

ANÁLISE DE TÉCNICAS DE MASCARAMENTO DE NUVENS PARA ESTIMATIVA
DE PARÂMETROS FÍSICOS DA SUPERFÍCIE DO MAR VIA DADOS AVHRR-NOAA

Fábio Rodrigues Hochleitner

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS
PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA
CIVIL.

Aprovada por:

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Prof. José Ricardo de Almeida França, Ph.D.

Prof. Gutemberg Borges França, Ph.D.

Dr. Ângelo Sartori Neto, D.Sc.

Prof. José Paulo Soares de Azevedo, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

FEVEREIRO DE 2007

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

HOCHLEITNER, FÁBIO RODRIGUES

Análise de Metodologias para Mascaramento de Nuvens na Determinação dos Valores de Temperatura da Superfície do Mar via Satélites Meteorológicos [Rio de Janeiro] 2007

viii, 79 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, M.Sc., Engenharia Civil, 2007)

Dissertação - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

1. Sensoriamento Remoto
2. Meteorologia
3. Mascaramento de Nuvens

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

Dedico este trabalho à minha esposa, **Cilia Dumard Hochleitner**, e aos meus Pais, **Sonia e Arthur Hochleitner**, pelo amor, compreensão, paciência e força que sempre me deram. Por tudo que me ensinam e ajudam a ser e por tudo que representam para mim.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por ter me dado o dom da vida e a oportunidade de estar hoje concretizando esse trabalho.

Aos meus orientadores, Professores José Ricardo França e Otto Rotunno pelo

"Advances are made by answering questions.
Discoveries are made by questioning answers."

Bernhard Haisch, astrofísico alemão

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

ANÁLISE DE TÉCNICAS DE MASCARAMENTO DE NUVENS PARA ESTIMATIVA DE PARÂMETROS FÍSICOS DA SUPERFÍCIE DO MAR VIA DADOS AVHRR-NOAA

Fábio Rodrigues Hochleitner

Fevereiro/2007

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho
José Ricardo de Almeida França

Programa: Engenharia Civil

A contaminação de nuvens em imagens do sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo dos satélites da série POES/NOAA limita a utilização destes dados de forma que as observações da temperatura da superfície do mar (TSM) nessas regiões tornam-se ausentes ou errôneas. Técnicas de detecção e mascaramento acuradas são essenciais para melhorar as medições de TSM. O objetivo deste trabalho é apresentar uma análise de técnicas para detecção de *pixels* contaminados por nuvens sobre o oceano em imagens diurnas da região sudeste do Brasil. Métodos de coerência espacial (Liljas, 1987 e Coakley e Bretherton, 1982) foram aplicados em combinação com relações entre os canais visível e infravermelho baseadas em limiares propostas por França e Cracknell, 1995. Quando a cobertura total de nuvens total está distribuída em regiões maiores do que as áreas consideradas, os métodos baseados em limiares apresentam melhores resultados. Com isso, considerando *pixels* parcialmente cobertos por nuvens, os métodos baseados em limiares produzem erros maiores do que os métodos de coerência ou classificação para estimativa da cobertura de nuvens.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

ANALYSIS OF METHODOLOGIES FOR CLOUD MASKING IN DETERMINATION OF
SEA SURFACE TEMPERATURE VIA METEOROLOGICAL SATELLITES

Fábio Rodrigues Hochleitner

February/2007

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho
José Ricardo de Almeida França

Department: Civil Engineering

Cloud contamination in image from POES/NOAA satellite-borne, AVHRR (Advanced very High Resolution Radiometer) largely limits their utility by yielding absent and erroneous observations of sea surface temperature (SST). Accurate cloud detection and masking techniques are essential to improve timely areal SST coverage. This work presents an analysis of techniques for detection of cloud contaminated pixels over the ocean for daytime data from the Southeastern region of Brazil. These methods are based on the use of classification and spatial coherence techniques (Liljas, 1987 e Coakley e Bretherton, 1982) in the field of the visible and of the infrared. When total cloud cover rests in clouds that are much larger than pixel areas, thresholds techniques are expected to produce reasonable estimates of cloud cover. We have shown that erros in cloud cover associated with threshold methods are, in general, shown to be highly sensitive to the applied threshold, unlike the spatial coherence method.

ÍNDICE

1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 – ASPECTOS GERAIS.....	1
1.2 – OBJETIVO E ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	6
2 – SENSORIAMENTO REMOTO.....	8
2.1 – DEFINIÇÕES.....	8
2.2 – PRINCÍPIOS DE RADIAÇÃO.....	9
2.3 – RADIAÇÃO DE UM CORPO NEGRO.....	12
2.4 – RADIAÇÃO SOLAR E TERRESTRE.....	15
2.5 – INTERAÇÃO DA RADIAÇÃO ELETROMAGNÉTICA COM A MATÉRIA.....	16
2.6 – INTERAÇÃO DA RADIAÇÃO COM A ATMOSFERA.....	17
2.7 – ESPALHAMENTO ATMOSFÉRICO.....	18
2.8 – ABSORÇÃO ATMOSFÉRICA.....	19
2.9 – SOLUÇÃO DA EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA.....	20
3 – SATÉLITES POLARES: A SÉRIE POES.....	23
3.1 – HISTÓRICO.....	23
3.2 – CARACTERÍSTICAS DO SENSOR AVHRR.....	31
3.3 – PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS DO SENSOR AVHRR.....	34
3.3.1 – CORREÇÃO GEOMÉTRICA.....	35
3.3.2 – CALIBRAÇÃO RADIOMÉTRICA.....	36
3.3.3 – CALIBRAÇÃO DOS CANAIS VISÍVEIS (1 E 2).....	37
3.3.4 – CALIBRAÇÃO DOS CANAIS INFRAVERMELHOS (4 E 5).....	40
3.3.4.1 – TRANSFORMAÇÃO DA RADIÂNCIA EM TEMPERATURA DE BRILHO.....	41
4 – DADOS.....	45
4.1 – AQUISIÇÃO DOS DADOS AVHRR.....	45
4.2 – ÁREA DE APLICAÇÃO.....	49
4.3 – TÉCNICAS.....	51
4.3.1 – COERÊNCIA ESPACIAL.....	53
4.3.2 – MÉTODO DE CLASSIFICAÇÃO.....	57
4.3.3 – TÉCNICA DO LIMIAR BRUTO (GROSS THRESHOLD)...	59
4.3.4 – TÉCNICA NOVA COERÊNCIA (NEW COHERENCE).....	59
4.3.5 – TÉCNICA $T_{b5} - T_{b4}$	60
5.1 – RESULTADOS.....	62
5.2 – CALIBRAÇÃO DOS MÉTODOS.....	63
5.3 – ANÁLISES.....	71
6.1 – CONCLUSÕES.....	72
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	74

CAPÍTULO 1

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – Aspectos Gerais

A TSM é de fundamental importância na modelagem do fluxo de energia à superfície e no entendimento da interação oceano-atmosfera. Este parâmetro é tido como um dos principais controladores e indicadores da variabilidade climática (Barton, 1995) e do ciclo hidrológico. A água possui uma grande capacidade calorífica. Isto significa que ela pode armazenar uma grande quantidade de calor proveniente do sol, mas registrando poucas mudanças em sua temperatura (Stull, 1988).

O conhecimento da estrutura termal da superfície dos oceanos é um fator importante no estudo das trocas que ocorrem entre os oceanos e a atmosfera (calor sensível e calor latente). Além disso, os modelos numéricos meteorológicos requerem que os dados possuam alta precisão para que as previsões tenham uma melhor performance.

As primeiras medidas de TSM eram feitas por meio da coleta em recipientes de água por barcos enquanto navegavam. A medição era feita diretamente utilizando-se um termômetro de mercúrio. A construção de navios potentes e mais modernos tornou esta prática inviável. Outras formas de medida foram desenvolvidas, tais como a análise da água do mar que entra no navio para resfriar os motores ou, como alternativa, existe a montagem de termistores no casco metálico do navio. São instalados no plano vertical de

3 a 5 dispositivos em navios mercantes de forma que se tenha certeza que sempre haverá um abaixo da superfície do mar. Comparações com outras medidas contemporâneas para medição de TSM demonstram uma alta confiança e consistência deste método (Emery et al, 2001).

Com o advento de bóias à deriva e fundeadas monitoradas por satélite na década de 70, foi desenvolvida uma nova fonte de medição de TSM. Ambas são equipadas com termistores, mas as bóias à deriva fazem as medições em vários locais e medem não somente a TSM mas também o perfil de temperatura de uma camada do oceano (Emery et al, 2001).

As medidas *in situ* que são realizadas por navios e bóias possuem descontinuidades temporais e espaciais. Por causa destes problemas, a estimativa da TSM através do sensoriamento remoto tornou-se extremamente importante. O sensoriamento remoto por satélite proporciona a geração de dados multiespectrais com maior abrangência espacial e temporal. Esses dados são obtidos com grande regularidade e possuem uma escala de alcance (área da superfície) de centenas de quilômetros (Emery et al, 2001).

O sensoriamento remoto da superfície da Terra para fins da estimativa da TSM de forma sistemática foi iniciada com o lançamento do satélite TIROS-N em 1978 pela agência National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA/NESDIS). De 1979 a 2005, esta agência lançou os satélites de órbita polar NOAA-6, 7, 8, 9, ..., 18. Existem, normalmente, dois satélites de órbita polar no espaço. Isto possibilita a cobertura da superfície terrestre em 24 horas. Além disso, como estes satélites são sincronizados com o sol, as áreas da superfície da Terra são observadas sempre em torno dos mesmos

horários. Ao longo destes lançamentos, os instrumentos e as técnicas para cálculo da TSM sofreram significativas mudanças.

Embora existam vantagens, alguns problemas são conhecidos, tais como a cobertura de nuvens e os efeitos dos gases atmosféricos, principalmente a absorção pelo vapor d'água da radiação infravermelha e por sua concentração variável no tempo e no espaço na atmosfera. Os primeiros estudos sobre o uso de medidas de absorção diferenciais e o efeito do vapor d'água nas medidas de TSM por sensoriamento remoto foram feitos na década 70 por Anding e Kauth (1970) e Prabhakara *et al* (1974). Em 1975, McMillin mostrou que uma combinação linear das medidas de radiância para dois canais termais com comprimentos de onda diferentes conduz a uma boa estimativa da radiância vinda da superfície e, conseqüentemente, da TSM. Com o lançamento do primeiro sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), a bordo do NOAA, Deschamps e Phulpin (1980) fizeram um estudo sobre a derivação da TSM diurna através dos canais centrados em 11 μ m e 12 μ m. Em 1984, McMillin e Crosby estabeleceram uma relação linear para a estimativa da TSM entre medidas de temperatura de brilho obtidas via satélites da série NOAA e TSM *in situ*. Barton (1995) apresentou uma revisão consistente do estágio da estimativa da TSM via dados do AVHRR (*pixels* com resolução de 1,1km) baseada no algoritmo MCSST e que possui uma precisão global da ordem de 0,5°C (Legeckis e Zhu, 1998). Dados do sensor AVHRR têm sido amplamente utilizados em aplicações oceanográficas, tais como estudos da temperatura da superfície do mar (TSM) e outros fenômenos oceânicos. Devido à sua cobertura contínua, o sensor AVHRR é de grande importância para o monitoramento dos processos oceânicos.

A atmosfera introduz erros nas medidas de TSM por satélite. Esses erros podem ser ocasionados devido à cobertura de nuvens, aerossóis, vapor d'água ou presença de

outros gases. Para observação da superfície do mar, ou mesmo do continente, a cobertura de nuvens domina a introdução de erros nessas medidas (Abdulah *et al*, 1997). De acordo com Paltridge and Platt (1976), mais do que 50% da superfície da Terra está normalmente coberta por nuvens a qualquer momento. Logo, um dos maiores problemas é a eliminação dos *pixels* contaminados por nuvens. Esta contaminação afeta os dados de reflectância e temperatura de brilho da superfície obtidos por satélite e, conseqüentemente, as estimativas da TSM. O espalhamento múltiplo que ocorre dentro das nuvens é o efeito dominante com relação à atenuação da radiação solar. A absorção dentro das nuvens se deve às gotas de água, partículas de gelo e, em menor intensidade, ao vapor d'água na região do espectro infravermelho. Portanto, as nuvens são fortes absorvedores da radiação terrestre. Além disso, informações sobre nuvens são especialmente importantes para previsões do tempo de curto prazo (Stephens *et al*. 2002). No futuro, a taxa de assimilação de produtos derivados de satélite para previsão numérica do tempo (PNT) irá aumentar significativamente (Köpken *et al*, 2001) de forma a melhorar a previsão das mudanças na precipitação regional, evaporação e ciclo hidrológico. Por esta razão, a identificação acurada dos *pixels* não contaminados por nuvem é um passo crítico e um pré-requisito na análise dos dados obtidos por sensoriamento remoto por satélite.

Os métodos de obtenção de parâmetros dos dados de satélite podem ser estruturados em três categorias: métodos de limiares, métodos estatísticos e método da transferência radiativa. McClain *et al* (1985), utilizou vários testes de nuvem no método multi-canal para determinação da TSM. Os métodos mais comuns para detecção de nuvens são os algoritmos baseados em limiares ou *thresholds* aplicados aos dados visível e infravermelho do satélite (Saunders, 1986, Saunders e Kriebel, 1988 e Kriebel *et al*,

2003) ou os métodos estatísticos por aproximação e classificação supervisionada (Karlsson, 1989, 1996). Métodos espectrais e testes espaciais (Coakley e Bretherton, 1982) podem ser aplicados a dados AVHRR para detectar, além dos *pixels* cobertos por nuvens, o tipo e nuvem (baixa, alta, cirrus, etc). Liljas (1987) propôs um método baseado na relação espacial entre os canais visível (canal 1) e o canal infravermelho (canal 4, centrado em 11 μm) do sensor AVHRR, de forma a estabelecer limiares para separação das principais categorias de nuvens. O canal 4 é utilizado principalmente para distinguir entre diferentes temperaturas de topo de nuvem e fornece uma distinção entre nuvens baixas, médias e altas. O canal 1 está relacionado com a espessura e a concentração de partículas na nuvem .

