

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL**

GREGÓRIO LUIZ GALVÃO TEIXEIRA

**DISTRIBUIÇÃO DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO
MAR E DOS SEDIMENTOS SUSPENSOS NA PLATAFORMA
CONTINENTAL CAPIXABA UTILIZANDO IMAGENS
LANDSAT5/TM**

**VITÓRIA
2012**

GREGÓRIO LUIZ GALVÃO TEIXEIRA

**DISTRIBUIÇÃO DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO
MAR E DOS SEDIMENTOS SUSPENSOS NA PLATAFORMA
CONTINENTAL CAPIXABA UTILIZANDO IMAGENS
LANDSAT5/TM**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana.

Co-orientador: Prof. Dr. Joel Rojas Acuña.

VITÓRIA
2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação(CIP)
(Biblioteca Central da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

Teixeira, Gregório Luiz Galvão, 1985-
T266d Distribuição da temperatura da superfície do mar e dos
sedimentos suspensos na plataforma continental capixaba
utilizando imagens landsat 5/TM / Gregório Luiz Galvão Teixeira.
- 2012.
87 f. : il.

Orientador: Julio Tomás Aquije Chacaltana.
Coorientador: Joel Rojas Acuña.
Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) -
Universidade Federal do Espírito Santo, Centro Tecnológico.

1. Sensoriamento remoto. 2. LANDSAT (Satélites). 3.
Plataforma Continental Capixaba. I. Chacaltana, Julio Tomás
Aquije. II. Acuña, Joel Rojas. III. Universidade Federal do Espí-
rito Santo. Centro Tecnológico. III. Título.

CDU: 621.3

GREGÓRIO LUIZ GALVÃO TEIXEIRA

**DISTRIBUIÇÃO DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR E
DOS SEDIMENTOS SUSPENSOS NA PLATAFORMA
CONTINENTAL CAPIXABA UTILIZANDO IMAGENS
LANDSAT5/TM**

Dissertação submetida ao programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana
Universidade Federal do Espírito Santo
Orientador

Prof. Dr. Joel Rojas Acuña
Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Co-orientador

Prof. Dr. Milton Kampel
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Examinador Externo

Prof. Dr. Antônio Sérgio Ferreira Mendonça
Universidade Federal do Espírito Santo
Examinador Interno

*Dedico esse trabalho a minha família,
meus pais, Luiz Otávio e Marleuza e minha irmã, Marina.*

Agradecimentos

Primeiramente a **Deus**, por ter colocado tantas pessoas importantes no meu caminho e, com isso, ter me dado força nos momentos de duvida. Ao professor **Dr.Sc. Julio Tomás Aquije Chacaltana**, meu orientador, pelos ensinamentos éticos e acadêmicos que me foi passado ao longo de toda a jornada, e pela amizade ao longo dos anos de trabalho. Ao professor **Dr.Sc. Joel Rojas Acuña (UNMSM)**, meu co-orientador, pelo direcionamento e ensinamentos dentro da ciência do Sensoriamento Remoto. Aos professores **Dr.Sc. Milton Kampel (INPE)** e **Antônio Sérgio Ferreira Mendonça (PPGEA/UFES)** pelo rigor científico ao avaliar esse trabalho e às sugestões enriquecedoras. Ao Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental pelo apoio: **Regina Keller**, a coordenadora, **Rose** e **Penha**, muito obrigado. Ao Laboratório de Laboratório de Simulação de Escoamentos com Superfície Livre (LABESUL) pela constante convivência: **Carlos, Danilo, Danilo Bj, Edvaldo, Fábio, Fran, Fernando, Leo, Mantuan, Serginho, Thiago, Vanessa, Wesley, Kaio e Larissa**. Ao *Laboratorio de Teledetección* da *Universidad Nacional Mayor de San Marcos*, pelo acolhimento e troca de experiências: **Chavo, Edward, Rolando e Han Xu**. Aos que mesmo não pertencendo formalmente a nenhum destes grupos contribuíram para a realização deste trabalho, com suas ideias e questionamentos: **Alex, Anibal, Baiano, Calhau, Janayna, Jorge, Mario, Rodriguinho, Romario e Patrik**. Às pessoas que fizeram com que momentos, pequenos ou não, fossem construtivos: **Alfredo, Bernardo, Diana, Digão, Heidy, João Balão, Leticia e Sally**. Aos de convívio direto, **Luiz Otávio, Marleuza, Marina, Izabel e Vera**, que mostram que a serenidade pavimenta o caminho para solucionar todos os problemas. Finalmente, à **DEIMOS Imaging** e à **Universidad de Valladolid** pelo apoio através do Projeto DEIMOS-1 - *Estimation of surface suspended sediment concentration in estuarine environment using DEIMOS- 1 data: The case of Vitória-ES, Brazil*. E, também, ao **PGH (Comisión de Geofísica)** pelo apoio através do Projeto *Estimación de la concentración superficial de sedimentos suspendidos em la Bahia de Vitória - Brasil usando dados del satelite DEIMOS-1*. Número do Projeto: GEOF .05 2011.

Sumário

1	Introdução	5
1.1	Motivação	5
1.2	Hipótese e Objetivo Geral	7
1.2.1	Objetivos Específicos	7
2	Princípios Físicos do S.R. na Faixa do Óptico e do Infravermelho Termal	9
2.1	Satélites Artificiais	9
2.1.1	Órbita	10
2.2	Radiação Eletromagnética	13
2.2.1	Absorção e Espalhamento	18
3	Revisão Bibliográfica	24
3.1	Fontes e Transporte de Sedimentos	24
3.2	Transporte de Sedimentos por Plumas	25
3.3	TSM por Satélite	27
3.4	CSS por Satélite	29
3.5	Comportamento Espectral	31
4	Materiais e Métodos	34
4.1	Área de Estudo	34
4.1.1	Sedimentos Superficiais	34

4.1.2	Massas de Água e Correntes Superficiais	36
4.1.3	Regime de Ventos e Ondas	37
4.2	Banco de Dados	38
4.2.1	Plataforma Landsat 5 e o Sensor Thematic Mapper	38
4.2.2	Sistema de Processamento de Dados	40
4.3	Pré-Processamento	41
4.3.1	Ambiente de Programação	41
4.3.2	Retificação das Imagens	42
4.3.3	Cálculo da Radiância	43
4.3.4	Estruturação dos Dados	44
4.3.5	Cálculo da Reflectância e Correção Atmosférica	46
4.4	Processamento	48
4.4.1	Cálculo da TSM	48
4.4.2	Cálculo da CSS	50
4.4.3	Máscaras Binárias	50
4.5	Fluxograma	51
5	Resultados e Discussões	53
5.1	Análise da Aquisição de Imagens	53
5.2	Resultados da TSM	55
5.2.1	Estimando a TSM	55
5.2.2	TSM na Plataforma Adjacente ao ES	57
5.3	CSS	63
5.3.1	Correção Atmosférica	63
5.3.2	CSS na Plataforma Adjacente ao ES	70
6	Conclusões e Trabalhos Futuros	80

Lista de Tabelas

3.1	Granulometrias de sedimentos inferiores à areia (WENTWORTH, 1922)	25
4.1	Características dos dados provenientes do sensor TM. FE = Faixa Espectral ; IE = Intervalo Espectral ; COC = Comprimento de Onda Central ; RE = Resolução Espacial ; RR = Resolução Radiométrica.	40
4.2	Valores de $LMAX_{\lambda}$ e $LMIN_{\lambda}$ para a calibração dos dados do sensor Landsat5/TM por Chander et al. (2009). O asterisco relacionado ao nome da banda representa os dados destas bandas que foram adquiridos entre 1 de março de 1984 a 31 de dezembro de 1991.	44
5.1	Compilação das imagens de satélite Landsat5 em, viáveis, não viáveis, disponíveis e não disponíveis para o período compreendido entre os anos de 1984 a 2011.	54

Lista de Figuras

2.1	Esquema básico de uma órbita circular progradada. Fonte: (MARTIN, 2004)	10
2.2	Gráfico da trajetória na superfície da Terra nos dois referenciais de rotação. Parada (a) e Rotacionando (b). Fonte: (MARTIN, 2004)	11
2.3	Traçado das órbitas geossíncrona, heliossíncrona e equatorial de baixa inclinação. Fonte: (MARTIN, 2004)	12
2.4	Modelo senoidal da propagação de uma onda eletromagnética no vácuo e suas componentes nos planos magnético $\vec{B}$ e elétrico $\vec{E}$. Adaptado de: http://www.geo.mtu.edu/rs/back/spectrum/	14
2.5	Esquema para alguns comprimentos de onda do espectro eletromagnético e algumas bandas discretas, cujo uso é bastante difundido. Fonte: (MSPC, 2011).	15
2.6	Modelo físico da radiância proveniente de uma área infinitesimal. Esta radiância também pode ser apresentada em função de um determinado comprimento de onda L_λ , sendo esta definida como radiância espectral.	16
2.7	Modelo de caminho da energia eletromagnética irradiada pelo alvo. Fonte: (DPUM, 2011).	17
2.8	Esquema da incidência da energia eletromagnética em um cubo. Geometria usada para ilustrar a absorção e a função de espalhamento volumétrico. Fonte: (MARTIN, 2004)	19
2.9	Geometria usada na definição da função de espalhamento volumétrico. Fonte: (MARTIN, 2004)	22
2.10	Soluções para os espalhamentos isotrópico, Rayleigh e Mie utilizando uma solução numérica denominada Henyey-Greenstein. Fonte: (MARTIN, 2004)	22
3.1	Perfil de norte para sul no Vórtice de Vitória para o dia 8 de julho. Fonte: (TEIXEIRA, 2009)	29

4.1	Localização da área de estudo partindo de um domínio global do Brasil até a Plataforma Continental localizada na região central do estado do Espírito Santo. As setas indicam as localizações da Baía do Espírito Santo e da desembocadura do Rio Doce, ao sul e ao norte da área de estudo respectivamente.	35
4.2	Órbitas e Pontos das passagens do satélite Landsat 5 em regiões adjacentes à área de estudo.	39
4.3	Perspectiva da organização de uma imagem multiespectral após o processo de empilhamento de suas bandas.	45
4.4	Fluxograma resumido da metodologia para a geração dos resultados de CSS e TSM.	51
5.1	Divisão de imagens viáveis por estação. Nota-se uma maior frequência de dados durante o outono e inverno.	54
5.2	Gráfico de caixa compilando as medidas de mediana e variância das distribuições dos dados de subamostras sazonais para o período de 1984 a 2011.	55
5.3	Gráfico de dispersão da temperatura de brilho do Landsat5 versus temperatura da superfície do mar do banco de dados MURSST com a reta ajustada. Na região interna ao gráfico a relação das mesmas variáveis para eixos de mesmos valores, de 16,9 °C a 28.1°C	56
5.4	TSM da área de estudo, para o dia 17/01/1993, a partir da equação de regressão TB x MURSST.	59
5.5	TSM da área de estudo, para o dia 05/06/1997, a partir da equação de regressão TB x MURSST.	60
5.6	TSM da área de estudo, para o dia 16/08/2000, a partir da equação de regressão TB x MURSST.	61
5.7	TSM da área de estudo, para o dia 30/07/2011, a partir da equação de regressão TB x MURSST.	62
5.8	Perfil espectral da reflectância para a cena de 17/01/1993, cujo alvo amostrado é um pixel com nuvem. (a) Perfil de Nuvem Com Correção e (b) Perfil de Nuvem Sem Correção.	65
5.9	Perfil espectral da reflectância para a cena de 17/01/1993, cujo alvo amostrado é um píxel contendo vegetação. (a) Perfil de Vegetação Com Correção e (b) Perfil de Vegetação Sem Correção.	66

5.10	Perfil espectral da reflectância para a cena de 17/01/1993, cujo alvo amostrado é um pixel contendo água oceânica livre de sedimento. (a) Perfil da Água Com Correção e (b) Perfil da Água Sem Correção.	67
5.11	Perfil espectral da reflectância para a cena de 17/01/1993, cujo alvo é um pixel representando a água com sedimento em suspensão.	68
5.12	Perfil espectral da reflectância para a cena de 17/01/1993, cujo alvo é um pixel com uma alta concentração de CSS.	69
5.13	Distribuição espacial das principais isobatimétricas da região de estudo.	70
5.14	CSS da área de estudo, para o dia 17/01/1993.	72
5.15	CSS da área de estudo, para o dia 05/06/1997.	73
5.16	CSS da área de estudo, para o dia 16/08/2000.	74
5.17	CSS da área de estudo, para o dia 30/07/2011.	75
5.18	Linha de controle registrada a partir da batimetria de 40 m apresentando o comportamento da advecção do sedimento transversal à linha de costa.	76
5.19	Campo de TSM derivado dos dados do satélite NOAA-14 para o dia 04/06/1997. Evidencia-se aqui dois núcleos, de água mais fria, próximos à região de estudo, ambos assinalados com as setas. A linha de controle traçada é representada na linha vermelha.	78
5.20	Hidrodinâmica esperada ao longo da linha de controle de temperatura.	79

Resumo

O monitoramento da qualidade da água nas regiões internas à Plataforma Continental (PC) apresenta-se dispendioso quando são usados métodos convencionais. O Sensoriamento Remoto Orbital apresenta-se como uma ferramenta alternativa ao monitoramento de variáveis importantes como a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e a Concentração de Sedimentos em Suspensão (CSS). Este trabalho tem como objetivo avaliar a distribuição espacial da TSM e da CSS na região da PC capixaba usando, respectivamente, os dados da Banda 2 ($0,569\mu\text{m}$) e da Banda 6 ($11,435\mu\text{m}$) do sensor *Thematic Mapper* (TM) a bordo do satélite Landsat 5. Sendo assim, é construído um banco de dados a partir de 127 imagens pré-processadas e registradas pelo sensor TM, e destas imagens, 4 foram selecionadas para a análise dos campos de TSM e CSS. No pré-processamento é realizada a correção geométrica e a correção da reflectância. A correção geométrica é realizada tomando como referência uma segunda imagem ortoretificada para que haja um correto georreferenciamento. A correção da reflectância é feita utilizando um modelo de compensação atmosférica, e através desse modelo é obtida a reflectância superficial da água do mar. A TSM é estimada a partir do ajuste da Temperatura de Brilho (TB) derivada da Banda 6 com os dados do produto *Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature* (MURSST). Na falta de dados de campo de sedimento para realizar o ajuste de curva, o cálculo da CSS é feito utilizando o algoritmo logarítmico empírico proposto por Tassan (1987) que usa os dados da Banda 2. O espectro da reflectância corrigida é comparado com o espectro da reflectância TOA. O espectro corrigido mostrou-se condizente com o da literatura para os alvos naturais analisados: nuvem, vegetação, água e água com sedimento. O ajuste da TB do Landsat com a TSM do MURSST apresentou-se significativo, segundo a Estatística teste F e com um $r^2 = 0,87$. Os resultados das 4 cenas para os campos de TSM e CSS. Para a TSM de inverno observa-se uma distribuição de temperatura mais homogênea de $\sim 23^\circ\text{C}$, enquanto a cena de verão é caracterizada por contrastes térmicos entre a região junto da costa ($\sim 21^\circ\text{C}$) e a região mais afastada ($\sim 26^\circ\text{C}$). Além disso, verificam-se plumas térmicas associadas às desembocaduras de rios, Jucu e Doce, e à Baía do Espírito Santo. Para os campos de CSS são observadas plumas de maior concentração sendo advectadas para sudoeste, sendo as maiores concentrações associadas ao Rio Doce, acima de 60 mg/L . Os valores de CSS apresentam-se em concordância com os valores reportados na literatura, de forma que, próximo à linha de costa, na cena de verão, são observados valores de $\sim 15\text{ mg/L}$. Já para cenas de outono e inverno os valores são entorno de $\sim 35\text{ mg/L}$. Ambos os resultados, de correção atmosférica e de distribuição da CSS, apresentam-se em conformidade com os dados e trabalhos da literatura e portanto, concluiu-se que o método utilizado se mostrou funcional para o processamento dos dados deste trabalho.

Abstract

Monitoring water quality in the inner Continental Shelf (CS) has shown to be costly when conventional methods are employed. Orbital Remote Sensing appears as an alternative tool to monitoring important variables such as sea surface temperature (SST) and suspended sediment concentration (SSC). This study aims at assessing spatial distribution of SST and SSC in the continental shelf area of the Brazilian State of Espírito Santo using, respectively, Band 2 ($0.569\mu\text{m}$) and Band 6 ($11.435\mu\text{m}$) data from Thematic Mapper (TM) sensor on board of satellite Landsat 5. Thus, a data bank was built out of 127 images pre-processed and registered by the TM sensor. Of these 127 images, only 4 were selected for SST and SSC analyses. During image pre-processing, geometric and reflectance corrections are made. Geometric correction is carried out based on a second image orthorectified so that there is correct georeferencing. Reflectance correction is performed using an atmospheric compensation model. Through this model, sea surface reflectance is obtained. SST is estimated based on the adjustment of Brightness Temperature (BT) derived from Band 6 with data from the Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature (MURSST). In case of not enough sediment field data to carry out curve adjustment, SSC calculation is performed using the empirical logarithm algorithm proposed by Tassan (1987), which uses Band 2 data. The corrected reflectance spectrum is compared to TOA reflectance spectrum. The corrected spectrum complied with the literature on natural targets analyzed: cloud, vegetation, water and water with sediments. Landsat BT adjustment with SST of MURSST showed to be significant, according to statistical F-test and to $r^2 = 0.87$. Results of the 4 scenes for SST and SSC fields. For winter SST, a more homogeneous temperature of $\sim 23^\circ\text{C}$ is observed, whereas the summer scene is characterized by thermal contrasts between the area closer to the coast ($\sim 21^\circ\text{C}$) and the area further from the coast ($\sim 26^\circ\text{C}$). Further, hotspot plumes associated to the mouths of Jucu and Doce Rivers and Espírito Santo Bay are also verified. For the SSC fields, higher-concentration plumes are observed, which are advected southeast. The highest concentrations are associated to the Doce River (over 60 mg/L). SSC values comply with the values reported in the relevant literature, i.e. close to the coastal line, in the summer scene, values of $\sim 15\text{ mg/L}$ were verified. On the other hand, for autumn and winter scenes, these values are about $\sim 35\text{ mg/L}$. Both atmospheric correction and SSC distribution values found in this study are according to the data and studies reported in the relevant literature. Therefore, we can conclude that the method employed showed to be functional to process the data gathered in this study.

Capítulo 1

Introdução

Neste Capítulo 1 serão apresentadas a contextualização da problemática que envolve o tema sedimento em suspensão, a justificativa na qual se baseou este trabalho e os pontos que são almejados na pesquisa.

1.1 Motivação

Os ecossistemas aquáticos (dulcícolas, salobro ou marinho) como baías, estuários e lagunas estão susceptíveis aos impactos provenientes de atividades antrópicas. Impactos que nas últimas décadas, tomaram proporções alarmantes devido ao adensamento humano. Segundo estimativas já publicadas na Agenda21, aproximadamente sessenta por cento da população mundial vive dentro de um raio de 60 km da linha de costa e há uma projeção de que este valor chegue a setenta e cinco por cento em 2025 (AGENDA21, 1992). O crescimento demográfico é acompanhado pelo aumento na demanda por recursos naturais, como a água, cuja quantidade e qualidade são de fundamental importância para a saúde e o desenvolvimento de qualquer comunidade.

A qualidade da água é avaliada de acordo com algumas características físicas, químicas ou biológicas denominadas parâmetros de qualidade de água, como temperatura, oxigênio dissolvido, pH e sedimentos. A temperatura é um dos parâmetros mais importantes, pois ela afeta as características físicas e químicas da água, como, por exemplo a solubilidade dos gases e a densidade, além de exercer um grande efeito sobre as reações químicas e a atividade biológica na água (BENETTI e BIDONE, 1993). Além do estudo dos parâmetros de ação direta sobre a qualidade da água, como a temperatura, o entendimento acerca do comportamento dos parâmetros de ação indireta, como a concentração de sedimentos, é também de suma importância. A obstrução da luz solar pelos sedimentos nos oceanos ocorrem nas primeiras dezenas

de metros da coluna de água, ordem de grandeza estimada da profundidade de penetração da radiação eletromagnética na água marinha (GORDON e MCCLUNEY, 1975).

Tanto a mídia quanto a literatura científica vêm relatando diversos impactos na qualidade da água gerados ou relacionados com o sedimento suspenso nos ecossistemas aquáticos, como:

- influência no desenvolvimento de uma rede trófica e recrutamento de peixes em estuários e zona costeira adjacente (ITTEKKOT et al., 2000);
- influência na velocidade de assentamento das partículas de sedimento (YOU, 2005);
- dissolução, formação de complexos e adsorção de metais e outros contaminantes em partículas de sedimento (principalmente os siltes e argilas) e ainda a biodisponibilidade de metais (CHAKRABARTI, 2005; WASSERMAN e WASSERMAN, 2008);
- permitem uma sobrevivência prolongada de organismos patogênicos como os vírus (GERBA e MCLEOD, 1976; LABELLE e GERBA, 1979; LEWIS e METCALF, 1988).

Com o intuito de atenuar os impactos na qualidade da água, alguns países vêm aumentando exacerbadamente seus gastos. Por exemplo, o governo norte americano, segundo estimativa, investe bilhões de dólares por ano com o intuito de atenuar os impactos que ocorrem nos ambientes aquáticos (PIMENTEL et al., 1995). O impacto no meio ambiente gerado pelo sedimento está relacionado com sua qualidade (mineral ou orgânico, fino ou grosso e anguloso ou arredondado) e com sua quantidade (concentração em que este sedimento se encontra na coluna de água), uma vez que a resultante destas variáveis, qualidade e quantidade, dita a capacidade deste sedimento gerar complexos sedimentares, atenuar a penetração da energia no corpo da água e adsorver elementos presentes na água.

No âmbito local observa-se um crescente impacto ao ambiente marinho nas regiões costeira e oceânica do estado do Espírito Santo devido tanto às atividades humanas, relacionadas à indústria de petróleo e gás, metalúrgicas e ao tráfego de carga por navios, quanto a fatores naturais como são as descargas de rios e estuários da região. O aumento de atividades impactantes requer um maior monitoramento da qualidade da água e quantificação de suas consequência nas diversas atividades sócio-econômicas existentes na plataforma continental capixaba, dentre elas a pesca tradicional.

O monitoramento da qualidade da água é convencionalmente feito através de medições de campo, nas quais é necessário o uso de equipamentos de amostragem em embarcações, o que dá um caráter custoso para esse tipo de atividade. Além disso, a capacidade de amostragem é dependente da autonomia da embarcação e do valor da análise das amostras, aumentando ainda mais o custo dos materiais e metodologias do estudo.

Dessa forma, metodologias vêm sendo desenvolvidas e aprimoradas para apoio às atividades de monitoramento de campo, as quais podem apresentar um custo relativamente baixo. Dentre essas metodologias o Sensoriamento Remoto vem ganhando destaque nos últimos anos. O Sensoriamento Remoto pode ser definido como um conjunto de técnicas que permite adquirir informações da superfície do planeta através da energia eletromagnéticas emitidas ou refletidas pelas diversas superfícies.

O desenvolvimento desta técnica vem aumentando a capacidade de amostragem espacial de variáveis físicas aliada a uma alta frequência de revisita e um baixo custo operacional. Estas vantagens combinadas vêm fomentando estudos quali-quantitativos da concentração do CSS e TSM desde a década de 70, quando satélites como o LANDSAT, NOAA, SPOT e CBERS. Estes satélites estão equipados com sensores que trabalham na faixa do visível e termal do espectro eletromagnético, o que os tornam capazes de fornecer dados possíveis de serem correlacionados com o sedimento suspenso presente na água e com a reflectância irradiada pelo meio. Além disso, é possível utilizar esses dados para determinar a temperatura superficial dos corpos d'água, através de ajustes polinomiais de dados de satélites, na faixa do infravermelho termal do espectro eletromagnético, com dados de campo ou produtos disponíveis na literatura.

Mesmo com uso promissor da técnica do Sensoriamento Remoto, observa-se que esta ainda é pouco explorada na aquisição dos dados na superfície marinha. Por conseguinte, o presente trabalho pretende aplicar a técnica de sensoriamento remoto para determinar a distribuição espacial da TSM e CSS na plataforma continental.

1.2 Hipótese e Objetivo Geral

Este trabalho se baseia na hipótese da possibilidade de avaliar/efetuar o monitoramento das propriedades físicas TSM e CSS a partir de dados registrados pelo *Thematic Mapper* (TM) de forma a determinar a distribuição espacial e temporal de parâmetros relacionados com a qualidade da água. Sendo assim, tem-se como objetivo geral avaliar, qualitativa e quantitativamente, a distribuição horizontal dos sedimentos em suspensão das primeiras camadas dos corpos de água, bem como, da temperatura superficial marinha presentes na região da plataforma continental adjacente ao estado do Espírito Santo (ES). Com isso, contribuir para o entendimento da distribuição e transporte destes dois parâmetros da qualidade da água.

1.2.1 Objetivos Específicos

Para atingir esse objetivo geral faz-se necessário cumprir, especificamente, as seguintes metas:

- Construir um banco de dados do sensor TM;
- Verificar a viabilidade das imagens que compõem o banco de dados de serem usadas na região de estudo;
- Calcular os valores físicos a partir dos níveis digitais das imagens;
- Corrigir os valores físicos devido as interferências atmosféricas na energia registrada pelo sensor;
- Implementar um modelo de cálculo da temperatura superficial do mar;
- Implementar um modelo de cálculo da concentração do sedimento em suspensão;
- Criar uma paleta de cores para representar a distribuição espacial do campo de CSS e outra para o campo de TSM;
- Analisar a distribuição espacial da TSM e CSS para regiões próximas de desembocadura de rios e baías;
- Caracterizar com base em um modelo de distribuição espacial a distribuição da CSS em função de variáveis ambientais da região de estudo.

Capítulo 2

Princípios Físicos do S.R. na Faixa do Óptico e do Infravermelho Termal

Com o desenvolvimento de tecnologias que permitem ao homem observar regiões do espectro eletromagnético, não possíveis para a visão humana ou sensibilidade fotográfica, inicia-se todo o processo de observação por plataformas remotas. A partir disso, foi originado o termo "Sensoriamento Remoto"(FISHER, 1975). Neste capítulo são apresentados os princípios físicos que fundamentam a aquisição de dados a partir de sensores a bordo de plataformas orbitais. Características, tanto do satélite quanto do sensor, são descritas com o objetivo de justificar a importância das especificidades satélite/sensor para pesquisas com diferentes objetivos.

2.1 Satélites Artificiais

A primeira idéia da utilização de um protótipo de satélite foi descrita por Júlio Verne, que, de maneira romântica descreve a utilização de equipamentos bélicos no espaço, sendo estes lançados a partir de canhões. No início do século 20 foram desenvolvidas pesquisas e registradas patentes que permitiram tanto a propulsão mínima para colocar plataformas em órbita quanto instrumentos sensíveis à luz para se acoplarem nestas plataformas. Instrumentos registradores da radiação luminosa, como máquinas fotográficas, facilitaram o desenvolvimento de pesquisas nos campos militar, científico, de telecomunicações, meteorológico e recursos naturais (GODDARD, 1914). A capacidade de adquirir informações da superfície terrestre que um sistema de Sensoriamento Remoto Orbital tem, depende primariamente da sua órbita e do sensor que está a bordo da plataforma que orbita.

2.1.1 Órbita

A órbita de um satélite é um movimento de escala planetária que se caracteriza por uma trajetória elíptica forçada pela aceleração gravitacional e que é descrita a partir das Leis de Newton e das Leis de Kepler. Dentre estas, umas das mais estudadas é a órbita quase circular, que constitui uma particularização da elíptica, cuja excentricidade igual a 0 (zero), e o raio da órbita se mantém quase constante durante todo período de evolução.

Estas órbitas são normalmente descritas em relação a um sistema de coordenadas retangular com origem no centro de massa da terra e são representadas através de parâmetros, como representado na Figura 2.1. O x , y e z remontam o sistema referenciado na Terra, no qual o eixo z está na direção do eixo de rotação da Terra apontado para o norte (N).

O eixo x está no plano equatorial e aponta na direção da estrela γ , que se encontra na constelação de Áries, e o eixo y está na direção apropriada para um sistema de coordenada da mão direita. Segundo Martin (2004) ao menos quatro variáveis são fundamentais para descrever a localização de um satélite em sua órbita, e elas são conhecidas como Elementos Orbitais Keplerianos (I , Ω , H , θ).

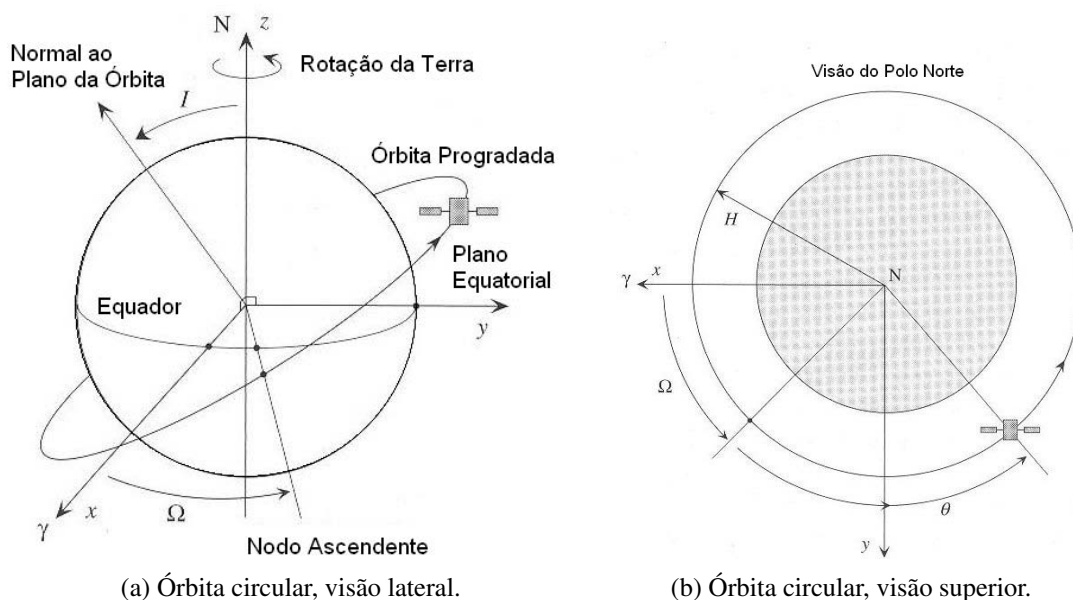


Figura 2.1: Esquema básico de uma órbita circular progradada. Fonte: (MARTIN, 2004)

Com a passagem do satélite ao redor da Terra forma-se um novo plano, o plano orbital. Este plano pode ter suas medidas relativas ao sistema de coordenadas predefinido a partir da Inclinação (I), da Ascensão Reta do Nodo Ascendente (Ω), da distância radial H e da anomalia verdadeira da órbita θ .

De forma descritiva tem-se que I é a inclinação do eixo de rotação da órbita com relação ao eixo de rotação da Terra (por convenção é sempre positivo). O Ω é o ângulo entre o eixo x e a reta que passa pelo ponto no qual o satélite corta o plano do equador. O H é a distância do satélite medida a partir do centro de massa da Terra e, por fim, o θ é a posição angular do satélite em órbita relativa ao Ω .

O uso destes parâmetros se mostra vantajoso uma vez que I , Ω e H são fixos ou variam muito pouco ao longo do tempo e, então, a variável θ é responsável por descrever a posição do satélite para pequenos períodos. As variáveis I , Ω ditam a orientação e a posição do plano da órbita relativo às estrelas fixas, enquanto as θ e H especificam a posição do satélite dentro do plano da órbita.

