOWSMANN, 1979; DIAS; PALMA; PONZI, 1982) (Figura 5). Tal região é objeto de vários estudos relacionados

a suas propriedades geoquímicas, sedimentológicas, físicas e paleoceanográficas (MENDOZA et al., 2014; MAHIQUES et al., 2002, 2004, 2005, 2009, 2011; NAGAI et al., 2009; GYLLENCREUTZ et al., 2010; SOUTO et al., 2011; CRUZ et al., 2013), e possui localização estratégica entre as bacias sedimentares de Santos e Campos, alvos de exploração econômica de hidrocarbonetos.

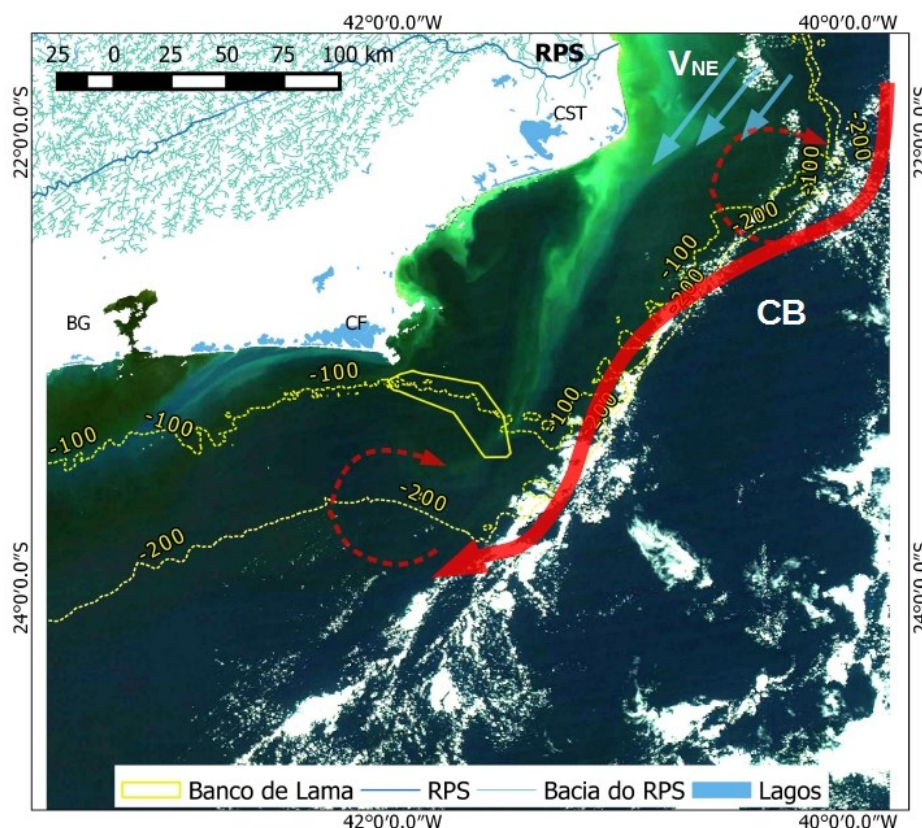


Figura 5 - Imagem gerada a partir da aplicação de contraste sobre as bandas 1, 4 e 3 (composição True Color) do sensor MODIS-AQUA, referente ao dia 22/08/2012 e mostrando o transporte superficial através da pluma costeira (tonalidade esverdeada, mais a leste) e a presença de outra pluma com coloração azulada, mais a oeste, possivelmente um resultado da ressurgência costeira. Ao norte, há a foz do Rio Paraíba do Sul (RPS), enquanto que mais ao sul, está o Cabo de São Tomé (CST), a Baía de Guanabara (BG) e a região de Cabo Frio (CF), além da localização do banco de lama (polígono de contorno amarelo), estendido sobre a plataforma média do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio. A seta vermelha contínua simboliza a Corrente do Brasil (CB), e as setas circulares tracejadas representam vórtices produzidos pelo meandramento da CB. As setas de cor azul, próximo ao CST, simbolizam o vento de NE (VNE), predominante sobre a plataforma.

Uma importante fonte de material sedimentar para a plataforma SE é o aporte continental, o qual é promovido principalmente pela descarga do RPS e pelo material oriundo da Baía de Guanabara (BG) (CARVALHO et al., 2002; SOUZA; KNOPPERS, 2003; JENNERJAHN et al., 2010), além de outros rios que deságuam no litoral fluminense. Esse fluxo é composto de detritos particulados e dissolvidos, que incluem produtos finais da decomposição de matéria orgânica vegetal e daquela

produzida dentro do próprio compartimento aquático fluvial (DEPETRIS, 1996), além de material biológico vivo e componentes derivados do intemperismo da crosta continental.

A descarga média anual total dos rios na costa sudeste (Cabo de São Tomé até o Cabo de Santa Marta) é a menor entre os setores do litoral brasileiro, com uma vazão de $1.100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (ANEEL, 1998 apud KNOPPERS, 2002). A contribuição do RPS para este montante tem seu pico no verão ($4.384 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) e o mínimo no inverno ($181 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (MENDOZA, 1997; BALDOTO; CANELLAS; VELLOSO, 2009). A hidrologia da BG, por sua vez, além de refletir o volume de chuvas (máximo no verão), está submetida ao regime de marés (semi-diurnas), passagem de frentes, ao aporte de efluentes continentais e à descarga de, no mínimo, 35 rios de pequeno porte, que contribuem para teores máximos de nitrato e fosfato de $59,9 \mu\text{m}$ e $308 \mu\text{m}$, respectivamente (VALENTIN et al., 1999).

Assim, a carga terrígena transportada para a plataforma tem sua renovação sujeita a oscilações em escala sazonal e diária das fontes continentais, bem como sua qualidade também é influenciada pela diversidade inerente a estas fontes. É previsível, portanto, que estas variações produzam alterações nas características das plumas, especialmente em sua extensão e intensidade reflectiva eletromagnética. Todavia, mediante a diversidade de fontes pelágicas combinada à complexa oceanografia da plataforma, se torna inviável determinar com segurança a fonte predominante do material componente das plumas detríticas.

4 SENSORIAMENTO REMOTO DA ÁGUA E O SENSOR MODIS

A complexidade envolvida na dispersão das plumas é observável através da distribuição de sedimentos em suspensão na camada superficial da coluna d'água, o que pode ser facilmente visualizado em imagens orbitais do mar costeiro. Não em vão, há décadas o potencial das observações de dados de cor da superfície oceânica por meio de sensores remotos vem oferecendo novas informações acerca de processos biológicos, químicos e físicos que ocorrem nestes ambientes (BARALE; DORFFER, 1993), dentre os quais as plumas constituem um objeto recorrente. Nesse contexto, uma breve exposição de como a água e seus constituintes interagem com a radiação solar e como os produtos do sensor MODIS podem auxiliar o registro da fração refletida se mostra útil.

A radiação interage com a água primeiramente na sua interface com o ar, onde cerca de 2 a 6% da energia incidente é diretamente refletida em condições calmas de vento sob um ângulo de incidência de até 30° (ESTEVES, 1998; NOVO, 2001). A parte que penetra na coluna d'água sofre os processos de refração, absorção e espalhamento, sendo que deste último a fração de maior interesse ao sensoriamento remoto da água é o retroespalhamento, referente à parcela do espalhamento que deixa o corpo hídrico (Figura 6). A refração implica na mudança de direção dos raios devido à alteração de velocidade imposta pela transição de meio, a absorção consiste na incorporação e transformação da radiação incidente em outra forma de energia, como energia química (fotossíntese) e calor, e o espalhamento ou dispersão é produzido pelo choque dos raios solares com componentes em suspensão ou dissolvidos no meio aquático (ESTEVES, 1998). Deste processo, o fluxo de energia a ser captado pelos sensores remotos pode ser produzido pela reflexão da radiação solar direta ou difusa incidente sobre a superfície d'água, pelo retroespalhamento na coluna líquida ou pelo fluxo espalhado pela atmosfera (ESTEVES, 1998; NOVO, 2001).

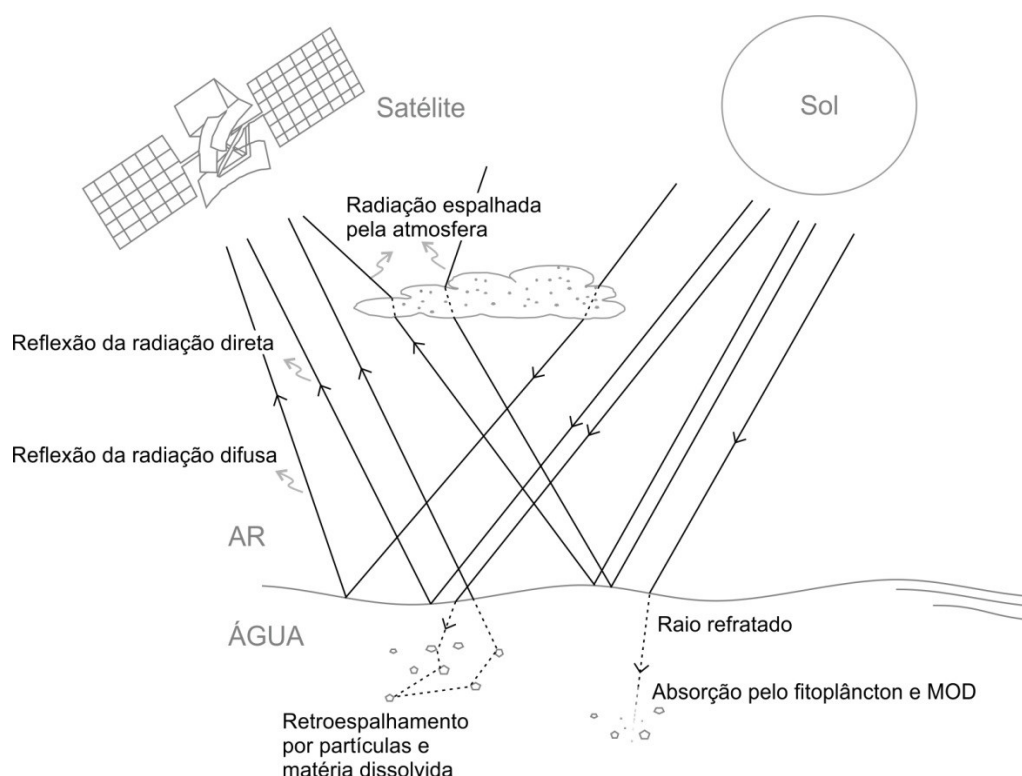


Figura 6 - Representação simplificada da captação do sinal refletido por corpos aquáticos por um sistema sensor orbital, incluindo a interação da radiação solar incidente com o meio aquático. MOD: Matéria Orgânica Dissolvida.

Os efeitos de reflexão, absorção e espalhamento sofrido pela luz ao entrar em contato com a água são determinados principalmente pela composição, concentração e granulometria das substâncias que se encontram dissolvidas ou em suspensão no meio líquido. Essas substâncias compõem o que se denomina por componentes opticamente ativos e são os responsáveis pelas propriedades ópticas inerentes ao corpo hídrico, interferindo no valor do seu coeficiente de absorção (Figura 7) e de espalhamento (NOVO, 2001). Esses componentes são capazes de atribuir coloração específica à superfície d'água e são representados principalmente pelos organismos vivos da comunidade planctônica, incluindo os pigmentos fotossintetizantes presentes no fitoplâncton - como a Clorofila a, b, c e os carotenóides, partículas orgânicas e inorgânicas oriundas da drenagem continental e o carbono orgânico dissolvido derivado da decomposição da matéria orgânica, principalmente substâncias húmicas (ARRAUT et al., 2005; CORAZZA, 2010; ESTEVES, 1998; NOVO, 2001).

No caso de corpos d'água naturais, altas concentrações de sólidos inorgânicos com granulometria relativamente baixa implicam em maior reflexão, especialmente na faixa do vermelho e infra-vermelho próximo, enquanto que a conversão de matéria inorgânica em orgânica realizada pelos produtores primários atribui à água uma coloração amarelo-marrom típica da dissolução de ácidos húmicos, sendo a concentração diretamente proporcional à intensidade de reflexão em ambos os casos (MOREIRA, 2005). Os pigmentos fotossintetizantes presentes nos seres vivos possuem assinaturas espectrais semelhantes ao da Clorofila a, principal constituinte responsável pela variabilidade espaço-temporal no espectro de reflectâncias das águas oceânicas, e cujo espectro de absorção é tido como referência para as clorofilas b, c1, c2, c3 e d (CORAZZA, 2010). Na faixa do visível, a Clorofila reflete a radiação de comprimento de onda referente à cor verde (515 a 600 nm), devido ao espalhamento interno das células dos organismos fitoplanctônicos e absorve principalmente nas bandas do azul (400 a 515 nm) e vermelho (630 a 700 nm), aumentando seu fator de reflectância de forma proporcional à concentração (ESTEVES, 1998; KIRK, 1994; MOBLEY, 1994; NOVO, 2001; RUNDQUIST et al., 1996).

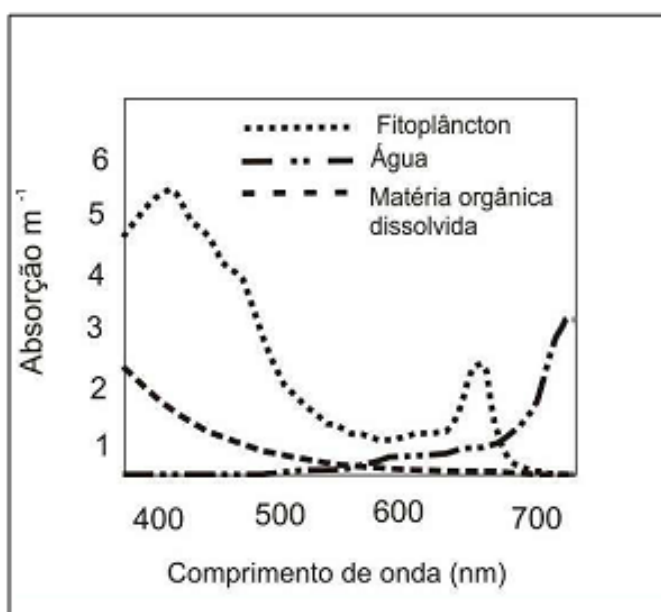


Figura 7 - Coeficientes de absorção do fitoplâncton, água pura e da matéria orgânica dissolvida em diferentes comprimentos de onda.

Fonte: RUDORFF, 2006, adaptado.

Com base no resultado de tal interação física, Morel e Prieur (1977) propuseram uma classificação das águas oceânicas em dois casos distintos de acordo com seus componentes opticamente determinantes. Segundo os autores, aquelas águas cujas propriedades são determinadas principalmente pela água em si e/ou pelo fitoplâncton e seus produtos de degradação imediata são denominadas águas de Caso 1, sendo o caso dos meios oligotróficos. Por outro lado, quando o material terrígeno associado ao *runoff* costeiro, os sedimentos em suspensão e substâncias amarelas se somam aos constituintes biogênicos, tem-se o que é definido como águas de Caso 2. A classificação de águas estabelece casos distintos para simplificar o desenvolvimento e ajuste dos modelos de extração das características ópticas de águas oceânicas e para avaliar o desempenho dos algoritmos de cor da água, levando a informações como onde, quando e como esses algoritmos podem falhar (MATSUSHITA et al., 2012). Em Cabo Frio, é inviável discernir os diferentes casos de água, além de que o conhecimento sobre a relação entre consituintes biogeoquímicos e a radiância medida em tais ambientes não está clara. Logo, apesar desta distinção não se mostrar possível até então, isto não interfere na busca pelo entendimento da dispersão das plumas de material em suspensão e dissolvido na PCCF.

O *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) é um sensor remoto orbital largamente utilizado em estudos sobre a cor do oceano em regiões costeiras. A bordo de dois satélites, TERRA (lançado em 18/12/1999) e AQUA (lançado em 04/05/2002), possui um largo espectro eletromagnético, três níveis de resolução espacial (0.25, 0.50 e 1 km), um amplo campo de visão e pode fazer mais de uma leitura diária. Sua principal aplicação ocorre em estudos de escala global e/ou que necessitam de alta frequência de observações e sua concepção está relacionada aos esforços de aprimoramento da pesquisa associada às mudanças climáticas globais. Os típicos comprimentos de onda selecionados para estudos de cor do oceano, a partir do sensor MODIS, compreendem o intervalo de nove bandas entre 412 nm e 869 nm (do visível ao infravermelho próximo), sendo passível de extensão para o intervalo tradicionalmente terrestre que inclui bandas de maior resolução espacial e sensibilidade reduzida para intervalos mais largos (469 nm a 2130 nm, do visível ao infravermelho de ondas curtas), no caso de águas com elevada turbidez e produtividade biológica (FRANZ et al., 2007).

Dentro desse espectro, é possível observar as plumas que se misturam às águas da PCCF utilizando bandas na faixa do visível, de modo que uma composição do tipo *true color* (cor verdadeira, ou cor natural) envolvendo as bandas 1 (620 - 670 nm), 4 (545 - 565 nm) e 3 (459 - 479 nm) permite distinguir os limites destas feições de forma semelhante ao que seria a experiência visual humana. Este resultado se deve ao fato de que a associação entre a reflectância das bandas selecionadas e as três cores primárias (azul, verde e vermelho) é realizada de modo análogo ao que ocorreria caso o receptor do sinal fosse o próprio olho humano (Figura 8).

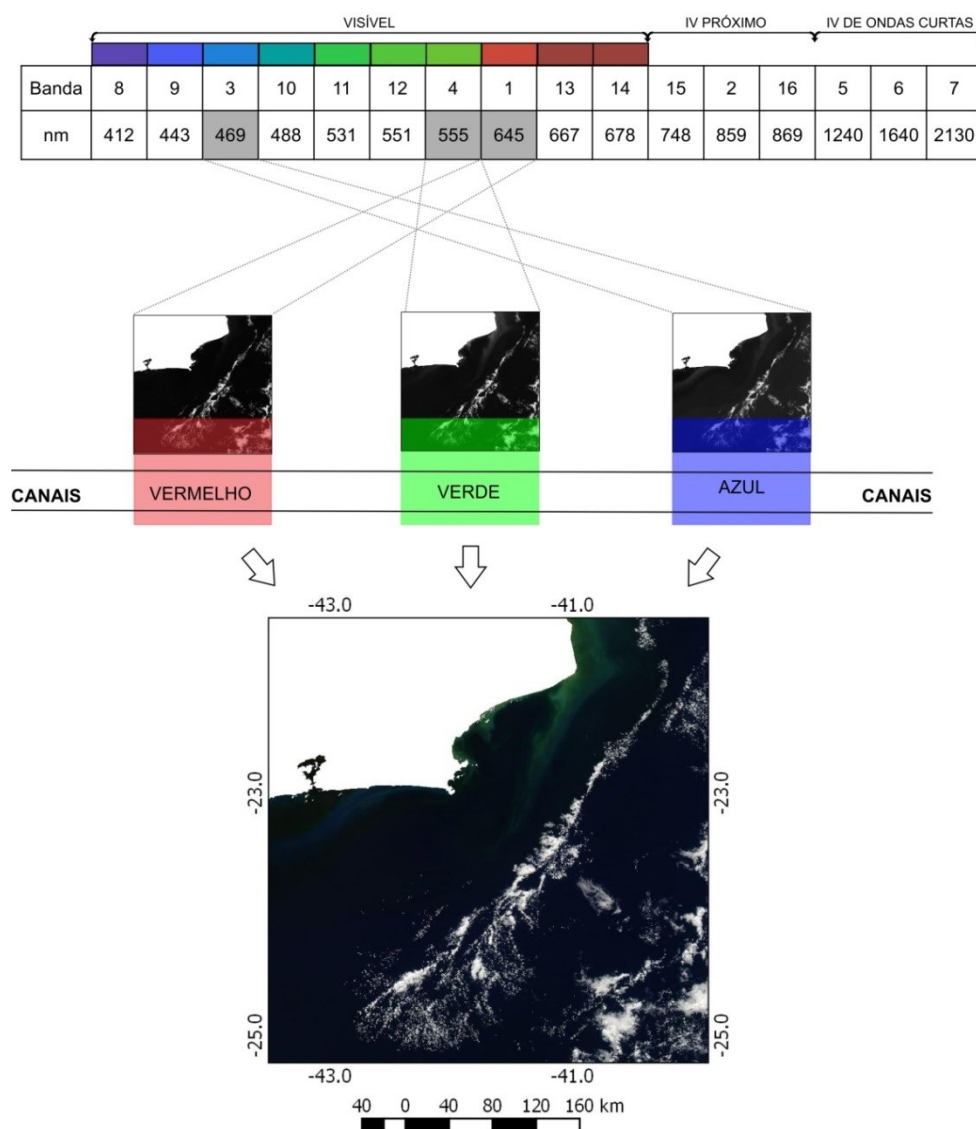


Figura 8 - Ilustração do processo de composição colorida de bandas do tipo cor natural, onde imagens geradas em bandas do espectro visível são associadas às cores primárias (canais) de modo a imitar o resultado da percepção visual humana da radiação eletromagnética. “IV” significa Infravermelho e “nm” (nanômetros) é a unidade do comprimento de onda.

A Agência Espacial Norte-Americana (NASA) oferece produtos *true color* do sensor MODIS para recortes específicos do globo através dos seus *Subsets*, que além de imagens em cor natural disponibilizam produtos para visualização de diferentes características da superfície com base em diferentes bandas ou na razão entre elas. Os *Subsets* estão dentro da proposta de aquisição de dados de observação da terra em tempo quase real, o *LANCE: NASA Near Real-Time Data and Imagery*, e foram historicamente customizados para aplicações específicas ou seguindo a requisição de seus usuários. Dois serviços que disponibilizam imagens em composição *true color* para a região da costa fluminense são o *USDA Foreign Agricultural Service* (FAS) e o *Aerosol Robotic Network* (AERONET), sendo que o primeiro dispõe de imagens desde o ano de 2004 e o segundo a partir de 2008 (Figura 9).

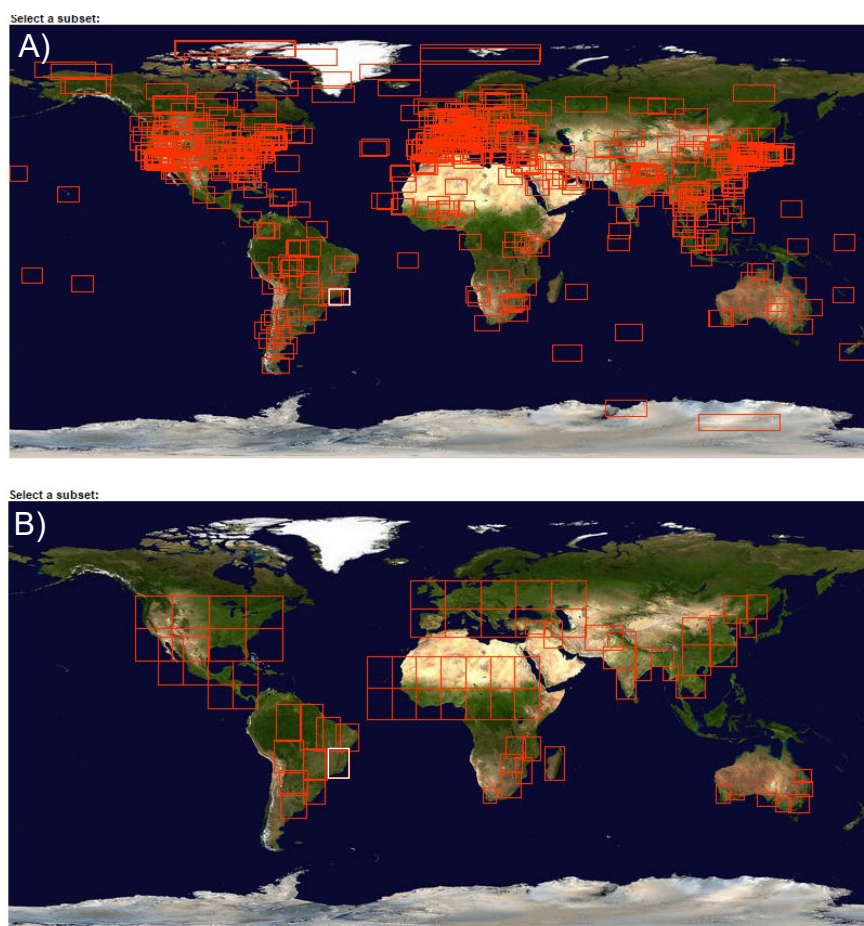


Figura 9 - Visão dos recortes geográficos de dois MODIS *Subsets*, o AERONET (A) e o FAS (B), com destaque para os retângulos que contêm a região costeira do Rio de Janeiro.

A utilização de dados de sensoriamento remoto tem apoiado alguns estudos realizados até então na região de Cabo Frio, os quais geralmente buscam mapear características dessas águas fazendo uso de dados captados por sensores com adequada resolução temporal. Em geral, esse tipo de análise se restringe ao estudo do fenômeno da ressurgência e de feições oceanográficas como a Corrente do Brasil (ex.:CASTELAO; BARTH, 2006; FRANCHITO et al., 2008; LORENZZETTI et al., 2009). Contudo, o registro de trabalhos que acompanhem a variabilidade da dispersão de plumas detríticas de alta turbidez, desde a escala de dias até sua variação interanual, pode ser considerado indetectável. O presente trabalho almeja contribuir para o preenchimento desta lacuna, potencializado a aplicação das técnicas de sensoriamento remoto ao estudo de fenômenos observados na região da PCCF.

5 MÉTODOS

A seguir, serão descritos os procedimentos necessários para a realização desta pesquisa, separados em seções de acordo com as diferentes linhas de análise do objeto de estudo.

5.1 SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO

O fluxograma da Figura 10 mostra a linha seguida durante a etapa de processamento das imagens de satélite, de modo que é possível obter uma visão geral dos procedimentos antes de conhecer os detalhes e fundamentos envolvidos. A fase de avaliação das imagens utilizou critérios relacionados à cobertura de nuvens e qualidade dos produtos, em seguida efetuou-se o *download* de todas as imagens selecionadas, as quais integraram um Banco de Dados Geográficos (BDG) que foi incorporado a um Sistema de Informação Geográfica (SIG). Dentro do SIG, foram executadas as seguintes operações: recorte das cenas para a área de estudo; delimitação do limite visual da pluma e sua posterior classificação por intensidade; conversão do formato dos dados visando aumento de maleabilidade; aplicação de comandos lógicos para padronização dos atributos (operações condicionais); dissolução de polígonos menores para polígonos únicos, com base na informação de classe; estatística dos pixels sobre cada polígono classe; e extração do valor da área física da pluma.

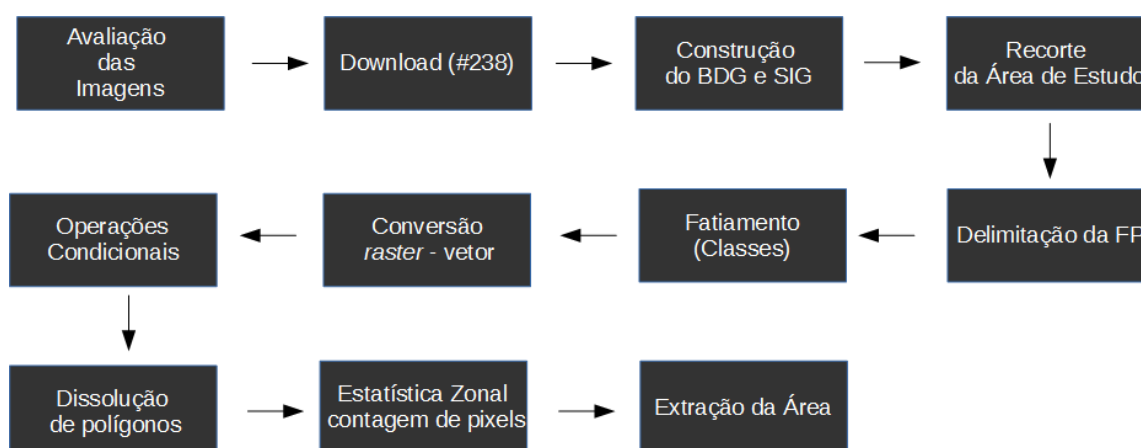


Figura 10 - Sequência de operações aplicadas às imagens de satélite utilizadas neste estudo. O valor 238 se refere ao quantitativo de imagens processadas. BDG: Banco de Dados Geográficos, SIG: Sistema de Informação Geográfica, FP: Frente de Pluma.

Neste trabalho, utilizaram-se os MODIS *Subsets* FAS e AERONET para análise de imagens com frequência diária entre as datas de 01/01/2004 e 31/12/2014. Para alguns dias do ano de 2012, recorreu-se ao plugin NASA *Wolrdview*, já que não havia disponibilidade nos *Subsets*. O produto analisado consistiu em uma composição das bandas 1 (620 - 670 nm), 4 (545 - 565 nm) e 3 (459 – 479 nm) do sensor MODIS, cujo resultado é uma imagem com resolução espacial de 250 m e aspecto cromático semelhante à experiência visual humana, sendo por isso denominado composição *true color* (cor verdadeira ou cor natural). Tais dados são de acesso livre e estão disponíveis no endereço <https://earthdata.nasa.gov/earth-observation-data/near-real-time/rapid-response/modis-subsets>. Por dia, são geradas duas imagens, oriundas dos satélites TERRA e AQUA, o que possibilitou a escolha do produto de maior qualidade para a etapa de processamento.

A avaliação das imagens tomou como base os seguintes parâmetros: cobertura de nuvens, qualidade do foco, nível de *sun glint*, nível de *striping*, intensidade de névoa e presença de *gaps*. O *sun glint* ocorre quando a superfície do mar funciona como um espelho para a radiação solar, com o porém de que, diferente deste, a superfície do oceano é irregular, de modo que a luz é espalhada em todas as direções, o que resulta em uma aparência “desbotada” em algumas regiões da imagem (NASA, 2014). O *striping* é um ruído em forma de listras causado por fatores como diferença de sensibilidade entre detectores, mudança repentina de reflectividade do alvo, erros de calibração interna e degradação temporal de fotomultiplicadores (HELDER et al., 1992; SIMPSON; YHANN, 1994; WEGENER, 1990). Os *gaps* são aqui considerados faixas sem imagem disponível, o que decorre de falhas de cobertura ligadas à variação periódica da órbita do satélite.

Estimou-se a cobertura de nuvens em porcentagem, a qualidade do foco foi classificada como boa (“b”) ou ruim (“r”), ruídos (*sun glint* e *striping*) e névoa receberam níveis de intensidade de 1 a 7 e o campo *gap* guardou sua referência geográfica. Além disso, foram registradas observações acerca da localização de plumas detriticas, plumas com aspecto de ressurgência e detecção de ondas internas. Na Figura 11, pode-se ver um extrato da planilha de registro após a aplicação do filtro de qualidade, contendo a codificação adotada. A filtragem dos dados para a etapa de processamento obedeceu aos seguintes critérios: cobertura de nuvens até 0,1%, foco bom e ausência de *sun glint*, *striping* e névoa (Tabela 1).

É importante salientar que a estimativa da cobertura de nuvens foi realizada com base na análise do intérprete, o que atribui certa subjetividade ao processo, logo seu limiar de aceitação pode ser variável. Além disso, a seletividade do filtro considerou o caráter semiautomático da etapa de processamento (descrito adiante), o que implicou em exigência moderada a forte sobre a qualidade das cenas, dada a necessidade de produzir dados com boa representatividade.

Imagem	Dia do ano	Ano	Nuvens(%)	bg	cf	ff	cst	ond	foco	sun	stp	nev	gap	p-ress	cf	comentário	satélite
19/01/2004	019	2004	000,0	-	-	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		terra
02/02/2004	033	2004	000,0	-	+	+	+	-	b	-	-	-	-	+	-		terra
04/02/2004	035	2004	000,0	-	-	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		terra
25/03/2004	085	2004	000,0	-	-	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		aqua
03/04/2004	094	2004	000,0	-	-	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		aqua
17/04/2004	108	2004	000,0	-	+	+	+	-	b	-	-	-	-	-	-		terra
28/04/2004	119	2004	000,1	-	-	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		aqua
30/04/2004	121	2004	000,0	-	-	+	+	-	b	-	-	-	-	-	-		terra
01/05/2004	122	2004	000,0	-	-	+	+	-	b	-	-	-	-	-	-		terra
03/05/2004	124	2004	000,0	-	-	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		aqua
04/05/2004	125	2004	000,1	-	+	+	+	-	b	-	-	-	-	-	-		terra
12/05/2004	133	2004	000,0	-	-	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		terra
17/06/2004	169	2004	000,0	+	+	+	+	-	b	-	-	-	-	-	-		aqua
18/06/2004	170	2004	000,0	+	+	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		terra
20/06/2004	172	2004	000,0	+	+	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		aqua
22/06/2004	174	2004	000,1	-	+	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		aqua
01/07/2004	183	2004	000,0	-	+	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		aqua
03/07/2004	185	2004	000,0	-	+	+	+	-	b	-	-	-	-	-	-		terra
04/07/2004	186	2004	000,1	-	+	+	+	-	b	-	-	-	-	-	-		aqua
04/08/2004	217	2004	000,0	-	+	-	+	-	b	-	-	-	-	-	-		aqua

Figura 11 - Extrato da tabela de avaliação da qualidade e registro das observações realizadas sobre as imagens MODIS (pós-filtro). Codificação: “+”: presença, “-”: ausência, bg: Baía de Guanabara, cf: Cabo Frio, cst: Cabo de São Tomé, ond: ondas internas, b: bom, sun: sun glint, stp: *striping*, nev - névoa, gap - vazios de cobertura do satélite, p-ress cf – pluma com aspecto de ressurgência em Cabo Frio. Os sinais “+” e “-” nas colunas entre bg e cst indicam a observação ou não de pluma nestes locais. O fundo anil marca o período chuvoso e o fundo amarelo marca o período seco.

Tabela 1 - Atributos considerados para cada imagem, valores utilizados para sua avaliação e os critérios de aceitação definidos

Atributo	Valores possíveis	Critério de Aceitação
Cobertura de Nuvens	0-100%	≤0,1%
Foco	bom/ruim	Bom
Nível de <i>sun glint</i>	ausente/ 1-7	Ausente
Nível de <i>striping</i>	ausente/ 1-7	Ausente
Nível de névoa	ausente/ 1-7	Ausente

Uma vez que é evidente o grande volume de dados que o período em análise demanda - mesmo após a triagem, uma solução de gerenciamento que

tornasse sua rotina de execução mais ágil se fez necessária. Portanto, um pacote de aplicativos foi selecionado de modo que todo o procedimento teve seu núcleo em um Sistema de Informação Geográfica (SIG).

Segundo Câmara et al. (2005), tais sistemas são ferramentas computacionais de geoprocessamento que permitem realizar análises integradas relacionando dados de diferentes fontes e possibilitando a construção de bancos de dados georreferenciados, o que também viabiliza a documentação cartográfica no formato digital. O SIG também busca a representação mais fiel possível do mundo real através do uso de modelos de dados (BURROUGH; MCDONNELL, 1988). O termo geoprocessamento é amplamente discutido enquanto disciplina, porém é útil entendê-lo como um conjunto de técnicas matemáticas e computacionais aplicado a estudos e projetos onde a localização geográfica constitui fator relevante. Sua ramificação sobre diversas áreas de atuação é clara, cobrindo desde o planejamento urbano e regional até a análise de recursos naturais (CÂMARA et al., 2005).