A aplicação de técnicas de *thresholds* para diversas regiões do globo exige adaptações aos limiares empregados. A maioria dos trabalhos citados acima determinou valores de limiar para atmosferas relativas a áreas de média e alta latitudes, cujas características são diferentes em áreas tropicais e/ou equatoriais (França e Cracknell, 1995). Isto significa que as escolhas de limiares para as técnicas de detecção de nuvens que foram feitas para médias e altas latitudes não necessariamente podem ser empregadas em outras latitudes. França e Cracknell (1995) propuseram um método para mascaramento de nuvens calibrado para regiões tropicais considerando cinco técnicas baseadas em informações nos canais visível e infravermelho. As calibrações de técnicas para detecção de nuvens que são feitas para uma determinada faixa de latitude não necessariamente são válidas em outras regiões.

1.2 – Objetivo e estrutura da dissertação

O objetivo geral deste trabalho é propor uma análise regional da eficácia das metodologias estatísticas descritas por Liljas (1987) e Coakley e Bretherton (1982) em combinação com os métodos de limiares propostos por França & Cracknell (1995) e Saunders & Jriebel (1988). São utilizados dados diurnos para a região sudeste do Brasil obtidos através do sensor AVHRR a bordo de satélites da série POES (NOAA-17 e NOAA-18) e com aquisição feita pelas antenas de recepção instaladas no Laboratório de Modelagem de Bacias (LAB2M), localizado na COPPE/UFRJ para os meses de janeiro a dezembro do ano de 2006 visando que sejam representativos das variações atmosféricas ao longo do ano.

A dissertação está estruturada da seguinte forma:

O capítulo 2 apresenta as definições e aplicações do sensoriamento remoto, da radiação eletromagnética e as principais características radiativas do sistema Terra-atmosfera.

No capítulo 3 são apresentadas as principais características dos satélites da série POES (NOAA-17 e NOAA-18) utilizados e seus sensores AVHRR.

No capítulo 4 apresenta-se a descrição do procedimento para aquisição dos dados, das técnicas utilizadas e da metodologia desenvolvida para análise dos dados.

O capítulo 5 apresenta a análise dos resultados obtidos e a comparação ao longo do ano.

No capítulo 6 são apresentadas as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

CAPÍTULO 2

2 – SENSORIAMENTO REMOTO

2.1 - Definições

Sensoriamento remoto é a tecnologia que permite a aquisição de informações sobre objetos sem contato físico com eles. A informação precisa de um portador físico para viajar do objeto para o sensor por um meio. Em sensoriamento remoto, o portador de informação é a **radiação eletromagnética** (figura 2.1). A saída de um sistema de sensoriamento remoto é, geralmente, uma imagem representando o objeto sendo observado. A forma como a informação (imagem) aparece depende da fonte de radiação eletromagnética do objeto e da interação desta radiação com o meio de propagação.

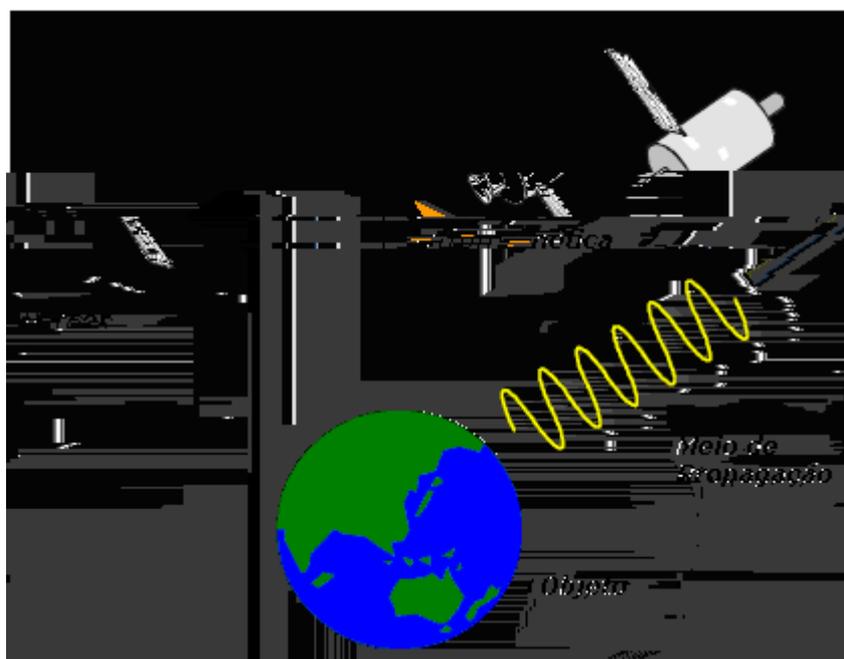


Figura 2.1 – Princípios básicos de sensoriamento remoto. Fonte: adaptado de Cheng (2001)

2.2 – PRINCÍPIOS DE RADIAÇÃO

Informações sobre a superfície observada são obtidas através da medição de energia. A radiação pode ser definida como uma variação oscilatória regular (onda eletromagnética) em um campo elétrico e magnético nas redondezas de uma partícula carregada. A onda eletromagnética possui duas componentes, uma onda elétrica (E) e uma onda magnética (M), que são geradas pela oscilação da própria partícula, sendo ambas de forma senoidal perpendiculares à direção de propagação (Lillesand e Kiefer, 1987). Assim, a radiação eletromagnética propaga-se em forma de onda com uma velocidade igual a da luz (todos os comprimentos de onda viajam à mesma velocidade), que no vácuo é igual a $2,99793 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$, obedecendo à equação geral:

$$c = \lambda f \quad (2.1)$$

Onde:

c = velocidade da luz [ms^{-1}]

λ = comprimento de onda [m]

f = frequência de onda [s^{-1}]

O comprimento de onda é definido como a distância entre dois picos consecutivos de onda, enquanto que a frequência é o número de picos passando por um ponto fixo no espaço por unidade de tempo.

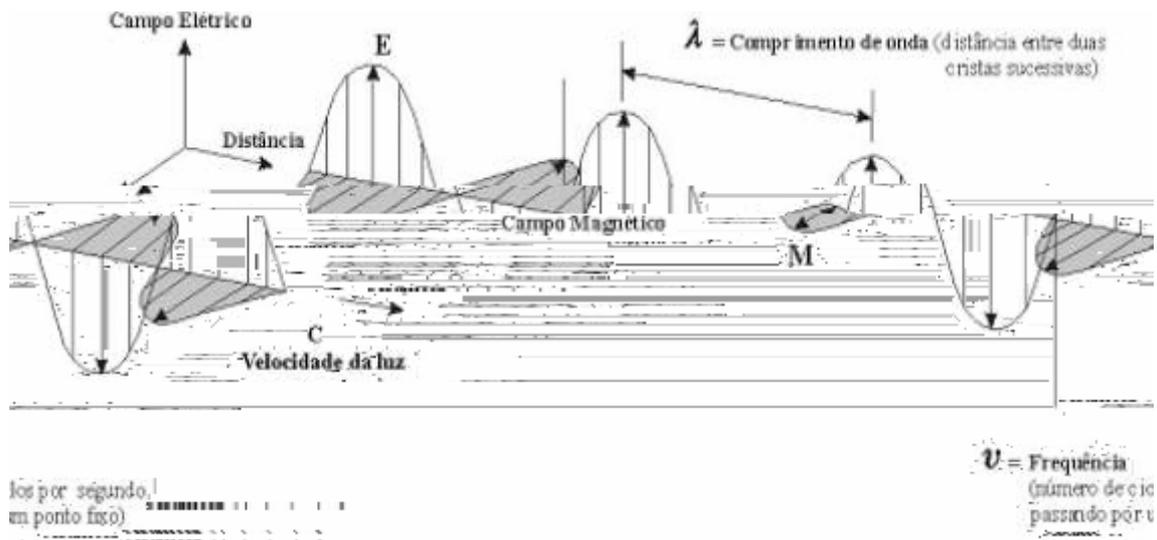


Figura 2.2: Onda Eletromagnética. A componente inclui uma onda elétrica (E) e uma onda magnética (M), ambas com forma senoidal e perpendicular à direção de propagação.

Fonte: Passos (2006)

Em sensoriamento remoto, é mais comum caracterizar uma onda eletromagnética pelo comprimento de onda dentro do espectro eletromagnético. As diferentes regiões do espectro, classificadas pela maneira como a radiação é detectada ou gerada, são mostradas na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Espectro eletromagnético. Fonte: adaptado de Peres & Dacamara (2004)

Regiões do espectro	Comprimento de onda (μm)	Comentário
Raios γ	$< 3 \times 10^{-5}$	completamente absorvida pela atmosfera superior.
Raios x	3×10^{-5} a 0,03	completamente absorvida pela atmosfera superior.
Ultravioleta	0,03 e 0,39	comprimentos de onda menores que $0,3 \mu\text{m}$ são parcialmente absorvidos pelo ozônio na estratosfera.
Luz visível	0,39 e 0,77	imagem com filme e fotodetectores.
Infravermelho	0,77 a 100	janelas de transmissão atmosféricas são separadas pelas bandas de absorção.
Microondas	100 a 3×10^5	penetra em nuvens, nevoeiro e chuva; os radares operam nessa região.
Televisão, rádio, telecomunicação	$> 3 \times 10^5$	comprimentos de onda mais longos do espectro eletromagnético.

Muitas características da radiação eletromagnética podem ser descritas pela teoria da onda. Mas desde os primeiros experimentos de geração de energia eletromagnética, observou-se que a radiação era emitida em forma de pulsos, ou seja, a energia radiante se transfere de um corpo para outro em quantidades fixas chamadas “pulsos” ou “quantas”. A energia de um quanta é dada como:

$$Q = hf \quad (2.2)$$

Onde:

Q = energia [J]

h = constante de Planck [$6,625 \times 10^{-34}$ Ws² ou Js]

f = frequência de onda [s⁻¹]

Substituindo a equação (2.2) na equação (2.1) obtemos o modelo da onda e do quantum para o comportamento da energia eletromagnética:

$$Q = hc/\lambda \quad (2.3)$$

A energia de um quantum é inversamente proporcional ao seu comprimento de onda. Quanto maior o comprimento de onda, menor será a energia.

2.3 – RADIAÇÃO DE UM CORPO NEGRO

Por definição, um corpo negro é um objeto capaz de absorver e emitir toda a energia que nele incide. Com um coeficiente de emissividade igual a um, a energia emitida será função apenas de sua temperatura de acordo com a lei de Planck:

$$M_{\lambda\Omega} = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)} \quad (2.4)$$

Onde:

$M_{\lambda\Omega}$ = intensidade monocromática	$[\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}]$
c = velocidade da luz	$[3 \times 10^8 \text{ms}^{-1}]$
h = constante de Planck	$[6,625 \times 10^{-34} \text{Ws}^2 \text{ ou Js}]$
k = constante de Boltzmann	$[1,38 \times 10^{-23} \text{JK}^{-1}]$
T = temperatura do corpo negro	$[\text{K}]$
λ = comprimento de onda	$[\text{m}]$

A componente normal de $M_{\lambda\Omega}$ integrada sobre a totalidade do ângulo esférico, fornece a densidade de fluxo monocromático, que para uma radiação isentrópica pode ser escrita como:

$$M_{\lambda} = \pi M_{\lambda\Omega} \quad (2.5)$$

onde:

$$M_{\lambda} = \text{densidade de fluxo monocromático} \quad [\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}]$$

A densidade de fluxo da energia radiante emitida por um corpo negro pode ser obtida pela integração de M_{λ} sobre todo o espectro eletromagnético. A lei de Stefan-Boltzmann, resultante da integral, é proporcional a quarta potência da temperatura deste, como mostrado a seguir:

$$M = \int_0^{\infty} M_{\lambda} d\lambda = \epsilon\sigma T^4 \quad (2.6)$$

onde:

M = densidade do fluxo radiante [Wm⁻²]

ε = emissividade do corpo ($\varepsilon = 1$ para o corpo negro)

$\sigma = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3}$ = constante de Stefan-Boltzmann [5,67x10⁻⁸ Wm⁻²K⁻⁴]

T = temperatura do corpo negro [K]

Igualando a zero o resultado da diferenciação da função de Planck em relação ao comprimento de onda, obtém-se a lei de Wien. Esta demonstra, que o comprimento de onda de máxima emissão de um corpo negro é inversamente proporcional a temperatura (Liou, 1980), de acordo com:

$$\lambda_{\max} = \frac{C}{T} \quad (2.7)$$

Onde:

λ_{\max} = comprimento de onda de máxima radiação [μm]

T = temperatura [K]

$C = 2898$ [K μm]

Corpo negro é um conceito teórico, já que todas as superfícies naturais possuem emissividades menores que um, com seu valor absoluto dependente do comprimento de onda e da direção da medida. Entretanto, emissividades no infravermelho, no qual objetos naturais normalmente emitem, cobrem um intervalo relativamente pequeno entre 0,96 a 0,98 para solos nus orgânicos e superfícies

vegetadas (Brutsaert, 1982). Apesar desta variação parecer relativamente pequena, esta tem considerável influência na medida da temperatura da superfície obtida remotamente.

2.4 – RADIAÇÃO SOLAR E TERRESTRE

Pelo fato da energia emitida por um objeto variar com a temperatura, a distribuição espectral da energia emitida também varia (figura 2.3).

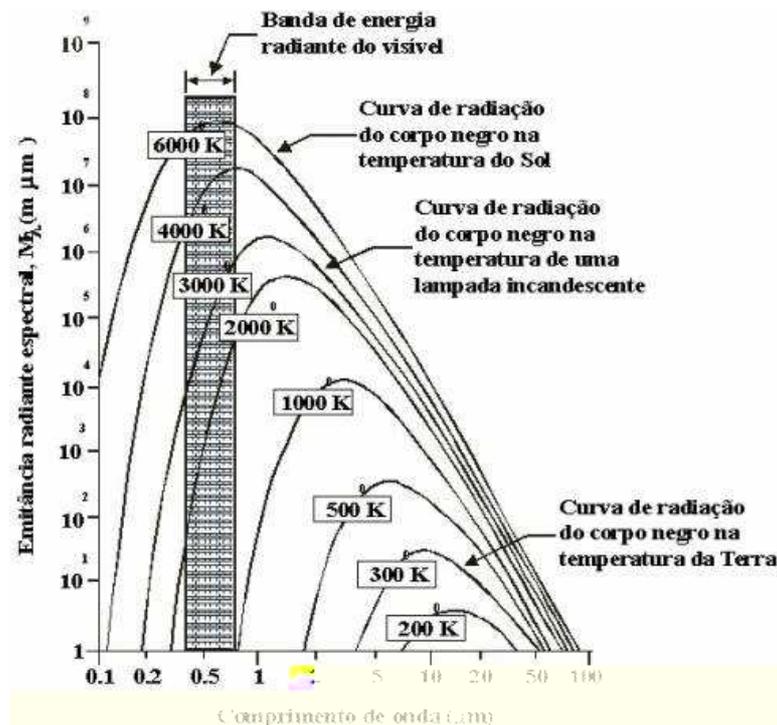


Figura 2.3: Distribuição espectral da energia radiativa de um corpo negro a várias temperaturas.