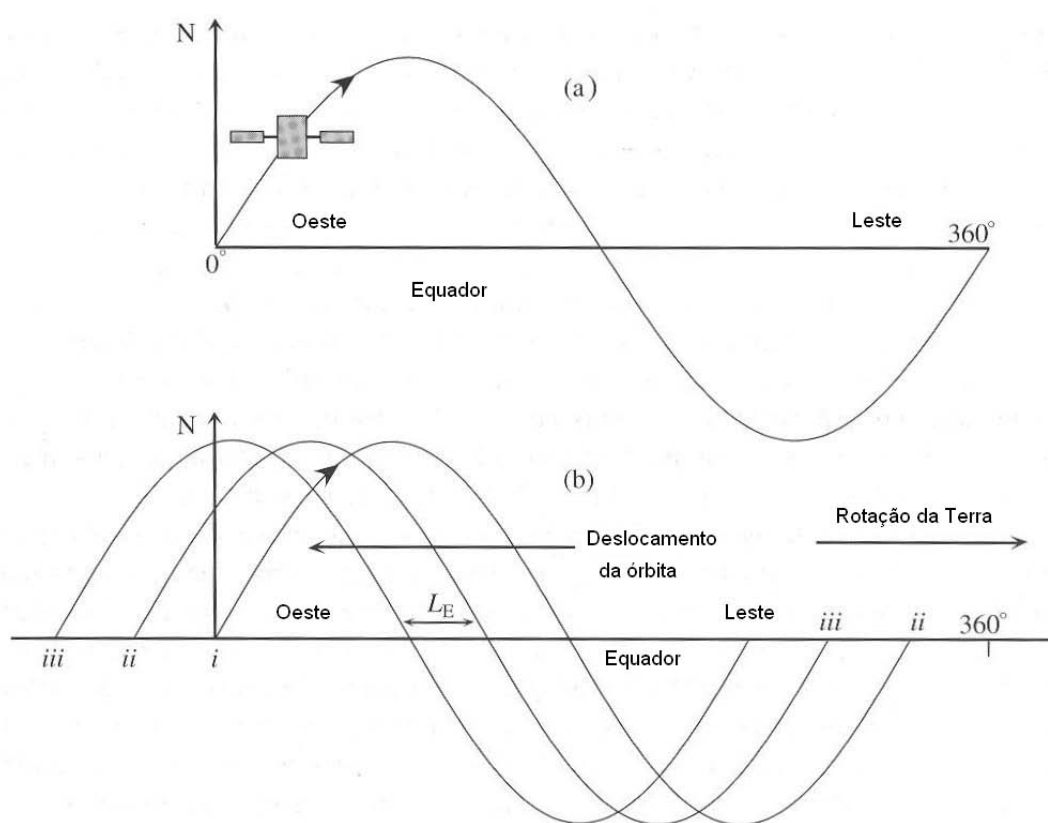


Figura 2.2: Gráfico da trajetória na superfície da Terra nos dois referenciais de rotação. Parada (a) e Rotacionando (b). Fonte: (MARTIN, 2004)

Embora todos os parâmetros sejam fundamentais para o acompanhamento do satélite ao longo de sua órbita, o parâmetro I é o que normalmente é utilizado para caracterizar os tipos de órbita. A magnitude deste parâmetro permite dividir a órbita em três tipos. Se $I = 90^\circ$, a órbita é polar, se $I < 90^\circ$, a órbita é progradada e precesa na mesma direção que a rotação da Terra, como na Figura 2.1; se $I > 90^\circ$, a órbita é retrogradada e precesa na direção oposta.

Estes tipos de órbitas são importantes para o sensoriamento remoto, uma vez que estão

diretamente relacionadas com a trajetória de aquisição de dados na superfície terrestre. Com relação à trajetória, observa-se uma constante de deslocamento entre as diversas órbitas feitas pelo satélite, e este deslocamento pode ser melhor observado em coordenadas no referencial de Mercator, como apresentado na Figura 2.2.

Nesta direção são propostas órbitas empregadas na observação da Terra. As principais órbitas são as geossíncrona, heliossíncrona e a de baixa inclinação que ocorre próxima ao equador, cujos traçados são apresentados na Figura 2.3. Como nenhuma órbita permite cobrir todas as escalas de tempo e espaço, não há uma órbita ou sistema perfeito. Portanto, a escolha da órbita depende do fenômeno a ser investigado.

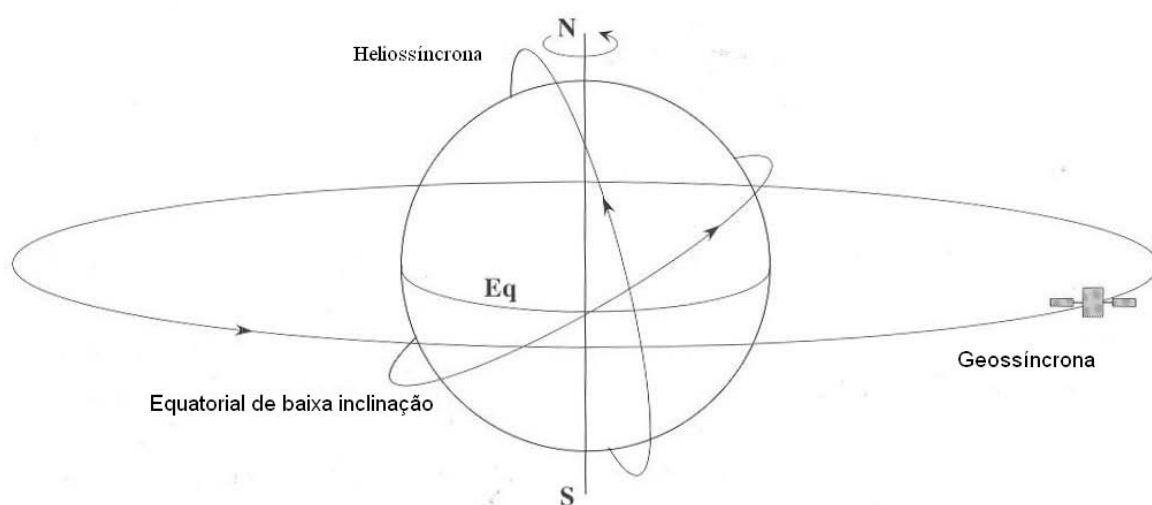


Figura 2.3: Traçado das órbitas geossíncrona, heliossíncrona e equatorial de baixa inclinação.
Fonte: (MARTIN, 2004)

A órbita heliossíncrona é um caso particular de uma órbita quase polar. O satélite viaja do pólo norte para o pólo sul e vice-versa, mas o seu plano de órbita é sempre fixo para um observador que esteja postado no Sol. Assim, o satélite sempre passa aproximadamente sobre o mesmo ponto da superfície da Terra todos os dias na mesma hora.

Geralmente os satélites heliossíncronos são satélites de média e baixa órbita, com altitudes variando de 550 até 850 km a partir da superfície da Terra (muito abaixo das órbitas geossíncronas). Esses possuem uma órbita retrógrada, ou seja, contrária ao movimento de rotação da Terra, com uma inclinação em relação ao equador de 97 a 98°. O período heliossíncrono é de aproximadamente 90 minutos, o que corresponde a 16 órbitas por dia. Como a Terra se move em torno do Sol, para manter seu plano de órbita constante, os satélites de órbita heliossíncrona devem se deslocar aproximadamente 1° para o leste a cada dia.

Como a Terra não é exatamente uma esfera, os satélites de órbita polar podem ser afetados por uma força adicional de gravidade, causada principalmente pelo achatamento da Terra. Os satélites transitam sobre os polos em altitudes de aproximadamente 800 km. Quando estes

vão em direção ao equador, essa altitude se torna menor, aproximadamente 600 km, devido à assimetria da Terra.

Esta assimetria atua como uma força que lentamente gira o plano de órbita do satélite em torno do eixo da Terra, como, por exemplo, se a órbita for exatamente polar (inclinação de 90°), o plano da órbita não girará.

Existe um tipo particular de órbita heliossíncrona em que o satélite sempre recebe a luz do Sol. O satélite orbita de um lado da Terra quando é o seu amanhecer e o outro lado da Terra, quando é o seu pôr do Sol. Como o satélite cruza o equador sempre na uma mesma hora, as observações podem ser diárias e sempre no mesmo horário, eliminando os efeitos de variação diurna da variável de interesse. Isso também pode ser usado para escolher o horário de menor cobertura de nuvens, já que a nebulosidade geralmente aumenta ao longo do dia sobre os oceanos.

O satélite de órbita heliossíncrona pode prover cobertura quase-global em um intervalo de 1 a 2 dias. A maioria opera nas faixas do visível e do infravermelho e esses podem ser usados no estudo da atmosfera, dos oceanos e dos continentes. Exemplos de satélites que utilizam esta órbita são NOAA, CBERS, LANDSAT.

2.2 Radiação Eletromagnética

A base teórica do Sensoriamento Remoto se confunde com a necessidade do homem de explicar o fenômeno da visão que data de 450 a.c., quando essa capacidade estava relacionada com a captação de imagens que se desprendiam dos corpos e estas imagens eram interpretadas pela alma. Com o advento da teoria Corpuscular foi possível quantificar a energia eletromagnética proveniente dos corpos e que são sensíveis aos olhos humanos ou energias que são registradas apenas pelos radiômetros (sensores) a bordo das plataformas orbitais.

Quando ocorre uma perturbação em ambos os campos magnético $\vec{B}$ e elétrico $\vec{E}$ em um determinado ponto, o resultado é gerar uma onda composta (Figura 2.4) que se propaga no vácuo a uma velocidade muito próxima à velocidade da luz (c). Essa onda pode ser modelada através das equações de Maxuelli, em função dos termos do vetor campo elétrico, como sendo:

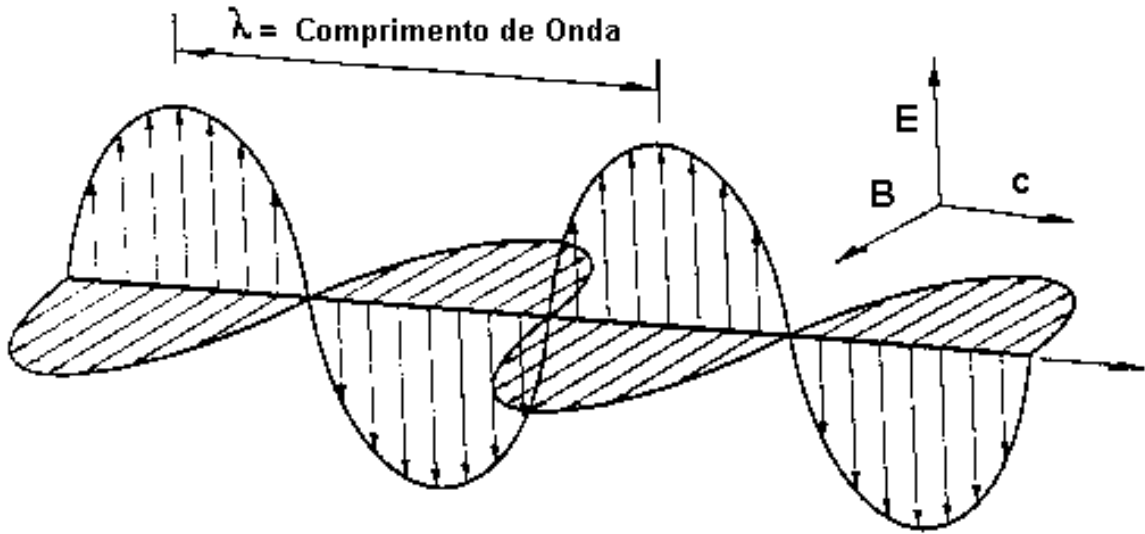


Figura 2.4: Modelo senoidal da propagação de uma onda eletromagnética no vácuo e suas componentes nos planos magnético $\vec{B}$ e elétrico $\vec{E}$. Adaptado de: <http://www.geo.mtu.edu/rs/back/spectrum/>.

$$\vec{E} = \vec{E}_0 \exp(i(\kappa z - \omega t)) \quad (2.1)$$

sendo $\kappa = k + ik_{im}$, temos que:

κ é a variável complexa número de onda com parte real k e imaginária k_{im} , sendo o i a unidade imaginária vinculada à parte imaginária da variável complexa;

z é o eixo de propagação da onda que apresenta o mesmo sentido que o c da Figura 2.4;

ω é a frequência angular da onda [s^{-1}];

$\vec{E}$ é o vetor campo elétrico [Vm^{-1}];

$\vec{E}_0$ é a amplitude de onda complexa [Vm^{-1}];

Uma onda irradiada pode ser descrita em função das variáveis comprimento de onda (λ), amplitude (y), frequência angular (ω), polarização (θ_p) e fase (θ). A energia desta onda pode ser escrita segundo a equação:

$$E = \frac{hc}{\lambda} \quad (2.2)$$

na qual:

E = energia de um fóton [J];

h = Constante de Plank [J.s] : $6.62606957 \times 10^{-34}$

λ = Comprimento de onda [m];

c = 299.792.458 [m/s];

Embora esta energia seja função do λ e não necessite de um meio material para se propagar, esta energia pode variar devido a interação da onda eletromagnética com outras ondas ou com objetos, sendo que estas interações são responsáveis por ampliar ou atenuar a energia da onda. A energia eletromagnética é habitualmente representada em função da frequência ou comprimento de onda, ou número de onda. Na prática, o uso dos diversos comprimentos de onda deste espectro é feito em bandas discretas, como pode ser exemplificado na Figura 2.5.

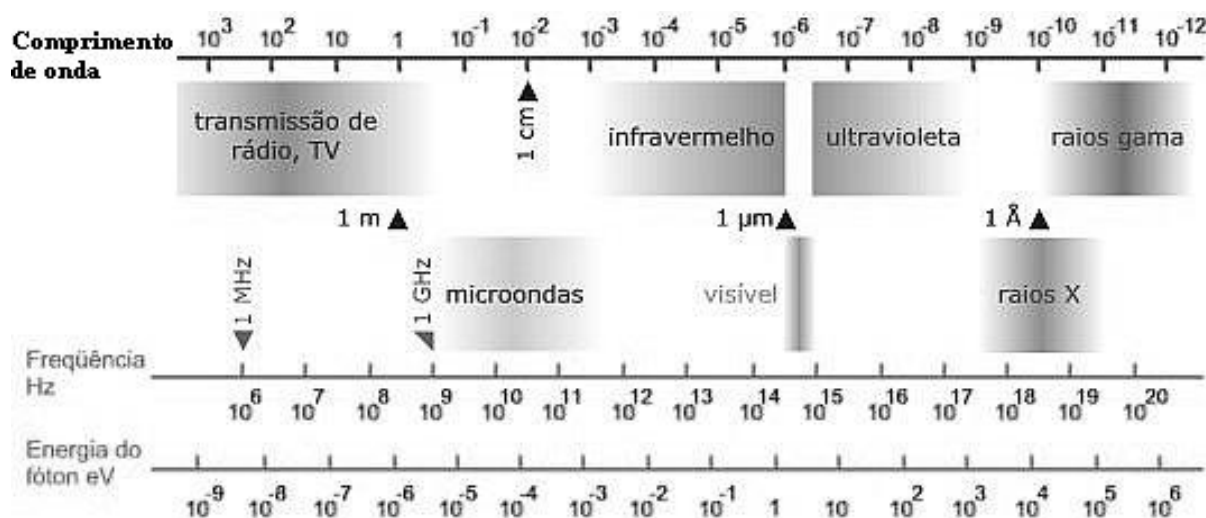


Figura 2.5: Esquema para alguns comprimentos de onda do espectro eletromagnético e algumas bandas discretas, cujo uso é bastante difundido. Fonte: (MSPC, 2011).

Algumas destas bandas são aplicadas no dia a dia das pessoas, como a faixa do visível (VIS) e as microondas (MIC), e outras estão relacionadas a aplicações médicas e científicas, como a faixa do infravermelho (IV) e raio X (RX). Embora estas bandas permitam descrever de maneira qualitativa determinadas superfícies, estudos quantitativos de determinadas variáveis, como sedimento e temperatura, necessitam da quantificação do fluxo de energia que é irradiada até o sensor. Uma das variáveis físicas que permitem a quantificação desta energia é a radiância.

Na Figura 2.6 está representada a radiância (L) emitida por um alvo que é a quantidade de energia radiante (Φ) em uma dada direção (Θ) e em um ângulo sólido unitário (Ω), que atravessa, por unidade de tempo, uma unidade de projeção de área (A) perpendicular à direção considerada.

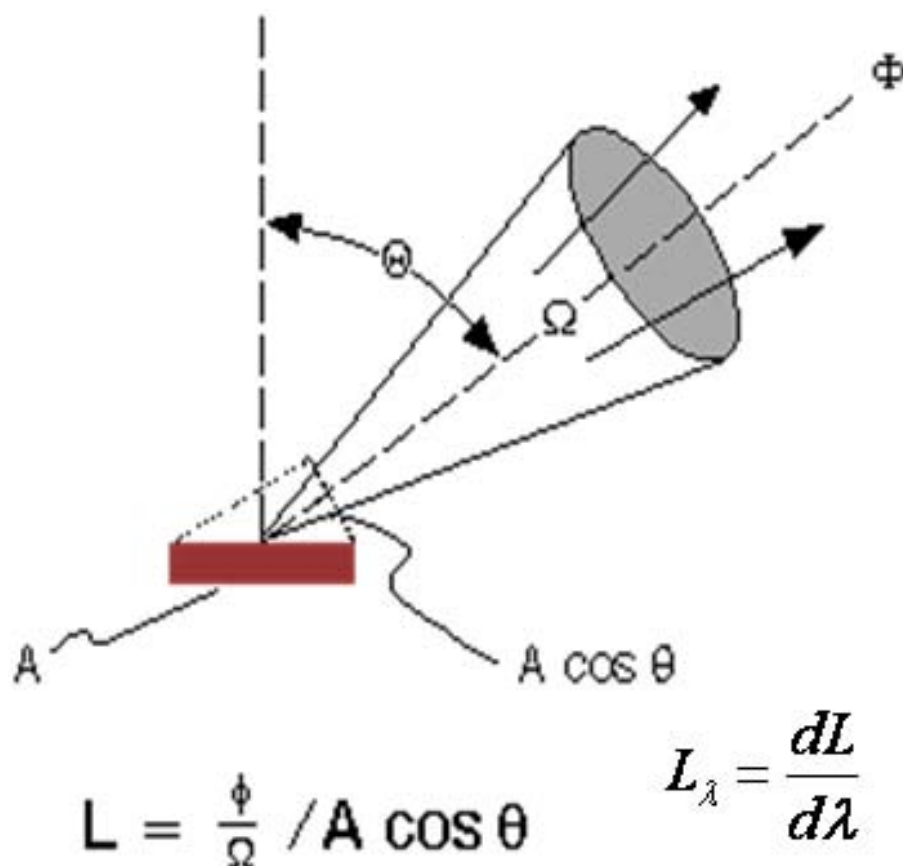


Figura 2.6: Modelo físico da radiação proveniente de uma área infinitesimal. Esta radiação também pode ser apresentada em função de um determinado comprimento de onda L_{λ} , sendo esta definida como radiação espectral.

Na propagação desta energia eletromagnética pelos meios ar e água, ocorrem diversos processos que promovem a interferência no caminho natural desta onda. Os principais processos são a absorção e o espalhamento como apresentado no modelo da Figura 2.7. Para um dado comprimento de onda a absortância é a razão entre a quantidade de energia radiante absorvida e o total dela incidente e o espalhamento é o redirecionamento da propagação da energia em função da interação desta com átomos e/ou moléculas.

Analisando o modelo apresentado na Figura 2.7, tem-se que (a) é o caminho da radiação que sai da água, (b) a atenuação da radiação que sai da água, (c) a dispersão da radiação que sai da água dentro do campo de visão do sensor, (d) reflexão da superfície da água, (e) energia espalhada pela superfície, (f) dispersão da energia fora do campo de visão do sensor, (g) a energia refletida que é também atenuada em direção ao sensor, (h) energia espalhada proveniente do sol que foi dirigida para o sensor, (i) energia proveniente do sol que foi submetida a sucessivos espalhamentos e foi dirigida ao sensor, (j) radiação que sai da água originada fora do campo de visão instantânea e espalhada em direção ao sensor, (k) reflexão na superfície fora do campo de visão instantânea e sofre espalhamento em direção ao sensor.

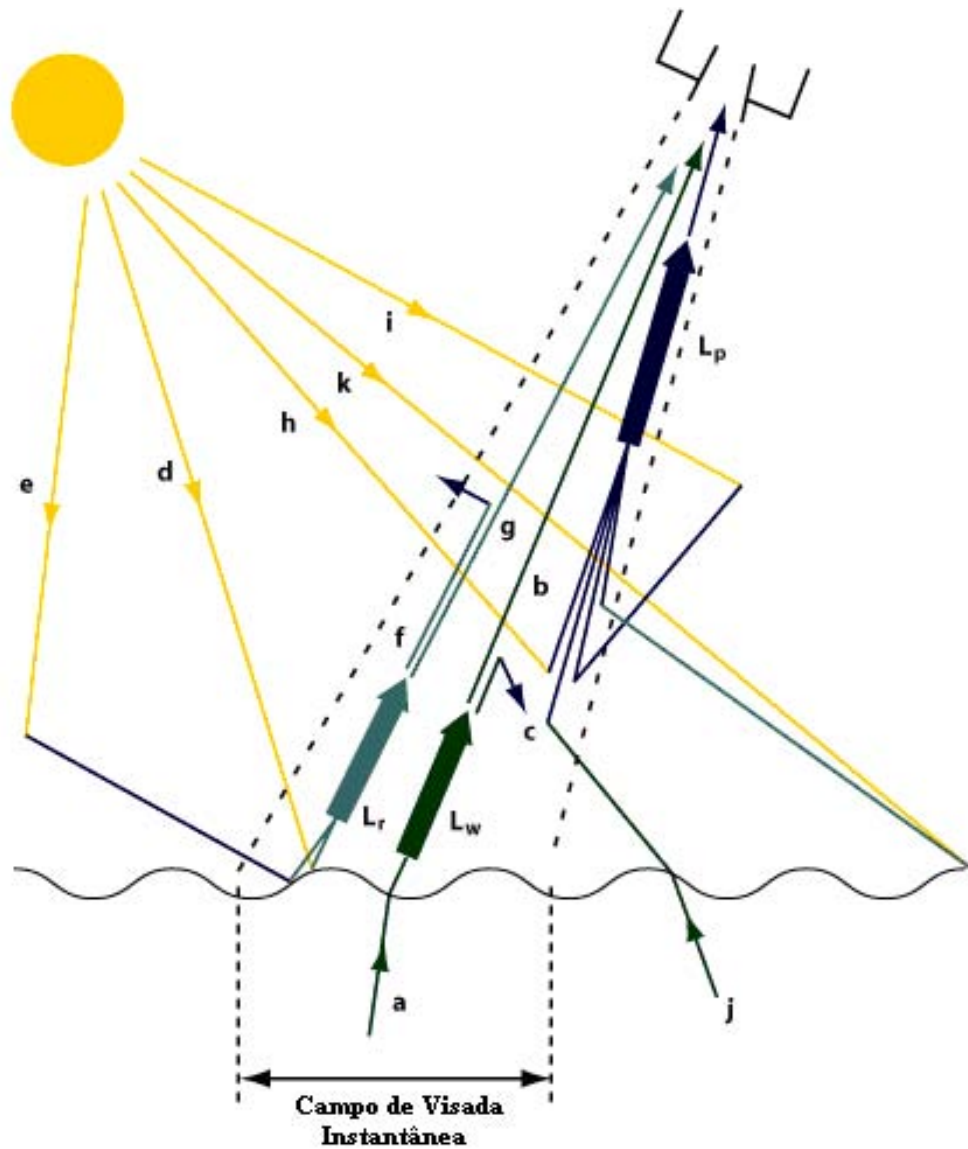


Figura 2.7: Modelo de caminho da energia eletromagnética irradiada pelo alvo. Fonte: (DPUM, 2011).

Com relação às energias que se direcionam ao sensor tem-se que L_w é a radiância total que sai da água, L_r radiância acima da superfície do mar devido a todos os efeitos de reflexão dentro do campo de visada instantânea e L_p é a contribuição das energias proveniente de fora do campo de visada instantânea, que é direcionada ao sensor.

Dado que, no sensoriamento remoto para estudos aquáticos, o alvo principal é a energia proveniente apenas da superfície do mar (L_m), esta pode ser equacionada segundo a relação apresentada na Eq. 2.3. O sinal de negativo representa a remoção da energia eletromagnética que provém de fora do campo de visada instantânea, e portanto, é um ruído no cálculo de variáveis que estão sob o campo de visada.

$$L_m = L_r + L_w - L_p \quad (2.3)$$

2.2.1 Absorção e Espalhamento

Os constituintes presentes no oceano e na atmosfera influenciam diretamente na propagação da energia eletromagnética. Por conta disso, é importante conhecer as regiões do espectro eletromagnético nas quais a atmosfera se apresenta com alta transmitância e baixa atenuação, denominadas de janelas espectrais atmosféricas. Embora estas faixas do espectro eletromagnético sejam "transparentes" à energia irradiada, na janela interação desta energia com regiões da atmosfera que contêm concentrações quase constante de gases como oxigênio, dióxido de carbono, ozônio e dióxido de nitrogênio, e com regiões de concentrações variáveis de vapor da água.

Além disso, a energia irradiada também interage com partículas, como os aerossóis (partículas de água na atmosfera ou sal suspensos na cama limite da água), materiais provenientes de queima, descargas fluviais e de emissários industriais. Os processos de absorção e espalhamento são os principais processos que decorrem da interação da energia com partículas. Todavia, cada processo tem sua física particular que caracteriza a interação da radiação solar incidente com a molécula/partícula.

A radiação solar, no que tange a atenuação na atmosfera, ocorre por meio de dois pares de processos basicamente: para as faixas do raio X e do ultravioleta a dissociação e fotoionização na alta atmosfera e para a faixa do infravermelho a vibração, e transição rotacional das moléculas. A absorção por átomos e moléculas ocorre através de pacotes de energias discretos os quais pode ter sua variação de energia quantificada segundo a equação:

$$h\nu = E_1 - E_2 \quad (2.4)$$

Na Eq. 2.4, h é a constante universal de Planck, ν é a frequência da onda eletromagnética, E_1 energia do estado inicial e E_2 energia do estado final. Tem-se, desta forma, que os processos de emissão e absorção se diferenciam apenas pelo sinal da equação, sendo que, $E_1 > E_2$ representa emissão e $E_1 < E_2$ representa a absorção.

Tomando-se um volume de gás delimitado por um cubo de aresta (z), com uma capacidade de atenuar (κ_E), a energia de uma onda eletromagnética irradiada ($E(z)$), como ilustrado na Figura 2.8, tem-se que a variação da energia irradiada pode ser calculada através de:

$$\Delta E_\lambda = -\kappa_{E_\lambda} E_{\lambda_z} \Delta z \quad (2.5)$$

sendo,

$$\kappa_{E_\lambda} = \kappa_{A_\lambda} + \kappa_{S_\lambda} \quad (2.6)$$

na qual,

κ_{E_λ} = Coeficiente de Atenuação;

κ_{A_λ} = Coeficiente de Absorção Volumétrica;

κ_{S_λ} = Coeficiente de Espalhamento Volumétrico.

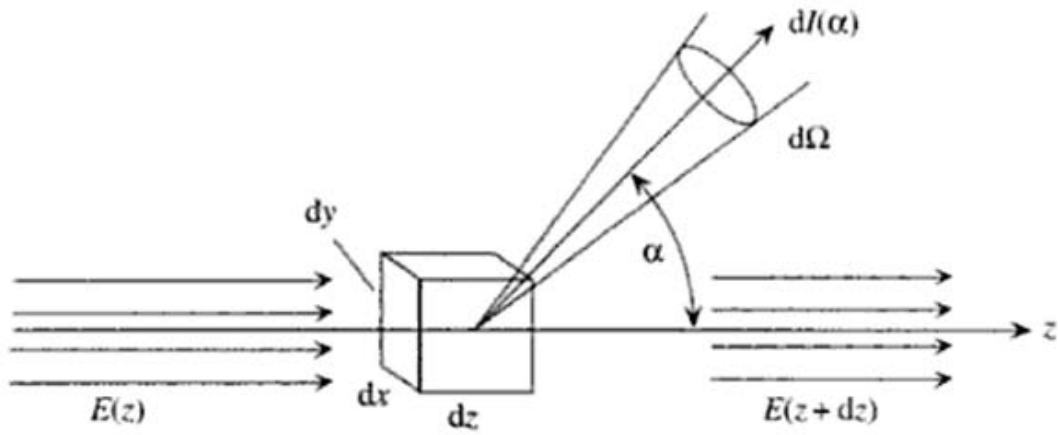


Figura 2.8: Esquema da incidência da energia eletromagnética em um cubo. Geometria usada para ilustrar a absorção e a função de espalhamento volumétrico. Fonte: (MARTIN, 2004)

Para o mesmo caso e agora considerando o equilíbrio térmico partindo da descrição da Lei de Kirchhoff, tem-se que, a variação da radiância incidente no volume de gás devido à absorção é dada por:

$$\Delta L_{absorvida} = -\kappa_{A_\lambda}(T, p, \lambda) f_p(\lambda, T) \Delta z \quad (2.7)$$

T = Temperatura absoluta [Kelvin];

p = Pressão [$kg.m^{-1}.s^{-2}$]

Os sinais negativos vinculados aos coeficientes das equações 2.6 e 2.8 são a representação matemática da atenuação da energia ao longo do processo.

Se analisarmos o valor médio do coeficiente de absorção ao longo da direção de propagação da onda eletromagnética, pode-se observar uma variação deste valor diretamente proporcional

à massa do meio absorvente. Isso mostra que no processo de absorção a massa é o fator que influencia e não o tamanho da partícula, como no processo de espalhamento a seguir.

O processo de espalhamento é devido à mudança de direção de propagação dos fótons emitidos e dos fótons absorvidos. O espalhamento se apresenta como um processo mais complexo devido a alta dependência direcional, que se baseia na interação do campo eletromagnético com os átomos (ou moléculas) sendo que estes átomos, ao final, se tornam novas fontes de ondas eletromagnéticas. Esta radiação tomará diversas direções, sendo que estas podem ser isotrópica ou anisotrópica, como descrito respectivamente pelas equações 2.8 e 2.9.

$$dL_{\psi\lambda} = \frac{dL_{\lambda}}{4\pi} \quad (2.8)$$

$$dL_{\psi\lambda} = \frac{dL_{\lambda}}{4\pi} \times P(\psi_s) \quad (2.9)$$

Na equação 2.9 pode-se observar que a radiância espalhada $dL_{\psi\lambda}$ é resultante da radiância incidente dL_{λ} e de uma função de espalhamento da radiação $P(\psi_s)$ segundo o ângulo ψ_s , sendo que, como mostrado na Eq. 2.8, $P(\psi_s)$ toma o valor 1, uma vez que a energia é irradiada uniformemente em todas as direções. Esse processo tem forte dependência das propriedades físicas e da estrutura da partícula.

Segundo Martin (2004) pode-se entender a função de espalhamento volumétrico a partir do esquema da Figura 2.8. A energia incidente ($E(z)$) em um volume infinitesimal, $dV = dAdz$, sendo $dA = dxdy$, é espalhada em função de um ângulo α . Este ângulo caracteriza o redirecionamento de parte da energia incidente no volume, $dI(\alpha)$, dentro de um ângulo sólido, $d\Omega$.

A partir disso pode-se definir a função de espalhamento volumétrico como a razão entre a potência espalhada por unidade de comprimento de onda e unidade de ângulo sólido dentro de uma direção particular e a potência total incidente no volume, podendo essa função ser representada como:

$$\beta(\alpha, \lambda) = \frac{dI(\alpha)}{EdAdz} \quad (2.10)$$

Considerando a equação anterior em condições isotrópicas de espalhamento obtêm-se o coeficiente de espalhamento volumétrico ($k_S(\lambda)$), e isso permite chegar por analogia a função fase de espalhamento. O desenvolvimento da função de fase de espalhamento se encontra em Martin (2004).

$$P(\alpha) = 4\pi\beta(\lambda, \alpha)/k_S(\lambda) \quad (2.11)$$

A $P(\alpha)$ e o $k(\lambda)$ são variáveis características para se descrever, tanto o espalhamento provocado por moléculas, quanto o espalhamento por aerossóis. O processo de espalhamento em ambas as camadas atmosférica e oceânica, pode ser segmentado em espalhamento por moléculas, ou Espalhamento de Rayleigh, e o espalhamento por aerossóis, ou Espalhamento de Mie.