Neste estudo, optou-se pelo emprego de dois diferentes SIGs e um gerenciador de banco de dados, os quais são TerraAmazon versão. 4.3 (FUNCATE), Quantum GIS (QGIS) versão. 2.10.1 e PostgreSQL versão 9.4, respectivamente. O *download* das imagens foi realizado em lote através da ferramenta GNU *Wget* 1.16.3, que consiste em um utilitário não interativo (acessado via linha de comando) para recuperar arquivos usando os protocolos HTTP, HTTPS e FTP. O passo seguinte foi a criação de um banco de dados geográficos com as cenas baixadas, ao qual se seguiu sua consolidação com a demarcação da área de interesse e recorte das imagens (redução de dimensionalidade), como ilustrado na Figura 12.

A área de interesse contém a linha de costa desde a Baía de Guanabara até o Cabo de São Tomé, avançando por cerca de 335 km sobre o oceano e ultrapassando a isóbata de 200 m da plataforma. A recorrência das plumas, seja de sedimentos (coloração marrom-esverdeada), seja de ressurgência (coloração azul claro), se mostrou elevada dentro deste perímetro, em sintonia com as observações de Ekau e Knoppers (2003) sobre a contribuição do Rio Paraíba do Sul e Baía de Guanabara, bem como com a oceanografia da região, fortemente influenciada pelo fluxo Norte-Sul da CB, pelos vórtices e meandros sobre a plataforma e pelas eventuais frentes frias. Os mapas de temperatura superficial e Clorofila a da Figura 12 revelam um padrão de águas mais frias e produtivas a SW de Cabo Frio,

coincidindo com a pluma azul visualizada nas imagens MODIS *true color* utilizadas neste trabalho (Figura 12a).

Além da coerência entre os padrões captados por satélite, a distribuição dos dados de temperatura e correntes obtidos por Carbonel (1998) ao estimar a ressurgência na região em diferentes épocas do ano, das medidas subsuperficiais de temperatura, oxigênio dissolvido e fosfato inorgânico (PO_4) realizadas por Magliocca, Miranda e Signorini (1979) durante (17°C ; 4,2 ml/litro; $0,6 \mu\text{g-at}^1/\text{litro}$) e logo após (22°C ; 5 ml/litro; $0,3 \mu\text{g-at}^1/\text{litro}$) um evento de ressurgência em fevereiro de 1971 e de temperatura e salinidade mapeados por Ikeda, Miranda e Rock (1974) a oeste (W) e sudoeste (SW) de Cabo Frio.

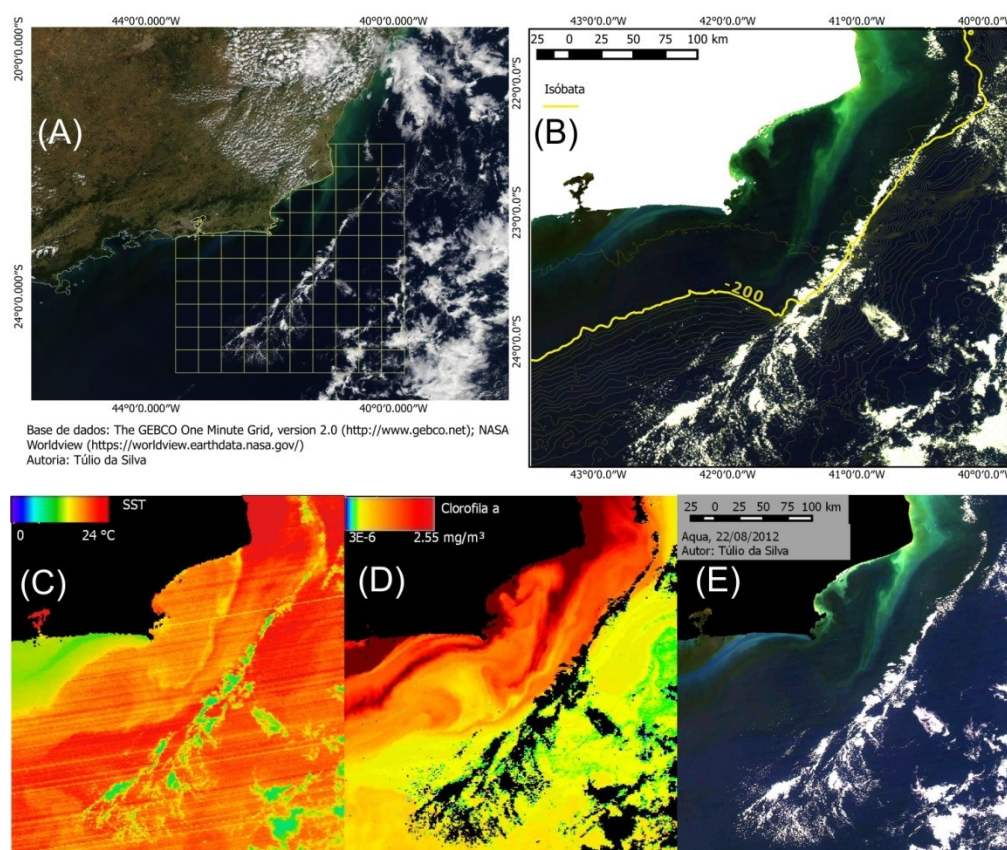


Figura 12 - (A) Grade definindo os limites da área de estudo; (B) a mesma imagem, já recortada e contrastada com a isóbata de 200 m em destaque. (C) Águas de baixa temperatura (SST) e (D) elevada produtividade (clorofila a) formando uma pluma de ressurgência observável em (E) composição *True Color* na costa SW de Cabo Frio-RJ.

Visando facilitar a tarefa de interpretação visual, aplicou-se um realce de contraste sobre cada imagem por meio de manipulação de histograma pelo método

¹ $\mu\text{g-at}/\text{litro}$ de PO_4 significa microgramas por litro de fosfato atômico.

linear (INPE, 2015), função básica de um SIG. O resultado foi uma maior discriminação entre os pixels e, portanto, uma maior distinção de brilho e cor sobre a superfície, alteração fundamental para aumentar o nível de fidelidade do processo de demarcação das frentes de pluma. A digitalização manual auxiliou a operação de demarcação, cuja saída serviu de zona limite para a aplicação do fatiamento e da estatística zonal.

O fatiamento consiste em uma operação local do tipo transformação que envolve dados de diferentes modelos através da definição de classes contendo intervalos de valores numéricos. Aplicada a um dado de sensoriamento remoto (ex.: imagem de satélite), pode resultar em um produto temático composto de “fatias” ou classes, tais como classes de altimetria (ex.: 0 a 300 m, 300 a 500 m e > 500 m) (CORDEIRO; BARBOSA; CÂMARA, 2004). Contudo, neste trabalho, as classes geradas serão associadas aos níveis de intensidade observados dentro da área da pluma, desde a resposta mais forte até as tonalidades mais fracas. A saída deste processo é um dado do tipo *raster*, o qual será posteriormente convertido para o formato vetorial.

Nas imagens de satélite, cada célula - ou pixel - da matriz que compõe uma determinada cena possui um número de linha n , um número de coluna m e um valor Z associado ao atributo investigado (ex.: reflectância, temperatura superficial do mar, radiância), sendo que tal valor é convertido para bits ao ser armazenado digitalmente, sendo por isso denominado número digital (ND) (MOREIRA, 2005). Esses números são representados dentro de um intervalo de níveis de cinza cuja intensidade é proporcional à resposta dos alvos dentro do pixel (valor Z), com o preto representando intensidade mínima e o branco intensidade máxima. Uma vez que o pixel possui apenas um ND para cada banda espectral, foi necessário selecionar uma única banda para a execução do algoritmo, sendo, portanto, escolhida a banda 4 (545 - 565 nm) para as plumas de sedimento, e a banda 3 (459 - 479) para as plumas de ressurgência (Figura 13).

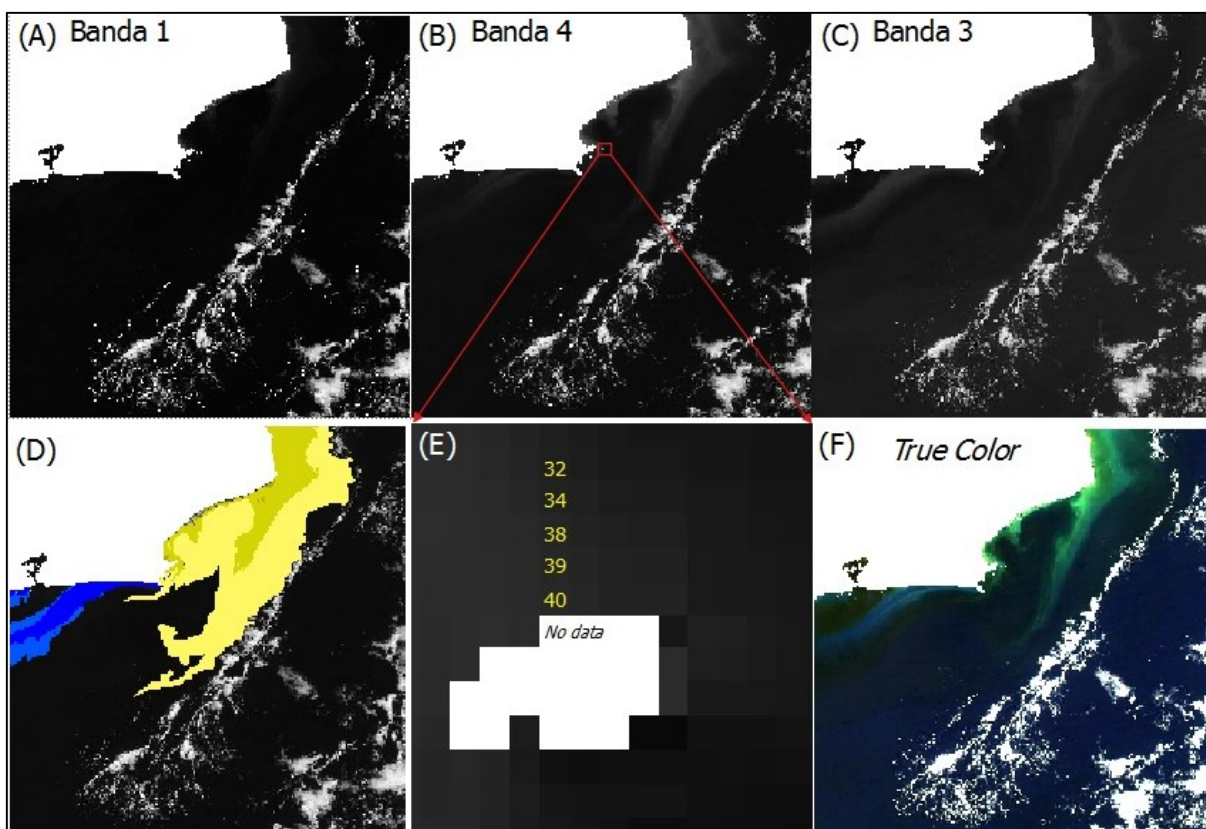


Figura 13 - Imagens monocromáticas das bandas (A) 1, (B) 4 e (C) 3, com (E) detalhe mostrando valores de número digital (ND) de alguns pixels da banda 4, inclusive regiões sem dados. (D) Resultado do processo de fatiamento em classes, aplicado à banda 4 e avaliado com base na (F) Imagem *true color* resultante da composição colorida das três bandas, após aplicação de realce.

O critério adotado para a definição das duas bandas foi a maior aproximação destas com a representação *true color* da região (formada por três bandas), em termos do contraste pluma – *background* oceânico. Observou-se, também, uma menor perda de informação espectral em ambas as faixas, além de terem permitido a discriminação de diferentes níveis de reflectividade, o que, por sua vez, também motivou a definição das classes de pluma. Tal constatação é coerente com o observado por Franz et al. (2006) no que tange ao espectro do sensor MODIS aplicável a estudos de cor do oceano, onde as bandas 1, 4 e 3, tradicionalmente utilizadas para estudar continentes e nuvens, podem ser incluídas na faixa que vai do visível até o infravermelho de ondas curtas (469 a 2130 nm) e que engloba o intervalo de bandas padrão no que se refere ao processamento de cores da superfície marinha.

Logo, o fatiamento foi aplicado sobre cada uma das imagens selecionadas, tomando por base o dado monoespectral escolhido e utilizando as cenas *true color*

para fins de referência e validação dos resultados. A definição das classes obedeceu às particularidades de cada cena, e resultou da amostragem aleatória de valores de ND ao longo das fronteiras de intensidade visíveis, sendo a mediana aproximada escolhida como ponto de virada entre as fatias (Figura 14). As classes foram definidas tanto para as plumas de turbidez quanto para as plumas de ressurgência e estão descritas na Tabela 2. As máscaras fatiadas foram, então, exportadas para a etapa de vetorização no programa QuantumGIS.

Tabela 2- Definição de cada classe de pluma segundo a intensidade reflexiva e a pluma à qual pertencem

Classe	Intensidade reflexiva	Tipo de Pluma
P1	Alta	Túrbida
P2	Mediana	Túrbida
P3	Baixa	Túrbida
PAZ1	Alta	Ressurgência
PAZ2	Baixa	Ressurgência

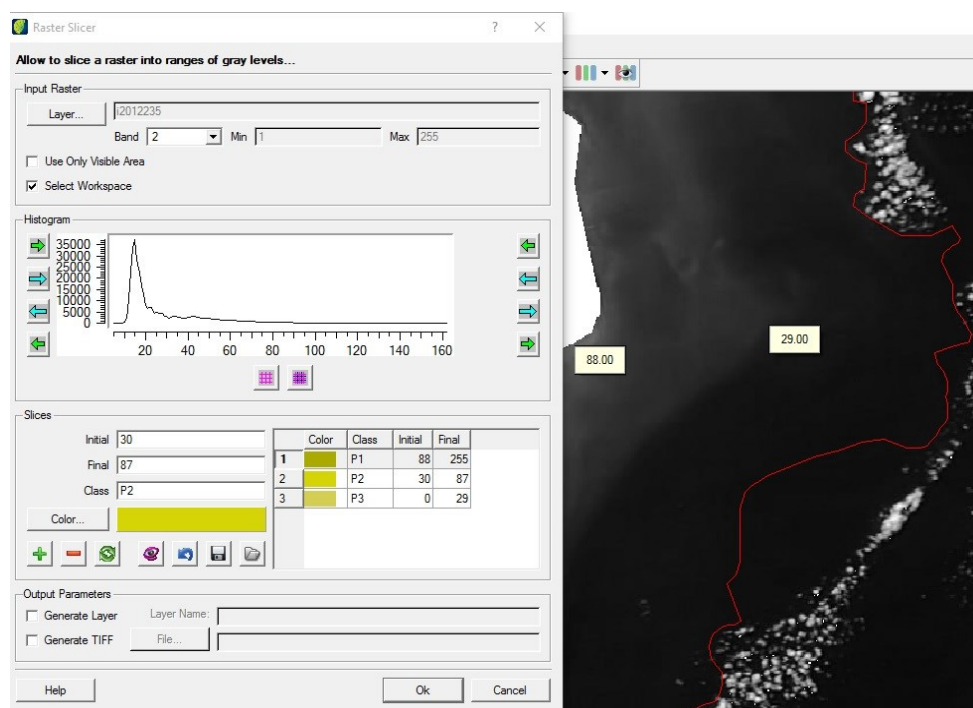


Figura 14 - Coleta dos valores limite de ND de cada classe (pequenos rótulos retangulares) sobre os pixels da banda 4 do MODIS (Banda 2, para o software). Observe que os números foram extraídos em faixas de transição entre os níveis de intensidade característicos de cada uma das classes da pluma de sedimentos suspensos (P1,P2 e P3) ou da pluma azul(PAZ1 e PAZ2). A linha vermelha indica a área dentro da qual o processo foi rodado (*Workspace*), e é resultado da marcação dos limites visíveis da pluma total. A ferramenta disponível no TerraAmazon para esta tarefa está localizada no seu plugin PDI e se chama *Raster Slicer*.

Os dados vetoriais resultantes dessa operação são modelos ou representações do mundo real baseados em três entidades elementares: nó, arco e polígono; ou ponto, linha e polígono, segundo o jargão da área de SIG. Aqui os mapas são figuras geométricas formadas a partir desses três elementos, e podem possuir campos não gráficos ou alfanuméricos (ex.: números e texto) na forma de registros em tabela (CARVALHO; PINA; SANTOS, 2000).

A visualização de dados cartográficos tanto do tipo vetorial quanto do matricial é definida pelo computador por uma tabela de cores conhecida como *Colour Lookup Table* (LUT), a qual é utilizada pelo hardware para reproduzir as cores armazenadas na memória do sistema. Nesta, um trio de intensidade das três cores primárias (vermelho, verde, azul) determina a cor que será mostrada na tela (BONHAM-CARTER, 2014), tal como se vê na Figura 15. Esta informação é exportada juntamente com os arquivos produzidos na operação de fatiamento pelo aplicativo TerraAmazon e foi importante para a recuperação dos atributos de classe após a vetorização.

#	Red	Green	Blue	Colour
0	0	0	0	Black
1	255	0	0	Red
2	200	200	0	Yellow
.
49	240	100	80	Brown
.
.
254	0	0	255	Blue
255	255	255	255	White

Figura 15 - Imagem de uma tabela de consulta de cores (LUT) para visualização de dados em monitor. A coluna “#” contém os índices de cada cor e a coluna “Colour” o resultado da combinação das cores primárias ao centro.

Fonte: BONHAM-CARTER, 2014.

Dessa forma, a vetorização das máscaras exigiu um subsequente trabalho de decodificação dos registros (linhas da tabela de atributos), para recuperar o atributo de classe que havia sido indexado na exportação das máscaras. Os índices

associados a cada classe apresentaram variação entre os arquivos, provavelmente devido ao fato de que na fase de fatiamento não houve um controle rigoroso da ordem de criação das classes. Para resolver esse problema, utilizou-se um indexador ou buscador de arquivos com capacidade de ler o conteúdo de documentos, de forma que se pôde identificar a variação do índice utilizado para cada classe e assim fazer a correta associação entre índices e classes. A Tabela 3 traz um exemplo de decodificação das classes indexadas, baseada nas cores utilizadas neste trabalho

Tabela 3 - Exemplo de decodificação dos índices de cor para sua classe de origem. R, G e B são canais de cor referentes ao vermelho (*Red*), verde (*Green*) e azul (*Blue*), respectivamente, e a combinação de seus valores resulta na cor visualizada na tela do programa. *Dummy* significa ausência de dados

Índice	R	G	B	Classe
2	212	206	082	P3
3	212	212	006	P2
1	170	170	000	P1
0	000	000	000	Dummy
1	000	85	255	PAZ2
2	000	000	255	PAZ1

A vetorização foi, portanto, executada em lote pelo algoritmo *Vectorize Raster Layer*, da biblioteca de geoalgoritmos *Geospatial Data Abstraction Library* (GDAL), incluída no *software* QuantumGIS 2.10.1, tomando-se o cuidado de fazer a correspondência certa com os índices na entrada “Nome do novo Campo”.

Em seguida, calculou-se um novo atributo nomeado “Classe” para o arquivos de saída, utilizando o modo em lote do geoalgoritmo *Field Calculator*, do próprio QGIS. A criação deste novo campo se baseou em um comando envolvendo operadores condicionais aplicados aos registros da coluna índice (“Index”), tal como apresentado no Código 01. É válido lembrar que os valores do campo “Index” associados a cada classe podem variar entre os arquivos, conforme o resultado do processo de fatiamento, de modo que se recomenda criar as classes sempre na mesma sequência e proceder uma conferência geral dos arquivos LUT exportados.

Código 01.

```
CASE WHEN "Index"=0 THEN 'Dummy' WHEN "Index"=1 THEN 'P1' ou 'PAZ2'
WHEN "Index"=2 THEN 'P3' ou 'PAZ1' WHEN "Index"=3 THEN 'P2' END
```

onde,

Dummy: pixels com ausência de dados (no data).

P1: classe de plumas com resposta espectral de alta intensidade.

P2: classe de plumas com resposta espectral de intensidade mediana.

P3: classe de plumas com resposta espectral de baixa intensidade.

PAZ1: classe de plumas de ressurgência com resposta espectral de alta intensidade.

PAZ2: classe de plumas de ressurgência com resposta espectral de baixa intensidade.

O resultado do cálculo do novo campo preservou todos os registros anteriores, de forma que foi necessário rodar o comando *Dissolve* sobre o campo “Classe” para unificar todos os registros de mesmo valor e assim viabilizar a extração futura da área de cada classe de pluma. Com isso, obteve-se uma demarcação de forma estratificada, segundo os níveis de intensidade aparente por banda selecionada. O próximo passo foi a estatística zonal das imagens, a qual utilizou como zonas os próprios polígonos classificados.

Operações zonais são um tipo de operação local definida sobre regiões específicas determinadas por operações booleanas ou por polígonos, linhas e pontos. Resultam em campos que contém estatísticas como moda, média, mediana, desvio padrão, contagem e outras, e cuja entrada são os valores de regiões restritas pelos critérios mencionados acima (TOMLIN, 1990; CORDEIRO; BARBOSA; CÂMARA, 2004). Nesse caso, os pixels das imagens MODIS possuem os valores de entrada necessários (ND), e ao novo dado gerado serão atribuídos os campos já referidos, sendo a coluna “count” a variável de interesse real.

Esse valor corresponde ao número de pixels dentro de cada zona, que neste caso esta definida como o polígono associado a uma dada classe. Sendo assim, uma vez conhecida a resolução espacial do produto-base de todo o processamento,

pôde-se atribuir um novo valor associado a cada classe de pluma referente à sua área em km², cuja fórmula está descrita abaixo.

Código 2

```
"count" *62500*0.000001.
```

onde “count” é o número de pixels por zona.

Os valores 62500 e 0.000001 correspondem, respectivamente, ao quadrado da resolução espacial das imagens (250 m) e ao fator de conversão de metro quadrado para quilômetro quadrado. A fórmula foi executada para a criação de um novo campo nomeado “area”. Ao fim, para cada dia de observação das plumas de sedimento, um arquivo contendo seus limites, segundo cada uma das classes criadas, e uma tabela de atributos com os dados de área das diferentes classes foi produzido, sendo a mesma informação gerada para os dias em que se observou a Pluma azul, associada à ressurgência (Figura 16). Dessa forma, obteve-se a dimensão espacial das plumas observadas dentro do período amostral, o que possibilitou desde comparações na escala diária até a interanual.

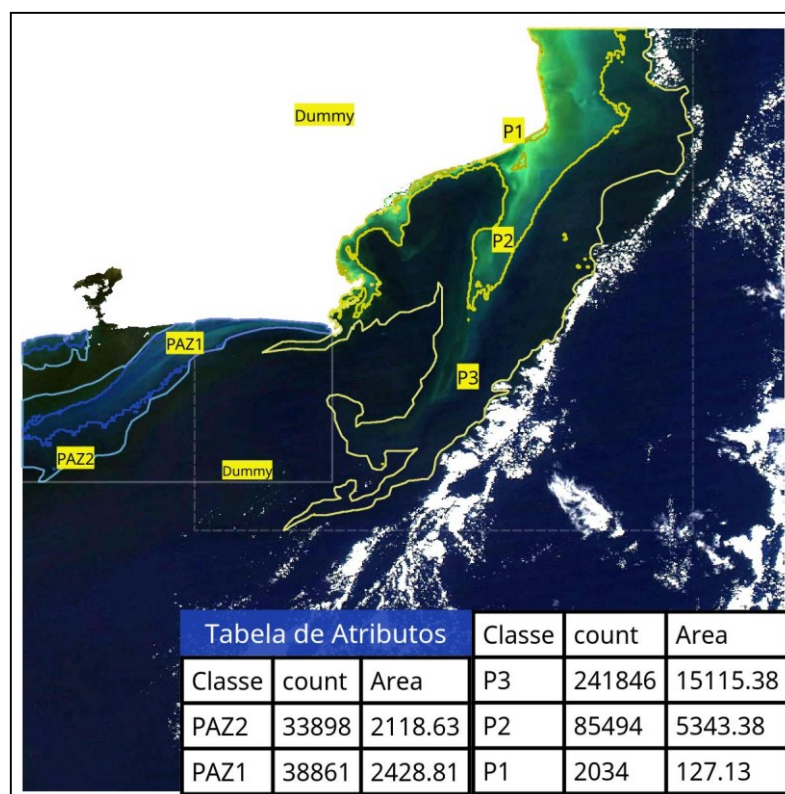


Figura 16 - Polígonos de classe após aplicação do *Dissolve*, estatística zonal e do cálculo de área. O parâmetro “count” calculou a contagem de pixels em cada uma das máscaras de classe, para então gerar o valor de área com base na resolução espacial da imagem. Regiões *Dummy* não possuem valor de dados.

Finalizando a etapa de geoprocessamento, atualizou-se a planilha de registro de observações com os novos dados relativos às áreas das diferentes plumas e suas respectivas classes, bem como se deduziu os totais dimensionais. A tabulação deste conjunto de dados permitiu as comparações e análises estatísticas que se seguiram, o que inclui a busca de correlação significativa com variáveis ligadas às forçantes físicas locais.

5.2 ANÁLISE EXPLORATÓRIA DE DADOS

Para analisar a variabilidade sazonal da área das plumas, utilizou-se Análise Exploratória de Dados (AED), que consiste em uma abordagem de análise que emprega uma variedade de técnicas, muitas delas gráficas, para objetivos como: maximizar relações em um conjunto de dados; revelar a estrutura implícita destes; extrair variáveis importantes; detectar discrepâncias e anomalias; testar afirmações

implícitas; desenvolver modelos com base no princípio da parcimônia; e determinar configurações de fator ótimas. Trata-se, precisamente, de uma maneira particular de abordar os dados, e não de uma lista de técnicas específicas, de onde surge sua diferença dos gráficos estatísticos em si, dos quais frequentemente faz uso, porém sem se restringir aos mesmos e ao seu foco na caracterização de um único aspecto dos dados. Em essência, a AED busca revelar a estrutura implícita nos dados tratando-os de forma mais direta e adiando os pressupostos usuais acerca do tipo modelo que estariam seguindo (NIST/SEMATECH, 2003).

O diagrama de caixas, ou *Box Plot*, em Inglês, é um tipo de análise exploratória gráfica útil em extrair informação acerca da variação e localização de um grupo de dados ou entre grupos de dados. Divide cada grupo em quatro partes, cada uma contendo 25% dos dados, os chamados quartis, ou percentis, usualmente separando os 25% inferior (mais baixos) e superior (mais altos) dos dados, restando 50% referente aos valores centrais. Com base no intervalo entre os quartis de 25 % e 75%, calcula distâncias denominadas *whiskers*, ou fio de bigode, que podem assumir um múltiplo determinado da diferença interquartil, como o valor 1,5 (TUKEY, 1977) ou ser os próprios extremos absolutos de 0% e 100%.

Um gráfico então é gerado utilizando retângulos, ou caixas, cujo tamanho representa os 50% de dados entre os limites superior e inferior dos quartis de borda. A média ou mediana de cada grupo é marcada por um traço ou linha dentro do retângulo, e os *whiskers* são indicados por linhas que se prolongam para cima e para baixo até o limite calculado. Pontos que caem fora do limite dos *whiskers* são plotados individualmente e podem ser avaliados como potenciais discrepâncias (*outliers*), sendo que valores entre 1,5 e 3 vezes o intervalo interquartil são considerados discrepâncias médias e aqueles maiores que 3 vezes o intervalo são considerados discrepâncias extremas (ITRC, 2014). A Figura 17 traz um exemplo de box plot individual e descreve os elementos que o consituem.

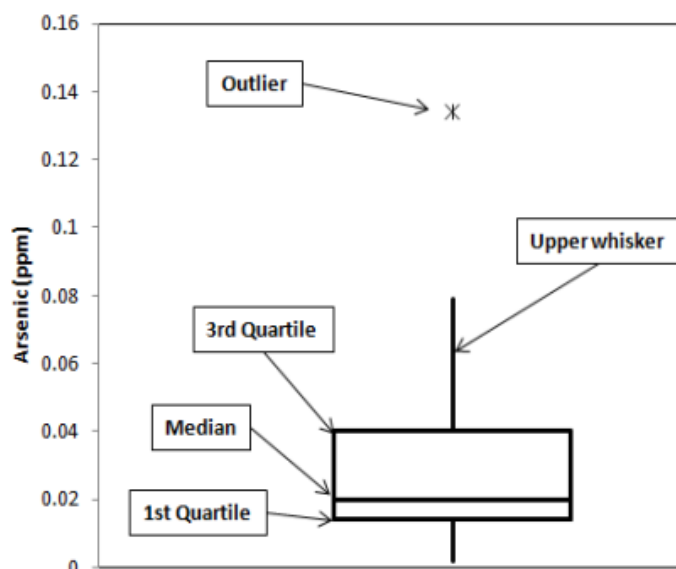


Figura 17 - Exemplo de um série de dados representada por um diagrama de caixa, indicando o significado de cada elemento que o compõe.
Fonte: ITRF, 2013.

Esse tipo de análise é fortemente visual e por isso permite a extração rápida de informações sobre os dados, tal como a resposta de diferentes grupos a algum fator de interesse em termos de localização e variabilidade. Além disso, é uma ferramenta efetiva para sumarizar grandes quantidades de informações (NIST/SEMATECH, 2003). O fator de interesse pode ser de natureza diversa, dentre os quais o tempo é um dos mais utilizados. Outro aspecto interessante é o foco no “corpo” dos diferentes grupos de dados, isto é, na sua tendência em torno de um valor central (no presente caso, a mediana), o que oferece também uma noção da sua estabilidade e dependência do fator de interesse. Portanto, mediante a conveniência e eficácia deste tipo de análise, optou-se por aplicá-la à variação de área das plumas de turbidez na PCCF de acordo com o tempo em escala sazonal.

5.3 AQUISIÇÃO E ANÁLISE DOS DADOS DE ONDAS E VENTOS

Os valores referentes à altura, período e direção de ondas, bem como de velocidade do vento a 10 m da superfície da água foram produzidos por reanálises do programa *Wave Watch III* - WWIII, da *National Oceanic and Atmospheric Administration* – NOAA, o qual fornece valores estimados a cada 3 horas em uma

dada coordenada geográfica do globo. Para este estudo, foram acessados dados referentes à região próxima a Cabo Frio nas coordenadas 22,99° S e 40,94° W, coincidente com a isóbata de 100 m da plataforma. Os dados foram assumidos como representativos das condições climáticas na área de estudo, baseado nas estimativas previamente realizadas sobre a distribuição da força do vento sobre a plataforma sudeste brasileira (Figura 18).

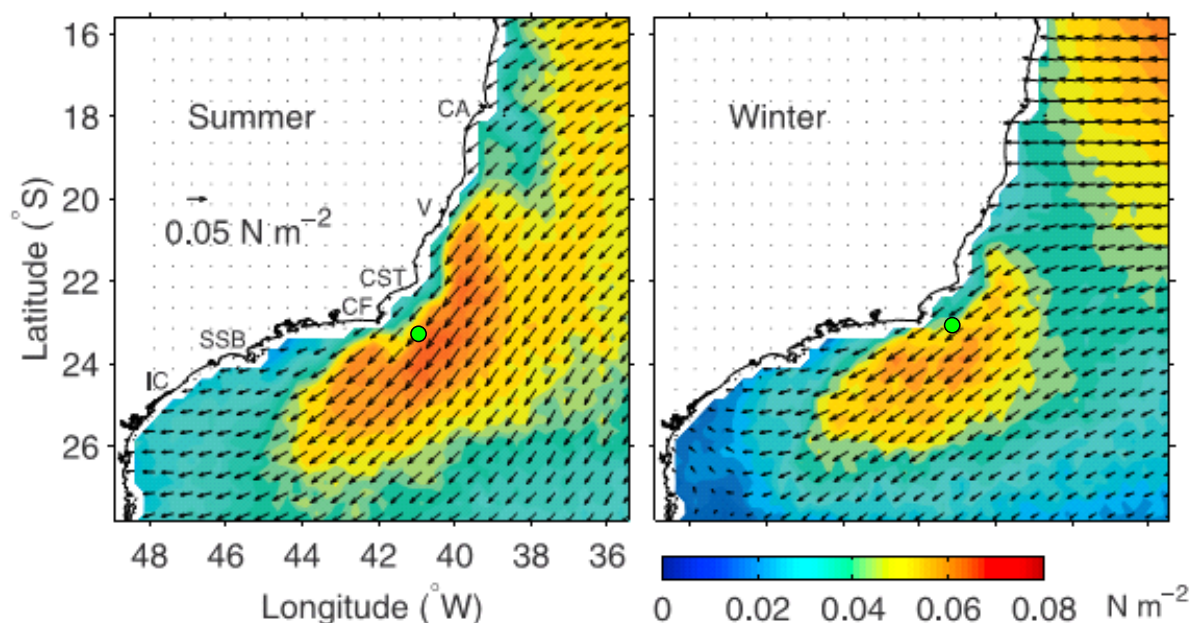


Figura 18 - Vetores médios do estresse do vento e sua magnitude (cores) obtidos a partir de dados do satélite QuikSCAT no verão (à esquerda) e inverno (direita), entre 2000 e 2004. Fonte: CASTELAO; BARTH, 2006.

A base de dados histórica utilizada neste trabalho, que cobre o período de 1997 a 2015, pode ser acessada no endereço <http://polar.ncep.noaa.gov/waves/index2.shtml>. Dados do WWIII para as mesmas variáveis acima referidas, porém mais contemporâneos (2010 até a atualidade), estão disponíveis no servidor do *Environmental Research Division's Data Access Program* – ERDDAP, nos sítios http://oos.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/NCEP_Global_Best.html e http://oos.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/NWW3_Global_Best.html.

Os valores de altura de onda significativa (H_s) fornecidos pelo WWIII são relativos a ondas de diferentes categorias ou do espectro total. Ondas geradas por

ventos locais, incluídas aí as brisas, são conhecidas como vagas, ou *sea*, enquanto aquelas que viajam grandes distâncias do seu local gerador até o ponto de detecção são denominadas ondulações, ou *swell*. Estas absorvem energia daquelas (vagas) na sua região geradora e viajam por centenas de quilômetros a ponto de se libertarem da influência do vento. Em geral, ondas *swell* são mais regulares que as vagas, apresentando superfície menos perturbada, longas cristas bem definidas e períodos relativamente longos, além de possuírem uma direção de propagação predominante (DEMIRBILEK; VINCENT, 2002). Para estabelecer uma condição representativa do clima regional em larga escala, dados de onda relativos ao espectro médio entre 1997 e 2015 foram utilizados para as análises sazonal e interanual, enquanto que nos casos de dispersão estudados em escala diária, utilizaram-se medidas atribuídas ao *swell*.