Fonte: adaptado de Lillesand e Kiefer (1987).

O espectro de energia emitido pelo Sol é aproximadamente igual ao de um corpo negro com temperatura de aproximadamente 5900 K, com um máximo de emissão em cerca de 0,5 μm , dentro do intervalo da luz visível. Sendo esta, a banda espectral na qual nossos olhos são sensíveis e que corresponde aproximadamente à

região em que as plantas absorvem energia para suas atividades de fotossíntese (Vogt, 1992). A energia emitida pela superfície terrestre corresponde aproximadamente à emitida por um corpo negro com temperatura de cerca de 300 K, tendo o seu máximo por volta de 9,7 μm . A figura 2.4 descreve o espectro eletromagnético da emissão solar e terrestre.

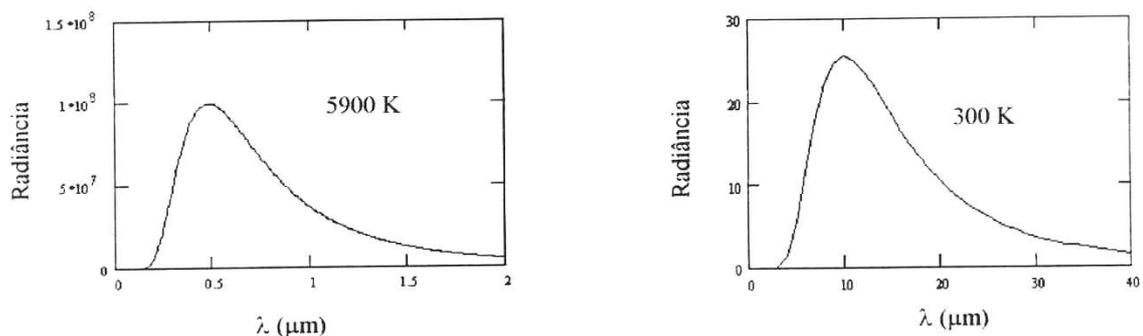


Figura 2.4: Características espectrais das fontes de energia solar (a) e terrestre (b) (em $\text{W}/\text{m}^2\mu\text{m}$).

Fonte: adaptado de Peres & Dacamara (2004).

2.5 – INTERAÇÃO DA RADIAÇÃO ELETROMAGNÉTICA COM A MATÉRIA

Interações da energia eletromagnética com a matéria podem mudar propriedades da radiação eletromagnética incidente (intensidade, direção, comprimento de onda, polarização e fase). Os processos de interação com a matéria diferem de acordo com o meio. Espalhamento (a radiação incidente muda de direção) e a absorção (a radiação incidente se torna parte da energia do volume, resultando em uma mudança da forma de energia) são exemplos de interações que ocorrem sobre um volume integrado (meio discreto), enquanto que reflexão (a radiação incidente volta da superfície), transmissão (a radiação incidente passa através da superfície), absorção (similar ao volume integrado) e emissão (a radiação emitida por um objeto na superfície terrestre, volume ou superfície, ocorre em comprimentos de onda longa,

como função da sua temperatura e emissividade) são exemplos de interações que ocorrem sobre uma superfície (meio contínuo).

2.6 – INTERAÇÃO DA RADIAÇÃO COM A ATMOSFERA

Tanto a radiação emitida pelo Sol como pela Terra, antes de chegarem, a primeira na superfície terrestre e a segunda ao sensor do satélite, percorrem uma determinada distância através da atmosfera. O efeito líquido da atmosfera na radiação varia com a distância percorrida, a magnitude da energia sensoriada, as condições atmosféricas e os comprimentos de onda observados (Peres & Dacamara, 2004).

Os constituintes atmosféricos afetam o sensoriamento remoto através das mudanças provenientes de perdas devido à absorção e espalhamento e de ganhos através de emissão e espalhamento na direção de seu trajeto (figura 2.5). O processo de absorção reduz a quantidade de energia disponível. Esta reaparecerá como energia emitida em outro comprimento de onda. No espalhamento não há perda de energia, mas somente um redirecionamento de propagação (Iqbal, 1983).

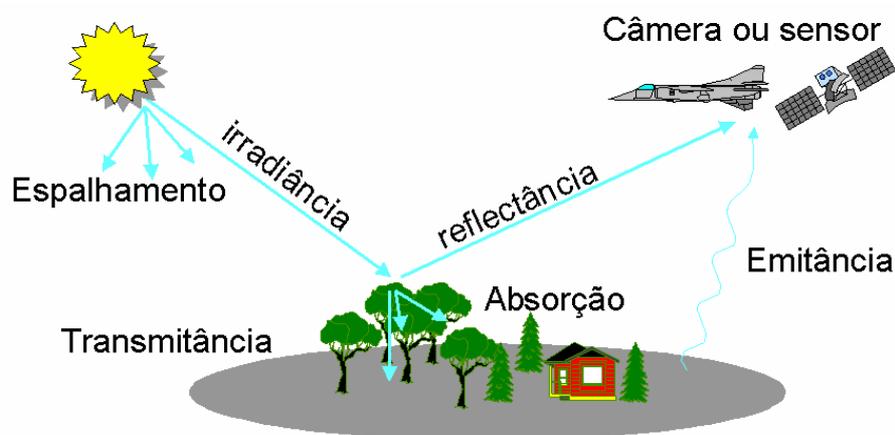


Figura 2.5 – Interação da radiação com a atmosfera

2.7 – ESPALHAMENTO ATMOSFÉRICO

A redistribuição da energia é o que se chama de espalhamento. Quando há espalhamento, a direção de propagação da energia se altera e sua polarização e fase podem ser afetadas. Ele depende do tipo e do formato do constituinte que causa o espalhamento e do comprimento de onda da radiação. Existem três tipos básicos de espalhamento decorrentes da interação entre a radiação eletromagnética e os constituintes atmosféricos.

Espalhamento Rayleigh – também chamado de espalhamento molecular, é baseado na hipótese de que as partículas são esféricas. Ocorre quando a radiação interage com partículas de diâmetros menores que o comprimento de onda da radiação incidente. As moléculas dos gases atmosféricos produzem este tipo de espalhamento. O efeito é inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda e proporcional à densidade do ar. Assim, os comprimentos de onda menores são mais efetivamente espalhados que os maiores.

Espalhamento Mie – ocorre quando a radiação interage com partículas atmosféricas de tamanhos iguais ou algumas vezes maiores que o comprimento de onda. Aerossóis, moléculas de vapor d'água e partículas de poeira provocam este tipo de espalhamento que tende a ocorrer após a radiação ter sofrido espalhamento Rayleigh.

Espalhamento não- seletivo - ocorre quando o diâmetro das partículas é muito maior que o comprimento de onda da radiação. Este é o caso de partículas de poeira, neblina e de nuvens de água líquida e sólida. Independe do comprimento de onda.

2.8 – ABSORÇÃO ATMOSFÉRICA

Na absorção atmosférica ocorre uma perda efetiva de energia para os constituintes atmosféricos. Os absorvedores de radiação solar mais eficientes são o vapor d' água, o dióxido de carbono e o ozônio. Como mostrado na figura 2.6, existem regiões de máximos e mínimos localizados em bandas específicas, determinando assim intervalos espectrais nos quais a atmosfera é mais ou menos transparente à radiação eletromagnética. As bandas de máxima transmissão são denominadas janelas atmosféricas. Sua localização define os intervalos espectrais nos quais a superfície pode ser melhor observada do espaço. As mais importantes janelas para o sensoriamento remoto da superfície estão nas regiões visível e infravermelho próximo entre 0,4 e 1,1 μm , e na região do infravermelho termal entre 8 e 12 μm . Nas janelas atmosféricas do infravermelho termal, algumas bandas de absorção importantes, resultantes da contribuição de gases traço, podem ser observadas.

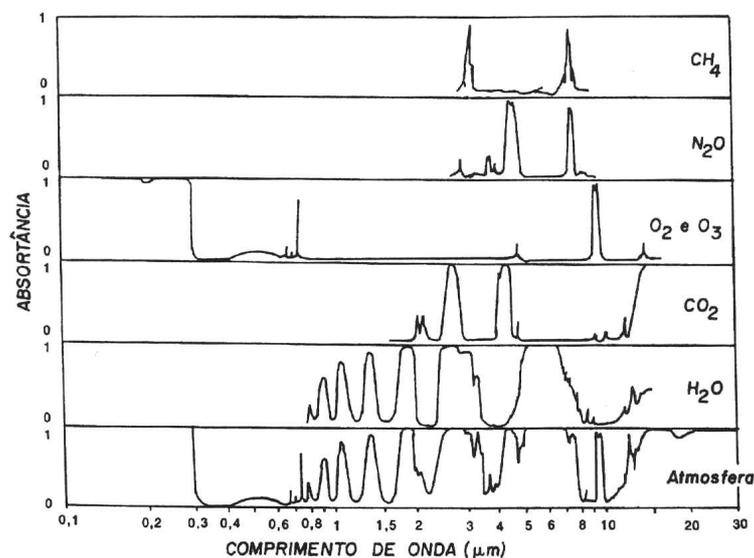


Figura 2.6: Característica espectral da absorção atmosférica.

Fonte: adaptado de França (1994).

2.9 – SOLUÇÃO DA EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

Para se obter a temperatura da superfície por satélite, é necessário realizar medidas radiométricas na parte do espectro eletromagnético situado na faixa do infravermelho termal, uma vez que a emissão terrestre concentra-se quase que totalmente entre 3,0 e 60 μm com um pico em 10 μm . Além disso, é preciso conhecer a emissividade da superfície e corrigir o sinal devido às perturbações criadas pela atmosfera (absorção, emissão e espalhamento) ao longo do caminho entre a superfície e o sensor.

A atmosfera é praticamente transparente à radiação infravermelha termal na faixa de 8 a 14 μm . Essa região do espectro é conhecida como janela atmosférica. Entretanto, mesmo na janela atmosférica, entre 8 a 14 μm , ainda existe uma pequena absorção devida basicamente à quantidade de vapor de água presente na atmosfera (com concentração altamente variável, temporal e espacialmente). Assim, a radiação emitida pela superfície terrestre e que alcança o sensor do satélite não será influenciada apenas pelas características da superfície, mas também pela composição e estrutura termal da atmosfera.

O modelo de correção atmosférica é baseado na equação de transferência radiativa. Assim, o sinal registrado pelo canal j de um radiômetro a bordo de um satélite a uma altitude h e observando a Terra em um determinado comprimento de onda (λ), em um determinado ângulo zenital θ em relação ao satélite, pode ser escrito, para a janela atmosférica, pela soma de três termos, descrito detalhadamente por CHANDRASEKHAR (1960), como

$$\begin{aligned}
B_j(T_j) &= \varepsilon_j \tau_j B_j(T_s) \\
&+ \int_0^h B_j(T_z) (\partial \tau_j(\theta, z, h) / \partial z) dz \\
&+ 2 \tau_j (1 - \varepsilon_j) \int_0^{\pi/2} \int_h^0 B_j(T_z) (\partial \tau'_j(\theta', z, 0) / \partial z) \cos \theta' \sin \theta' dz d\theta'
\end{aligned} \tag{2.8}$$

onde:

$B_j(T_j)$ - é a radiância total recebida pelo sensor do satélite no canal j;

ε_j - emissividade espectral da superfície;

$B_j(T_s)$ - radiância espectral emitida por um corpo negro a temperatura da superfície;

τ_j - transmitância espectral total da atmosfera;

$B_j(T_z)$ - radiância espectral emitida por um corpo negro à temperatura da atmosfera a uma altitude z;

$\tau_j(\theta, z, h)$ - transmitância espectral total para cima no caminho ótico para cima entre o nível z e a altitude do satélite (h);

$(1 - \varepsilon_j)$ - refletividade da superfície;

$\tau'_j(\theta', z, 0)$ - transmitância espectral total para baixo no caminho ótico para cima entre o nível z e a superfície;

O primeiro termo (I) à direita na Equação (2.8) representa a contribuição da emissão da superfície. O segundo termo (II) representa a contribuição devido à emissão da atmosfera para cima na direção do sensor e o terceiro termo (III) é devido à emissão atmosférica para baixo que alcança a superfície e é refletida na direção do sensor (figura 2.7).

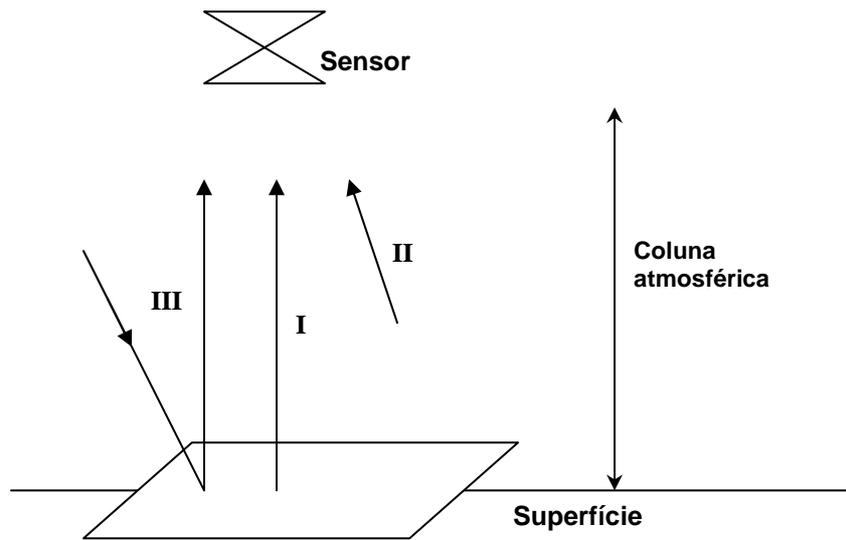


Figura 2.7 – Radiação medida por um sensor em órbita terrestre.

A temperatura de brilho é definida como sendo a temperatura equivalente de um corpo negro em um determinado comprimento de onda. Se a superfície terrestre emitisse como um corpo negro em um determinado comprimento de onda relativo ao canal j de um radiômetro a bordo de um satélite e, se não houvesse atmosfera, a temperatura da superfície seria igual à temperatura de brilho registrada pelo sensor do satélite.

