

VANESSA BACH RODRIGUES

**VARIABILIDADE DOS SÓLIDOS TOTAIS EM SUSPENSÃO EM TRÊS REGIÕES
COSTEIRAS DO SUL DO BRASIL, UTILIZANDO O SENSOR MODIS COMO
INDICADOR**

PONTAL DO PARANÁ
2011

VANESSA BACH RODRIGUES

**VARIABILIDADE DOS SÓLIDOS TOTAIS EM SUSPENSÃO EM TRÊS REGIÕES
COSTEIRAS DO SUL DO BRASIL, UTILIZANDO O SENSOR MODIS COMO
INDICADOR**

Monografia apresentada ao Curso de Graduação em Oceanografia, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial a obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Maurício A. Noernberg.

PONTAL DO PARANÁ
2011

AGRADECIMENTOS

À minha família, pelo amor, apoio e incentivo!

Ao professor Maurício A. Noernberg pela orientação, paciência e pela oportunidade de participar do Grupo de Física Marinha e projetos de pesquisa desde o 2º ano da graduação. Muito obrigada Maurício!

Ao CNPq pela concessão da bolsa de Iniciação Científica.

Aos membros da banca de avaliação.

A todos os professores do curso de graduação em Oceanografia que contribuíram com a minha formação. Um agradecimento especial aos professores Paulo Lana, Eduardo Marone, Maurício Camargo e Carlos Soares!

À Universidade Federal do Paraná pelo ensino gratuito e de qualidade.

A todos os amigos GRR 2007! Vou me lembrar de vocês com muito carinho!

Aos amigos do Grupo de Física Marinha!

Muito obrigada aos que contribuíram com este e outros trabalhos: Daphne (minha “companheira de mangue”), Du, Magrão, Brunão, Elaine, Tim Tim e Lígia. Em especial, agradeço aos amigos Léo e Zé, pela boa vontade em sentar, conversar, ajudar a analisar os dados e propor novas idéias, vocês são demais!

Aos grandes amigos que vou levar sempre no coração: Deysi, Thaís, Melinha, Léo, Noele, Manu, Bruno, Elaine, Josi, Mayu, Lia e Carol.

À minha irmãzinha Rena_loka! Muito obrigada por tudo!

RESUMO

Este trabalho analisa a variabilidade dos níveis de refletância de sensoriamento remoto capturados pelo sensor MODIS banda1 (B_1), nível L1B, como indicador da distribuição dos sólidos totais em suspensão (TSS). Foram retirados os valores de refletância correspondentes as isóbatas de 10, 20 e 30 m entre o Complexo Estuarino de Paranaguá (PR) e a baía da Babitonga (SC), através da banda 1 do sensor MODIS Aqua e Terra, com resolução espacial de 250m. Foram processadas 306 imagens entre o período de 2000 a 2010. Valores baixos de refletância foram os mais observados, e estão relacionados a condições meteorológicas frequentes; enquanto os valores maiores caracterizam eventos mais intensos e de menor frequência. A maior variabilidade dos valores de refletância é observada próxima à costa, na isóbata de 10 m e está associada à proximidade das fontes, processos de ressuspensão do sedimento de fundo pelas ondas que incidem na costa e influência das correntes de maré, no sentido oceano afora. Conforme aumenta a distância das desembocaduras, a concentração de TSS e os valores de refletância diminuem. Os dados médios de refletância apresentaram variações ao longo dos anos, influenciados principalmente pela variação anual total da precipitação. A variação sazonal dos valores de refletância mostrou-se relacionada tanto à intensidade de ventos quanto à precipitação. Sendo que os altos índices de precipitação e a maior ocorrência dos ventos de quadrante E-SE- S são os principais responsáveis pelos maiores valores de refletância no verão. Considerando as variações espaço-temporais, a baía de Guaratuba apresentou os maiores valores de refletância; porém, quando foi considerada a influência da sazonalidade, a baía de Babitonga foi caracterizada com os maiores valores de refletância durante o verão. Na análise do tempo de resposta, os sólidos totais em suspensão demoraram de 5 a 7 dias para responder aos eventos meteorológicos. De uma maneira geral, as análises forneceram uma orientação para compreender os processos de dispersão dos sólidos totais em suspensão na costa, baseado nos níveis de refletância capturados pelo sensor MODIS.

Palavras-chave: MODIS, sensoriamento remoto, sólidos totais em suspensão.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Área de estudo com a localização do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) e das baías de Guaratuba e da Babitonga (Modelo de Elevação do Terreno - Shuttle Radar Topography Mission). Fonte: Laboratório de Oceanografia Costeira e Geoprocessamento.9
- Figura 2** – Imagem MODIS B₁ com a localização do CEP, das baías de Guaratuba e da Babitonga, das áreas intermediárias (norte e sul) e das isóbatas de 10, 20 e 30 m. 14
- Figura 3** – Variação espaço-temporal dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (nível L1B), entre o Complexo Estuarino de Paranaguá e a baía da Babitonga, ao longo das isóbatas de 10, 20 e 30 m, para o período de 2000 a 2010. As setas indicam a latitude em que estão localizadas as desembocaduras. 18
- Figura 4** – Variabilidade anual dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (nível L1B), nas isóbatas 10, 20 e 30 m. Na parte superior do gráfico, foi indicado o número (n) de imagens analisadas para cada ano.21
- Figura 5** – Velocidade média anual do vento (m/s) para o período de 2002 a 2010.22
- Figura 6** – Variação da precipitação total anual na costa inteira para o período 2000 a 2010.23
- Figura 7** – Variabilidade dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (nível L1B), nas desembocaduras do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), das baías de Guaratuba e da Babitonga, e nas áreas intermediárias ao norte e ao sul.25
- Figura 8** – Imagem MODIS Terra do dia 7/05/2000.....26
- Figura 9** – Precipitação total sazonal para o CEP e para as baías de Guaratuba e da Babitonga (período de 2000 a 2010).29
- Figura 10** – Variação sazonal da frequência e intensidade do vento para o período de 2002 a 2010.30
- Figura 11** – Variação sazonal dos valores refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (nível L1B) ao longo das isóbatas de 10, 20 e 30 m, para o período de 2000 a 2010.31

- Figura 12** – Gráfico de dispersão dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (nível L1B), no verão (acima) e no inverno (abaixo), para as isóbatas de 10, 20 e 30 m. As setas indicam as latitudes em que estão localizadas as desembocaduras.....32
- Figura 13** – Variação espacial dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (nível L1B), no verão e no inverno, para os diferentes locais e isóbatas.....33
- Figura 14** – Imagem MODIS Aqua 250m B₁ do dia 20/03/2003, período de inverno.34
- Figura 15** – Imagem MODIS Aqua 250m B₁ do dia 12/06/2008, período de verão...35
- Figura 16** – a) Imagem MODIS Terra 23/07/2002. Σ Precipitação total diária: 8.75 mm; b) Imagem MODIS Aqua 24/07/2002. Σ Precipitação total diária: 8.82 mm.....36
- Figura 17** – Variação da altura significativa de onda e ocorrência de avisos de vento forte e ressaca (DHN) para o período 15/07/2009 a 16/12/2009 e 27/01/2010 a 03/11/2010.37
- Figura 18** – Variabilidade dos valores de refletância nos diferentes locais (desembocaduras e áreas de intermediárias) em eventos de baixa e alta energia...38
- Figura 19** - Ocorrência de cada tipo de evento nas desembocaduras do Complexo Estuarino de Paranaguá, das baías de Guaratuba e Babitonga e nas áreas de intermediárias.....39

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Dados disponíveis para cada estação meteorológica, período e localização, sendo P: precipitação e V: vento.	15
Tabela 2 - Coeficiente de determinação e p-valor para as isóbatas de 10, 20 e 30 m dos diferentes locais (baías e áreas de intermediárias) e os dados meteorológicos (componente u e v do vento e precipitação).....	40

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1 - Refletância de sensoriamento remoto.....	13
Equação 2 - Cálculo da componente longitudinal.....	16
Equação 3 - Cálculo da componente transversal.	16
Equação 4 - Cálculo de θ das componentes u e v.	16

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. SENSORIAMENTO REMOTO COMO FERRAMENTA EM ESTUDOS DE SÓLIDOS EM SUSPENSÃO.....	3
1.2. O SENSOR MODIS	5
2. REVISÃO: TRABALHOS UTILIZANDO SENSOR MODIS 250M	7
3. OBJETIVOS	8
3.1. OBJETIVO GERAL	8
3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	8
4. ÁREA DE ESTUDO	9
4.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS	9
4.2. PLANÍCIE LITORÂNEA.....	10
5. MATERIAIS E MÉTODOS	13
5.1. DADOS MODIS.....	13
5.2. DADOS METEOROLÓGICOS	15
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	18
6.1. VARIAÇÃO ESPAÇO – TEMPORAL DOS VALORES DE REFLETÂNCIA .	18
6.2. VARIAÇÃO ANUAL DOS VALORES DE REFLETÂNCIA.....	21
6.3. VARIAÇÃO ESPACIAL DOS VALORES DE REFLETÂNCIA.....	24
6.4. VARIAÇÃO SAZONAL DOS VALORES DE REFLETÂNCIA.....	28
6.5. VARIAÇÃO DIÁRIA DOS VALORES DE REFLETÂNCIA.....	35
6.6. INFLUÊNCIA DE EVENTOS DE ALTA ENERGIA.....	37
6.7. ANÁLISE DO TEMPO DE RESPOSTA.....	39
7. CONCLUSÃO	44
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	46

1. INTRODUÇÃO

A região costeira interage com as bacias hidrográficas funcionalmente através dos fluxos hidrológicos de água doce que seguem continuamente em direção ao oceano (NICOLODI *et al.*, 2009). Esta região é caracterizada por altas concentrações de material orgânico e inorgânico em suspensão derivados da ressuspensão dos sedimentos de fundo ou através da descarga de partículas carregadas pelos rios, como nutrientes, sedimentos, substâncias tóxicas, esgoto e microorganismos (MILLER *et al.*, 2004).

As partículas carregadas pelos rios que permanecem em suspensão são as responsáveis pela turbidez da água, que é a capacidade de um meio causar o espalhamento e absorção de luz incidente impedindo a transmissão direta e linear (LAWLER, 2006). Estas partículas em suspensão, causadoras da turbidez, apresentam importantes funções como controle da reatividade, transporte e impacto biológico de substâncias no ambiente aquático, agindo como ligante para os constituintes químicos presentes na coluna d'água, no sedimento de fundo e na cadeia alimentar (CLARK, 2001).

No entanto, quando presente em altas concentrações, reduzem a penetração de luz através da coluna d'água, afetando negativamente processos como a produtividade do fitoplâncton e da vegetação aquática submersa, além da dinâmica de nutrientes e o transporte de poluentes e de outros materiais (CLOERN, 1987; MILLER, 1980; DENNISON *et al.*, 1993; MAYER *et al.*, 1998; MARTIN & WINDOM, 1991). Uma das grandes problemáticas relacionadas ao ambiente costeiro é o transporte de poluentes que se ligam à superfície das partículas sedimentares e são transportados associados ao material particulado em suspensão (SOLOMONS & FÖRSTNER, 1984); aumentando seu tempo de residência no ambiente ao serem depositados, suspensos e transportados (HOSSAIN *et al.*, 2001). Neste sentido, a distribuição e abundância dos sólidos totais em suspensão podem servir como indicadores de qualidade ambiental de um sistema costeiro.

Quando os constituintes orgânicos e inorgânicos atingem a zona costeira são dispersos na forma plumas. As plumas são feições que se formam em locais próximos as desembocaduras de rios e estuários e são caracterizadas como a área

de influência destes corpos d'água onde a salinidade é menor do que a da água oceânica circundante (PIOLA *et al.*, 2004). Plumas costeiras podem ser classificadas como fluviais, quando há um domínio da descarga do rio sobre os efeitos de marés, resultando em uma liberação direta de água doce continental em direção ao mar. As plumas estuarinas ocorrem quando os efeitos das marés dentro do estuário promovem a mistura da maior parte da água provinda da drenagem continental. Estes dois tipos de plumas podem ocorrer num mesmo local (MANN & LAZIER, 1991).

O transporte e a concentração destes sólidos totais em suspensão (TSS), bem como a morfologia das plumas e a extensão que elas podem atingir, dependem de fatores como a vazão do rio, características da bacia de drenagem, condições de maré, ondas e, ainda, podem estar relacionados a eventos meteorológicos. O aumento na ocorrência e persistência de eventos meteorológicos como ventos e precipitações pode ter efeito direto na homogeneização horizontal e vertical da coluna d'água (DURAND *et al.*, 2002; MORRIS *et al.*, 1995). Segundo JOHNSON *et al.* (2003), a escala de tempo da passagem dos sistemas frontais em latitudes médias, em torno de 2 a 6 dias, faz com que a formação da pluma ao longo da costa seja um eficiente mecanismo para a dispersão de materiais continentais e estuarinos na plataforma.

A distribuição e o fluxo de sólidos totais em suspensão variam ao longo de uma larga escala temporal e espacial em ambientes costeiros. Esta variabilidade dificulta os métodos tradicionais de amostragem em campo, tornando-os impróprios em estudos de processos dinâmicos em águas costeiras (MILLER, *et al.*, 2003). Uma alternativa favorável é a utilização de dados de sensoriamento remoto para mapear os sólidos totais em suspensão. Os dados obtidos por sensores remotos fornecem uma visão sinótica bidimensional, alta resolução espacial e temporal dos dados e a capacidade de se construir séries de tempo com consistência espacial e por longos períodos de tempo (ROBINSON, 1985).

1.1. SENSORIAMENTO REMOTO COMO FERRAMENTA EM ESTUDOS DE SÓLIDOS EM SUSPENSÃO

Segundo MOBASHERI & HAMID (2004), o sensoriamento remoto começou a ser utilizado como ferramenta em estudos de sólidos em suspensão a partir de 1970, sendo detectados no canal visível e infravermelho do espectro eletromagnético, devido ao aumento da radiância da superfície da água. Os constituintes são reconhecidos através de uma assinatura espectral - conjunto de níveis de refletância, em diferentes comprimentos de onda que caracterizam o estado físico - químico de um objeto (KIRK, 1994). No caso dos corpos d'água, esta assinatura espectral está relacionada às Propriedades Ópticas Inerentes (POI); que descrevem as características de espalhamento e absorção da luz pela coluna d'água e pelos seus constituintes, independentemente do campo de luz radiante (GORDON, 1988). A partir da resposta espectral destas substâncias são utilizados canais do espectro eletromagnético para obter informações quantitativas sobre os tipos e concentrações de substâncias presentes em um corpo d'água (PRESENDOIFER, 1976; FORGET & QUILLON, 1998; KAMPEL *et al.*, 2005).

Os corpos d'água apresentam distinções ópticas devido aos seus elementos constituintes que interagem com a luz de maneira diferente em função de sua concentração e natureza (KAMPEL E NOVO, 2005). A presença destes constituintes é responsável por alterações na cor d'água, conforme absorvem e espalham a energia incidente. Estas alterações tornam a cor da água uma importante fonte de informações sobre lagos, rios e oceanos (SOUZA, 2005).

O sensoriamento remoto da cor da água é realizado com o uso de sensores passivos, sua fonte de energia é o Sol. O sensor é capaz de registrar a luz espalhada pela atmosfera, a luz refletida specularmente pela superfície do corpo d'água e a luz emergente da superfície da água, após ter sido retroespalhada dentro do corpo d'água; sendo que apenas a luz emergente tem importância para a caracterização de um corpo d' água (IOCG, 2000).