Para os comprimentos de onda do visível, o Espalhamento de Rayleigh é dominante. A contribuição do Espalhamento de Mie ocorre em regiões onde se concentram os aerossóis, que são principalmente as regiões costeiras devido a fatores antrópicos, como a presença de indústrias, e naturais, como o padrão de ventos (RAJEEV et al., 2000).

Para comprimentos de onda na faixa infravermelho do espectro eletromagnético, tanto o Espalhamento de Rayleigh quanto o de Mie, são negligenciáveis já que a quantificação de parâmetros dentro da faixa do infravermelho depende da ausência de nuvens pesadas e aerossóis. O processo de espalhamento pode ser equacionado a partir de parametrizações da estrutura da partícula/molécula, pelo raio (a), ou da energia incidente, pelo comprimento de onda (λ).

A teoria do espalhamento molecular desenvolvida por Rayleigh tem como base o espalhamento em partículas, cujos raios são muito menores que o comprimento de onda da energia incidente ($a \ll \lambda$) e a intensidade de espalhamento se mostra equivalente nas partes de entrada e saída da energia eletromagnética. O Espalhamento de Rayleigh pode ser caracterizado segundo a função de fase do espalhamento de Rayleigh $P_R(\alpha)$ e pelo coeficiente de espalhamento de Rayleigh $k_R(\lambda)$, e é escrito pela equação abaixo:

$$P_R(\alpha) = (3/4) (1 + \cos^2 \alpha) \quad (2.12)$$

$$k_R(\lambda) \sim 1/\lambda^4 \quad (2.13)$$

A luz espalhada, além de passar por mudança na direção de propagação, sofre também polarização em decorrência de mudança no plano de propagação do campo elétrico. A luz quando tem seu grau de polarização igual a 0 (zero) terá sua direção de saída igual a direção de incidência. Já a energia espalhada em direções perpendiculares, apresenta um grau de polarização de aproximadamente 0,94 quase cem por cento de polarização (BAKST e YAMAZAKI, 2002). Através da Figura 2.9 é mostrada a função de espalhamento para os casos isotrópicos e espalhamento molecular. Devido ao k_R variar com λ^{-4} tem-se que há um aumento acentuado do espalhamento ao diminuir o comprimento de onda.

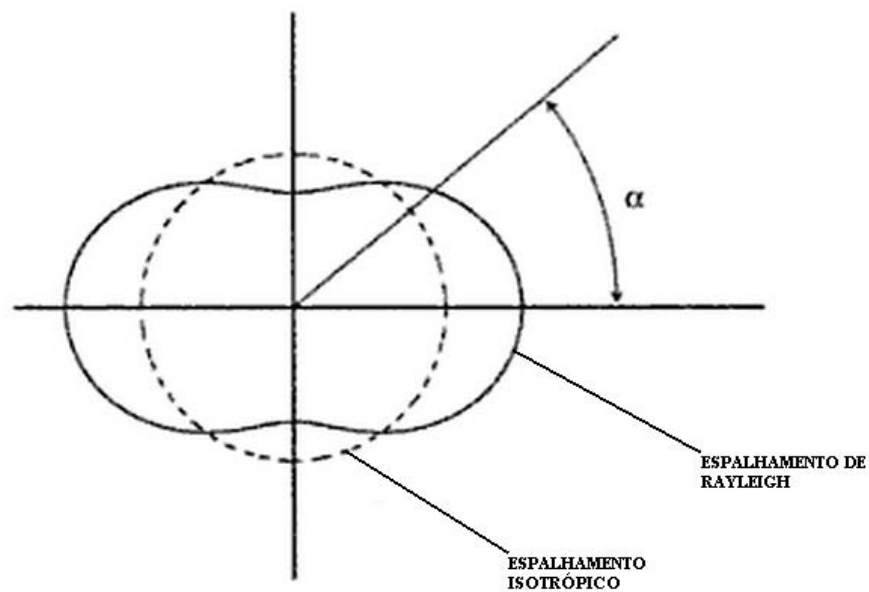


Figura 2.9: Geometria usada na definição da função de espalhamento volumétrico. Fonte: (MARTIN, 2004)

O espalhamento da energia, interagindo com partículas grandes, ocorre quando o raio da partícula é maior que o comprimento de onda ($a > \lambda$).

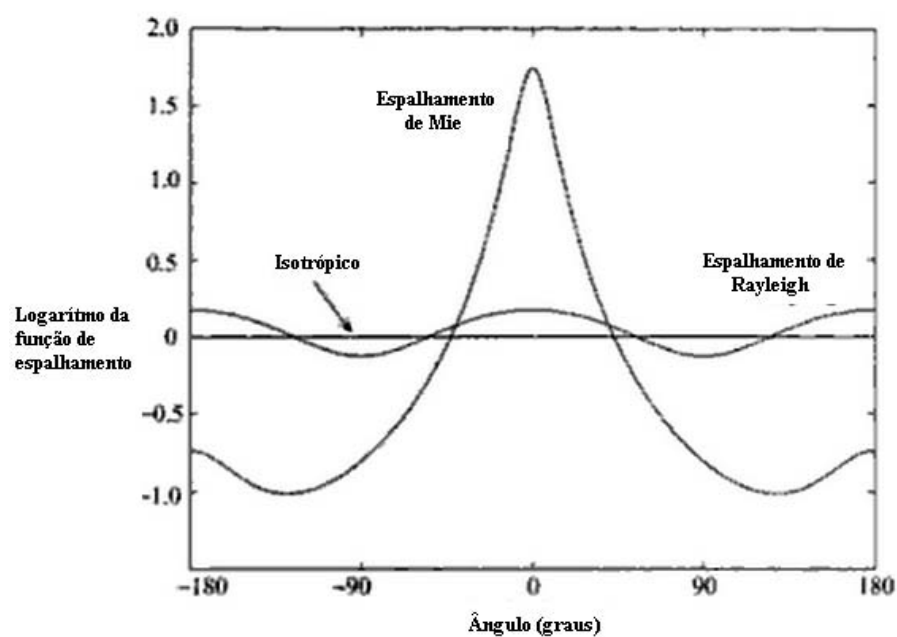


Figura 2.10: Soluções para os espalhamentos isotrópico, Rayleigh e Mie utilizando uma solução numérica denominada Henyey-Greenstein. Fonte: (MARTIN, 2004)

Esse espalhamento é chamado de Espalhamento de Mie. Este espalhamento ocorre de maneira mais complexa, a distribuição angular das intensidades espalhadas concentram maior energia na dianteira da direção inicial da energia incidente e a variação das intensidades espalhadas depende pouco do comprimento de onda, sendo em função de λ^{-1} ou λ^0 . Na Figura 2.10 é apresentada a sobreposição das funções de espalhamento, sendo bastante notórias as características intrínsecas das intensidades em função da fase.

Capítulo 3

Revisão Bibliográfica

O terceiro capítulo é dedicado ao levantamento do estado da arte dos temas fontes e transporte do sedimento, TSM, CSS e Comportamento Espectral com a finalidade de embasar a metodologia e a discussão deste trabalho. Este levantamento é fundamentado em artigos científicos e livros que abordam temas relacionados com a dissertação, tanto em âmbito internacional como nacional.

3.1 Fontes e Transporte de Sedimentos

A palavra sedimento tem origem no latim *sedis* que sugere os termos assento ou deposição. Os sedimentos podem ser conceituados como os detritos rochosos provenientes de intemperismos, como desintegração e decomposição, de uma rocha matriz e que ao longo do período de transporte se deposita, se depositou ou é passível de deposição, em função do escoamento no qual esta inserida a partícula. O transporte de sedimento no ambiente marinho pode ser dividido em três: o transporte por Carga de Fundo (CF), por Carga Suspensa (CS) e por Carga Lavada (CL).

Conceitualmente, a CL consiste em partículas muito finas que nunca sedimentam e são transportadas sob a superfície da água, e as quais, normalmente, não estão presentes no leito. A CS é a parte da carga total que é movida sem contato contínuo com o fundo, como resultante da turbulência do escoamento, e a CF é definida como uma parte da carga total que apresenta contato parcial com o fundo durante o transporte (FREDSOE e DEIGAARD, 1992). Esta última se constitui principalmente de grãos que rolam, escorregam ou saltam ao longo do fundo.

A Plataforma Continental (PC) é uma província oceanográfica que representa a transição da zona costeira e do oceano aberto. Nessa, podem ser observados sedimentos que vão de cascalhos e seixos até os siltes e argilas. Quando comparada com outras regiões, a PC é a

Tabela 3.1: Granulometrias de sedimentos inferiores à areia (WENTWORTH, 1922)

Intervalo Granulométrico (mm)	Classificação Geral	Classificação Específica
0,0625 à 0,0313	SILTE	Silte grosso
0,0313 à 0,0156	SILTE	Silte médio
0,0156 à 0,0078	SILTE	Silte fino
0,0078 à 0,0039	SILTE	Silte muito fino
0,0039 à 0,00006	ARGILA	Argila

que apresenta a maior variedade granulométrica e mineralógica. Os siltes e argilas, devido as suas características sedimentológicas, são normalmente transportados como CL e CS. A classificação desses sedimentos segundo Wentworth (1922) é descrita na Tabela 3.1.

No entanto, a granulometria não se comporta de maneira uniforme ao longo de uma região de estudo, como por exemplo, os resultados contidos no trabalho de Petrobras (2007) que descreve a distribuição granulométrica de praias próximas a região do Rio Doce. Nesse estudo foram descritas uma granulometria de media a fina e média principalmente nas praias de Degredo e Comboios, ao norte e ao sul, respectivamente, da desembocadura do rio sendo, assim, o rio se caracteriza uma fonte significativa de sedimento para esta região. As menores granulometrias na região podem ser uma evidência de que esta região é mais susceptível à ter seus sedimentos remobilizados devido à ação de ondas.

A variabilidade interanual é um fator importante que controla a disponibilização de sedimentos através dos rios, e que está relacionada com fenômenos como *El Niño* e *La Niña*. Estudos como o de Kim e Dias (2003) estudaram a variabilidade e variação climática das vazões anuais e mensais para descreverem o padrão interanual das vazões para a uma bacia ao sul do Brasil. Para a bacia do Alto Paraná os autores encontraram que entre 33% e 55% dos casos estudados durante o fenômeno de *La Niña* apresentaram vazões abaixo da média, e que segundo os autores isso demonstra uma influência insignificante deste fenômeno na vazão. Já, em 64% a 71% dos períodos de *El Niño* foi observada uma redução das vazões em relação à média encontrada.

3.2 Transporte de Sedimentos por Plumas

Embora a plataforma seja um ambiente caracteristicamente deposicional de sedimentos, diversas forças promovem seu transporte, bem como a ressuspensão destes sedimentos. Dentre essas forças podemos citar a maré, ondas internas, ondas de gravidade e infragravidade, hidrodinâmica de rios e vento. Em plataformas sob regime de micro maré, como o caso da costa do Espírito Santo, as ondas e as correntes geradas pela fricção do vento são as principais forças de ressuspensão e transporte, respectivamente, da CL e CS, que é o foco deste trabalho (SOULSBY, 1997).

O efeito combinado entre ressuspensão e advecção de sedimentos tende à formação de uma pluma oceânica. A pluma é um volume contido dentro do ambiente marinho e apresenta uma variação de densidade com relação à região adjacente, seja esta variação de densidade devido à salinidade, sedimento ou temperatura. Devido aos seus potenciais impactos é importante o monitoramento das plumas de turbidez e/ou térmica.

Devido às características físicas e geográficas da plataforma do ES, as principais forçantes que atuam na ressuspensão e advecção dos sedimentos são as ondas, as correntes superficiais e a dinâmica de mesoescala. Neste trabalho é adotado o referencial meteorológico, "de onde vêm", para as ondas e ventos e o referencial oceanográfico, "para onde vai", para as correntes.

Uma onda marinha é uma perturbação gerada por forçantes mecânicas, como por exemplo o vento, e que é capaz de criar um sistema oscilatório. As características de uma onda podem ser medidas em função de seu período, direção e altura. A passagem de uma onda em um ambiente costeiro e de plataforma gera um movimento orbital das partículas na água.

Se o movimento orbital induzido pela onda alcança o fundo, o resultado da interação das forças geradas no contato com o leito pode movimentar os grãos. Os grãos são postos em suspensão quando a velocidade de fricção limiar crítica atuante no grão for excedida pela velocidade de fricção mínima induzida pela onda próxima ao fundo (LEEDER, 1982).

Para a costa do ES esforços vêm sendo feitos para o entendimento do clima de onda e suas consequências nas regiões da plataforma continental e costeira (OLIVEIRA, 2009; PIUMBINI, 2009). Oliveira (2009) estudou o potencial de ressuspensão de sedimentos através do modelo espectral SWAN na Baía do Espírito Santo, região central do estado do ES. O autor observou que as ondas com períodos entre 6 a 11,5 segundos, utilizadas na simulação, podem ser capazes de ressuspender grãos de silte, areia muito fina, areia fina, e sedimentos de maior granulometria que estão a profundidades inferiores a 10m.

Piumbini (2009) analisou o clima de ondas na região oceânica adjacente ao estado do Espírito Santo a partir do uso de técnicas estatísticas em 45 anos de dados de ondas. O autor obteve como principal conclusão a predominância de ondas do quadrante SE. Além disso, o autor ressaltou os seguintes pontos:

- Os períodos de onda entre 7,0s e 8,0s são mais frequentes para o clima geral e para as estações do verão e primavera;
- Os períodos de onda entre 8,0s e 9,0s são mais frequentes para as estações de outono e inverno.

A principal força motriz das correntes oceânicas são os ventos constantes (por exemplo, ventos alísios que conduzem a corrente equatorial). O vento cria correntes quando em contato

com a superfície da água, a partir da tensão de cisalhamento sobre as partículas superficiais da água e logo inicia-se o movimento das partículas de água na direção em que o vento sopra. Assim, uma corrente de superfície é criada. Rossi-Wongtschowski et al. (2006) e Albino et al. (2004) apresentam em seus estudos para a região da costa capixaba um vento característicos E-NE, sendo de direção E nos meses de abril e julho, e de direção NE nos meses de janeiro e outubro.

As predominâncias de vento podem ser explicadas pela prevalência dos ventos provenientes das massas aquecidas Tropical Atlântica e Equatorial Atlântica durante o verão. No inverno ventos de SO são predominantes devido à Massa Polar Antártica. Quantitativamente temos que os ventos NE representam 36,24 % da probabilidade de ocorrência, enquanto o de SO, 13,65 % (ALBINO et al., 2004).

3.3 TSM por Satélite

A TSM é uma propriedade que permite analisar, em duas dimensões, os aspectos físicos de regiões oceânicas. Mesmo não sendo possível uma caracterização completa das massas de água da região, a TSM é utilizada como detector de correntes meandantes (IKEDA, 1995). Os fluxos ascendentes das camadas sub-superficiais formam as feições presentes nas correntes que servem de traçadores para determinar os campos advectivos.

A estimação da TSM através de dados dos sensor TM tem seu início relacionado ao trabalho de Sospedra et al. (1998). Estes autores propõem o uso da inversa da Equação da Radiância de Plank para calcular temperatura como algoritmo monocanal utilizando a radiância proveniente da Banda 6 ($11,435\mu\text{m}$) do sensor.

A Equação de Plank relaciona a energia irradiada por um Corpo Negro em função da sua temperatura e a frequência da radiação. Ressalta-se que o corpo negro é um elemento hipotético que, em condições de equilíbrio termodinâmico, é capaz de absorver toda a energia eletromagnética incidente (BAKST e YAMAZAKI, 2002).

A quantificação da TSM a partir de sensores remotos vem se mostrando bastante proeminente, devido ao relativo baixo custo e aquisição de dados na faixa do infravermelho termal do espectro eletromagnético, através de diversos radiômetros, como o TM e ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) a bordo dos satélites Landsat.

Trabalhos como os de (FISHER e MUSTARD, 2004) mostram a viabilidade de se obter a TSM em média resolução. A resolução espacial de 120m, presente no sensor TM, permite a observação de áreas como estuários e baías, que são locais onde o estudo da TSM se torna comprometido pela baixa resolução espacial de sensores a bordo dos satélites GOES e NOAA.

Os mesmos autores utilizaram os dados dos sensores TM e ETM+ com a finalidade de gerar uma climatologia de alta resolução para o sistema estuarino da Nova Inglaterra. Como resultado geraram mapas temáticos climatológicos com um RMSE de aproximadamente 1.5°C. Este valor de RMSE se caracteriza alto quanto comparado com literaturas que estimam a TSM para uma única cena.

Outros trabalhos utilizaram algoritmos empíricos para estudar a TSM em regiões costeiras e plataformas continentais a partir de dados dos sensores TM e ETM+ (TRISAKTI et al., 2004; XING et al., 2006). Trisakti et al.(2004), para estudar a TSM na plataforma continental da Indonésia utilizou dados das bandas termais (comprimento de onda central de 11,335 μm) de baixo e alto ganho (*low gain* e *high gain*) do sensor ETM+ (CHANDER et al., 2009).

Neste trabalho é realizado o cálculo da TSM através de um polinômio de terceiro grau para dados do sensor ETM+ e comparou-se as respostas de ambos os campos de TSM derivados das bandas de baixo ganho e alto ganho. Ao final verificou-se um melhor desempenho da banda de alto ganho, possivelmente devido a um menor ruído apresentado por essa banda (CHANDER et al., 2009). Além disso, os autores concluíram que o uso de dados de outros satélites é um método alternativo à escassez de dados *in-situ*.

Xing et al. (2006) integraram os dados de radiância das bandas termais dos sensores TM e ETM+ para o estudo da Baía de Daya. Estes dados foram ajustados através de uma reta, a qual o ajuste da TSM ETM+ contra a TSM do MODIS resultou em um R^2 de 0,75. Os autores não descrevem, entretanto, qual banda termal do ETM+ foi utilizada para relacionar com a banda termal do sensor TM, podendo assim ter ocorrido erros em função das diferentes sensibilidades à variação da TSM. Os autores caracterizam como satisfatórios os seus resultados em função das capacidades de gerar um sistema de monitoramento de plumas termais e, com isso, controle da poluição térmica nesta baía.

O uso de polinômios de até terceiro grau também é observado na literatura com o objetivo de estimar melhor os valores de TSM. Por outro lado uma melhora na estimação das temperaturas pode ser alcançada pelo uso de mais de uma banda na faixa do infravermelho termal (SAKAIDA e KAWAMURA, 1992). A melhora está relacionada ao fato de que usando mais informações dentro da faixa do infravermelho termal, o que permite que sejam gerados algoritmos que estimem com melhor acurácia o valor da TSM.

Para a região de estudo tem-se trabalhos nos quais os autores utilizam dados do sensor AVHRR para observar, principalmente, feições de mesoescala (SCHMID et al., 1995; GAETA et al., 1999; TEIXEIRA, 2009). Schmid et al. (1995) usando dados do cruzeiro METEOR15 de fevereiro de 1991 e análise da TSM por satélite, apontou a existência de um vórtice ciclônico de núcleo mais frio em frente à cidade de Vitória. Posteriormente, Gaeta et al. (1999), usando dados *in situ* de nutrientes e análise da TSM, proveniente de satélite, observaram um aumento significativo na produtividade biológica no núcleo desse vórtice.

Teixeira (2009) analisando dados de TSM diários do ano de 1999, observou a presença de feições de mesoescala, como vórtices e meandros, durante o inverno, destacando as evidências do vórtice de Vitória para o período, como na Figura 3.1 . Além disso, para a região adjacente ao ES, as TSM de verão como apresentando uma grande variação espacial principalmente entre as regiões dentro e fora da plataforma, enquanto no inverno estas TSM estariam com menores valores e com aspecto mais homogêneo.

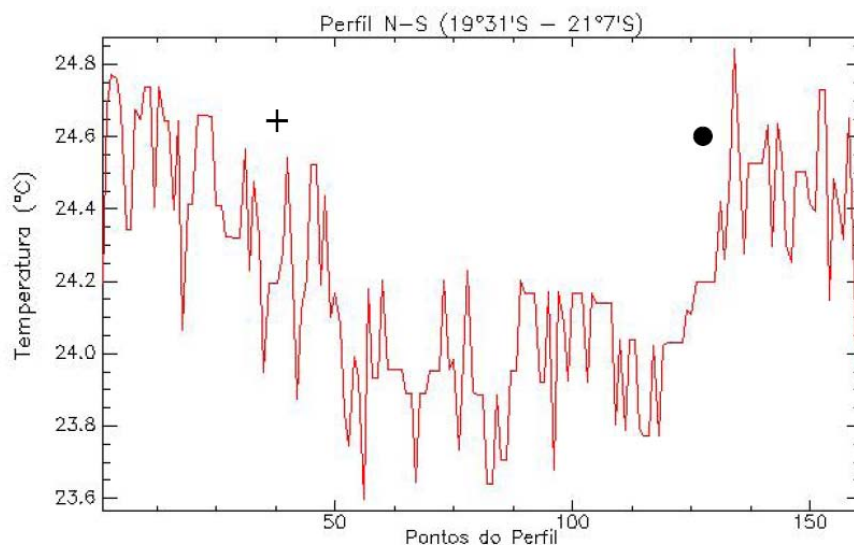


Figura 3.1: Perfil de norte para sul no Vórtice de Vitória para o dia 8 de julho. Fonte: (TEIXEIRA, 2009)

Trabalho mais recente faz uso da frequências de isotermas climatológicas para descrever a estabilidade térmica na região oceânica adjacente ao ES, verificando no período verão a predominância de isotermas de 27°C enquanto que para o inverno as isotermas 23°C e 24°C está distribuída de maneira quase homogênea ao largo da costa capixaba (LACERDA et al., 2012).

A mudança das características da TSM se deve possivelmente à presença de um núcleo de água mais frias ocasionadas pelo processo de ressurgência costeira. Esse processo ocorre principalmente nos meses de setembro a abril (LORENZZETTI e GAETA, 1996). A ressurgência na região é forçada por ventos E-NE que induz, pela deriva de Ekman, a subida de uma água mais fria, ACAS (Água Central do Atlântico Sul), dentro da plataforma, próxima à costa.

3.4 CSS por Satélite

Com base na relação entre a reflectância e medidas *in-situ* da CSS proveniente dos oceanos vêm sendo aprimorados algoritmos que buscam estimar, com melhor acurácia, a quantidade de

sedimentos através de dados obtidos por sensores remotos.

Estes algoritmos têm caráter empírico e, portanto, seus coeficientes são gerados a partir de regressões entre os dados de reflectância e os de campo. Estes algoritmos apresentam um melhor desempenho quando aplicados para a região de interesse, devido às condições atmosféricas padrão da região de interesse.

Diversos autores têm quantificado a concentração de sedimento em suspensão através de relações empíricas entre a reflectância de sensoriamento remoto e medições *in situ* da concentração de particulados em suspensão (RITCHIE et al., 1974; TASSAN, 1987; TASSAN, 1993; KRITIKOS et al., 1974; MUNDAY e AFOLDI, 1979; RITCHIE et al., 1974).

Ritchie et al. (1974) analisaram o comportamento espectral das diferentes concentrações de sedimento em suspensão para os comprimentos de onda do visível ao infravermelho próximo. Os autores observaram uma correlação significativa entre as variáveis concluindo que os melhores comprimentos de onda para se estudar a CSS estão entre $0,7\mu\text{m}$ e $0,8\mu\text{m}$. Os autores se basearam, para esta conclusão, no comportamento dos picos de reflectância relacionados à concentrações superiores a 141 mg/L .

Estudos vanguardistas utilizavam medidas de reflectância de campo e do *Earth Resources Technology Satellite* (ERTS-A) para que pudessem fazer análise qualitativa e quantitativa do material particulado em suspensão (KRITIKOS et al., 1974; MUNDAY e AFOLDI, 1979). Munday e Afoldi (1979) propõem que a relação entre a radiação eletromagnética e a concentração de sedimento é representada melhor por uma função logarítmica.

Nesta linha vêm sendo desenvolvidos modelos empíricos que relacionam, através de uma equação logarítmica simples, a concentração de sedimento suspenso CSS e a reflectância irradiada ρ_n (GORDON e MOREL, 1983; CLARK et al., 1980). Genericamente estes modelos apresentam a seguinte estrutura:

$$\log(CSS) = (A) + (B) \times \log(\rho_n) \quad (3.1)$$

A e B são coeficientes derivados da relação entre os dados de reflectância e de campo. Tassan (1987) utilizou este algoritmo para o cálculo do campo de concentração de sedimento no mar Adriático. Os novos coeficientes adquiridos pelo autor foram resultantes da relação entre a irradiância registradas pelos satélites e medidas espectrais em campo. Para os dados do sensor TM, o autor obteve boas correlações, tanto para a banda 2 ($0,569\mu\text{m}$), $r = 0,92$, quanto para a banda 3 ($0,660\mu\text{m}$), $r=0,89$.

Trabalhos realizados em regiões próximas à área de estudo tiveram início a quatro anos atrás e são aplicados para a costa capixaba e na Bahia (TEIXEIRA et al., 2011; FILHO et al., 2011;

LORENZZETTI et al., 2007). Teixeira et al. (2011) analisaram o comportamento das equações de Tassan (1987) para o cálculo da CSS no estuário da Baía de Vitória.

A comparação foi com dados de concentração de sedimentos medidos em campo, e como resultado observou-se que a banda 2 do sensor TM sobrestimava os valores de campo, o que possivelmente era devido às baixas profundidades existentes no local e a interação com o fundo da energia eletromagnética. Entretanto, avaliaram essa banda como melhor para uso, por apresentar uma maior reflectância.

Filho et al. (2011), a partir de medidas concentração de sedimento da água *in situ*, encontraram os coeficientes A e B para a região através do ajuste logarítmico entre os dados de campo e a reflectância das imagens Landsat 5 conseguindo, com isso, gerar mapas e analisar os campos de CSS para a região costeira do Cacaú.

Lorenzzetti et al. (2007) estudaram a distribuição de sedimento na desembocadura do Rio São Francisco a partir da aplicação das equações propostas por Tassan(1987), tendo como resultado uma melhor performance com o uso da banda 2 do sensor TM.

Dados da literatura também na região foram adquiridos em campo e apresentados em valores estatísticos, como médias e faixa de valores para regiões próximas ao Rio Doce e Baía do Espírito Santo (PETROBRAS, 2007; IEMA, 2011) . Petrobras (2007) apresenta os dados de materiais particulados em suspensão entre 4,73 e 10,8 mg/L, sendo a media observada entre 6,3 e para a região em frente à desembocadura do Rio Doce, 7,6 mg/L. Essa campanha foi referente ao ano de 2006.

Iema (2011) apresenta graficamente a distribuição sazonal da CSS de 1998 a 2009 nas proximidades do Porto de Tubarão. Pelos gráficos apresentados, os menores valores esperados estão no período de outono $\sim 12,5$ mg/L e os maiores no período de inverno $\sim 32,5$ mg/L. O período de primavera foi o que apresentou a maior variância dos dados, entre 10 e 27mg/L aproximadamente.

3.5 Comportamento Espectral

Quando se deseja estudar e quantificar uma variável relacionada à superfície da Terra necessita-se compensar os efeitos atmosféricos, e a partir desta compensação pode-se obter a energia emitida e/ou refletida pelo alvo. O comportamento espectral da energia irradiada pelo alvo de interesse é importante para a verificação da eficiência do modelo de correção atmosférica aplicado.

Diversos trabalhos na literatura apresentam o espectro de alvos naturais amostrados *in-situ* ou através de experimentos em laboratório (CABRAL et al., 1990; LEHMANN et al., 1991; HAN, 1997; OWOJON e XIE, 2005; KAYADIBI, 2011; CHANG et al., 2011).

Chang et al. 2011 utilizaram imagens de diversos sensores, dentre eles o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) e o *High Resolution Visible - Infrared* (HRVIR), para analisar as propriedades espectrais das nuvens, entre elas a reflectância. Como resultado encontrou-se o pixel saturado por nuvem, com valores de reflectância na ordem de 0.7. Entre $0,4\mu\text{m}$ e $0,8\mu\text{m}$ verificou-se uma variação bem suave dos valores de reflectância e, ainda que a reflectância decresce em direção ao infravermelho, chegando a 0.2 em comprimento de onda próximo de $2,2\mu\text{m}$.

Kayadibi (2011) avaliou diversos métodos de correção atmosférica aplicados aos dados do sensor ETM+. Dentre os resultados foi avaliado o espectro de reflectância da vegetação e da água. O espectro para a vegetação foi caracterizado por uma absorção em $0,661\mu\text{m}$ e o pico em aproximadamente $0,8\mu\text{m}$. Já para a água esse espectro caracterizou-se com absorções em $0,561\mu\text{m}$ e $0,8346\mu\text{m}$. O controle dos resultados foi feito com relação a estudos de campo.

Lehmann et al. (1991), usando as informações de alvos no continente medidos por um espectroradiômetro, descreveram, através de gráficos, os comportamentos de suas reflectâncias. Como resultado obtiveram também o comportamento da vegetação, na qual ressaltam os picos presentes em aproximadamente $0,550\mu\text{m}$ e $0,8\mu\text{m}$.

Outro trabalho que avaliou a qualidade da correção atmosférica foi o de Owojon e Xie (2005). Neste os autores tinham como objetivo a reconhecimento de padrões nas mudanças do uso e ocupação do solo utilizando dados do sensor TM.

Como resultado os autores obtiveram uma melhor definição da curva espectral com a aplicação da correção atmosférica quando comparada com a correção por Subtração do Objeto Escuro (em inglês, DOS). Os autores ainda concluíram que a correção atmosférica contribuiu positivamente com a classificação dos padrões de mudanças no terreno.

O comportamento aparente da água em função da concentração de sedimentos foi estudado, por diversos autores. Ritchie et al. (1976) analisando medidas *in-situ* verificaram os picos relativos a concentrações desde 25 mg/L a valores acima de 350 mg/L . Para valores até aproximadamente 100 mg/L tem-se que o pico está localizado em torno de $0,570\mu\text{m}$. Já concentrações superiores a 140 mg/L , o pico passa para um valor em torno de $0,710\mu\text{m}$, sendo este o valor de comprimento de onda recomendado pelos autores para o estudo da CSS.

Cabral et al. (1990), com o objetivo de analisar a influência da granulometria e da concentração dos sedimento na reflectância da água, realizaram experimentos laboratoriais, sendo a energia irradiada registrada por um espectroradiômetro. Os autores identificaram ainda quais bandas do sensor TM eram mais sensíveis às variações da granulometria do sedimento.

Como resultado observou-se que as bandas 1 ($0,485\mu\text{m}$) e 2 ($0,569\mu\text{m}$) foram as mais sensíveis às variações de concentração de sedimentos grosseiros, enquanto para os sedimentos finos foram as bandas 3 ($0,660\mu\text{m}$) e 4 ($0,840\mu\text{m}$). Além disso, foi verificado, o deslocamento do pico de reflectância é de aproximadamente $0,560\mu\text{m}$ para cerca de $0,650\mu\text{m}$.

Han (1997) estudou a variação da reflectância causada pelo sedimento em suspensão em águas claras e em águas com algas presentes. Pelos resultados observa-se que em águas claras, sem a presença de algas, o sedimento se comporta com os picos característico da literatura, como nos trabalhos anteriores. Já na presença de algas, tem-se uma redução dos valores de reflectância, de aproximadamente 22 para cerca de 15, e ainda uma variação pouco significativa do pico de reflectância com a variação da concentração.

Capítulo 4

Materiais e Métodos

O Capítulo 4 é dedicado à apresentação dos passos que foram seguidos para o cumprimento das metas apresentadas no Capítulo 1. Aqui são apresentados o banco de dados, o ambiente de implementação bem como as equações implementadas. Este capítulo iniciará-se apresentando a área de estudo na qual serão avaliados os campos de TSM e CSS.

4.1 Área de Estudo

4.1.1 Sedimentos Superficiais

O retângulo tracejado em vermelho na Figura 4.1 delimita a área de estudo, localizada na plataforma continental central adjacente ao estado do Espírito Santo (ES), Brasil. O estado do ES conta com um conjunto importante de portos fazendo com que tráfego de embarcações no ambiente costeiro e de plataforma continental deste estado seja bastante dinâmico.