Outro fator importante para descrever o estado do mar são os parâmetros ligados às ondas de maior energia, o chamado pico de ondas, cujas informações de período, altura e direção também são fornecidas pelo modelo WWIII. O período de pico (T_p), por exemplo, é conhecido como o período associado às ondas de maior altura em um espectro de ondas, exercendo forte influência sobre o estado das águas. Associados a este parâmetro, geralmente estão os outros dois (altura e direção), de modo que é comum representar-se graficamente a direção do pico de ondas (em graus) utilizando sua notação referente ao período (T_p , em segundos). Para as análises deste trabalho, utilizaram-se dados de T_p do espectro total na análise de dispersão da pluma em escala de dias.

O tratamento estatístico dessas variáveis seguiu uma metodologia baseada em métodos descritivos, implementados por meio de rotinas desenvolvidas no *software* MATLAB®, onde foram produzidos também os gráficos que relacionam direção, altura e proporção das ondas (“rosas de onda”).

Um destes métodos é a função densidade de probabilidade, a qual é definida como a inclinação da curva de probabilidade de ocorrência cumulativa aproximada de uma amostra, a qual, por sua vez, pode ser utilizadas para descrever a porcentagem ou fração das alturas de onda amostrais menores ou iguais a uma determinada altura H_j (MCCORMICK, 2010). A equação aplicada é a seguinte:

$$p(x) \simeq \sum_{j=0}^j \frac{n_{H_j} - n_{H_{j-1}}}{N(\Delta H)} = \frac{(n_{H_j}/N)}{\Delta H}$$

onde j é o índice da altura de onda, n , o número de observações para uma determinada altura de onda, H é a altura de onda observada, N é a amostra total e ΔH é a variação utilizada entre as alturas de onda (intervalo).

Visando extrair informações implícitas na oscilação de variáveis físicas utilizadas neste trabalho, tais como a altura de onda, procedeu-se a análise de séries temporais por meio da Análise de Ondaletas (*Wavelet Analysis*), através da qual é possível avaliar o espectro de potência, ou energia, de uma determinada variável em um espaço combinado de tempo e frequência, considerando diferentes escalas. Este método se assemelha à análise de séries conhecida como Transformada de Fourier Janelada (TFJ) por ser capaz de processar sinais de natureza diversa (naturais, eletrônicos, biológicos, dentre outros) dentro do referido espaço e considerando diferentes intervalos ao longo de uma dada série temporal. Contudo, as ondaletas possuem o diferencial de captar diferentes escalas de frequência imbutidas em tais sinais, ao passo que a TFJ se baseia em intervalos fixos, que não sofrem compressão ou dilatação (Figura 19).

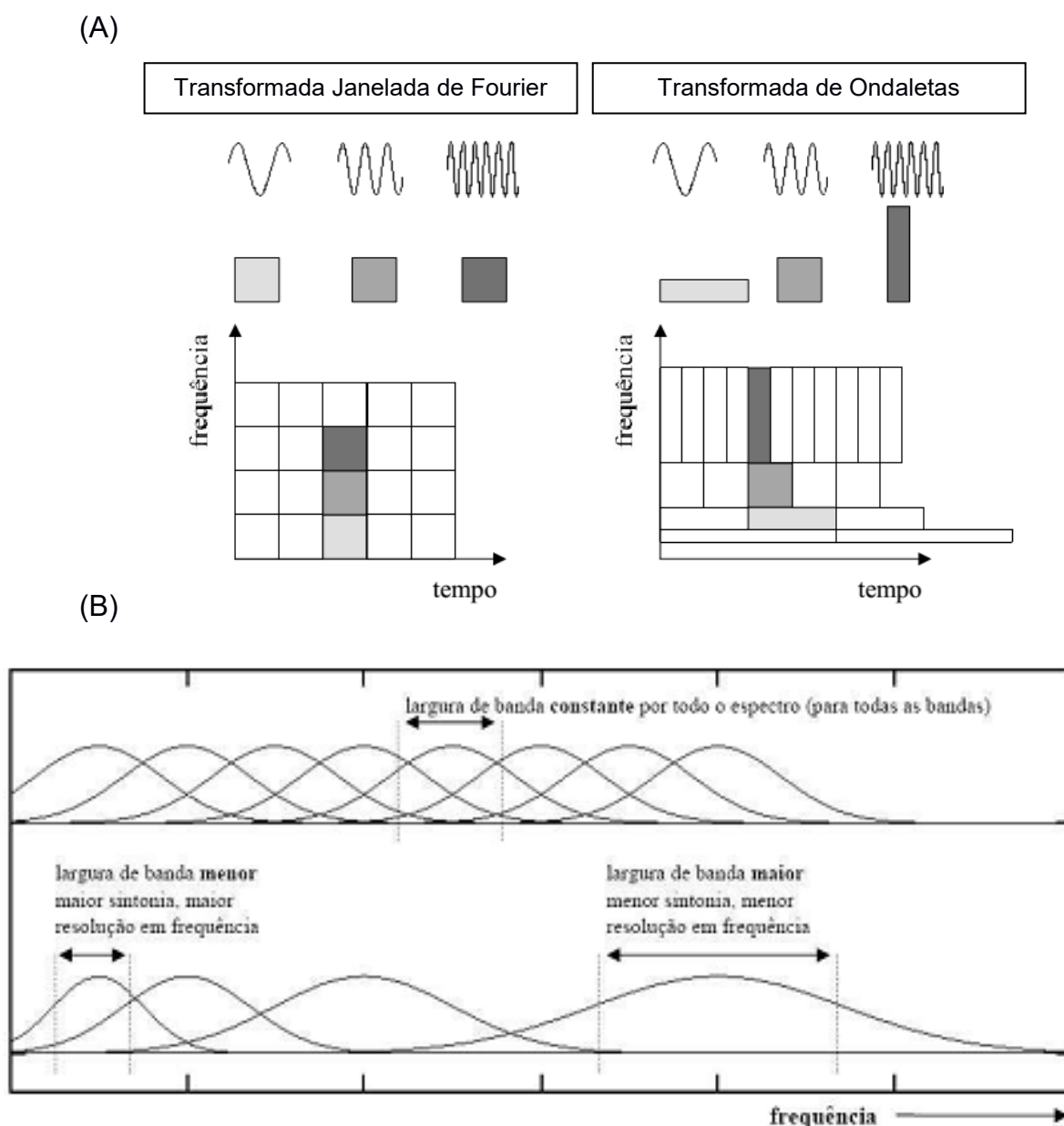


Figura 19 - (A) Relação no campo tempo-frequência da Transformada Janelada de Fourier (TJF, à esquerda) e da Transformada de Ondasletas (TO, à direita). Note-se a forma das janelas (retângulos em tons de cinza) de ambas as transformadas para diferentes frequências no tempo. (B) Cobertura do espectro de frequências pela TJF (acima) e pela TO (abaixo).
Fonte: FARIA, 1997.

Há dois tipos de abordagem das ondasletas, discreta e contínua, sendo que se optou por utilizar a segunda, uma vez que é mais adequada à extração de feições em menores escalas e é comumente empregada para a análise de oscilações intermitentes localizadas no tempo (GRINSTED; MOORE; JEVREJEVA, 2004), situação esta comum entre os dados utilizados neste trabalho. A transformada de ondasletas (TO), portanto, decompõe o sinal de uma série temporal não-estacionária, ou seja, com parâmetros como média e variância mutáveis em diferentes intervalos

de tempo com período constante. Várias observações da natureza se comportam desta maneira, sendo resultantes da composição de sinais parciais distintos que resultam em um sinal observável com oscilação complexa (Figura 20). A técnica permite, portanto, que se extraia quais partes do sinal estão fortemente presentes em uma dada localização no tempo, e com que frequência (ciclo, escala) isto ocorre.

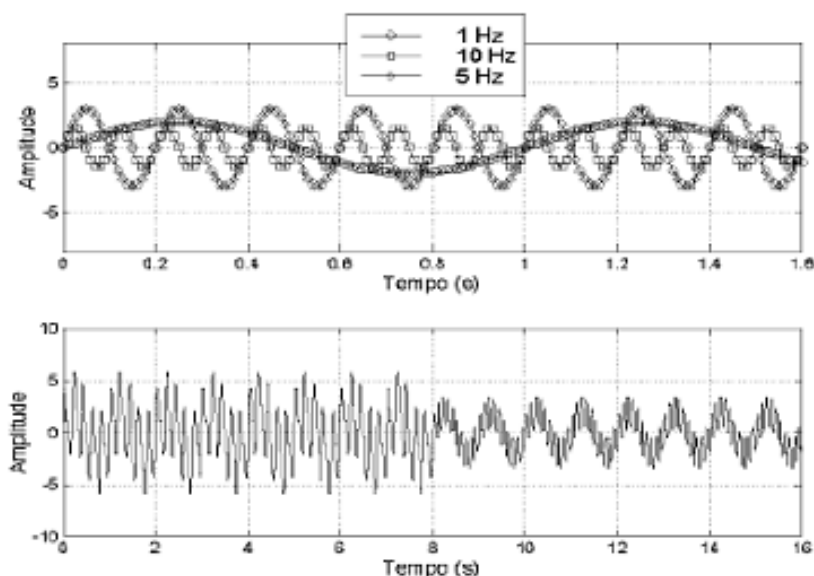


Figura 20 - (A) séries temporais de três argumentos de uma função seno (acima) e série temporal criada pela soma de cada série do gráfico “a” nos 8 primeiros segundos, enquanto nos 8 segundos restantes a série é formada apenas pela soma das duas séries de 1 e 10 Hz (abaixo).

Fonte: BOLZAN, 2006.

A seleção de uma função ondaleta-mãe comumente se deve à natureza do fenômeno observado e à finalidade da análise. Dentre elas, a equação de Morlet et al., (1982) é usualmente empregada para a decomposição de sinais ligados a fenômenos naturais e é vastamente aplicada no estudo de mudanças de amplitude e fase:

$$\psi_0(t) = \pi^{\frac{-1}{4}} e^{-i\omega_0 t} \overbrace{e^{\frac{-1}{2}t^2}}^I$$

onde I representa o envelope gaussiano, que tem desvio padrão unitário e “confina” a forma sinusoidal complexa da onda (Figura 21), representada pelo termo $e^{i\omega_0 t}$ (ADDISON, 2002), sendo i um número imaginário; ω_0 é uma frequência

adimensional, ou número de onda; e t é o valor de tempo adimensional de cada ponto da série temporal. Morlet et al. (1982) utilizaram $\omega_0 = 6$ em seu estudo, valor recomendado para extração de feições por oferecer um bom balanço entre tempo e frequência. A Figura 21 mostra um gráfico com a ondaleta de Morlet com $\omega_0 = 6$ e sua amplitude e fase arbitrárias e discrimina as partes real e imaginária da função aplicada sobre uma curva.

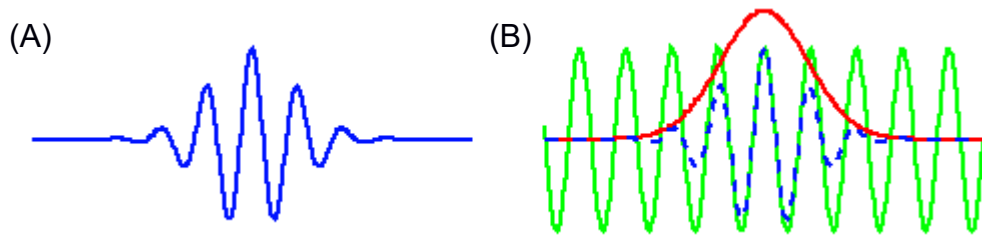


Figura 21 - (A) Função ondaleta-mãe de Morlet, com largura e amplitude arbitrárias, com tempo na direção horizontal. (B) Construção da ondaleta de Morlet (linha tracejada azul) sobre uma curva seno (linha verde) modulada por um pacote Gaussiano (linha vermelha).
Fonte: TORRENCE; COMPO, 1998.

A função ondaleta-mãe deve ser escalada (dilatada ou compactada) para refletir as diferentes frequências imbutidas no sinal observado e transladada para cobrir o espaço de tempo completo da análise, logo se aplica uma transformação da função ondaleta-mãe de Morlet inserindo os parâmetros correspondentes à translação e escala, da qual resulta a seguinte equação:

$$W(j, k) = \frac{1}{\sqrt{j}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \cdot \psi_0^*\left(\frac{t - k}{j}\right) dt$$

onde j é o parâmetro de escala, que permite à TO capturar sinais de baixa e alta frequência com detalhe, e k é o parâmetro de translação, que indica a localização na série temporal da transformada. O asterisco em ψ_0^* simboliza o complexo conjugado da função ψ_0 , que após inserido na função acima resulta no seguinte aspecto da TO:

$$W\left(\frac{t-k}{j}\right) = \frac{\pi^{\frac{-1}{4}}}{\sqrt{j}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \cdot e^{-i\omega_0\left(\frac{k-t}{j}\right)} e^{\frac{-1}{2}\left(\frac{t-k}{j}\right)^2} dt$$

A energia da ondaleta, então, é definida como o quadrado da TO:

$$\left|W\left(\frac{t-k}{j}\right)\right|^2$$

A decomposição da ondaleta aplicada a um sinal determinado se dá dividindo a série temporal (ST) em múltiplos de 2, para analisar oscilações de diferentes escalas, e avançando sobre a mesma ao substituir o valor do translador k . Por exemplo, uma série com 1024 pontos ($s = 1024$), se colocada em termos de potência de 2, levará a $2^n = 1024$, logo $n = 10$, o que significa que 10 escalas poderão ser visualizadas na análise de ondaletas. Estas escalas serão alternadas na análise segundo o parâmetro j e serão deslocadas, ou transladadas, entre diferentes pontos ao longo do tempo segundo o parâmetro k .

O nível de significância estatística para um pico de energia de ondaleta pode ser calculado considerando a “hipótese nula” na qual se considera o sinal como ruído vermelho com um dado Espectro de Energia de Fundo (P_k), que neste trabalho foi calculado segundo a equação proposta por Allen e Smith (1996):

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{|1 - \alpha e^{-2i\pi k}|^2}$$

onde k é o índice das bandas de frequência de Fourier (f_k), calculadas por $f_k = k/n(dt)$, sendo n o número total de bandas de frequência da série, dt o intervalo de amostragem da série temporal e α um coeficiente de autocorrelação (correlação de um sinal com ele próprio, entre valores medidos em diferentes momentos) da ST analisada, sendo calculado por:

$$\alpha = \frac{(a_1 + \sqrt{a_2})}{2}$$

onde a_1 e a_2 são as autocorrelações da série temporal com defasagens (atraso de uma medição em relação à outra a ser correlacionada) de $lag-1$ e $lag-2$, respectivamente. Neste estudo, a análise dos dados de onda foi realizada com um nível de significância de 5% (95% de confiança).

O espectro de energia resultante da transformada de ondaletas representa a intensidade (energia) da atuação de eventos cíclicos em determinada posição no tempo. Nele, é discriminada uma região em formato de cone dentro da qual os dados estão sob efeito de borda desprezível, sendo denominada Cone de Influência (CI). Este efeito se deve ao fato de que a análise de ondaletas não é totalmente localizada no tempo.

A vasta aplicação de ondaletas contínuas a séries com oscilações intermitentes torna interessante sua execução cruzada com outra série possivelmente interativa, de modo que se possa investigar a energia comum e a relação de fase entre ambas, procedimento conhecido como transformada de ondaletas cruzada (GRINSTED; MOORE; JEVREJEVA, 2004). A distribuição teórica do espectro cruzado de energia de de duas séries temporais, segundo Torrence e Compo (1998), é dada por:

$$D \left(\frac{|W_n^X(s)W_n^Y(s)|}{\sigma_X \sigma_Y} < p \right) = \frac{Z_V(p)}{v} \sqrt{P_k^X P_k^Y}$$

onde $Z_{V(p)}$ é o nível de confiança associada à probabilidade p para uma função de densidade de probabilidade, ou *Probability Density Function* - PDF (denominação em Inglês pela qual é vastamente conhecida), definida pela raiz quadrada do produto de duas distribuições χ^2 (Qui-quadrado). Por exemplo, um nível de significância de 5% pode ser calculado usando $Z_2(95\%)=3.99$. O tempo de resposta de uma série à variação da outra é denominada relação de fases, e para obtê-la é preciso estimar a média circular, ou ângulo médio (a_m), e o intervalo de confiança da diferença de fase entre as variáveis. Neste trabalho foi utilizada a média circular da fase para regiões com significância estatística maior que 5% que estão fora do Cone de Influência. Este é considerado um método geral e útil por Grinsted, Moore e Jevrejeva (2004), e foi calculado como proposto por Zar (1999):

$$a_m = \arg(X, Y)$$

onde $\arg(X, Y)$ é a função operante sobre os argumentos complexos X e Y , e dá o ângulo entre um eixo real positivo (X) e o eixo que cruza sua origem, ou eixo da parte imaginária (Y), sendo cada um destes valores calculados por:

$$Y = \sum_{i=1}^n \sin(a_i) \quad \text{e} \quad X = \sum_{i=1}^n \cos(a_i)$$

onde n é o número de observações de uma série e i o índice de um ângulo específico.

A avaliação da covariabilidade de duas séries de dados gera um espectro de energia cruzado, que ilustra o quanto uma variável explica a variabilidade da outra, além de evidenciar a relação de fase entre ambas. As relações de fase são representadas por setas cuja angulação denota o quanto uma série está atrasada ou avançada em relação à outra. (Figura 22). A interpretação de cada ângulo de fase notável está listada a seguir.

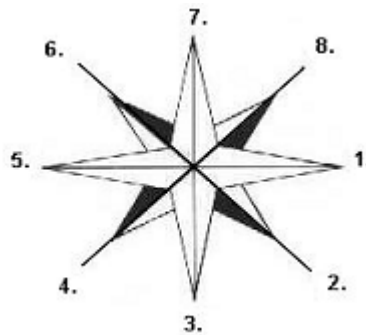


Figura 22 - Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais. O significado de cada ângulo numerado será apresentado no parágrafo seguinte.
Fonte: BARBOSA; BLITZKOW, 2008.

1. Série 1 e Série 2 completamente em fase.
2. Série 2 avançada 45° da Série 1. A Série 1 responde em 1/8 do período.
3. Série 2 avançada 90° da Série 1. A Série 1 responde em 1/4 do período.

4. Série 2 avançada 135° da Série 1. A Série 1 responde em $3/8$ do período.
5. Série 1 e Série 2 estão em fase completamente opostas.
6. Série 2 defasada 225° da Série 1, ou a Série 1 avançada 135° da Série 2. A Série 2 responde com $3/8$ do período.
7. Série 2 defasada 90° da Série 1. A Série 2 responde em $1/4$ do período.
8. Série 2 defasada 45° da Série 1. A Série 2 responde em $1/8$ do período.

A seguir, serão apresentados e discutidos os resultados das análises realizadas em diferentes escalas temporais sobre os diferentes tipos de dados.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados apresentados são produto de uma abordagem de caráter semi-quantitativo do objeto de estudo (dispersão das plumas), uma vez que além do cálculo de estatísticas referentes ao banco de imagens, à variabilidade de área das plumas e das forçantes climáticas potencialmente influentes, foi realizada a exploração de aspectos qualitativos destas feições, tais como forma, orientação e intensidade, bem como a análise comparativa entre sua evolução ao longo dos dias e o comportamento dos fatores físicos considerados (ventos e ondas). Por fim, a discussão dos resultados conduziu a uma proposta de mecanismo de dispersão de plumas túrbidas com visível influência sobre a Plataforma Continental de Cabo Frio.

6.1 LEVANTAMENTO DE IMAGENS

Dos 4018 dias levantados, apenas 237 dispuseram de ao menos uma imagem com qualidade adequada ao seu processamento automático (segundo os critérios estabelecidos), respondendo por 5,90 % de aproveitamento. Do total de 285 imagens úteis (entre AQUA e TERRA) a maioria (72,98%) foi gerada pelo satélite AQUA, enquanto que 27,02% são procedentes do TERRA, o que demonstra um maior rendimento do primeiro. Além da degradação promovida por ruídos, cobertura de nuvens e aparente corrupção de dados, lacunas no histórico da base utilizada contribuíram para a descontinuidade da série.

Sabe-se que diferenças entre a resposta dos sensores a bordo dos dois satélites tem aumentado desde o lançamento da plataforma TERRA (FRANZ et al., 2007), sendo o ano de 2003 (logo antes do início da série deste estudo) um ponto particular no histórico deste satélite devido a um evento de superaquecimento da porta do nadir (ângulo de visada perpendicular à linha de deslocamento do satélite) durante uma atividade especial de caracterização (QIAN, 2016). Apesar de ter seus supostos efeitos sobre o espelho do sensor corrigidos, este evento deixou suspeitas de que as características pré-lançamento do espelho do MODIS-TERRA pode não corresponder à atual configuração em órbita (FRANZ, et al., 2007). Quanto à cobertura de nuvens, há uma ligeira vantagem geral relativa à hora local de passagem do satélite AQUA sobre o equador (13:30h, enquanto que o horário do

TERRA é às 10:30h), contribuindo para maiores percentagens de observações válidas diárias para esta plataforma, principalmente nos meses de inverno boreal e nos oceanos tropicais e subtropicais, com destaque para a costa do Peru e Chile e Angola e Namíbia, tal como demonstrado por Feng e Hu (2016). No caso dos ruídos, a diferença significativa de sensibilidade entre os 10 detectores presentes em cada banda de aplicação oceânica aumenta a chance de produção de *striping* nas imagens geradas a bordo do satélite TERRA (FRANZ et al., 2007), enquanto que comparações entre produtos MODIS L2 derivados das diferentes plataformas para a região do Oceano Índico Norte em janeiro de 2006 não indicaram diferença significativa de *sun glint* entre os dois satélites (FENG e HU, 2016).

A maior quantidade de imagens foi encontrada nos meses centrais do ano, provavelmente devido à menor interferência de nuvens durante o período de menor pluviosidade e de maior pressão atmosférica ocasionada pela aproximação do ASAS da costa leste sul-americana. Entre os meses de dezembro a fevereiro foram realizadas 41 observações, de março a abril, 51, de junho a julho, 109, e entre setembro e novembro, 37. A tempo, cabe esclarecer que não há explicação científica plausível para que a quantidade de dias observados no mês influencie diretamente a área da pluma calculada por dia - ainda que seja demonstrada a existência de algum nível de correlação entre ambas - de modo que se mostra mais coerente considerar a intervenção de fatores climáticos que alteram o nível de interferência atmosférica como responsável por essa condição.

Ao longo dos anos, a frequência de observações se concentrou no início e no final da série, apresentando uma queda notável entre 2007 e 2009 (Figura 23). É preciso, porém, ressaltar a existência de duas lacunas na base de dados consultada, uma menor, compreendendo a faixa de 136 dias entre 22/08/2007 e 04/01/2008 e outra de 460 dias entre 03/02/2011 e 07/05/2012. É fato que este vazio afetou de forma severa o ano de 2011, sendo que a escassez de dados nesse ponto praticamente anula seu efeito de comparação. No geral, contudo, pode-se afirmar que não houve prejuízo concreto à análise, haja vista que 85,17% da série filtrada permaneceu observável.

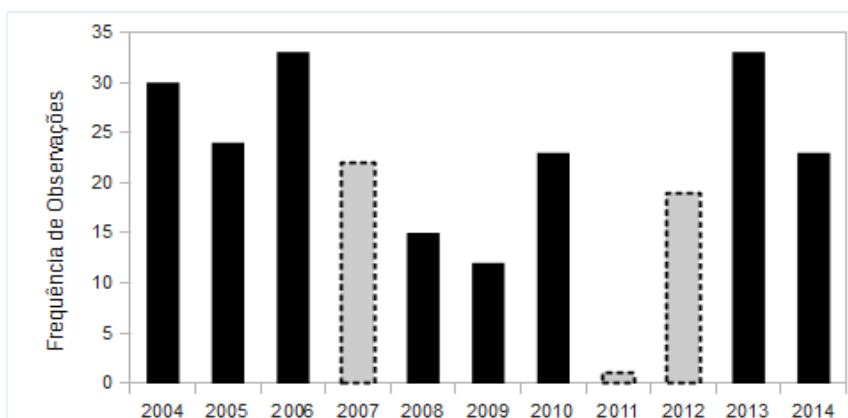


Figura 23 - Frequência de dias observados por ano. As barras com borda tracejada e cor desbotada sofreram déficit de dados.

Além disso, o conjunto de plumas medido gerou resultados de tal modo consistentes que não houve espaço ou necessidade de dúvida no que se refere às tendências reveladas. Mesmo na escala sazonal, onde os meses poderiam gerar certo comprometimento, a possibilidade da recorrência de padrões frente à amplitude temporal da amostra compensa a ausência de sinal embutida. Portanto, se mostrou viável a caracterização das plumas com base em transformações ligadas a sua forma, localização, dinâmica, sazonalidade e desenvolvimento.

6.2 ASPECTOS DA DELIMITAÇÃO DA PLUMA

A marcação das frentes de pluma revelou a alternância entre tendências de dispersão *along-shore* (paralela ao comprimento da plataforma) e *cross-shore* (perpendicular ao comprimento da plataforma), com mudança também no sentido, sendo predominantemente para sul e algumas vezes para norte. A direção sobre a qual o espalhamento ocorre é coerente com a orientação da plataforma, sugerindo uma forte influência da topografia de fundo. Em termos de conformação e intensidade, ambas se mostraram menores à medida que se avançava para o oceano, revelando padrões mais descontínuos e de menor reflectividade.

A pluma de classe P3 foi a que apresentou maior área na maior parte do tempo (média: $13.709,90 \pm 9.265,97$), possuindo esta uma superfície de aparência mais fraca, o que pode ser causado por uma dispersão mais acentuada do material que a compõe e/ou por uma alimentação de material menos intensa. Esta fração esteve frequentemente mais afastada da costa, em especial próxima à latitude do

Cabo de São Tomé. Esta frente, que corresponde ao alcance máximo da pluma, por muitas vezes cruzou a linha de quebra da plataforma, - tomando-se aqui a isóbata de 200 m como referência - o que ficou especialmente evidente durante a estação seca

O setor mais próximo à Baía de Guanabara apresentou uma alta frequência de plumas de classe P2 e P3, com predomínio desta última, o que visualmente leva à conclusão de um aporte menor de material nesta área. A ocorrência na faixa entre a Baía e Cabo Frio se revelou, ainda, inconstante, sendo em alguns casos, inexistente. Enquanto isso, as maiores respostas espectrais (classe P1) foram registradas nos arredores do Cabo de São Tomé e sua ocorrência se deu, via de regra, dentro de uma distância relativamente pequena da linha de costa. A pluma de classe P2 - de intensidade moderada - foi preponderante no domínio entre o Cabo Frio e o CST, onde raramente ultrapassou a isóbata de 200 m.

Em alguns casos, é possível notar geometrias irregulares que parecem refletir a influência dos vórtices de plataforma média e de correntes de SW (Figura 24). Isto também foi observado na delimitação das plumas de ressurgência na plataforma de Cabo Frio, onde a dispersão foi absoluta no sentido SW, o que é consistente com o principal fator indutor deste fenômeno em escala costeira, que é a persistência de ventos de NE.

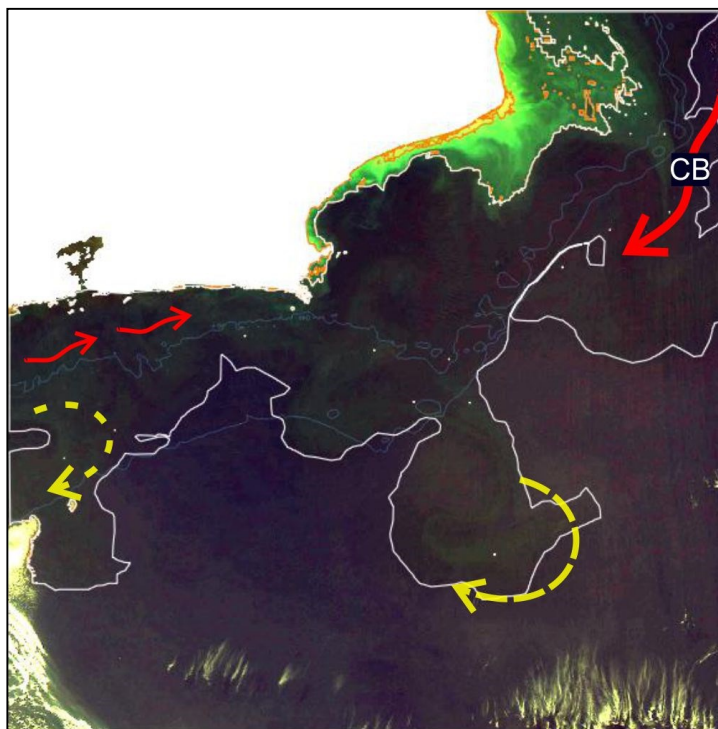


Figura 24 - Imagem realçada do satélite AQUA, do dia 04/08/2013, mostrando uma grande pluma túrbida. As linhas de cor branca e laranja delimitam zonas de maior ou menor turbidez, associadas às classes de pluma, já as de cor azul marcam as isóbatas de 100 e 200 m. As setas se cor vermelha simbolizam correntes, sendo a maior delas a Corrente do Brasil. As setas curvas em amarelo indicam a aparente influência de vórtices sobre a circulação da pluma.

As feições de ressurgência são muito menos frequentes que as plumas detríticas túrbidas e cobrem uma área menor, com grande concentração na região ao largo de Cabo Frio e detecção mais escassa nas águas do CST. Os valores de média diária e desvio padrão estão organizados na Tabela 4, onde se vê, por exemplo, que a distribuição entre as duas classes da pluma azul mostrou maior tendência para a pluma de classe PAZ2, a menos intensa, e que a maior contribuinte para a área total das plumas detríticas (turbidez + ressurgência) foi a classe P3, seguida das classes P2 e P1. O desvio padrão, em geral, foi substancialmente elevado, principalmente para as menores plumas. Tais valores denotam alta aleatoriedade de dados, e isto incluiu situações em que a área da pluma está distante da sua própria média em cerca de uma vez este valor (P1 e PAZ1). Certamente, o efeito de maior eventualidade associado à ressurgência influencia a estatística das plumas azuis, o que acaba inserindo muitos valores nulos ao cálculo. Portanto, os números referentes às plumas de ressurgência na Tabela 4 foram

obtidos considerando apenas os dias em que a pluma azul foi observada, representando de maneira mais eficaz sua dimensão.

Tabela 4 - Média diária e desvio padrão da área das diferentes classes de pluma

Classe	Área média (km ²)	Desvio Padrão (km ²)
P1	00337,88	00328,42
P2	04963,50	03296,12
P3	13709,90	09265,97
PAZ1 ¹	00924,78	00949,02
PAZ2 ¹	01521,32	01323,25
PAZ ¹	02390,82	01699,46
P	19011,28	10475,43
PTOTAL	19636,73	10334,74

¹ O cálculo referente aos parâmetros dessa classe excluiu valores nulos.

A finalidade dos dados relacionados acima é oferecer uma noção da proporção espacial entre as plumas, sem considerar fatores de sazonalidade e variação interanual, os quais serão relacionados mais adiante.

6.3 VARIABILIDADE TEMPORAL DA ÁREA DAS PLUMAS

6.3.1 Escala Diária

A variabilidade temporal da área das plumas será analisada começando pela escala de dias, passando pela sazonal e terminando na interanual. Para o acompanhamento da dispersão ao longo dos dias, optou-se pela seleção de alguns casos com sequências de imagens em condições razoáveis de observação, levando em conta também a ocorrência de sistemas frontais antes ou após as sequências. Estas frentes são um elemento útil para a investigação dos fatores que condicionaram a evolução da pluma a curto prazo, e ganharam importância devido ao fato de que a escala de dias foi a mais afetada pela descontinuidade de observações ligada à qualidade das imagens. Logo, ainda que grandes séries

contínuas de observações dia após dia sejam inexistentes, a perturbação climática causada pela passagem das frentes pode servir como ampliador dos sinais relativos à interação oceano-atmosfera, pois reflete uma dinâmica operante na ordem de semanas a meses em apenas alguns dias. Assim, tomando-se alguns casos representativos e de natureza diversa, segue uma comparação entre a evolução da pluma e a ação de ventos e ondas sob a influência de tais sistemas.

A Figura 25 ilustra uma sequência diária tomada antes da passagem de uma frente fria sobre a PCSE entre os dias 24 e 26/11/2012 (Figura 26) e mostra que, no geral, a ação pouco direcionada e intensa dos ventos se associou ao constrangimento da plena expansão da pluma. Inicialmente, a direção do vento foi de NW, porém rapidamente começou a girar no sentido horário até completar uma volta no último dia da sequência, sem demonstrar grandes intervalos de persistência. A situação de instabilidade da direção das ondas foi menor, pois seu giro iniciou de SW e foi até NW no sentido horário de tal maneira que na primeira metade da sequência manteve uma direção média de SW e na segunda buscou se estabelecer rumo ao E. Já quanto a sua altura, esta se manteve relativamente baixa, ainda que se note uma leve diminuição ao final do período, sem efeitos observáveis.

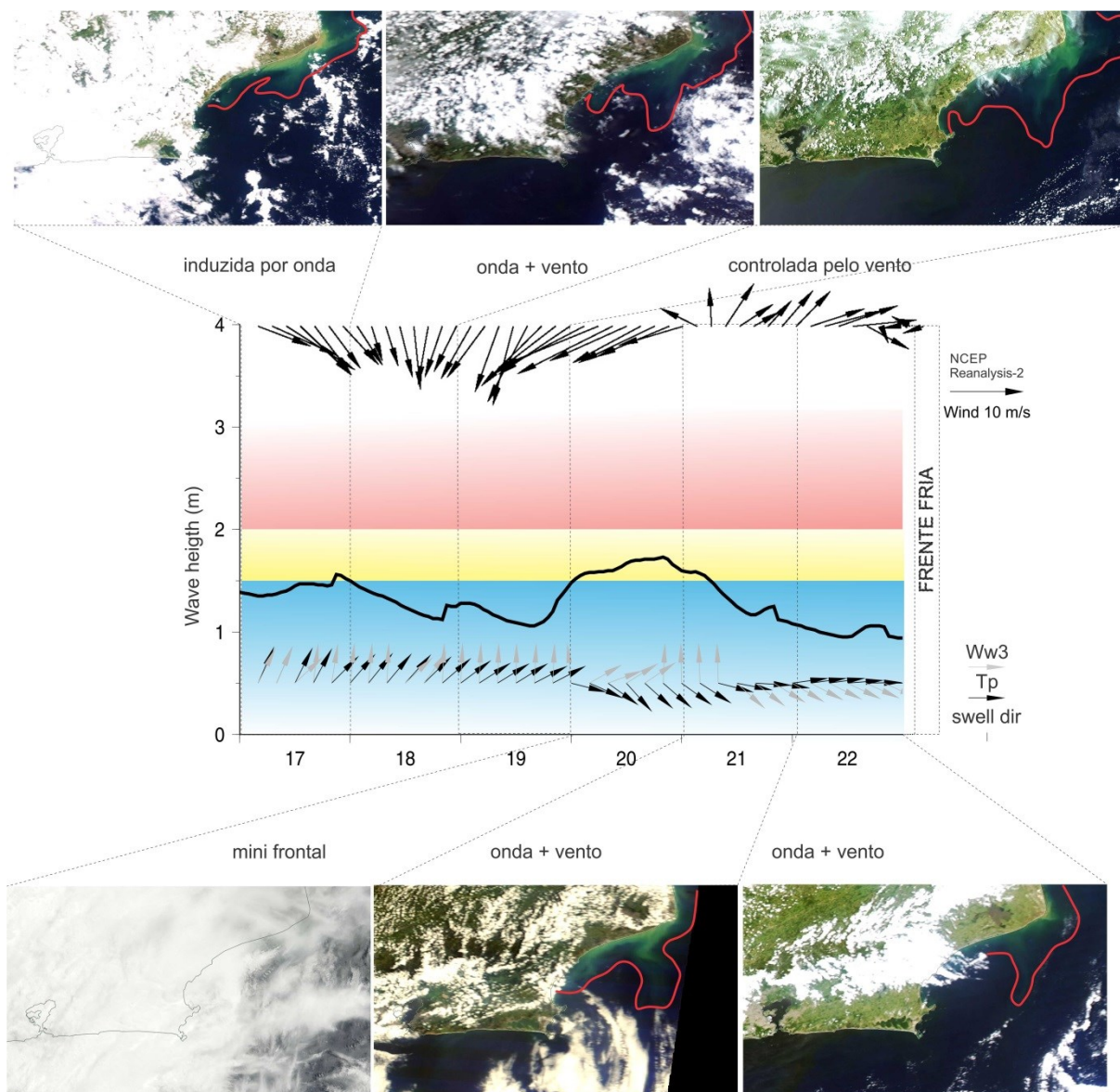


Figura 25 - Sequência diária de imagens mostrando a dispersão da pluma túrbida de acordo com a ação do vento e das ondas (*swell*). Imagens de 17/11/2012 a 22/11/2012, geradas durante a estação úmida. As setas na parte superior do gráfico indicam a direção do vento; a linha preta contínua indica a altura das ondas; as setas pretas na parte inferior simbolizam a direção das ondas; as setas de cor cinza mostram a direção das ondas de maior energia, que possuem o chamado período de pico (T_p). Os dias estão ordenados no eixo horizontal inferior e o momento da passagem da frente fria sobre a área de estudo está expressamente marcado. As cenas utilizadas são do sensor MODIS, satélites AQUA e TERRA.