Em um corpo de água natural, as propriedades ópticas naturais são influenciadas principalmente por três componentes: o fitoplâncton, o material em suspensão (inorgânico) e as substâncias amarelas (matéria orgânica dissolvida) (IOCG, 2000). Enquanto a água pura é considerada um meio hipotético composto

apenas pelas moléculas de água. MOREL & PRIEUR (1977) estabeleceram uma terminologia para diferenciar os tipos de água classificando-as como água do caso I e água do caso II. Segundo a classificação óptica, as águas oceânicas, do caso I, são aquelas em que o fitoplâncton é o principal responsável pelas variações ópticas em relação à concentração de outras substâncias. Já as águas costeiras e estuarinas são consideradas do caso II, sendo influenciadas pelo fitoplâncton e por outras substâncias opticamente ativas que variam independentemente, como partículas inorgânicas em suspensão e substâncias amarelas.

Devido à complexidade desta classificação óptica, torna-se mais difícil o desenvolvimento de algoritmos bio-ópticos que representem consistentemente as águas do caso II, considerando todas as partículas que afetam a coloração do oceano (RUDNICK *et al.*, 2006). Os algoritmos aplicados aos dados orbitais são desenvolvidos, de forma geral, através de análises de regressão entre medidas remotas e *in situ*, modelos de classificação bio-ópticos, ou diversas combinações entre os dois métodos (GORDON & WANG, 1994; MENEZES, 1999). O desempenho destes algoritmos depende do número de componentes opticamente ativos na água, de sua concentração e do modo como eles variam no tempo e no espaço (KAMPEL & NOVO, 2005). Inclusive, em águas opticamente complexas, recomenda-se desenvolver algoritmos regionais, que são relações específicas para cada região (HELLWEGGER, *et al.*, 2004).

Além das falhas nos algoritmos atribuídas às complexidades ópticas, há a influência da atmosfera devido à presença dos aerossóis. A atmosfera chega a contribuir com mais de 80% da radiância coletada pelos sensores (MOREL, 1980). Como dito anteriormente, o sinal captado pelos sensores remotos é capaz de detectar diferentes contribuições ópticas, mas somente a luz emergente da superfície da água apresenta informações relevantes a respeito do corpo d'água. As contribuições por parte da atmosfera e da reflexão especular (sunglint) precisam ser corrigidas e, para isto, se faz necessária a correção atmosférica. A correção atmosférica retira toda a parcela da radiância total coletada pelo sensor, originada na atmosfera, resultando no valor correspondente à radiância real emitida pela superfície do mar (GORDON & WANG, 1994; MENEZES, 1999). Contudo, esforços vêm sendo feitos para tornar os algoritmos cada vez mais representativos em águas costeiras, considerando as especificidades de cada região. Neste sentido, cabe

lembrar a importância de estudos locais que testem a eficiência de sensores remotos para avaliar processos costeiros correlacionando com dados obtidos *in situ*.

Apesar de vários estudos demonstrarem a eficiência dos dados de sensoriamento remoto para mapear os sólidos totais em suspensão, muitos fatores limitam esta aplicação. Estes fatores incluem as características dos instrumentos de sensoriamento remoto, os seus custos, a disponibilidade de software de processamento, o período de revisita e a baixa resolução espacial. Sabendo destas barreiras, a NASA (National Aeronautics and Space Administration), através do projeto EOS (Earth Observing System) realizou o desenvolvimento de satélites e software de processamento - SEADAS (SeaWIFS Data Analysis System) - contendo algoritmos robustos para correções atmosféricas e sistemas de distribuição de dados, com o objetivo de torná-los acessíveis a uma comunidade maior de usuários.

Partindo deste objetivo, surgiu o sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), a bordo dos satélites Aqua e Terra, que passaram a disponibilizar dados com alta resolução temporal e espacial gratuitamente.

1.2. O SENSOR MODIS

O sensor MODIS foi desenvolvido com a finalidade de diferenciar as tendências que ocorrem a curto e longo prazo, bem como distinguir fenômenos regionais de globais. Com a aquisição de dados a cada dia e por um longo período de tempo, é possível representar cada região da superfície terrestre, dos oceanos e da atmosfera, utilizando um amplo espectro de energia eletromagnética (ultravioleta a microondas) (ANDERSON *et al.*, 2003).

Na primeira missão do projeto EOS, em 18 de dezembro de 1999, foi lançado ao espaço o satélite Terra, carregando o primeiro sensor MODIS que passou a fornecer dados sobre a superfície terrestre, oceano, criosfera e atmosfera a partir de fevereiro do ano 2000. O segundo satélite lançado foi o Aqua, em maio de 2002, transportando um segundo sensor MODIS (DARECKI & STRAMSKI, 2004). Os satélites Terra e Aqua estão em órbitas síncronas com o sol. O satélite Terra cruza o Equador às 10:30 a.m. (nó descendente) e o Aqua atravessa às 1:30 p.m. (nó ascendente), fornecendo duas visadas de uma determinada área a cada dia. Cada instrumento realiza a cobertura global a cada 1-2 dias.

O sensor MODIS coleta a energia refletida da superfície da Terra em 36 bandas espectrais, nos comprimentos de onda entre 0,4-14,4 μm (ANDERSON *et al.*, 2003). Dados de alta sensibilidade radiométrica, dependendo da resolução espacial das imagens, são registrados por diferentes bandas; a resolução espacial de 250 m utiliza as bandas 1 e 2, com faixas espectrais de 620 – 670 nm e 841- 876 nm, respectivamente.

Este trabalho utiliza os valores de refletância capturados pelo sensor MODIS na banda 1, com resolução espacial de 250 m, como indicador da variabilidade dos sólidos totais em suspensão no litoral do Paraná e norte de Santa Catarina.

2. REVISÃO: TRABALHOS UTILIZANDO SENSOR MODIS 250M

MILLER *et al.* (2004) utilizou dados MODIS 250 m para mapear a concentração total de sólidos em suspensão no Golfo do Norte do México e estabeleceu uma relação linear entre a banda 1 (620-670 μm) e medições *in situ*. As características de funcionamento do instrumento forneceram dados úteis para analisar o transporte e o destino de materiais em suspensão em ambientes costeiros. Entretanto, o autor sugere que o sensor deve ser utilizado para análises em corpos menores, como baías e estuários, por apresentar alta resolução espacial e curto período de revisita dos satélites, possibilitando uma melhor visualização de processos oceanográficos e da dinâmica costeira.

GUZMAN & SANTAELLA (2009) e CHEN *et al.* (2006) também utilizaram a banda 1 comparada a dados *in situ* para desenvolver e calibrar algoritmos para estimar os TSS, obtendo resultados estatisticamente significativos. A resolução de 250m auxiliou, principalmente, na diferenciação entre pequenas variações temporais e mudanças sazonais e anuais. CHEN *et al.* (2007) recomendaram que as observações MODIS sejam utilizadas no monitoramento da qualidade da água em estuários e regiões costeiras.

Entre os estudos mais recentes utilizando o sensor MODIS pode-se citar PETUS *et al.* (2009) que além de utilizar o sensor MODIS banda 1, testou a banda 2 para analisar turbidez e as concentrações totais de sólidos em suspensão no Sul da Baía de Biscay. Corroborando os resultados dos trabalhos anteriores, a correção atmosférica MODIS (B_1) apresentou alta correlação com os dados coletados em amostragens tradicionais, enquanto a banda 2 mostrou-se inadequada.

No sul do Brasil, FREITAS (2007) utilizou a radiância emergente normalizada no comprimento de onda 555 nm para avaliar a turbidez costeira. Os níveis de nl_{w555} foram relacionados a dados meteorológicos para identificar os processos causadores da turbidez. A complexidade óptica observada foi atribuída às variabilidades espaciais e temporais e o sensor MODIS apresentou elevado potencial para o entendimento de processos vigentes na zona costeira.

3. OBJETIVOS

3.1. OBJETIVO GERAL

Analisar a variabilidade da concentração dos sólidos em suspensão entre as baías de Paranaguá e da Babitonga, através dos valores de refletância de sensoriamento remoto capturados pelo sensor MODIS banda 1 (nível L1B), relacionando com processos costeiros e fatores meteorológicos.

3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar o levantamento de imagens disponíveis e de boa qualidade da região para o período de 2000 a 2010.

- Utilizar os valores de refletância de sensoriamento remoto (645 nm) capturados pelo sensor MODIS 250m banda 1 (B_1) como indicador da variabilidade dos sólidos em suspensão.

- Correlacionar os valores MODIS (B_1) com parâmetros meteorológicos e processos costeiros.

- Através da análise das imagens obtidas por sensoriamento remoto, avaliar a existência de padrões diários, sazonais e anuais na dispersão de sólidos em suspensão, principalmente nos locais próximos às desembocaduras.

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS

A área analisada compreende 212 quilômetros da costa sul brasileira, incluindo o litoral do estado do Paraná e a porção norte de Santa Catarina, entre as latitudes de 24.5°S e 27°S. Esta região abrange três sistemas estuarinos bem estabelecidos: o Complexo Estuarino de Paranaguá-CEP (PR), a Baía de Guaratuba (PR) e a Baía da Babitonga (SC) (ANGULO *et al.*, 2009).

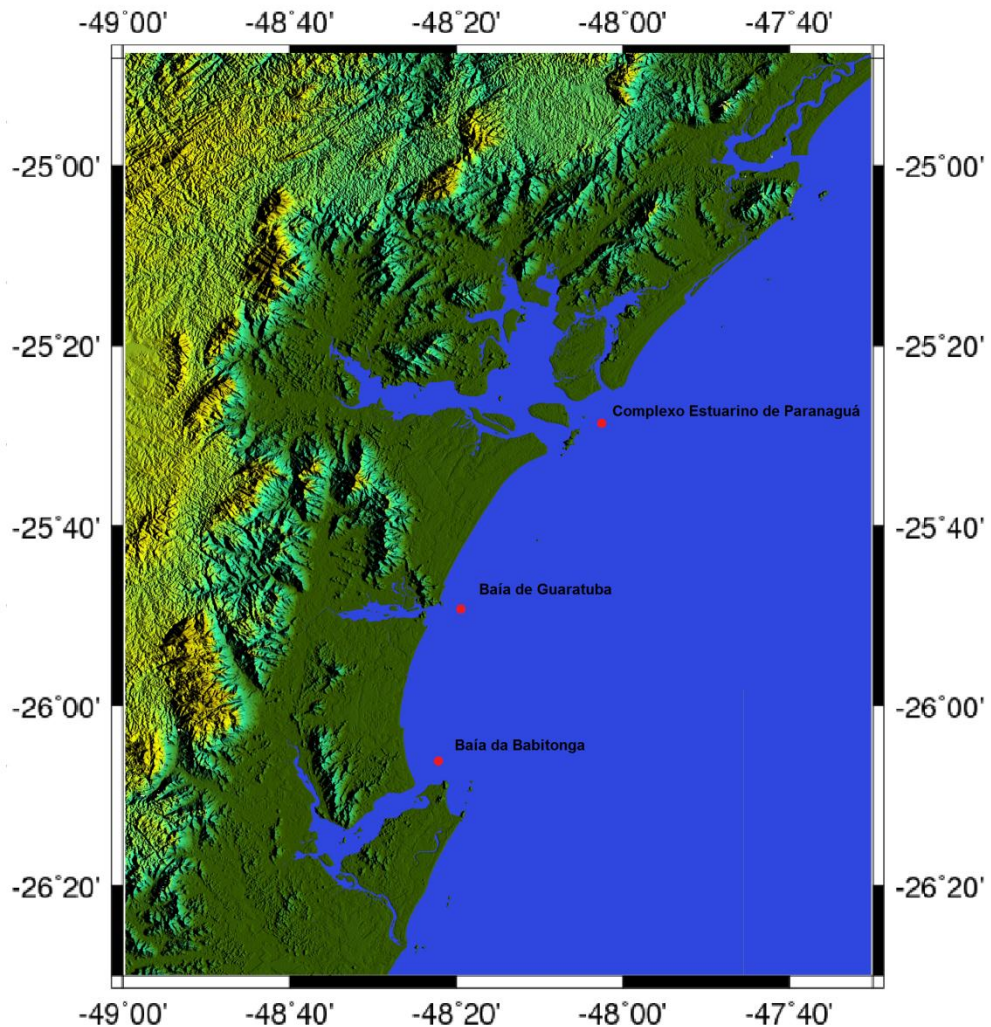


Figura 1 - Área de estudo com a localização do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) e das baías de Guaratuba e da Babitonga (Modelo de Elevação do Terreno - Shuttle Radar Topography Mission). Fonte: Laboratório de Oceanografia Costeira e Geoprocessamento.

A área de estudo deste trabalho estende-se desde a costa até a isóbata de 30 m de profundidade que corresponde à plataforma interna. A plataforma interna é a porção mais próxima ao continente, e apresenta predominância de três principais províncias de sedimentos, sendo constituída por areia na sua parte mais interna, e lama cascalhosa e lama na parte externa. Esta plataforma é regida por processos que ocorrem na zona de surf como ondas, marés e correntes de deriva (WRIGHT; 1995).

Os sistemas de propagação de ondas no litoral sul estão vinculados aos seus centros de geração em áreas oceânicas distantes, o Anticiclone Tropical do Atlântico Sul (centro de alta pressão) e o Anticiclone Migratório Polar. Segundo MARONE *et al.* (1997), as ondas possuem uma característica não linear de propagação, resultando na intensificação dos processos de ressuspensão e transporte de sedimentos. A predominância direcional de incidência de ondas na plataforma interna rasa paranaense foi S-SE (NEMES, 2011). O predomínio das ondas do quadrante S-SE gera uma deriva litorânea orientada para o Norte. Segundo ANGULO (1992b), a orientação das desembocaduras fluviais e morfologia dos deltas de vazante dos estuários de Paranaguá e Guaratuba estão relacionadas com a ocorrência da deriva litorânea para o Norte.

Em relação ao regime de marés, são consideradas semidiurnas, com amplitudes de marés de sizígia inferiores a 2 m, o que caracteriza um regime de micromarés. As correntes de maré, juntamente a descarga de água doce e a tensão do vento são os principais responsáveis pela circulação da região (MARONE *et al.*, 1994).

O clima na região, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Cfa - temperado e com verões quentes, acima dos 22°C, com precipitação regular todos os meses do ano, com concentração de chuvas nos meses de verão, contudo sem estação de seca definida (IPARDES, 1991).

4.2. PLANÍCIE LITORÂNEA

A planície litorânea paranaense se estende por 90 km de costa, com uma largura máxima de aproximadamente 55 km. Esta planície é recortada pelo Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) e pela baía de Guaratuba. Neste cenário,

destaca-se a presença de ilhas como a Ilha do Mel, da Cotinga, das Peças e do Superagüi e uma diversidade de ecossistemas, incluindo planícies de maré, baixios, costões rochosos, marismas e manguezais. Extensos manguezais funcionam como a principal fonte de detritos do CEP, com rios e gamboas (rios de maré) concentrando o aporte de água doce (LANA, 1986).

O Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) apresenta uma geometria complexa, compreendendo dois eixos principais: um ocupado pelas baías de Paranaguá e Antonina (eixo E-W) e outro pelas baías das Laranjeiras, Guaraqueçaba e Pinheiros (eixo NNE-SSW), aos quais se conectam diversos canais de maré. Possui em média 10 m de profundidade e se comunica com o mar por duas desembocaduras: a desembocadura sul, localizada entre Pontal do Sul e a Ilha do Mel, e a desembocadura norte, entre a Ilha do Mel e a Ilha das Peças. Associados às duas desembocaduras encontram-se extensos deltas de maré vazante.

O CEP abrange uma superfície líquida de 551.8 km² (NOERNBERG *et al.*, 2006) e é caracterizado geomorfologicamente como um estuário de planície costeira (ANGULO, 1992). Este estuário recebe a drenagem de aproximadamente 70% da área da bacia hidrográfica litorânea do estado do Paraná, a Bacia Atlântica. As baías de Antonina e Paranaguá são responsáveis por 54% da área de drenagem do Complexo Estuarino de Paranaguá, logo são importantes contribuintes para o aporte de água doce nesta região.