Neste ambiente circulam aproximadamente 25% das mercadorias que entram e saem do Brasil, principalmente aquelas relacionadas com a extração/produção da celulose e do minério de ferro. A Baía do Espírito Santo (BES) concentra 3 dos principais portos do estado: de Vitória, Tubarão e Praia Mole.

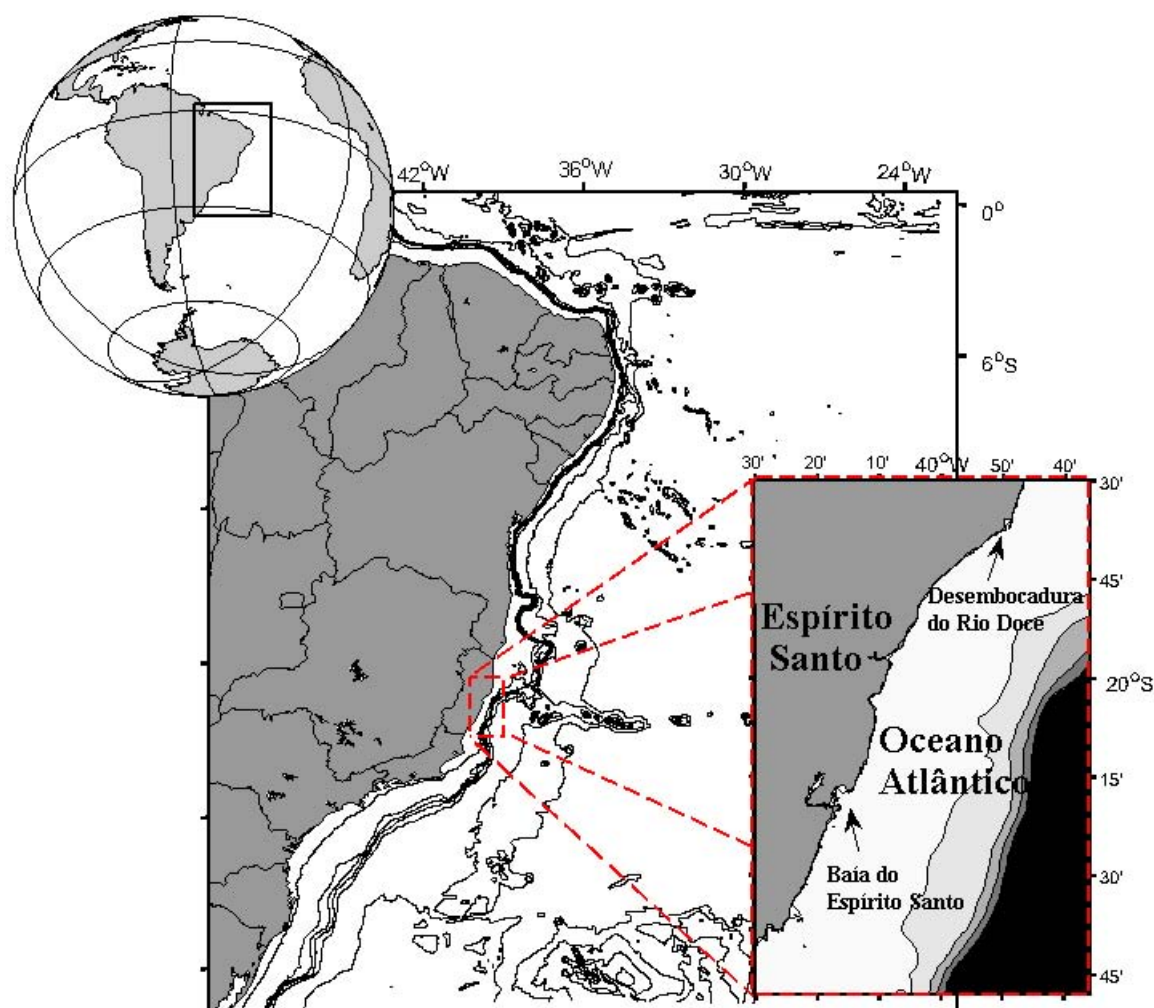


Figura 4.1: Localização da área de estudo partindo de um domínio global do Brasil até a Plataforma Continental localizada na região central do estado do Espírito Santo. As setas indicam as localizações da Baía do Espírito Santo e da desembocadura do Rio Doce, ao sul e ao norte da área de estudo respectivamente.

Nos últimos anos, as atividades portuárias e industriais relacionadas ao petróleo e gás no estado do ES vêm crescendo exponencialmente e, com ela, a demanda de instalação de plataformas, lançamento de tubulações, bem como dragagens dos canais próximos aos portos. Atividades estas que dependem de um conhecimento prévio de fatores ambientais, como a hidrodinâmica local, o transporte da carga sedimentar e os padrões de temperatura do ambiente marinho que receberá o empreendimento (VESCOVI e BONELLI, 2010).

Além disso, a erosão excessiva da linha de costa vem sendo uma problemática atual a ser estudada principalmente nas regiões dos balneários de Maratáizes, da Baía do Espírito Santo, de Meaípe, da Barra do Riacho e, mais recentemente, no balneário de Jacaraípe. Esse impacto vem afetando tanto a economia, quanto o aspecto social, devido ao aumento de gastos públicos e inviabilização do uso das praias para lazer.

Na porção norte da área de estudo temos a presença do Rio Doce. Este rio, apresenta um regime subequatorial, com vazões máximas, chegando a $3563 \text{ m}^3/\text{s}$, entre novembro e abril e mínima, entorno de $479 \text{ m}^3/\text{s}$, entre maio e outubro, fornecendo grande aporte de sedimentos continental orgânicos e inorgânicos para a região oceânica adjacente à sua foz (CAMPOS, 2011). A pluma de sedimento deste rio tem como base os constituintes fitoplâncton e substância dissolvida, caracterizando esta região como de grande importância para o ecossistema marinho (ZOFFOLI et al., 2011).

A partir do supracitado observa-se que as regiões costeiras e de plataforma continental capixaba são ambientes bastante dinâmicos tanto por atividades comerciais, como por aspectos ambientais. Portanto, torna-se necessária a aplicação de técnicas que permitam estudos sinópticos da área e, com isso, auxiliem no monitoramento e na quantificação de variáveis ambientais nesta região.

4.1.2 Massas de Água e Correntes Superficiais

A corrente do Brasil (CB), que está inserida no contexto do Giro Subtropical do Atlântico Sul, é um jato oceânico originado da bifurcação da Corrente Sul Equatorial, de características de água tropical (AT), com valores relativamente salino (36,5 a 37,00) e quente, ($22,00^\circ\text{C}$ a $24,00^\circ\text{C}$ no inverno e $25,00^\circ\text{C}$ a $27,00^\circ\text{C}$ no verão) (VALENTIN et al., 2007).

Isso faz com que as águas oceânicas, entre Salvador e Arraial do Cabo (Rio de Janeiro), tenham características tipicamente oligotróficas. Devido à CB ser uma corrente de contorno oeste (CCO), ela é caracterizada por um alto valor de transporte de massa de 2,68sv e com uma velocidade média de 0,49 m/s (STOMMEL, 1948; EVANS et al., 1983). Essa maior energia cinética deixa o fluxo mais propenso a uma maior variedade de fenômenos de mesoescala (HOOKER e BROWN, 1996).

Embora a CB seja caracteristicamente mais energética que a corrente de contorno leste, esta se apresenta relativamente mais fraca do que a sua CCO análoga no Atlântico Norte, a Corrente do Golfo. A explicação mais plausível, e ainda não diretamente contestada, é de que as componentes termohalina e as forçadas pelo vento, apresentam sentidos opostos, enquanto no hemisfério norte, estas componentes têm o mesmo sentido (CASTRO et al., 2006).

Além desta AT típica na região, ocorre também a água costeira (AC) e a ACAS (Água Central do Atlântico Sul). Segundo Valentin et al. (2007), a ACAS é uma massa da água subsuperficial, gerada por afundamento das massas de água na Convergência Subtropical. A ACAS tende a aflorar devido a ventos predominante de NE principalmente no verão e primavera, contribuindo com o aumento da produção planctônica na região (SCHMID et al., 1995; GAETA et al., 1999).

Por fim, a AC se apresenta como uma massa de água sem característica termohalina bem definida, sendo influenciada principalmente por aportes fluviais da região, tendo, portanto, como sua principal característica a relativa baixa salinidade com temperaturas altas (próximas as da AT).

4.1.3 Regime de Ventos e Ondas

Na região Sudeste, no trecho de Vitória, Espírito Santo, a Paranaguá no Paraná, há uma acentuada transição entre a propagação de nordeste e dos ciclones extra-tropicais que se formam no sul do país. Algumas vezes ciclones formados na região agitam a superfície do mar (INNOCENTINI et al., 1999).

O regime padrão de ventos da região é resultante da dinâmica atmosférica do sudeste brasileiro. Esta dinâmica é controlada diretamente por três centros de ação, compreendendo os centros de ação tropicais, um oceânico - anticiclone do Atlântico - e outro continental - depressão do Chaco, caracterizados como semifixos e apresentam seus deslocamentos nos sentidos norte-sul e leste-oeste respectivamente. Destes dois centros de ações resultam, respectivamente, os sistemas Tropical Atlântico e o Tropical Continental. O terceiro centro de ação está associado ao anticiclone migratório Polar, que se desloca de sudeste para nordeste e dá origem ao sistema Polar Atlântico (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Durante todo o ano, nas regiões tropicais do Brasil, adjacentes à linha de costa, atuam frequentemente ventos dos quadrantes Leste (E) a Nordeste (NE), oriundos das altas subtropicais, ou seja, do anticiclone semi-permanente do Atlântico Sul, que podem ser cessados com a chegada de sistemas de correntes perturbadas de Sul, Oeste e Leste (NIMER, 1989).

As correntes perturbadas do Sul são representadas pela invasão de anticiclone polar, com ventos de Sul (S) a Sudeste (SE). As correntes perturbadas do Oeste ocorrem em meados da primavera a meados de outono, com a invasão de ventos de Oeste (O) a Noroeste (NO), trazidos por linhas de instabilidade tropicais e, as correntes de leste, são mais frequentes no inverno e outono, e se deslocam de leste para oeste provocando ventos de Leste (E).

Os ventos na região da plataforma continental sudeste do Brasil estão relacionados ao giro subtropical anticiclônico. Assim, os ventos provenientes de leste-nordeste (40-70% dos ventos atuantes) são os mais frequentes para essa região brasileira. Como resultado, ocorre um céu com baixa cobertura de nuvens e temperaturas elevadas, principalmente no inverno e primavera. Os ventos sul-sudeste (30% dos ventos atuantes) estão relacionados com frentes frias (frequência de 8 a 10 dias), promovendo uma queda na temperatura, chuva, com um vento do quadrante SW mais intenso (ROSSI-WONGTSCHOWSKI et al., 1989).

Nesta região central oceânica brasileira, ocorre a zona de convergência de massas de ar. As Zonas de Convergência Subtropical (ZCST), assim como nas presentes no Atlântico Sul - Zona

de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) - e no Pacífico - Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) -, estão associadas ao estacionamento de faixas nebulosas nesta região. Segundo Mendonça e Danni-Oliveira (2007), a ZCAS é provocada pelo aumento do calor e umidade proveniente do encontro de massa da Amazônia e do Atlântico Sul e se dispõem em uma longa distribuição de nebulosidade de orientação NO/SE, para as regiões oceânicas e costeiras.

Com relação ao regime de onda tem-se que o seu clima apresenta como padrão ondas provenientes do quadrante SE. Sazonalmente, as estações de outono, inverno e primavera seguem o mesmo padrão da climatologia geral, SE. Já no verão há uma predominância de ondas de NE. A análise das ocorrências de onda, para os 45 anos de dados de ondas do ECMWF, mostrou uma predominância de ondas com períodos entre 7,0s e 8,0s para o clima geral e para as estações do verão e primavera, enquanto que, para o outono e inverno, o intervalo foi entre 8,0s e 9,0s (PIUMBINI, 2009).

4.2 Banco de Dados

O banco de dados deste trabalho é formado de 127 imagens de satélite, de 03/07/1984 a 31/08/2011, as quais foram selecionadas como viáveis para estudo da região de interesse. Estas imagens foram registradas pelo sensor (ou radiômetro) *Thematic Mapper* (TM) a bordo do satélite Landsat 5 (L5) e foram adquiridas através da base de dados disponibilizada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Dentre as imagens do banco de dados foram selecionadas 4 que fazem parte dos resultados deste trabalho para observação de condições típicas e extremas na área de estudo, já que, as regiões interiores à plataforma continental têm sua dinâmica relacionada a eventos meteorológicos de curta duração.

4.2.1 Plataforma Landsat 5 e o Sensor Thematic Mapper

O Programa Landsat consiste de uma série de missões de observação da Terra por satélite gerido conjuntamente pela Administração Nacional da Aeronáutica e do Espaço (NASA) e pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos da América (USGS). Desde 1972, os satélites Landsat coletaram informações sobre a Terra, inicialmente, através do Landsat 1, cujo lançamento ocorreu no dia 26 de julho. Um dos principais objetivos deste programa é de coletar dados através de radiômetros presentes em suas plataformas e processar estes dados para serem aplicados na agricultura, na geologia e na segurança nacional.

O Landsat 5 é a quinta plataforma da família de satélites que foi lançada pelo Programa Landsat em 1 de março de 1984 e está atuante até hoje, fazendo com que seus dados sejam de

grande valia em pesquisas que demandam uma longa séries de dados. A plataforma L5 tem como principais características uma órbita de regime heliossíncrono, quase polar, com aproximadamente 98.2° de inclinação, orbitando a uma altitude de 705 km, permitindo, com isso, que esta plataforma tenha uma frequência de revisita de aproximadamente 16 dias.

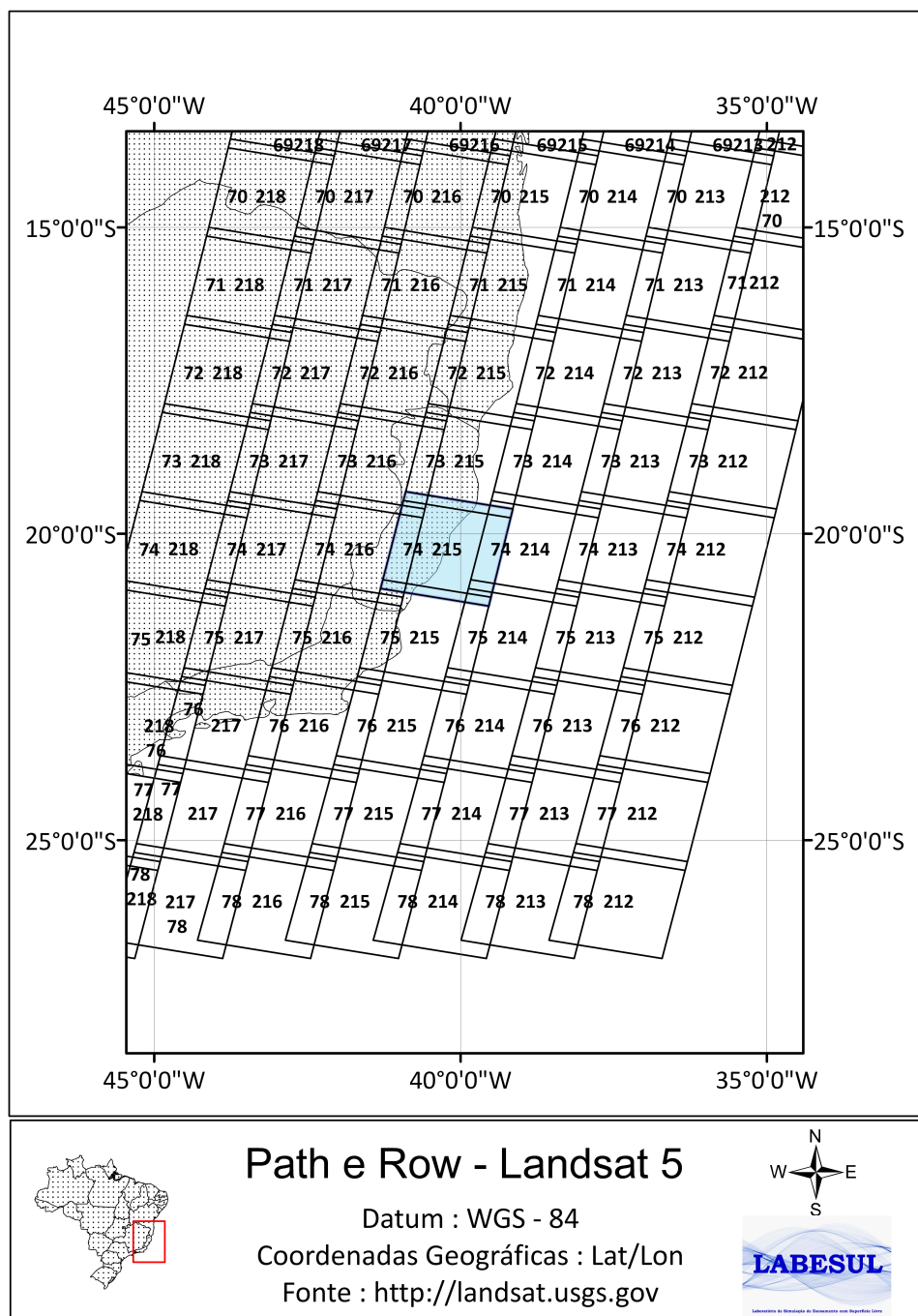


Figura 4.2: Órbitas e Pontos das passagens do satélite Landsat 5 em regiões adjacentes à área de estudo.

Tabela 4.1: Características dos dados provenientes do sensor TM. FE = Faixa Espectral ; IE = Intervalo Espectral ; COC = Comprimento de Onda Central ; RE = Resolução Espacial ; RR = Resolução Radiométrica.

BANDAS	FE	IE [μm]	COC [μm]	RE [m]	RR [$bits$]
BANDA 1	Azul	0,452 - 0,518	0,485	30	8
BANDA 2	Verde	0,528 - 0,609	0,569	30	8
BANDA 3	Vermelho	0,626 - 0,693	0,660	30	8
BANDA 4	IV próximo	0,776 - 0,904	0,840	30	8
BANDA 5	IV médio	1,567 - 1,784	1,676	30	8
BANDA 6	IV termal	10,45 - 12,42	11,435	120	8
BANDA 7	IV médio	2,097 - 2,349	2,223	30	8

A órbita desta plataforma segue o Sistema de Referência Global, *Worldwide Reference System (WRS)*, caracterizado pelas variáveis órbita (Path) e ponto (Row). A localização geográfica da região de estudo está posicionada na órbita/ponto 215/74, conforme destacado em azul na Figura 4.2.

Ao longo de sua órbita o satélite L5 registra seus dados através do radiômetro TM. Este sensor, que também esteve a bordo do Landsat 4 (atualmente inoperante), é caracterizado por apresentar uma varredura do tipo "Vassoura" (*Whisk Broom*), coletando dados multiespectrais usando 7 canais, sendo um canal na faixa do infravermelho termal (11,435 μm).

Na Tabela 4.1 estão compiladas as características espectrais, espaciais e radiométricas do sensor TM. Dentre as principais aplicações dos dados produzidos por este sensor, pode-se destacar o estudo da temperatura superficial do mar em regiões costeiras, através da Banda 6 e o estudo de sedimentos superficiais suspensos, utilizando as bandas 2 (0,569 μm) e 3 (0,660 μm).

O sensor TM possui um sistema interno, o *Internal Calibrator (IC)*, que é utilizado para a calibração dos canais visível e termal. O ajuste por regressão entre os dados calibrados a bordo e os dados de calibração no pré-lançamento permitem corrigir a radiância ao longo do tempo de vida do satélite. Desta regressão, são retiradas as variáveis radiométricas de calibração *Gain* e *Bias*, sendo a primeira quantificada pela inclinação da reta de regressão e a segunda pelo intercepto.

4.2.2 Sistema de Processamento de Dados

Antes de serem disponibilizados, os dados do satélite que chegam na estação receptora passam por um sistema de processamento. Os dados TM/L5 são processados com base no *Level 1 Product Generation System (LPGS)*, com a finalidade de realizar um tratamento padrão e gerar saídas com precisão radiométrica e geométrica sistemática.

Salienta-se, entretanto, que para esses dados espaciais pode-se necessitar, em alguns casos, de ortorectificação e/ou coregistro com pontos de controle, o que será abordado posteriormente. Os parâmetros de processamento do sistema LPGS para os dados TM/L5 são listados a seguir (USGS, 2012).

- Datum - WGS84;
- Orientação da imagem - Norte direcionado para cima;
- Formato de saída - GeoTIFF;
- Projeção - UTM;
- Método de Reamostragem - Convolução Cúbica;
- Número da Zona UTM - relativo ao centor de cada imagem, de número 24.

Os dados processados pelo sistema LPGS são disponibilizados em um arquivo contendo os valores máximos e mínimos da escala de radiância do sensor, não necessitando de utilizar os valores de *Gain* e *Bias*, como nos arquivos *.h1* disponibilizado pelo INPE.

4.3 Pré-Processamento

A etapa de pré-processamento consiste no tratamento prévio dos dados com a finalidade de adquirir informações necessárias para o cálculo das variáveis de interesse, TSM e CSS. Retificação e Calibração Radiométrica dos dados são as etapas nas quais ocorrem quantificação de variáveis físicas a partir dos valores digitais da imagem crua. Para tanto, são implementados os cálculos da radiância e, a partir daí, é estimada a reflectância dos píxel, juntamente com a temperatura de brilho da banda termal.

4.3.1 Ambiente de Programação

Tanto a construção dos códigos quanto o uso de interfaces gráficas foram efetuados pela linguagem computacional IDL® 4.7, através da licença fixa nº 1201087, no Laboratório de Simulação de Escoamentos com Superfície Livre (LABESUL) do Departamento de Engenharia Ambiental (DEA) da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES).

Esta linguagem permite análises de dados orientados ao arranjo (*Array-oriented*) e o desenvolvimento de interfaces de visualização. A primeira versão desta linguagem foi apresentada

em 1981 por David Stern, fundador da *Research Systems Incorporated* (RSI), empresa desenvolvedora da linguagem.

O uso da linguagem IDL® tem suas raízes relacionadas com as ciências astronômica e espacial, sendo atualmente utilizado em áreas como a física médica, a oceanografia e em testes e análises em engenharia. Exemplos de aplicações reais nas quais é utilizada a linguagem IDL® são: visualização de imagem do Telescópio Espacial Hubble e a geração da estrutura volumétrica do corpo humano a partir de imagens de ressonância magnética.

Por se tratar de uma programação em baixo nível ocorre uma otimização do tempo e do espaço de memória durante o processamento dos dados. Isso é uma vantagem quando se processa um grande volume de dados como são as imagem de satélites. As bibliotecas de programas em IDL® são outro fator relevante, uma vez que é livre, de fácil acesso e bastante diversificada. Neste trabalho são utilizadas principalmente a *Astronomy User's Library* da NASA e a *Coyote's Guide* (FANNING, 2011).

Paralelamente ao IDL® vem sendo desenvolvida uma plataforma para usuários finais, chamada ENVI®. Nesta, estão agrupados programas desenvolvidos para aplicações em Sensoriamento Remoto e Sistemas de Informação Geográfica, permitindo com isso, também, a visualização rápida dos resultados, bem como, a elaboração de mapas temáticos.

4.3.2 Retificação das Imagens

Comparando as imagens disponibilizadas pelo INPE com imagens ortoretificadas e vetores do IBGE, verificou-se a necessidade de um ajuste no posicionamento das cenas usando para isso um conjunto de pontos de controle de posições (linhas, colunas) de uma imagem previamente ortoretificada.

Este ajuste se deu através dos métodos de transformação polinomial e reamostragem dos píxel das imagens. Estes foram aplicados às imagens digitas obedecendo às propriedades de escala e de projeção de um mapa, visando modelar efeitos de Translação, Rotação, Escala e Afim.

Para tanto, é utilizado um polinômio de primeira ordem para o ajuste sendo ainda utilizada a reamostragem pelo método de vizinhos mais próximos com a finalidade de conservar as características espectrais dos dados. Os desvios da nova imagem com relação à imagem original foram calculados em função do RMSE, segundo a Eq. 4.1.

$$RMSE = \left[(x_n - x_o)^2 + (y_n - y_o)^2 \right]^{1/2} \quad (4.1)$$

Sendo,

x_n = Coordenada linha calculada pelas equação polinomial;

y_n = Coordenada coluna calculada pelas equação polinomial;

x_o = Coordenada linha original dos pontos de controle na imagem.

y_o = Coordenada coluna original dos pontos de controle na imagem.

4.3.3 Cálculo da Radiância

Devido à necessidade de se comparar as informações da energia refletida e emitida por um alvo, deve-se colocar as informações de diferentes sensores e de diferentes épocas em uma mesma referência radiométrica. A conversão dos níveis digitais (ND) é realizada usando os valores mínimos ($LMIN_\lambda$) e máximos ($LMAX_\lambda$) da escala de radiância do sensor, através do escalonamento do número digital, segundo a Eq. 4.2 (CHANDER e MARKHAM, 2003), na qual a radiância espectral L_λ é a única incógnita e as outras variáveis são conhecidas da própria imagem.

$$L_\lambda = \left(\frac{LMAX_\lambda - LMIN_\lambda}{Q_{cal\ max} - Q_{cal\ min}} \right) (Q_{cal} - Q_{cal\ min}) + LMIN_\lambda \quad (4.2)$$

Sendo que, o valor mínimo do numero digital $Q_{cal\ min}$ é 1 e, do valor $Q_{cal\ max}$ é 255. Assim, o cálculo da radiância espectral, apenas em função dos fatores de escalamento e da imagem, se dá pela Eq 4.3 a seguir.

$$L_\lambda = \left(\frac{LMAX_\lambda - LMIN_\lambda}{254} \right) (Q_{cal} - 1) + LMIN_\lambda \quad (4.3)$$

Sendo,

L_λ = Radiância Espectral que chega à abertura do sensor [$W/m^2sr\mu m$];

Q_{cal} = Valor quantizado do píxel processado [ND];

$Q_{cal\ min}$ = Valor mínimo quantizado do píxel processado correspondente ao $LMIN_\lambda$ [ND];

$Q_{cal\ max}$ = Valor máximo quantizado do píxel processado correspondente ao $LMAX_\lambda$ [ND];

$LMAX_\lambda$ = Radiância espectral que incide no sensor que é escalada para o $Q_{cal\ max}$ [$W/m^2sr\mu m$].

$LMIN_\lambda$ = Radiância espectral que incide no sensor que é escalada para o $Q_{cal\ min}$ [$W/m^2sr\mu m$].

Tabela 4.2: Valores de $LMAX_{\lambda}$ e $LMIN_{\lambda}$ para a calibração dos dados do sensor Landsat5/TM por Chander et al. (2009). O asterisco relacionado ao nome da banda representa os dados destas bandas que foram adquiridos entre 1 de março de 1984 a 31 de dezembro de 1991.

Landsat5/TM (LPGS)	$LMIN_{\lambda}$	$LMAX_{\lambda}$
BANDA 1	-1,52	193
*BANDA 1	-1,52	169
BANDA 2	-2,84	365
*BANDA 2	-284	333
BANDA 3	-1,17	264
BANDA 4	-1,51	221
BANDA 5	-0,37	30,2
BANDA 6	1,2378	15,3032
BANDA 7	-0,15	16,5

O uso das radiâncias deve ser feito considerando que a degradação da sensibilidade do calibrador interno é um função do tempo, levando a erros superiores a 20%. Por conta disso, estudos recentes vêm revisando os fatores de calibração anteriormente determinados e, com isso, procurando reduzir os erros (CHANDER et al., 2007; CHANDER et al., 2009; CHANDER et al., 2010). Os dados de $LMIN_{\lambda}$ e $LMAX_{\lambda}$ mais atuais foram extraídos do trabalho de Chander et al. (2009) e estão Tabela 4.2.

4.3.4 Estruturação dos Dados

Como pré-requisito, para proceder com a correção atmosférica dos dados de diferentes bandas, foi necessário gerar o empilhamento e a modificação na estrutura de estocagem dos dados. O empilhamento consiste em armazenar em uma variável todas as bandas. Pode-se reunir duas ou mais imagens de diferentes sensores e tempos, que apresentem concordância estrutural (referência da matriz, tamanho da matriz e tamanho do píxel) como apresentado na Figura 4.3.

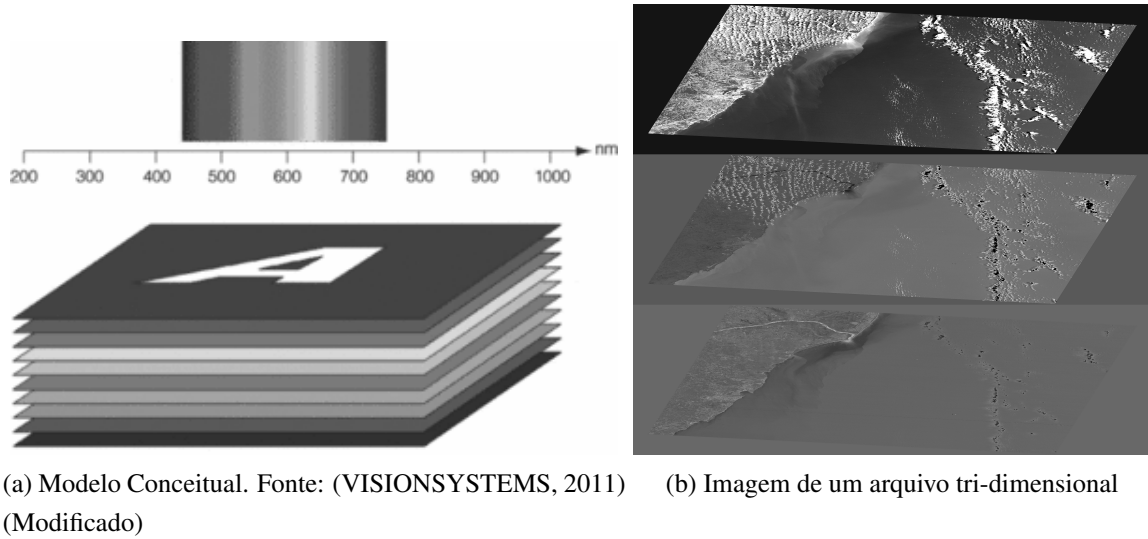


Figura 4.3: Perspectiva da organização de uma imagem multiespectral após o processo de empilhamento de suas bandas.

A estrutura de estocagem dos dados está relacionada com a maneira com que os arranjos da imagem estão posicionados na memória do computador, ou em outro meio de armazenamento. A conversão de estrutura faz com que os dados originais, que estavam estocados no formato *Band Sequential* (BSQ), sejam reestruturados para a *Band Interleaved by Line* (BIL), como mostrado no exemplo abaixo, para uma imagem do tipo $g_k(i, j)$, com $k = 3$ e $i = j = 3$, na qual k é o índice das bandas e i e j são os índices dos píxel nas linhas e nas colunas respectivamente.

$$BSQ = \begin{bmatrix} g_1(1,1) & g_1(2,1) & g_1(3,1) \\ g_1(1,2) & g_1(2,2) & g_1(3,2) \\ g_1(1,3) & g_1(2,3) & g_1(3,3) \\ g_2(1,1) & g_2(2,1) & g_2(3,1) \\ g_2(1,2) & g_2(2,2) & g_2(3,2) \\ g_2(1,3) & g_2(2,3) & g_2(3,3) \\ g_3(1,1) & g_3(2,1) & g_3(3,1) \\ g_3(1,2) & g_3(2,2) & g_3(3,2) \\ g_3(1,3) & g_3(2,3) & g_3(3,3) \end{bmatrix}$$

$$BIL = \begin{bmatrix} g_1(1,1) & g_1(2,1) & g_1(3,1) \\ g_2(1,1) & g_2(2,1) & g_2(3,1) \\ g_3(1,1) & g_3(2,1) & g_3(3,1) \\ g_1(1,2) & g_1(2,2) & g_1(3,2) \\ g_2(1,2) & g_2(2,2) & g_2(3,2) \\ g_3(1,2) & g_3(2,2) & g_3(3,2) \\ g_1(1,3) & g_1(2,3) & g_1(3,3) \\ g_2(1,3) & g_2(2,3) & g_2(3,3) \\ g_3(1,3) & g_3(2,3) & g_3(3,3) \end{bmatrix}$$

4.3.5 Cálculo da Reflectância e Correção Atmosférica

A reflectância é a variável física mais importante no estudo dos sedimentos, uma vez que ela está relacionada diretamente com a qualidade e a quantidade dos SSS, sendo também de suma importância para o reconhecimento das nuvens na cena. Por conseguinte, para calcular a reflectância espectral são utilizados os dados de radiância calculados na etapa anterior, a reflectância *Top of Atmosphere* (TOA), para o topo da atmosfera, e, ainda devem ser compensados os efeitos atmosféricos.