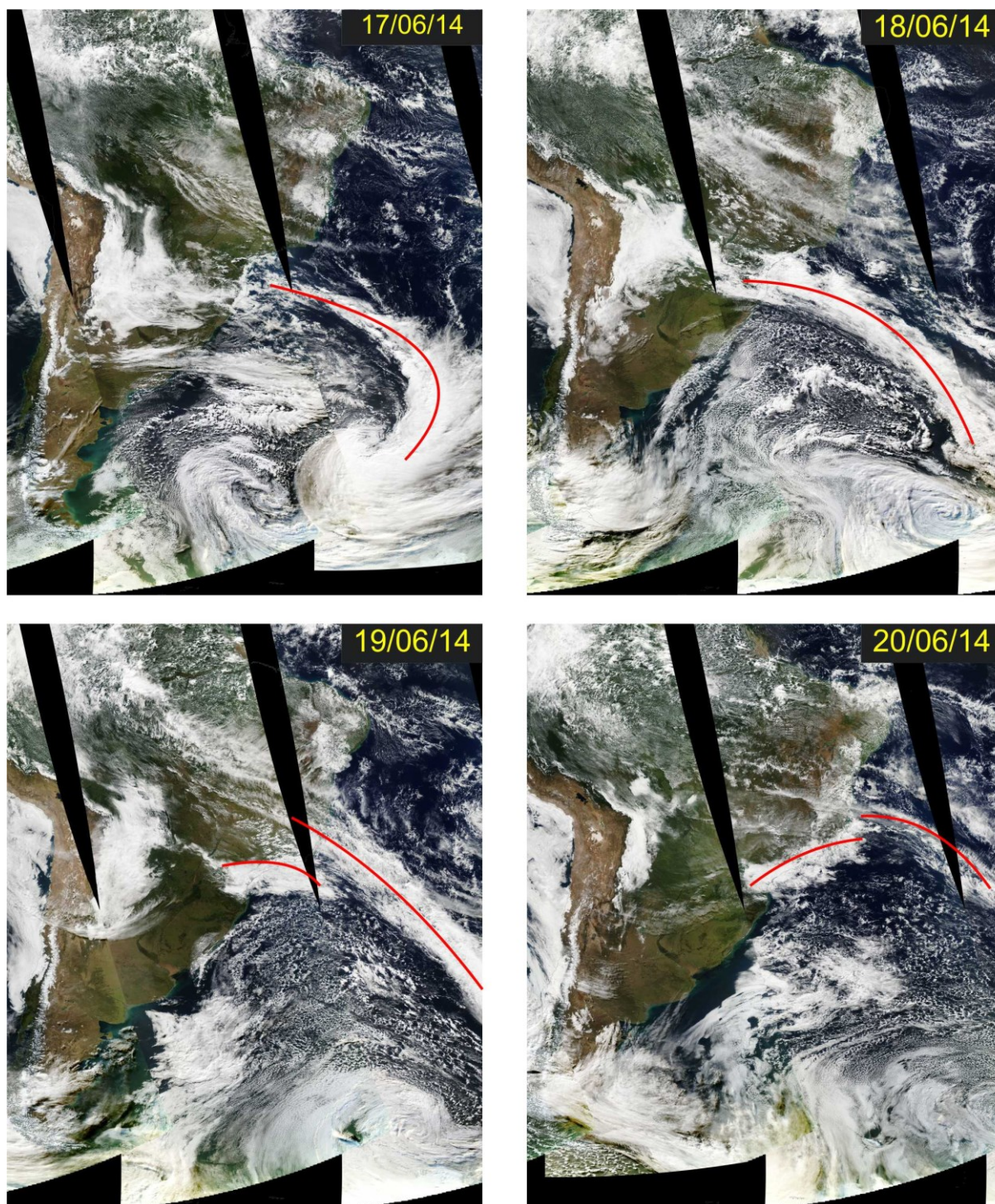


Figura 26 - Evolução da frente fria que atingiu a PCSE no dia 25/11/12, após o primeiro caso de dispersão da pluma analisada em escala sinótica (dias a semanas). O cordão de nuvens carregadas que caracteriza o sistema está marcado com linhas vermelhas em cada imagem. Nota-se o deslocamento no sentido SW-NE. Mosaicos de Imagens *true color* do sensor MODIS, satélite AQUA, fornecidas por NASA Worldview (<http://worldview.earthdata.nasa.gov/>).

Por outro lado, se analisarmos a sequência em maior detalhe, podemos definir algum padrão para a direção da forçante do vento, como a persistência de uma componente Norte negativa (rumando para Sul) durante os três primeiros dias.

Se comparada com as respectivas imagens, é possível associá-la ao avanço da pluma no sentido SE, ao passo que as ondas de SW se mostraram pouco importantes. No momento da virada das ondas (4º dia), um breve momento de vento NE é logo impedido pelo giro horário dos vetores e a altura de onda sofre um ligeiro impulso, sem impacto significativo. Note-se que os ventos passar novamente a girar, mas mantêm uma componente Norte positiva durante quase dois dias, período no qual a pluma começa a diminuir. Logo, a combinação que induz o início da retração da pluma é formada por ventos instáveis com componente meridional positiva (no sentido da costa) e pequenas ondas direcionadas em média para E. Outro aspecto interessante é a visível transformação do padrão da superfície da pluma, passando para uma tonalidade menos turbida que se encaixa na classificação de pluma P3, possivelmente um resultado inicial do redirecionamento das ondas, o que desfavoreceu a ressuspensão já pouco intensa devido à baixa energia observada durante a sequência.

Um quadro diferente se revela no caso nº 2 (Figura 28), dias antes da chegada de uma frente observada no dia 08/07/2012 sobre a área de estudo (Figura 27). Nesta sequência, se observa o aumento geral da altura das ondas e uma persistência do seu deslocamento na direção SE, apesar do seu pico estar para o N-NW. Ventos NE se mantêm até o último dia, para só então começar a perder intensidade e rotacionar em sentido horário. Enquanto isso, no setor NE da plataforma, a dinâmica da pluma se dá no sentido da projeção gradual de um ramo para Sul, rumo à borda de 200 m, enquanto segue ocupando uma vasta faixa longitudinal. No setor SW, a pluma também se expande, sobre um eixo ao longo da linha de costa - diferente do que ocorre no setor NE – sobre o qual adquire maior conformação, alcançando sua área máxima no 4º dia da sequência. Ao longo do processo, o pico de ondas vindo de S-SE ganha ainda mais força, sua altura chegando a beirar os 3 m, formando uma condição altamente diversa da observada no caso anterior, quando as ondas diminuíram levemente, quase de forma insignificante. Nos dois últimos dias, os primeiros sinais de recolhimento começam a surgir, acompanhados do início da rotação do vento e da máxima energia de ondas no período. Primeiramente, o ramo SW da pluma perde conformidade, assim como a borda externa do braço NE começa a retrair. A proximidade da frente fria fica clara ao se refletir na variação dos ventos e excitação das ondas, e no segundo dia

acumulado de perturbação climática a pluma parece entrar na fase pré-frontal, começando dar sinais de perda do alcance transversal (em relação à plataforma).

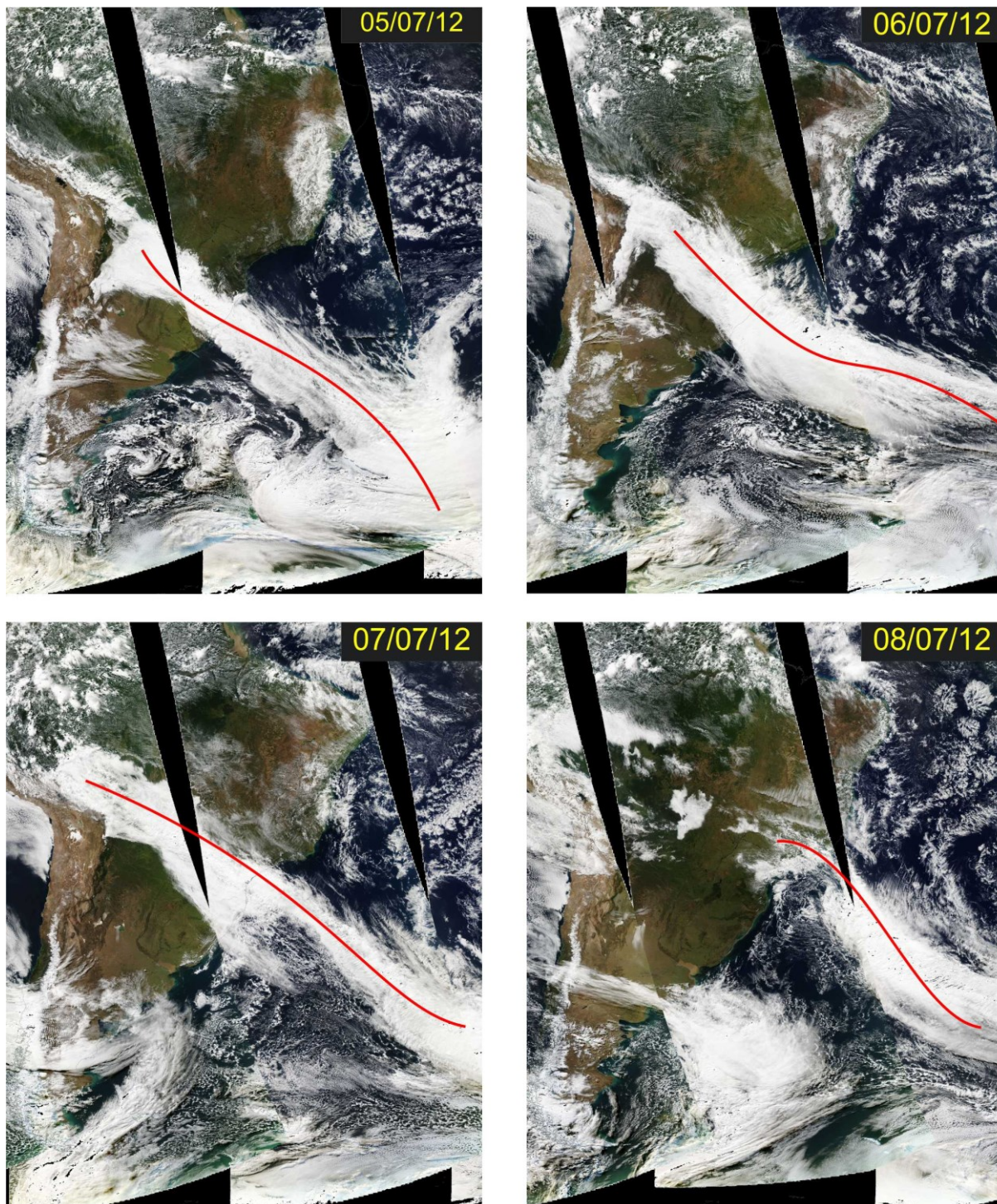


Figura 27 - Evolução da frente fria que atingiu a PCSE no dia 08/07/12, após o segundo caso de dispersão da pluma analisada em escala sinótica (dias a semanas). O cordão de nuvens carregadas que caracteriza o sistema está marcado com linhas vermelhas em cada imagem. Nota-se o deslocamento no sentido SW-NE. Mosaicos de Imagens *true color* do sensor MODIS, satélite AQUA, fornecidas por NASA Worldview (<http://worldview.earthdata.nasa.gov/>).

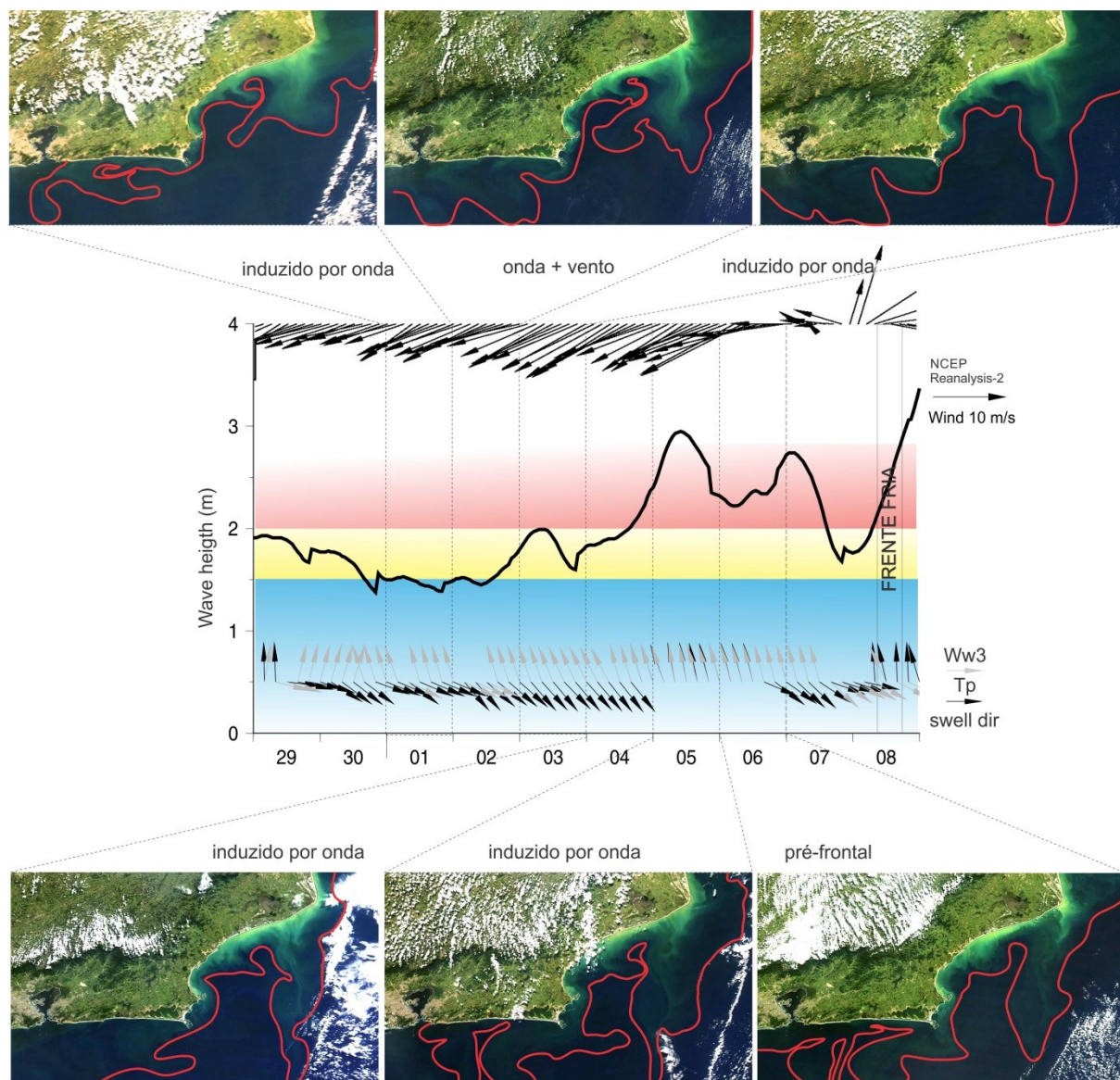


Figura 28 - Sequência diária de imagens mostrando a dispersão da pluma de acordo com a ação do vento e das ondas (*swell*). Imagens de 01/07/2012 a 06/07/2012, geradas durante a estação seca. As setas na parte superior do gráfico indicam a direção do vento; a linha preta contínua indica a altura das ondas; as setas pretas na parte inferior simbolizam a direção das ondas; as setas de cor cinza mostram a direção das ondas de maior energia, que possuem o chamado período de pico (T_p). Os dias estão ordenados no eixo horizontal inferior e o momento da passagem da frente fria sobre a área de estudo está expressamente marcado. As cenas utilizadas são do sensor MODIS, satélites AQUA e TERRA.

É interessante notar a ação conjunta de ventos paralelos à costa e ondas crescentes com altura significativa em direção ao SE e pico (T_p) em direção ao continente (NW). A ação prolongada desta combinação resultou em maior desenvolvimento da pluma sobre a plataforma, apesar do confrontamento de direção do T_p com o continente na maior parte do tempo. Portanto, a direção de propagação da pluma seguiu a tendência das ondas de altura significativa (SE) e da componente meridional do vento (Sul), enquanto que a direção do pico de ondas não se mostrou

um fator de influência direta sobre a sua dispersão. Houve tempo, porém, de registrar um alinhamento no estado do mar (dos diferentes parâmetros relativos às ondas) para o Norte nos dois últimos dias, de forma conjunta ao rápido crescimento da altura de onda. Desse modo, ainda foi possível observar a condição climática sob a qual a pluma começou a se dispersar às vésperas do sistema frontal, quando já deu sinais incipientes de retração.

É importante salientar, também, que houve uma diferença nítida entre esse caso e o de nº 1 no que tange à estabilidade e energia das forçantes. Enquanto no primeiro o quadro se mostrou mais dinâmico e se limitou a breves momentos de frágil estabilidade - o que não tende a gerar transporte frente à inércia das águas, no nº 2 as direções do vento e do *sweI* se mantiveram durante alguns dias, acompanhadas, porém, de um aumento progressivo da altura das ondas até o último dia imageado, quando beiraram os 3 m. Localizando os dois contextos em relação ao momento de passagem das frentes, verifica-se que o segundo caso está ligeiramente mais próximo da chegada de um novo sistema (~ 0,5 dia a menos), sendo possível assitir ao destacado crescimento das ondas de Sul no dia 08/11. Este ainda pode ser um fator associado ao não crescimento das ondas no caso 1, uma vez que a frente não deveria estar próxima o suficiente para começar a influenciar a dinâmica da plataforma.

O terceiro caso traz uma sequência de imagens referente ao intervalo entre 23 e 28/06/2014 (Figura 29), em uma configuração composta por aspectos presentes nas duas amostras anteriores. Altas ondas de Sul (>3 m) e instabilidade do vento produziram uma intensa pluma inicialmente restrita à costa no setor NE da plataforma, enquanto na costa de Cabo Frio havia apenas uma faixa estreita estendida até a região da BG. Desse modo, o cenário de origem repercutiu a perturbação climática causada pela frente fria observada entre os dias 19 e 20/06/2014 sobre a região (Figura 30). Contudo, a partir do 2º dia observado, a pluma passou a se dispersar com mais proeminência, projetando seu ramo Sul a partir do setor NE e desenhando um aparente gancho ligado ao seu ramo SW em frente a Cabo Frio. A evolução se deu em condições estáveis de vento paralelo à costa (NE) e altura de onda variando entre 1 e ~1,8 m. Como um possível efeito da combinação entre o razoável aumento da altura de onda significativa, alinhada à direção do pico (T_p), e o rápido enfraquecimento do vento NE, a pluma se retraiu rapidamente no setor SW, sendo logo em seguida acompanhada pela pluma no

setor NE. A pluma entrou, assim, em um modo pré-frontal marcado pela rotação do vento em sentido horário e mudança de direção das ondas para E seguida de uma tendência crescente da sua altura já visível no dia 29/06. No entanto, esta última imagem suscedeu um lapso de três dias com elevação da altura das ondas vindas de Sul, o que constitui fator mais relevante devido ao tempo de resposta da circulação costeira às forçantes. Este momento é tido como uma nova fase pré-frontal devido aos sinais de mudança na direção do vento que começam a surgir.

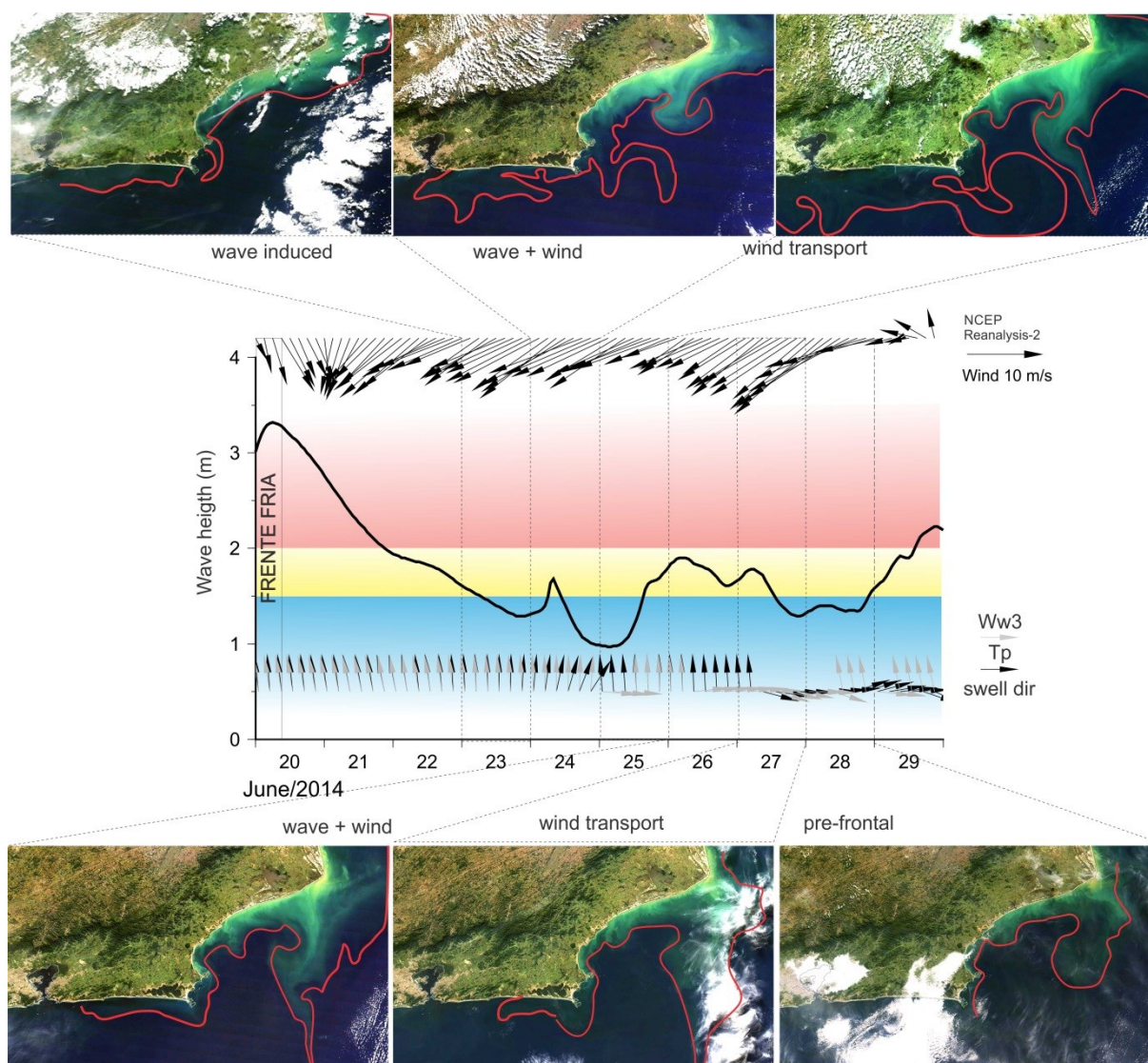


Figura 29 - Sequência diária de imagens mostrando a dispersão da pluma de acordo com a ação do vento e das ondas (swell). Imagens de 23/06/2014 a 28/06/2014, geradas durante a estação seca. As setas na parte superior do gráfico indicam a direção do vento; a linha preta contínua indica a altura das ondas; as setas pretas na parte inferior simbolizam a direção das ondas; as setas de cor cinza mostram a direção das ondas de maior energia, que possuem o chamado período de pico (T_p). Os dias estão ordenados no eixo horizontal inferior e o momento da passagem da frente fria sobre a área de estudo está expressamente marcado. As cenas utilizadas são do sensor MODIS, satélites AQUA e TERRA.

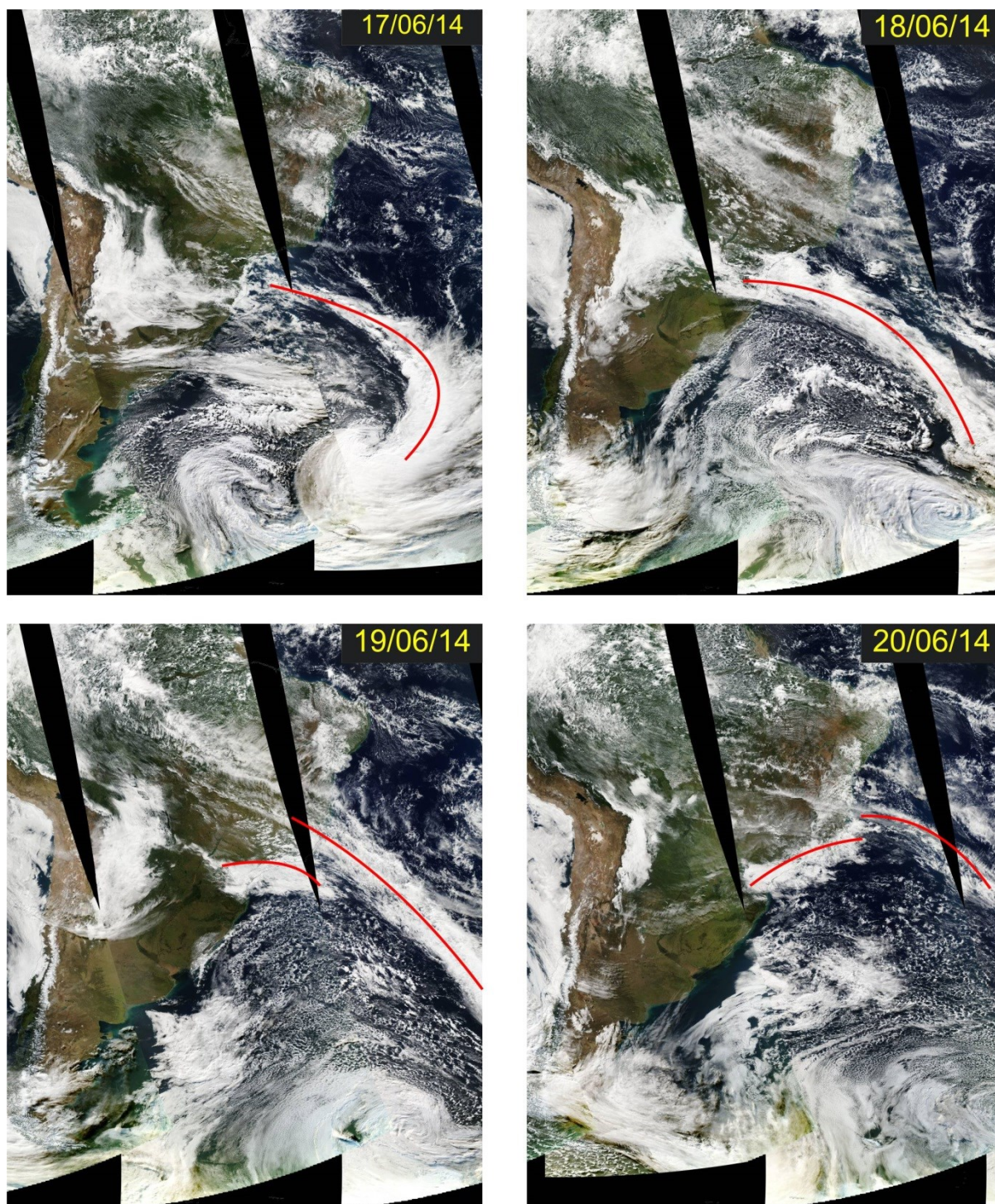


Figura 30 - Evolução da frente fria que atingiu a PCSE no dia 19/06/14, anteriormente ao terceiro caso de dispersão da pluma analisada em escala sinótica (dias a semanas). O cordão de nuvens carregadas que caracteriza o sistema está marcado com linhas vermelhas em cada imagem. Nota-se o deslocamento no sentido SW-NE. Mosaicos de Imagens *true color* do sensor MODIS, satélite AQUA, fornecidas por NASA Worldview (<http://worldview.earthdata.nasa.gov/>).

A retração inicial da pluma neste último caso teve participação importante das ondas de Sul, dado o fluxo do vento fracamente estabelecido. Como fica

evidenciado pela frequente divergência de propagação, tais ondas não foram geradas devido à interação local com a atmosfera, o que estabelece a importância das ondas de origem remota (*swell*), para o deslocamento da pluma. Enquanto essas ondas foram concorrentes à expansão e se propagaram com altas energias (fase frontal e pós-frontal imediato), induziram uma maior ressuspensão de sedimentos nas áreas mais rasas, aumentando assim a carga de material a ser posteriormente dispersa pela pluma. Desse modo, observa-se que houve um processo de concentração e recarga durante a mudança transiente das condições do tempo na região, e que isto viabilizou a maior extensão da pluma tão logo se estabeleceu condição favorável, nesse caso o fluxo persistente de vento em uma direção quase paralela à costa (NE).

Assim, com base nos casos analisados, é possível estabelecer alguns fatores de controle da dispersão da pluma na escala de dias. A estabilidade meteorológica, representada pela persistência do vento e baixa variação da direção das ondas, se mostrou favorável à dispersão da pluma, principalmente quando as ondulações chegaram à plataforma com baixas energias. Como na área de estudo o vento predominante vem de NE, a tendência é que a ação contínua dessa forçante contribua para a presença da pluma na plataforma externa. Por sua vez, as oscilações causadas pela passagem de sistemas frontais sobre a região sugerem um efeito físico duplicado, que pode atuar tanto direta quanto indiretamente sobre o tamanho da pluma. Diretamente, a rotação dos ventos e o fortalecimento das ondas rumo ao continente precedeu plumas estreitas e confinadas à costa, mas a ressuspensão produzida nessas condições alimentou a camada superficial com sedimentos, de modo que se tornou provável a existência de um efeito retardado das frentes frias sobre o crescimento das plumas, através do seu abastecimento com material do fundo a ser posteriormente transportado em condições favoráveis.

Processos controladores semelhantes ocorrem em outras ambientes ao redor do globo, onde a combinação entre ventos e *swell*, inclusive sob a influência de sistemas frontais e tempestades, são capazes de produzir efeitos significativos sobre o transporte de sedimentos. Marques et al. (2009), por exemplo, usaram modelagem numérica e função ortogonal empírica para obter resultados que apontam o vento como principal controlador em escala sinótica do comportamento da pluma costeira da Lagoa dos Patos, na faixa da plataforma interna, sendo que os sistemas frontais explicaram 19% da variabilidade da pluma na superfície. No caso

de ventos favoráveis à ressurgência - que na PCCF são aqueles que sopram de NE, há a descrição de casos em que a pluma é advectada para fora (CHAO, 1988; KOURAFALOU et al., 1996a, 1996b; FONG; GEYER, 2001; SOARES; KOURAFALOU; LEE, 2007; XIA; XIE; PIETRAFESA, 2007).

Haja vista as condições de observação serem reais neste estudo, é válido reforçar que não se tem a opção de isolar fatores e simular com precisão a ação de forçantes específicas como uma única componente do vento, ondas de uma única direção ou somente a descarga continental. Logo, apesar da utilidade dos estudos de modelagem numérica para interpretação dos resultados aqui apresentados, é preciso considerar a limitação de qualquer comparação dos resultados aqui apresentados com estudos de modelagem, ou mesmo com uma possível abordagem das próprias plumas na PCCF por meio de modelagem numérica.

Utilizando sensoriamento remoto, Moeller et al. (1993) analisaram os efeitos da passagem de uma frente fria sobre parâmetros físicos - incluindo vento - na plataforma de Louisiana, New Orleans, entre os dias 30 de março e 1 de abril de 1989, quando descreveram a contenção do ramo W da pluma da Baía de Atchafalaya (orientação de costa E-W) sob a ação de ventos SW antes da passagem da frente, resultando no avanço de sedimentos superficiais sobre o Golfo do México, ao Sul da baía. No entanto, logo após o evento, os ventos giraram para E e o fluxo para W foi liberado, bem como a pluma se retraiu para o Norte. Logo a E, no delta do Rio Mississippi (em formato de pé de pássaro, orientado de NW-SE), o efeito pré-frontal também foi de bloqueio vindo de SW, causando alta concentração neste setor, enquanto que no pós-frontal a maior concentração de material ocorreu a NW, sob ventos de NE-E.

Apesar de não observar as ondas desacopladas do vento, o referido trabalho mostrou um domínio claro deste último sobre a dispersão de sedimentos, uma situação que guarda semelhança com todos os três casos analisados nesta seção, mas de forma mais evidente com o caso nº 3 (Figura 29), graças ao posicionamento desta sequência 3 dias após a visita de uma frente fria, tempo razoável para o estabelecimento de um fluxo predominante sobre a inércia das águas. Isto porque a tendência decrescente das ondas de Sul diante da ação continuada do vento NE gerou um efeito geral de crescimento da pluma no caso citado, a princípio para Sul e depois para E. Em ambos os casos, portanto, a forçante mais intensa e mais paralela à costa contribuiu para a formação de plumas maiores, enquanto que

aquela que foi de encontro ao litoral induziu a concentração de material. Basta observar que assim como os ventos NE-E favoreceram a dispersão na Baía de Atchafalaya e o fluxo de SW favoreceu a mesma no setor NE do delta do Mississippi, altas ondas de S legaram uma pluma restrita - ou em processo de restrição - à costa fluminense para o início da 1ª sequência (caso nº 1) e final das outras duas (casos nº 2 e nº 3), enquanto que o domínio dos ventos NE impulsionou o transporte rumo ao mar.