Localizada ao sul do Complexo Estuarino de Paranaguá, encontra-se a baía de Guaratuba: um corpo de água raso, com comprimento de 16 km e largura aproximada de 3 km. A sua bacia hidrográfica tem aproximadamente 1886 km². A foz da baía é estreita (500 m de largura), limitada por dois pontais rochosos: o extremo meridional da Serra da Prata ao Norte e o Morro de Guaratuba ao Sul. Na desembocadura ocorre um extenso delta de maré vazante, além de duas barras em pontal que se projetam para leste (ANGULO, 1999).

No norte do estado de Santa Catarina, contornada em sua porção noroeste pela Serra do Mar e sudeste pela ilha de São Francisco, encontra-se a baía da Babitonga. A profundidade média da baía da Babitonga é de 6 m e a máxima atinge 28 m no canal principal de acesso ao porto de São Francisco do Sul (CREMER *et al.*, 2006). A comunicação da baía com oceano Atlântico ocorre por meio de um

canal, com cerca de 1 km de largura, situado a nordeste. A proximidade da Serra do Mar propicia o aparecimento de uma rede hidrográfica extensa, e as nascentes dos rios que deságuam na baía são originadas dentro dos próprios municípios do entorno (SILVA, 1995).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. DADOS MODIS

As imagens do sensor MODIS, dos satélites Aqua e Terra, passíveis de uso foram adquiridas pelo site <http://ladsweb.nascom.nasa.gov> a partir das coordenadas geográficas (25° S, 26,5° S, 47,8°W, 48,8° W), referentes à área de estudo. Inicialmente foi realizada a visualização prévia das imagens verificando sua qualidade, presença de nuvens, sunglint - faixa vertical esbranquiçada resultado da reflexão solar especular, que superestima os valores geofísicos e atinge a área de estudo principalmente durante o verão (FELDMAN *et al.*, 2005), e distorção das imagens devido ao ângulo do sensor durante o imageamento.

Foram selecionadas 306 imagens, correspondentes ao período de 2000 a 2010, garantindo uma grande variabilidade temporal. Os produtos escolhidos foram o MYD02QKM (satélite Aqua) e MOD02QKM (satélite Terra): imagem do nível 1B, com 250m de resolução espacial, georreferenciada e radiâncias normalizadas na superfície do mar. Estes produtos foram escolhidos levando em consideração a eficiência de dados MODIS 250m em trabalhos anteriores que estimavam a variação dos sólidos em suspensão em águas costeiras e obtiveram alta correlação com dados coletados *in situ* (item 2). Enfatizando que foi optado por não utilizar nenhum algoritmo de correção atmosférica, já que o objetivo era testar a sensibilidade deste produto MODIS para capturar as variações dos sólidos totais em suspensão.

Os produtos MYD02QKM e MOD02QKM contêm as bandas 1 e 2, mas neste trabalho foi selecionada apenas a banda 1, que fornece a refletância de sensoriamento remoto no comprimento de 645 nm. A refletância de sensoriamento remoto foi utilizada para quantificar a assinatura óptica da região costeira analisada, cujas propriedades ópticas são influenciadas pela desembocadura de três sistemas estuarinos bem estabelecidos. A equação 1 apresenta a refletância de sensoriamento remoto (R_{rs}), com dimensão (sr^{-1}).

$$R_{rs}(\theta, \phi, \lambda, 0) = L(\theta, \phi, \lambda, 0) / E_d(\lambda, 0) \quad [\text{Eq. 1}]$$

Onde L é a radiância que deixa a superfície da água em determinado comprimento de onda (λ) e profundidade (na superfície, $z=0$), sendo que os argumentos θ e ϕ indicam que esta radiância pode variar com o ângulo de visada, e E_d é a irradiância descendente no mesmo comprimento de onda e profundidade (SOUZA, 2005).

O processamento das imagens foi feito no aplicativo SEADAS 6.2, disponibilizado pela NASA. Através deste aplicativo foram retirados os valores de refletância de sensoriamento remoto (645 nm) referentes às isóbatas de 10, 20 e 30 m, entre o Complexo Estuarino de Paranaguá e a baía da Babitonga (figura 2).

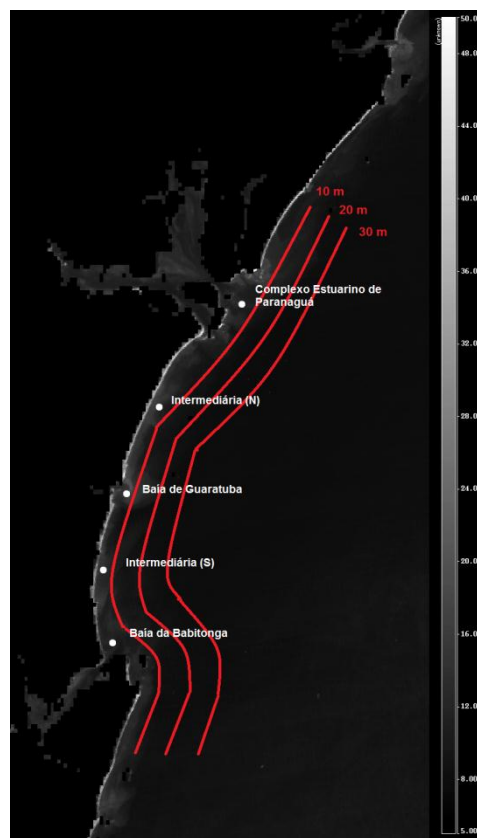


Figura 2 - Imagem MODIS B₁ com a localização do CEP, das baías de Guaratuba e da Babitonga, das áreas intermediárias (norte e sul) e das isóbatas de 10, 20 e 30 m.

Para caracterização de toda região costeira analisada foram extraídos os valores de refletância dos transectos inteiros. No entanto, para avaliar a influência do aporte fluvial e dos processos de ressuspensão, a região foi separada em cinco áreas: três áreas imediatamente à frente das desembocaduras do CEP e das baías de Guaratuba e da Babitonga e duas áreas intermediárias – a intermediária ao norte

(N), localizada entre o CEP e baía de Guaratuba e a intermediária ao sul (S), localizada entre as baías de Guaratuba e da Babitonga.

Após a retirada dos valores de refletância, foi necessária a correção da reflexão especular (sunlint). O sunlint foi removido com base em uma técnica utilizada para remover a influência da radiação atmosférica, conhecida como “dark-pixel subtraction” (GORDON & MOREL, 1983). Nesta técnica descrita por GORDON & MOREL (1983), o pixel mais escuro na imagem é utilizado para estimar a contribuição dos aerossóis na imagem. Neste caso, o pixel mais escuro foi usado para estimar a ausência de sunlint. Em seguida, foi retirada a diferença entre o valor de refletância referente ao pixel escuro e a refletância do pixel onde havia influência da reflexão especular.

5.2. DADOS METEOROLÓGICOS

As variações dos níveis de refletância foram relacionadas aos dados da estação meteorológica mais próxima. No caso do Complexo Estuarino de Paranaguá, foi calculada a média da soma dos valores diários de precipitação de Guaraqueçaba, Paranaguá, Antonina e Morretes. Para a baía da Babitonga, a relação foi analisada com os dados provenientes da estação meteorológica de Joinville e para a baía de Guaratuba foram utilizados dados locais. Enquanto para as áreas de intermediárias, foi calculada a média da precipitação das baías adjacentes. Os dados de vento diários utilizados nas análises de todas as baías foram fornecidos pela estação meteorológica do Centro de Estudos do Mar, por ser a estação mais costeira.

A tabela 1 apresenta o período de dados de precipitação e vento disponíveis para as estações meteorológicas do Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR), Instituto Tecnológico SIMEPAR, Centro de Estudos do Mar (UFPR) e Agência Nacional das Águas (ANA).

Tabela 1 - Dados disponíveis para cada estação meteorológica, período e localização, sendo P: precipitação e V: vento.

P	V	Período	Local	Estação
x		2002 a 2010	Guaraqueçaba	IAPAR
x		2002 a 2010	Morretes	IAPAR

x		2002 a 2010	Antonina	SIMEPAR
x	x	04/2002 a 11/2010	Pontal do Sul	CEM
x		2002 a 2010	Guaratuba	SIMEPAR
x		2002 a 2010	Joinville	ANA

Foi calculada a precipitação total diária para cada uma das baías. Os dados de precipitação foram submetidos à análise de variância (Anova) para verificar se havia diferença significativa ($p\text{-valor} < 0,05$) entre as baías.

Para o cálculo da média diária da intensidade e direção do vento, foi realizada a decomposição das velocidades do vento: componente longitudinal (Eq.2) e componente transversal (Eq.3).

$$u_v = V \cos \theta \quad [\text{Eq. 2}]$$

$$u_v = V \sin \theta \quad [\text{Eq. 3}]$$

Onde V denota o módulo da velocidade do vento e o argumento θ destas equações é dado por:

$$\theta = 270^\circ - dd_v \quad [\text{Eq. 4}]$$

Sendo que dd_v indica a direção do vento (MIRANDA *et al.*, 2002).

A precipitação total diária e a componente u e v do vento foram então comparadas aos valores de refletância obtidos por sensoriamento remoto para cada local e em diferentes escalas temporais; partindo do princípio que o aumento na ocorrência e intensidade dos ventos e precipitações irá resultar em um aumento dos níveis de refletância de sensoriamento remoto.

Além disso, foi analisado o tempo de resposta dos valores de refletância em relação à variação dos eventos meteorológicos, através da análise do coeficiente de determinação (r^2) e p -valor. O coeficiente de determinação é a proporção da variável dependente (refletância de sensoriamento remoto) que é explicada em termos lineares pela variável independente (eventos meteorológicos) e o p -valor indica se a equação da reta é significativa para a análise.

Após a integração dos valores de refletância de sensoriamento remoto com os dados meteorológicos, foi analisada a influência de eventos de alta energia. Na

ausência de uma série de dados de ondas para todo o período analisado, 2000 a 2010, foi solicitado ao Serviço Meteorológico Marinho da Marinha do Brasil os avisos de “mau tempo” para a área Charlie. A partir dos avisos de mau tempo, foram selecionados os dias em que ocorreram vento forte e ressaca. Estes dias foram comparados a uma série de dados de um ondógrafo fundeado a 30 m de profundidade (25°53'54.42"S e 48°8'43.86"W), com medições de altura significativa de onda para o período de 15/07/2009 a 16/12/2009 e 27/01/2010 a 03/11/2010. A relação entre os avisos de mau tempo e as alturas significativas de ondas pode ser melhor visualizada no item 6.6.

Os dias de vento forte e ressaca da área Charlie para este período coincidiram com os dados do ondógrafo, então os avisos de mau tempo puderam ser utilizados como indicadores de evento forte para todos os anos (2000 a 2010).

Foram considerados eventos de alta energia os dias com precipitação diária total maior que 70 mm e/ou vento de intensidade maior que 4 m/s e/ou avisos de vento forte e ressaca (1 a 3 dias antes da imagem). As imagens dos dias com estas características foram então separadas. As imagens restantes foram consideradas como dias de baixa energia.

Por fim, foi realizada a comparação visual entre imagens consecutivas, para observar as mudanças que ocorrem, principalmente, em pequena escala de tempo. Para isso, foi necessária a mudança de projeção cilíndrica para Mercator e a padronização do nível de contraste, facilitando a sobreposição das imagens.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1. VARIAÇÃO ESPAÇO – TEMPORAL DOS VALORES DE REFLETÂNCIA

Observando a distribuição dos valores de refletância de sensoriamento remoto, é notável um gradiente ao longo das isóbatas (10 m para 30 m) apresentando uma tendência de diminuição (figura 3).

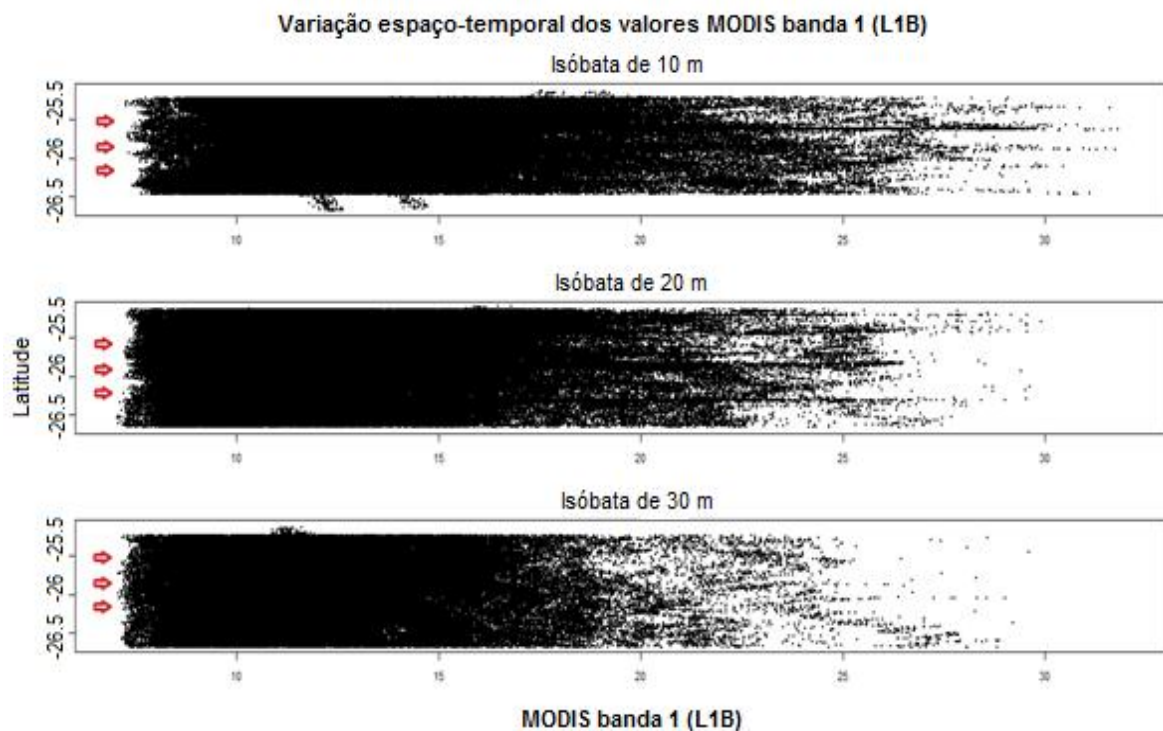


Figura 3 - Variação espaço-temporal dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (nível L1B), entre o Complexo Estuarino de Paranaguá e a baía da Babitonga, ao longo das isóbatas de 10, 20 e 30 m, para o período de 2000 a 2010. As setas indicam a latitude em que estão localizadas as desembocaduras.

A maior variabilidade dos valores de refletância (5 sr^{-1} a 30 sr^{-1}) é observada próxima a costa, na isóbata de 10 m. Esta variabilidade é caracterizada por uma alta frequência de diferentes valores de refletância, ou seja, há uma constante ocorrência tanto de valores baixos (5 a 10 sr^{-1}) quanto valores mais altos (15 a 25 sr^{-1}). Entre os principais fatores que podem estar influenciando esta variabilidade junto à costa destacam-se: (a) a proximidade das fontes: Complexo Estuarino de Paranaguá e baías de Guaratuba e da Babitonga carreando material orgânico e inorgânico em

direção ao oceano; (b) ressuspensão do sedimento de fundo pelas ondas que incidem na costa e (c) influência das correntes de maré, no sentido oceano afora.

Em locais próximos às desembocaduras, os sólidos totais em suspensão encontram-se em maior quantidade e de forma concentrada, implicando em elevados valores de refletância. Na medida em que são transportados e afastam-se das fontes, são dispersos e sua concentração diminui. Além disso, um fator a ser considerado é o tamanho das partículas. As partículas maiores tendem a se depositar rapidamente, enquanto partículas mais finas são transportadas por longas distâncias. Logo, as partículas em suspensão localizadas em regiões próximas as fontes são maiores, o que implica, proporcionalmente, em maiores valores de refletância.