CAPÍTULO 3

3 – SATÉLITES POLARES: A SÉRIE POES

3.1 – HISTÓRICO

A série de satélites de órbita polar teve início em abril de 1960 com o lançamento do primeiro satélite ambiental denominado TIROS-1 - “Television Infrared Observation Satellite” (figura 3.1) cujos sensores principais eram câmeras de televisão (NASA, 2005a).

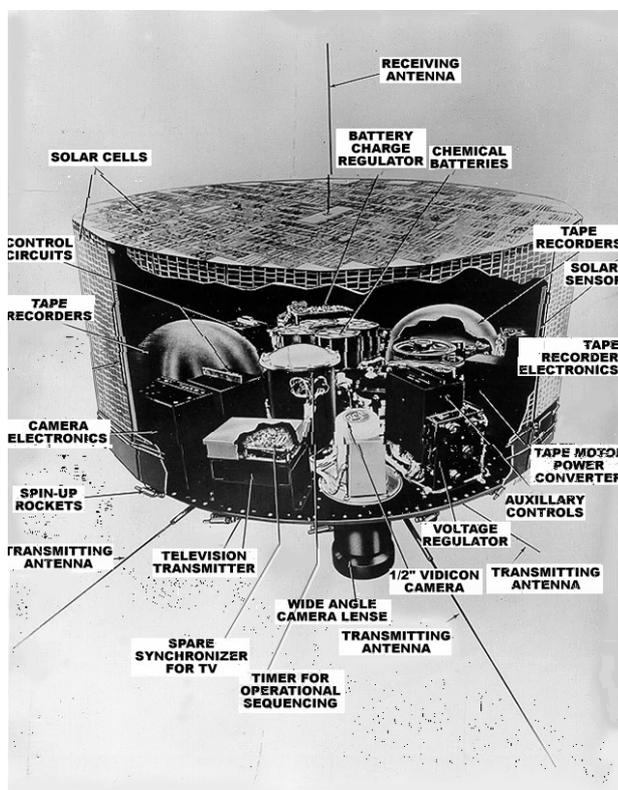


Figura 3.1 – Satélite Tiros-1

Fonte: NASA (2005a)

A primeira geração lançada entre 1960 e 1965, compreendendo os dez primeiros satélites da série TIROS, tinha como objetivo o monitoramento do tempo de forma operacional. O sistema APT (“Automatic Picture Transmission”), desenvolvido durante essa série de satélites, permitia a obtenção de imagens de cobertura de nuvens em tempo real na forma de imagens fotográficas (figura 3.2).

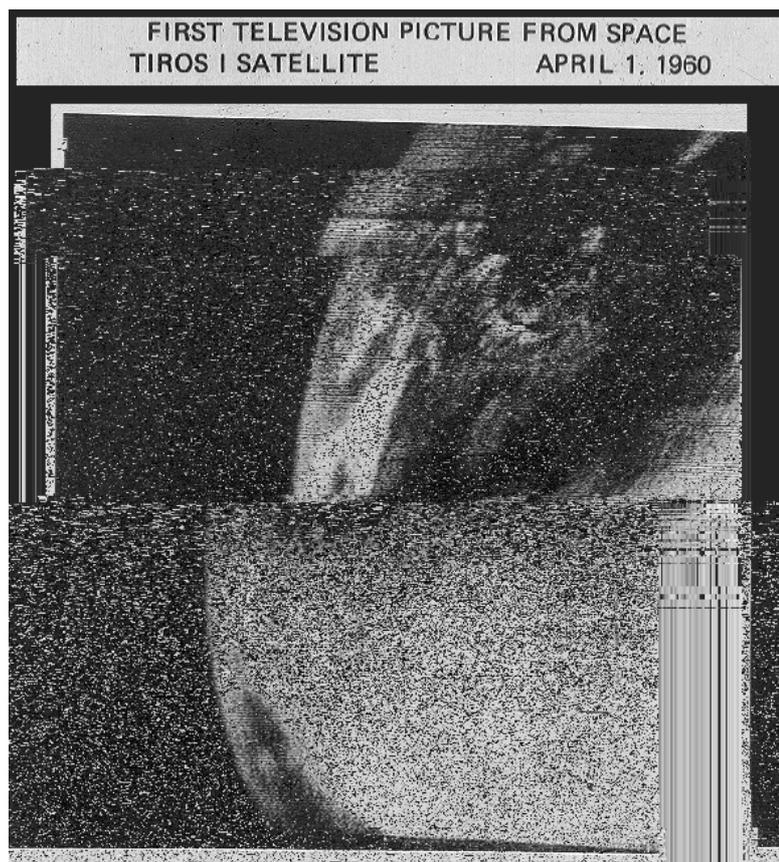


Figura 3.2 – Primeira imagem satélite Tiros-1

Fonte: NASA (2005a)

Até julho de 1965, foram lançados 10 satélites da série TIROS. Os 4 primeiros satélites tinham uma inclinação de 48° e os 4 seguintes, 58° , não sendo, dessa maneira, satélites de órbita polar. Os últimos dois da série foram os primeiros satélites meteorológicos de órbita polar (figura 3.3a e 3.3b).

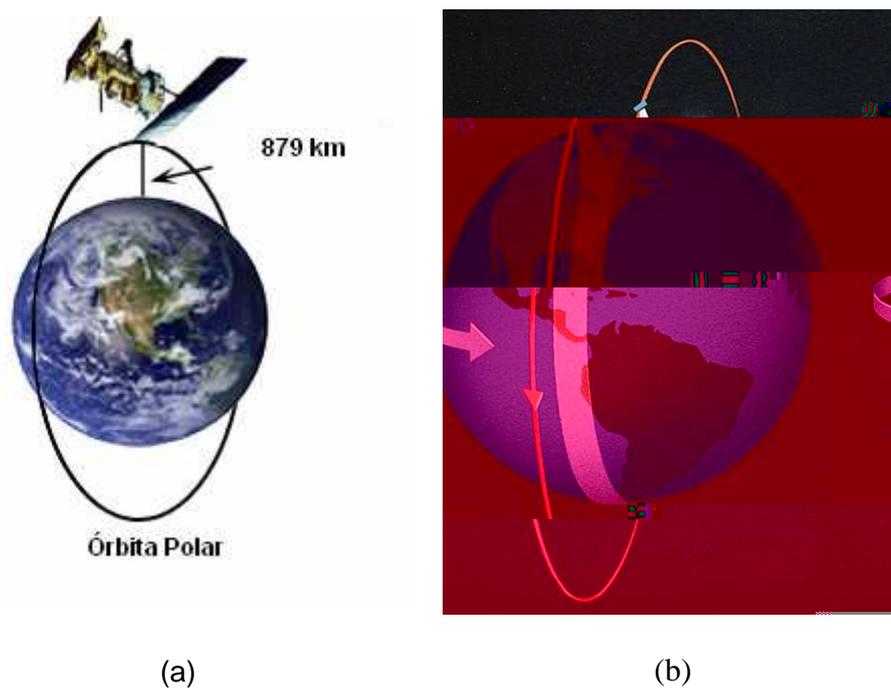


Figura 3.3 – Esquematização órbita polar

Fonte: NOAA (2006)

A série seguinte de satélites foi lançada no período de 3 de fevereiro de 1966 até 26 de fevereiro de 1969. Esta série foi denominada ESSA – “Environmental Science Services Administration”. Nove satélites desta série de órbita polar foram lançados no período.

Em 23 de janeiro de 1970, o primeiro de uma série de satélites aperfeiçoados foi lançado. Este satélite foi nomeado ITOS-1 – “Improved TIROS Operational Satellite”. Entre 11 de dezembro de 1970 e 29 de julho de 1976, 5 satélites da série ITOS, designados como NOAA-1 até NOAA-5 (figura 3.4), foram lançados. NOAA-1 foi o primeiro satélite a possuir a denominação NOAA e o primeiro a ser lançado após a

Administration”, responsável pelo monitoramento das condições dos oceanos e da atmosfera nos Estados Unidos da América (EUA).

De 13 de outubro de 1978 a 23 de julho de 1981, foram lançados alguns satélites da série TIROS-N, onde N representa a nova geração de satélites operacionais. NOAA-6 e NOAA-7 foram lançados durante este período. Nesta série teve início o uso dos sensores AVHRR – “Advanced Very High Resolution Radiometer” e TIROS – “Operational Vertical Sounder”.

Em 28 de março de 1983, o primeiro dos satélites TIROS-N avançados (ATN – “Advanced TIROS-N), designado por NOAA-8, foi lançado. Estes satélites tinham um tamanho e potência maiores que seus predecessores, de forma a acomodar mais equipamentos. A NOAA atualmente opera a série ATN com instrumentos aperfeiçoados. A configuração atual e a linha do tempo para os lançamentos são mostradas na tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Histórico dos lançamentos dos satélites da série POES

Satélite	Descrição
TIROS-N	Lançado em 13 de outubro de 1978 às 11h23minZ. Operacional de 19/10/1978 a 30/01/1980. Primeiro de uma série de quatro gerações de satélites ambientais. Possuía um sensor AVHRR de 4 canais à bordo.
NOAA-6 (A)	Lançado em 27 de junho de 1979 às 15h52minZ. Operacional de 27/09/1979 a 05/03/1983. Reativado em 03/07/1984 a 16/11/1986 devido à problemas no NOAA-8. Possuía um sensor AVHRR de 4 canais à bordo.
NOAA (B)	Lançado em 29 de maio de 1980 às 10h53minZ. Foi inutilizado devido a problemas no propulsor.
NOAA-7 (C)	Lançado em 23 de junho de 1981 às 10h53minZ. Operacional de 24/08/1981 a 01/02/1985. Primeiro a possuir um sensor AVHRR com 5 canais à bordo.
NOAA-8 (E)	Lançado em 28/03/1983 às 15h52minZ. Operacional de 03/05/1983 a 21/06/1984. Reativado em 01/07/85 a 29/12/1985. Possuía um sensor AVHRR de 4 canais à bordo.
NOAA-9 (F)	Lançado em 12/12/1984 às 10h42minZ. Operacional de 25/02/1985 a 07/11/1988. Possuía um sensor AVHRR de 5 canais à bordo.
NOAA-10 (G)	Lançado em 17/09/1986 às 15h52minZ. Operacional de 17/11/1986 a 16/09/1991. Possuía um sensor AVHRR de 4 canais.
NOAA-11 (H)	Lançado em 24/09/1988 às 10h02minZ. Operacional de 08/11/1988 a 11/04/1995. Possuía um sensor AVHRR de 5 canais. O sensor foi desligado em 13/09/1994.
NOAA-12 (D)	Lançado em 14/05/1991 às 15h52minZ. Operacional desde 16/09/1991. Atualmente como "back-up". Possui um sensor AVHRR de 5 canais.
NOAA-13 (I)	Lançado em 09/08/1993 às 10h02minZ. Operacional de 09/08/1993 a 21/08/1993. Desativado devido às anomalias no sistema de energia.

Tabela 3.1 (continuação) – Histórico dos lançamentos dos satélites da série POES

NOAA-14 (J)	Lançado em 29/05/1994 às 10h53minZ. Operacional desde 30/12/1994. Atualmente com problemas no sensor AVHRR.
NOAA-15 (K)	Lançado em 13/05/1998 às 15h52minZ. Operacional desde 01/12/1998. Possui em sensor AVHRR com 6 canais.
NOAA-16 (L)	Lançado em 21/09/2000. Operacional desde 21/05/2001 e substituto do NOAA-14. Possui em sensor AVHRR de 6 canais.
NOAA-17 (M)	Lançado em 24/06/2002. Operacional desde 15/10/2002 como substituto do NOAA-15. Possui um sensor AVHRR com 6 canais.
NOAA-18 (N)	Lançado em 20/05/2005. Operacional desde 30/08/2005 como substituto do NOAA-16 Possui um sensor AVHRR de 6 canais.

NOAA-15 é o primeiro de uma série de cinco satélites com aprimoramento das capacidades de imageamento que começaram a operar no final da década passada. Esta série é composta pelos satélites NOAA-K (15), -L, -M, -N, and N'. Este último tem sua data lançamento marcada para dezembro/2007 (NASA, 2005b).

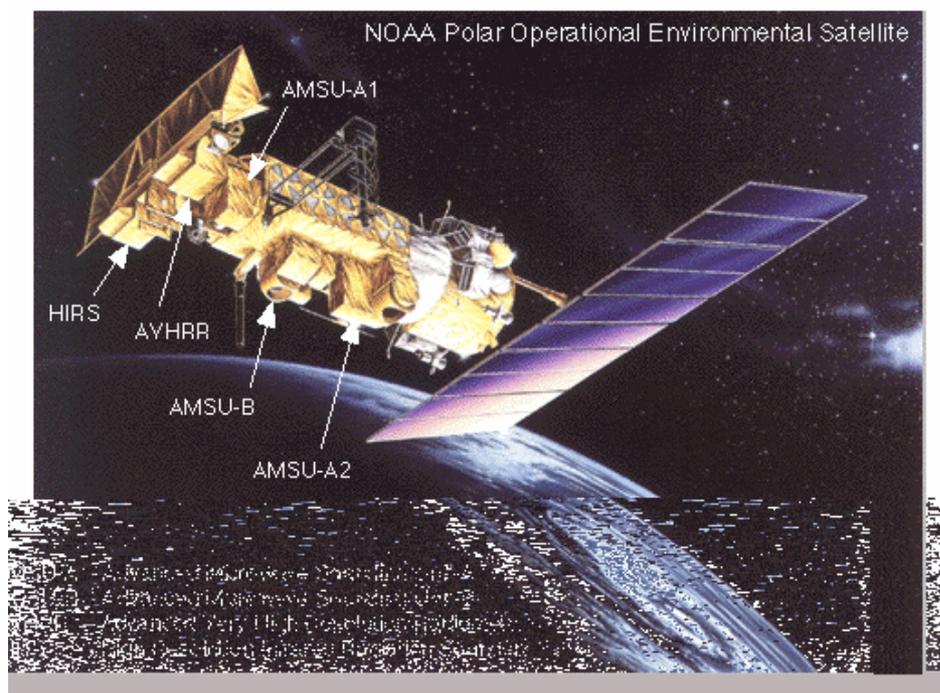


Figura 3.4 – Satélite da série NOAA e seus instrumentos principais

Fonte: NASA (2005b)

O Programa POES – “Polar Operational Environmental Satellite” é um cooperação entre a Agência Espacial Americana (NASA), a NOAA, o Reino Unido e a França.