Sabe-se que a inversão dos ventos durante a passagem das frentes frias causa um importante efeito sobre a circulação regional, ocasionando mudança na sua direção para NW com a aproximação das frentes e para ventos de SE cerca de 24 horas após a passagem da frente, conforme estudado por Stech e Lorenzetti (1992), de modo que esta variação pode estar associada à contenção das plumas na plataforma interna (1º e 6º dias nas Figuras 25 e 29). Apesar de não ter sido enquadrada estritamente no modelo dos autores (giro de NE para NW em sentido antihorário com a aproximação da frente e de SW para SE, também em sentido antihorário, cerca de 24 horas após a passagem da frente), a rotação dos ventos foi observada e gerou resposta sobre a dinâmica da pluma.

6.3.2 Escala Sazonal

Na escala sazonal, observou-se que as maiores plumas estão concentradas nos meses centrais do ano, abrangendo o inverno (mediana: 21.793,00 km²) e a primavera (mediana: 15.252,89 km²), coincidindo com o período seco da região, enquanto as menores áreas ocorreram durante o verão (mediana: 12.630,26 km²) e outono (mediana: 11.697,65 km²), dentro do período chuvoso e de maior vazão fluvial. No entanto, a época de maior dispersão foi também a de maior variabilidade no tamanho da pluma (quartil inferior: 14.164,5 km²; quartil superior: 30.191,13 km²), apresentando raros episódios de máximos discrepantes acima de 60.000 km². Analisando seus diferentes padrões de intensidade, verificou-se flutuação sazonal similar das classes P2 e P3, com a mediana de inverno da classe P2 medindo 5.691,13 km² e a da classe P3 alcançando os 13.892,56 km². A pluma P1 foi a exceção, com maiores áreas observadas durante a primavera (mediana: 464,19 km²), apesar de apresentar uma queda brusca para o seu mínimo no subsequente

verão (mediana: 105,5 km²), o que apesar de manter os maiores valores nos meses centrais do ano, destoa da tendência sazonal predominante ao deslocar seu pico de dispersão para o verão (Figura 31).

É interessante notar o surgimento de uma relação inversa entre a área total da pluma e a descarga continental na região estudada, isto porque, considerando o regime de vazões do contribuinte fluvial mais importante do litoral fluminense, o Rio Paraíba do Sul, o que se revela é uma dispersão mais acentuada das plumas justamente durante o período de menor precipitação e, portanto, de menor vazão do referido rio. Isto significa que não se pode atribuir às flutuações da vazão fluvial o controle da dispersão de plumas de turbidez na PCCF, o que torna mais provável sua explicação como um reflexo da ação de outros fatores físicos sazonais, tais como a força dos ventos e a energia das ondas, cuja variabilidade, contudo, será analisada detidamente na seção 6.4.

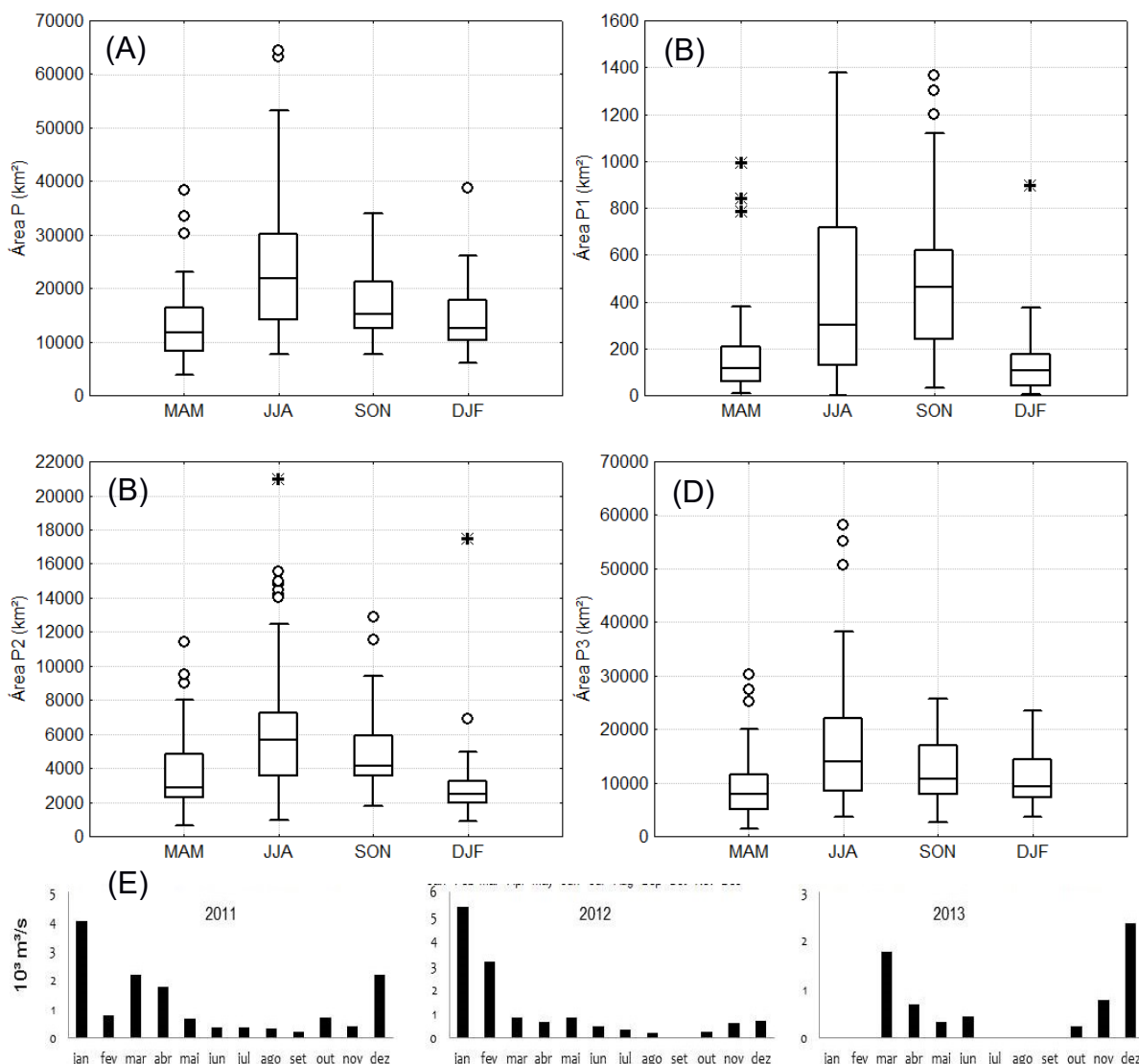


Figura 31 - Diagramas mostrando a variação sazonal de área da pluma de turbidez, discriminando suas diferentes classes, e vazão do Rio Paraíba do Sul, como segue: (A) pluma total, (B) classe P1, (C) classe P2 e (D) classe P3. O traço central das caixas marca o valor da mediana, os limites inferior e superior de cada caixa mostra os quartis de 25% e 75% dos dados, respectivamente, enquanto que as linhas verticais (*whiskers*) medem 1,5 vezes o intervalo entre os quartis. Os círculos representam valores discrepantes, enquanto dados extremos (maiores que 3 vezes a altura da caixa e fora do *whisker*) são representados por asterísticos. MAM: março, abril e maio, JJA: junho, julho e agosto, SON: setembro, outubro e novembro, DJF: dezembro, janeiro e fevereiro; (E) variação sazonal da vazão do Rio Paraíba do Sul, medida na Estação de Campos-Ponte, operada pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

A exceção da pluma P1 merece destaque, na medida em que representa feições mapeadas à margem da costa e que, portanto, sofrem influência imediata do aporte terrígeno realizado por estuários e pela erosão costeira. Logo, a particularidade desta pequena e intensa pluma se identifica com a sazonalidade do fluxo entre continente e oceano, no sentido de que o período de altas vazões fluviais

tem como efeito a formação de maiores plumas com intensidade elevada. Outro destaque, mais sutil e temporalmente restrito, é a pequena variação de área das plumas com intensidade intermediária (P2) durante o verão, indicando que a diferença de amplitude intrasazonal da pluma pode sofrer notáveis variações segundo seus níveis de intensidade. As plumas P2 estão presentes regularmente sobre a plataforma média, e se tornam menos intensas à medida que avançam sobre a plataforma externa, região de domínio das plumas de menor turbidez (P3). Se revelam, portanto, como uma região de transição entre a faixa de maior influência continental (dominada pela pluma P1) e a zona de dispersão final. Como a variabilidade das plumas limítrofes (P1 e P2) é visivelmente maior no mesmo período, há a possibilidade de a pluma P2 estar sob condições direnciadas de transporte, de modo que sua flutuação não seja necessariamente vinculada à descarga dos rios ou à dinâmica das águas mais próximas à quebra da plataforma.

Tais resultados reforçam a tese geral presente na literatura de que a dinâmica de dispersão de plumas costeiras é um resultado da articulação entre descarga fluvial e oceanografia regional. Conforme demonstrado pela análise de diferentes sistemas de dispersão fluvial por Wright e Nittrouer (1995), fatores como variações de maré, forçante de ventos e sazonalidade de tempestades podem gerar efeito sobre o transporte dos efluentes fluviais. No caso da pluma do Rio Amazonas, por exemplo, Geyer et al. (1991) estimaram que seu fluxo ao norte possui desvio padrão relativamente alto ($140.000 \text{ m}^3/\text{s}$, para uma média de $180.000 \text{ m}^3/\text{s}$), ainda que a variabilidade temporal de descarga seja baixa; enquanto isso, os sedimentos descarregados pelo Rio Changjiang chegam a apresentar seu pico de dispersão no próprio inverno, quando fortes tempestades transportam uma carga significativa de sedimentos na direção ao sul da foz (WRIGHT; NITTROUER, 1995); caso análogo ocorre no delta do Huanghe, porém com altas ondas e fortes correntes geradas pelas tempestades prolongadas de outono-inverno, que produzem intensa ressupensão de sedimentos previamente depositados e provocam sua advecção tanto ao sul quanto ao norte (WRIGHT et al., 1990).

No caso da PCCF, sabe-se que existe a influência de frentes frias que passam sobre o sudeste brasileiro com frequência e velocidade igualmente sazonais, sendo o inverno a fase de maior recorrência (STECH; LORENZZETTI, 1992) e de menor velocidade de deslocamento na direção SW-NE (COELHO, 2007), implicando em uma maior influência de tais sistemas sobre a variação das forçantes

meteorológicas que controlam a hidrodinâmica costeira. Uma das consequências da aproximação destas frentes é o aumento da altura das ondas (DOBEREINER; IGNARRA; MUEHE, 1988), incrementando a ressuspensão de sedimentos em água relativamente rasas, isto é, porções interna e média da plataforma, onde poderão atingir a superfície d'água e ser transportados pela pluma, atingindo maiores distâncias da costa em condições favoráveis a sua dispersão. A associação entre alta frequência de frentes frias e grandes plumas também foi observada por Roberts et al. (2005) na Baía de Lousiana, Estados Unidos, onde a concentração de sedimentos na coluna d'água aumenta em uma ordem de magnitude ou mais durante e após a passagem de frentes através da costa, sendo posteriormente exportados a partir da baía plataforma adentro, quando os ventos relaxam ou mudam subitamente de direção. O impacto cumulativo da passagem cíclica de frentes sobre o transporte de sedimentos é considerado superior ao de tempestades e furacões pelos mesmos autores, enquanto Walker e Hammack (2000) utilizaram sensoriamento remoto para concluir que plumas associadas a eventos de passagem de frentes alcançavam uma extensão de 75 km plataforma afora.

Em relação à baixa variabilidade da pluma P2 durante o verão, não há elementos suficientes na literatura para uma explicação consistente desta observação, apesar da sua coincidência com alguns eventos potencialmente alteradores da circulação local, a exemplo da maior ocorrência de frentes estacionárias sobre o sudeste brasileiro durante o período - estabelecidas pela maior resistência da massa de ar quente confrontante. Estas são observadas simultaneamente a vórtices ciclônicos em altos níveis (VCANs) na região nordeste do Brasil, também mais frequentes nesta época do ano (RAMÍREZ; KAYANO; FERREIRA, 2009). Contudo, considerando a capacidade das frentes de incrementar a ressuspensão de sedimentos e o crescimento observado da pluma de turbidez como um todo no inverno, é mais provável que grandes plumas estejam associadas à frequência das frentes, e não ao seu tempo de permanência. Outro movimento sazonalmente simultâneo é a migração da frente térmica profunda da plataforma média para a banda mais próxima à costa (10-30 km), detectada após cruzeiros oceanográficos na porção da PCSE localizada ao norte da Plataforma Continental de São Paulo por (CASTRO FILHO, 1996). Ocasionalmente, esta aproximação gera uma frente térmica superficial, estabelecendo junto com a frente halina superficial (fixa entre 60-80 km) uma divisão mais definida da plataforma no sentido de menor

mistura das massas d'água (CASTRO FILHO, 1996). Como resultado, as águas entre a costa e as frentes térmicas se tornam praticamente homogêneas, o que apesar de ser coerente com as estreitas plumas P1 no verão, ainda não explica a menor variabilidade de área da pluma P2 nesta época. Logo, o que se percebe é que apesar da oscilação dimensional desta classe possuir um comportamento peculiar no verão, à luz da metodologia empregada neste trabalho, não foi possível encontrar coerência com a dinâmica temporal de fatores físicos atuantes na plataforma média.

Alterações sazonais também foram encontradas na frente térmica da CB através do cálculo de sua frente de densidade interna por Lorenzzetti et al. (2009) entre os anos de 2000 e 2002. Utilizando dados de satélite, os autores observaram que durante o verão a frente é mais definida na região entre o Cabo de São Tomé e Cabo Frio e que foi mais frequente na parte interna da isóbata de 200 m, enquanto no inverno esteve mais difusa entre a quebra da plataforma e o talude continental (isóbata de 1000 m). Apesar da sua limitada atuação, esta variação pode ser um contribuinte parcial para a expansão das águas produtivas da pluma P3 sobre as águas oligotróficas da CB durante o inverno, permitindo que plumas maiores exportem material para além da plataforma.

Assim, tem-se que a alta frequência de frentes frias no inverno se mostra como o fator mais coerente com o ganho de área das plumas observado no mesmo período, devido ao efeito sobre a ressuspensão de material sedimentar, que se intensifica sob a atividade de altas ondas em direção à costa. Em menor proporção, a sazonalidade da borda térmica interna da CB pode condicionar o alcance da pluma através da plataforma, ao se difundir entre a faixa de quebra e do talude continental no inverno, enquanto no verão está fortemente presente no lado interior da isóbata de 200 m. No caso da pluma P1, cuja variabilidade divergiu tanto das outras classes quanto da pluma total, revelou-se mais sujeita à dinâmica do aporte continental, ficando clara sua correspondência positiva com o regime de vazões do Rio Paraíba do Sul, principal exportador de material fluvial para a plataforma.

Em relação às plumas azuis, as áreas calculadas foram maiores na primavera para a fração PAZ1, de maior intensidade e geralmente localizada no núcleo espacial da pluma (mediana: 15.37,09 km²; quartil inferior: 805,94 km²; quartil superior: 2.250,62 km²), e para a pluma total, PAZ (mediana: 2.941,5 km²; quartil inferior: 2407,44 km²; quartil superior: 3.150,88 km²). Enquanto isso a pluma PAZ2,

normalmente visualizada nas bordas e com resposta espectral menos intensa, apresentou um comportamento sazonal semelhante ao que se viu para as plumas de material particulado, com valores centrais maiores na estação do inverno, durante o período seco (mediana: 1.441,22 km²; quartil inferior: 605,41 km²; quartil superior: 2.262,41 km²). A menor variabilidade de PAZ1 esteve localizada nos meses de outono, enquanto na fase de pico (primavera) os valores centrais foram altamente variáveis. A variabilidade da pluma PAZ2 foi a mais pronunciada entre as três classes, indicando pouca influência da sazonalidade no seu comportamento, já a pluma PAZ1 teve maior regularidade, principalmente na estação do outono, quando também cobriu as menores áreas. A variabilidade da pluma total, por sua vez, foi maior no verão, logo após o momento de menor flutuação em torno de sua área mediana (Figura 32).

Os resultados indicam que a pluma PAZ1 foi a principal contribuinte para a superfície de ressurgência detectada, e sugerem que a zona de transição na borda da pluma azul pode ter sido significativamente influenciada por águas com sinal de pluma turbida, predominantemente quando esta se fez presente no trecho BG-CF.

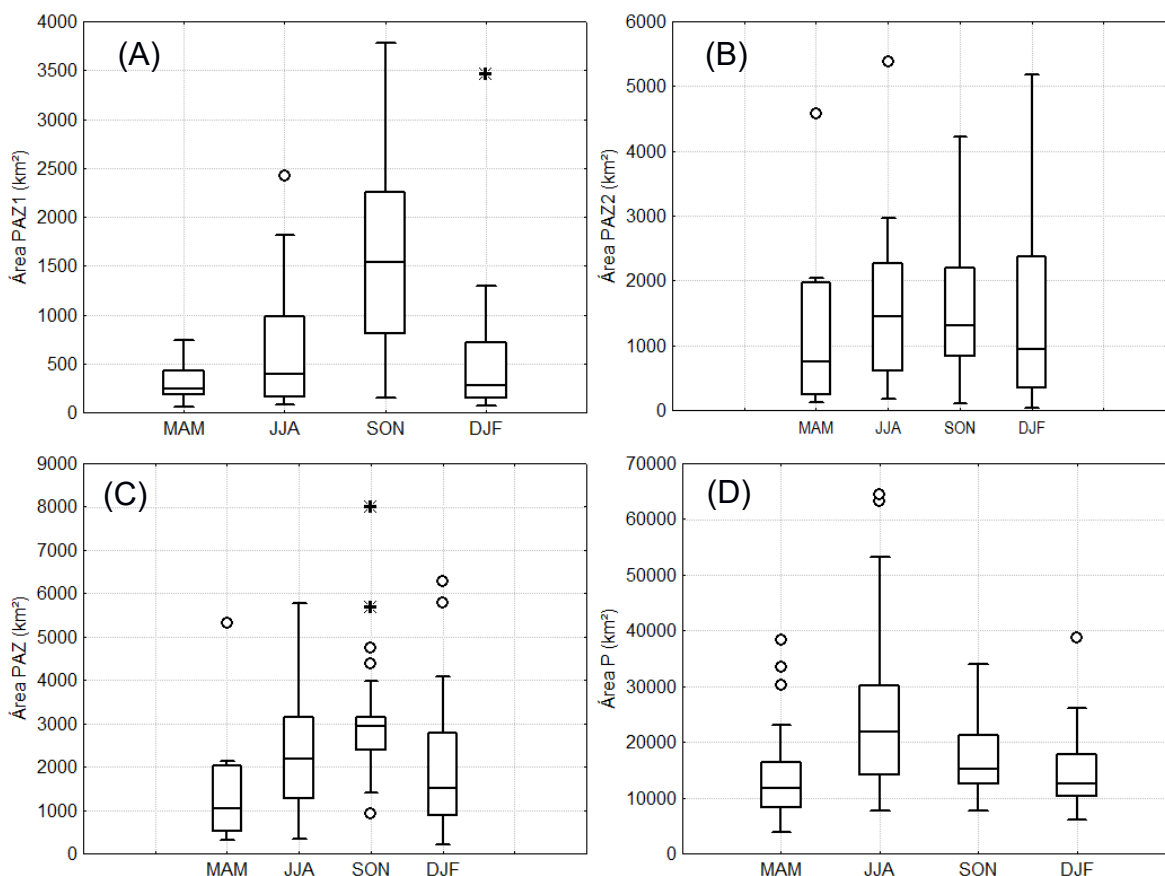


Figura 32 - Diagramas mostrando a variação sazonal de área da Pluma azul, discriminando suas diferentes classes, e a variação sazonal da pluma túrbida total (classe P). Índices: (A) pluma PAZ1, (B) classe PAZ2, (C) classe PAZ e (D) classe P. O traço central das caixas marca o valor da mediana, os limites inferior e superior de cada caixa mostra os quartis de 25% e 75% dos dados, respectivamente, enquanto que as linhas verticais (*whiskers*) medem 1,5 vezes o intervalo entre os quartis. Os círculos representam valores discrepantes, enquanto dados extremos (maiores que 3 vezes a altura da caixa e fora do *whisker*) são representados por asterísticos. MAM: março, abril e maio, JJA: junho, julho e agosto, SON: setembro, outubro e novembro, DJF: dezembro, janeiro e fevereiro.

Os resultados alcançados para a pluma azul são coerentes com a literatura sobre a sazonalidade do fenômeno de ressurgência em Cabo Frio, a qual se mostra sistematicamente relacionada aos ventos NE predominantes na região. Considerado o principal fator indutor da ressurgência costeira (sobre a plataforma interna), o estresse do vento também tem seu máximo na primavera, mantendo praticamente o mesmo tamanho no verão, porém com intensidades menores (CASTELAO; BARTH, 2006). Franchito et al. (2008) encontrou forte correlação entre a temperatura superficial do mar (TSM) captada por satélite e ventos locais, sendo a TSM mínima menor que 20 °C simultânea aos ventos intensos de setembro a março. A correlação

vento-ressurgência também foi resolvida por Carbonel (1998) para os ventos NE-E através da aplicação de um modelo de gravidade reduzida.

Portanto, no que tange à comparação entre plumas de sedimento e plumas indicadoras de ressurgência superficial - tal como observado no presente estudo, verifica-se que a sazonalidade da pluma azul não acompanha a evolução anual das plumas de material particulado em suspensão, ainda que a principal forçante envolvida no afloramento da ACAS seja o próprio vento NE que impulsiona a dispersão das plumas túrbidas ao longo dos dias. Além disso, percebe-se uma tímida comunicação entre de PAZ2 e P em termos de variabilidade sazonal (consequentemente, entre PAZ2 e P2 e P3 também), podendo tal comunicação ser o reflexo de uma maior influência das plumas túrbidas na zona de mistura da pluma azul com as águas circundantes.

6.3.3 Escala Interanual

Na abordagem interanual, a área de dispersão das plumas P (total) e P3 apresentou tendência crescente, o que se pode concluir da leitura dos gráficos da Figura 33. Comparadas, podemos constatar que P3 é a principal fração componente da superfície de pluma, de onde se pode inferir de imediato que a dispersão de material particulado é mais acentuada nas zonas externas da plataforma e para além do talude continental. O ano de 2013 foi o que apresentou as plumas de média mais elevada ($26.643 \text{ km}^2 \pm 14.970,19 \text{ km}^2$), mesmo tendo o maior número de observações ($N = 33$) juntamente com o ano de 2006, o qual, todavia, marcou média menor ($18.199,51 \pm 9.414,87 \text{ km}^2$). A maior pluma de todo o período também ocorreu em 2013, quando cobriu uma área de $64.438,57 \text{ km}^2$ sobre a plataforma. O ano de 2011, apesar de apresentar o valor médio mais alto, possui a particularidade de ter sofrido uma grande lacuna de dados, de modo que seu “N” se reduziu a uma única observação incapaz de atribuir caráter de média anual, uma vez que não há distribuição de dados nesse caso (Tabela 5).

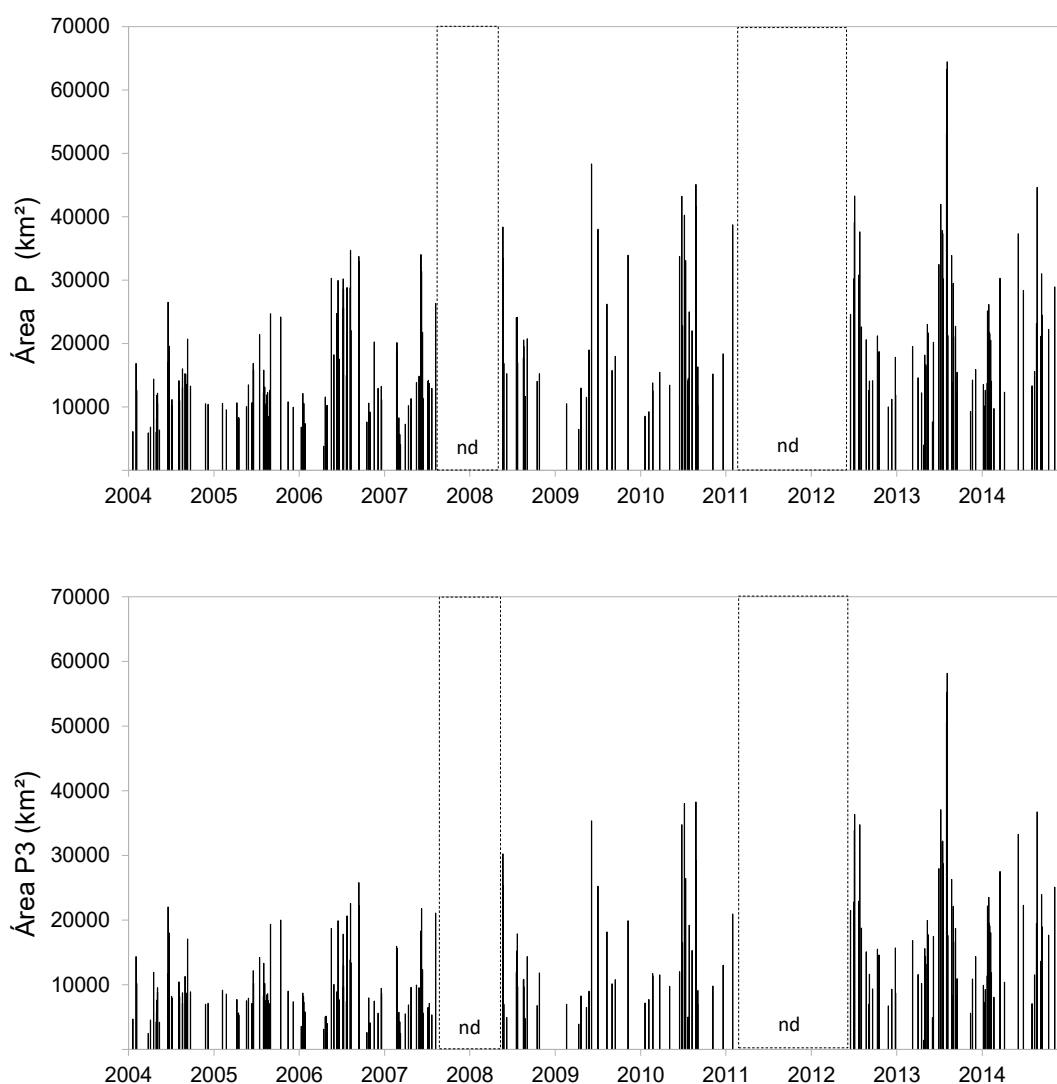


Figura 33 - Distribuição de área da pluma túrbida total P (A) e da pluma P3 (B) no período estudado. Lacunas no banco de imagens utilizado estão sinalizadas pela sigla “nd” (não disponível) e pelas linhas tracejadas.

Tabela 5 - Estatística descritiva da pluma P, onde N representa o número de observações realizadas por ano. O número grifado marca o máximo valor da série. Unidades em km² (Continua)

Ano	N	Média	Mínimo	Máximo	Desvio Padrão
2004	30	12708,29	5895,63	26541,82	04638,49
2005	24	13065,52	8274,32	24687,82	04625,67
2006	33	18199,51	3787,44	34698,50	09414,87
2007	22	15749,13	4008,63	34040,50	08377,14
2008	15	20849,66	11656,88	38381,06	07234,01
2009	12	20846,32	6466,88	48350,25	13080,53
2010	23	22425,40	8524,70	45102,94	11558,77

(Continuação)

2011 ¹	01	38733,70	38733,70	38733,70	-
2012	19	22279,25	9987,32	43267,75	09985,40
2013	33	23643,03	3991,19	64438,57	14970,19
2014	25	21713,71	9767,31	44621,82	08691,85

¹ O ano de 2011 sofreu em desfalque severo de dados, de forma que possui apenas um dia de observação, logo seu desvio padrão não pode ser calculado.

Tabela 6 - Estatística descritiva da pluma P3, onde N representa o número de observações realizadas por ano. O número grifado representa o máximo da série. Unidades em km²

Ano	N	Média	Mínimo	Máximo	Dev.Pad.
2004	30	09344,06	02482,44	22043,69	04249,01
2005	24	09594,20	05295,31	20024,88	03765,82
2006	33	10540,94	02647,88	25808,13	06391,78
2007	22	09630,94	02463,44	21775,75	05887,34
2008	15	12753,73	04756,31	30268,56	07176,85
2009	12	13188,24	03871,38	35355,31	09626,66
2010	23	16532,24	04795,38	38297,31	10360,98
2011 ¹	01	20936,19	20936,19	20936,19	-
2012	19	17560,90	06754,63	36325,25	09298,58
2013	33	19672,32	01459,94	58172,94	14149,93
2014	25	17813,82	07108,19	36766,44	07926,19

¹ O ano de 2011 sofreu em desfalque severo de dados, de forma que possui apenas um dia de observação, logo seu desvio padrão não pode ser calculado.

As plumas P1 e P2 apresentaram variação diferenciada, com a classe P1 – de maior intensidade - limitada a áreas relativamente menores distribuídas de forma decrescente a partir do ano de 2006 (Figura 34), quando a média marcou $454,67 \pm 426,17$ km². No caso desta classe, o ano de 2008, apesar de possuir a maior área média ($628,41 \pm 372,73$ km²), compreendeu menos da metade das observações de 2006 (N = 33), o que deve ser levado em consideração ao analisar a coluna “Média” da Tabela 7. A pluma P2, apesar de ter apresentado a maior média anual em 2008 ($7.467,53 \pm 2.127,92$ km²) e valor máximo em 2010 ($20.956,69$ km²), revelou tendência geral semelhante à da classe P1, definindo um contraste de ambas as classes com a evolução ascendente da pluma P3 - de menor intensidade e ligada à dispersão em sentido mais estrito.

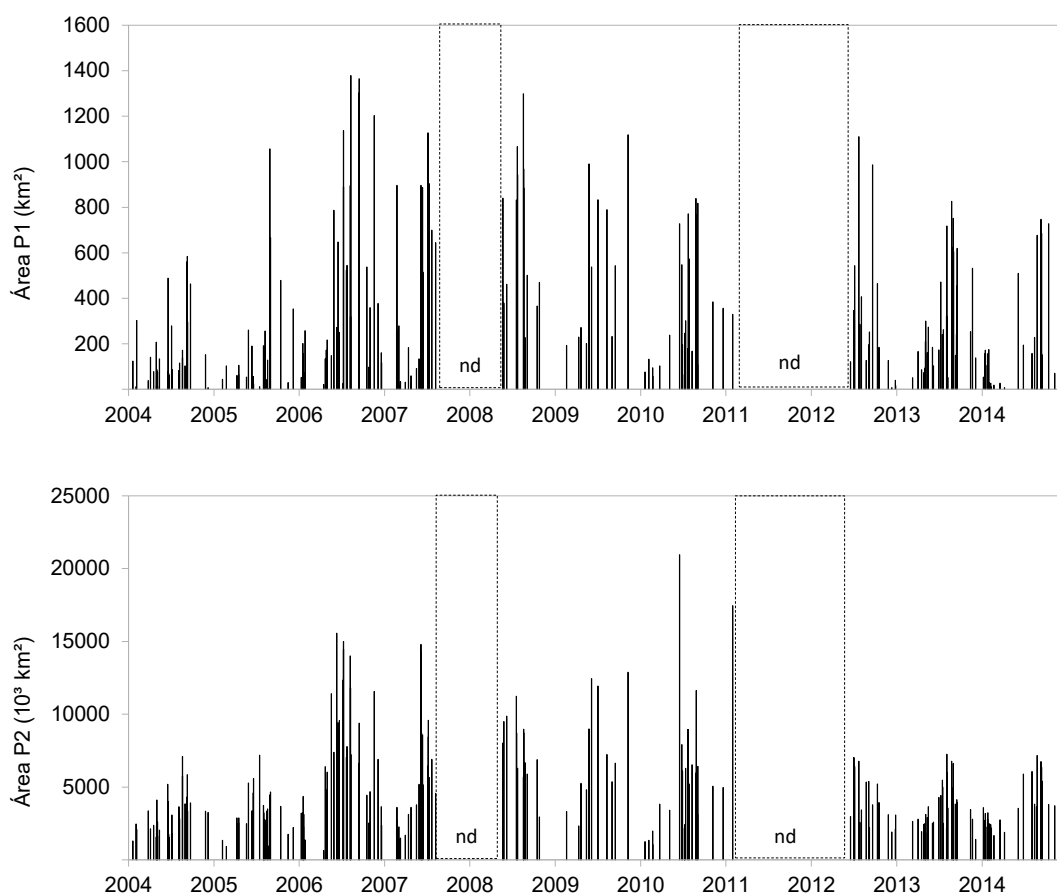


Figura 34 - Distribuição de área da pluma P1 (A) e da pluma P2 (B) no período estudado. Lacunas no banco de imagens utilizado estão sinalizadas pela sigla “nd” (não disponível) e pelas linhas tracejadas.

Tabela 7- Estatística descritiva da pluma P1, onde N representa o número de observações realizadas por ano. O número grifado representa o máximo da série

Ano	N	Média	Mínimo	Máximo	Dev.Pad.
2004	30	166,25	007,94	0583,75	164,23
2005	24	191,37	001,13	1057,38	243,23
2006	33	454,67	017,63	1379,06	426,17
2007	22	495,76	014,69	1126,94	399,16
2008	15	628,41	075,69	1298,94	372,73
2009	12	505,69	124,88	1118,50	349,12
2010	23	343,49	057,88	0839,13	275,49
2011 ¹	01	330,38	330,38	0330,38	-
2012	19	310,23	007,63	1110,19	299,61
2013	33	296,30	051,75	0826,69	224,22
2014	25	207,59	002,31	0747,31	247,98

¹ O ano de 2011 sofreu em desfalque severo de dados, de forma que possui apenas um dia de observação, logo seu desvio padrão é indefinido.

Tabela 8 - Estatística descritiva da pluma P2, onde N representa o número de observações realizadas por ano. O número grifado representa o máximo da série

Ano	N	Média	Mínimo	Máximo	Dev.Pad.
2004	30	03197,98	01299,94	07112,13	1421,099
2005	24	03279,95	00926,31	07203,88	1491,071
2006	33	07203,90	00646,31	15559,06	4209,705
2007	22	05622,44	01356,94	14806,25	3828,247
2008	15	07467,53	02962,88	11250,94	2127,915
2009	12	07152,39	02338,13	12895,88	3623,750
2010	23	05549,68	01068,75	20956,69	4384,070
2011 ¹	01	17467,13	17467,13	17467,13	-
2012	19	04408,12	01921,44	07046,25	1781,833
2013	33	03674,42	01408,13	07264,38	1527,340
2014	25	03692,30	01672,19	07178,69	1624,603

¹ O ano de 2011 sofreu em desfalque severo de dados, de forma que possui apenas um dia de observação, logo seu desvio padrão é indefinido.