As desembocaduras dos corpos estuarinos são a via de acesso por onde ocorre a comunicação entre corpos d'água caracteristicamente distintos. Nesta interface, ocorre a formação de um eficiente mecanismo para a dispersão de materiais continentais e estuarinos na plataforma, a pluma costeira. A dinâmica da pluma é dependente da influência das marés, ventos e principalmente da vazão dos rios, (MORRIS *et al.*, 1995), que por sua vez, é dependente da precipitação. Em eventos extremos de precipitação, combinados a forte energia de ondas e correntes de maré, a pluma costeira pode atingir maiores distâncias, transportando junto a ela materiais em suspensão. Segundo NOERNBERG & MARONE (2001), na região costeira do Paraná, é nítida a grande influência da pluma estuarina sobre a plataforma rasa adjacente, alcançando uma extensão superior a 25 km costa afora, ultrapassando a isóbata de 20 metros. Logo, muitos dos valores de refletância observados na isóbatas de 20 e 30 m podem ser derivados deste transporte.

Além da pluma costeira, outros mecanismos agem no sentido de transportar os sólidos totais em suspensão, como as correntes de maré vazante que são, em média, 10 a 15% superiores as de enchente, caracterizando uma movimentação no sentido oceano afora mais intenso. Sendo que em marés de sizígia, as velocidades das correntes de maré são ainda mais enérgicas, causando uma maior movimentação de sedimentos (CAMARGO, 1998).

Além da ação das correntes de maré, as ondas agem no sentido de ressuspender o sedimento, acrescentando a quantidade de sólidos totais suspensos na costa. A altura significativa da onda e quantidade de sedimento ressuspendido pode

depender da intensidade e direção do vento. Esta região é caracterizada pelo predomínio de ondas do quadrante S- SE (NEMES, 2011). Estas ondas, quando incidem na costa, são responsáveis pela formação da deriva litorânea que flui para Norte. Em momentos de maior energia de ondas, geralmente relacionada à entrada de sistemas frontais vindos de Sul, ocorre a movimentação do sedimento de fundo. Assim, o transporte de sedimentos de fundo por tração ao longo da costa é predominantemente para Norte e independente das correntes de maré (NOERNBERG, 2001). Segundo ANGULO (1992b), a ocorrência da deriva litorânea para Norte pode ser observada na orientação das desembocaduras fluviais e morfologia dos deltas de maré vazante dos estuários de Paranaguá e Guaratuba.

Como foi descrito, muitos processos atuam junto à costa, fornecendo, ressuspensando ou distribuindo os sólidos totais em suspensão, mas a maioria destes eventos não exerce tanta influência em áreas mais distantes. Conforme aumenta a distância da costa, isóbatas de 20 e 30 m, a variabilidade dos valores de refletância diminui, assim como os próprios valores de refletâncias. Nestas isóbatas (20 e 30 m), os mecanismos que parecem apresentar maior influência são a pluma costeira e os ventos. Além disso, possivelmente, os maiores valores de refletância observados podem estar associados a eventos extremos ou mais intensos, como ressacas - causando o empilhamento de ondas na costa, e com isso, aumento na ressuspensão do sedimento de fundo - ventos fortes, propiciando o transporte dos sólidos totais em suspensão para regiões mais distantes – ou até mesmo, um aumento considerável na intensidade e ocorrência da precipitação, gerando um maior fluxo de água doce e materiais terrígenos e estuarinos em direção ao oceano, através da pluma costeira. A relação entre a distribuição dos valores de refletância e eventos extremos, bem como a influência da sazonalidade serão descritas posteriormente.

De uma forma geral, os valores menores de refletância de sensoriamento remoto são os mais observados na zona costeira, e estão relacionados a condições meteorológicas freqüentes, enquanto os valores maiores caracterizam eventos mais intensos e de menor frequência.

6.2. VARIACÃO ANUAL DOS VALORES DE REFLETÂNCIA

Os valores de refletância podem apresentar variações ao longo dos anos, muitas vezes influenciadas por condições meteorológicas atípicas (intensidade de ventos e precipitações superior ou inferior à média), e até mesmo por eventos de maior magnitude, como é o caso do El Niño. A figura 4 apresenta a variação dos valores de refletância de sensoriamento remoto, capturados pelo sensor MODIS, para o período de 2000 a 2010.

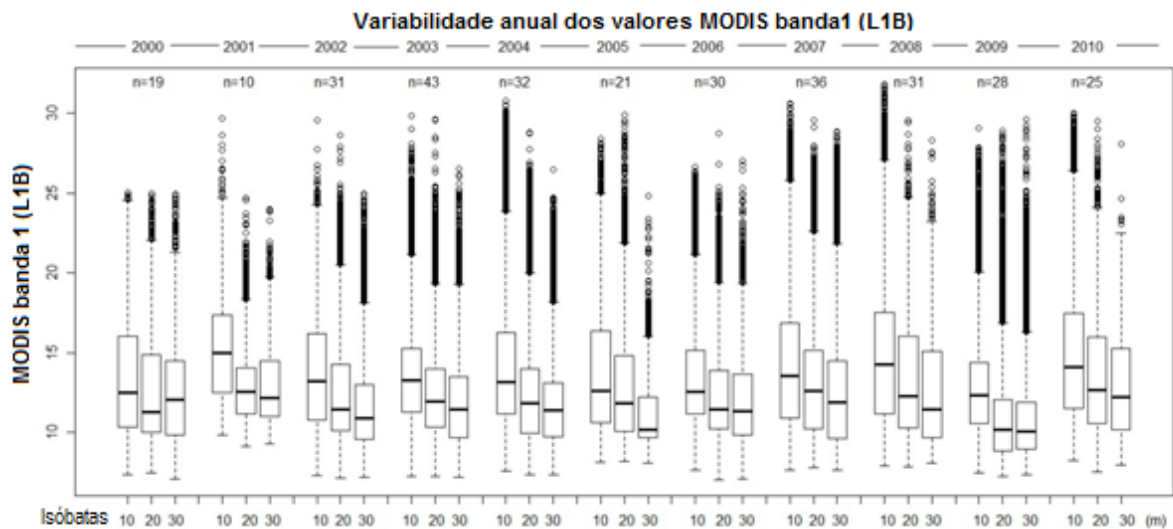


Figura 4 - Variabilidade anual dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (nível L1B) nas isóbatas 10, 20 e 30 m. Na parte superior do gráfico, foi indicado o número (n) de imagens analisadas para cada ano.

A isóbata de 10 m apresentou as maiores variações nos valores de refletância entre os anos. Os anos de 2001, 2008 e 2010 apresentaram os maiores valores médios de refletância, enquanto os anos de 2000, 2005, 2006 e 2009 foram caracterizados por valores relativamente menores. No ano de 2009, foi observado o menor valor médio nas isóbatas de 20 e 30 m. Vale ressaltar que apesar dos baixos valores médios em alguns anos, há uma grande variabilidade, considerando o desvio padrão, como no ano de 2005. Outra observação que deve ser considerada é a presença de “outliers”: os anos de 2004, 2007 e 2008 apresentaram os maiores

valores de refletância e não coincidiram com os anos que apresentaram a maior refletância média.

A variação nos valores refletância pode ter sido ligeiramente influenciada pelo número de imagens consideradas. Na parte superior do gráfico, foi indicado o número de imagens analisadas pra cada ano. No ano de 2000 e 2001 foi analisado um número menor de imagens, considerando que só havia um satélite em funcionamento, o satélite Aqua. Os principais fatores que dificultaram a aquisição de imagens foram a ocorrência de nuvens na área de estudo, a presença de sunlint e a distorção das imagens, devido ao ângulo de visada do sensor. Os anos de 2000, 2001 e 2005 apresentaram poucas imagens de boa qualidade; este n amostral, relativamente baixo, pode embutir erros na análise deslocando a média anual de refletância para valores maiores ou menores.

É comum relacionar a variação dos sólidos totais em suspensão às variações anuais de precipitação e intensidade dos ventos, esperando obter uma relação de causa e efeito; ou seja, o aumento na intensidade e ocorrência de ventos e precipitação resultaria em maiores valores de refletância. Entretanto, observando o gráfico de velocidade média anual do vento para o período analisado (figura 5), ocorrem apenas pequenas variações durante os anos, tal qual não refletiria em uma resposta nos valores de refletância.

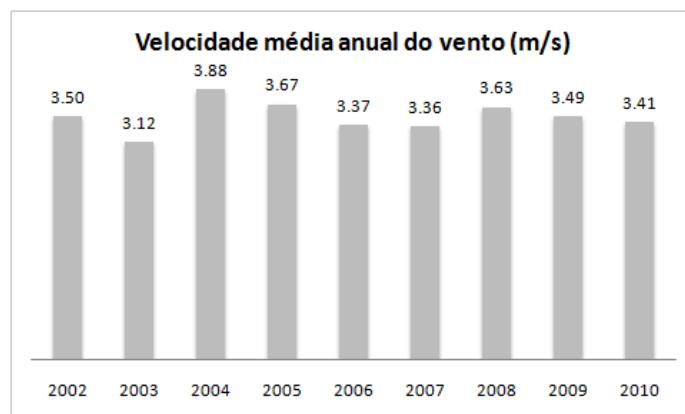


Figura 5 - Velocidade média anual do vento (m/s) para o período de 2002 a 2010.

Então, optou-se por realizar comparações apenas em relação à precipitação total para cada ano (figura 6).

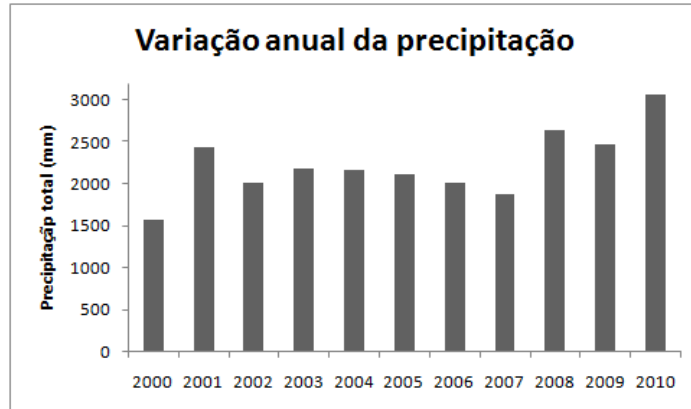


Figura 6 – Variação da precipitação total anual na costa inteira para o período 2000 a 2010.

A precipitação total anual, observando uma tendência geral, aumentou ao longo dos anos, com destaque para os maiores níveis de precipitação nos anos de 2001, 2008 e 2010. Este período coincidiu com os anos que apresentaram os maiores valores médios de refletâncias, evidenciando a influência da precipitação no comportamento dos sólidos totais em suspensão. Já a intensa precipitação observada no ano 2009 não refletiu nos valores de refletância aferidos. Dessa forma, pode-se relatar que os efeitos observados na costa não são apenas derivados da precipitação, mas da combinação de diferentes eventos. O caso do ano de 2009 pode ser justificado por um menor número de eventos ocorrendo simultaneamente, quando comparado aos outros anos.

Um fenômeno que tem considerável influência nos níveis de precipitação na região Sul do Brasil é o El Niño. Este fenômeno é caracterizado pelo aquecimento anômalo das águas superficiais do Pacífico Equatorial Oriental. O aquecimento das águas superficiais resulta no aumento dos fluxos de calor sensível e de vapor d'água da superfície do Oceano Pacífico Equatorial para a atmosfera, provocando mudanças na circulação atmosférica e na precipitação em escala regional e global (GRIMM, 2003). Este fenômeno exerce também influência nos níveis de agitação do mar, devido ao aumento de ondas de tempestades vindas de sul e sudeste e tende a intensificar a deriva litorânea para o Norte (NOERNBERG, 2001). De uma forma geral, este fenômeno tende a aumentar a intensidade de grande parte das forçantes responsáveis pelo aporte, remobilização e transporte dos sólidos totais em suspensão.

Relacionando, primeiramente, a ocorrência de eventos de El Niño (anos de 2002 e 2003) com os dados de precipitação, não há uma relação clara. É notável apenas um leve aumento na precipitação no ano de 2003 que pode ser derivado deste processo, porém, muito modesto para a magnitude do fenômeno. E quando comparadas, diretamente, as variações anuais de refletância com os eventos de El Niño, almejava-se encontrar: uma maior concentração de sólidos totais em suspensão nas isóbatas de 10 m e alcançando maiores distâncias, devido ao transporte longitudinal a costa pela deriva litorânea; e um aumento geral nos valores de refletância em resposta a intensificação de processos de ressuspensão e precipitação.

A isóbata de 10 m, independente da interferência do El Niño, já apresentou maiores valores de refletância (em relação às outras isóbatas), então, é difícil atribuir esta variação ao fenômeno, visto que este padrão foi observado em todos os anos. E quanto a relação direta entre o El Niño e os valores de refletância, os anos de 2002 e 2003 não se destacaram entre os demais. Vale ressaltar que o evento de El Niño para estes anos não estava entre os mais fortes e foi classificado como moderado. E ainda, a distribuição das imagens ao longo do ano, pode não estar representando esta variação anual de forma significativa. Os meses de junho, julho e agosto apresentam o maior número de imagens selecionadas, justamente o período considerado menos chuvoso. Isto pode ter influenciado na relação de causa e consequência esperada entre a precipitação (durante eventos de El Niño) e os valores de refletância.

6.3. VARIAÇÃO ESPACIAL DOS VALORES DE REFLETÂNCIA

Os valores médios de refletância referentes às isóbatas de 10, 20 e 30 m localizadas em frente às desembocaduras do CEP e das baías de Guaratuba e da Babitonga, e de duas áreas intermediárias – intermediária ao norte (N), localizada entre a desembocadura do CEP e da baía de Guaratuba; e intermediária ao sul (S), localizada entre as desembocaduras das baías de Guaratuba e da Babitonga – podem ser visualizadas na figura 7.

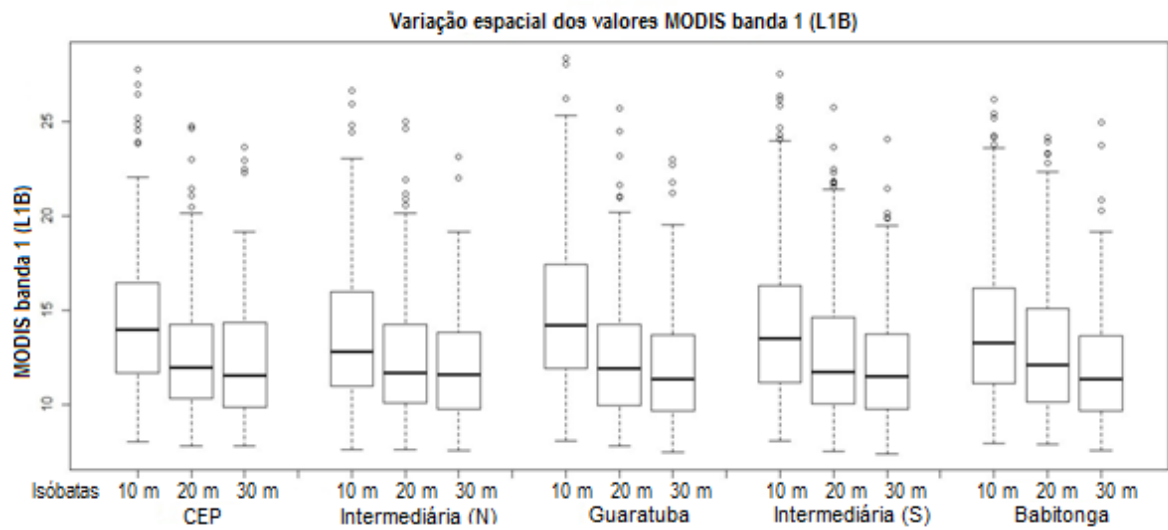


Figura 7 – Variabilidade dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (nível L1B) nas desembocaduras do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), das baías de Guaratuba e da Babitonga, e nas áreas intermediárias ao norte e ao sul.