O GSFC – “Goddard Space Flight Center” é responsável pela construção, integração e lançamento dos satélites NOAA. O controle operacional do equipamento é transmitido para NOAA após acerto em sua órbita, o que normalmente acontece após 21 dias depois do lançamento (NASA, 2005c). Os satélites NOAA possuem 7 dispositivos científicos e 2 para busca de salvamento. Os principais instrumentos (figura 3.4) a bordo dos satélites – AVHRR (radiômetro imageador de varredura), HIRS (sondador de radiação infravermelha), AMSU-A e AMSU-B (perfilagem de microondas) – foram projetados para alcançarem uma vida útil de três anos (Ferreira, 2004).

Atualmente, o programa POES é composto por 2 satélites de órbita polar (ATN). Operando como uma dupla, estes satélites provêm dados dos canais infravermelhos e não-visíveis para qualquer região da Terra, de forma que sua aquisição não seja mais antiga do que seis horas. Com 2 satélites operacionais, tem-se efetuado a cobertura do globo terrestre 4 vezes ao dia (Schroeder, 1998).

Os satélites são colocados em órbitas heliosíncronas, circulares, quase-polares, com altitude média de 850 km. Duas altitudes nominais de 833km e 870km foram selecionadas para permitir a operação simultânea de dois satélites. A uma latitude de 833km, a inclinação da órbita com o equador terrestre é $98,739^\circ$; o período nodal, 101,58 min e o número de órbitas por dia, 14,18. A uma altitude de 870 km, a inclinação da órbita com o equador terrestre é $98,899^\circ$; o período nodal, 102,37 min e o número de órbitas por dia, 14,07 (Rao et al, 1990). Considerando um período orbital médio de 102 min, tem-se cerca de 71 min de período iluminado e 30 min com sombra.

Durante cada passagem o satélite observa uma porção diferente da superfície terrestre. Isto é devido ao giro de $25,34^\circ$ da Terra durante cada revolução orbital do satélite. Como o número de órbitas por dia não é inteiro, a trajetória suborbital do satélite não se repete diariamente, mesmo a hora solar local de passagem do satélite sendo essencialmente a mesma para todas as latitudes. As longitudes de cada passagem da órbita pelo equador são variáveis em função da rotação da Terra (Kidwell, 1998).

3.2 – CARACTERÍSTICAS DO SENSOR AVHRR

O AVHRR – “Advanced Very High Resolution Radiometer” é um radiômetro imageador de varredura que pode ser utilizado para detecção remota da cobertura de nuvens e temperatura da superfície. Neste caso, a temperatura determinada pode ser a superfície da Terra, superfície das nuvens em altos níveis ou a superfície de um corpo d’água. Este radiômetro de varredura utiliza 6 detectores que coletam diferentes bandas de comprimentos de onda da radiação eletromagnética, como é mostrado na tabela 3.2.

O primeiro sensor AVHRR era um radiômetro composto por 4 canais, inicialmente a bordo do TIROS-N. Posteriormente, foi aperfeiçoado para um instrumento com 5 canais (AVHRR/2), lançado inicialmente com o NOAA-7. O instrumento mais atual é o AVHRR/3 com 6 canais é que foi lançado a bordo do NOAA-15 em maio de 1998.

Tabela 3.2 – Características dos canais do sensor AVHRR/3. Fonte: Goodrun et al (2001)

Canal	Resolução no nadir	Comprimento de onda (μm)	Uso típico
1	1,09 km	0,58 - 0,68	Cobertura de nuvens durante o dia e mapeamento da superfície
2	1,09 km	0,725 - 1,00	Limites terra-água
3A	1,09 km	1,58 - 1,64	Detecção de neve e gelo
3B	1,09 km	3,55 - 3,93	Mapeamento de nuvens, temperatura da superfície do mar
4	1,09 km	10,30 - 11,30	Mapeamento de nuvens, temperatura da superfície do mar
5	1,09 km	11,50 - 12,50	Temperatura da superfície do mar

Estes diversos comprimentos de onda permitem, após o processamento para uma mesma área, uma análise multiespectral para definição de parâmetros hidrológicos, oceanográficos e meteorológicos mais precisos. A comparação de dados

de 2 canais é geralmente utilizada para observar padrões ou medir vários parâmetros ambientais. Os 3 canais que operam na faixa do infravermelho são utilizados para detecção da energia termal em estudos de temperatura da superfície da terra, do mar e corpos d'água e, também, das nuvens.

O canal 1 mede a radiação solar refletida na região espectral de máximo fluxo de energia solar. Praticamente não há absorção de radiação pela atmosfera mas, no entanto, os efeitos de espalhamento podem ser notados (Liou, 1980).

O canal 2 mede a radiação solar refletida na região próxima do infravermelho. Os efeitos de espalhamento estão presentes também neste canal mas com menos intensidade do que no canal 1. Existem absorções menores, especialmente do vapor d'água (Liou, 1980).

O canal 3 mede a radiação solar refletida e a radiação emitida pela Terra. Por esse motivo, as imagens no canal 3 são complexas e de difícil interpretação. Os efeitos de espalhamento pela atmosfera são nulos, mas existe uma absorção da radiação pelo vapor d'água (Liou, 1980). Os dados coletados no canal 3 possuem a vantagem de serem pouco afetados pelo vapor d'água atmosférico, entretanto, possuem uma parcela substancial de radiação solar refletida, sendo, portanto, utilizados somente à noite.

Os canais 4 e 5 dividem uma janela compreendida entre 10 μm e 13 μm . Neste intervalo espectral a radiação atinge o pico do fluxo de energia terrestre. Ambos os canais medem a radiação de alguns gases atmosféricos (especialmente o vapor d'água) (Liou, 1980).

A figuras 2.6, 3.5 e 3.6 ilustram a percentagem de radiação que os diversos gases (principalmente o vapor d'água) absorvem.

Os dados do AVHRR são adquiridos em três modos (NOAA, 2006):

- High Resolution Picture Transmission (HRPT): transmitida em tempo real diretamente à estação de terra. Resolução de 1,1 km;
- Local Área Coverage (LAC): 10 minutos de dados seletivamente registrados em cada um dos 2 gravadores a bordo para transmissão posterior durante a passagem sobre uma estação em terra. Resolução de 1,1 km. Formato idêntico ao HRPT;
- Global Área Coverage (GAC): derivada de uma média amostrada, usando 4 de cada 5 amostras ao longo da linha de varredura para a média e a cada 3 linhas processadas. Resolução de 4 km.

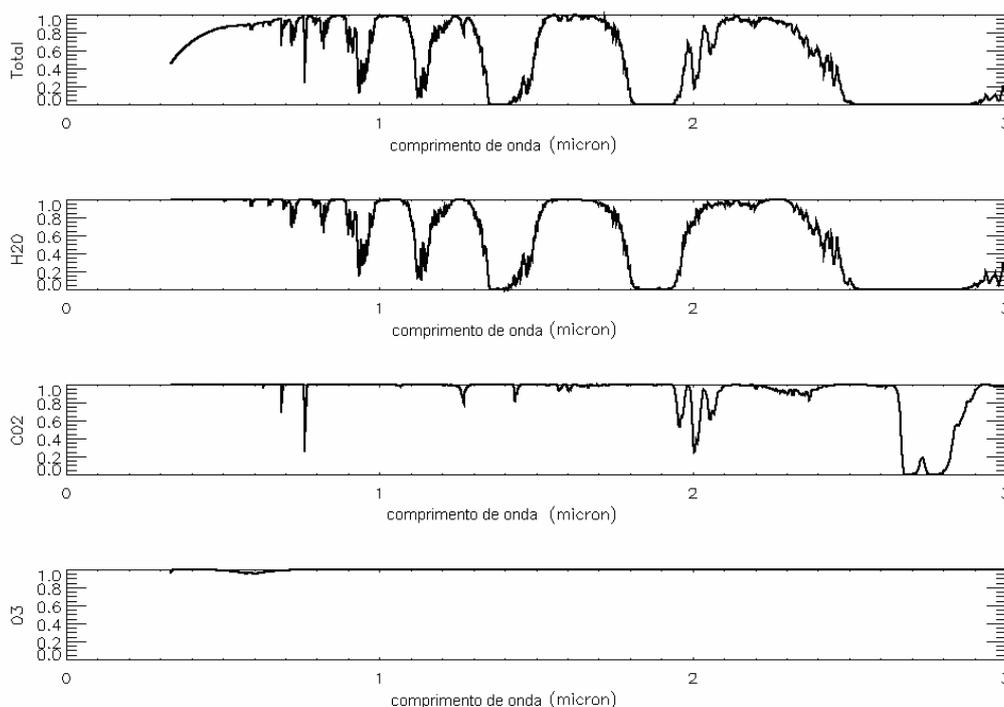


Figura 3.5 – Ultravioleta – Infravermelho próximo. Espectro de transmissão atmosférica (0,5 – 3 microns). Fonte: Office of Research and Applications with NOAA

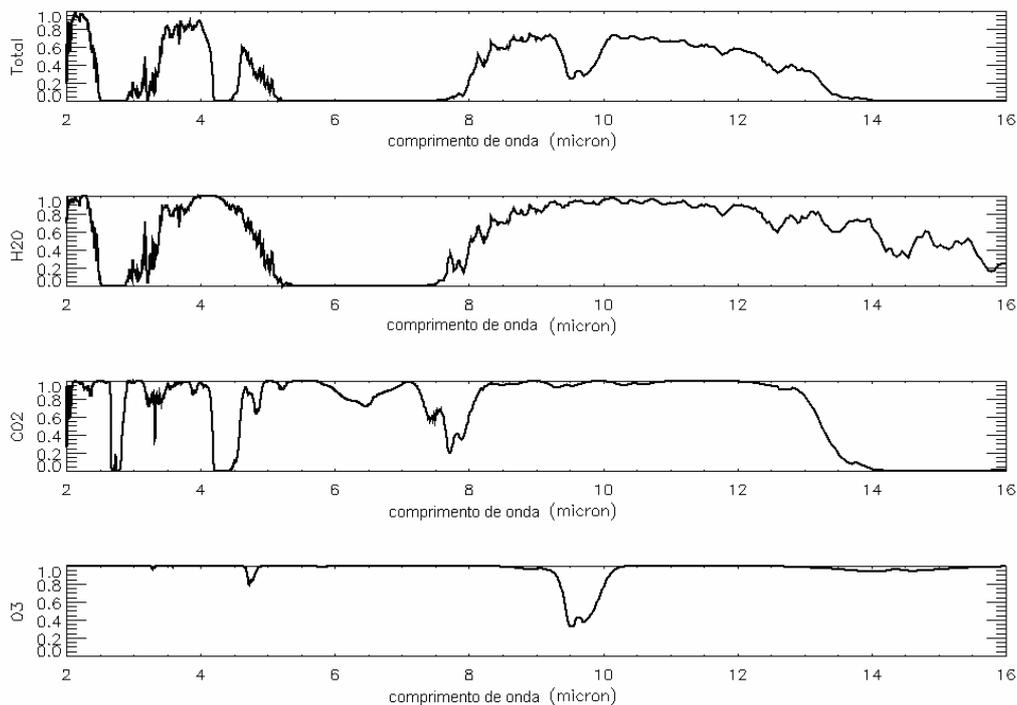


Figura 3.6 – Infravermelho próximo – Infravermelho distante. Espectro de transmissão atmosférica (2 – 15 microns). Fonte: adaptado de Center for Satellite Applications and Research - STAR (2006)

3.3 – PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS DO SENSOR AVHRR

Para preparação e utilização dos dados AVHRR nos algoritmos para detecção de nuvens e fins de estudo de uma imagem, é necessário seu pré-processamento. Basicamente, pode-se dividir o procedimento em 4 etapas:

- Recepção dos dados provenientes de cada canal do sensor AVHRR em formato HRPT;
- Georreferenciamento (correção geométrica);
- Transformação dos dados brutos (“digital numbers”) em valores de radiância (correção radiométrica);
- Armazenamento dos dados separados por canal (1,2, 4 e 5)

3.3.1 – CORREÇÃO GEOMÉTRICA

As distorções geométricas dos dados gerados via sensoriamento remoto, provêm de muitas fontes. Os efeitos da rotação da Terra durante a aquisição da imagem, a curvatura da Terra, a não linearidade do método de varredura e a diferença do tamanho do pixel ao longo do caminho são algumas distorções que podem ocorrer (França, 1994).

O processo usado para retificação geométrica consiste de duas etapas. A primeira consiste na escolha dos pontos de controle na superfície em toda imagem. As coordenadas geográficas destes tem que ser bem reconhecidas em um mapa e na própria imagem. A segunda etapa consiste em definir a relação entre o mapa da região de interesse e a região correspondente na imagem. Este processo é normalmente feito através de uma função polinomial denominada de função de registro (Richards, 1986). Esta função pode ser expressa por:

$$P_i = \sum_{p=0}^m \sum_{q=0}^m a_{pq} E_i^p N_i^q \quad (3.1)$$

$$S_i = \sum_{p=0}^m \sum_{q=0}^m b_{pq} E_i^p N_i^q \quad (3.2)$$

onde S_i e P_i representam a linha e o pixel do ponto i na imagem. Estes pontos correspondem ao Leste (E_i) e Norte (N_i) ou a latitude e longitude no mapa. As equações (3.1) e (3.2) são utilizadas no registro dos dados do AVHRR e de medidas feitas *in situ*. Os coeficientes a_{pq} e b_{pq} são calculados utilizando-se o critério dos erros dos mínimos quadrados, i.e., minimizando a soma dos resíduos (Res) para todos os pontos de controle i na superfície. Os resíduos podem ser representados por:

$$\text{Res} = \sum \left[\left(P_i - \sum_{p=0}^m \sum_{q=0}^m a_{pq} E_i^p N_i^q \right)^2 + \left(S_i - \sum_{p=0}^m \sum_{q=0}^m b_{pq} E_i^p N_i^q \right)^2 \right] \quad (3.3)$$

para achar o mínimo do resíduo com relação à a_{pq} e b_{pq} . é necessário a derivação parcial de Res em função a_{pq} e b_{pq} e fazendo com que todas as equações sejam iguais a zero, de forma a obter os coeficientes de retificação (França, 1994).

3.3.2 – CALIBRAÇÃO RADIOMÉTRICA

A energia radiante que atinge o sistema ótico (polarizador, filtro e lentes) sofre um processo de seleção e filtragem (polarização e seleção do comprimento de onda). Os fótons incidentes nos detectores do sensor induzem uma corrente elétrica (efeito fotoelétrico). O sinal elétrico resultando é, então, amplificado e transformado em um número digital (DN). Este DN corresponde a uma medida bruta gravada pelo sensor, i.e., representa a quantidade de energia que chega ao sensor. Entretanto, a fidelidade da correspondência pode ser afetada por

- i. perda de informação devido a um erro de captação do sinal;
- ii. degradação dos componentes óticos;
- iii. mudanças nas características dos circuitos eletrônicos presentes na plataforma.