A reflectância TOA, ou albedo planetário, são os valores de radiação provenientes do topo da atmosfera, daí o nome TOA. As principais vantagens de se trabalhar com a reflectância TOA são a redução dos efeitos de diferentes ângulos zenitais solares devido a diferença de tempo de aquisição das imagens, fazendo-se a compensação da irradiância para diferentes bandas e corrigir a variação da distância sol-terra entre diferentes datas de aquisição das imagens. Esta reflectância TOA é calculada de acordo com a equação 4.4.

$$\rho_\lambda = \frac{\pi \cdot L_\lambda \cdot d^2}{ESUN_\lambda \cdot \cos(\theta_s)} \quad (4.4)$$

Sendo,

ρ_λ = Reflectância TOA planetária [s.u.];

L_λ = Radiância Espectral que chega à abertura do sensor [$W/m^2sr\mu m$];

π = Constante matemática de valor 3.14159 [s.u.];

d = Distância Sol-Terra [unidades astronômicas];

$ESUN_\lambda$ = Irradiância solar média para a exoatmosfera [$W/m^2\mu m$];

θ_s = Ângulo zênite solar [graus];

A reflectância TOA permite, portanto, a padronização das informações adquiridas por sensores remotos em diversas regiões do planeta e em diversos períodos do dia e do ano. Entretanto, esta reflectância contém interferências causadas pelos processos de espalhamento e absorção ao longo do caminho pela atmosfera.

A correção atmosférica deve ser aplicada para compensar os efeitos atmosféricos, como os oriundos da interação da energia com vapor de água e os aerossóis. Quando se busca uma análise quantitativa da superfície terrestre, a remoção da influência atmosférica é essencial.

O uso de métodos de correção atmosférica com base em modelos e dados empíricos estão ainda hoje em vigor na comunidade científica. A evolução destes métodos permite assimilar novas variáveis para a correção dos efeitos da atmosfera. Estes métodos se apoiam na equação de transferência radiativa, Eq. 4.5 para a compensação de efeitos gerais (GAO e GORTZ, 1990).

$$L_0(\lambda) = L_{sol}(\lambda) \cdot T_\lambda \cdot R_\lambda \cdot \cos(\theta) + L_{caminho}(\lambda) \quad (4.5)$$

Sendo,

$L_0(\lambda)$ = Radiância Espectral que chega à abertura do sensor [$W/m^2 sr \mu m$];

$L_{sol}(\lambda)$ = Radiância do sol acima da atmosfera [$W/m^2 sr \mu m$];

T_λ = Transmitância total da atmosfera [s.u.];

R_λ = Reflectância da superfície [s.u.];

$L_{caminho}(\lambda)$ = Radiância espalhada durante o caminho [$W/m^2 sr \mu m$];

θ = Ângulo zênite solar [graus];

Métodos recentes vêm considerando variáveis físicas como o conteúdo de vapor de água e nível topográfico da Terra, incluindo estas na Eq. 4.5, mais informações físicas, possibilitando compensar efeitos adjacentes e, com isso, ter uma correção mais robusta.

$$L_\lambda = \left(\frac{A\rho}{1 - \rho_e S} \right) + \left(\frac{B\rho}{1 - \rho_e} \right) + L_a \quad (4.6)$$

Sendo,

L_λ = Radiância Espectral que chega à abertura do sensor [$W/m^2 sr \mu m$];

L_a = Radiância retroespalhada pela atmosfera [$W/m^2 sr \mu m$];

ρ = Reflectância da superfície [s.u.];

ρ_e = Reflectância média da superfície para uma região aproximada [s.u.];

S = Albedo esférico da atmosfera [s.u.];

A e B = são coeficientes que dependem de condições geométricas e atmosféricas e independem da superfície alvo [s.u.];

Neste modelo então apresentadas as duas reflectâncias como incógnita, já que os coeficientes A , B , S e L_a podem ser calculados através de modelos físicos atmosféricos que assimilam os ângulos de observação, ângulo solar e elevação média da cena.

Este modelo ainda pode ser simplificado a partir da consideração de que a reflectância da superfície é igual à reflectância média de uma área adjacente, considerando uma boa distribuição da energia refletida por um píxel e seus vizinhos, tornando a equação como apresentado na Eq. 4.7. Esta solução envolve o cálculo da radiância da imagem promediado no espaço, L_e que é utilizada para calcular uma reflectância promediada no espaço, ρ_e , a partir da seguinte equação.

$$L_e \approx \left(\frac{(A + B) \cdot \rho_e}{1 - \rho_e \cdot S} \right) + L_a \quad (4.7)$$

O modelo físico da Eq. 4.7 está implementado no pacote *Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes* (FLAASH) que foi utilizado para solucionar a correção atmosférica dos dados. Este pacote se encontra disponível na interface ENVI®.

O FLAASH foi desenvolvido pela *Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate* (AFRL/VS) com o objetivo de dar suporte às análises de dados de radiômetros imageadores multiespectrais e hiperespectrais na faixa do visível e infravermelho com menores comprimentos de onda (COOLEY et al., 2002). A correção feita pelo FLAASH apresenta o diferencial de assimilar variáveis não antes consideradas em outros algoritmos, como a quantidade de vapor de água na coluna da atmosfera e elevação.

4.4 Processamento

Na etapa de processamento são calculados os campos de TSM e CSS utilizando-se dados de outros satélites e/ou equações já estabelecidas na literatura. Uma máscara binária é criada para somente apresentar a região a ser analisada.

4.4.1 Cálculo da TSM

Os dados da banda térmica (Banda 6/TM) são convertidos da radiância espectral do sensor usando a equação 4.3 e esta é convertida em temperatura de brilho (TB) usando a Eq. 4.8.

A TB assume que a Superfície da Terra é um corpo negro e inclui efeitos atmosféricos. A temperatura registrada pelo sensor usa as constantes de calibração ($K1$ e $K2$), obtidas na fase de pré-lançamento. A relação da radiância espectral registrada pelo sensor em temperatura de brilho está na Eq. 4.8, conforme proposto na literatura (SOSPEDRA et al., 1998).

$$TB = \left(\frac{K2}{\frac{K1}{L_\lambda} + 1} \right) \quad (4.8)$$

Sendo,

TB = Temperatura de Brilho [K];

$K2$ = 1260,56 [K];

$K1$ = 607,76 [$W/m^2 sr \mu m$];

L_λ = Radiância Espectral que chega à abertura do sensor [$W/m^2 sr \mu m$];

Para converter a TB em TSM deve-se utilizar dados de campo ou dados de outros satélites como o produto *Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature* (MURSST) (NASA, 2012). Os dados MURSST são produzidos com base em medições de TSM por satélite nos comprimentos de onda do infravermelho termal e microondas, assimilando ainda observações superficiais que vêm de barcos e bóias. Isso permite uma boa estimativa da TSM *in-situ* próxima à região da Plataforma Continental capixaba (FREGUETE et al., 2012).

Neste trabalho, os dados de TB foram degradados para a mesma resolução espacial dos dados MURSST (aproximadamente 1km). Logo, 50 píxels de coordenadas bem distribuídos, em 4 cenas diferentes foram utilizados para ajustar os dados a partir de um polinômio de primeiro grau. Em seguida foram escolhidos outros 30 píxels para validar o modelo ajustado. Essa validação foi feita através do cálculo da Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE) e Viés, como apresentado a seguir.

$$g_1 = \begin{bmatrix} g_1(1,1), & g_1(1,2), & \dots, & g_1(1,n) \end{bmatrix}$$

$$g_2 = \begin{bmatrix} g_2(1,1), & g_2(1,2), & \dots, & g_2(1,n) \end{bmatrix}$$

$$RMSE(g_1, g_2) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (g_{1i} - g_{2i})^2}{n}} \quad (4.9)$$

$$Vies(g_1, g_2) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (g_{1i} - g_{2i}) \quad (4.10)$$

A criação de uma escala de cores para ser usada nos mapas temáticos de TSM se dá a partir de estudos climatológicos da TSM em prelo que está sendo realizado no LABESUL. Neste trabalho são encontradas TSM, para a área de estudo, que variam entre 19 e 28 graus célsius.

4.4.2 Cálculo da CSS

A partir dos valores calculados da reflectância compensada dos efeitos atmosféricos é efetuado o cálculo da CSS. Para esse cálculo deve-se obter uma relação logarítmica entre a reflectância da superfície e dados de campo de CSS. Dados de campo foram disponibilizados pelo Instituto Estadual do Meio Ambiente - Espírito Santo (IEMA-ES), porém, nenhum dos dados foram utilizados porque nas datas de coleta não existiam imagens disponíveis ou, a imagem estava coberta por nuvens na região de estudo. Na falta de dados optou-se por usar uma equação presente na literatura com coeficientes que foram aplicados em regiões costeiras e de plataforma. A equação usada é a Eq 4.11, e essa foi inicialmente proposta por Tassan (1987).

$$\log(CSS) = (3,08 \pm 0,27) + (1,70 \pm 0,14) \times \log(\rho_{0,569}) \quad (4.11)$$

Este modelo logarítmico está fundamentado em um simples modelo empírico apresentado por Gordon e Morel (1983). A Eq 4.11 também foi utilizada por Lorenzzetti et al. (2007) para estudar a CSS na desembocadura do Rio São Francisco, Brasil.

A partir do cálculo do campo de CSS foram criadas paletas de cores com a finalidade de relacionar os valores de cada píxel a uma classe e com isso facilitar a interpretação dos dados. As paletas tiveram suas classes distribuídas conforme variavam os valores de CSS no espaço.

4.4.3 Máscaras Binárias

Após o cálculo da TSM e CSS as máscaras são usadas para mostrar somente a distribuição de TSM ou CSS na região de interesse. As máscaras tiveram duas fontes: uma máscara de terra e outra máscara de nuvens. A máscara de terra teve sua construção a partir do vetor de linha de costa proveniente do Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo. Este foi inserido na imagem ortorretificada *LT52150742006101CUB00* do banco de dados Legacy/Glovis e em seguida esta matriz foi binarizada em regiões internas e externas ao vetor, com valores de 0 e 1 respectivamente (GLOVIS, 2012).

A máscara de nuvem foi obtida segundo o método Fmask (*Funtion of Mask*) de discretização por propriedades físicas das nuvens, levando em consideração a distribuição da reflectância do topo da atmosfera (TOA) e a temperatura de brilho de cada cena (ZHU e WOODCOCK, 2012). Este algoritmo leva em consideração as diferentes alturas de nuvens, e, a partir disso, discrimina 4 alvos: nuvem, sombra de nuvem, neve e terra.

4.5 Fluxograma

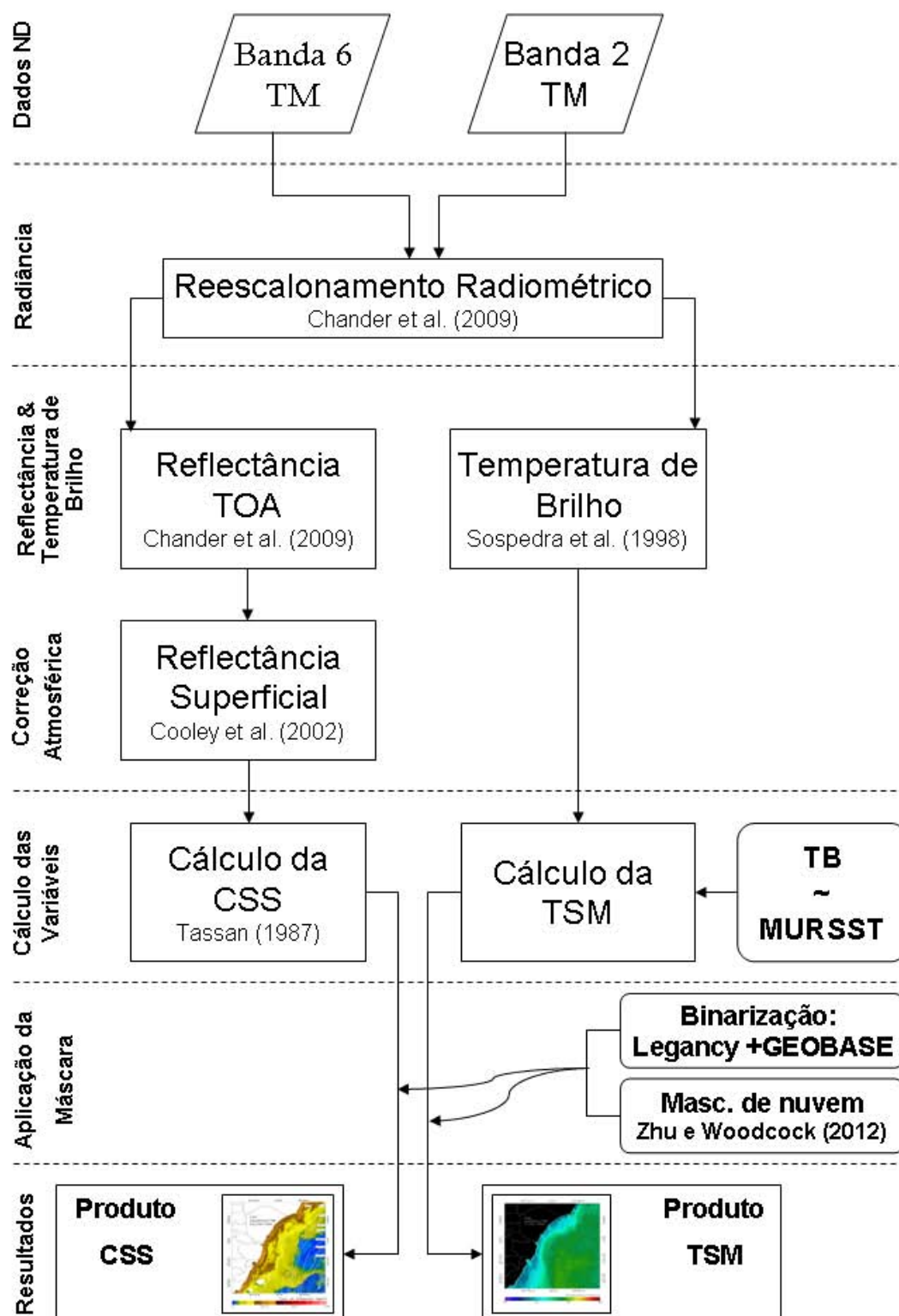


Figura 4.4: Fluxograma resumido da metodologia para a geração dos resultados de CSS e TSM.

O fluxograma mostrado na Figura 4.4 está dividido em seis principais etapas nas quais os dados brutos de entrada, em níveis digitais, após as etapas de processamento digitais resultam nos campos de concentração de sedimento, CSS, e de temperatura do mar, TSM.

Capítulo 5

Resultados e Discussões

O Capítulo 5 deste trabalho é destinado à apresentação dos principais resultados de TSM e CSS para a plataforma capixaba proveniente das etapas de pré-processamento e processamento dos dados. Estão incluídas ainda, sessões contendo os testes e a análise da viabilidade de se adquirir dados para a região de estudo .

5.1 Análise da Aquisição de Imagens

Como abordado no Capítulo 2, o uso de dados dentro da faixa do visível e do infravermelho do espectro eletromagnético, é extremamente comprometido pelas condições atmosféricas. A seguir, nessa sessão, são apresentados os resultados provenientes das compilações de dados que representam a aquisição destas imagens em função da sazonalidade. Devido ao fato de os dados do Landsat5/TM ainda se encontrarem funcionais, há a necessidade de caracterizar os períodos de melhor aquisição de dados para que sirva de apoio ao planejamento de amostragem de dados *in-situ* e na busca de períodos mais prováveis de se obter uma maior série de dados.

O simples agrupamento em porcentagem dos dados, como pode ser visto na Tabela 5.1, permite dizer que apenas 20% dos dados esperados estão disponíveis para uso na área de estudo (quantidade de imagens esperadas em função da resolução temporal do satélite durante todo o período analisado). As principais lacunas estão relacionadas com a não disponibilidade das imagens no repositório do órgão distribuidor, 33% do total de imagens esperadas, e com a cobertura de nuvens das cenas que inviabilizam o uso das mesmas, 43% das imagens disponibilizadas.

Outro agrupamento se deu pela frequência de imagens viáveis através do histograma de classes, Figura 5.1. As classes foram divididas sazonalmente, sendo que a entrada dos dados na classe seguiu o rigor dos dias relacionados com os solstício e equinócio do hemisfério sul. Analisando a Figura 5.1 verifica-se que as imagens viáveis ocorrem mais frequentemente nos meses de abril a setembro que correspondem as estações de outono e inverno.

Tabela 5.1: Compilação das imagens de satélite Landsat5 em, viáveis, não viáveis, disponíveis e não disponíveis para o período compreendido entre os anos de 1984 a 2011.

Índice	Motivo	Imagens	%
Total Esperado		630	100
Imagens não Disponibilizadas		205	33
Imagens Disponibilizadas		425	67
Disponibilizadas Viáveis		124	20
	Var. Inconcluída	21	3
Disponibilizadas Não Viáveis	Cob. de Nuvem	270	43
	Erro do Píxel	10	2

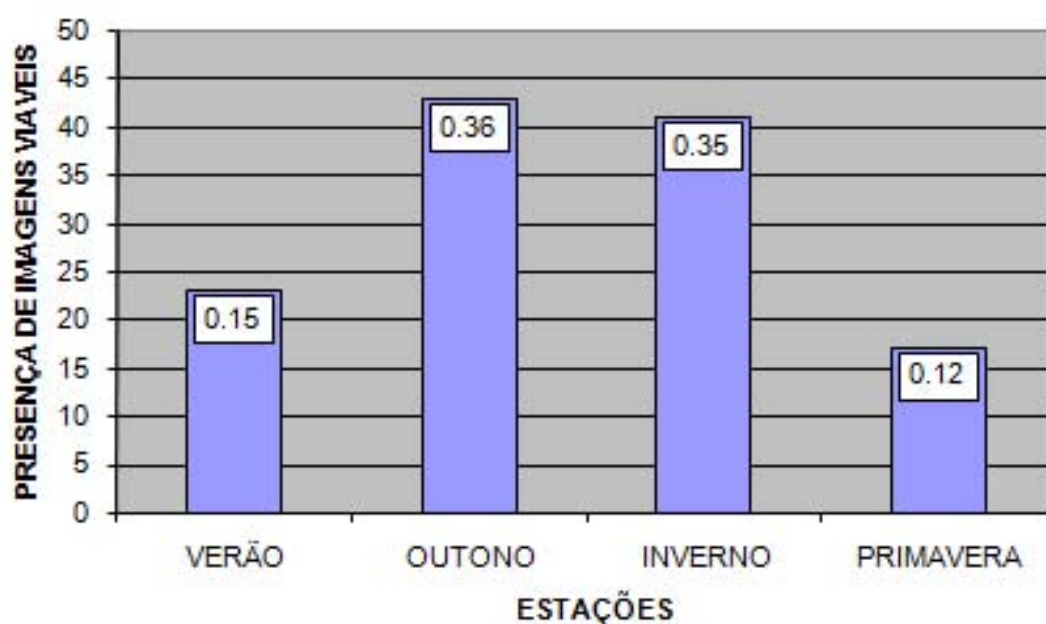


Figura 5.1: Divisão de imagens viáveis por estação. Nota-se uma maior frequência de dados durante o outono e inverno.

O gráfico de caixas da Figura 5.2 apresenta a compilação das medidas de mediana e variância para a amostragem sazonal. Nesta figura observamos que todos os períodos apresentam a caixa, com intervalos interquartis, relativamente amplos e não centralizados, sugerindo uma alta discrepância entre as quantidades de imagens disponíveis.

Os bigodes das caixas variam bastante chegando a não estarem presentes, como nos dados de primavera. O comportamento do bigode para o período de primavera indica pouca variação dos dados, enquanto para o período de inverno, no qual o bigode apresenta um valor maior que a própria caixa, pode ser entendido como forte variância dos seus dados.

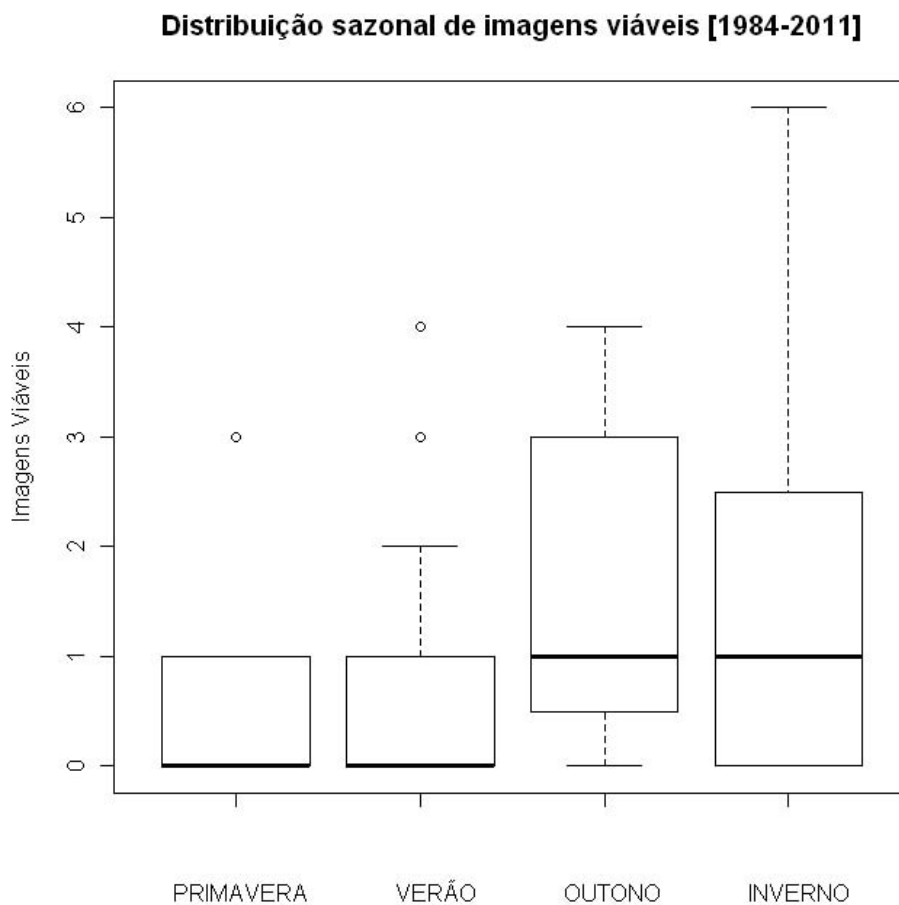


Figura 5.2: Gráfico de caixa compilando as medidas de mediana e variância das distribuições dos dados de subamostras sazonais para o período de 1984 a 2011.

Além disso, os dados de inverno e outono se apresentam com uma distribuição significativa, uma vez que a totalidade dos dados estão dentro da distribuição. Os *outliers* presentes no gráfico representam os valores de variabilidades extremas inerentes dos elementos da população, indicando que estes valores não são característicos das distribuições de imagens adquiridas na estação.

5.2 Resultados da TSM

5.2.1 Estimando a TSM

Na Figura 5.3 é mostrada a relação entre as temperaturas de brilho da banda 6 do sensor TM e os dados de MURSST.

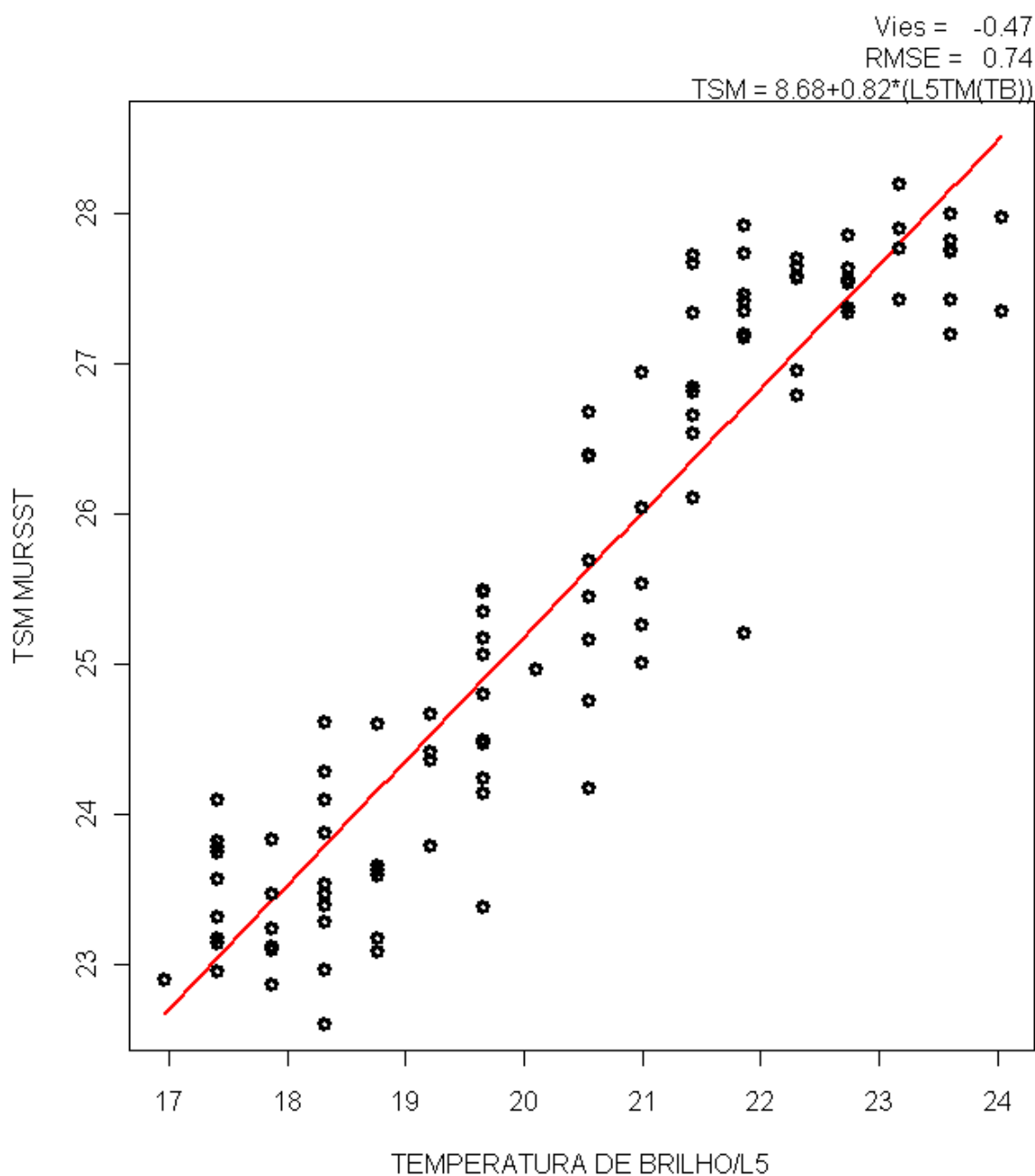


Figura 5.3: Gráfico de dispersão da temperatura de brilho do Landsat5 versus temperatura da superfície do mar do banco de dados MURSST com a reta ajustada. Na região interna ao gráfico a relação das mesmas variáveis para eixos de mesmos valores, de 16,9 °C a 28,1 °C

Os resultados de ajuste da regressão linear indicam:

- Erro Padrão Residual: 0,6403, com 101 graus de liberdade
- r^2 : 0,8706

- r^2 ajustado: 0,8693
- Estatística F: 679,4 para 1 com 101 graus de liberdade, p-valor menor que $2,2 \times 10^{-16}$

O resultado da regressão é caracterizado por um bom ajuste da reta aos dados e uma boa explicação do modelo, o que é possível observar pelo RMSE da regressão, de $0,74^\circ\text{C}$, com um erro menor que 1°C e pelo o R^2 , caracterizando que 87% dos dados foram explicados pela equação de ajuste. Através da estatística F obtém-se um p-valor menor que $2,2 \times 10^{-16}$, que, pelo fato de ser menor que o nível de significância utilizado, 0,05, tem-se, portanto, que a regressão apresenta significância estatística.

O viés da regressão caracteriza uma subestimação do valor de TSM do Landsat5 com relação à TSM do MURSST em $0,47^\circ\text{C}$. Estes valores se apresentam na literatura de forma bastante variada em função dos métodos de regressão aplicados. Trisakti et al. (2004) ajustando a TSM calculada pelo NOAA12 e a TSM calculada pelo Landsat7 usando um polinômio de terceira ordem obteve um coeficiente de explicação de 0,65, caracterizando a baixa uniformidade de distribuição das amostras ao longo da curva ajustada.

O ajuste linear dos dados de TSM Landsat5, contra TSM do MODIS feito por Xing et al. (2006), obteve um R^2 de 0,75 sendo que este também utilizou duas bandas para o cálculo da TSM. Outro fator que auxilia no melhor ajuste dos dados deste trabalho, com relação aos outros, é o fato de haver alta correlação dos dados MURSST - coeficiente de correlação de 0,88 - com os dados de campo (FREQUETE et al., 2012).

5.2.2 TSM na Plataforma Adjacente ao ES

Os campos de TSM mostrados nas Figuras 5.4, 5.5, 5.6 e 5.7 apresentam-se com duas característica bem definidas, imagens com distribuições tendendo à homogeneidade térmica e imagens com um alto contraste térmico entre as regiões próximas e afastadas da costa.

As Figuras 5.4 e 5.5 são as que apresentam as temperaturas mais contrastantes, com destaque a Figura 5.4, na qual está presente a maior faixa de variação de $\sim 21^\circ\text{C}$ à $\sim 26^\circ\text{C}$ entre as regiões oceânicas mais próximas e mais afastadas da costa, respectivamente. Já nas Figuras 5.6 e 5.7 observa-se uma temperatura superficial mais homogênea e menor, de $\sim 22^\circ\text{C}$.

Este comportamento da faixa de variação da TSM, em função do período de aquisição das imagens, foi verificado por Teixeira (2009). Através de perfis transversais à costa, o autor observou maiores gradientes de temperatura no período de verão, enquanto temperaturas mais baixa e com uma distribuição mais homogênea foram verificadas nos períodos de inverno.

Estas variações espaciais da TSM podem ser explicadas sazonalmente pela intensificação dos ventos de NE na região, que devido ao transporte de Ekman, à esquerda da direção do

vendo tem-se uma divergência unilateral para fora da costa e uma subsequente reposição de água proveniente da subsuperfície. No período de inverno ocorre o processo inverso, por conta do enfraquecimento dos ventos NE e entradas de frentes frias trazendo ventos de S-SE para a região.

Com relação às regiões próximas da linha de costa, observa-se que somente na Figura 5.4 há uma entrada mais significativa de plumas termais aportando águas mais quentes no ambiente marinho.

Estas regiões são principalmente o Rio Doce ($19^{\circ}39'S$ e $39^{\circ}48'W$), a Baía do Espírito Santo ($20^{\circ}19'S$ e $40^{\circ}14'W$) e o Rio Jucu ($20^{\circ}25'S$ e $40^{\circ}19'W$), cujas temperaturas correspondentes destas plumas são $\sim 25^{\circ}C$, $\sim 23^{\circ}C$ e $\sim 24^{\circ}C$, respectivamente.

As maiores vazões para o Rio Doce ocorrem nos 6 primeiros meses do ano hidrológico, de outubro à março corroborando, assim, os resultados de pluma térmica encontrada na Figura 5.4. Além disso, observa-se temperaturas próximas de $19^{\circ}C$ associadas às máscaras de nuvens, como na porção sul da Figura 5.4.