Os valores de refletância referentes às desembocaduras das baías foram superiores as áreas intermediárias. Isto se deve ao fato de que as áreas imediatamente em frente às desembocaduras, recebem o aporte direto de materiais em suspensão vindo dos estuários, e que somado as correntes de maré, parecem ter mais influência que os processos de ressuspensão por ondas, que teoricamente, são predominantes nas áreas intermediárias. Uma observação que vem a corroborar é a visualização das imagens de satélites; os sólidos em suspensão saindo do estuário são bem mais evidentes que os derivados da ressuspensão do sedimento de fundo (figura 8).

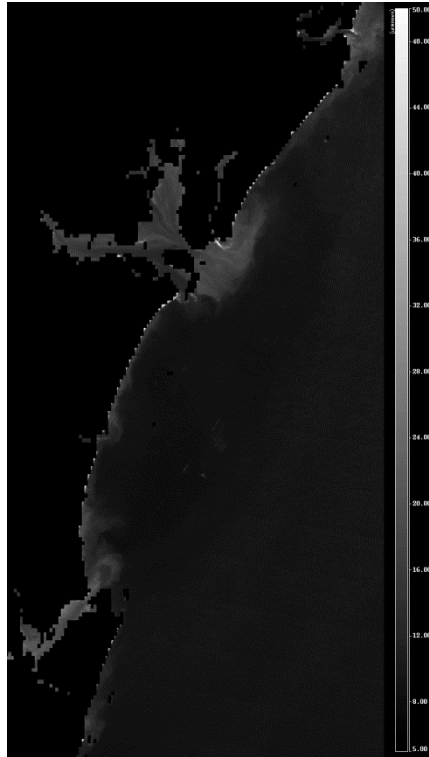


Figura 8 - Imagem MODIS Terra do dia 7/05/2000.

Aliás, grande parte dos sólidos em suspensão observada nas áreas intermediárias pode ter origem estuarina, e não apenas costeira, e ter sido carreados pela deriva litorânea. Partindo do princípio que a deriva litorânea é orientada para o Norte, os sólidos em suspensão vindos da baía da Babitonga podem ser observados na área intermediária ao sul e os de Guaratuba, na área de intermediária ao norte. Assim como os sólidos em suspensão visualizados próximos às desembocaduras, podem ter sido transportados das áreas intermediárias localizadas ao sul de cada baía.

Analisando a variação entre baías, a baía de Guaratuba apresentou os maiores valores médios de refletância, mas com uma diferença muito pequena do CEP. Esta variação espacial na concentração dos sólidos em suspensão está relacionada a diferenças nas características das baías, como a área da bacia de drenagem, as rotas seguidas pelos sólidos em suspensão e os processos erosivos.

A Baía de Guaratuba é um corpo de água raso e pequeno e sua bacia hidrográfica tem aproximadamente 1886 km² (ANGULO, 1999), características que são favoráveis ao transporte de sedimentos. Segundo HARDY (2006), o fluxo de sedimentos em geral diminui com o aumento do tamanho da bacia de drenagem

devido ao armazenamento dos materiais erodidos em seu interior. Bacias hidrográficas maiores, como no caso do CEP e da baía da Babitonga, podem apresentar uma geometria muito mais complexa, funcionando como armadilha sedimentar e aprisionando o sedimento no seu interior.

Outro fator que pode explicar os maiores valores de refletância da baía de Guaratuba é a precipitação total mensal. Através da análise de variância da precipitação total mensal de cada baía, foi possível verificar que a baía de Guaratuba apresenta as maiores taxas de precipitação, e só difere significativamente (p-valor: 0.01) da baía da Babitonga. Como a precipitação total mensal da Baía de Guaratuba não apresenta diferença significativa (p-valor: 0.06) do CEP, a precipitação pode ser uma resposta para os valores médios de refletância aproximados entre os dois locais.

Os autores AL-ANSARI *et al.* (1988) atenta para mais um forte contribuinte para que ocorra o transporte dos sólidos em suspensão que é a disponibilidade de materiais na bacia de drenagem. Segundo o autor, as variações nesta disponibilidade podem ser responsáveis pelo efeito de histerese ou de exaustão observados na concentração de sedimentos em suspensão durante eventos individuais ou em seqüências de eventos de aumento de vazão. Quando ocorrem eventos curtos e de pequena magnitude, a condição de histerese não ocorre ou é bastante reduzida, ao passo que em eventos de longa duração e elevada magnitude o suprimento de sedimentos se esgota, causando um retardo na resposta. Assim, a flutuação na concentração de sólidos em suspensão pode muitas vezes não coincidir com a vazão.

Em se tratando de disponibilidade de materiais, as bacias de drenagem litorâneas do estado do Paraná possuem um elevado potencial erosivo, por conseqüência da alta instabilidade natural dessas regiões de serras e morros, que apresentam declividades maiores que 45°, associada a um grande desnível entre o planalto e o nível do mar (ANGULO, 1992). Além disso, o CEP e a baía da Babitonga ainda contam com a influência de material detrítico proveniente dos extensos manguezais.

É preciso comentar também que a forma de amostragem pode ter exercido certa influência. Não houve um critério fixo: os valores de refletância foram extraídos ao longo de um transecto em frente à desembocadura de cada baía, logo, o

tamanho da desembocadura foi fundamental no tamanho do transecto amostrado. Desembocaduras maiores podem favorecer a passagem dos materiais estuarinos, influenciados, é claro, pelo aporte e pela vazão.

A baía de Guaratuba apresenta a menor desembocadura, de aproximadamente 500 m, mas é limitada por dois pontais rochosos, a Serra da Prata e o Morro de Guaratuba, que podem agir concentrando e direcionando o fluxo de sólidos em suspensão. Inclusive na desembocadura ocorre um extenso delta de maré vazante, além de duas barras em pontal que se projetam para leste (ANGULO, 1999).

Já o Complexo Estuarino de Paranaguá, se comunica com o mar por duas desembocaduras: uma localizada ao sul, entre Pontal do Sul e a Ilha do Mel, e outra ao norte, entre a Ilha do Mel e a ilha das Peças. Associados às duas desembocaduras encontram-se extensos deltas de maré vazante (ANGULO, 1999). A presença das duas desembocaduras pode dispersar melhor os materiais estuarinos na costa, e os valores de refletância capturados, por consequência, são menos concentrados, diferente do que parece ocorrer em Guaratuba.

A baía da Babitonga também se comunica com o oceano por dois canais, um situado a Nordeste e outro ao sul (OLIVEIRA *et al.*, 2003). No entanto, este trabalho só analisa a variabilidade dos valores de refletância da desembocadura orientada para nordeste, logo, parte do aporte de sólidos totais em suspensão da baía da Babitonga pode ser desviada para sul, e não ser considerada.

6.4. VARIAÇÃO SAZONAL DOS VALORES DE REFLETÂNCIA

A análise da variabilidade dos sólidos totais em suspensão, quando feita em maior escala, consegue refletir a complexidade do sistema: com diferentes mecanismos de transporte ocorrendo e interferindo juntos na dinâmica costeira (ondas, correntes, aporte fluvial); mas quando analisada em menor escala, é possível visualizar melhor os fatores que influenciam e em quais períodos. As variações sazonais do fluxo de sólidos e suspensão respondem a sazonalidade climática representada pela precipitação e direção e intensidade de ventos.

Os dados de precipitação referentes às três baías foram separados em estações do ano – verão (dezembro a fevereiro), outono (março a maio), inverno (junho a agosto) e primavera (setembro a novembro) (figura 9).

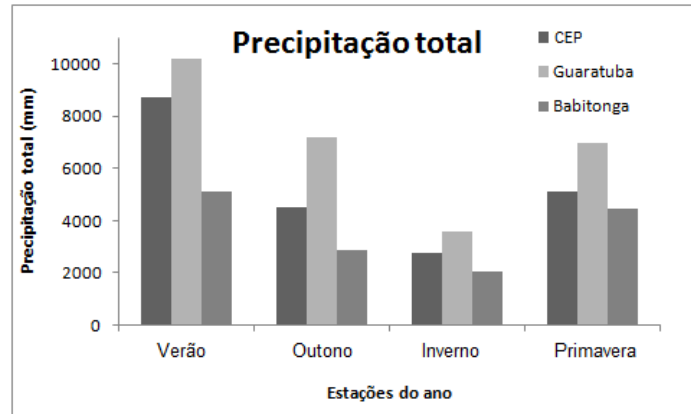


Figura 9 – Precipitação total sazonal para o CEP e para as baías de Guaratuba e da Babitonga (período de 2000 a 2010).

Analisando sazonalmente, foi encontrado o mesmo padrão em ambas as baías. No verão as médias foram maiores que nos demais meses, enquanto o inverno apresentou as menores médias. Já o outono e a primavera apresentaram-se como períodos de transição entre o verão chuvoso e o inverno relativamente mais seco. Estes resultados estão de acordo com os encontrados por VANHONI (2008), que classificou a região em função de um período úmido (que vai de outubro a março), onde as precipitações são determinadas por sistemas convectivos e outro período seco (de abril a setembro), onde as precipitações são determinadas pelos sistemas frontais.

A baía de Guaratuba apresentou os maiores níveis de precipitação em todas as estações. De acordo com VANHONI (2008), regiões como Guaratuba apresentam maiores valores de precipitação por estarem localizadas adjacentes a regiões mais altas e com maior cobertura vegetal, diferente do CEP, que está localizado na planície costeira. Esta dinâmica pode ser resultante da circulação atmosférica local em conjunto com outros elementos estáticos, como a influência oceânica e a presença da Serra do Mar.

A frequência da intensidade e a direção do vento em cada estação do ano, para o período entre 2002 e 2010, pode ser observado na figura 10.

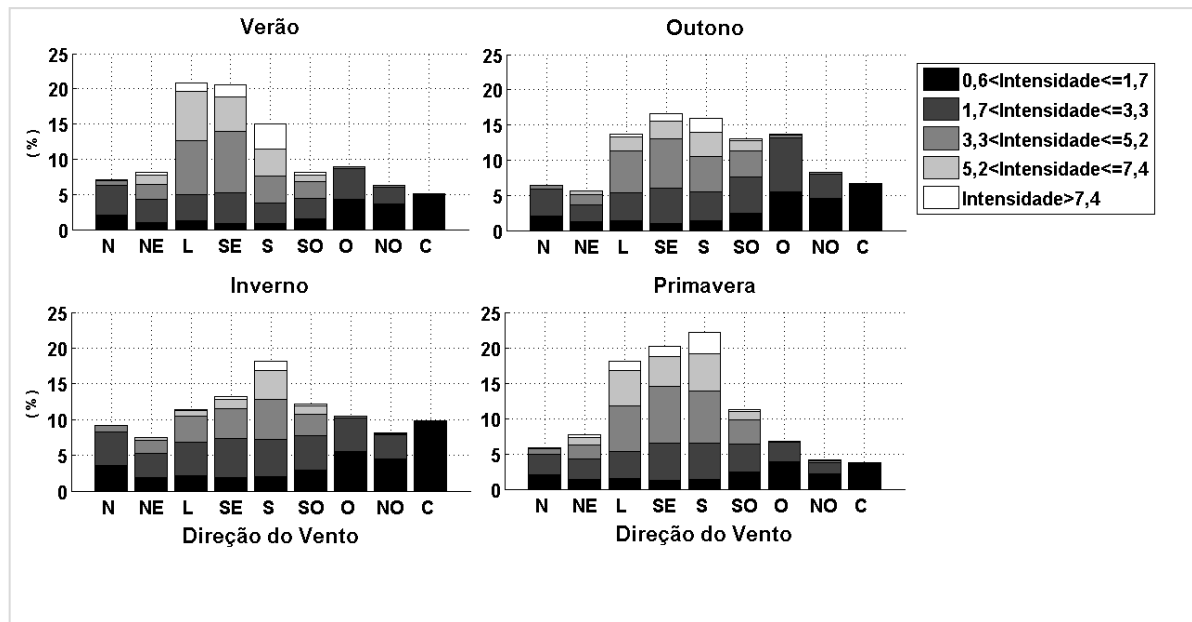


Figura 10 – Variação sazonal da frequência e intensidade do vento para o período de 2002 a 2010.

Observa-se que nos quatro trimestres os ventos do quadrante E-S foram mais freqüentes, com velocidades de ventos acima de 7,4 m/s. Os ventos das direções E-SE-S foram predominantes no verão, outono e primavera, representando respectivamente 59%, 47% e 62,3% de frequência observada. Na primavera, o vento sul ainda manteve-se mais freqüente que os demais, provavelmente, por ser uma estação de transição, como dito antes, entre o verão e o inverno. Durante o período de inverno, o vento sul foi o mais significativo com 19,2% de frequência.

A partir da variação sazonal dos valores de refletância, é notável o mesmo padrão observado nos gráficos de precipitação e direção e intensidade do vento: verão com as maiores médias, inverno caracterizado pelos menores valores e as estações da primavera e outono aparecendo como períodos de transição entre o verão e o inverno (figura 11).

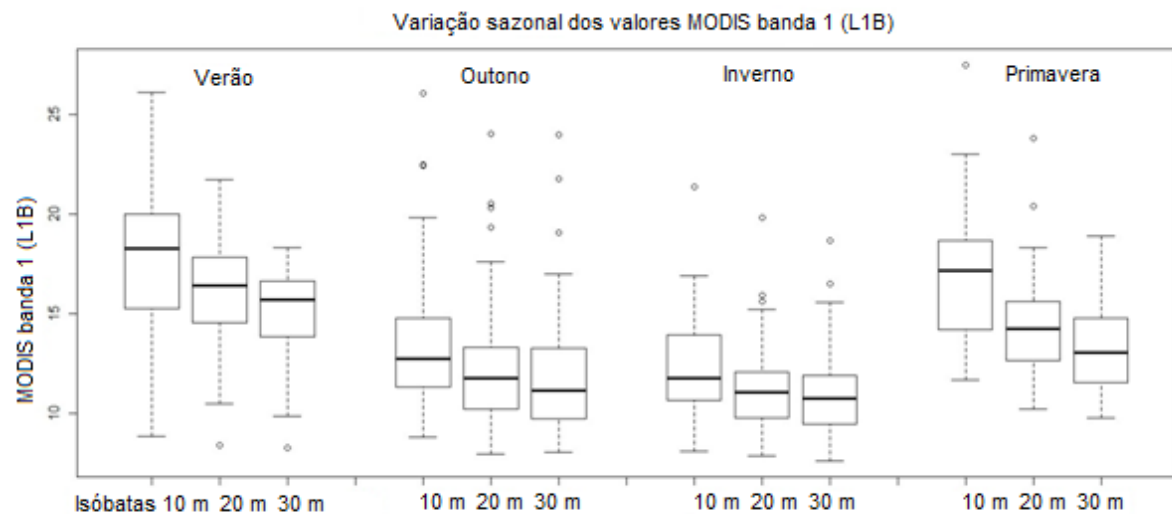


Figura 11 – Variação sazonal dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (nível L1B) ao longo das isóbatas de 10, 20 e 30 m, para o período de 2000 a 2010.

Um padrão tem sido proeminente nas análises: os maiores valores de refletância, bem como a maior variabilidade são observados na isóbata de 10 m. Esta variabilidade já foi discutida anteriormente, e entre as explicações, destacam-se a proximidade das fontes (desembocaduras das baías e processos de ressuspensão na costa), junto a influência das correntes de maré e deriva litorânea. Enquanto nas isóbatas de 20 e 30 m, os processos costeiros exercem menor influência, e predominantemente, a pluma costeira (em condições favoráveis) e o vento são responsáveis pelo transporte de sólidos em suspensão para estas áreas.

Os menores valores de refletância no inverno apresentam uma relação direta com a precipitação. Apesar do vento sul, responsável pelo aumento na energia de ondas e maior empilhamento de ondas na costa, ser o predominante no período do inverno, ele apresenta uma menor intensidade. Enquanto no verão, ocorre os maiores índices de precipitação e os ventos de quadrante E-SE- S são os mais freqüentes e intensos, o que pode vir a justificar os maiores valores de refletância nesta estação.