Portanto, a calibração visa estabelecer uma relação entre a energia radiante incidente no satélite e os valores registrados (Flasse, 1993).

O sensor AVHRR mede a intensidade de radiação ($\text{Wm}^{-1}\text{sr}^{-1}$) ou radiância. Um algoritmo de calibração é utilizado para converter os números digitais para radiância.

O radiômetro assume uma relação linear entre a radiância e os números digitais. Para

as aplic-2.13409(-2.1340õ)-93.7346(d)-1.602(o)-1.60157(s)-2.93503()-55.4677(m)2.0633rtgoo(a)-1.60

$$A_i = G_i X_i + I_i \quad (3.4)$$

onde:

A_i :	medida da radiância espectral	$[\text{Wm}^{-1}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}]$
G_i :	coeficiente de calibração (slope)	$[\text{Wm}^{-1}\text{sr}^{-1}\text{count}^{-1}]$
X_i :	“Digital Number”	$[\text{Wm}^{-1}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}]$
I_i :	coeficiente de calibração (intercept)	[count]

Esta equação é derivada da relação original que define o conceito de albedo equivalente (Karlsson e Liljas, 1990):

$$A_i = 100 \frac{R_i}{S_i} \quad (3.5)$$

onde:

R_i :	radiância	$[\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}]$
S_i :	radiância solar	$[\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}]$

Calculado pela constante solar e pela resposta espectral de cada canal

O albedo equivalente “A” é a porcentagem de radiação solar que chega no topo da atmosfera (com o sol no zênite) a qual é refletida e medida pelo radiômetro do satélite em um intervalo espectral para cada canal. A absorção atmosférica e os de espalhamento são negligenciados. O termo albedo equivalente é utilizado com o significado de que não é verdadeiramente o valor do albedo. Isto é devido ao fato de que as medições são feitas em um limite de intervalo espectral e os valores não são corrigidos para os efeitos da atmosfera (Karlsson e Liljas, 1990).

Após efetuada a calibração para os albedos equivalentes, os valores dos “pixels” (10 bits) são convertidos em 8 bits para habilitar a visualização das imagens ou outros processamentos (Karlsson e Liljas, 1990).

Para obter-se uma reflectância “verdadeira” (considerando também a dependência da variação do ângulo do zenital solar, variação do ângulo zenital do satélite e a variação do azimute do satélite), o conceito de reflectância bidirecional pode ser aplicado:

$$R_i(\mu_0, \mu, \phi) = \frac{A_i}{\mu_0} \quad (3.6)$$

onde:

- R_i: reflectância bidirecional
- μ₀: co-seno do ângulo zenital solar
- μ: co-seno do ângulo zenital do satélite
- φ: azimute do satélite

Uma das desvantagens de uma calibração fixa pré-lançamento do algoritmo é que as condições na órbita do satélite podem ser consideravelmente diferentes das condições de superfície, de forma a ter-se um valor de albedo incorreto. Efeitos da degradação do radiômetro com o tempo também podem afetar seriamente a calibração (Karlsson e Liljas, 1990).

Visando calibrar e caracterizar as respostas do instrumento em órbita e com o intuito de levar em conta a degradação na performance dos 2 canais, foi desenvolvido

$$E_1 = (0,000118d + 0,557) \cdot (DN - 41) \quad (3.7)$$

$$E_2 = (0,000122d + 0,423) \cdot (DN - 41) \quad (3.8)$$

onde:

E_1 e E_2 : radiâncias nos respectivos canais 1 e 2 $[Wm^{-1}sr^{-1}\mu m^{-1}]$

d: número de dias percorridos após o lançamento (0 para o dia do lançamento)

As equações (3.7) e 3.8) podem ser utilizadas de forma a dispor-se de um prognóstico do comportamento do instrumento após seu lançamento.

3.3.4 – CALIBRAÇÃO DOS CANAIS INFRAVERMELHOS (4 E 5)

Diferentemente dos canais 1 e 2, que são calibrados utilizando-se parâmetros pré-lançamento, os canais 4 e 5 são calibrados por parâmetros que são definidos para cada cena e baseados na radiação de duas fontes padrão: o espaço e um corpo negro a bordo do satélite que possui uma temperatura aproximadamente constante e igual a 288K. Para converter o “digital number” em radiância, a equação (3.4) é utilizada, sendo necessário o cálculo adicional dos valores de “*slope*” e “*intercept*” para conversão da radiância em temperatura de brilho (França, 1994).

3.3.4.1 – TRANSFORMAÇÃO DA RADIÂNCIA EM TEMPERATURA DE BRILHO

A radiância registrada, $A_i(\nu)$, para um dado número de onda ν é determinada pela convolução da função resposta do sensor e da radiância no sensor do satélite, dada pela função de Planck $B(\nu', T_b)$ para uma determinada temperatura de brilho, T_b (Kidwell, 1991). $A_i(\nu)$ é definida como:

$$A_i(\nu) = \frac{\int_{\nu_1}^{\nu_n} B(\nu', T_b) \cdot \phi(\nu') d\nu'}{\int_{\nu_1}^{\nu_n} \phi(\nu') d\nu'} = \int_{\nu_1}^{\nu_n} B(\nu', T_b) \cdot \phi'(\nu') d\nu' \quad (3.9)$$

onde:

- ν' : variável de integração;
- $\phi(\nu')$ e $\phi'(\nu')$: função resposta e função resposta normalizada, respectivamente;
- ν_1 e ν_n : são os limites de integração, os quais coincidem com os limites dos números de onda da função resposta do sensor (França, 1994).

Para resolver a equação (3.9), utiliza-se a seguinte aproximação:

$$A_i(\nu) = \sum_{i=1}^n B(\nu_i, T_b) \cdot \phi'(\nu_i) \Delta\nu \quad (3.10)$$

A função resposta normalizada é dividida em sessenta intervalos e com seus números de onda correspondentes. Através destes valores é possível construir, utilizando-se o método dos mínimos quadrados, uma curva da radiância registrada pelo sensor em função de um dado intervalo de temperatura de brilho:

$$T_b = \frac{a_1}{\ln(A_i(\nu)) - a_2} \quad (3.11)$$

onde:

T_b : temperatura de brilho [K];

a_1 e a_2 : coeficientes obtidos via regressão para um intervalo de T_b .

Neste caso, T_b necessita ser corrigida devido ao comportamento não linear dos canais 4 e 5, sendo feito através do uso de tabelas que fornecem tais valores de correção (NOAA, 2006).

A partir do lançamento do NOAA-13, foi elaborado um método alternativo de tratamento da não-linearidade. Este método é aplicado à radiância através de uma equação quadrática, tendo seus 3 coeficientes (k_1 , k_2 , k_3) fornecidos pela tabela 3.3 para os satélites NOAA-17 e NOAA-18 (NOAA, 2006). A radiância corrigida, em função da radiância linear $A_i(\nu)$, é obtida através da seguinte equação (NOAA, 2006):

$$RAD(\nu) = k_1 \cdot A_i(\nu) + k_2 \cdot A_i^2(\nu) + k_3 \quad (3.12)$$

onde:

$RAD(\nu)$: radiância corrigida [mW / m² sr cm⁻¹]

Tabela 3.3 – Coeficientes de correção da radiância para os canais 4 e 5 do AVHRR para os satélites NOAA-17 e NOAA-18. Fonte: NOAA (2006)

Coeficientes de correção da radiância	Canal 4	Canal 5
k_1	0,92378	0,96194
k_2	0,0003822	0,0001742
k_3	3,72	2,00

A radiância corrigida obtida pela equação (3.12) pode ser convertida em temperatura de brilho pelo uso da inversão da equação de Planck com os apropriados números de onda centrais (tabela 3.4), já que para um grande intervalo de temperatura, o número de onda central é aproximadamente constante (Sullivan, 1995). A conversão para temperatura de brilho através da radiância corrigida é dada pela seguinte fórmula (NOAA, 2006):

$$T(RAD(\nu)) = \frac{C_2 \cdot \nu_c}{\ln\left(1 + \frac{C_1 \cdot \nu_c^3}{RAD(\nu)}\right)} \quad (3.13)$$

onde:

T:	temperatura de brilho para o valor de $RAD(\nu)$	[K];
ν_c :	número de onda central	[cm^{-1}]
C_1 :	$2hc^2 = 1,1910659 \times 10^{-5}$	[$\text{mW} / \text{m}^2 \text{sr cm}^{-4}$]
C_2 :	$hc / k = 1,438833$	[cm K]

Os números de onda central para os canais 4 e 5 do AVHRR a bordo dos NOAA-17 e NOAA-18, como função da temperatura, são mostrados na tabela 3.4.

Tabela 3.4 – Números de onda central para os canais 4 e 5 do AVHRR para os satélites NOAA-17 e NOAA-18. Fonte: NOAA (2006)

Intervalo de temperatura	Canal 4 (cm^{-1})	Canal 5 (cm^{-1})
190 – 230	928,2603	834,4496
230 – 270	928,8284	834,8066
270 – 310	929,3323	835,1647
290 – 330	929,5878	835,3740

O uso da aproximação do número de onda central, ao invés do método descrito anteriormente, resulta em uma diferença de centésimos de graus Kelvin na estimativa da temperatura de brilho (Sullivan, 1995).

CAPÍTULO 4

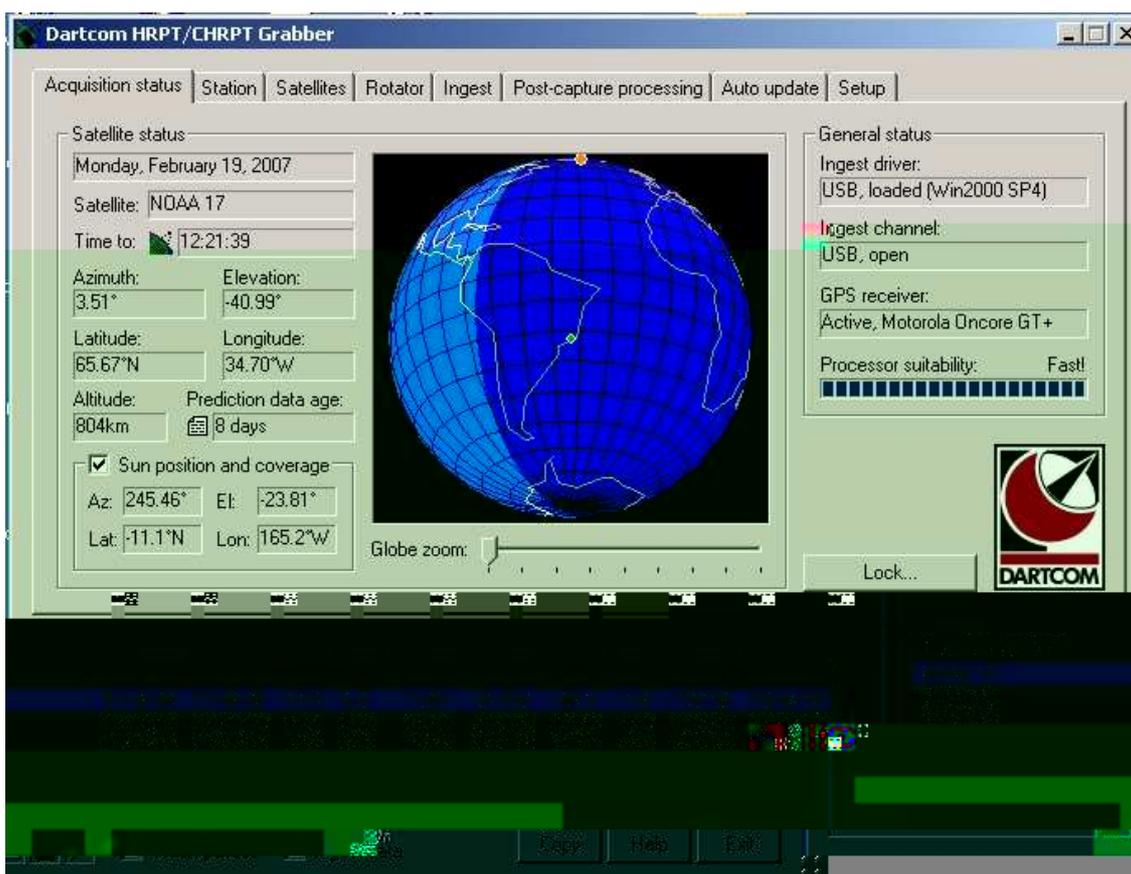
4 – DADOS E METODOLOGIA

4.1 – AQUISIÇÃO DOS DADOS AVHRR

Devido às vantagens de proporcionar uma visão sinótica, ou seja, maior abrangência espacial simultânea, facilidade de obtenção de imagens diárias e custo baixo em comparação a outras imagens digitais de sensoriamento remoto, as imagens AVHRR/NOAA têm permitido o monitoramento regional e global até então impraticável.

Os dados do sensor AVHRR/NOAA vêm sendo coletados diariamente pela estação de recepção High Resolution Picture Transmission (HRPT), instalada nas dependências do Laboratório de Modelagem de Bacias (LAB2M), vinculado ao Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia (LAMCE) e que está localizado na COPPE/UFRJ.

O gerenciamento e processamento dos dados adquiridos são feitos por software desenvolvido pela empresa inglesa Dartcom denominado “Dartcom HRPT/CHRPT Grabber” (figura 4.1).



**Figura 4.1 – Tela de monitoramento de passagem dos satélites
NOAA-17 e NOAA-18 do sistema Dartcom**

Este software foi desenvolvido para aquisição automática dos dados no formato HPRT, arquivamento e preparação dos dados para o processamento pós-captura (figura 4.2). Além disso, este sistema também é responsável pelo controle das antenas, rotores de posicionamento e decodificadores digitais.