Com relação à aplicação das máscaras de nuvens nas imagens, observou-se um melhor mascaramento em nuvens mais espessas, as quais apresentam um maior contraste com relação ao campo de TSM. Na porção sul da Figura 5.7, destacada por um retângulo preto, observa-se a omissão no mascaramento de alguns píxels.

Este fato pode-se dever ao cálculo do contraste do programa que é feito para toda a cena, e que portanto é aplicado de maneira igual para todos os píxels da imagens podendo gerar, então, um limiar mar-nuvem não sensível em regiões de nuvens mais esparsas (ZHU e WOODCOCK, 2012).

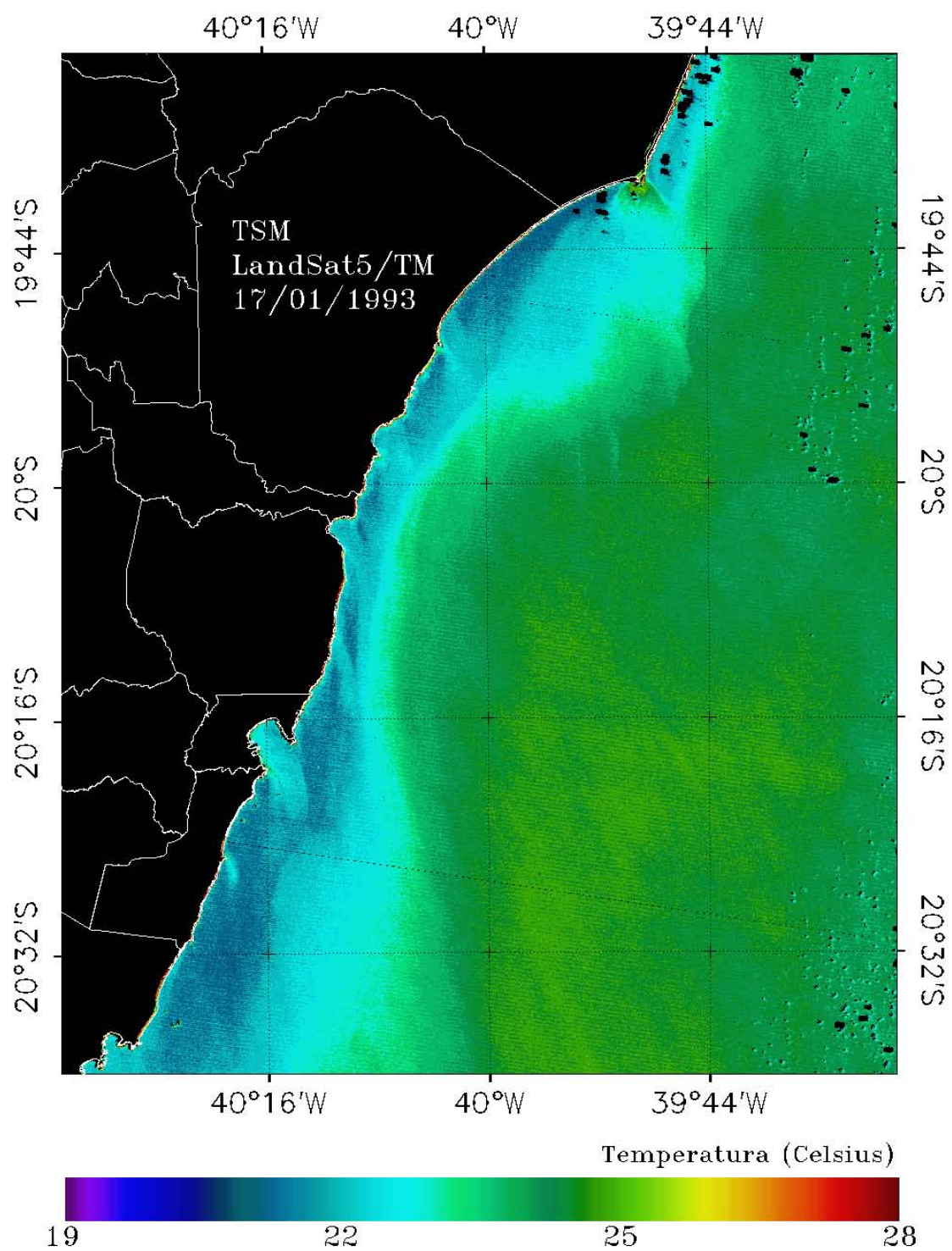


Figura 5.4: TSM da área de estudo, para o dia 17/01/1993, a partir da equação de regressão TB x MURSST.

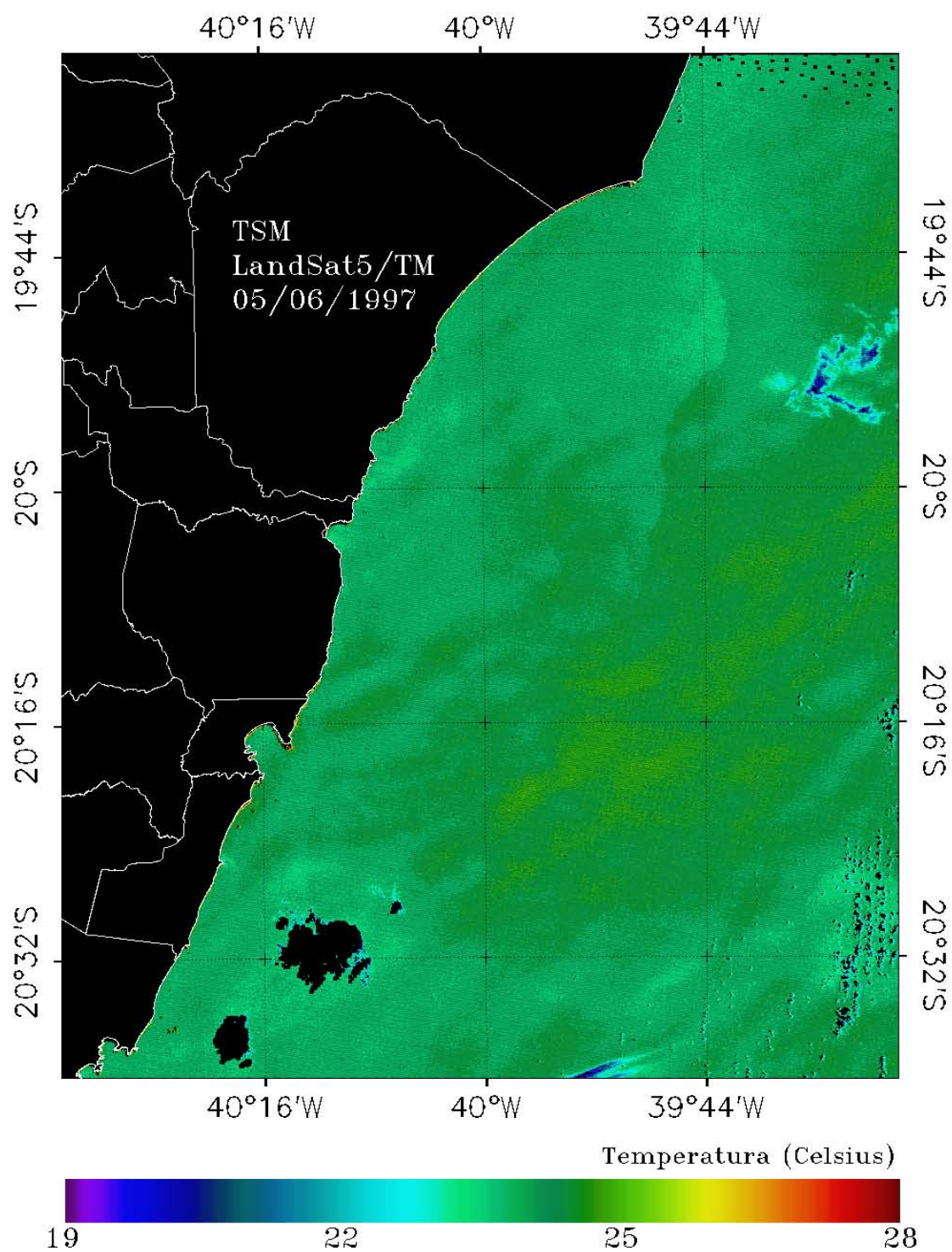


Figura 5.5: TSM da área de estudo, para o dia 05/06/1997, a partir da equação de regressão TB x MURSST.

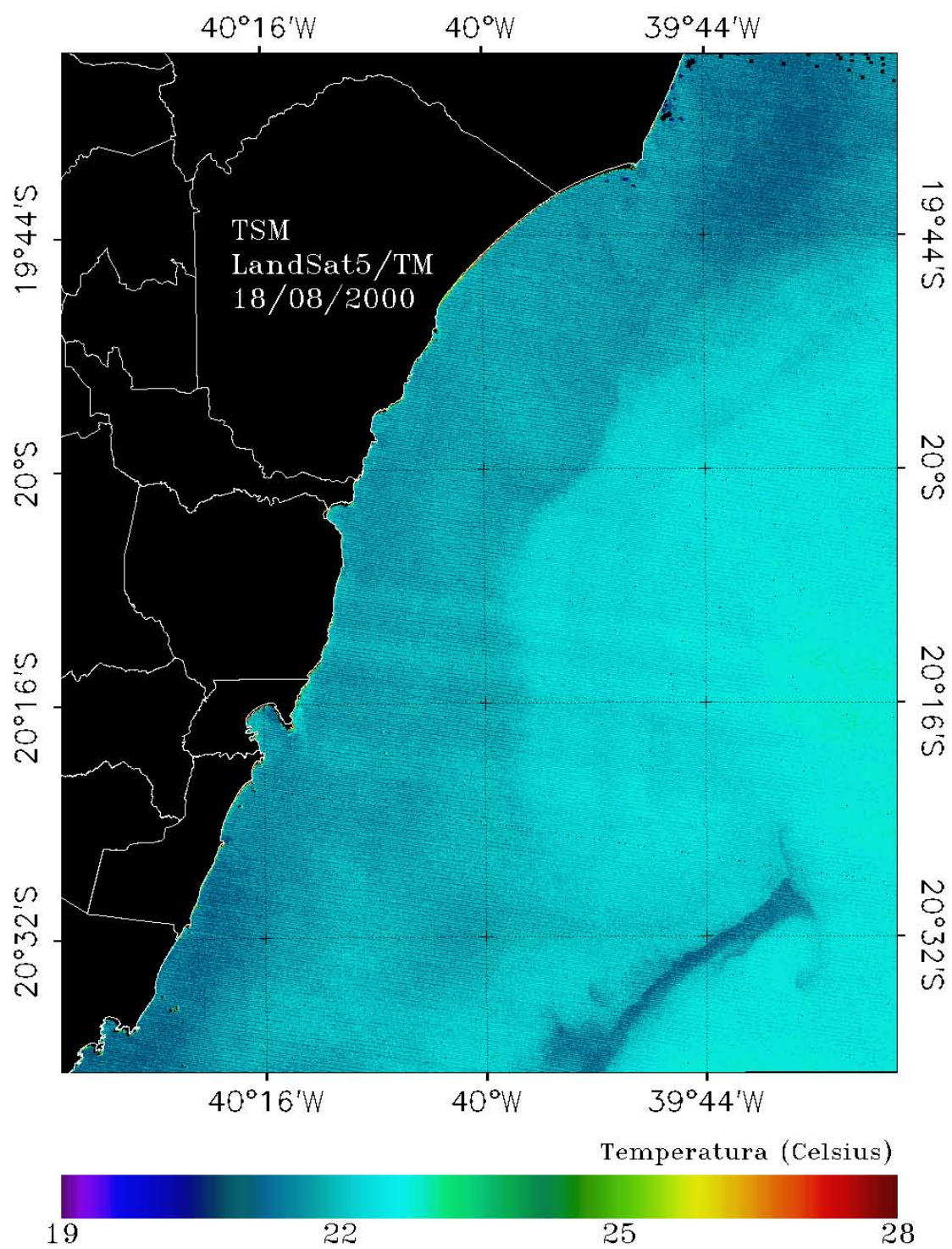


Figura 5.6: TSM da área de estudo, para o dia 16/08/2000, a partir da equação de regressão TB x MURSST.

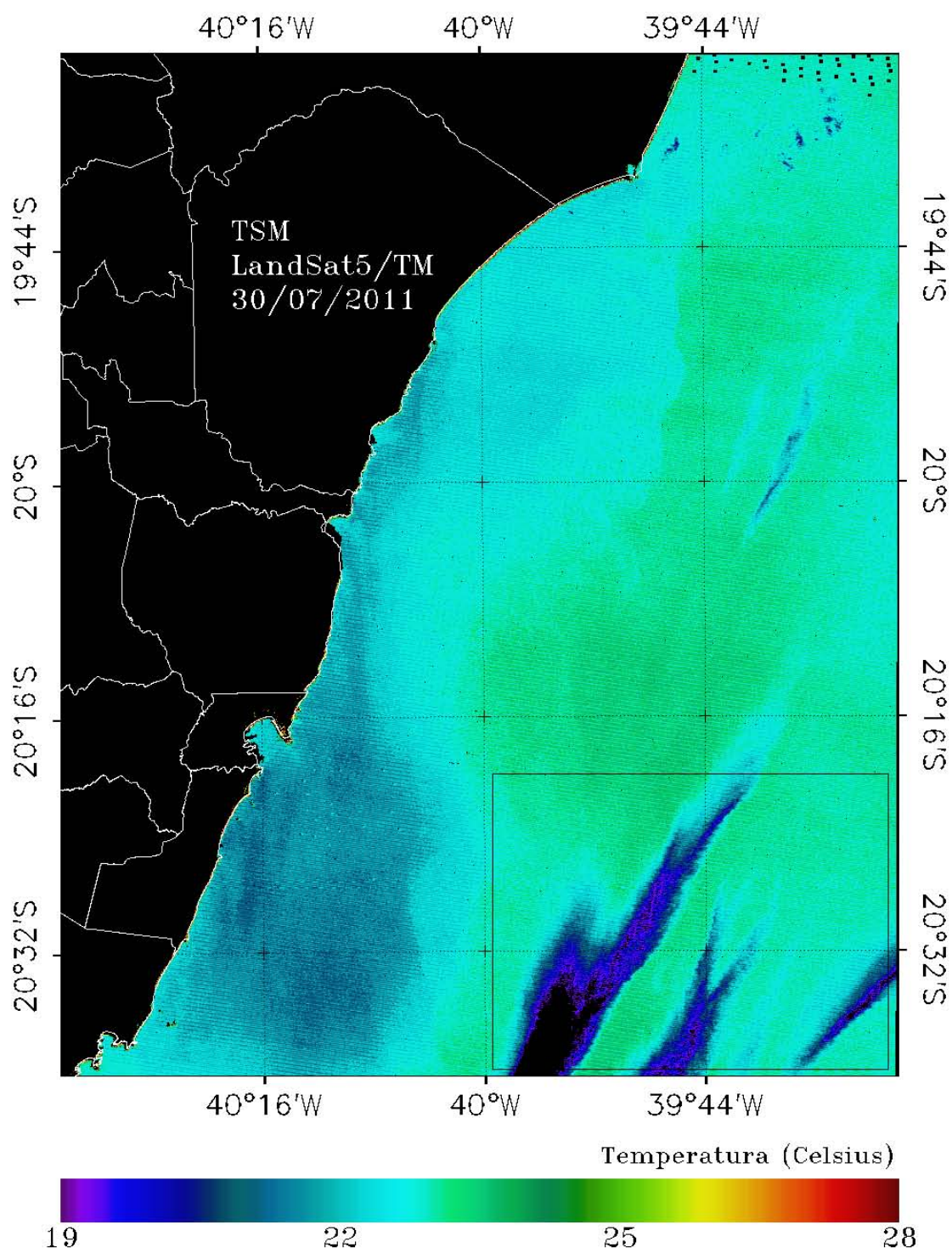


Figura 5.7: TSM da área de estudo, para o dia 30/07/2011, a partir da equação de regressão TB x MURSST.

5.3 CSS

5.3.1 Correção Atmosférica

Como abordado anteriormente, a CSS tem um comportamento exponencialmente dependente da reflectância espectral proveniente da água. Portanto, nesta sessão é discutido o comportamento espectral de alguns alvos naturais e posteriormente a distribuição espacial da CSS.

Nas Figuras 5.8a e 5.8b o comportamento espectral das nuvens é caracterizado por uma elevada reflectância, $\sim 0,569$, nas bandas 2 e 3 ($0,569$ e $0,660 \mu\text{m}$) e perto do infravermelho (banda 4), onde a absorção ocorre nas extremidades do espectro (banda 1, $0,485 \mu\text{m}$, e banda 5, $1,676 \mu\text{m}$).

Estes valores estão condizentes com o encontrado por Chang et al. 2011, que utilizando diversos sensores obteve reflectâncias próximas de 0.7 entre os comprimentos de onda de $0,4 \mu\text{m}$ a $0,8 \mu\text{m}$, de caindo mais suavemente em direção aos comprimentos de onda maiores. Portanto, houve uma pequena variação do comportamento espectral entre a reflectância TOA e a de superfície, ocorrendo apenas uma atenuação mais abrupta da reflectância em $\sim 0,660 \mu\text{m}$.

Nas Figuras 5.9a e 5.9b é mostrado o comportamento espectral de um pixel na presença de vegetação arbórea. Neste, o comportamento espectral é caracterizado por uma alta absorção nos comprimentos de onda do visível, com um pico de reflectância em $\sim 0,569 \mu\text{m}$ e com o principal pico no infravermelho próximo. Na faixa entre $0,7 \mu\text{m}$ e $1,3 \mu\text{m}$ é onde ocorre entre 40% a 50% da energia refletida pela folha.

Este comportamento também é encontrado em estudos que comparam os dados corrigidos com amostras espectrais em campo (LEHMANN et al., 1991). Para essa amostra de pixel nota-se que a correção atmosférica permitiu a definição do pico de reflectância na banda 1 ($0,485 \mu\text{m}$), como é evidenciado na Figura 5.9b.

As curvas das Figuras 5.10a e 5.10b apresentam um comportamento bem distinto. Enquanto o cálculo da reflectância TOA, 5.10b, nos confere uma curva quase logarítmica. Aquela corrigida atmosféricamente define melhor as regiões de absorção que, quando confrontadas qualitativamente com a literatura, são representativas (KAYADIBI, 2011).

Os máximos de absorção na Figura 5.10a se encontram próximos a $0,6 \mu\text{m}$ e $0,85 \mu\text{m}$, como registrado por Kayadibi (2011) para o comportamento espectral da água registrado pelo sensor ETM+.

Para observar o comportamento espectral dos pixels na região marinha foram elegidos 3 pixels em 3 regiões distintas com o objetivo de se amostrar a água sem uma concentração expressiva de sedimentos (amostrado em região mais externa à costa com maior reflectância na

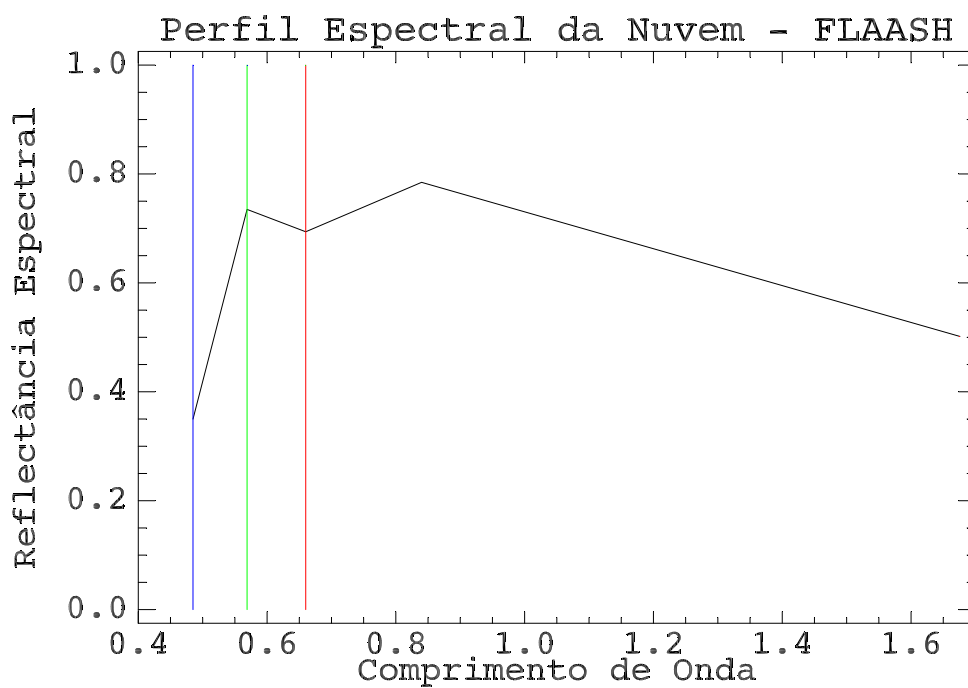
região do azul), água com presença de sedimento (amostrado em píxel próximos à costa, com aparente turbidez) e água com alta concentração de sedimento (amostrado na desembocadura do Rio Doce).

As Figuras 5.11a, 5.11b, 5.12a e 5.12b apresentam diferentes comportamentos espectrais pela relação água/sedimento. Picos no espectro eletromagnético, entre $0,5\ \mu\text{m}$ e $0,8\ \mu\text{m}$, podem ser explicados pela quantidade de sedimento presente no píxel. Devido à complexa interação entre a energia eletromagnética e o alvo devem ser ressaltadas a contribuição ainda da granulometria e a qualidade da partícula no comportamento dos espectros de reflectância (CABRAL et al., 1990).

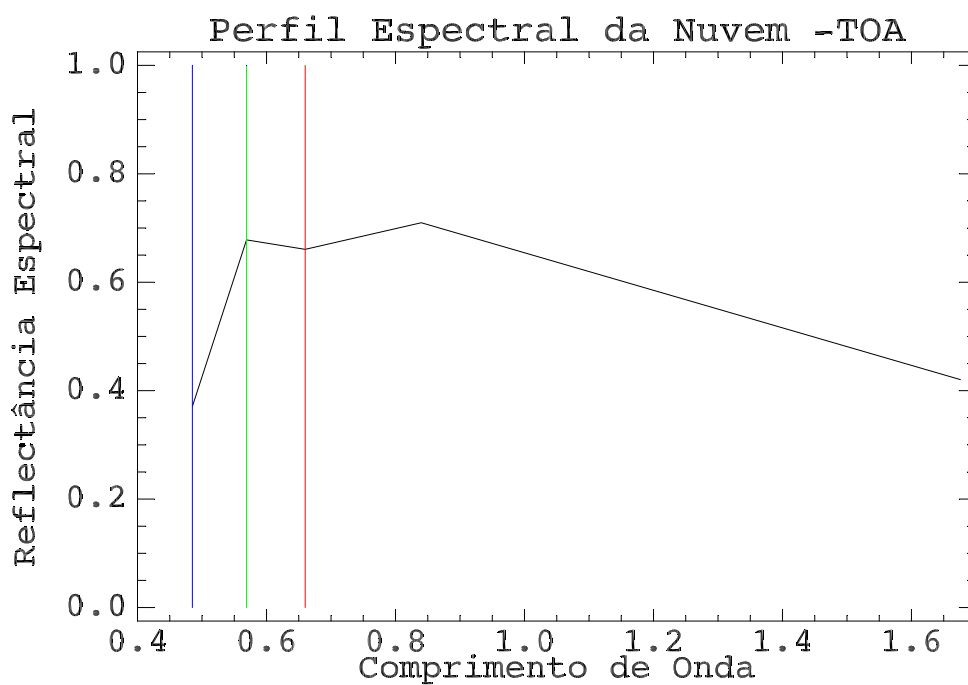
O comportamento da curva da Figura 5.11 é caracterizado pelo pico em $\sim 0,569\ \mu\text{m}$ com uma baixa reflectância de aproximadamente 0,1 se comparada com os valores de pico da Figura 5.12.

A curva na Figura 5.12 tem seu pico em $\sim 0,66\ \mu\text{m}$ com valores de reflectância próximos de 0,15. Esse aumento do valor e o deslocamento da curva espectral, relativo à Figura 5.11, deve-se ao aumento da concentração deste sedimento em suspensão para uma água do tipo 2 (HAN, 1997).

Neste tipo de água, o material inorgânico em suspensão, ou as substâncias orgânicas, são os principais responsáveis pelo espalhamento no meio (MOREL e PRIEUR, 1977). Além disso, ressalta-se que esta é a região do espectro eletromagnético mais afetado com a variação de concentração, sendo que os de maiores comprimentos de onda são mais estáveis, com uma relação quase linear com a concentração de sedimento.

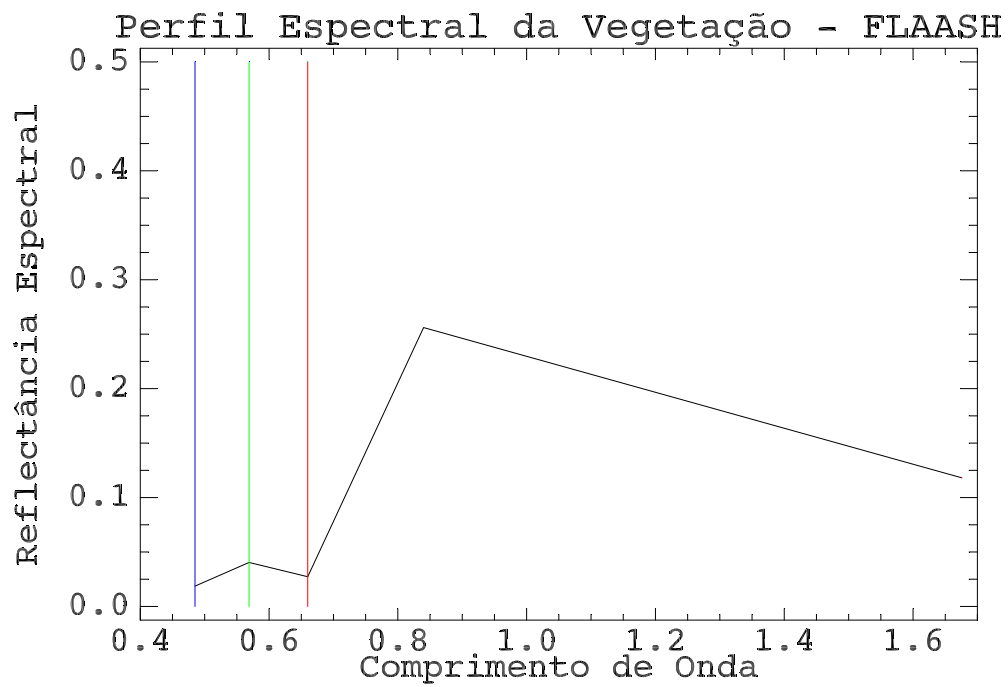


(a)

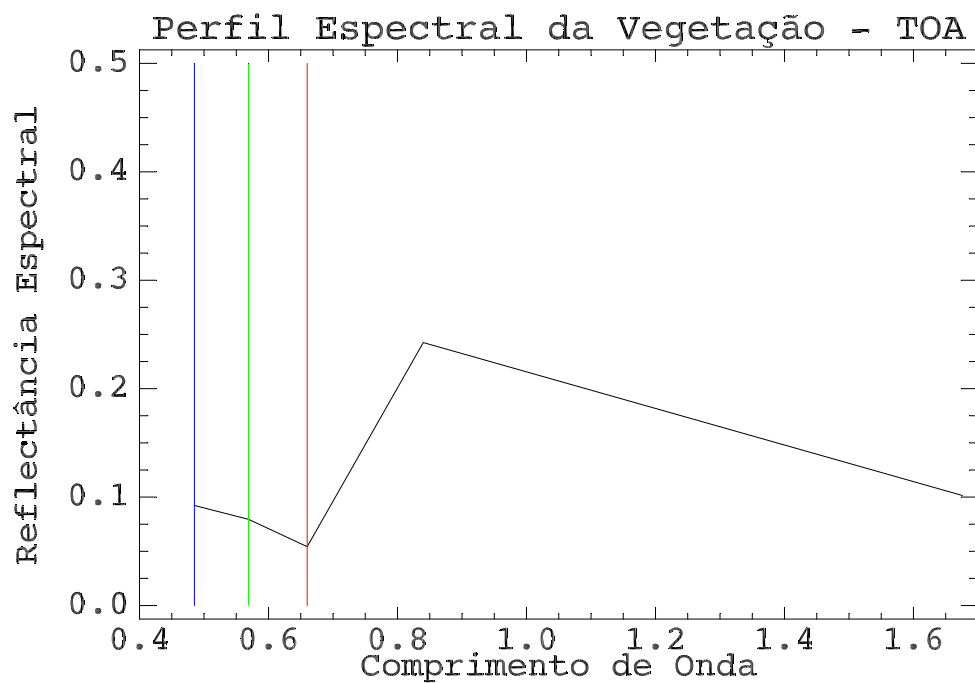


(b)

Figura 5.8: Perfil espectral da reflectância para a cena de 17/01/1993, cujo alvo amostrado é um pixel com nuvem. (a) Perfil de Nuvem Com Correção e (b) Perfil de Nuvem Sem Correção.

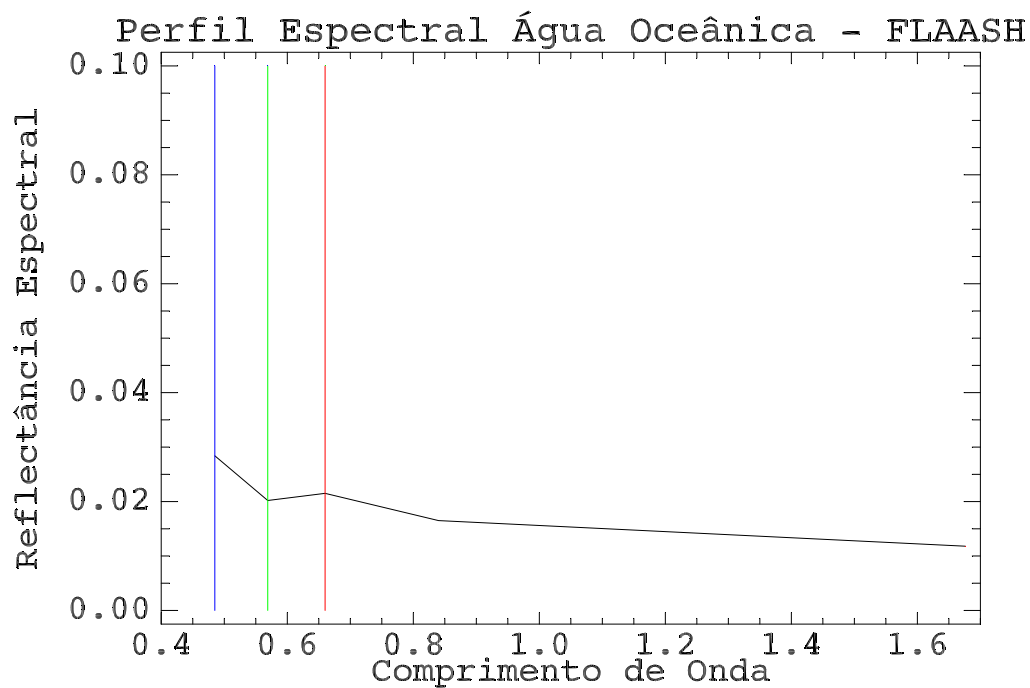


(a)

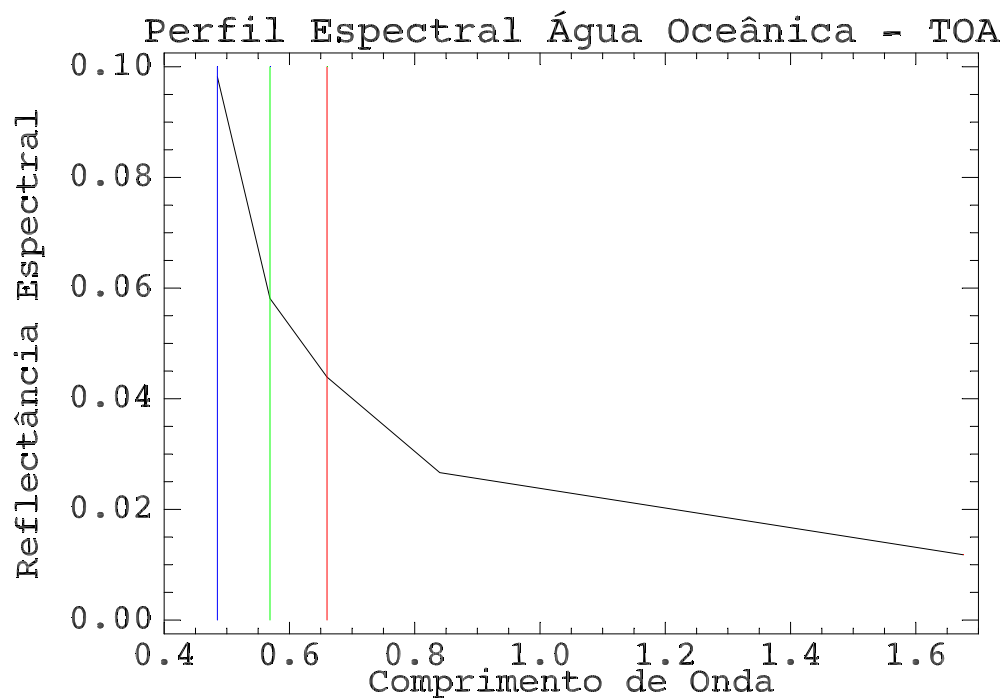


(b)

Figura 5.9: Perfil espectral da reflectância para a cena de 17/01/1993, cujo alvo amostrado é um píxel contendo vegetação. (a) Perfil de Vegetação Com Correção e (b) Perfil de Vegetação Sem Correção.