Esse comportamento sugere a existência de ciclos interanuais de dispersão associados às plumas, os quais podem variar de acordo com a intensidade da resposta espectral das feições. Assim, nos últimos oito anos (2006 a 2014) as regiões de menor dispersão (classes P1 e P2) passaram por um ciclo de redução de área, enquanto a região de reflectividade mais fraca, representada pela pluma P3, seguiu uma tendência alinhada com o crescimento da pluma total. Conclui-se, portanto, que a superfície das classes P1 e P2 se dissolveu para alimentar a expansão da pluma, decorrendo disso sua redução frente à ausência de novas fontes de material. Este resultado pode ser interpretado como uma clara indicação de que a dispersão de material sobre a plataforma se intensificou nos últimos anos.

A variabilidade interanual de diferentes parâmetros ligados a plumas de plataforma é usualmente associada à oscilações em fatores físicos associados, tais como o vento e descarga continental. Em estudo realizado por Walker (1996), a variabilidade de área da pluma do Rio Mississippi apresentou forte correspondência com grandes flutuações sazonais e interanuais de descarga continental, mas em escala diária se mostrou sob maior influência do campo de ventos. Analisando imagens do sensor MODIS para a área da lagoa do recife Great Barrier, Austrália, entre 2002 e 2010, Schroeder et al. (2012) encontrou forte correlação entre medidas de vazão de diferentes rios ao longo da barreira e a extensão da pluma ao longo dos anos, e associou flutuações observadas a fortes eventos de *La Niña*. Ao comparar o

desempenho de dois modelos para análise multianual do campo de salinidade e de características métricas da pluma do Rio Columbia, Estados Unidos, Burla et al. (2010) encontraram relação entre esses parâmetros e a variabilidade sazonal e interanual da descarga fluvial e do regime de ventos.

Uma vez que tais estudos, assim como a maioria da literatura sobre o assunto, tratam de regiões e intervalos temporais estranhos ao escopo deste trabalho, a relação com as forçantes escolhidas pode ser muito diferente e atuar de maneira igualmente diversa sobre a evolução da pluma. Essa noção perpassa pela existência de fatores como orientação da linha de costa, topografia de fundo e latitude geográfica, que são determinantes para a regionalização da dinâmica de águas costeiras, bem como o fato de que ciclos associados a fenômenos climáticos de impacto global, tais como o *El Niño*, também podem apresentar particularidades se analisados em diferentes janelas cronológicas. Assim, os processos que estão por trás do crescimento da pluma de turbidez de Cabo Frio precisam ser analisados em diferentes escalas para que se possa identificá-los e clarificar a forma como interagem com a circulação superficial. Os resultados dessa análise serão apresentados na seção 6.4 e ajudarão a explicar a temporalidade das plumas de sedimento.

As plumas azuis, indicadoras do fenômeno da ressurgência, apresentaram notável diferença de comportamento entre si e em relação à pluma de particulados em suspensão. A tendência geral de PAZ1 foi de aumento da superfície dispersa, o que foi refletido na distribuição da mancha total (Figura 35), logo, houve aumento da superfície de afloramento da ACAS tal como detectada dentro do espectro de radiação visível. Além disso, é possível visualizar uma sutil compensação entre as duas classes de pluma, onde momentos de crescimento de uma são simultâneos a momentos de redução da outra, principalmente no final da série, onde se vê a compensação entre PAZ1 e PAZ2, com a segunda se tornando maior que a primeira. Finalmente, podemos ainda perceber que os dados da pluma azul total insinuam um comportamento oscilante que, se extrapolado, possivelmente expressaria ciclos interanuais da área de ressurgência. Os parâmetros relativos às médias, desvios padrão, mínimos e máximos para as três classes da pluma de ressurgência se encontram nas Tabelas 9 (PAZ1), 10 (PAZ2) e 11 (PAZ).

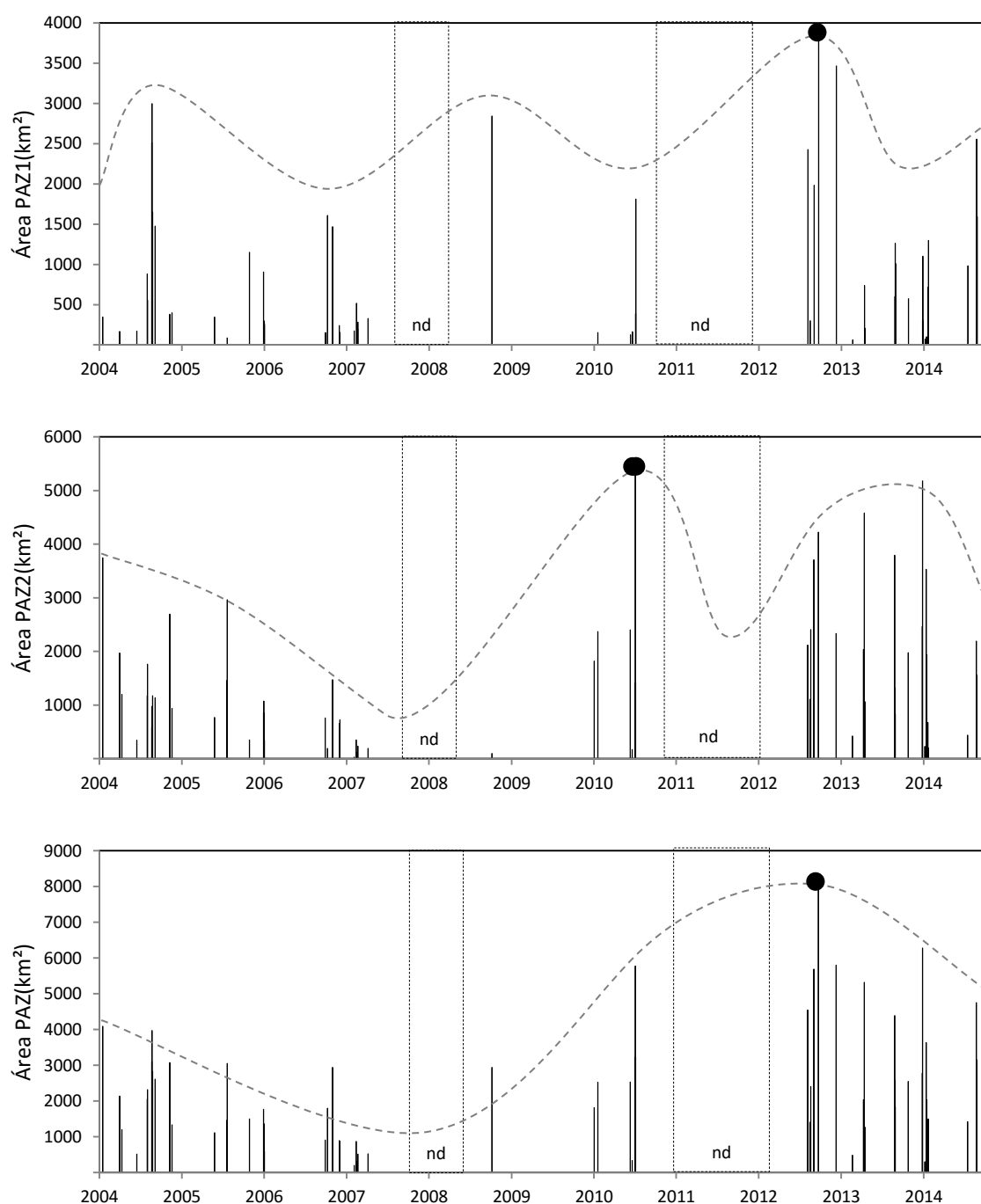


Figura 35 - Distribuição de área das plumas de ressurgência por classe PAZ1 (acima) , PAZ2 (centro) e área total PAZ (abaixo) dentro do período estudado. A curva representa o comportamento da pluma total no período.

Tabela 9 - Estatística descritiva da pluma PAZ1, onde N representa o número de observações realizadas por ano. O número grifado representa o máximo da série (Continua)

Ano	N	Média	Mínimo	Máximo	Dev.Pad.
2004	20	1481,74	0167,25	3000,13	0866,06
2005	04	0395,66	0000,00	1150,06	0523,97
2006	09	0593,91	0153,50	1610,06	0583,19

(Continuação)

2007	05	0300,23	0175,00	0518,06	0136,59
2008	01	2845,44	2845,44	2845,44	-
2009	00	-	-	-	-
2010	05	0529,03	0127,19	1810,88	0724,19
2011 ¹	00	-	-	-	-
2012	06	1993,34	0000,00	3777,00	1573,33
2013	07	0636,43	0061,50	1264,44	0421,57
2014	11	0955,30	0072,38	2558,31	0797,78

¹ O ano de 2011 sofreu em desfalque severo de dados.

Tabela 10 - Estatística descritiva da pluma PAZ2, onde N representa o número de observações realizadas por ano. O número grifado representa o máximo da série

Ano	N	Média	Mínimo	Máximo	Dev. Pad.
2004	21	1705,68	347,00	3749,63	0755,41
2005	05	1109,19	000,00	2965,63	1171,67
2006	09	0693,10	145,13	1473,19	0426,77
2007	05	0186,38	028,38	0352,38	0122,16
2008	01	0100,94	100,94	0100,94	-
2009	00	-	-	-	-
2010	06	2263,32	175,25	5386,69	1735,11
2011 ¹	00	-	-	-	-
2012	07	2272,11	000,00	4225,44	1440,15
2013	08	2003,06	423,19	4582,69	1467,71
2014	11	1798,91	203,69	5179,25	1530,05

¹ O ano de 2011 sofreu em desfalque severo de dados.

Tabela 11 - Estatística descritiva da pluma PAZ, onde N representa o número de observações realizadas por ano. O número grifado representa o máximo da série

Ano	N	Média	Mínimo	Máximo	Dev. Pad.
2004	21	2255,42	0517,25	4096,63	0830,15
2005	05	1425,72	0000,00	3052,26	1093,37
2006	09	1287,01	0409,44	2941,50	0786,28
2007	05	0486,60	0203,38	0870,44	0254,25
2008	01	2946,38	2946,38	2946,38	-
2009	00	-	-	-	-
2010	06	2704,18	0339,88	5775,07	1796,90
2011 ¹	00	-	-	-	-
2012	07	3980,69	0000,00	8002,44	2818,95
2013	08	2559,93	0484,69	5320,19	1591,49
2014	11	2754,21	0302,88	6282,25	1708,29

¹ O ano de 2011 sofreu em desfalque severo de dados.

Trabalhos acerca de oscilações interanuais da ressurgência em Cabo Frio ainda são relativamente escassos, mas a literatura tem reportado variabilidade interanual da intensidade de diversos sistemas de ressurgência mundo afora, baseando suas análises em parâmetros como a TSM, ventos e concentração de clorofila, apresentando também discussões sobre a influência de agentes climáticos de escala global tal como o *El Niño*. Analisando produtividade primária, Rutllant e Montecino (2002) encontraram modulações interanuais no processo de ressurgência da costa chilena induzidas pelo fenômeno do El Niño. Nos Sistemas de Corrente da Califórnia e Hunbolt, em um ciclo de dez anos (1997-2007), extremos negativos na concentração de clorofila foram observados durante o *El Niño* de 1997-1998, persistindo até 1999 na maioria das latitudes cobertas, sendo em seguida observadas aparentes relações positivas com alterações na fenologia² em 2005-2006 e 2003-2004, com sinais proeminentes em latitudes mais altas se correlacionando negativamente com anomalias de ressurgência e o índice MEI (THOMAS; BRICKLEY; WEATHERBEE, 2009). Enquanto isso, na costa noroeste da África (Senegal e Mauritânia), (MENNA et al., 2015), encontrou relação significativa entre a variabilidade interanual da ressurgência e o ENOS e a Oscilação do Atlântico Norte (OAN).

Em Cabo Frio, Martin, Flexor e Valentin (1988) associaram um evento de *El Niño* intenso com maior ocorrência de águas frias na região, ligando tal condição diretamente a um bloqueio dos sistemas frontais por uma corrente de ar que se tornou estacionária sobre o Rio de Janeiro entre julho e agosto de 1983, produzindo um evento de ressurgência intensificada, na linha oposta do que foi observado sob o *El Niño* de 1976, quando um aquecimento anormal das águas da região foi atribuído a uma oscilação mais fraca, dando origem a uma jato subtropical dirigido ao norte que impediria os ventos de NE de chegar até a região. Mais recentemente, sinais cíclicos também já foram evidenciados por Elias (2009) acerca da ressurgência de Cabo Frio, embora toda a variabilidade não tenha sido explicada com base em forçantes do vento em escala local e larga escala.

Comparado ao comportamento das plumas túrbidas, a superfície de ressurgência entre 2004 e 2014 acompanhou a mesma tendência geral de crescimento. Todavia, não se vê uma variação similar em maior detalhe, de modo que o sinal das duas ao longo da série seja comparável, pois enquanto a pluma P seguiu traçando uma tendência crescente com vibração principalmente sazonal, a

² Campo da ciência que estuda a influência de eventos climáticos sobre o ciclo de vida das espécies.

pluma PAZ esboçou ciclos de 2 a 4 anos que ficaram muito claros no começo e no final da sua série, sendo o primeiro decrescente, seguido de um trecho central de poucas ocorrências e ausência parcial de dados (2008-2012) para então chegar a um final descendente de ~2,5 anos envolvendo valores mais altos. Assim, se verifica que a pluma PAZ apresentou em 11 anos um desenvolvimento aproximadamente cíclico, tendo como principal contribuinte a classe PAZ2, que ocasionalmente entra em contato com plumas P3. Portanto, a área associada à ressurgência, um agente ativo de circulação das águas na área de estudo, não guardou relação notável com a área de dispersão das plumas de sedimento.

6.4 LEVANTAMENTO ESTATÍSTICO DE VENTOS E ONDAS

Dados relativos à velocidade e direção do vento e à altura e direção das ondas, para um mesmo ponto de medição, constituem parâmetros naturalmente correspondentes, haja vista o papel fundamental do vento em gerar e impulsionar as ondas locais que irão compor o espectro total de ondas sobre a plataforma. Logo, para um ponto de monitoramento localizado na altura da plataforma interna-média, não se mostra interessante ignorar essa relação, mas sim abordá-la de maneira integrada com vistas a desenhar um retrato mais completo do estado do mar, compreendendo a efetiva dinâmica envolvida no seu funcionamento.

Portanto, considera-se primeiramente apenas o perfil sazonal dos ventos durante o período de estudo (2004 a 2014), onde se pode ver a já mencionada predominância de ventos NE na região, com fluxos mais intensos entre os meses de setembro a fevereiro, abarcando o verão. Antes, entre março e maio, ocorre a época de maior ação dos ventos com componente meridional positiva, mesmo que notada sua menor intensidade, pois esta é melhor distribuída entre os quadrantes, resultando, assim, em maior calmaria (Figura 36). Este momento é o de maior expansão das grandes plumas túrbidas (P, P2 e P3), o que, a princípio, é um resultado curioso por não se alinhar com o da análise em escala diária, onde a persistência do vento NE, paralelo à costa e favorável à ressurgência costeira, quando associada a uma baixa energia de ondas do quadrante S, favoreceu a dispersão de material sobre a PCCF.

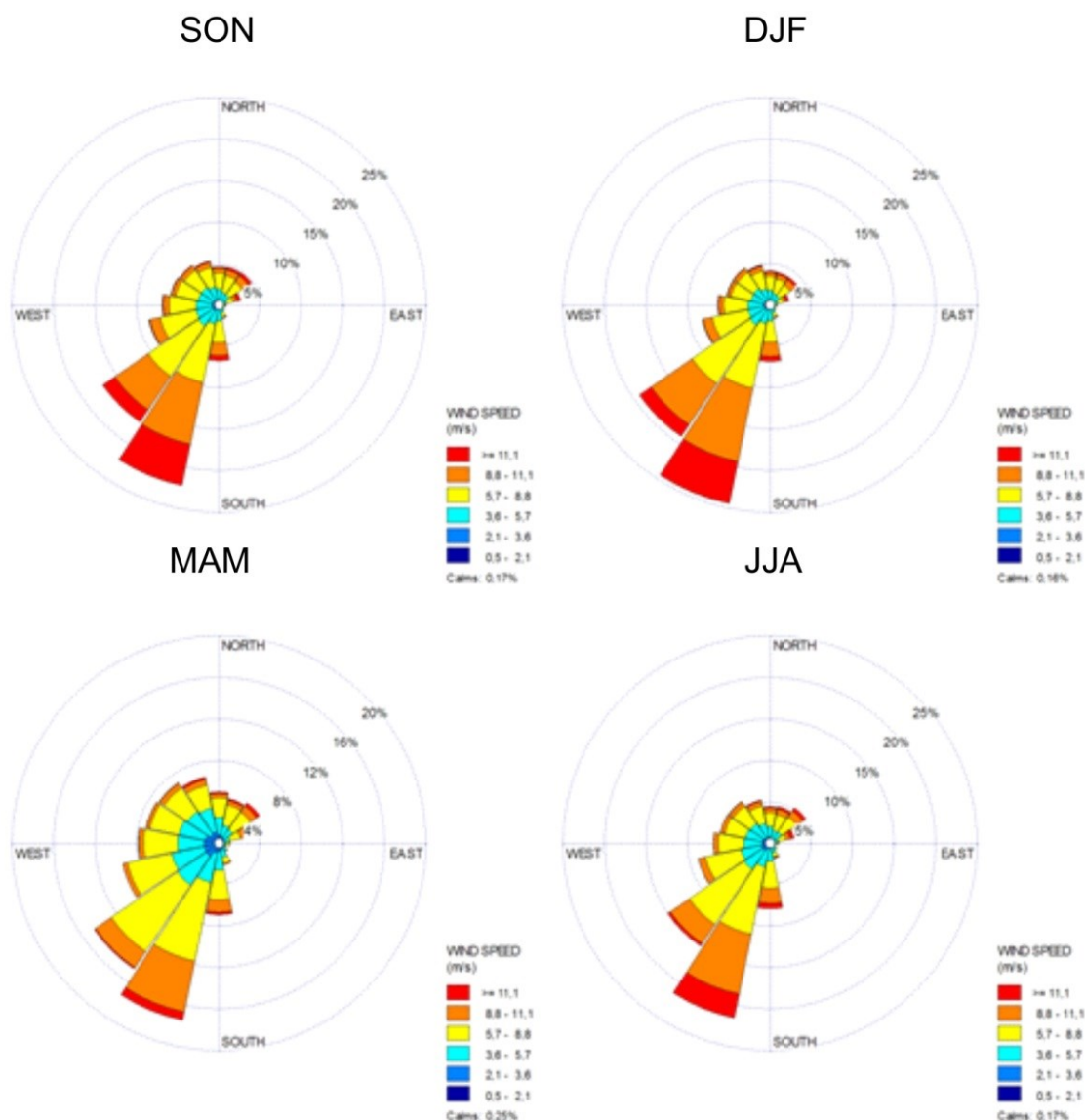


Figura 36 - Sazonalidade da direção e intensidade do vento na Plataforma Continental de Cabo Frio. Utilizou-se a convenção oceanográfica para representar a direção do vento, a qual considera o quadrante de destino para identificá-la. SON: setembro-outubro-novembro, DJF: dezembro-janeiro-fevereiro, MAM: março-abril-maio e JJA: junho-julho-agosto.

Uma possível explicação para tal resultado é o maior espalhamento causado sobre a pluma pelas altas ondas que se direcionam para o Norte na estação (Figura 37), as quais não apenas se confrontam com os ventos contrários (mais fracos), mas também com a inércia das águas lançadas pela foz do Rio Paraíba do Sul, podendo forçar a compensação longitudinal da área da pluma. Este ganho começaria no início do inverno, e seria retirado gradualmente até o retorno do regime normal de ventos, o que já se pode perceber a partir de junho. Assim, o incremento no

transporte de material observado no inverno seria o produto dessa janela que pode prolongar seu efeito até meados de setembro.

A análise sazonal do comportamento das ondas mostrou que durante os meses de setembro a novembro sua origem varia regularmente entre os quadrantes SW, SE e NE, com notável ocorrência de ondas relativamente mais baixas, de 1 a 2,5 m de altura, eventualmente alcançando os 4,5 m quando se propagam de S-SW. Há de se observar, contudo, a maior frequência de ondas se deslocando de SW e NE nesta época, ainda que este perfil seja consolidado apenas nos meses seguintes, quando ocorre uma maior concentração das ondas neste eixo. Essa condição difere daquela verificada entre os meses de março e agosto, momento em que há uma clara conversão para ondas de Sul e SW - predominando a direção Sul - e forte atividade de ondas sensivelmente mais altas (1,5 a 3,5 m de altura).

O perfil de flutuação sazonal da energia das ondas é realizado pela análise da densidade de probabilidade aplicada a sua variação de altura, o que revelou que ondas com altura entre ~1,5 m a ~2,0 m apresentam maior probabilidade de ocorrência durante todo o ano, porém é nos meses de dezembro a fevereiro que as chances de observação destas alcança seu pico, chegando próximo a 100% no verão. Uma avaliação mais cuidadosa permite afirmar que as ondas tendem a se tornar notavelmente maiores nos meses de estiagem (março a agosto), ultrapassando com maior facilidade os 2 m de altura. Se considerarmos apenas as ondas significativas (1/3 das ondas mais altas), este quadro se mantém e se torna ainda mais evidente, com a densidade de probabilidade se deslocando para ondas maiores que 2 m, principalmente no inverno (Figura 38).

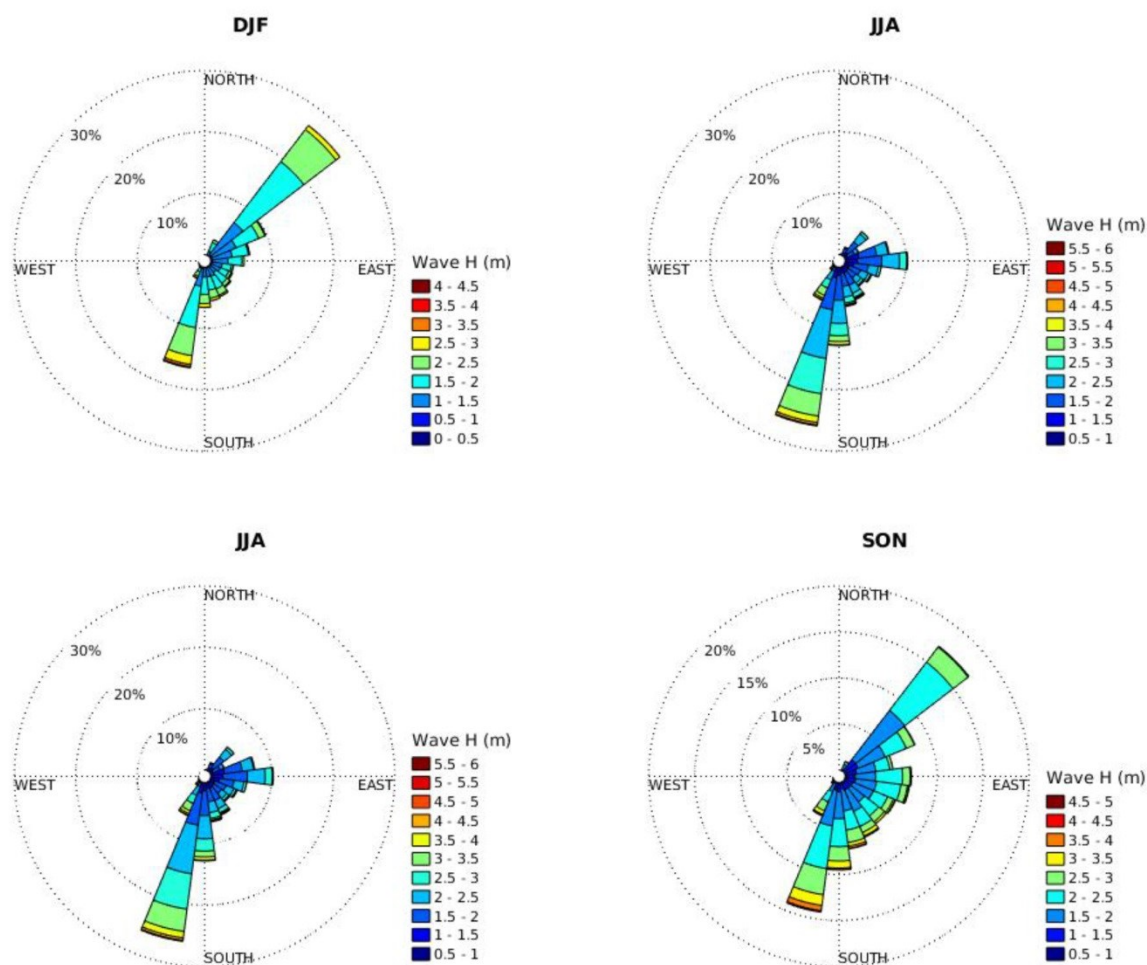
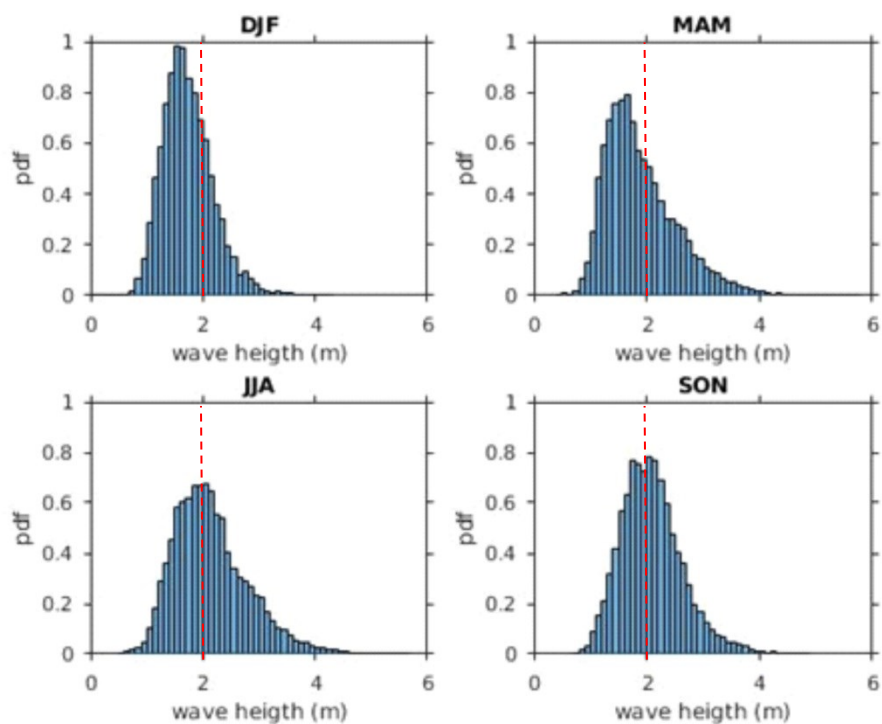


Figura 37 - Sazonalidade da direção e altura das ondas na Plataforma Continental de Cabo Frio no período entre 1997 e 2015. Os quadrantes ocupados representam a direção de propagação. SON: setembro-outubro-novembro, DJF: dezembro-janeiro-fevereiro, MAM: março-abril-maio e JJA: junho-julho-agosto.

(A)



(B)

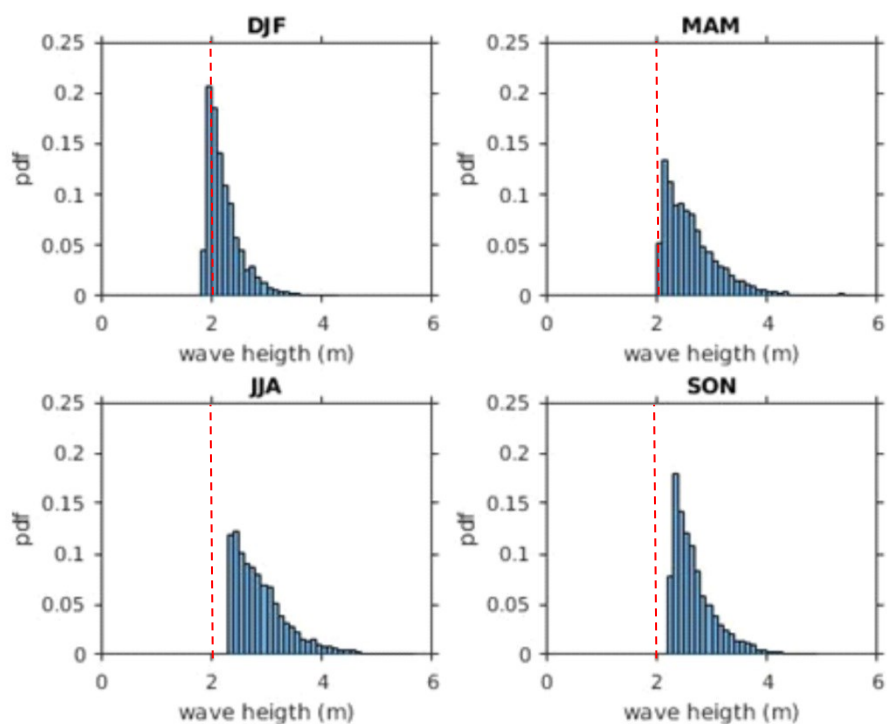


Figura 38 - Distribuição da Função Densidade de Probabilidade (em Inglês, Probability Density Function - PDF) da altura das ondas por estação do ano. (A) Distribuição para o total de ondas significativas. (B) Distribuição para um terço das ondas mais alta

Esses resultados são corroborados pela análise sazonal de Pereira e Clumb-Oliveira (2015) para a região de Cabo Frio, na qual os meses de inverno apresentaram sensível incremento na altura das ondas, ao passo que as ondas mais baixas foram observadas no fim do verão. Os resultados apresentados também são coerentes com aqueles produzidos pelos referidos autores no que diz respeito à maior frequência de ondas mais altas provenientes da direção Sul-Sudoeste entre março e agosto.

As altas ondas do período seco (março a agosto) coincidiram com a fase de maior dispersão de material pelas plumas, enquanto ondas de menor energia e quase paralelas à costa acompanharam as pequenas plumas que foram medidas na época chuvosa (setembro a fevereiro). Dada a maior frequência de frentes frias durante o inverno, certamente o padrão de dispersão orientado a NE e comprimido contra o continente (Figuras 25 e 29) se apresentou com maior frequência nesta estação. O efeito das frentes sobre a direção dos ventos, intensificando o seu fluxo SE após a passagem dos sistemas, apresenta-se como a provável causa desta mudança de orientação. No entanto, as frentes também favoreceram a alta energia das ondas que chegaram à plataforma média e interna durante o outono-inverno, oriundas de diversas direções, mas em maior frequência de SW. Dada sua elevada energia, essas ondas possuem maior capacidade de ressuspender material do fundo marinho e empurrá-lo para próximo à costa. Neste caso, a resposta da pluma, após dias de compactação, deve surgir com o peso de uma maior carga a ser transportada, implicando, assim, em maiores área de dispersão, o que foi possível de ser visualizado nas imagens superficiais captadas pelo sensor MODIS.

A literatura apresenta alguns outros aspectos ligados à circulação de massas d'água sob influência da CB que também merecem atenção, tais como a presença de vórtices estacionários, os quais, segundo experimentos realizados por Calado et al. (2010), poderiam forçar a ressurgência da ACAS na quebra da plataforma, inclusive na altura do Cabo de São Tomé. Há, na verdade, uma discussão sobre a sazonalidade destes vórtices, dentro da qual um modelo de Lopes et al. (2006) descreve estas feições como geograficamente mais confinadas no inverno e, portanto, exercendo pouca influência nos processos de ressurgência. O mesmo esquema de sazonalidade inclui, contudo, a ressuspensão costeira como beneficiada do afastamento da ACAS, o que apesar de ser um processo espacialmente restrito, incrementa a concentração de partículas na zona fótica.

Outra variável digna de nota são as correntes intensificadas pelo vórtices ciclônicos influenciados pela CB que fluem para NE entre Santos e o Rio de Janeiro principalmente no inverno (MESQUITA; LEITE; RIZZO, 1979). Estas correntes podem ser a força responsável pelo surgimento das plumas de SW que também contribuem significativamente para o aumento da pluma turbida total, como é evidenciado pelo aspecto da máxima pluma observada no período estudado (Figura 24) e por outras ocasiões de penetração superficial de massas d'água oriundas daquela região ocorridas ao longo da série.

O cálculo da média diária da altura significativa (H_s) das ondas, sem discriminar direção de propagação, pode oferecer uma noção inicial do estado de energia das águas sobre a PCCF ao longo dos anos. Apesar de não ter produzido uma tendência global prontamente detectável, uma análise mais pontual do seu sinal, além de ratificar o aumento na altura das ondas durante a estiagem, é capaz de identificar 4 picos sutilmente maiores nos trechos 2006-2007 e 2010-2011, com um deles contendo o valor máximo de toda a série, situado em 2010 (> 5 m) e antecedido pelo ano com menor valor geral ($\sim 0,5$ m), o que, por sua vez, constitui o biênio 2009-2010 como o de maior amplitude de energia (Figura 39). Observa-se uma coincidência do pico ocorrido em 2006 com a concentração dos maiores valores de P1 e P2 (Figura 34), o que além da associação cronológica imediata, não oferece muito no sentido de uma potencial covariabilidade entre as séries na escala de anos, diferente do que seria uma aparente relação entre variáveis mantida ao longo do tempo, um comportamento geral percebido apenas ao se comparar a evolução da altura de onda média mensal com a da área das plumas P e P3, o que encorajou o rumo da análise para uma potencial relação entre aumento da altura das ondas e o crescimento interanual da pluma.