Segundo QUADROS (2002), possivelmente, o principal evento modificador da dinâmica costeira nesta escala seja a ocorrência de sistemas frontais, que estão associados à trajetória do Anticiclone Migratório Polar, que se propaga em direção N e NE. A passagem dos sistemas frontais é responsável por grande parte da

precipitação que ocorre na região, que por sua vez, resulta em maior vazão dos rios e na maior descarga de água doce na plataforma através da pluma. MARONE & CAMARGO (1994), relataram que a passagem de frentes, associadas aos fortes ventos do quadrante sul, é capaz de influenciar a maré, causando o empilhamento de água na costa caracterizando as marés meteorológicas. ANGELOTTI (2008) observou através de imagens de satélite, que os ventos do quadrante sul quando associados à passagem das frentes, a pluma se desloca para norte em uma faixa estreita junto à costa, com os ventos mudando novamente para nordeste, favoráveis à ressurgência, depois da passagem das frentes, a pluma se dispersa sobre as águas da plataforma, sendo rapidamente misturada.

A variação dos valores de refletância no verão e no inverno pode ser melhor visualizada através dos gráficos de dispersão apresentados na figura 12.

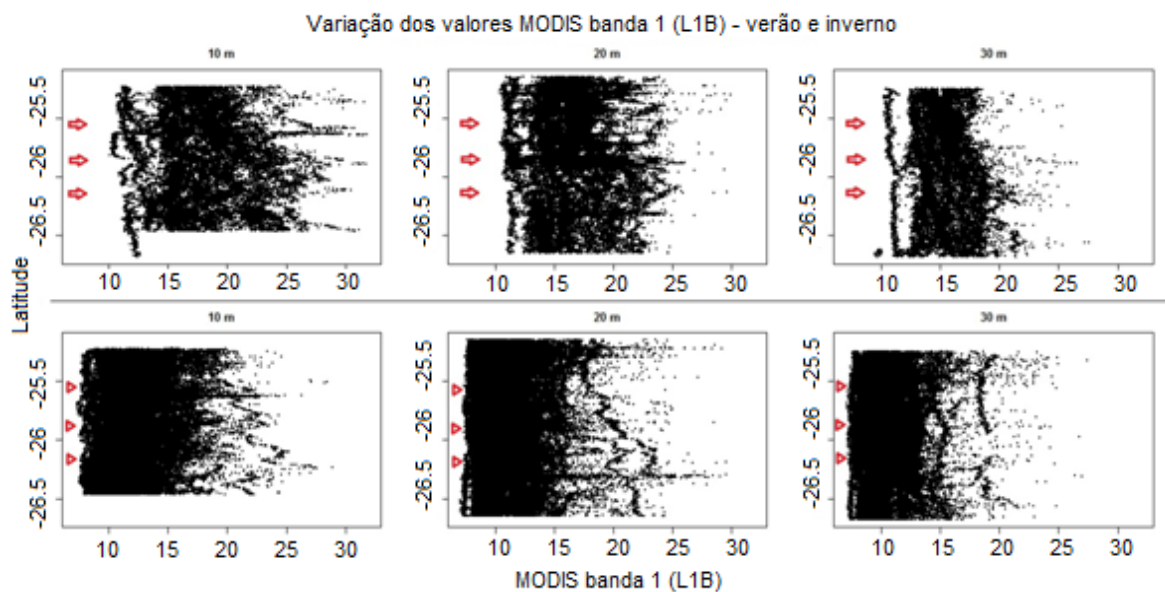


Figura 12 – Gráfico de dispersão dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (nível L1B), no verão (acima) e no inverno (abaixo), para as isóbatas de 10, 20 e 30 m. As setas indicam as latitudes em que estão localizadas as desembocaduras.

Com apenas uma ligeira análise visual, é possível notar a principal diferença entre os valores de refletância no verão e no inverno: no verão os valores de refletância estão mais distribuídos e variam entre 12 a 33 sr^{-1} , enquanto no inverno, os valores variam entre 5 e 30 sr^{-1} , caracterizando um deslocamento para os valores de refletância menores no inverno. Os valores de refletância observados

entre 22 e 30 sr^{-1} podem ter sido causados por eventos extremos, como a intensificação do vento sul ou da pluma estuarina.

Como já havia sido observado nos gráficos de variação sazonal que as maiores disparidades nos valores de refletância são observadas entre o verão (dezembro a fevereiro) e o inverno (junho a agosto), decidiu-se por avaliar as diferenças entre as áreas apenas nestas duas estações (figura 14). Novamente, os maiores valores de refletância foram no verão.

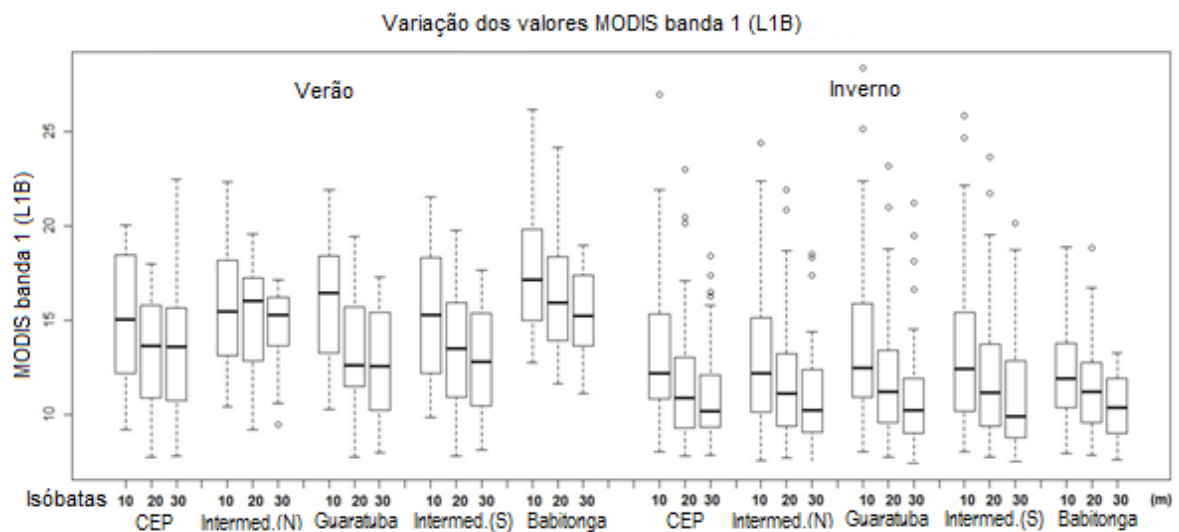


Figura 13 - Variação espacial dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (L1B) no verão e no inverno, para os diferentes locais e isóbatas.

Considerando a variação entre os locais, no inverno, as áreas em frente às desembocaduras e as áreas de intermediárias apresentam leves distinções. O Complexo Estuarino de Paranaguá e a área de intermediária (S) com valores médios ligeiramente maiores na isóbata de 10 m, e todas as áreas com valores médios muito aproximados nas isóbatas de 20 e 30 m.

No verão ocorreram as maiores variações entre as baías. A Baía da Babitonga, quando desconsiderada a variação sazonal, apresentou os menores valores de refletância, no entanto, quando a sazonalidade passou a ser considerada, ela se destacou entre as demais.

O CEP apresentou os menores valores de refletância, inclusive, ainda menores que as áreas de intermediárias. As áreas intermediárias também se mostraram influenciadas pela sazonalidade, com altos valores de refletância. Já a

baía de Guaratuba, que apresentava os maiores valores de refletância durante a análise sazonal, foi inferior à Baía da Babitonga.

No verão, os processos de ressuspensão parecem exercer quase a mesma influência que o aporte fluvial; isto se deve, provavelmente, a intensificação dos processos, tanto pelo aumento na precipitação quanto nas atividades de ressuspensão.

A partir da visualização da figura 14 é possível perceber os baixos valores de refletância de sensoriamento remoto (645 nm) observados no inverno.

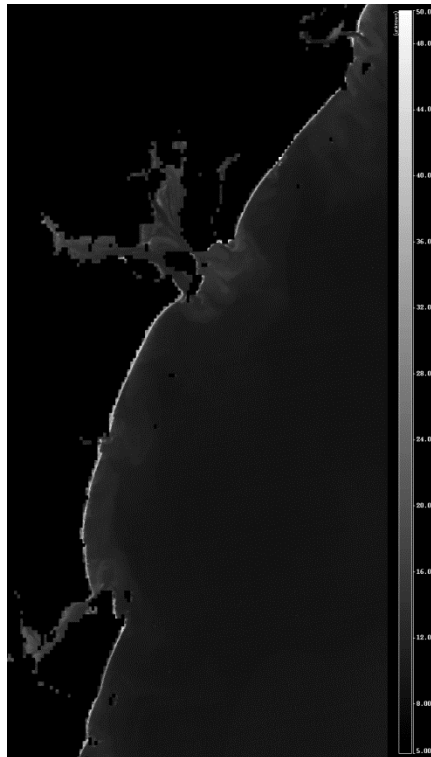


Figura 14 – Imagem MODIS Aqua 250m do dia 20/03/2003, período de inverno.

Nesta estação menos chuvosa, os maiores valores são observados próximos as desembocaduras e próximo a costa de forma geral. Conforme aumenta a distância da costa a intensidade dos valores de diminui.

Comparando esta imagem do período de inverno (figura 14) com uma imagem de verão (figura 15), é bastante perceptível o aumento na intensidade dos valores de refletância .

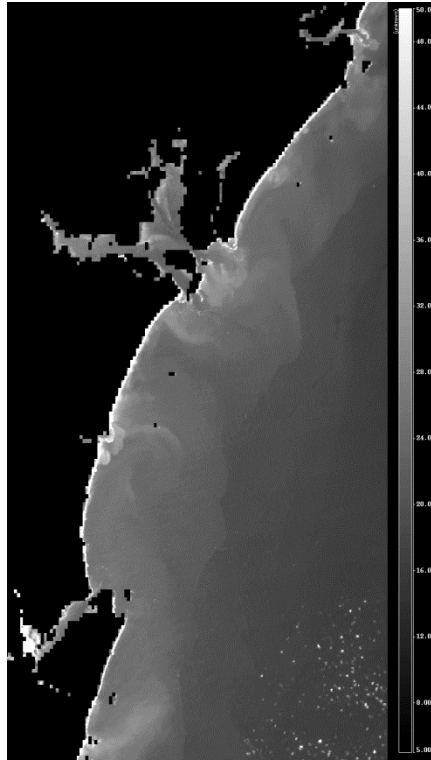


Figura 15 – Imagem MODIS Aqua 250m do dia 12/06/2008, período de verão.

A pluma costeira aparece misturada aos sólidos totais em suspensão predominantemente provenientes da ressuspensão do fundo. Além disso, valores altos de refletância podem ser observados desde a costa até a isóbata de 30 m. A observação desta imagem demonstra o fato de que ocorre intensificação não somente da precipitação, mas também dos processos de ressuspensão durante o período de verão.

6.5. VARIAÇÃO DIÁRIA DOS VALORES DE REFLETÂNCIA

Análises da distribuição dos sólidos totais em suspensão devem considerar, também, flutuações repentinas e em curta escala de tempo, que podem ocorrer associadas ou não as variações na precipitação. A variação da maré, por exemplo, é um fator que pode causar a variação dos sólidos em suspensão na escala de horas. Além disso, devem ser consideradas as variações abruptas, de um dia para outro, que podem ocorrer em função da ocorrência de deslizamentos, aumentando rapidamente o aporte de materiais terrígenos em direção ao oceano.

A sequência de imagens MODIS 250m demonstra como os sólidos totais em suspensão podem se comportar de forma dinâmica ao longo dos dias (figura 16).

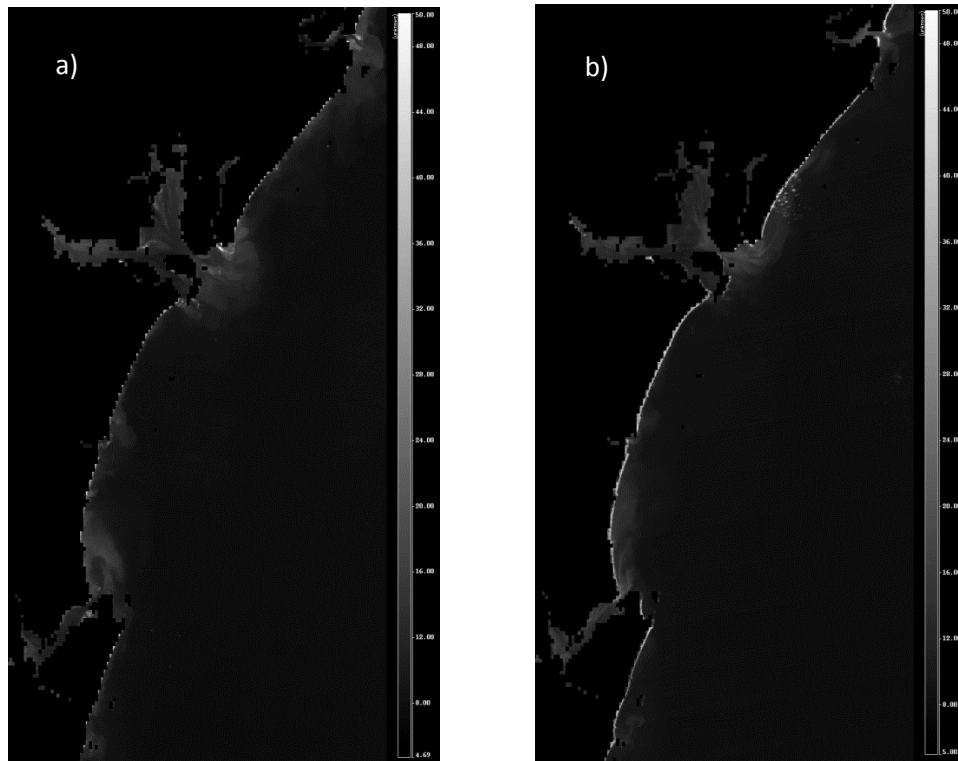


Figura 16 – a) Imagem MODIS Terra 23/07/2002. Σ Precipitação total diária: 8.75 mm; b) Imagem MODIS Aqua 24/07/2002. Σ Precipitação total diária: 8.82 mm

A precipitação total nos 7 dias anteriores a estas imagens foi baixa, no entanto, é possível perceber a variação dos níveis de refletância. No dia 23/07/2002 as plumas estuarinas estão mais bem estabelecidas, enquanto no dia seguinte, os níveis de refletância são menores e mais dispersos. Esta variação na pluma estuarina de um dia para o outro, pode ser explicada pela maré. Provavelmente a figura 16 (a) é caracterizada por uma situação de maré vazante, enquanto a figura 16 (b) representa um situação de maré enchente.

Pode-se perceber ainda, um deslocamento da pluma para norte. A predominância de ventos do quadrante sul e sudeste para o período, podem estar aumentando a intensidade das ondas que incidem na costa, responsáveis pela orientação da deriva litorânea que flui para norte.

Cabe lembrar também a importância de considerar a persistência dos eventos; mesmo que de pouca intensidade, são contínuos e mantêm-se constantemente carreando materiais terrígenos em direção a zona costeira.

6.6. INFLUÊNCIA DE EVENTOS DE ALTA ENERGIA

Partindo do pressuposto que determinados eventos de maior magnitude, porém menos recorrentes poderiam exercer uma influência significativa nos valores de refletância foi realizada a comparação entre eventos de alta e baixa energia.

Na figura 17 é apresentada a variação das alturas significativas de ondas para o período 15/07/2009 a 16/12/2009 e 27/01/2010 a 03/11/2010, comparadas aos avisos de vento forte e ressaca.