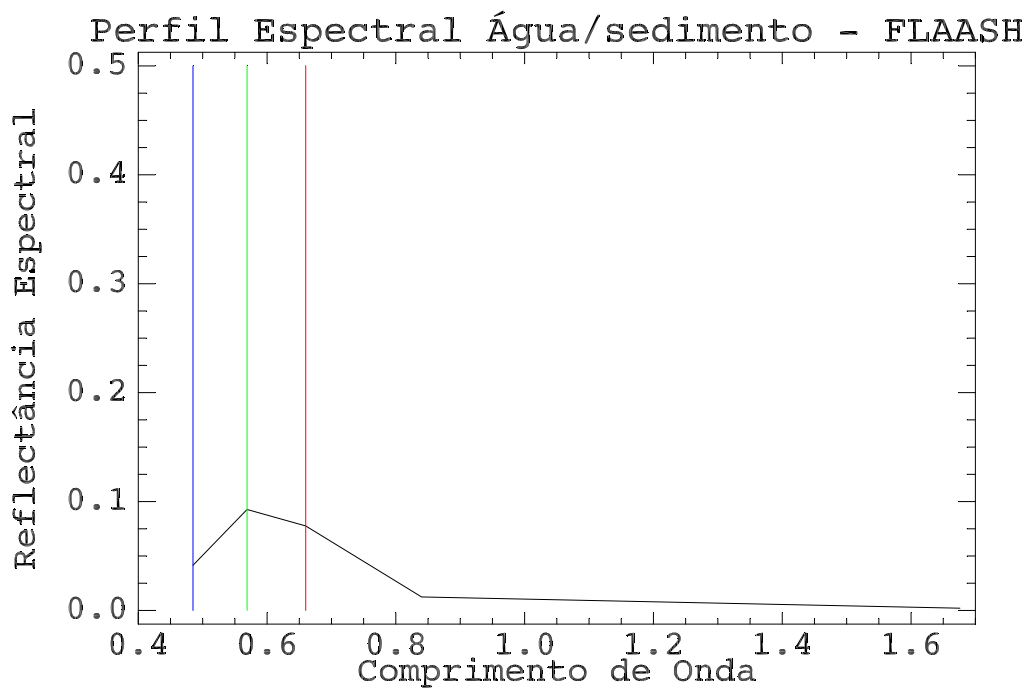


(a)

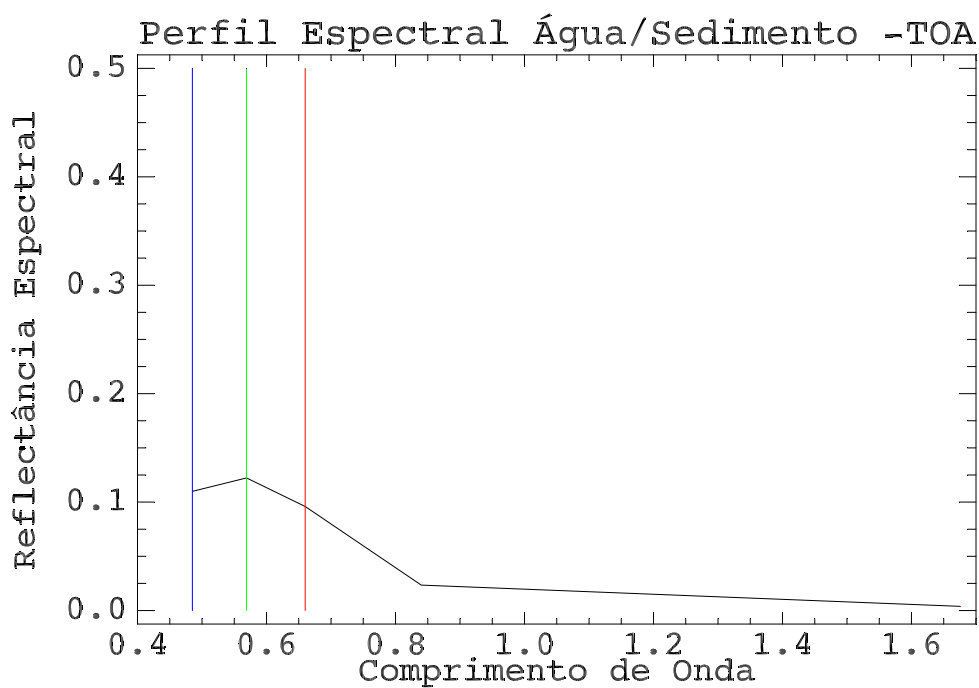


(b)

Figura 5.10: Perfil espectral da reflectância para a cena de 17/01/1993, cujo alvo amostrado é um pixel contendo água oceânica livre de sedimento. (a) Perfil da Água Com Correção e (b) Perfil da Água Sem Correção.

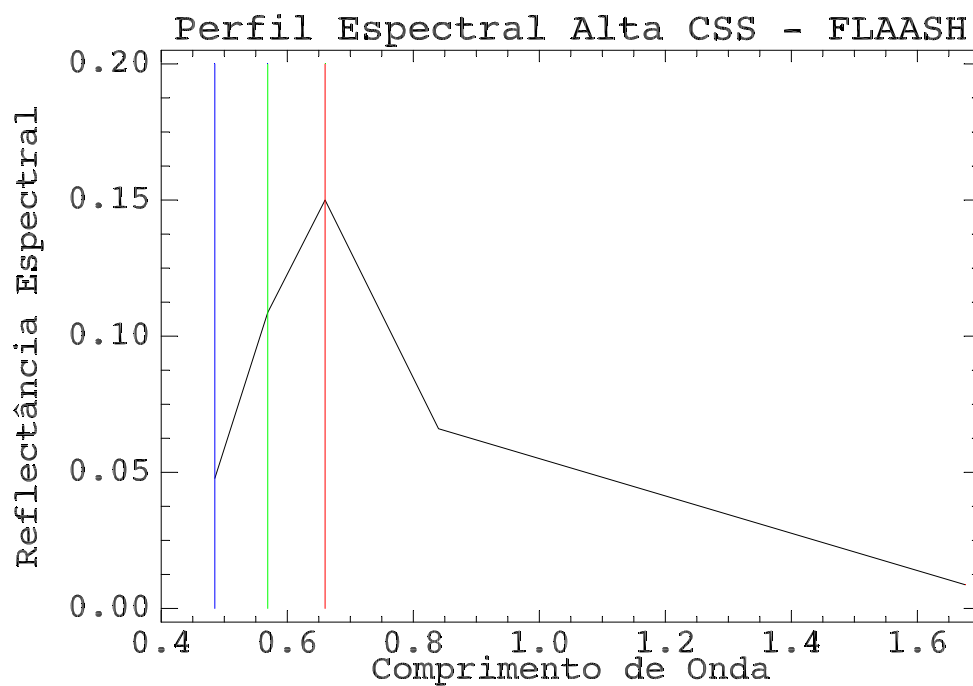


(a)

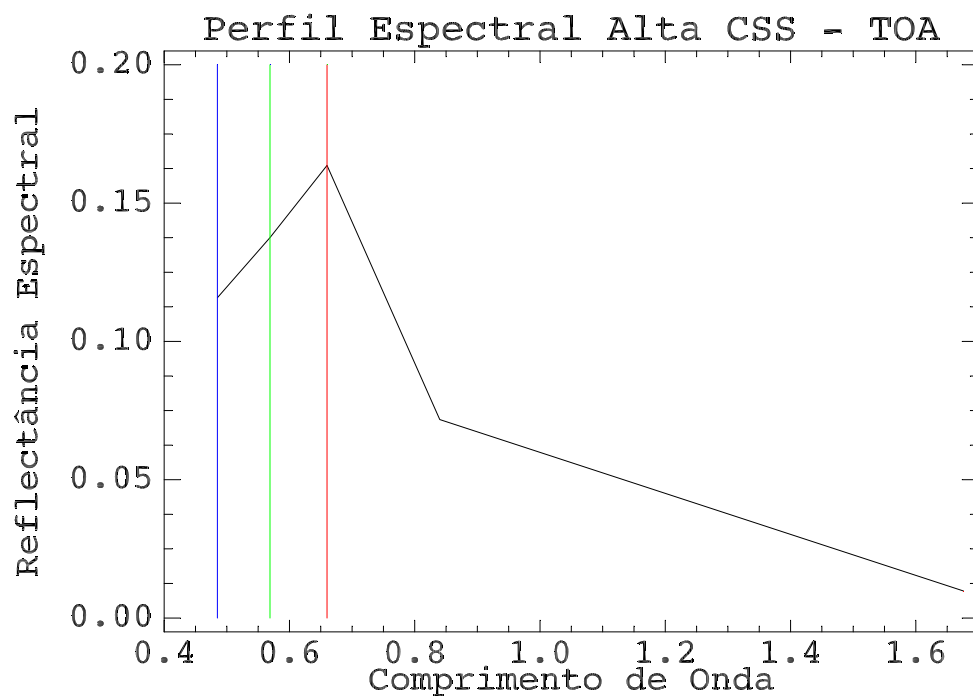


(b)

Figura 5.11: Perfil espectral da reflectância para a cena de 17/01/1993, cujo alvo é um pixel representando a água com sedimento em suspensão.



(a)



(b)

Figura 5.12: Perfil espectral da reflectância para a cena de 17/01/1993, cujo alvo é um pixel com uma alta concentração de CSS.

5.3.2 CSS na Plataforma Adjacente ao ES

Os resultados da CSS, calculada a partir da Banda 2 do Landsat5, são mostradas junto às curvas isobatimétricas, com o objetivo de referenciar a distribuição destes sedimentos. Esta batimetria é construída a partir da interpolação de dados batimétricos das seguintes bases: *General Bathymetric Chart of the Oceans*(GEBCO), *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model* e cartas náuticas da região, disponibilizadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil.

As principais isobatimétricas da área de estudo estão dispostas na Figura 5.13. Para esta região a plataforma continental está localizada em profundidades abaixo de 60m e com a quebra de plataforma localizada no intervalo entre 60m e 200m.

Abaixo de 20°S essa batimetria, que seguia uma padrão NE-SO, tende a uma posição zonal devido à existência do Banco de Abrolhos. Destaca-se também a irregularidade das isobatimétricas, na porção SO do mapa, que pode ser um fator influenciador da hidrodinâmica local.

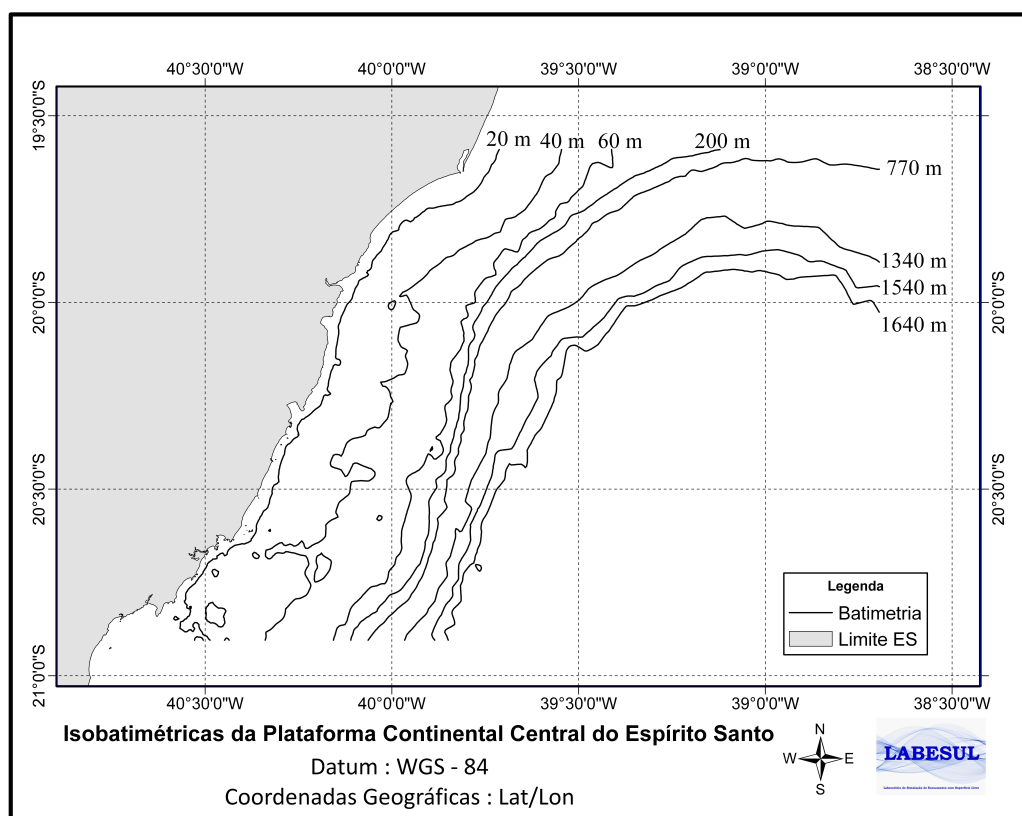


Figura 5.13: Distribuição espacial das principais isobatimétricas da região de estudo.

Nas Figuras 5.14, 5.15, 5.16 e 5.17 são apresentadas as distribuições da CSS para as mesmas cenas em que foram calculados os campos de TSM na sessão anterior. A distribuição da CSS nessas imagens tem como principal característica uma diminuição dos valores com o aumento da profundidade.

Esse comportamento da CSS é esperado devido ao fato de que as regiões de menor profundidade são os setores mais propícios para a atuação de forçantes que remobilizam os sedimentos do leito, como as ondas e o vento. Além disso, são as regiões mais próximas da costa onde estão localizadas as desembocaduras de rios, baías e estuários, que são importantes fontes de sedimentos para a região oceânica.

Caracterizando a distribuição da CSS em núcleo, região de maior concentração, e, pluma, região adjacente ao núcleo de menor concentração, verifica-se que a advecção da pluma de sedimento da área de estudo se dá prioritariamente na para SO.

Esse transporte pode ser explicado pela atuação predominante de ventos E-NE (ROSSI-WONGTSCHOWSKI et al., 2006). O cisalhamento do vento com a superfície do oceano permite a transferência do momento linear para as camadas subsuperficiais oceânicas, fazendo com que essas camadas derivem na mesma direção do vento.

Com relação às concentrações, as maiores são observadas próximas ao Rio Doce na Figura 5.17, com valores superiores a 60 mg/L, enquanto em outras afastadas do Rio Doce predominam valores próximos de 10 mg/L. Observando a variação espacial e quantitativa da CSS, entre as cenas, é possível verificar que há menores valores na Figura 5.14 que nas demais.

Analisando conjuntamente as imagens de TSM e CSS observa-se um comportamento regido pelo período de maiores e menores vazões. Para a data 17/01/1993 verifica-se a maior concentração diretamente relacionada com a desembocadura do Rio Doce.

No campo de TSM é verificada uma pluma termal de maior temperatura, caracterizando uma maior vazão. Nas outras imagens, os altos valores de CSS na desembocadura não estão associados com plumas termais na região costeira, sugerindo relacionar essa ressuspensão a fatores como vento e onda.

Na Figura 5.15 é mostrada a presença de um vórtice, frente à Baía do Espírito Santo, localizado na quebra de plataforma.

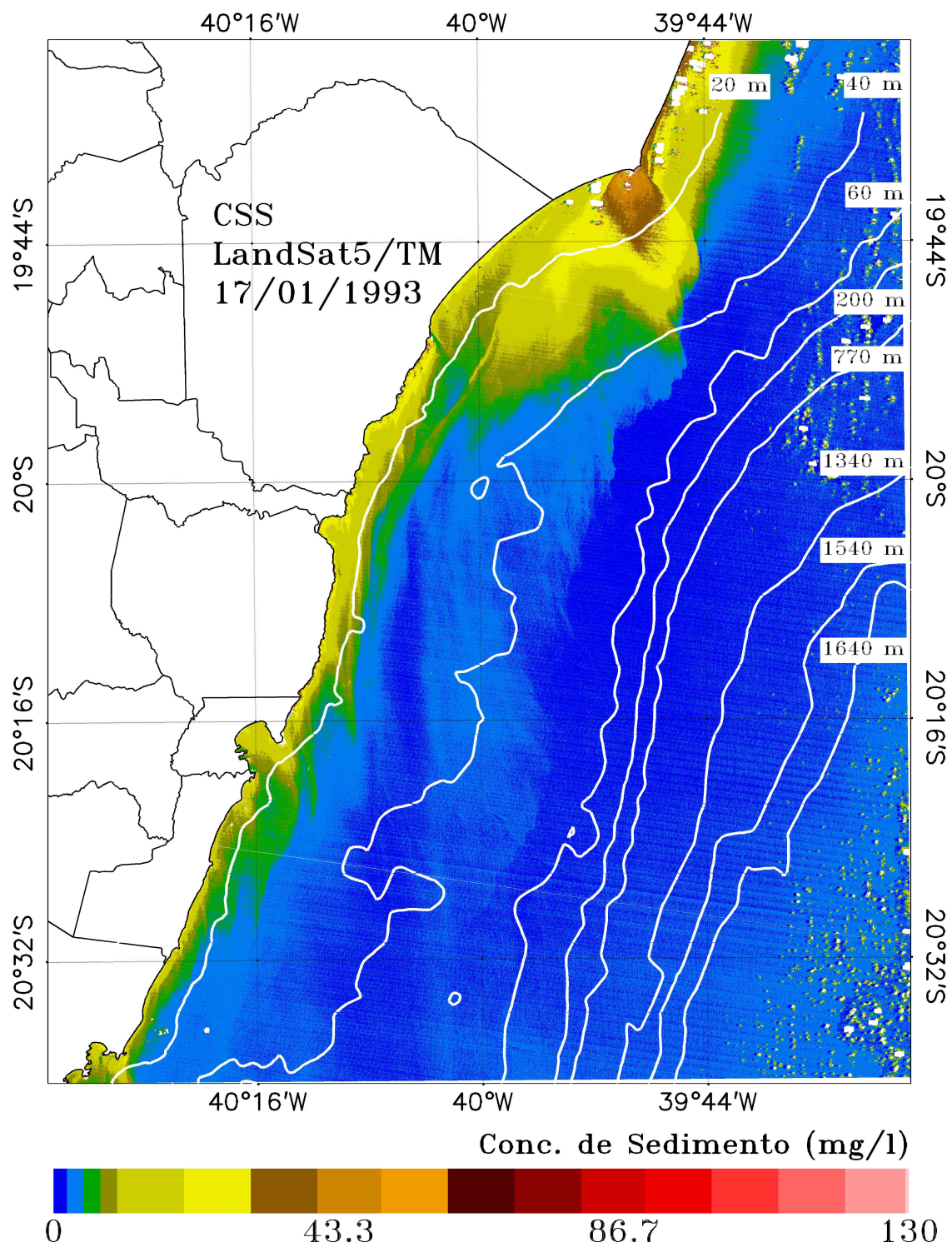


Figura 5.14: CSS da área de estudo, para o dia 17/01/1993.

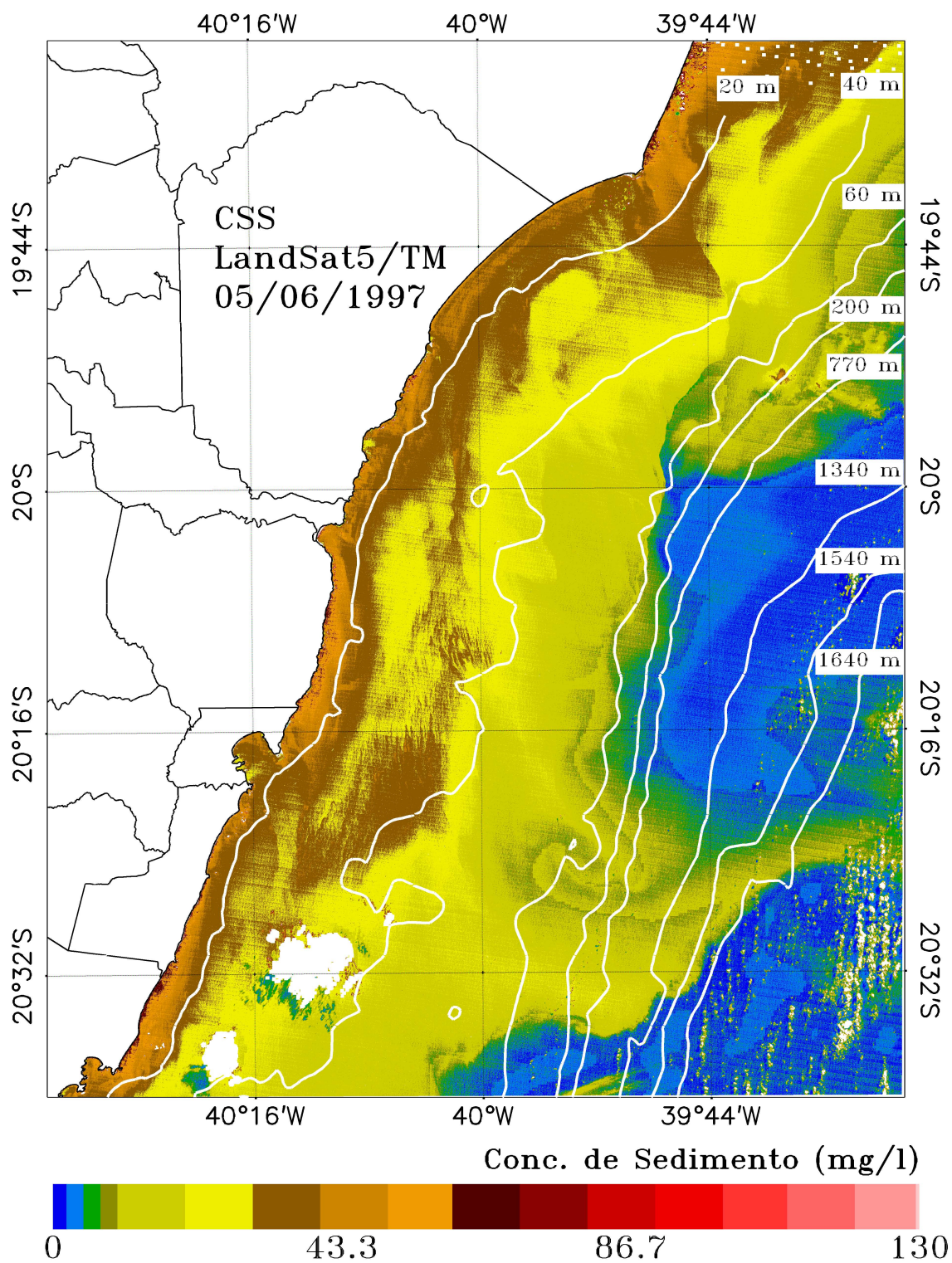


Figura 5.15: CSS da área de estudo, para o dia 05/06/1997.

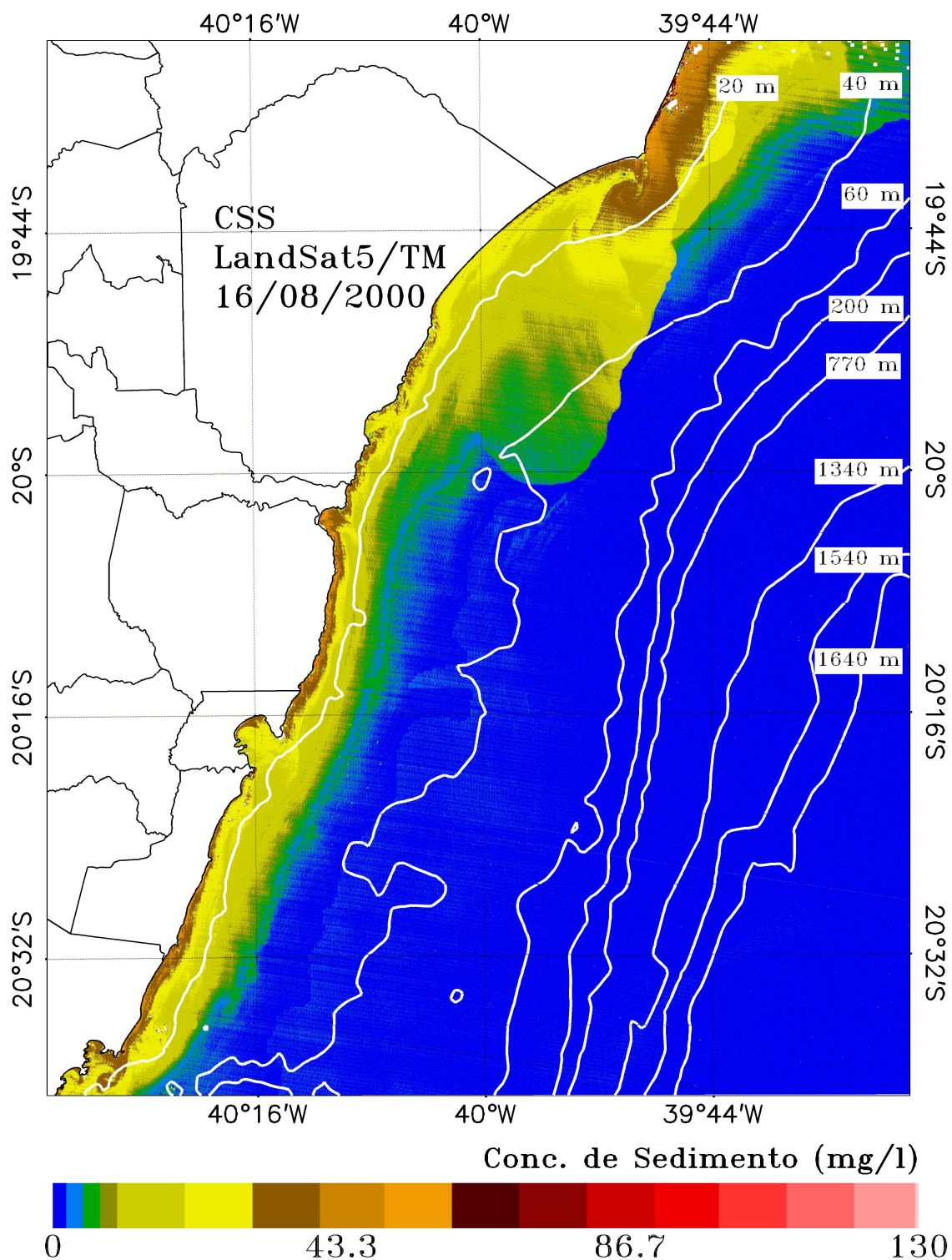


Figura 5.16: CSS da área de estudo, para o dia 16/08/2000.

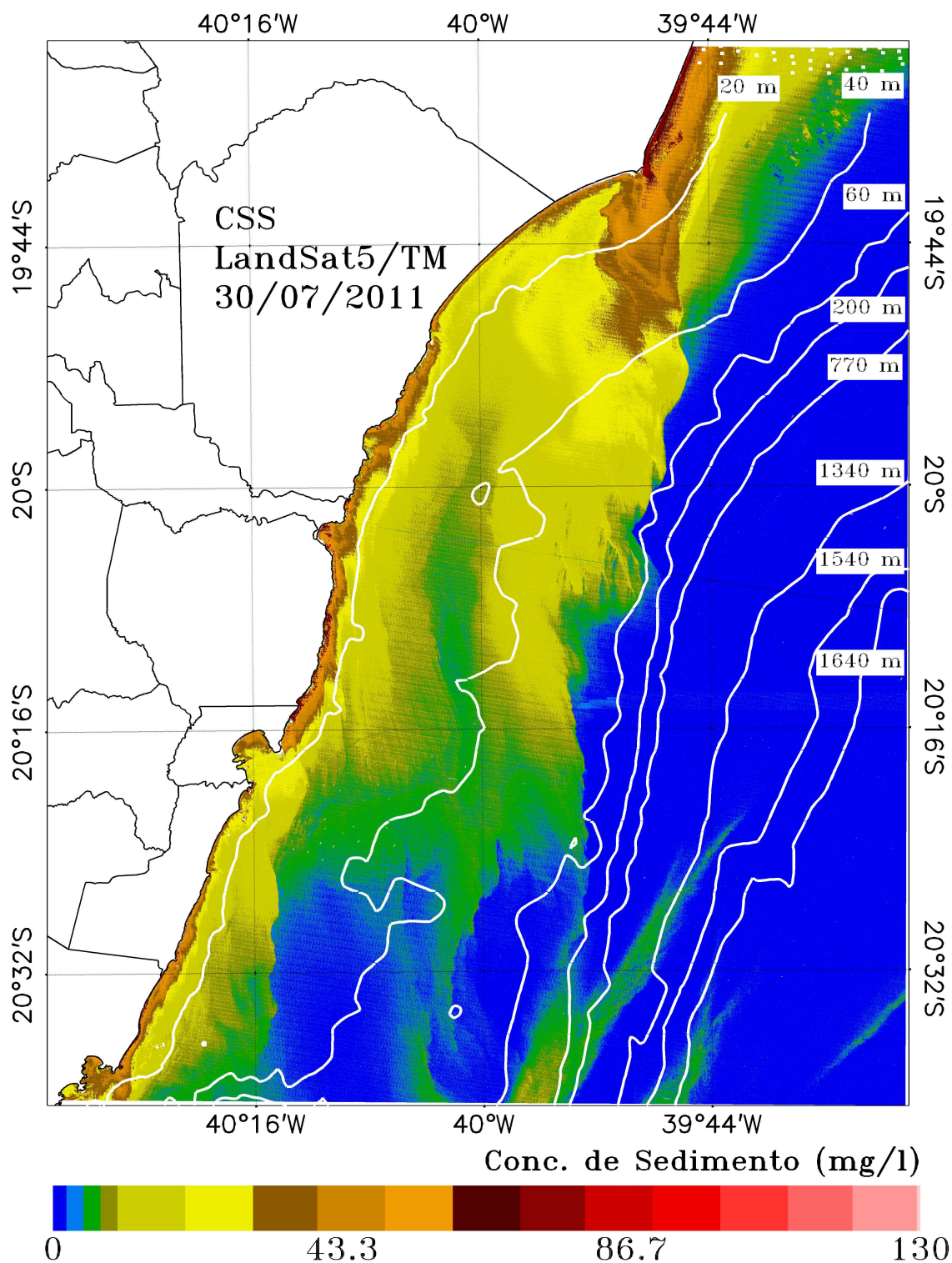


Figura 5.17: CSS da área de estudo, para o dia 30/07/2011.

Para uma padronização da distribuição espacial da CSS é criada uma linha de controle com base na isobatimétrica de 40m, Figura 5.18. Esta linha de controle é elaborada pixel-a-pixel

iniciando na porção sul da isobatimétrica e se estendendo ao longo de toda a linha. Ressaltam-se Baía do Espírito Santo (BES) localizada frente ao pixel 2000 e a desembocadura do Rio Doce frente ao pixel 4000.