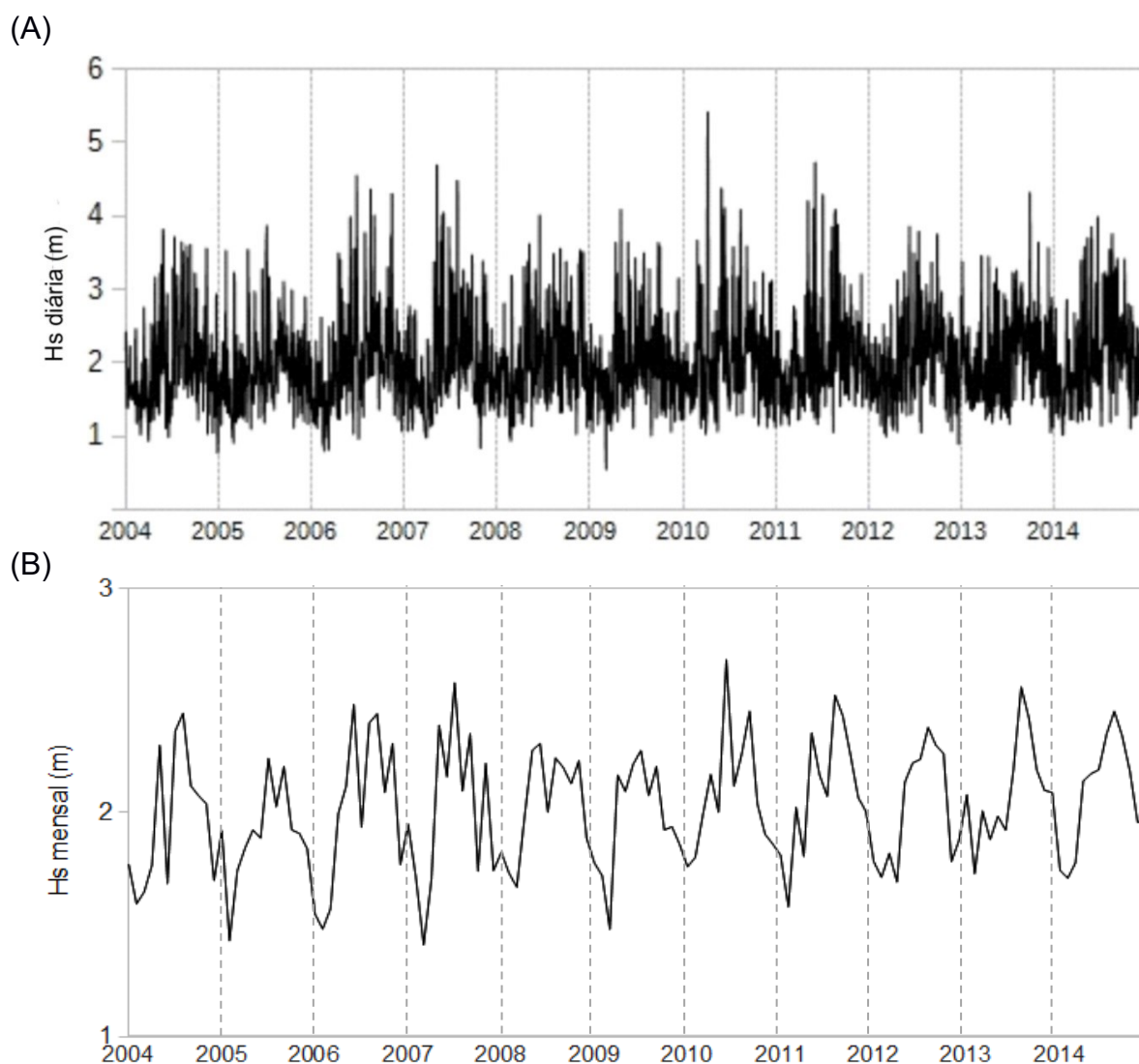


Figura 39 - Variação interanual da altura significativa (H_s) média das ondas. Média diária (A) e média mensal (B). Dados do período de 2004 a 2014. As grades verticais indicam o início de cada ano.

A média mensal de H_s tornou a evolução das ondas mais clara graças ao efeito de suavização das variações em escala temporal sinótica. O nítido aumento revelado remete a observações realizadas em outras regiões do planeta nas quais pesquisadores investigaram possíveis relações entre alterações de longo prazo na altura das ondas e eventos climáticos de influência global.

Dentre tais estudos, os de Carter e Draper (1988) e Bacon e Carter (2007) estimaram uma taxa positiva de 0,034 m/ano para as ondas na região de navios-farol Seven Stones (costa SW inglesa), enquanto que The WASA Group (1998), Wang e Swail (2001) e Woolf, Challenor e Cotton (2002) encontraram forte relação entre o fenômeno da Oscilação do Atlântico Norte – OAN e o clima de ondas na região durante o inverno. Allan e Komar (2000) perceberam uma tendência

crescente bidecadal na costa da Califórnia (Pacífico Nordeste) e associaram aumentos observados neste período com maiores eventos de *El Niño*. Graham e Diaz (2001) e Graham, Strange e Diaz (2002) propuseram que o incremento na altura de onda observado ao longo da rota de tempestades do Pacífico Norte é uma evidência do aumento das tempestades de inverno. De forma semelhante, Yamaguchi e Hatada (2002) também concluíram sobre o crescimento das ondas ao analisar o intervalo entre 1948 e 1998 no setor norte do Pacífico Noroeste.

No caso da região de Cabo Frio, um possível causador deste aumento é a variação da flutuação interanual do fenômeno *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS), considerado o mais importante evento integrado oceano-atmosfera causador de variabilidade climática em escalas de tempo interanuais. De acordo com Rasmusson e Carpenter (1982), a Oscilação Sul (OS) é o principal arcabouço conceitual para visualização da repercussão de aquecimentos da temperatura superficial do mar no Pacífico Equatorial Leste e alterações climáticas a nível global. O Índice Multivariado do ENOS estima a intensidade do fenômeno *El Niño* através da média ponderada do sinal multivariado completo do ENOS, o qual envolve pressão a nível do mar, componentes zonal e meridional do vento superficial, temperatura superficial do mar, temperatura superficial do ar e fração de cobertura de nuvens total do céu (WOLTER; TIMLIN, 1993). Por isso, o índice MEI (*Multivariate ENSO Index*) se caracteriza por ser um adequado estimador de eventos de *El Niño* e *La Niña* que podem ter alguma correspondência com a variabilidade do regime de ondas na última década para a PCCF.

O MEI apresentou valores fortemente negativos próximo ao final da série analisada (2010 a ~2013), caracterizando uma intensificação do fenômeno *La Niña* (Figura 40). Nos últimos 18 anos, a evolução do índice pode ser dividida, em um primeiro nível de detalhe, em três momentos distintos: um período inicial mais intenso (1997 a 1999), seguido por uma fase mais amena (1999 a ~2007) e por fim a chegada de um novo período de grande variabilidade (~2007 a 2015).

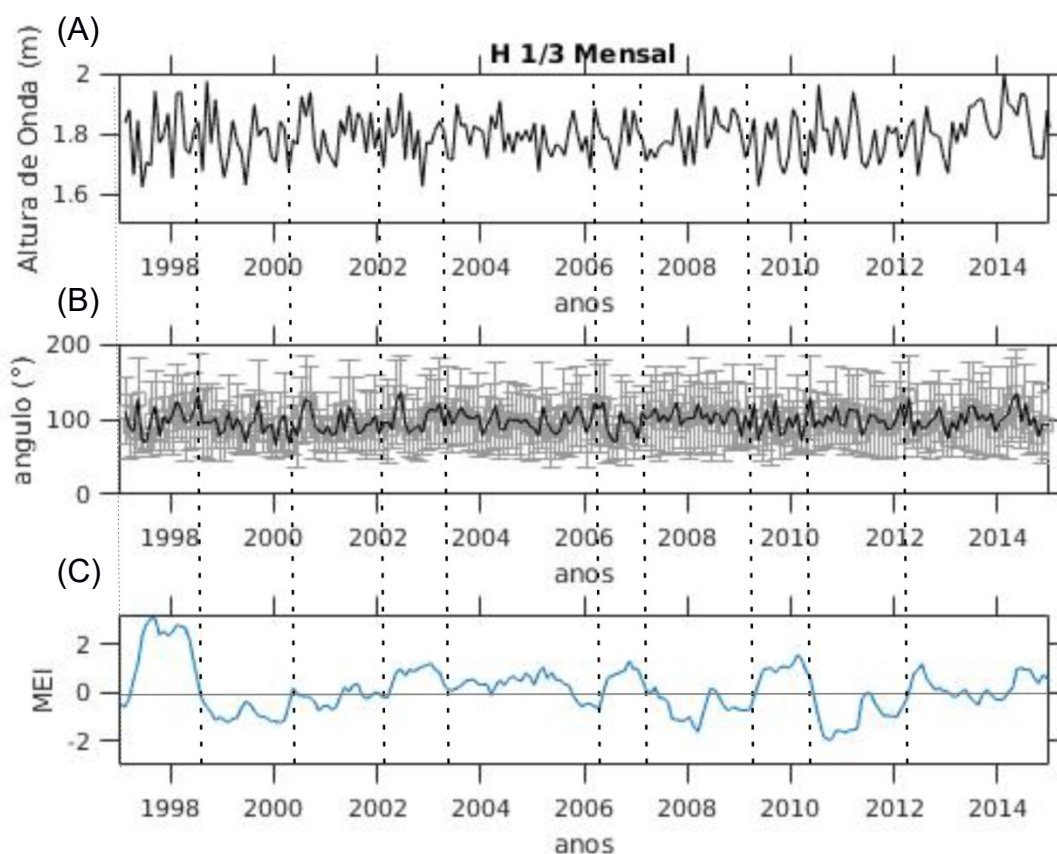


Figura 40 - (A) Média mensal de 1/3 das ondas mais altas ($H_{1/3}$) a partir dos dados de altura significativa (H_s); (B) ângulo de direção das ondas entre 0 e 200°, com valores oscilando em torno de 100° significando direção de propagação basicamente de SE-S para W-NW (de encontro à costa); e (C) flutuação interanual do Índice Multivariado *El Niño*-Oscilação Sul (MEI).

O período inicial de intensa variabilidade do índice corresponde a um forte evento de *El Niño* (1997-1998) que foi acompanhado por uma sensível elevação da altura das ondas que veem de encontro à costa (direção girando em torno de 100°, Figura 40b). Na parte central da série, caracterizada por baixas oscilações, as variáveis não destacam nenhum trecho de magnitude comparável, sendo que já no trecho final, um notável evento de *La Niña* (2010-2012) foi detectado simultaneamente a uma pequena redução na altura de onda. Ao considerar, todavia, a existência de um eventual atraso de resposta entre os dados, é possível associar os baixos valores do índice durante 2010-2012 com um subsequente ganho de altura por parte das ondas entre 2012 e 2015.

Estudando os gráficos em maior detalhe, alguns eventos notáveis podem ser analisados no intuito de evoluir para a extração de informações mais sólidas. É possível notar, por exemplo, que as condições de *La Niña* em 1998-2000 são

acompanhadas de uma sensível diminuição de $H_{1/3}$. Também se observa que no intervalo entre 2002 e 2004, durante o segundo *El Niño*, é possível distinguir uma redução da altura de onda brevemente interrompida antes de seguir diminuindo progressivamente até o ano de 2007, passando por 2006 (*El Niño*). Em 2007-2009 as condições são favoráveis ao *La Niña* e as ondas crescem novamente, enquanto em 2010 voltam a oscilar dentro de valores menores, para então experimentarem um lapso de ascensão limitada por nova queda em 2010-2012 (*La Niña*). Nos últimos anos da série, é perceptível o aumento na altura das ondas durante uma fase sem flutuações significantes, porém que se dá logo após a ocorrência de um forte evento *La Niña*.

Organizando em uma tabela as tendências observadas de $H_{1/3}$ e as oscilações significativas do índice MEI em cada trecho, é possível comparar o comportamento de ambos e tentar encontrar alguma combinação de maior frequência (Tabela 12).

Tabela 12 - Frequência de ocorrências para cada combinação possível entre o índice MEI e a altura de onda $H_{1/3}$

Evento	$H_{1/3}$	MEI
1997-1999	+	+
1998-2000	-	-
2002-2004	-	+
2004-2006	-	+
2006-2007	-	+
2007-2009	+	-
2010	-	+
2010-2012	+	-
Frequência	Combinações	
1	+	+
2	+	-
4	-	+
1	-	-

De onde se percebe que a combinação mais frequente foi a que envolveu índice MEI positivo (*El Niño*) com ondas de altura decrescente. Surge, então, o esboço de uma possível relação entre os anos de ocorrência de tal fenômeno e a energia transportada pelas ondas de leste. Como este é um resultado obtido de uma análise visual que não considera a possibilidade de atraso na resposta das variáveis - como pode ter sido o caso entre o crescimento das ondas em 2012-2015 e o forte evento de *La Niña* em 2010-2012 - a existência de covariabilidade entre o ENOS e a altura das ondas continuará sendo investigada através da decomposição do sinal de ambas em diferentes resoluções e ao longo do período estudado.

A análise das séries por meio de ondaletas deu origem ao espectro de energia do índice MEI calculado para os últimos 65 anos (1950 a 2015), onde se vê que o ENOS experimentou flutuação intensa persistente com período de 8 a 16 anos localizada na faixa de 1960 e 2004 e alta energia intermitente no período de 1 a 4 anos entre 1964 e 2014 (Figura 41). Acoplada a esta série, está a mesma análise temporal para as ondas H1/3 na região de Cabo Frio, com extensão de 1997 a 2015, devido à menor disponibilidade dos dados. No gráfico, pode-se notar uma distribuição de eventos de alta energia semelhantes a pequenas gotas com periodicidade de até 1 ano no início da série e de 2006 até o final, com destaque também para as flutuações com período entre 2 e 4 anos em torno de 2010, região que coincide com o espectro do índice ligado ao ENOS. Tal resultado sugere a existência de correlação significativa entre a variabilidade da altura das ondas nos últimos anos e a oscilação do ENOS.

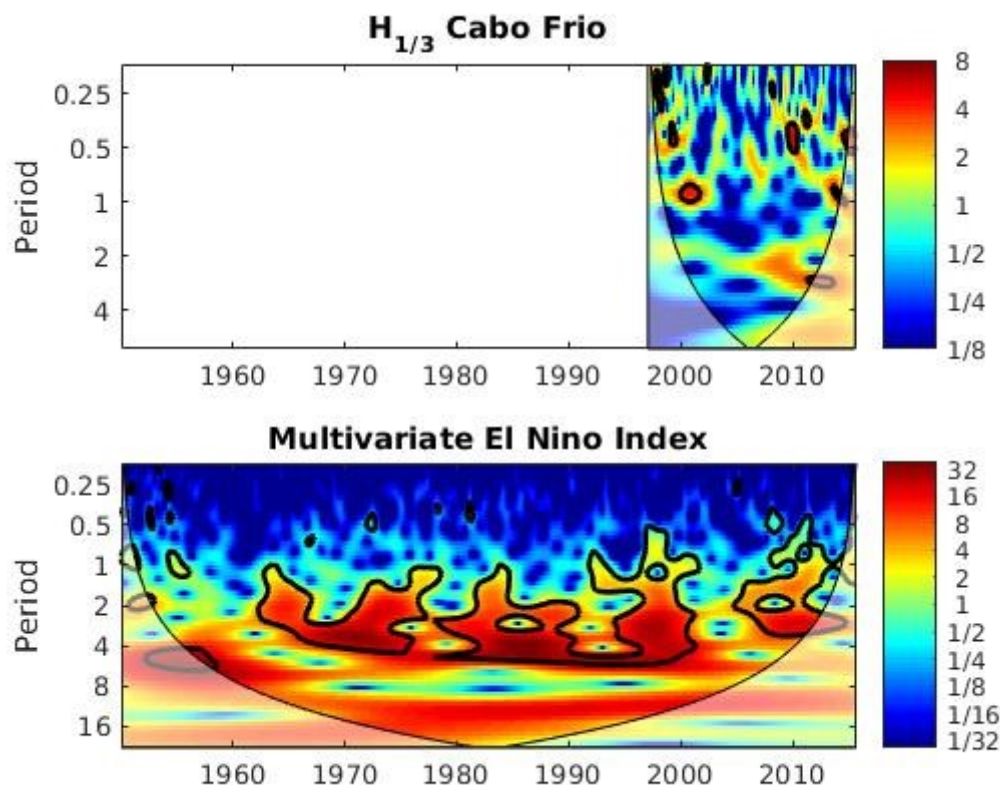


Figura 41 - Espectro de potência contínuo para as ondas $H_{1/3}$, de 1997 a 2015 (A), e para o índice MEI, de 1950 a 2015 (B). Os contornos em preto representam o nível de significância de 5%, o eixo da esquerda contém os períodos (equivalentes à frequência ou ciclos) em anos e a paleta de cores indica o nível de energia. A região sob o cone é a área onde os efeitos de borda se tornam relevantes, podendo distorcer a figura produzida, e devem ser ignorados

Essa correlação foi confirmada pela análise cruzada entre os dois espectros, que revelou alta covariabilidade entre a flutuação do índice MEI e as ondas $H_{1/3}$ nas bandas entre $\sim 0,75$ anos (9 meses) e 1 ano, localizada entre ~ 1998 e 2002, com relação de fase de 45° , o que significa um avanço de $1/8$ do período (45 dias, para o período de 1 ano) da série do MEI em relação à altura das ondas, sendo este o tempo de resposta da variabilidade das ondas ao índice. Isto se traduz em um atraso, ou *lag*, de ordem intrasazonal da altura das ondas em relação à variabilidade do ENOS. Como esta informação foi extraída em uma época que não está incluída no período de observação das plumas, não gera impacto sobre esta discussão, apesar de ser interessante uma eventual relação sazonal do *El Niño* com a mudança de altura das ondas, o que pode vir a constituir mais um elemento a ser somado aos fatores de influência nesta escala. Há outra região, porém, que se estende sobre o intervalo de 2005 a ~ 2013 com período de 1,6 a 3 anos, possuindo a maior explicação entre as variáveis, com ângulo de fase predominante consistente em

torno de 180° , o que significa que as duas séries estão fisicamente relacionadas em fase completamente oposta e o avanço do MEI em relação ao $H_{1/3}$ é de um período completo. Isto pode ser interpretado como um tempo de resposta das ondas à variabilidade do ENOS que pode levar de 1,6 até 3 anos. Logo, o aumento da altura de onda observada no fim da série pode ser uma repercussão atrasada ao forte *La Niña* de 2011-2012. E por fim, a volta de energia de um ciclo menor (0,5 a 1 ano) entre 2011 e 2014 refaz a proposta de influência sazonal do MEI sobre a altura das ondas, em fases variando de completamente oposta a totalmente alinhada. Esta correlação, contudo, é mais fraca que aquela com período de 1,6 a 3 anos, permitindo qualificá-la como uma correlação secundária. Dessa forma, os resultados convergem para um cenário principal onde a altura de onda está correlacionada à banda de frequência do ENOS referente a ciclos de 1,5 a 3 anos entre 2005 e 2013 (Figura 42), intervalo este que compreende quase toda a série temporal estudada neste trabalho.

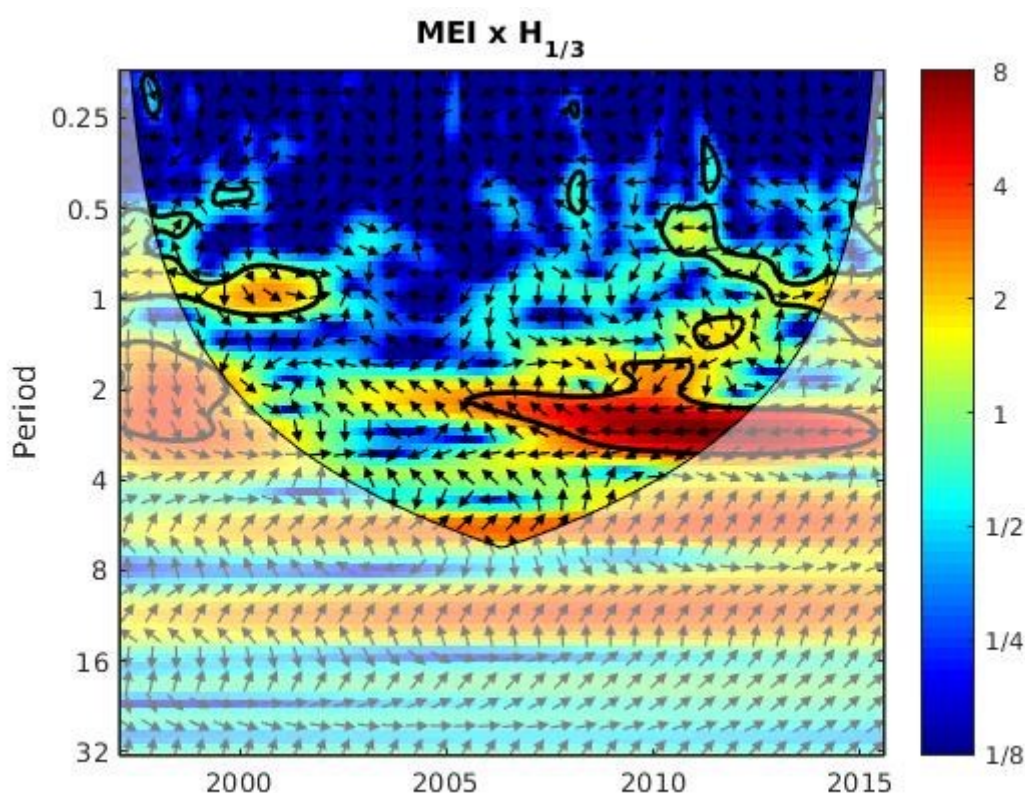


Figura 42 - Espectro de energia cruzado entre o índice MEI e as ondas $H_{1/3}$ de 1997 a 2015. Os contornos em preto representam o nível de significância de 5%, o eixo da esquerda contém os períodos (equivalentes à frequência ou ciclos) em anos e a paleta de cores indica a intensidade ou energia da relação. A região sob o cone é a área onde os efeitos de borda se tornam relevantes, podendo distorcer a figura produzida, e devem ser ignorados.

Portanto, esse resultado pode ser relacionado com o crescimento da área total da pluma entre 2004 e 2014. Se considerarmos a distribuição da altura de ondas especificamente entre 2004 e 2014 (Figura 39), será ainda mais evidente a escalada de energia das águas da PCCF que acompanhou o crescimento das plumas. Desse modo, pode-se afirmar que o crescimento da pluma de sedimentos entre 2004 e 2014 ocorreu sob influência de uma crescente energia das ondas que atingiram a plataforma, principalmente daquelas que chegaram à plataforma em direção perpendicular à linha de costa. O incremento na altura das ondas, por sua vez, esteve fortemente correlacionado com a variabilidade do fenômeno *El Niño* Oscilação-Sul durante praticamente todo o período de estudo das plumas.

A interação entre o *El Niño*-Oscilação Sul e a evolução da altura das ondas em diversas regiões do globo tem sido reportado por alguns autores, dos quais vale mencionar: Storlazzi e Griggs (2000), que encontraram correlação positiva entre o aumento do ENSO e da altura de ondas ao analisarem a relação deste fenômeno com a dinâmica da linha de costa da Califórnia; Stephens e Ramsay (2014), que relacionaram a intensificação do *El Niño* com a elevação de ondas significativas extremas no Sudoeste Pacífico; e Izaguirre et al. (2011) e sua relação positiva entre o índice NINO3 e o crescimento de ondas extremas na faixa equatorial do Pacífico Centro-Oeste, enquanto que as fases de *La Niña* responderam pelo incremento da atividade de ondas na porção Sudeste. Na costa brasileira, estudos que contemplam a influência dos anos de *La Niña* intenso sobre a altura das ondas são escassos, mas vale mencionar as conclusões de Pereira e Klumb-Oliveira (2015), que se basearam na correlação com o Índice Niño Oceânico para constatar que o efeito dos anos de *La Niña* entre 1979 e 2013, foi de aumento na altura das ondas na Região de Cabo Frio - com um tempo de resposta de 4 meses, sendo o oposto observado para os anos de *El Niño*. Tal resultado, portanto, corrobora a intensa correlação encontrada neste estudo.

6.5 MECANISMO DE FORMAÇÃO E DISPERSÃO DAS PLUMAS

As plumas de particulados do litoral do estado do Rio de Janeiro possuem uma dinâmica sazonal, interanual e diária controlada por fatores físicos ligados ao regime de ondas e ventos e, em maior escala, à flutuação do fenômeno *El Niño* –

Oscilação Sul. Nos meses de menor precipitação, as plumas P2, P3 e total alcançam a sua maior área, transportando sedimentos em suspensão e substâncias dissolvidas sobre a plataforma continental, exportando, também, material para o talude continental. Essa dispersão é menor na fase chuvosa, a despeito da máxima vazão fluvial, o que enfraquece a ideia de a descarga continental ser o principal fator controlador da pluma. Desse modo, é possível definir um mecanismo de dispersão ativado pela ação de forçantes climáticas que atuam de forma coordenada ao desenvolvimento das regiões de turbidez.

Na escala de dias, a persistência de ventos NE, dominantes na região, favorece a formação de ondas que impulsionam a dispersão da pluma, afastando a frente de pluma da costa e promovendo o seu transporte tanto ao longo quanto através da plataforma, de onde pode resultar uma típica projeção na forma de “braço” da pluma rumo ao sul. Por outro lado, enquanto fluem de NW, os ventos não costumam ser persistentes, enfatizando a ação de ondas do tipo swell, que não são geradas localmente. Estas, quando vem de S-SE, tendem a confinar a pluma próximo à costa, de maneira mais ou menos contundente conforme a energia que transportam. Assim, a dinâmica de dispersão da pluma é determinada pela combinação entre os componentes de direção e energia das ondas e de direção, persistência e velocidade do vento. Este ciclo tende a se manter, porém seu efeito se intensifica ou enfraquece segundo a variação sazonal.

As condições meteorológicas durante o outono-inverno produziram ondas mais altas e, conseqüentemente, mais fortes (a energia da onda é proporcional ao quadrado da sua altura), o que resultou em plumas de maior dimensão. Este também é o período de maior frequência de frentes frias sobre a PCSE, segundo Oliveira (1986), chegando a uma média de 6 por mês. Em contraste, as ondas de menor energia observadas entre setembro e fevereiro resultaram em menor dispersão de material. Cabe observar, contudo, que a energia e direção das ondas receberam respostas diferentes da pluma dependendo da escala temporal analisada, isto porque a lógica sazonal de associação entre altas ondas de Sul e grandes plumas no período seco é invertida se analisada a evolução da pluma ao longo dos dias. Ocorre que o fato de a altura das ondas internas e sua orientação em relação à linha de costa serem importantes agentes no processo de dispersão explica-se pela influência que estes fatores podem exercer sobre a ressuspensão de sedimentos. Assim, o efeito imediato da ação de altas oriundas de SW-S-SE sobre a

estrutura horizontal da pluma tende a ser o barramento do seu avanço, enquanto que uma vez configuradas as condições de maior dispersão – persistência de ventos paralelos à costa aliada à perda de energia das ondas que vão de encontro ao litoral – o resultado da recarga sofrida pela pluma se manifesta através do recobrimento de maiores áreas durante a etapa de transporte sobre a plataforma.

Na escala interanual, a pluma tem apresentado crescimento da sua área, independente da estação do ano. Os resultados de variação da Oscilação Sul do *El Niño* e seu cruzamento estatístico com o regime interanual de ondas explica este incremento, de modo que os anos de *El Niño* intenso (altos valores do índice MEI) exercem influência negativa sobre a altura das ondas sobre a plataforma sudeste do Brasil. O período estudado abrangeu uma fase de *El Niño* intenso seguida de um intervalo relativamente calmo e finalmente eventos mais proeminentes de *La Niña* em 2008 e 2010, com destaque para a maior intensidade do último.

Desse modo, conforme as observações realizadas pelo autor e suas relações estatísticas, aliadas ao apanhado teórico que serviu de suporte à discussão dos resultados, é apresentada uma síntese das relações envolvendo a dispersão da pluma total (P) na forma da Tabela 13, onde estão listados os fatores de influência sobre a área das plumas e sua respectiva escala de ação, considerando, ainda, o nível de importância de cada fator.

Tabela 13 - Influência de diferentes fatores físicos sobre a dispersão das plumas, dentre os levantados neste trabalho e os tratados na literatura (sombreados em cinza), sobre a variabilidade da pluma total de sólidos suspensos, em diferentes escalas temporais. A quantidade de asteriscos simboliza o nível de importância de cada fator, enquanto traços representam ausência de informação

Fator\Escala	Diária	Sazonal	Interanual
Altura das ondas	***	***	***
Direção das ondas	**	***	-
<i>El Niño</i> - Oscilação Sul	-	*	***
Persistência do vento	***	*	***
Ressurgência Superficial ¹	-	***	***
Frequência de Frentes Frias	-	***	-
Correntes de SW intensificadas por vórtices	-	***	-
Posição da borda térmica interna da CB	-	***	-

¹ Ressurgência tal como sinalizada pela pluma azul (PAZ).

Com base nessas interações, formulou-se uma proposta de modelo conceitual (Figura 43) para a dispersão das plumas de material particulado em suspensão na região que abrange as águas desde o Cabo de São Tomé até a Baía de Guanabara, sendo que neste último setor as plumas se mostraram menos frequentes e regularmente mais fracas. O modelo considera o ciclo do valor de área da pluma e seus fatores de influência durante o período estudado, dentro das escalas de dias, sazonal e interanual. Nele é possível ver que as plumas tendem a ser maiores quando não há influência de frentes frias sobre a atividade de ventos e ondas, e que durante o inverno esta condição produz efeitos ainda mais intensos. A variabilidade interanual também é representada, indicando ondas e plumas maiores durante os anos de *La Niña*.

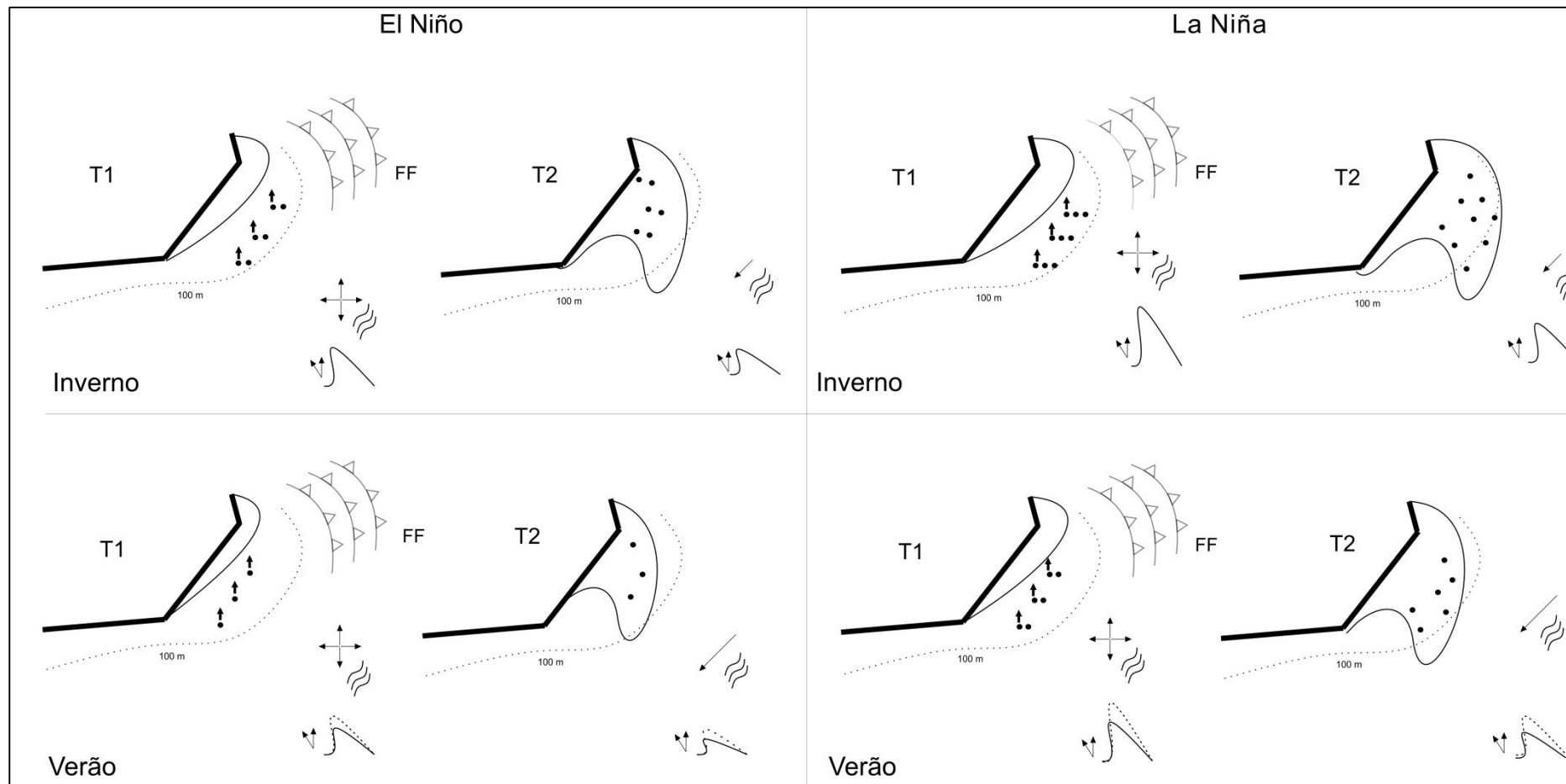


Figura 43 - Proposta de modelo conceitual para a dispersão de plumas detríticas na Plataforma Continental de Cabo Frio. Os pontos simbolizam a carga de sedimento incorporada à pluma e transportada por ela, as linhas onduladas simbolizam o vento, curvas em forma de crista simbolizam a altura das ondas, setas contínuas indicam a direção do vento. A linha tracejada fina marca a isóbata de 100 m, o arco coberto de setas é o símbolo convencional para representação de frentes frias (FF). T1 e T2 marcam os dois momentos básicos de dispersão da pluma, o primeiro sob influência de uma frentes fria, e o segundo sem perturbação causada pelo sistema.

7 CONCLUSÕES

Da análise dos resultados pode-se concluir, primeiramente, que a ação combinada entre ondas e ventos constitui importante fator de controle da dispersão de plumas de turbidez sobre a Plataforma Continental de Cabo Frio, em detrimento da flutuação sazonal da descarga fluvial. Isto se deve às observações de oscilação diária, sazonal e interanual desses fatores comparada à variabilidade de área das plumas, onde tanto a altura das ondas quanto as áreas totais calculadas apresentaram crescimento durante os últimos anos da análise. A orientação das ondas internas em relação à linha de costa também demonstrou influência sobre a expansão ou retração da pluma, podendo ser considerado um fator dual de variabilidade por ter efeitos mais expansivos ou retrativos de acordo a escala temporal considerada.

O crescimento das plumas tem, ainda, correlação indireta com um período de alta intensidade do fenômeno *La Niña*, caracterizado pelo resfriamento anormal das águas no Oceano Pacífico Equatorial. Esta ligação é desenhada pela influência que o *El Niño*-Oscilação Sul exerceu sobre o regime de ondas na Plataforma de Cabo Frio, resultando na ocorrência de ondas mais altas nos períodos com oscilações negativas do índice MEI. Logo, eventos de escala espacial sinótica podem influenciar a variabilidade interanual da dispersão de plumas detríticas na PCCF, o que leva a crer que as mudanças climáticas discutidas atualmente também poderão ter suas implicações.

A compensação espacial entre plumas com diferentes níveis de intensidade, expressos como classes, deixa claro que este aumento ao longo dos anos se dá às custas de uma diminuição gradual da turbidez de suas águas. Lembra-se que enquanto se assitiu simultaneamente ao decaimento da pluma P1 e P2, a pluma total seguiu aumentando, o que firma a maior dispersão de materiais sobre a plataforma como tendência principal e a variação da intensidade de reflectância da pluma como um processo natural associado.

A sazonalidade climática produziu sobre as plumas o aumento de sua área durante a estação seca, entre março e agosto, contrariamente aos meses de maior precipitação, de setembro a fevereiro. Apesar do verão de altas vazões fluviais, em termos de magnitude as plumas são maiores no inverno e exportam mais material

sobre e para além da plataforma continental. O estudo não avaliou, porém, se a intensidade dessas plumas - associada à concentração de materiais em suspensão e dissolvidos – varia de acordo com as estações, mas revelou a divergência da pluma P1 em ser a única a apresentar pico de área durante a época húmida, sinal este que pode ser atribuído à maior influência exercida pela descarga continental e outros processos costeiros sobre este tipo de pluma. Contudo, pode-se afirmar que o regime de vazões do principal rio da região, o Rio Paraíba do Sul, não controla a dispersão da pluma em sua totalidade, tal como observada por sensoriamento remoto das águas da plataforma, estando esse aspecto mais suscetível à dinâmica de fatores climáticos em maior escala de controle.