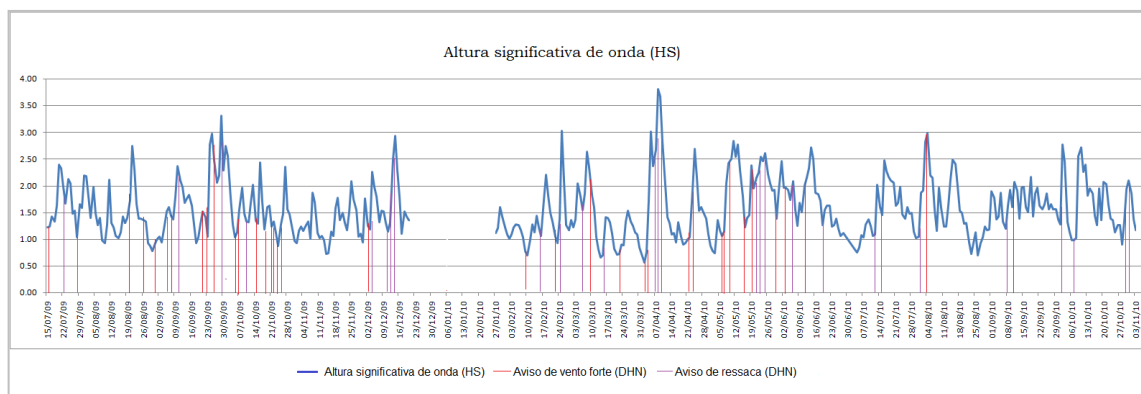


Figura 17 - Variação da altura significativa de onda e ocorrência de avisos de vento forte e ressaca (DHN) para o período 15/07/2009 a 16/12/2009 e 27/01/2010 a 03/11/2010.

Os avisos de vento forte e ressaca antecederam ou coincidiram, muitas vezes, com os picos de alturas significativas de onda. Quando comparado o tempo de resposta entre um aviso de vento forte e o pico de onda mais próximo, o tempo de defasagem foi de três horas, enquanto a defasagem para o aviso de ressaca foi de aproximadamente uma hora.

Os avisos de vento forte e ressaca da DHN apresentaram uma relação positiva com os dados de altura significativa de ondas medidas pelo ondógrafo, logo os avisos de mau tempo foram utilizados como indicadores de eventos de alta energia.

Foram considerados eventos de alta energia as imagens dos dias que tiveram: precipitação total diária maior que 70 mm e/ou ventos de intensidade maior que 4 m/s e/ou avisos de vento forte e ressaca (1 a 3 dias antes das imagens). Foram separados os valores de refletância de cada local em dias que ocorreram eventos de alta e baixa energia, e curiosamente, não houve grande diferença entre os dois tipos de eventos (figura 18).

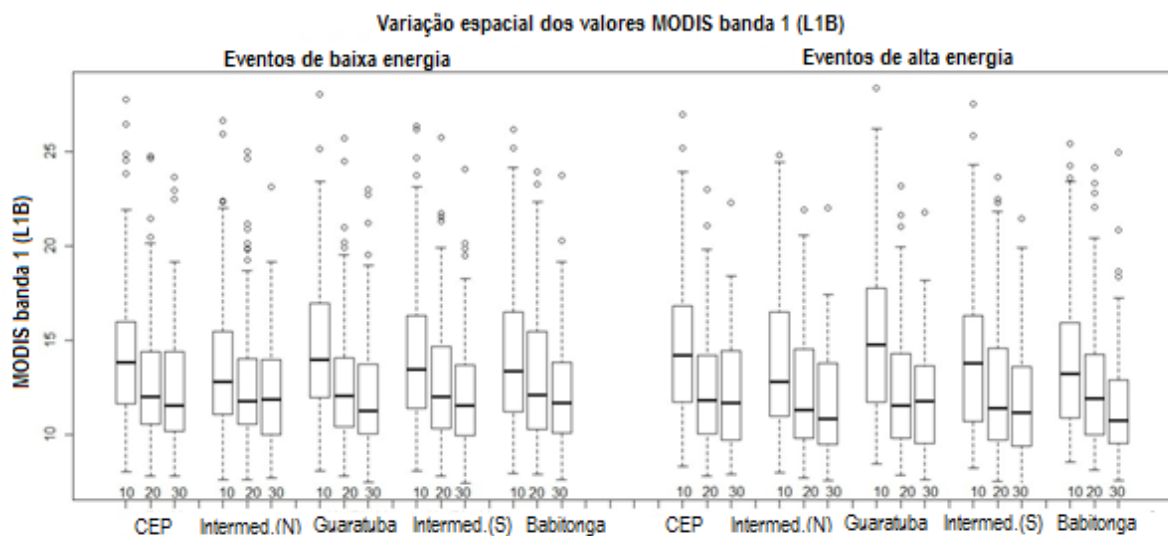


Figura 18 - Variabilidade dos valores de refletância de sensoriamento remoto do sensor MODIS banda 1 (L1B) nos diferentes locais (desembocaduras e áreas de intermediárias) em eventos de baixa e alta energia.

Esperava-se uma maior disparidade entre os eventos, e ainda, uma predominância de valores maiores de refletância durante os eventos fortes, o que não coincidiu com o resultado. Apenas a baía de Guaratuba apresentou uma resposta aos eventos de alta energia. A baía da Babitonga apresentou valores médios de refletância ainda menores durante eventos de alta energia.

DROUX *et al.* (2003) apud OLIVEIRA (2006) observaram que a variação da carga sedimentar em suspensão está concentrada em um pequeno número de eventos mais significativos, como altos índices de precipitação e ventos fortes. Em um estudo realizado por SCHMIDT & FRÜHAUF (2000) apud OLIVEIRA (2006), observou-se que mais de 90% da carga sedimentar era transportada durante eventos de tempestades. SCHÜTT (1994) apud OLIVEIRA (2006) também observou que a maior parte dos sedimentos em suspensão era transportada durante poucos

eventos pluviométricos de significativa magnitude. No entanto, o resultado obtido para a região costeira do Paraná e norte de Santa Catarina, não foi equivalente ao observado por estes autores. O que pode estar relacionado ao fato que os eventos de alta energia ocorrem com menor frequência que eventos de baixa energia (figura 20).

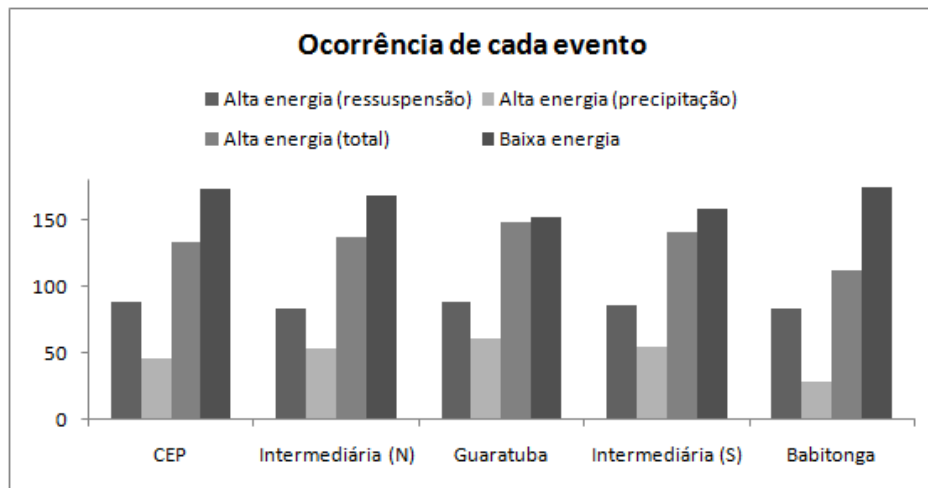


Figura 19 - Ocorrência de cada tipo de evento nas desembocaduras do Complexo Estuarino de Paranaguá, das baías de Guaratuba e Babitonga e nas áreas de intermediárias.

Os eventos de precipitação forte foram os de menor ocorrência, sendo mais recorrentes os eventos de ressuspensão. As áreas intermediárias só não apresentam maiores valores de refletância, porque apesar dos processos de ressuspensão exercerem maior influência, a intensidade ainda é menor que o aporte fluvial, como o observado através das imagens de satélite.

6.7. ANÁLISE DO TEMPO DE RESPOSTA

A variabilidade dos sólidos em suspensão na zona costeira, além de ser resultado de uma complexa interação de diferentes processos agindo paralelamente e em diferentes escalas espaço- temporais, pode responder aos eventos de forma diferente. A partir da análise do coeficiente de determinação (r^2) e p-valor foi avaliada a relação entre os valores de refletância e dados de precipitação e vento - componente longitudinal (u) e transversal (v) (tabela 2). Partindo da hipótese de que

se há um aumento na intensidade de ventos e precipitações irá resultar em um aumento dos níveis refletância; e ainda, foi considerado o tempo de resposta, ou seja, quantos dias são necessários (1, 3, 5 ou 7) para que a variação dos sólidos respondam a estes eventos.

Tabela 2 - Coeficiente de determinação e p-valor para as isóbatas de 10, 20 e 30 m dos diferentes locais (baías e áreas de intermediárias) e os dados meteorológicos (componente u e v do vento e precipitação).

Região	Análise do tempo de resposta				
	Isóbata	Variável	Maior relação com	p-valor	r ²
Baía de Paranaguá	10 m	Precipitação	∑ 7 dias anteriores	3.33e-05 ***	5.57%
		Vento (u)	7 dias anteriores	1.13e-13 ***	19.55%
		Vento (v)	3 dias anteriores	1.36e-06 ***	8.79%
	20 m	Precipitação	∑ 7 dias anteriores	0.000383 ***	4.41%
		Vento (u)	7 dias anteriores	4.45e-16 ***	24.54%
		Vento (v)	3 dias anteriores	0.0571 .	1.53%
	30 m	Precipitação	∑ 7 dias anteriores	0.000166 ***	5.40%
		Vento (u)	7 dias anteriores	4.45e-16 ***	24.54%
	Intermediária (N)	10 m	Precipitação	∑ 7 dias anteriores	8.07e-07 ***
Vento (u)			7 dias anteriores	2.8e-13 ***	19.04%
Vento (v)			3 dias anteriores	0.000432 ***	4.79%
20 m		Precipitação	∑ 7 dias anteriores	0.000372 ***	4.45%
		Vento (u)	7 dias anteriores	2e-16 ***	27.38%
30 m		Precipitação	∑ 7 dias anteriores	0.000923 ***	4.73%
		Vento (u)	7 dias anteriores	1.54e-11 ***	21.54%
		Vento (v)	3 dias anteriores	0.0259 *	2.61%
Baía de Guaratuba		10 m	Precipitação	∑ 7 dias anteriores	1.17e-05 ***
	Vento (u)		7 dias anteriores	4.43e-13 ***	19.09%
	Vento (v)		3 dias anteriores	7.17e-07 ***	9.45%
	20 m	Precipitação	∑ 7 dias anteriores	0.00907 **	2.48%
		Vento (u)	7 dias anteriores	2e-16 ***	27.88%
	30 m	Precipitação	∑ 7 dias anteriores	0.0078 **	3.09%
		Vento (u)	7 dias anteriores	6.02e-11 ***	20.13%
		Vento (v)	3 dias anteriores	0.0641 .	1.78%

Intermediária (S)	10 m	Precipitação	Σ 7 dias anteriores	0.00173 **	3.38%
		Vento (u)	7 dias anteriores	2.36e-13 ***	19.86%
		Vento (v)	3 dias anteriores	0.000123 ***	5.90%
	20 m	Precipitação	Σ 7 dias anteriores	0.000729 ***	4.16%
		Vento (u)	7 dias anteriores	2.29e-12 ***	19.61%
		Vento (v)	3 dias anteriores	0.00903 **	2.98%
	30 m	Precipitação	Σ 7 dias anteriores	0.00388 **	3.63%
		Vento (U)	7 dias anteriores	1.89e-09 ***	17.50%
		Vento (V)	3 dias anteriores	0.0498 *	2.03%
Babitonga	10 m	Precipitação	Σ 7 dias anteriores	0.00358 **	4.77%
		Vento (U)	7 dias anteriores	1.73e-12 ***	18.83%
		Vento (V)	3 dias anteriores	0.00159 **	4.10%
	20 m	Precipitação	Σ 7 dias anteriores	0.00996 **	4.08%
		Vento (U)	7 dias anteriores	1.74e-11 ***	18.33%
		Vento (V)	3 dias anteriores	0.0622 .	1.54%
	30 m	Precipitação	Σ 7 dias anteriores	0.0282 *	3.47%
		Vento (U)	7 dias anteriores	0.0622 .	1.54%
		Vento (V)	3 dias anteriores	0.0697 .	1.78%

Apesar de analisadas separadamente, as baías e as áreas de intermediárias apresentaram resultados semelhantes. De uma forma geral, o p-valor mostrou-se significativo na maior parte da análise. No caso da análise de regressão entre os dados de precipitação acumulada nos dias anteriores e os valores de sólidos suspensos nas isóbatas, o p-valor aumentou proporcionalmente com o número de dias de precipitação acumulada. Os valores mais significativos são observados entre a isóbata de 10 m e 5 e 7 dias de precipitação acumulada. Conforme aumenta a distância da costa, isóbatas de 20 e 30 m, o p-valor diminui. No entanto, o coeficiente de determinação diminuiu na isóbata de 20 m e aumentou, novamente, na isóbata de 30 m.

Para a componente longitudinal do vento, a maior relação foi entre as isóbatas de 20 e 30 m e tempo de resposta de 7 dias. Sendo que a isóbata de 20 m apresentou o maior coeficiente de determinação. A componente u apresentou os maiores coeficientes de determinação, ou seja, 20 a 27% da variação total no

valores de refletância é explicada pela componente u. Esta forte relação sugere uma movimentação longitudinal dos sólidos em suspensão, ao longo das isóbatas de 10, 20 e 30 m.

Já a componente v do vento apresentou p-valores menos significativos e coeficientes de determinação menores. As maiores relações foram encontradas entre as isóbatas de 10 m e tempo de resposta de 3 dias. A componente longitudinal do vento, provavelmente está associada ao transporte longitudinal a costa que ocorre devido a presença da deriva litorânea.

Apesar da equação da reta mostrar-se como significativa para a maioria dos testes de regressão, o coeficiente de determinação (r^2) apresentou valores relativamente baixos. Sendo assim, apenas uma pequena porcentagem da variabilidade total é explicada pela equação da reta. Em outras palavras, a proporção da variável dependente (MODIS banda 1) que é explicada, em termos lineares pelas variáveis independentes (eventos meteorológicos) é muito pequena.

As explicações para os coeficientes de determinação baixos, assim como na análise das refletâncias médias anuais, podem estar relacionadas ao n amostral. O n amostral, apesar de representativo (n=306), pode ser insuficiente considerando a complexidade óptica da região ao longo dos dez anos. Ainda mais considerando que os sólidos em suspensão podem variar muito rapidamente no tempo, até mesmo na escala temporal de horas.

Entre os fatores que influenciaram no coeficiente de determinação, deve ser considerado também o fato que os níveis de refletância não foram relacionados diretamente a dados de vazão dos rios, que melhor caracterizaria a quantidade de água doce que atinge a zona costeira.

FREITAS (2007) analisou a correlação entre dados de vento e precipitação com as variações nos níveis de nL_w555 e observou que ao desconsiderar as precipitações de pequeno porte a correlação aumentou significativamente. Em uma análise preliminar, até foram considerados diferentes intensidades de precipitações, mas isto implica em uma diminuição do n amostral, e diferente do observado por FREITAS, o coeficiente de determinação diminuiu. Ainda foi incluído, nesta análise preliminar, o fator sazonalidade, que também resultou nos mesmas consequências relacionadas a diminuição do n amostral.

Com isso, sugere-se que a análise de regressão não é a mais adequada para este trabalho, considerando que a relação entre a variabilidade dos sólidos em suspensão e eventos meteorológicos parece não apresentar uma linearidade. Contudo, ela fornece uma orientação para compreender os processos de dispersão de sólidos totais em suspensão na costa.