Nas Figuras 5.18a e 5.18c observamos um padrão restrito às profundidades menores que 40m, com exceção da porção frente ao Rio Doce, onde ocorre o aumento da concentração da pluma de sedimento com valores de aproximadamente $\sim 10 \text{ mg/L}$. Já, nos outros dois casos, mostrados nas Figuras 5.18b e 5.18d verifica-se um aumento significativo dos valores de CSS.

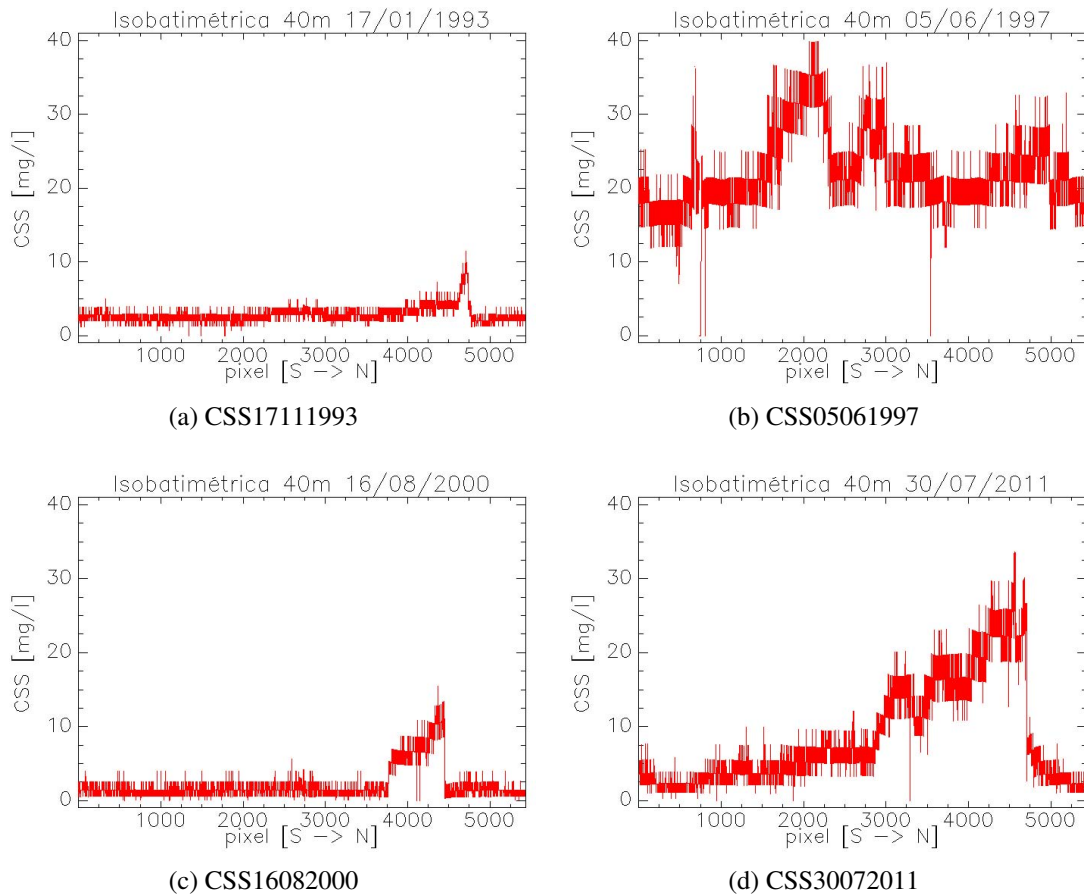


Figura 5.18: Linha de controle registrada a partir da batimetria de 40 m apresentando o comportamento da advecção do sedimento transversal à linha de costa.

Na distribuição do sedimento ao longo da isobatimétrica de 40 metros, apresentada na Figura 5.18d, há uma intensificação da passagem da pluma, das proximidades do Rio Doce, pela isobatimétrica de 40m com valores chegando a 30 mg/L . Já na Figura 5.18b verifica-se valores acima de 15 mg/L ao longo de toda a linha de controle, três vezes mais que o das outras cenas. Além disso, para o mesmo mapa, temos o fato de que, as maiores concentrações que ultrapassaram a linha de controle, ocorreram frente à região da Baía do Espírito Santo e não ao Rio Doce, como esperado.

Os resultados numéricos encontrados por Piumbini (2009) caracterizam os períodos de verão e primavera, período que se insere a Figura 5.18a, como estações de incidência de ondas com períodos baixos, cuja moda da distribuição está entre 7 e 8 segundos. Já as estações de outono e inverno, nas quais se inserem as Figuras 5.18b, 5.18c e 5.18d, ondas de períodos superiores com moda da distribuição entre 8 e 9 segundos. Assim, podemos ver nas estações com maiores períodos de onda, as maiores concentrações de sedimento nas linhas de controle.

Essa idéia justaposta com a predominância E-NE dos ventos no verão, caracterizados nos trabalhos de Piumbini (2009) e Rossi-Wongtschowsky et al. (2006), permite inferir a relação sazonal da distribuição da CSS com aspectos meteorológicos/climatológicos de onda e vento, uma vez que a capacidade de ressuspensão e a advecção superficial, são característicos da atuação destes fatores no oceano.

Devido ao excepcional comportamento da CSS, para a imagem do dia 05/06/1997, buscou-se inferir através da TSM o comportamento hidrodinâmico sinótico. Para esta mesma data o campo de TSM estabelecido na Figura 5.5 não ressalta nenhuma feição que permita inferir a hidrodinâmica local. Utilizou-se então dados de TSM derivados do sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) do satélite NOAA-14/AVHRR para o dia 04/06/1997, 5.19.

A partir do rastro térmico deixado na deriva de um núcleo de água mais fria, pode-se caracterizar o giro deste núcleo. Verificou-se, portanto, que ambos os núcleos como vórtices ciclônicos. Destes vórtices foram caracterizados o diâmetro maior e a variação de temperatura núcleo-periferia. O núcleo mais ao norte é caracterizado com aproximadamente 32 *km* de diâmetro maior, sendo que as temperaturas dentro e fora do núcleo estão em torno de $\sim 22,2^{\circ}\text{C}$ e $\sim 24,1^{\circ}\text{C}$, respectivamente. O outro núcleo é caracterizado com aproximadamente 66 *km* de diâmetro maior, sendo que as temperaturas dentro e fora do núcleo estão em torno de $\sim 22,6^{\circ}\text{C}$ e $\sim 24,1^{\circ}\text{C}$, respectivamente.

A Figura 5.20 apresenta a hidrodinâmica teorizada devido à presença dos dois vórtices. Nesta figura observa-se uma advecção de uma água mais fria tangencial ao sentido de giro do vórtice maior. Este comportamento também está presente no campo de CSS apresentado na Figura 5.18b, caracterizado por uma faixa de maior concentração se dirigindo para fora da plataforma, na presença de um vórtice ciclônico ao norte desta faixa, estando, assim, em conformidade os campos de CSS e TSM, para a região de estudo no que tange à dinâmica de mesoescala.

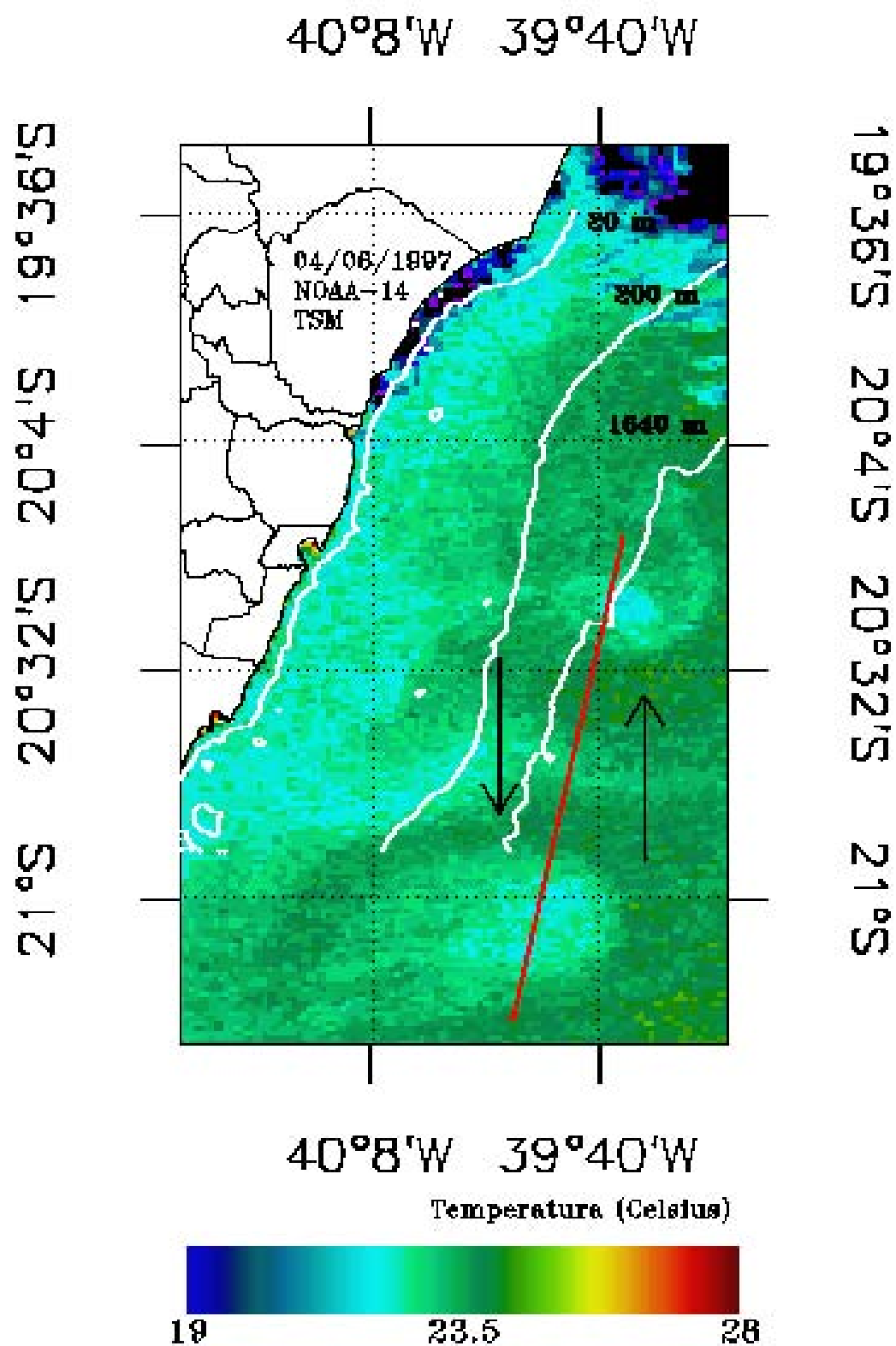


Figura 5.19: Campo de TSM derivado dos dados do satélite NOAA-14 para o dia 04/06/1997. Evidencia-se aqui dois núcleos, de água mais fria, próximos à região de estudo, ambos assinalados com as setas. A linha de controle traçada é representada na linha vermelha.

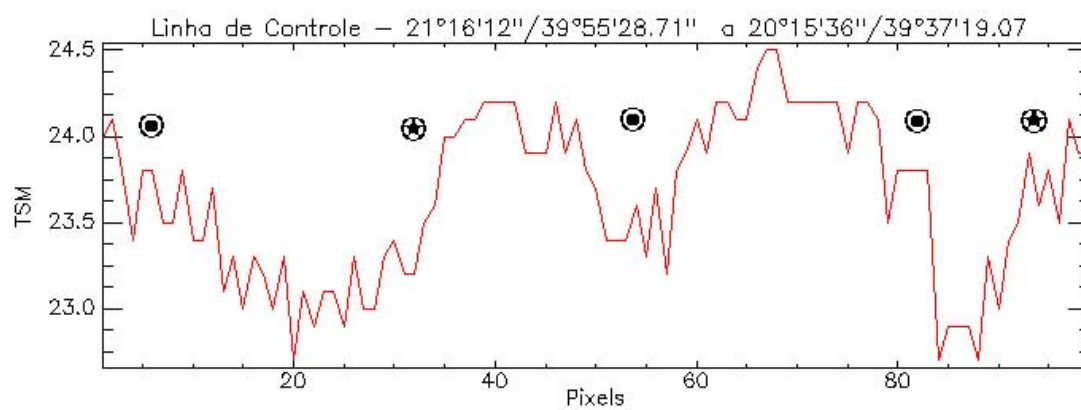


Figura 5.20: Hidrodinâmica esperada ao longo da linha de controle de temperatura.

Capítulo 6

Conclusões e Trabalhos Futuros

Esse trabalho propôs a modelagem e a análise, qualitativas e quantitativas, das variáveis TSM e CSS para a região da plataforma continental capixaba. Utilizaram-se técnicas de calibração radiométrica e correção atmosférica para o pré-processamento das imagens.

A correção atmosférica se mostrou satisfatória quanto ao comportamento das curvas espectrais conforme trabalhos descritos nas literaturas citadas nos capítulos anteriores. Devido ao fato da literatura conter informações provenientes de dados *in-situ* é possível validar as saídas da correção atmosférica. Portanto, concluiu-se que o método utilizado se mostrou funcional para o processamento dos dados deste trabalho.

O ajuste estatístico utilizado para calibrar a temperatura de brilho do canal 6 foi bastante satisfatório se comparado com outros trabalhos. Verificou-se valores de correlação (R^2 de 0,87) e erros ($0,74^\circ\text{C}$) melhores que os observados na literatura mesmo utilizando-se um modelo simplificado de ajuste e produtos de satélite para a correlação.

Os campos de CSS foram observados a partir de um modelo já estabelecido na literatura e, com seu uso, verificou-se valores satisfatórios, uma vez que a ordem de grandeza obtida está dentro do observado em dados medidos na região.

A observação conjunta dos campos, de CSS e TSM, permite a constatação de vórtices na região, sendo, portanto, o campo de CSS uma variável que permite estudar feições oceano-gráficas de mesoescala, principalmente em locais onde os campos de TSM tendem a ser mais homogêneos.

Recomenda-se, portanto, a calibração dos coeficientes da equação proposta por Tassan (1987), com valores de CSS *in-situ*, utilizando uma gama de valores entre 0 e 150 mg/L, como observado por outros autores.

Ressalta-se a necessidade de ajuste nos valores de contraste utilizados no mascaramento automático de nuvem, afim de permitir um melhor reconhecimento de nuvens mais esparsas.

Além disso, sugere-se o uso associado destes dados com modelos numéricos que permitam verificar a estrutura vertical de ambas as distribuições das variáveis CSS e TSM. Com isso, torna-se possível estudar, de modo mais fidedigno, essas variáveis na estrutura tridimensional dos oceanos.

Referências Bibliográficas

AGENDA21. *CONFERÊNCIA DAS NAÇÕES UNIDAS SOBRE O MEIO AMBIENTE*. [S.l.], 1992. <http://www.mma.gov.br/port/se/agen21/ag21global/consulta.html>, Acessado em 23 de junho de 2011.

ALBINO, J.; VALE, C. C.; GOMES., R. C. Modelagem, monitoramento, erosão e ocupação costeira. *MMOC/ES, INSTITUTO DO MILÊNIO - RECOS - Relatório Final*, 2004.

BAKST, L.; YAMAZAKI, Y. *PRINCIPIOS FÍSICOS E TÉCNICOS DA METEOROLOGIA POR SATÉLITE*. [S.l.]: EGUFPel, 2002.

BENETTI, A.; BIDONE, F. *O meio ambiente e os recursos hídricos*. In: *TUCCI, C. E. M. Hidrologia: ciência e aplicação*. [S.l.]: UFRS/EDUSP/ABRH, 1993.

CABRAL, A. P. et al. Efeitos da concentração e da granulometria na assinatura espectral do material inorgânico em suspensão. *Anais do VI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*, v. 6, p. 496–504, 1990.

CAMPOS, A. P. M. *ANÁLISE DA VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DA PLUMA DO RIO DOCE (ES) ATRAVÉS DE SENSORIAMENTO REMOTO*. [S.l.], 2011. Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, 2011.

CASTRO, B. M. et al. *ESTRUTURA TERMOHALINA E CIRCULAÇÃO NA REGIÃO ENTRE O CABO DE SÃO TOMÉ (RJ) E O CHUÍ (RS)*. In: *ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. D. B.; MADUREIRA, L. S. (org.) O AMBIENTE OCEANOGRÁFICO DA PLATAFORMA CONTINENTAL E DO TALUDE NA REGIÃO SUDESTE-SUL DO BRASIL*. [S.l.]: São Paulo: Edusp, 2006. 11-121 p.

CHAKRABARTI, A. Sedimentary structures of tidal flats: A journey from coast to inner estuarine region of eastern india. *J. Earth Syst. Sci.*, v. 114, n. 3, p. 353–368, 2005.

CHANDER, G. et al. Revised landsat-5 thematic mapper radiometric calibration. *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*, v. 48, n. 1, p. 556 – 574, 2010.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised landsat 5 tm radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. *IEEE TRANSACTION GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*, v. 41, n. 11, p. 2674–2677, 2003.

- CHANDER, G.; MARKHAM, B.; BARSİ, J. A. Revised landsat-5 thematic mapper radiometric calibration. *IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING LETTERS*, v. 4, n. 3, p. 490–494, 2007.
- CHANDER, G.; MARKHAM, B.; HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration coefficients for landsat mss, tm, etm+, and eo-1 ali sensors. *Remote Sensing of Environment*, v. 113, p. 893–903, 2009.
- CHANG, C. W. et al. Spectral reflectance of clouds in multiple-resolution satellite remote sensing images. *32 Asian Conference on Remote Sensing(ACRS), Taipei, Taiwan*, v. 32, p. 496–504, 2011.
- CLARK, D. K.; BAKER, E. T.; STRONG, A. E. Upwelled spectral radiance distribution in relation to particulate matter in sea water. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 18, p. 287–298, 1980.
- COOLEY, T. et al. Flaash, a modtran4-based atmospheric correction algorithm, its application and validation. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS '02. 2002 IEEE International*, v. 3, p. 1414 – 1418, 2002.
- DPUM. *Radiative Transfer Theory, Atmospheric Correction and Ocean Color*. [S.l.], 2011. http://www.physics.miami.edu/~chris/envr_optics.html Acessado em 04 de outubro de 2011.
- EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R.; MIRANDA, L. B. A note on the transport of the brazil current. *Jour. Phys. Ocean*, v. 13, p. 1732–1738, 1983.
- FANNING, D. W. *Coyote's Guide to IDL Programming*. [S.l.], 2011. <http://www.idlcoyote.com/>, Acessado em 04 de outubro de 2011.
- FILHO, C. A. T. F.; STREZEL, G. M. R.; PAULA, F. C. F. Um modelo numérico para a detecção da pluma sedimentar na Costa do Cacau, Ilhéus, Bahia, Brasil, em uma imagem LANDSAT TM. *Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, Brasil*, p. 7059–7066, 2011.
- FISHER, J. I.; MUSTARD, J. F. High spatial resolution sea surface climatology from landsat thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment.*, v. 90, p. 293–307, 2004.
- FISHER, W. A. *History of Remote Sensing*. In: REEVES, R. G. *Manual Of Remote Sensing*. EUA: Virginia: American Society of Photogrametry, 1975. 27-47 p.
- FREDSOE, J.; DEIGAARD, R. *Mechanics of Coastal Sediment Transport*. [S.l.]: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 1992.
- FREGUETE, L. et al. Análisis de la consistencia espaço-temporal del datos mur sst usando datos in situ. *III CONGRESO DE CIENCIAS DEL MAR DEL PERÚ, del 25 al 29 de junio 2012, Lima*, 2012.
- GAETA, S. A. et al. The viória eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995. *Arch. Fish. Mar. Res.*, v. 47, n. 3, p. 253–270, 1999.
- GAO, G.; GORTZ, A. F. H. Column atmospheric water vapor and vegetation water retrievals from airborne imaging spectrometer data. *Journal Geophysical Research*, v. 95, n. 4, p. 3549–3564, 1990.
- GERBA, C. P.; MCLEOD, J. S. Effect of sediments on the survival of escherichia coli in marine waters. *Ap.En.Mic.*, v. 32, n. 1, p. 114–120, 1976.

- GLOVIS. *USGS Global Visualization Viewer*. [S.l.], 2012. <http://glovis.usgs.gov/> Acessado em 10 de abril de 2012.
- GODDARD, R. H. *ROCKET APPARATUS*. [S.l.]: UNITED STATES PATENT OFFICE, 1914. 5-8 p.
- GORDON, H. R.; MCCLUNEY, W. R. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. *APPLIED OPTICS*, v. 14, n. 2, p. 413–416, 1975.
- GORDON, H. R.; MOREL, A. *Remote Assessment of Ocean Color for Interpretation of Satellite Visible Imagery: A Review*. In: *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*. [S.l.]: Springer-Verlag New York, LLC, 1983.
- HAN, L. Spectral reflectance with varying suspended sediment concentrations in clear and algae-laden waters. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 63, n. 6, p. 701–705, 1997.
- HOOKE, S. B.; BROWN, J. W. Dipole rings and vortex interactions of the brazil current. *IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 34, n. 6, p. 1323–1330, 1996.
- IEMA. *Análise Estatística dos Monitoramentos Marinhos, Relatório Consolidado, CTA-DT-086/11*. [S.l.], 2011.
- IKEDA, M. *Ocean Circulation Dynamics - Mesoscale Variability Revealed with Sea Surface Temperature Imaged by AVHRR on NOAA Satellites*. In: IKEDA, M.; DOBSON, F. W. (org.). *Oceanographic Applications of Remote Sensing*. [S.l.]: United States of America: CRC Press, 1995. 3-15 p.
- INNOCENTINI, V. et al. Marulhos no litoral norte do Brasil gerados por furacões: Caso de 24 de outubro de 1999. *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 1999.
- ITTEKKOT, V.; HUMBORG, C.; SCHÄFFER, P. Hydrological alterations and marine biogeochemistry: A silicate issue? *Bioscience*, v. 50, p. 776–782, 2000.
- KAYADIBI, O. Evaluation of imaging spectroscopy and atmospheric correction of multispectral images (aster and landsat 7 etm+). *Proceedings of 5th International Conference on Recent Advances In Space Technologies*, p. 154–159, 2011.
- KRITIKOS, H.; YORINKS, L.; SMITH, H. Suspended solids analysis using erts-a data. *Remote Sensing Environment*, v. 3, p. 69–78, 1974.
- LABELLE, L. R.; GERBA, C. P. Influence of ph, salinity, and organic matter on the adsorption of enteric viruses to estuarine sediment. *Ap.En.Mic.*, v. 38, n. 1, p. 93–101, 1979.
- LACERDA, K. C. et al. Estudo da distribuição espaço-temporal da tsm na região oceânica central do brasil, desde 1982 à 2006. *Anais Simpósio Brasileiro de Engenharia Ambiental SBEA 2012, EM PRELO.*, 2012.
- LEEDER, M. R. *Sedimentology: process and product*. [S.l.]: Chapman and Hall, 1982.
- LEHMANN, F.; ROTHFUSS, H.; WERNER, K. Imaging spectroscopy data used for. geological and environmental. analysis in europe. *Proceeding of the third AVIRIS Workshop, NASA JPL Publication.*, p. 62–72, 1991.

- LEWIS, G. D.; METCALF, T. G. Polyethylene glycol precipitation for recovery of pathogenic viruses, including hepatitis a virus and human rotavirus, from oyster, water, and sediment samples. *Ap. En. Mic.*, v. 58, n. 8, p. 1983–1988, 1988.
- LORENZZETTI, J. A.; GAETA, S. A. The cape frio upwelling effect over the south brazil bight northern sector shelf water: a study using avhrr images. *International Archive of Photogrametry and Remote Sensing*, v. 31, p. 448–453, 1996.
- LORENZZETTI, J. A. et al. Uso de imagens landsat como subsídio ao estudo da dispersão de sedimentos na região da foz do rio são francisco. *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, v. 8, p. 3429–3436, 2007.
- MARTIN, S. *AN INTRODUCTION TO OCEAN REMOTE SENSING*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2004.
- MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. [S.l.]: São Paulo: Oficina de Texto, 2007. 83-112 p.
- MOREL, A.; PRIEUR, L. Analysis of variation in ocean color. *Limnology and Oceanography*, v. 22, p. 709–722, 1977.
- MSPC. *Eletromagnetismo VI-30*. [S.l.], 2011. <http://www.mspc.eng.br/elemag/eletrm0630.shtml>, Acessado em 04 de outubro de 2011.
- MUNDAY, J. C.; AFOLDI, T. T. Landsat test diffuse reflectance models for aquatic suspended solids measurement. *Remote Sensing Environment*, v. 8, p. 169–183, 1979.
- NASA. *PHYSICAL OCEANOGRAPHY. DISTRIBUTED ACTIVE ARCHIVE CENTER*. [S.l.], 2012. <http://mur.jpl.nasa.gov/> Acessado em 10 de abril de 2012.
- NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. [S.l.]: Rio de Janeiro:IBGE, 1989.
- OLIVEIRA, K. S. S. Ressuspensão de sedimento por ondas superficiais de gravidade na Baía do Espírito Santo. *Jornada Acadêmica de Iniciação Científica da Universidade Federal do Espírito Santo*, 2009.
- OWOJON, A.; XIE, H. Landsat image-based lulc changes of san antonio, texas using advanced atmospheric correction and abject-oriented image analysis approaches. *Joint Symposia URBAN - URS 2005. AZ, USA. International Society of Photogrametry and Remote Sensing*, v. 36, p. 893–903, 2005.
- PETROBRAS. *Diagnóstico Ambiental II.5 Atividade de Produção e escoamento de gás natural e petróleo do campo de Camarupí, Bacia do Espírito Santo*. [S.l.], 2007. http://siscom.ibama.gov.br/licenciamento_ambiental/Petroleo/Sistema%20de%20Produ%C3%A7%C3%A3o%20e%20Escoamento%20-%20C3%81rea%20PA%20RJS-610%20-%20Campo%20do%20Papa-Terra%20M%C3%B3dulo%201%20e%202%20-%20Bacia%20de%20Campos/Capitulo%20II/II.5%20-%20Diagn%C3%B3stico%20Ambiental/II.5.1%20-%20Meio%20F%C3%ADsico/II.5.1.1%20-%20Meteorologia.pdf, Acessado em 23 de junho de 2011.
- PIMENTEL, D. et al. Enviromental and economic cost of soil erosion and conservation benefit. *Science*, v. 267, p. 1117–1123, 1995.

- PIUMBINI, P. P. *CLIMA DE ONDAS DE GRAVIDADE E ESTADO DE AGITAÇÃO MARÍTIMA EM AMBIENTES MARINHOS NO ESPÍRITO SANTO*. [S.l.], 2009. Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, 2009.
- RAJEEV, K.; RAMANATHAN, V.; MEYWERK, J. Regional aerosol distribution and its long-range transport over the indian ocean. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, v. 105, n. D2, p. 2029–2043, 2000.
- RITCHIE, J. C.; MCHENRY, J. R.; WILSON, R. B. *The relationship of reflected solar radiation and the concentration of sediment in the surface water of reservoirs*. [S.l.]: University of Tennessee Space Institute, 1974. 57-72 p.
- ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. D. B. et al. *O Ambiente Marinho. In: Ministério do Meio Ambiente. Programa REVIZEE - Avaliação do potencial sustentável de recursos vivos da Zona Econômica Exclusiva do Brasil*. [S.l.]: IBGE:Rio de Janeiro, 1989.
- ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. D. B. et al. *O Ambiente Marinho. In: Ministério do Meio Ambiente. (Org.). Programa REVIZEE- Avaliação do potencial sustentável de recursos vivos da Zona Econômica Exclusiva do Brasil*. [S.l.]: Brasília: MMA, 2006. 21-75 p.
- SAKAIDA, F.; KAWAMURA, H. Accuracies of noaa/nesdis sea surface temperature estimation technique in the oceans around japan. *Journal of Oceanography*, v. 48, p. 345–341, 1992.
- SCHMID, C. et al. The viória eddy and its relation to the brazil current. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 25, p. 2532–2546, 1995.
- SOSPEDRA, F.; CASELLES, V.; VALOR, E. Effective wavenumber for thermal infrared bands application to landsat tm. *International Journal of Remote Sensing*, v. 19, p. 2105–2117, 1998.
- SOULSBY, R. L. *Dynamics of marine sands*. [S.l.]: London: Thomas Telford, 1997.
- STOMMEL, H. The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Am. Geoph. Un.*, v. 29, n. 2, 1948.
- TASSAN, S. Evaluation of the potential of the thematic mapper for marine application. *International Journal Remote Sensing*, v. 8, n. 10, p. 1455–1478, 1987.
- TASSAN, S. An improved in-water algorithm for the determination of chlorophyll and suspended concentration from thematic mapper data in costal waters. *International Journal Remote Sensing*, v. 14, n. 6, p. 1221–1229, 1993.
- TEIXEIRA, G. L. G. *ANÁLISE DAS FEIÇÕES OCEANOGRÁFICAS DE MESOESCALA NA PLATAFORMA CONTINENTAL AO LARGO DO ESPÍRITO SANTO-BRASIL, UTILIZANDO SENSORIAMENTO REMOTO*. [S.l.], 2009. Monografia apresentado ao Curso de Oceanografia do Departamento de Oceanografia e Ecologia do Departamento do Centro de Ciências Humanas e Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo, 2009.
- TEIXEIRA, G. L. G. et al. Distribuição da CSS a partir de imagens de satélite como suporte a decisão para amostragem destinada a estudos virológicos. *ANAIS DO CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIENCIAS DO MAR, Florianópolis*, p. 377–392, 2011.

TRISAKTI, B.; SULMA, S.; BUDHIMAN, S. Study of sea surface temperature (sst) using landsat-7 etm (in comparison with sea surface temperature of noaa-12 avhrr). *The Thirteenth Workshop of OMISAR*, v. 13, 2004.

USGS. *Radiative Transfer Theory, Atmospheric Correction and Ocean Color*. [S.l.], 2012. http://edcsns17.cr.usgs.gov/helpdocs/landsat/parameters_LPGS.html Acessado em 10 de abril de 2012.

VALENTIN, J. L. et al. *Massas D'Água*. In: VALENTIN, J. L. (Ed.), *Características hidrobiológicas da região central da Zona Econômica Exclusiva brasileira (Salvador, BA, ao Cabo de São Tomé, RJ)*. [S.l.]: Brasília: MMA, 2007.

VESCOVI, A. P. V. J.; BONELLI, R. Espírito Santo: Instituições, Desenvolvimento e Inclusão Social - Introdução. *IJSN*, p. 9–28, 2010.

VISIONSYSTEMS. *Machine Vision System*. [S.l.], 2011. <http://www.vision-systems.com/index.html>, Acessado em 04 de outubro de 2011.

WASSERMAN, J. C.; WASSERMAN, M. A. *Comportamento de metais em sedimentos*. In: NETO, J. A. B.; WALLNER-KERSANACH, M.; PATCHINEELAM, S. M. *Poluição Marinha*. [S.l.]: Editora Interciência, 2008. 197-236 p.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, v. 30, p. 377–392, 1922.

XING, Q.; CHEN, C.; SHI, P. Method of integrating landsat-5 and landsat-7 data to retrieve sea surface temperature in coastal waters on the basis of local empirical algorithm. *Ocean Science Journal*, v. 41, n. 2, p. 97–104, 2006.

YOU, Z. The effect of suspended sediment concentration on the settling velocity of cohesive sediment in quiescent water. *Oc. Eng.*, v. 31, p. 1955–1965, 2005.

ZHU, Z.; WOODCOCK, C. E. Object based cloud and cloud shadow detection in landsat imagery. *Remote Sensing of Enviroment*, v. 118, p. 83–94, 2012.

ZOFFOLI, M. L.; KAMPEL, M.; FONSECA, L. M. G. Caracterização da pluma de sedimentos do Rio Doce (es) utilizando dados TM-Landsat 5. *Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, v. 15, p. 5025–5031, 2011.