O modelo básico apresentado na seção anterior (Figura 43) generaliza a ação dos elementos explicadores do desenvolvimento da pluma, permitindo uma clara compreensão de como esta se dispersa sob a ação dos principais fatores de circulação superficial. Nele podemos ver que dependendo da intensidade e persistência das ondas e ventos, a pluma se projeta para além da costa ou se recolhe novamente. A direção média das ondas pode também ser a direção preferencial de projeção da pluma, caso transportem altas energias. No entanto, ventos fortes e com alguns dias de duração, se combinados ao enfraquecimento de ondas na direção contrária, podem forçar a liberação da frente da pluma. Conclui-se, portanto, que é dependente desse balanço o movimento que determina se a pluma se volta para a costa (retração) ou avança mar adentro (expansão), bem como em que direção isto acontece.

Espacialmente, as plumas estão fortemente presentes na região próxima ao CST, onde sua intensidade também é maior, enquanto que plumas observadas na porção W da plataforma (trecho BG-CF) são, via de regra, de intensidade fraca, de modo a se desenhar um gradiente de intensidade negativo partindo do setor NE da PCSE. Disto resulta que a influência das plumas sobre a costa de Cabo Frio, apesar de existente, não é tão intensa e frequente quanto nas águas do Cabo de São Tomé. Contudo, em Cabo Frio a pluma detritica se soma aos frequentes eventos de ressurgência costeira, podendo gerar um maior incremento na produtividade da PCCF, principalmente na sua porção interna, onde a presença da ACAS pode se estender por toda a coluna d'água.

Ressurgência essa que seguiu a mesma tendência de crescimento da pluma de sedimentos, cobrindo áreas maiores nos últimos anos. A possível existência de

uma relação entre os dois fenômenos não é objeto desta pesquisa, todavia é razoável considerar que o mesmo padrão climático que pode ter influenciado o crescimento das plumas de turbidez deve ter relação com as maiores superfícies ocupadas pela ACAS, haja vista que forçantes comuns interagem com ambas as feições.

Por fim, convém ressaltar o interesse de que estas conclusões sejam, complementadas, reforçadas ou refutadas por novos estudos com abordagem diversa sobre a variação em diferentes escalas temporais da pluma de turbidez que atinge Cabo Frio, sendo oportuna a análise de séries históricas maiores que a utilizada, por exemplo. Diante do fato de que o uso do sensoriamento remoto no monitoramento de plumas detríticas em toda a Plataforma Sudeste ainda é relativamente escasso, metodologias que empreguem esse tipo de ferramenta podem trazer à luz novos conhecimentos que podem beneficiar diretamente a pesquisa sobre produtividade costeira e, em última instância, outras áreas importantes da ciência e da economia, como o estudo da dispersão de poluentes aquáticos associados às partículas em suspensão e a atividade pesqueira.

8 REFERÊNCIAS

ADDISON, P. S. **The illustrated wavelet transform handbook**: introductory theory and applications in science, engineering, medicine and finance. [S.l.]: CRC Press, 2002.

ALBUQUERQUE, A. L. S.; BELÉM, A. L.; ZULUAGA, F. J. B.; CORDEIRO, L. G. M.; MENDOZA, U.; KNOPPERS, B. A.; GURGEL, M. H. C.; MEYERS, P. A.; CAPILLA, R. Particle Fluxes and Bulk Geochemical Characterization of the Cabo Frio Upwelling System in Southeastern Brazil: Sediment Trap Experiments between Spring 2010 and Summer 2012. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 86, n. 2, p. 601–620, jun. 2014.

ALLAN, J.; KOMAR, P. Are Ocean Wave Heights Increasing in the Eastern North Pacific? **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 81, n. 47, p. 561, 2000.

ALLEN, M. R.; SMITH, L. A. Monte Carlo SSA: Detecting Irregular Oscillations in the Presence of Colored Noise. **Journal of Climate**, v. 9, n. 12, p. 3373–3404, dez. 1996.

ARRAUT, E. M.; RUDORFF, C. de M.; BARBOSA, C. C. F.; CARVALHO, J. C.; FILHO, W. P.; NOVO, E. M. L. de M. Estudo do Comportamento Espectral da Clorofila e dos Sólidos em Suspensão nas Águas do Lago Grande de Curuai (Pará), na Época da Seca, Através de Técnicas de Espectroscopia de Campo. In: Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil. **Anais...** In: XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO. Goiânia, Brasil: INPE, a 21 de abril 2005.

BACON, S.; CARTER, D. J. T. Wave Climate Changes in the North Atlantic and North Sea. **International Journal of Climatology**, v. 11, n. 5, p. 545–558, jul. 2007.

BARALE, V.; DOERFFER, R. Ocean Colour and CZCS Applications in and around Europe. In: **Ocean colour: Theory and applications in a decade of CZCS experience**. [s.l.] Springer, 1993. p. 189–211.

BARBOSA, A. C. B; BLITZKOW, D. Ondaletas: Histórico e Aplicação. Apostila. São Paulo: USP, 2008. Disponível em: http://sites.poli.usp.br/ptr/lgt/FTP/Apostila_Ondaletas_%20MSc.Augusto_Barbosa&Dr.Denizar_Blitzkow.pdf. Acesso em: 21 fev. 2016.

BASTOS, R. B.; DO NASCIMENTO FEITOSA, F. A.; KOENING, M. L.; DE ASSIS MACHADO, R. C.; MUNIZ, K. Caracterização de uma zona costeira tropical (Ipojuca-Pernambuco-Brasil): Produtividade fitoplanctônica e outras variáveis ambientais. **Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology**, v. 15, n. 1, p. 1–10, 2011.

BOLZAN, M. J. A. Transformada em ondeleta: Uma necessidade. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 28, n. 4, p. 563–567, 2006.

BONHAM-CARTER, G. F. **Geographic information systems for geoscientists: modelling with gis.** [S.l.]: Elsevier, 2014. v. 13

BUESSELER, K. O.; ANTIA, A. N.; CHEN, M.; FOWLER, S. W.; GARDNER, W. D.; GUSTAFSSON, Ö.; HARADA, K.; MICHAELS, A. F.; RUTGERS V. D. LOEFF, M.; SARIN, M.; STEINBERG, D. K.; TRULL, T. An assessment of the use of sediment traps for estimating upper ocean particle fluxes. **Journal of Marine Research**, v. 65, n. 3, p. 345–416, 2007.

BURLA, M.; BAPTISTA, A. M.; ZHANG, Y.; FROLOV, S. Seasonal and Interannual Variability of the Columbia River Plume: A Perspective Enabled by Multiyear Simulation Databases. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, 30 jan. 2010. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2008JC004964>>. Acesso em: 28 fev. 2016.

CACCHIONE, D. A.; SOUTHARD, J. B. Incipient Sediment Movement by Shoaling Internal Gravity Waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 79, n. 15, p. 2237–2242, 20 maio 1974.

CALADO, L.; DA SILVEIRA, I. C. A.; GANGOPADHYAY, A.; CASTRO FILHO, B. M. Eddy-Induced Upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). **Continental Shelf Research**, v. 30, n. 10-11, p. 1181–1188, jun. 2010.

CAMPOS, E. J. D.; GONÇALVES, J. E.; IKEDA, Y. Water Mass Characteristics and Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C9, p. 18537, 1995.

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

CARBONEL, C. Modelling of upwelling in the coastal area of Cabo Frio (Rio de Janeiro-Brazil). **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 46, n. 1, p. 01–17, 1998.

CARTER, D. J. T.; DRAPER, L. Has the north-east Atlantic become rougher? **Nature**, v. 332, n. 6164, p. 494–494, 7 abr. 1988.

CARVALHO, C. E. V.; SALOMÃO, M. S. M. B.; MOLISANI, M. M.; REZENDE, C. E.; LACERDA, L. D. Contribution of a Medium-Sized Tropical River to the Particulate Heavy-Metal Load for the South Atlantic Ocean. **The Science of the Total Environment**, v. 284, n. 1-3, p. 85–93, 4 fev. 2002.

CARVALHO, M. S.; PINA, M. de F. S.; SANTOS, S. M. dos. **Conceitos básicos de sistemas de informação geográfica e cartografia aplicadas a saúde.** [S.l.]: Organização Pan-Americana da Saúde, 2000.

CASTELAO, R. M.; BARTH, J. A. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The Importance of Wind Stress Curl. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 3, 2006. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL025182>>. Acesso em: 2 out. 2015.

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

CASTRO FILHO, B. M. de. **Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo**. São Paulo, 1996. 248 f. Tese (Livre-Docente) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

CASTRO FILHO, B. M. de; LORENZZETTI, J. A.; DA SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B. de. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) eo Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSCHI, C. L. del B.; MADUREIRA, L. S. P. (Orgs.). **O ambiente oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na região sudeste-sul do Brasil**. São Paulo: EDUSP, 2006.

CASTRO FILHO, B. de; MIRANDA, L. de. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4 N and 34 S. **The sea**, v. 11, n. 1, p. 209–251, 1998.

CASTRO FILHO, B. M. Summer/winter Stratification Variability in the Central Part of the South Brazil Bight. **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 15–23, out. 2014.

CHAO, S.-Y. Wind-Driven Motion of Estuarine Plumes. **Journal of Physical Oceanography**, v. 18, n. 8, p. 1144–1166, ago. 1988.

COLLINS, L. E.; BERELSON, W.; HAMMOND, D. E.; KNAPP, A.; SCHWARTZ, R.; CAPONE, D. Particle Fluxes in San Pedro Basin, California: A Four-Year Record of Sedimentation and Physical Forcing. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 58, n. 8, p. 898–914, ago. 2011.

CORDEIRO, J. P.; BARBOSA, C. C. F.; CÂMARA, G. Álgebra de campos e objetos. **Análise Espacial de Dados Geográficos**, 2004. Disponível em: <http://www.faed.udesc.br/arquivos/id_submenu/1414/cap8_algebra.pdf>. Acesso em: 8 out. 2015.

DAGG, M.; BENNER, R.; LOHRENZ, S.; LAWRENCE, D. Transformation of Dissolved and Particulate Materials on Continental Shelves Influenced by Large Rivers: Plume Processes. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 7-8, p. 833–858, maio 2004.

DEPETRIS, P. J. Riverine transfer of particulate matter to ocean systems. In: ITTEKKOT, V.; SCHÄFER, P.; HONJO, S.; DEPETRIS, P. J. (Eds.). **Particle Fluxes in the Ocean**. Chichester: Wiley, 1996. Chap. 4, p. 53-70. (SCOPE, 57).

DIAS, G. T. M.; PALMA, J. J. C.; PONZI, V. R. A. **Matéria orgânica no Quaternário da margem continental entre Rio de Janeiro e Guarapari**: relatório final. Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1981. (Projeto “Ressurgência”, LAGEMAR IG/UFRJ—PETROBRAS).

DOBEREINER, C.; IGNARRA, S.; MUEHE, D. Brazil. In: WALKER, H. J. (Ed.). **Artificial Structures and Shorelines**. Dordrecht: Springer Netherlands, 1988. p.

695–700.

DOMINGUEZ, J. M. L. et al. The narrow, shallow, low-accommodation shelf of central Brazil: Sedimentology, evolution, and human uses. **Geomorphology**, v. 203, p. 46–59, dez. 2013.

DOMINGUEZ, J. M. Sea-Level History and Quaternary Evolution of River Mouth–Associated Beachridge Plains Along the East–Southeast Brazilian Coast: A Summary. In: NUMMEDAL, D.; PILKEY, O.; HOWARD, J. (Eds.). **Sea-level fluctuation and coastal evolution**: based on a symposium in honor of William Armstrong Price. Tulsa, Oklahoma: The Society, c1987. p. 115-128. (Special publication / Society of Economic Paleontologists and Mineralogists; n. 41).

EKAU, W.; KNOPPERS, B. A review and redefinition of the large marine ecosystems of Brazil. **Large Marine Ecosystems of the World—Trends in Exploitation, Protection and Research**. Amsterdam: Elsevier Science, 2003.

ELIAS, L. M. C. **Variabilidade Interanual da Ressurgência de Cabo Frio, RJ**. Rio de Janeiro, 2009. 110 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

ESTEVEZ, F. DE A. Fundamentos de Limnologia. 2. ed. Rio de Janeiro: Interciência, 1998.

FARIA, R. R. A. **Aplicação de wavelets na análise de gestos musicais em timbres de instrumentos acústicos tradicionais**. São Paulo, 1997. 190 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

FENG, L.; HU, C. Comparison of Valid Ocean Observations Between MODIS Terra and Aqua Over the Global Oceans. **IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING**, v. 54, n. 3, mar. 2016.

FONG, D. A.; GEYER, W. R. Response of a river plume during an upwelling favorable wind event. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 106, n. C1, p. 1067–1084, 2001.

FRANCHITO, S. H.; ODA, T. O.; RAO, V. B.; KAYANO, M. T. Interaction between Coastal Upwelling and Local Winds at Cabo Frio, Brazil: An Observational Study. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 6, p. 1590–1598, jun. 2008.

FRANZ, B. A.; WERDELL, P. J.; MEISTER, G.; KWIATKOWSKA, E. J.; BAILEY, S. W.; AHMAD, Z.; MCCLAIN, C. R. MODIS land bands for ocean remote sensing applications. In: PROCEEDINGS OCEAN OPTICS, 18., 2006, Montreal, Canada. **Anais...** Montreal, Canadá: [s.n], 2006.

FRANZ, B. A.; KWIATKOWSKA, E. J.; MEISTER, G.; MCCLAIN, C. R. Utility of MODIS-Terra for ocean color applications. In: Optical Engineering+ Applications, **Anais...** International Society for Optics and Photonics, 2007.

GEYER, R.; BEARDSLEY, R.; CANDELA, J.; CASTRO FILHO, B.; LEGEKIS, R.; LENTZ, S.; LIMEBURNER, R.; MIRANDA, L.; TROWBRIDGE, J. The Physical Oceanography of the Amazon Outflow. **Oceanography**, v. 4, n. 1, p. 8–14, 1991.

GRAHAM, N. E.; DIAZ, H. F. Evidence for Intensification of North Pacific Winter Cyclones since 1948. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 9, p. 1869–1893, set. 2001.

GRAHAM, N. E.; STRANGE, R. R.; DIAZ, H. F. Intensification of North Pacific Winter Cyclones, 1948-99: Impacts on Southern California Wave Climate. In: EWING, L.; WALLENDORF, L. (Eds.). **Solutions to Coastal Disasters '02**: conference proceedings, February 24-27, 2002, San Diego, California. Reston, VA: American Society of Civil Engineers, c2002. p. 409-420. Disponível em: <<http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/40605%28258%2936>>. Acesso em: 1 jan. 2016.

GRINSTED, A.; MOORE, J. C.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear processes in geophysics**, v. 11, n. 5/6, p. 561–566, 2004.

HELDER, D. L.; QUIRK, B. K.; HOOD, J. J. A Technique for the Reduction of Banding in Landsat Thematic Mapper Images. **Photogrammetric engineering and remote sensing**, v. 58, n. 10, p. 1425–1431, 1992.

HONJO, S.; MANGANINI, S. J.; KRISHFIELD, R. A.; FRANCOIS, R. Particulate organic carbon fluxes to the ocean interior and factors controlling the biological pump: A synthesis of global sediment trap programs since 1983. **Progress in Oceanography**, v. 76, n. 3, p. 217–285, 2008.

HORNER-DEVINE, A. R.; HETLAND, R. D.; MACDONALD, D. G. Mixing and Transport in Coastal River Plumes. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 47, n. 1, p. 569–594, 3 jan. 2015.

IKEDA, Y. Variações em escala media da temperatura e da salinidade do mar na região entre a baía da guanabara e cabo frio. **Bol. Inst. Oceanogr. da Universidade de São Paulo**, São Paulo, v. 25, p. 221-280, 1976. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/bioce/v25n2/v25n2a03>>. Acesso em: 25 fev. 2016.

IKEDA, Y.; DE MIRANDA, L. B.; ROCK, N. J. Observations on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 23, p. 33–46, 1974.

INPE. **Tutorial de Geoprocessamento**. São Paulo, 2006. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/spring/portugues/tutorial/introducao_pro.html#realce>. Acesso em: 8 out. 2015.

ITRC. **Use and Measurement of Mass Flux and Mass Discharge**. Washington, 2014. Disponível em: <http://clu.in.org/conf/itrc/ummfmd_051413/prez/ITRC_MassFluxDischarge_050813ibtpdf.pdf>. Acesso em: 21 fev. 2016.

ITTEKKOT, V. (Ed.). **Particle flux in the ocean**. Chichester; New York: John Wiley & Sons, 1996.

IZAGUIRRE, C.; MÉNDEZ, F. J.; MENÉNDEZ, M.; LOSADA, I. J. Global Extreme Wave Height Variability Based on Satellite Data. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 10, 2011.

JENNERJAHN, T.; KNOPPERS, B.; SOUZA, W.; CARVALHO, C.; MOLLENHAUER, G.; HÜBER, M.; ITTEKKOT, V. The tropical Brazilian continental margin. In: LIU, K. K. et al. (Eds.). **Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins: A global synthesis**. Berlin: Springer Verlag Heidelberg, 2010. p. 427–436.

KIRK, J. T. O. **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems**. 3. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2011.

KNOPPERS, B.; EKAU, W.; FIGUEIREDO JUNIOR, A.; SOARES-GOMES, A. Zona costeira e plataforma continental do Brasil. **Biologia Marinha**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2002. p. 353–361.

KOURAFALOU, V. H. et al. The Fate of River Discharge on the Continental Shelf: 2. Transport of Coastal Low-Salinity Waters under Realistic Wind and Tidal Forcing. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 101, n. C2, p. 3435–3455, 15 fev. 1996a.

KOURAFALOU, V. H. et al. The Fate of River Discharge on the Continental Shelf: 1. Modeling the River Plume and the Inner Shelf Coastal Current. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 101, n. C2, p. 3415–3434, 15 fev. 1996b.

KOWSMANN, R. O. **Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes**: relatório final. Rio de Janeiro: Petrobrás, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento, Divisão de Informação Técnica e Propriedade Industrial, 1979.

LEE, C.; MURRAY, D. W.; BARBER, R. T.; BUESSELER, K. O.; DYMOND, J.; HEDGES, J. I.; HONJO, S.; MANGANINI, S. J.; MARRA, J.; MOSER, C.; PETERSON, M. L.; PRELL, W. L.; WAKEHAM, S. G. Particulate Organic Carbon Fluxes: Compilation of Results from the 1995 US JGOFS Arabian Sea Process Study. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 45, n. 10-11, p. 2489–2501, ago. 1998.

LOHRENZ, S. E.; REDALJE, D. G.; CAI, W.-J.; ACKER, J.; DAGG, M. A Retrospective Analysis of Nutrients and Phytoplankton Productivity in the Mississippi River Plume. **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 12, p. 1466–1475, jul. 2008.

LOPES, R. M.; KATSURAGAWA, M.; DIAS, J. F.; MONTÚ, M. A.; MUELBERT, J. H.; GORRI, C.; BRANDINI, F. P. Influencia de Los Procesos físicos En La distribución Del Zooplancton E Ictioplancton: Una revisión de Los Estudios Realizados En La Costa Sur de Brasil. **Scientia Marina**, v. 70, n. 2, 30 jun. 2006. Disponível em:

<<http://scientiamarina.revistas.csic.es/index.php/scientiamarina/article/view/147/144>>
 . Acesso em: 1 jan. 2016.

LORENZZETTI, J. A.; STECH, J. L.; MELLO FILHO, W. L.; ASSIREU, A. T. Satellite Observation of Brazil Current Inshore Thermal Front in the SW South Atlantic: Space/time Variability and Sea Surface Temperatures. **Continental Shelf Research**, v. 29, n. 17, p. 2061–2068, set. 2009.

MAGLIOCCA, A.; MIRANDA, L. B. de; SIGNORINI, S. R. Physical and chemical aspects of transient stages of the upwelling at southwest of Cabo Frio (Lat. 23°S-Long. 42°W). **Boletim do Instituto oceanográfico**, v. 28, n. 2, p. 37–46, 1979.

MARQUES, W. C.; FERNANDES, E. H.; MONTEIRO, I. O.; MÖLLER, O. O. Numerical Modeling of the Patos Lagoon Coastal Plume, Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 29, n. 3, p. 556–571, mar. 2009.

MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; VALENTIN, J. L. Influence du phénomène océanique pacifique, “El Nino”, sur l’upwelling et le climat de la région du Cabo Frio, sur la côte brésilienne de l’Etat de Rio de Janeiro. **Comptes Rendus de l’Académie des Sciences Série 2**, v. 307, p. 1101–1105, 1988.

MATSUSHITA, B.; YANG, W.; CHANG, P.; YANG, F.; FUKUSHIMA, T. A Simple Method for Distinguishing Global Case-1 and Case-2 Waters Using SeaWiFS Measurements. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 69, p. 74–87, abr. 2012.

MATSUURA, Y. Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). **Ciência e Cultura**, v. 38, n. 8, p. 1439–1450, 1986.

MCCORMICK, M. E. **Ocean engineering mechanics: with applications**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2010.

MCKEE, B. A. **RiOMar: The Transport, Transformation and Fate of Carbon in River-dominated Ocean Margins**. New Orleans: Tulane University, 1 nov. 2001. Disponível em: <www.tulane.edu/~riomar>. Acesso em: 1 out. 2015.

MENDOZA, U.; AYRES NETO, A.; C. ABUCHACRA, R.; FERNANDES BARBOSA, C.; G. FIGUEIREDO, A.; C. GOMES, M.; BELEM, A. L.; CAPILLA, R.; S. ALBUQUERQUE, A. L. Geoacoustic Character, Sedimentology and Chronology of a Cross-Shelf Holocene Sediment Deposit off Cabo Frio, Brazil (southwest Atlantic Ocean). **Geo-Marine Letters**, v. 34, n. 4, p. 297–314, ago. 2014.

MENNA, M.; POULAIN, P. M.; FAYE, S.; DAGORNE, D.; CENTURIONI, L.; LAZAR, A. Seasonal and interannual upwelling features off the Northwest Africa coast. In: INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS GENERAL ASSEMBLY, 26., 2015, Prague. **Anais...** Prague: IAPSO, 2015. Disponível em:<https://www.researchgate.net/profile/Milena_Menna/publication/279537303_Seasonal_and_interannual_upwelling_features_off_the_Northwest_Africa_coast/links/55967e4508ae21086d20ca45.pdf>. Acesso em: 27 fev. 2016.

MESQUITA, A. R.; LEITE, J. B. A.; RIZZO, R. Contribuição ao estudo das correntes marinhas na plataforma entre Cabo Frio e Cananéia. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 28, n. 2, p. 95–100, 1979.

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

MOELLER, C. C.; HUH, O. K.; ROBERTS, H. H.; GUMLEY, L. E.; MENZEL, W. P. Response of Louisiana coastal environments to a cold front passage. **Journal of Coastal Research**, p. 434–447, 1993.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. [S.l.]: UFV, 2005.

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

MORLET, J.; ARENSZ, G.; FOURGEAU, E.; GIARD, D. Wave propagation and sampling theory-Part II: Sampling theory and complex waves. **Geophysics**, v. 47, n. 2, p. 222–236, 1982.

NASA, E. O. **The Science of Sun glint: Image of the Day**. Text.Article. Disponível em: <<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=84333>>. Acesso em: 28 fev. 2016.

NOVO, E. M. L. de M. Comportamento Espectral da Água. In: MENESES, P. R., MADEIRA NETTO, J. da S. (Orgs.). **Sensoriamento remoto: reflectância de alvos naturais**. Brasília: Universidade de Brasília, 2001, p. 203-221.

O'BRIEN, M. C.; MACDONALD, R. W.; MELLING, H.; ISEKI, K. Particle Fluxes and Geochemistry on the Canadian Beaufort Shelf: Implications for Sediment Transport and Deposition. **Continental Shelf Research**, v. 26, n. 1, p. 41–81, jan. 2006.

OLIVEIRA, A. S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia**. São José dos Campos, SP: INPE, 1986.

OLIVEIRA, E. N.; KNOPPERS, B. A.; LORENZZETTI, J. A.; MEDEIROS, P. R. P.; CARNEIRO, M. E.; DE SOUZA, W. F. L. A satellite view of riverine turbidity plumes on the NE-E Brazilian coastal zone. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 60, n. 3, p. 283–298, 2012.

OLIVEIRA, I. **Dinâmica das massas d'água no sistema de ressurgência de Cabo Frio e os principais processos que modulam suas assinaturas isotópicas**. Niterói, 2014. 86 f. Dissertação (Mestrado em em Geociências - Geoquímica Ambiental) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2014.

PEREIRA, M. D.; SCHETTINI, C. A. F.; OMACHI, C. Y. Caracterização de feições oceanográficas na plataforma de Santa Catarina através de imagens orbitais. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 1, p. 81–93, 2009.

PEREIRA, N. E. da S.; KLUMB-OLIVEIRA, L. A. Analysis of the influence of ENSO phenomena on wave climate on the central coastal zone of Rio de Janeiro (Brazil). **Revista de Gestão Costeira Integrada**, v. 15, n. 3, p. 353–370, ago. 2015.

PROJETO RESSURGÊNCIA I. **Relatorio Executivo Final**. Niterói, RJ: Universidade Federal Fluminense, Abril 2013. Disponível em: <http://www.loop.uff.br/PR1-RelatorioFinal/>. Acesso em 19 jan. 2016.

QIAN, S.-E. **Optical payloads for space missions**. [s.l.] John Wiley & Sons, 2016.

RAMÍREZ, M. C.; KAYANO, M. T.; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmosfera**, v. 12, n. 2, 2009.

RAYMOND, P. A.; COLE, J. J. Increase in the Export of Alkalinity from North America's Largest River. **Science**, v. 301, n. 5629, p. 88–91, 4 jul. 2003.

RIBEIRO, F. N. D. **Padrões das circulações atmosférica e oceânica na região de ressurgência costeira de cabo frio**. São Paulo, 2010. 137 f Tese (Doutorado em Ciências – Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-28062013-185755/en.php>>. Acesso em: 30 set. 2015.

ROBERTS, H. H.; WALKER, N. D.; SHEREMET, A.; STONE, G. W. Effects of Cold Fronts on Bayhead Delta Development: Atchafalaya Bay, Louisiana, USA. In: FITZGERALD, D. M.; KNIGHT, J. (Eds.). **High Resolution Morphodynamics and Sedimentary Evolution of Estuaries**. Coastal Systems and Continental Margins. [S.l.]: Springer Netherlands, 2005. p. 269–298.

RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. **Continental Shelf Research**, v. 21, n. 4, p. 371–394, 2001.

RUNDQUIST, D. C.; HAN, L.; SCHALLES, J. F.; PEAKE, J. S. Remote Measurement of Algal Chlorophyll in Surface Waters: The Case for the First Derivative of Reflectance Near 690 nm. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 62 No. 2, p. 195–200, Fevereiro 1996.

RUDORFF, C. de M. Estudo da composição das águas da planície amazônica por meio de dados de reflectância do sensor hyperion/eo-1 e de espectrômetro de campo visando à compreensão da variação temporal dos seus constituintes opticamente ativos. **São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**, 2006.

S STAVRAKAKIS, G. C. Downward fluxes of settling particles in the deep Cretan Sea (NE Mediterranean). **Progress In Oceanography**, v. 46, n. 2-4, p. 217–240, 2000.

SCHETTINI, C. A. Caracterização física do estuário do rio Itajaí-açu, SC. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 7, n. 1, p. 123–142, 2002.

SCHOFIELD, O.; MOLINE, M.; CAHILL, B.; FRAZER, T.; KAHL, A.; OLIVER, M.; REINFELDER, J.; GLENN, S.; CHANT, R. Phytoplankton Productivity in a Turbid Buoyant Coastal Plume. **Continental Shelf Research**, v. 63, p. S138–S148, jul. 2013.

SCHROEDER, T.; DEVLIN, M. J.; BRANDO, V. E.; DEKKER, A. G.; BRODIE, J. E.; CLEMENTSON, L. A.; MCKINNA, L. Inter-Annual Variability of Wet Season Freshwater Plume Extent into the Great Barrier Reef Lagoon Based on Satellite Coastal Ocean Colour Observations. **Marine Pollution Bulletin**, v. 65, n. 4-9, p. 210–223, 2012.

SHIPE, R. F.; CURTAZ, J.; SUBRAMANIAM, A.; CARPENTER, E. J.; CAPONE, D. G. Diatom Biomass and Productivity in Oceanic and Plume-Influenced Waters of the Western Tropical Atlantic Ocean. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 53, n. 8, p. 1320–1334, ago. 2006.

SIERRA, J. P.; SÁNCHEZ-ARCILLA, A.; DEL RÍO, J. G.; FLOS, J.; MOVELLÁN, E.; MÖSSO, C.; MARTINEZ, R.; RODILLA, M.; FALCO, S.; ROMERO, I. Spatial distribution of nutrients in the Ebro estuary and plume. **Continental Shelf Research**, v. 22, n. 2, p. 361–378, 2002.

SILVEIRA, I. C. A.; DE MIRANDA, L. B.; BROWN, W. S. On the origins of the North Brazil Current. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 99, n. C11, p. 22501–22512, 1994.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; DE GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.

SILVERBERG, N.; AGUIRRE, F.; AGUÍÑIGA, S.; ROMERO, N. Flujo vertical de materia particulada en la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, durante 2002. **Ciencias Marinas**, v. 32, n. 1 A, p. 73–82, 2006.

SIMPSON, J. J.; YHANN, S. R. Reduction of noise in AVHRR channel 3 data with minimum distortion. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 32, n. 2, p. 315–328, mar. 1994.

SMITH, S. M.; HITCHCOCK, G. L. Nutrient Enrichments and Phytoplankton Growth in the Surface Waters of the Louisiana Bight. **Estuaries**, v. 17, n. 4, p. 740, dez. 1994.

SOARES, I. D.; KOURAFALOU, V.; LEE, T. N. Circulation on the Western South Atlantic Continental Shelf: 2. Spring and Autumn Realistic Simulations. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. C4, 6 abr. 2007. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2006JC003620>>. Acesso em: 12 fev. 2016.

SOUZA, W. F. L. de; JENNERJAHN, T. C.; KNOPPERS, B. A.; CARVALHO, C. E.; MOLLENHAUER, G.; MATTHIAS, H.; ITTEKKOT, V. **The Tropical Brazilian Continental Margin**. Berlin: Springer-Verlag, 2011.

SOUZA, W.; KNOPPERS, B. Fluxos de água e sedimentos a costa leste do Brasil: relações entre a tipologia e as pressões antrópicas. **Geochimica Brasiliensis**, v. 17, n. 1, 2003.

STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, v. 97, n. C6, p. 9507–9520, 1992.

STEPHENS, S. A.; RAMSAY, D. L. Extreme Cyclone Wave Climate in the Southwest Pacific Ocean: Influence of the El Niño Southern Oscillation and Projected Climate Change. **Global and Planetary Change**, v. 123, p. 13–26, dez. 2014.

STORLAZZI, C. D.; GRIGGS, G. B. Influence of El Niño–Southern Oscillation (ENSO) events on the evolution of central California's shoreline. **Geological Society of America Bulletin**, v. 112, n. 2, p. 236–249, 2000.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the Water Masses and Mean Circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C9, p. 20863, 1999.

THE WASA GROUP. Changing Waves and Storms in the Northeast Atlantic? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 5, p. 741–760, maio 1998.

THOMAS, A. C.; BRICKLEY, P.; WEATHERBEE, R. Interannual Variability in Chlorophyll Concentrations in the Humboldt and California Current Systems. **Progress in Oceanography**, v. 83, n. 1-4, p. 386–392, dez. 2009.

TOMLIN, C. D. **Geographic information systems and cartographic modeling**. Englewood Cliffs, N.J: Prentice Hall, 1990.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, 1998.

TUKEY, J. W. **Exploratory data analysis**. Reading, Mass.: Addison-Wesley Pub. Co., c1977. Disponível em: <<http://xa.yimg.com/kq/groups/16412409/1159714453/name/exploratorydataanalysis.pdf>>. Acesso em: 21 fev. 2016.

TURNER, J. Zooplankton Fecal Pellets, Marine Snow and Sinking Phytoplankton Blooms. **Aquatic Microbial Ecology**, v. 27, p. 57–102, 2002.

USBECK, R.; SCHLITZER, R.; FISCHER, G.; WEFER, G. Particle fluxes in the ocean: Comparison of sediment trap data with results from inverse modeling. **Journal of marine systems**, v. 39, p. 167–183, 2003.

VALENTIN, J. L.; TENENBAUM, D. R.; BONECKER, A. C. T.; BONECKER, S. L. C.; NOGUEIRA, C. R.; VILLAC, M. C. O sistema planctônico da baía de Guanabara: síntese do conhecimento. **Oecologia Brasiliensis**, v. 07, n. 01, p. 35–60, 1999.

WALKER, N. D. Satellite assessment of Mississippi River plume variability: causes

and predictability. **Remote sensing of environment**, v. 58, n. 1, p. 21–35, 1996.

WANG, X. L.; SWAIL, V. R. Changes of Extreme Wave Heights in Northern Hemisphere Oceans and Related Atmospheric Circulation Regimes. **Journal of Climate**, v. 14, n. 10, p. 2204–2221, maio 2001.

WEGENER, M. Destriping multiple sensor imagery by improved histogram matching. **International Journal of Remote Sensing**, v. 11, n. 5, p. 859–875, 1 maio 1990.

WOOLF, D. K.; CHALLENGOR, P. G.; COTTON, P. D. Variability and Predictability of the North Atlantic Wave Climate. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. C10, 2002. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2001JC001124>>. Acesso em: 1 jan. 2016.

WRIGHT, L. D.; NITTROUER, C. A. Dispersal of river sediments in coastal seas: six contrasting cases. **Estuaries**, v. 18, n. 3, p. 494–508, 1995.

WRIGHT, L. D.; WISEMAN, W. J.; YANG, Z.-S.; BORNHOLD, B. D.; KELLER, G. H.; PRIOR, D. B.; SUHAYDA, J. N. Processes of Marine Dispersal and Deposition of Suspended Silts off the Modern Mouth of the Huanghe (Yellow River). **Continental Shelf Research**, v. 10, n. 1, p. 1–40, jan. 1990.

XIA, M.; XIE, L.; PIETRAFESA, L. J. Modeling of the Cape Fear River estuary plume. **Estuaries and Coasts**, v. 30, n. 4, p. 698–709, 2007.

YAMAGUCHI, M.; HATADA, Y. 51-year wave hindcast and analysis of wave height climate trend of the Northwestern Pacific ocean. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON WAVE HINDCASTING AND FORECASTING, 7., 2002., Canada. **Anais...** Canada: Department of Civil and Environmental Engineering, 2002.

YANKOVSKY, A. E.; CHAPMAN, D. C. A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges*. **Journal of Physical oceanography**, v. 27, n. 7, p. 1386–1401, 1997.

ZAR, J. H. **Biostatistical analysis**. [S.l.]: Pearson Education India, 1999.

ZULUAGA, F. X. B. **Composição biogênica e fluxos do material particulado na plataforma continental de cabo frio, brasil**: experimentos com armadilhas de sedimentos durante fundeios da primavera de 2010 e outono de 2011. Niterói, 2012. 128 f. Dissertação (Mestrado em Geociências – Geoquímica Ambiental) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2012.