7. CONCLUSÃO

- A maior variabilidade dos valores de refletância é observada próxima a costa, na isóbata de 10 m e está associada à proximidade das fontes, processos de ressuspensão do sedimento de fundo pelas ondas que incidem na costa e influência das correntes de maré, no sentido oceano afora.
- Em locais próximos às desembocaduras, os sólidos totais em suspensão encontram-se em maior quantidade e de forma concentrada, refletindo em elevados valores de refletância. Na medida em que são transportados e afastam-se das fontes, são dispersos e sua concentração diminui.
- Os altos valores de refletância observados nas isóbatas de 20 e 30 m podem ser derivados do transporte de sólidos totais em suspensão pela pluma costeira.
- Os valores menores de refletância são os mais observados na zona costeira, e estão relacionados a condições meteorológicas frequentes, enquanto os valores maiores caracterizam eventos mais intensos e de menor frequência.
- A variação anual dos valores de refletância mostrou-se relacionada à precipitação total anual. Os anos de ocorrência de El Niño, 2002 e 2003, não influenciaram nos valores de refletância, possivelmente por ser um evento classificado como moderado para o período.
- Grande parte dos sólidos em suspensão observada nas áreas intermediárias pode ter origem estuarina, e não apenas costeira, e ter sido carreados pela deriva litorânea.
- A baía de Guaratuba apresentou os maiores valores médios de refletância, fato explicado pelas características da bacia de drenagem que são favoráveis ao transporte de sedimentos, pela alta precipitação e pela proximidade de serras e morros.
- A variação sazonal dos valores de refletância mostrou-se relacionada à intensidade de ventos e precipitação, sendo notável um padrão: verão com as maiores médias, inverno caracterizado pelos menores valores e as estações da primavera e outono aparecendo como períodos de transição entre o verão e o inverno.

- Os maiores índices de precipitação e maior ocorrência dos ventos de quadrante E-SE- S são os principais responsáveis pelos maiores valores de refletância no verão.
- Quando a sazonalidade passou a ser considerada, a baía da Babitonga apresentou os maiores valores de refletância no período de verão, comparada aos demais locais. No entanto, no verão, os processos de ressuspensão parecem exercer quase a mesma influência que o aporte fluvial; isto se deve, provavelmente, a intensificação dos processos, tanto pelo aumento na precipitação quanto nas atividades de ressuspensão.
- Os valores de refletância, em eventos de alta e baixa energia, não apresentaram grandes disparidades. O que pode estar relacionado ao fato que os eventos de alta energia ocorrem com menor frequência que eventos de baixa energia.
- Na análise do tempo de resposta, a maior relação foi encontrada entre a isóbata de 10 m e 5 e 7 dias de precipitação acumulada; para a componente longitudinal do vento, a maior relação foi entre as isóbatas de 20 e 30 m e tempo de resposta de 7 dias – o que sugere uma movimentação dos sólidos totais em suspensão, ao longo das isóbatas; para a componente transversal do vento, a maior relação foi encontrada entre as isóbatas de 10 m e tempo de resposta de 3 dias - provavelmente associada ao transporte longitudinal a costa que ocorre devido a presença da deriva litorânea. De uma maneira geral, a análise do coeficiente de determinação forneceu uma orientação para compreensão dos processos de dispersão de sólidos totais em suspensão na costa.
- Para trabalhos futuros, sugere-se a uma análise que considere as características não - lineares de dispersão que os sólidos em suspensão parecem apresentar. Além disso, recomenda-se também a análise da relação direta entre dados de vazão e distribuição dos valores de refletância. Outra recomendação necessária para análise quantitativa dos sólidos totais em suspensão é a calibração dos dados do sensor MODIS com dados obtidos *in situ*.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AL-ANSARI, N.A.; ASAAD, N.M.; WALLING, D.E.; HUSSAN,S.A. (1988). **The suspended sediment discharge of the River Euphrates at Haditha, Iraq: an assessment of the potential for establishing sediment rating curves.** Geografiska Annaler, v.70 A, n.3, 1988. p. 203-213.

ANDERSON, L.O; LATORRE, M.L; SHIMABUKURO, Y.E; ARAI, E; CARVALHOJÚNIOR. O. A. (2003). **O sensor MODIS: Uma abordagem geral.** INPE. São José dos Campos.

ANGELOTTI, R. (2008). **Variabilidade da pluma e da estratificação termo-halina na desembocadura do Complexo estuarino de Paranaguá e plataforma adjacente.** 152 f. Dissertação (Mestrado em Sistemas Costeiros e Oceânicos) – Centro de Estudos do Mar, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Pontal do Paraná.

ANGULO, R. J. (1992). **Geologia da planície costeira do Estado do Paraná.** 334 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

ANGULO, R. J. (1992b). **Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná.** Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado. 334p.

ANGULO, R.J. (1999). **Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná.**Anais Academia Brasileira de Ciências. São Paulo 71 (4 - 11): 935 – 959.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. (2009). The holocene barrier systems of Paranaguá and northern Santa Catarina coasts, southern Brazil. **Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil.** Springer Berlin/Heidelberg.ISBN: 978-3-540-25008-1. 135-176p.

CAMARGO, R. (1998). **Estudo Numérico das Circulações Atmosféricas e Oceânicas na Região da Baía de Paranaguá.** Instituto Astronômico e Geofísico, USP, Tese de doutorado.

CHEN, Z.; HU, C.; KARGER, F. M. (2007). Monitoring turbidity in Tampa Bay using MODIS/Aqua 250-m imagery. **Remote Sensing of Environment**. 109. p. 207–220.

CLARK, R. B. 2001. **Marine Pollution**. 5ª ed. Oxford: Univerity Press.

CLOERN, J. E. (1987). **Turbidity as a control on phytoplankton biomass and productivity in estuaries**. *Continental Shelf Research*, 7(11), 1367–1381.

CREMER, M.J; MORALES, P.R.D; OLIVEIRA, T.M.N. (2006). **Diagnóstico da Baía da Babitonga**. Joinville, SC: UNIVILLE, 1: 15-16.

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

DURAND, N.; FIANDRINO, A. FRAUNIE, P.; OUIILLON, S.; FORGET, P.; NAUDIN, J.J. (2002). Suspended matter dispersion in the Ebro ROFI: an integrated approach. **Continental Shelf Research** 22: 267- 284.

FELDMAN, G. C.; MCCLAIN, C.R. Ocean Color Forum. Eds. KURING, N.; BAILEY, S. W.; THOMAS, D.; FRANZ, B. F.; MEISTER, G.; WERDELL, P. J.; EPLEE, R. E.; MACDONALD, M.; RUBENS, M. NASA Goddard Space Flight Center, 2005. Disponível em: < <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em: 20/11/11.

FORGET, P.; OUIILLON, S. (1998). Surface suspended matter off the Rhone rivermouth from visible satellite imagery. **Oceanologica Acta**. 21(6) 739- 749.

FREITAS, F. H. (2006) **Fontes e variabilidade da turbidez costeira: o sensor MODIS como ferramenta**. (monografia). Oceanografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

GORDON, H. R.; MOREL, A. (1983). **Remote assessment of ocean colour for interpretation of satellite visible imagery: a review**. In: Lecture notes on Coastal and estuarine Studies. New York: Springer- Verlag, 1983.

GORDON, H. R.; BROWN, J. W.; EVANS, R.H. (1988). **Exact Reyleigh scattering calculations for use with the Nimbus-7 coastal zone color scanner**. *Applied Optics*, [S.l.], v.27, n.5, p. 862-871.

GORDON, H.R.; WANG, M. (1994). **Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical Thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm.** Applied Optics, [S.l.], n.33, p.443-452.

GRIMM, A. M. (2003). The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, 16, 263-280.

HARDY, R.J. (2006). **Fluvial Geomorphology.** Progress in Physical Geography, v. 30, n.4, 2006. p.553-567.

HELLWEGER, F. L.; SCHLOSSER, P.; LALL, U.; WEISSELI, J.K. (2004). Use of satellite imagery for water quality studies in New York Harbor. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. 61: 437-448.

HOSSAIN, S., EYRE, B., MCCONCHIE, D. (2001). Suspended sediment transport dynamics in the sub-tropical micro-tidal Richmond river estuary. Australia. **Estuarine Coastal and Shelf Science**. 52: 529-541.

IPARDES. (1991). **Diagnóstico físico ambiental da Serra do Mar - área sul.** Vol. 02. Curitiba.

IOCCG. (2000). **Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex Waters.** In: SATHYENDRANATH, S. (Ed.). Reports of the International Ocean- Colour Coordinating Group No. 3. Dartmouth: IOCCG, 2000. p. 6-20.

JOHNSON, D. R.; MILLER, J.; SCHOFIELD, O. (2003). Dynamics and optics of the Hudson River outflow plume. **Journal of Geophysical Research**. n.108, p. 10211-10219.

KAMPEL, M.; NOVO, E. M. L. M. (2005). O sensoriamento remoto da cor da água. In: SOUZA, R. B. (Org.). **Oceanografia por satélites.** São Paulo: Oficina de textos, p.179-196.

KIRK, J.T.D. (1994). **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems.** 2 ed. Cambridge Un. Press. P.135- 167.

LANA, P. C. (1986). Macrofauna benthica de fundos sublitorais não consolidados da Baía de Paranaguá (Paraná). **Nerítica**, Curitiba, v. 1, n. 3, p. 79-89.

LAWLER, D. M.; PETTS, G. E.; FOSTER, I. D. L; HARPER, S. (2006). Turbidity dynamics during spring storm events in an urban headwater river system: The Upper Tame, West Midlands, UK. **Science of the Total Environment**. 360: 109- 126.

MANN, K. H.; LAZIER, J. R. N. (1991). Dynamics of marine ecosystems: biological-physical interactions in the ocean. **Cambridge: Blackwell Scientific Publications**. 466 p.

MARONE, E.; CAMARGO, R. (1994). Marés meteorológicas no litoral do Estado do Paraná: o evento de 18 de agosto de 1993. **Nerítica**. Curitiba, n. 8, p. 73-85.

MARONE, E; MANTOVANELLI, A; NOERNBERG, M.A; KLINGENFUSS, M.S; LAUTERT, L.F.C., PRATA JUNIOR, V.P. (1997). **Caracterização Física do Complexo Estuarino da Baía de Paranaguá**. Pontal do Sul: UFPR. v.2. Relatório consolidado do convênio APPA/CEM.

MARTIN, J. M., & WINDOM, H. L. (1991). Present and future roles of ocean margins in regulating marine biogeochemical cycles of trace elements. In R. F. C. Mantoura (Ed.), **Ocean margin processes in global change**. Report, Dahlem workshop, Berlin, p. 45–67. Wiley.

MAYER, L. M., KEIL, R. G., MACKO, S. A., JOYE, S. B., RUTTENBERG, K. C., & ALLER, R. C. (1998). The importance of suspended particulates in riverine delivery of bioavailable nitrogen to coastal zones. **Global Biogeochemical Cycles**, 12, 573–579.

MENEZES, V. (1999). **Relação entre processos físicos e a cor do oceano Atlântico tropical**. 159 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

MILLER, R. L. (1980). **Phytoplankton production within the grass beds off Goose Point, Lake Pontchartrain, LA**. MS thesis, Louisiana State University, p.138.

MILLER, R. L; MCKEE, A. B. (2004). Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. **Remote Sensing of Environment**. 93: 259 – 266.

MILLER, R.L; TWARDOWSKI, M; MOORE, C; & CASAGRANDE, C. (2003). **The Dolphin: Technology to support remote sensing bio – optical algorithm**

development and applications. Backscatter, Alliance for Marine Remote Sensing, 8-12.

MIRANDA, LUIZ BRUNER; CASTRO, BELMIRO MENDES; KJERFVE, BJÖRN. (2002). **Princípios de Oceanografia física de estuários**. São Paulo: Editora Universidade de São Paulo. 153-155p.

MOBASHERI, M. R. & HAMID, M. (2004). **Remote Sensing of suspended sediments in surface waters, using MODIS images**. Iran. 6p.

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

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

MORRIS, A. W.; ALLEN, J. I.; HOWLAND, R. J. M.; WOOD, R. G. (1995). The Estuary Plume Zone: source or sink for land-derived nutrient discharges. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. n. 40, p. 387-402.

NEMES, D. D. (2011) **Caracterização das ondas de superfície na plataforma interna do estado do Paraná**. 130 f. Dissertação (Mestrado em Sistemas Costeiros e Oceânicos) – Centro de Estudos do Mar, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Pontal do Paraná.

NICOLODI, J. L.; ZAMBONI, A.; BARROSO, G. F. (2009). Gestão Integrada de Bacias Hidrográficas e Zonas Costeiras no Brasil: Implicações para a Região Hidrográfica Amazônica. **Gestão Costeira Integrada** 9 (2): 9-32.

NOERNBERG, M. A. (2001). **Processos Morfodinâmicos no Complexo Estuarino de Paranaguá – Paraná - Brasil: um estudo a partir de dados in situ e Landsat-TM**. 142 f. Tese (Doutorado em Geologia Ambiental) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

NOENBERG M., LAUTERT, L.F.C.; ARAUJO A.D.; MARONE, E.; ANGELOTTI, R.; NETTO JR., J.P.B.; KRUG, L.A. (2006). Remote sensing and GIS integration for modelling the Paranaguá Estuarine Complex, Brazil. **Journal of Coastal Research**, 39: 1627-1631.

OLIVEIRA, F. A.; MAZZER, A. M.; GONÇALVES, M. L.; SANTANA, N. A. (2006). Elaboração de produtos cartográficos básicos para estudo geomorfológico no Complexo Hídrico da Baía da Babitonga, SC. X Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. Rio de Janeiro. Resumo expandido.

PETUS, C; CHUST, G; GOHIN, F; DOXARAN, D; FROIDEFOND, J; SAGARMINAGA, Y. (2009). Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250 m imagery. **Continental Shelf Research** 30: 379 – 392.

PIOLA, A. R.; MOLLER Jr., O. O.; PALMA, E. D. (2004). O impacto do Rio da Prata no Oceano Atlântico. **Revista Ciência Hoje**. 36 (216) 30-37.

PREISENDORFER, R. W. (1976). **Hydrologic Optics**. Vol. 1 Introduction, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environment Research Laboratory, Honolulu, p.218.

QUADROS, C. J. L. (2002). **Morfodinâmica praias associada a passagens de sistemas frontais em duas praias arenosas do litoral paranaense**. 57 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

ROBINSON, I. S. (1985). **Satellite oceanography**: an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists. Reino Unido: Ellis Horwood.

RODRÍGUEZ-GUZMÁN, Vilmaliz.; GILBES-SANTAELLA, Fernando. (2009). Using MODIS 250m Imagery to Estimate Total Suspended Sediment in a Tropical Open Bay. **International journal of systems applications, engineering & development**. Issue 1, Volume 3.

RUDDICK, K. G.; DE CAUWER, V.; PARK, Y-J. (2006). Seaborne measurements of near infrared water-leaving reflectance: The similarity spectrum for turbid waters. **Limnology Oceanography**. 51 (2) 1167-1179.

SILVA, F. J. B. (1995). **Unidades de conservação e desenvolvimento regional: um estudo de caso sobre a região da Baía da Babitonga – SC**. Florianópolis. 146 p. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geociências do Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina.

SOLOMONS, W. & FORSTNER, U. (1984). **“Metals in the Hydrocycle”**. Berlin: Springer – Verlag. 349 p.

SOUZA, R. B. (2003). Sensoriamento Remoto dos Oceanos. **Espaço & Geografia**, Brasília, v. 6, n. 1, 24 p.

SOUZA, R. B. (2005). **Oceanografia por satélites**. Oficina de textos, São Paulo.180-187p.

VANHONI, F; MENDONÇA, F.(2008). O clima no litoral do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Climatologia**. 49 – 63.

WRIGHT, L. D. (1995). Morphodynamics of inner continental shelves. **CRC Marine Science Series**. Flórida - EUA. 241 p.