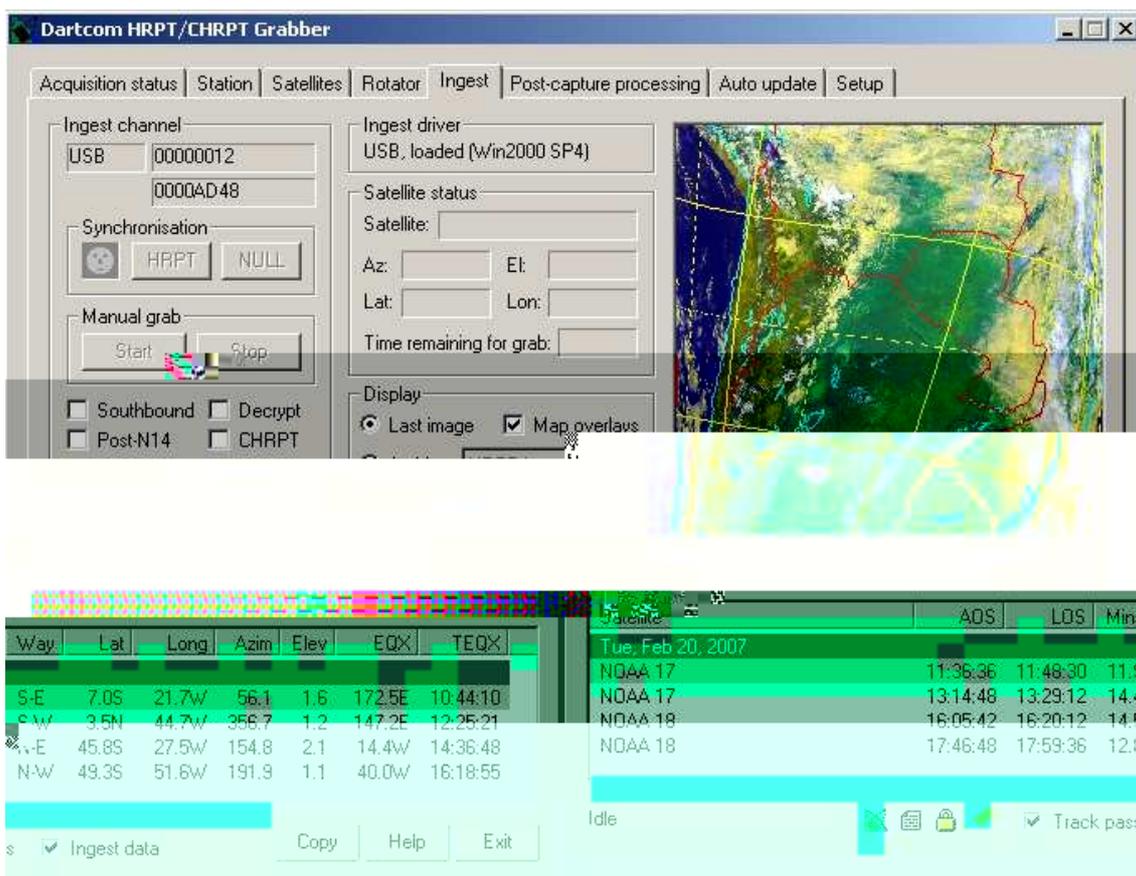


Figura 4.2 – Aquisição e armazenamento dos dados no sistema Dartcom

No pós-processamento (figura 4.3) estão incluídas as etapas:

- decomutação dos dados em formato HRPT bruto (raw data);
- calibração;
- subamostragem e geração dos arquivos de navegação (latitude e longitude);
- conversão e exportação dos dados dos canais (reflectância e temperatura de brilho)

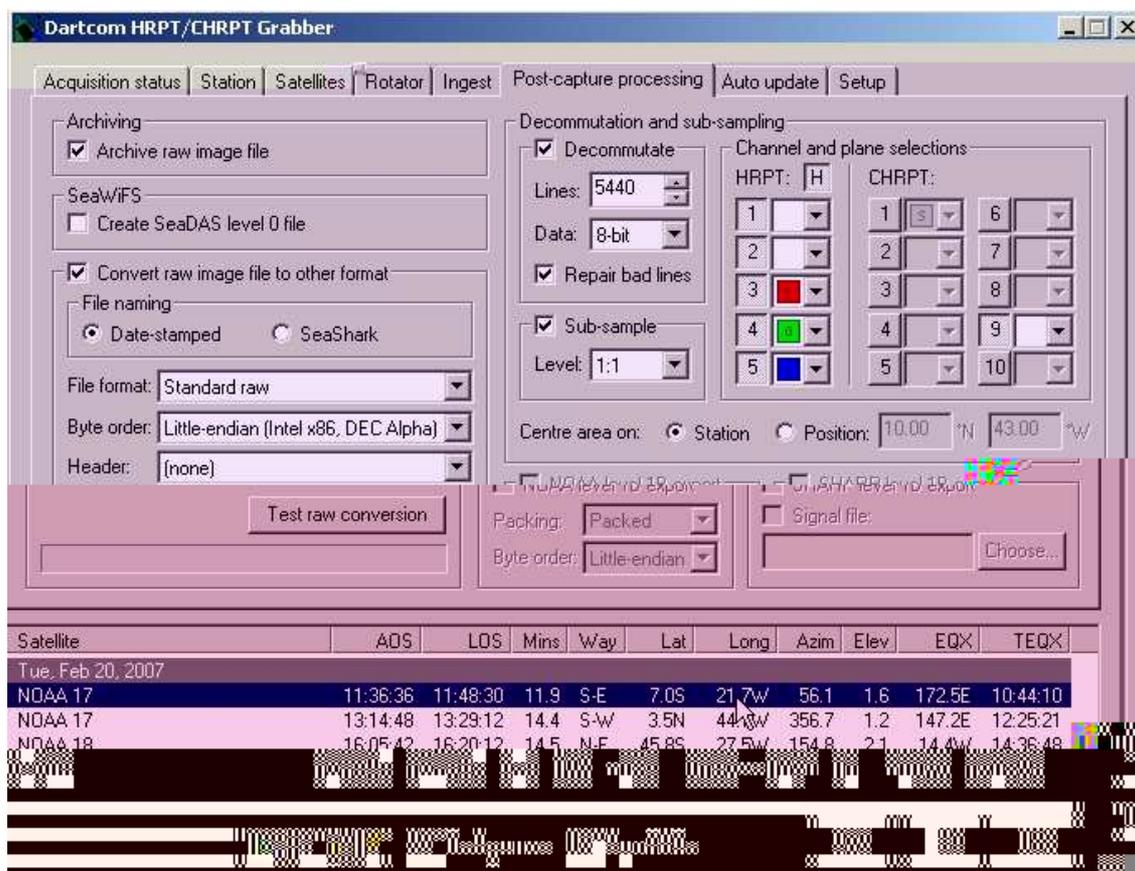


Figura 4.3 – Pós-processamento dos dados no sistema Dartcom

A conversão e exportação dos dados tiveram como objetivo a gravação dos dados de reflectância e temperatura de brilho em arquivos binários separados por canais..002(a61.60ap7)-068 [(A)0.0640625(l)-2.1340é(a)3.40889(m)2.06336(p7)-068 d(a)-1.6029(i)-2.13

calcular a TSM, que por sua vez, juntamente com os demais canais acima citados, são utilizados para detecção e mascaramento de nuvens. O programa implementado para foi escrito em linguagem de programação Fortran e ut-1.60157(r)-6E ca

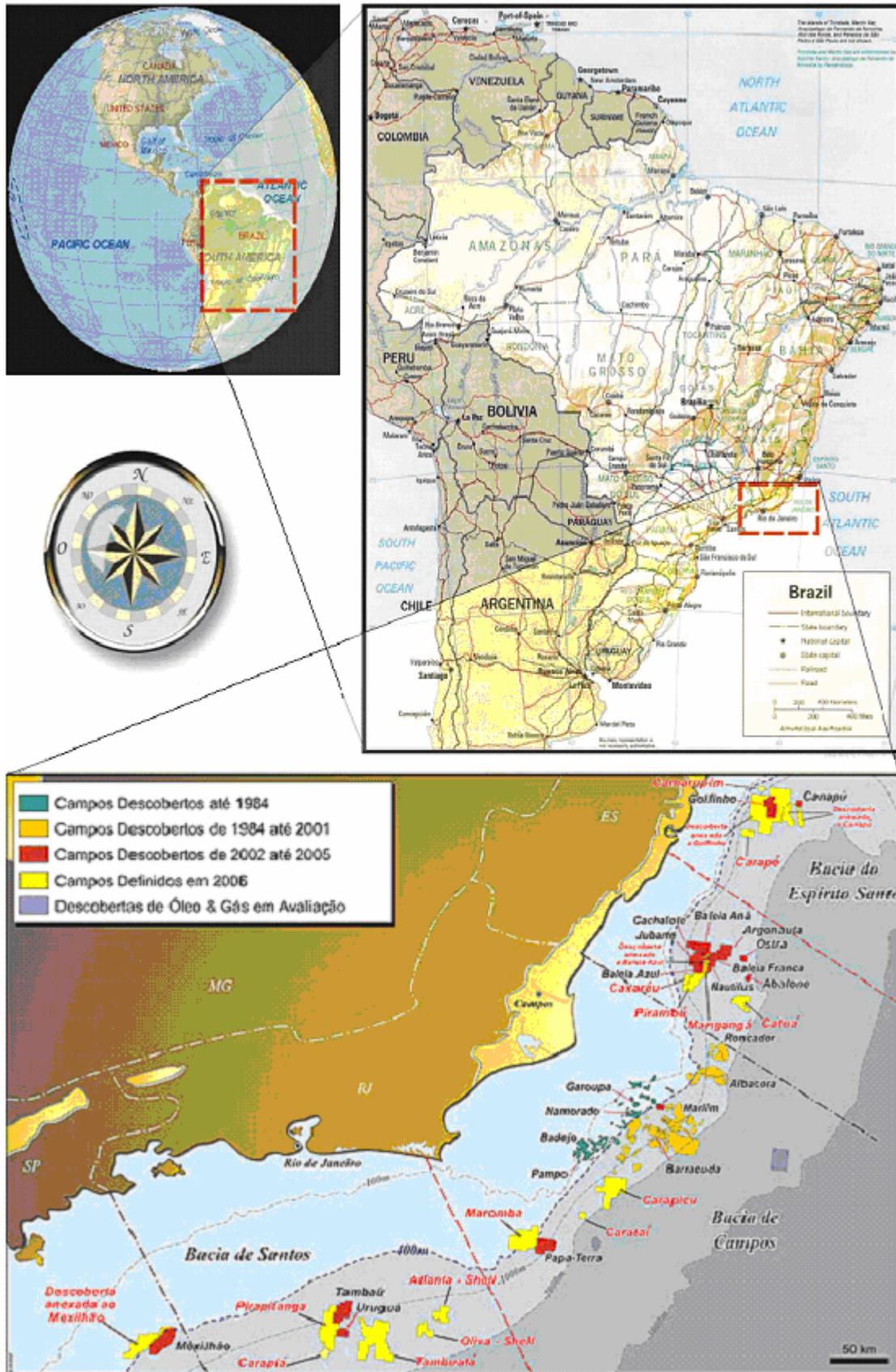


Figura 4.4 – Área de interesse: Bacias de Campos. Fonte : Petrobras (2006)

4.3 – TÉCNICAS

A superfície da Terra, a qualquer momento, está normalmente coberta por uma grande quantidade de nuvens (Paltridge & Platt, 1976). Para resultados confiáveis na obtenção via sensoriamento remoto de parâmetros físicos da superfície do mar, tais como a TSM, é absolutamente imprescindível a identificação de *pixels* que não estão contaminados por nuvens e o mascaramento dos *pixels* considerados contaminados, de forma a não serem utilizados para estimativa de parâmetros físicos da superfície.

Ao longo dos anos, diversos métodos para detecção de nuvens têm sido desenvolvidos utilizando-se processamento “*pixel-a-pixel*” (Coakley & Bretherton, 1982; Liljas, 1987; Sauders & Jriebel, 1988; Hutchison & Choe, 1996; França & Cracknell, 1995; Hutchison et al, 1997 e Dech et al, 1998). Estes métodos utilizam aproximações

espessura e a concentração de partículas na nuvem. As nuvens mais brilhantes estão relacionadas com a precipitação ou nuvens do tipo cumulus que são de grande desenvolvimento vertical. Stratus, stratocumulus e altocumulus são encanecidas e cirrus são, algumas vezes, detectados com dificuldade (Liljas, 1987).

O canal 1 possui uma faixa espectral entre 0,55 μm e 0,81 μm no espectro visível. Tem como característica a alta refletividade em todas os tipos de nuvens, exceto em cirrus que, devido a ser tênue, é praticamente transparente à radiação neste canal. Saunders (1986) e Hignett (1987) obtiveram valores maiores que 0,5 para a refletividade sobre áreas com nuvens. As refletividades da terra e do oceano são muito menores que de uma nuvem para o canal 1, atingindo valores na faixa de 0,05 a 0,1 e 0,0 a 0,05, respectivamente.(Duggin & Saunders, 1984).

O canal 2 (região do infravermelho próximo), da mesma forma que o canal 1, possui alta refletividade para nuvens, mas possui refletividade próxima a zero devido à absorção causada pelas moléculas da água nesta faixa do espectro. Por isso, este canal é útil para delinear as áreas de mar e terra (França, 1994). Devido às suas faixas espectrais, os canais 1 e 2 possuem a limitação de serem utilizados somente durante o dia.

Os canais 4 e 5 abrangem a região espectral do infravermelho termal e têm como uso principal a distinção entre nuvens e mar ou terra. Esta propriedade é baseada na diferença da absorção atmosférica nestes 2 canais.

Entretanto, quando elas não preenchem todo o IFOV do sensor (nuvens de *subpíxel*), ou quando as bordas das nuvens não se alinham com o limite do IFOV, suas assinaturas tornam-se difíceis de serem separadas dos alvos a sua volta. Para

se eliminar os píxels contendo nuvens de *subpixel* das imagens de TSM, são utilizados os chamados testes de uniformidade.

Os testes de uniformidade baseiam-se no fato de que sobre o oceano, mesmo nas regiões de acentuados gradientes horizontais superficiais, as variações esperadas entre píxels adjacentes são pequenas em condições de céu aberto, tanto no canal visível quanto nos canais infravermelhos. Desta forma, são ajustados valores limiares para estas variações, de forma que sejam ligeiramente maiores do que o ruído do instrumento (Araújo, 1997).

Saunders (1986), Saunders e Kriebel (1988) e França e Cracknell (1995) têm diversos estudos sobre detecção de nuvens utilizando dados AVHRR em regiões do nordeste europeu e nordeste brasileiro. Nestas regiões as características atmosféricas são diferentes da atmosfera na região deste trabalho. Isto significa que as calibrações das técnicas para mascaramento de nuvens que são feitas para uma faixa de latitude, não necessariamente são as mesmas em outras latitudes.

O algoritmo proposto neste trabalho consiste na calibração e determinação dos

O algoritmo proposto após calibração é ilustrado na figura 4.5.

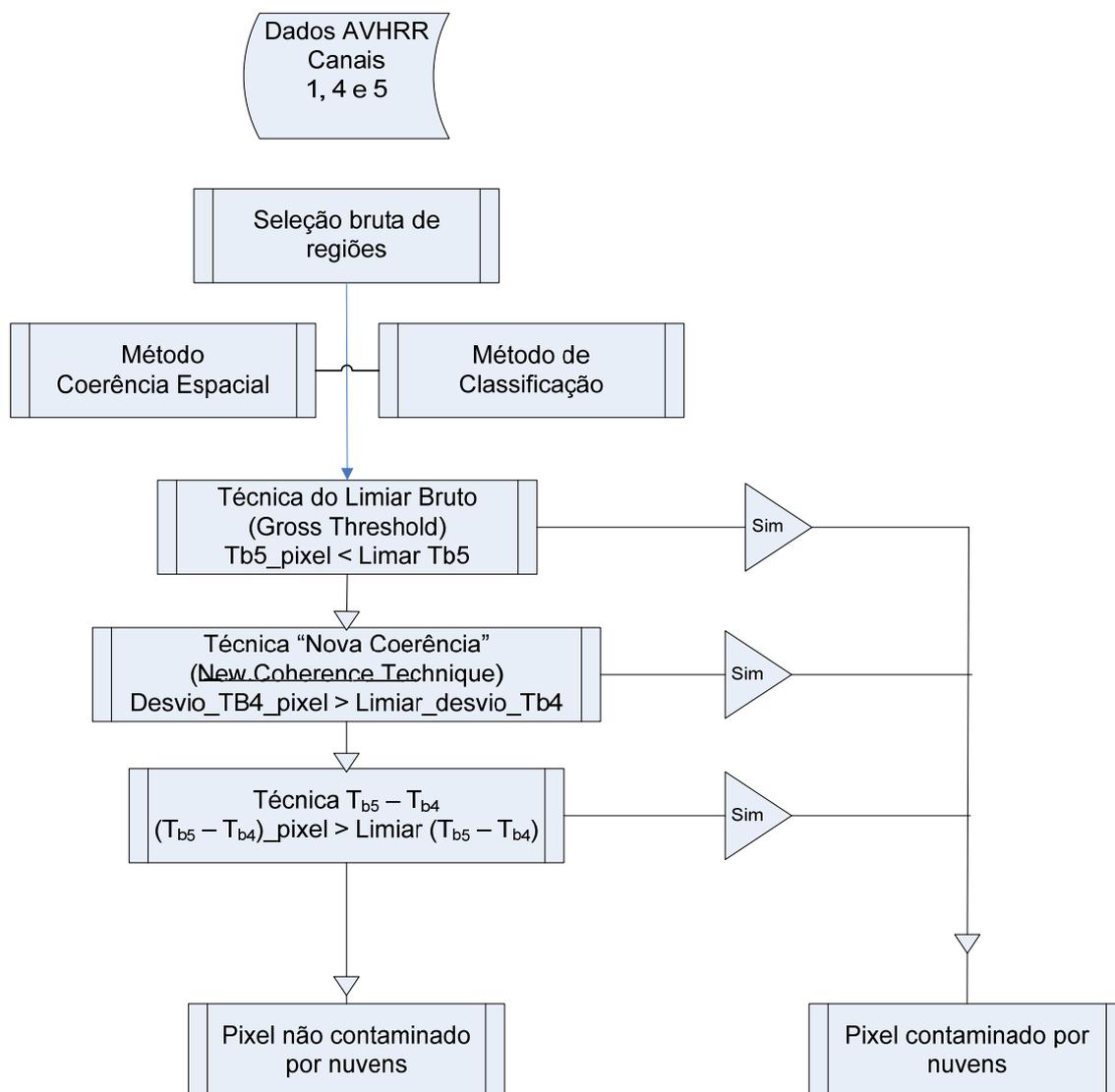


Figura 4.5 – Algoritmo para mascaramento de nuvens

4.3.1 – COERÊNCIA ESPACIAL

Coakley & Bretherton (1982) propuseram este método que utiliza a estrutura espacial do campo de radiação infravermelha para obtenção e determinação da radiação da cobertura de nuvens, sendo utilizada no estudo desenvolvido por

Saunders (1986). Baseia-se no fato de que as radiâncias de topo de nuvem geralmente variam em pequenas escalas espaciais, enquanto que a radiância da superfície do mar é uniforme em áreas extensas. Para detecção deste comportamento é verificada a coerência local do campo de radiação no canal 4 ($11\mu\text{m}$) relacionando-se o desvio padrão local deste canal em função de sua média local. O procedimento considera a extração de uma subárea (janela de moldura) da imagem, cujo tamanho pode variar de acordo com a área de estudo. A partir da janela de moldura, uma matriz composta pelas temperaturas de brilho do canal 4 (T_{b4}) e contendo 3×3 *pixels* (figura 4.6). Assim, pode-se deslocar a janela de busca através da janela de moldura, de forma a calcular a média e o desvio padrão para posição abrangida pela janela de busca.

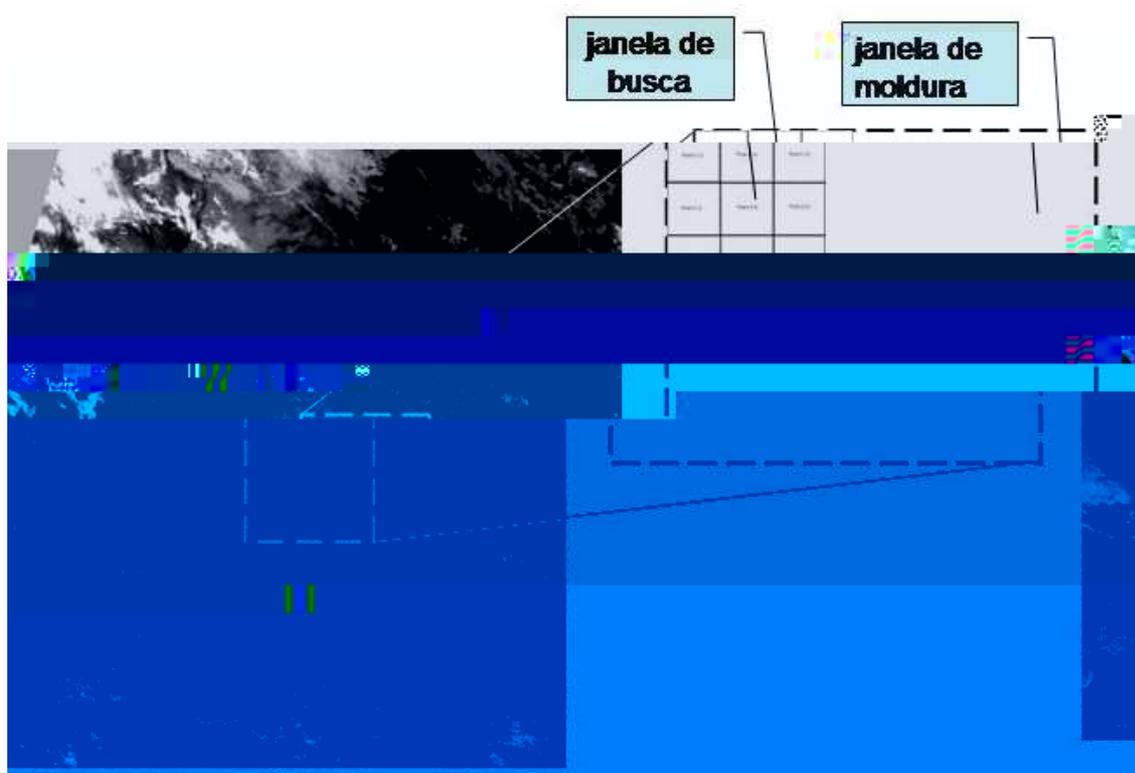


Figura 4.6 - Imagem canal 4 para o sudeste do Brasil. Em destaque, região sobre o oceano e sub-área da imagem contendo a matriz 3×3 .

A figura 4.7 mostra uma estrutura caracterizada por um arco obtida de acordo com o procedimento descrito. Tais estruturas são características das relações entre a média e o desvio padrão dos valores de temperatura de brilho na região do infravermelho. O agrupamento próximo ao valor médio de 21°C e com baixa variância representa possíveis *pixels* não contaminados por nuvens. Na outra extremidade, outro grupamento, próximo a 5°C, representa a região com contaminação por nuvens. Os pontos intermediários identificam as regiões cujos *pixels* são parcialmente cobertos por nuvens.

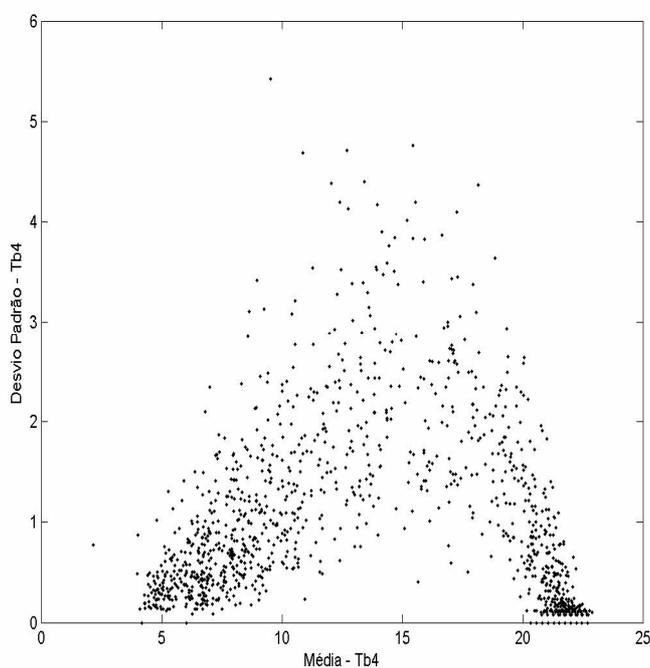


Figura 4.7 – Temperatura de brilho média x Desvio Padrão.

Esta técnica possui limitação e somente é possível detectar e distinguir *pixels* de forma inequívoca, caso sejam uniformes e distribuídos em áreas extensas maiores do que a resolução da análise ($\approx 1\text{km}^2$, no caso deste trabalho). De acordo com Thiermann and Ruprecht (1992) esta técnica possui dificuldades para detecção de *pixels* não contaminados por nuvens em áreas costeiras onde, geralmente, ocorrem grandes variações na temperatura da superfície.

4.3.2 – MÉTODO DE CLASSIFICAÇÃO

O método proposto por Liljas (1987) baseia-se na relação entre o canal 1 (visível) e o canal 4 (infravermelho). Todas as nuvens, especialmente as que contêm água em estado líquido, refletem a luz do sol incidente. O valor da refletividade é geralmente varia de 10% a 20%. Terra e superfícies cobertas por água são refletores fracos nesta parte do espectro.

Reflexão no canal visível (canal 1) e no canal infravermelho próximo (canal2) está relacionada com a espessura e concentração de partículas na nuvem. As nuvens mais brilhantes visualizadas pelo satélite são aquelas que estão relacionadas com precipitação ou *cumulus* de grande desenvolvimento vertical. *Stratus*, *stratocumulus*, *altocumulus* aparecem “acinzentados”. Já nuvens do tipo *cirrus* são dificilmente visíveis.

O canal infravermelho (canal 4) é utilizado principalmente para separar diferentes temperaturas de topo de nuvem e fornece uma distinção entre nuvens baixas. Médias e altas. Para a maioria das nuvens a temperatura de brilho é próxima à temperatura do seu topo, a qual pode ser relacionada com a altura da nuvem. Para *cirrus* e outras nuvens “finas” a emissividade no canal 4 é, geralmente, muito baixa e a relação com a altura fornece valores muito baixos.

A figura 4.8 apresenta um diagrama construído utilizando-se a relação entre os canal 1 e o canal 4. Dessa forma, é possível separar as principais categorias de nuvens (figura 4.9) através de valores limiares e, com isso, obter uma primeira avaliação da assinatura espectral do *pixel*.

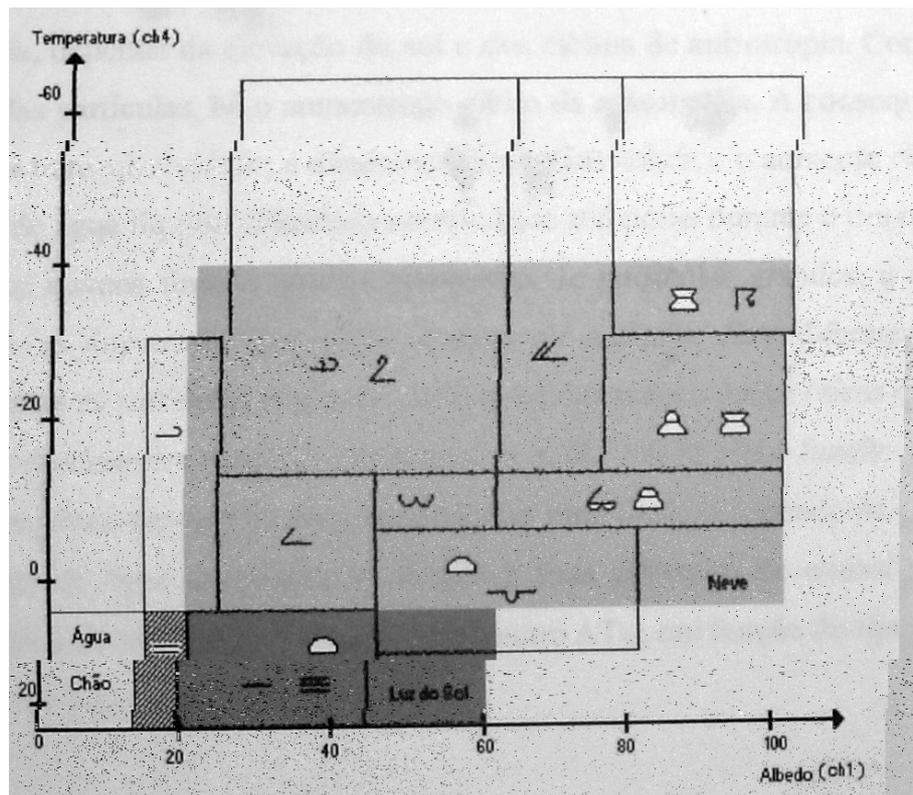


Figura 4.7 – Separação de diferentes tipos de nuvens no canal 1 (visível) e canal 4 (infravermelho).

Fonte: França (1994)

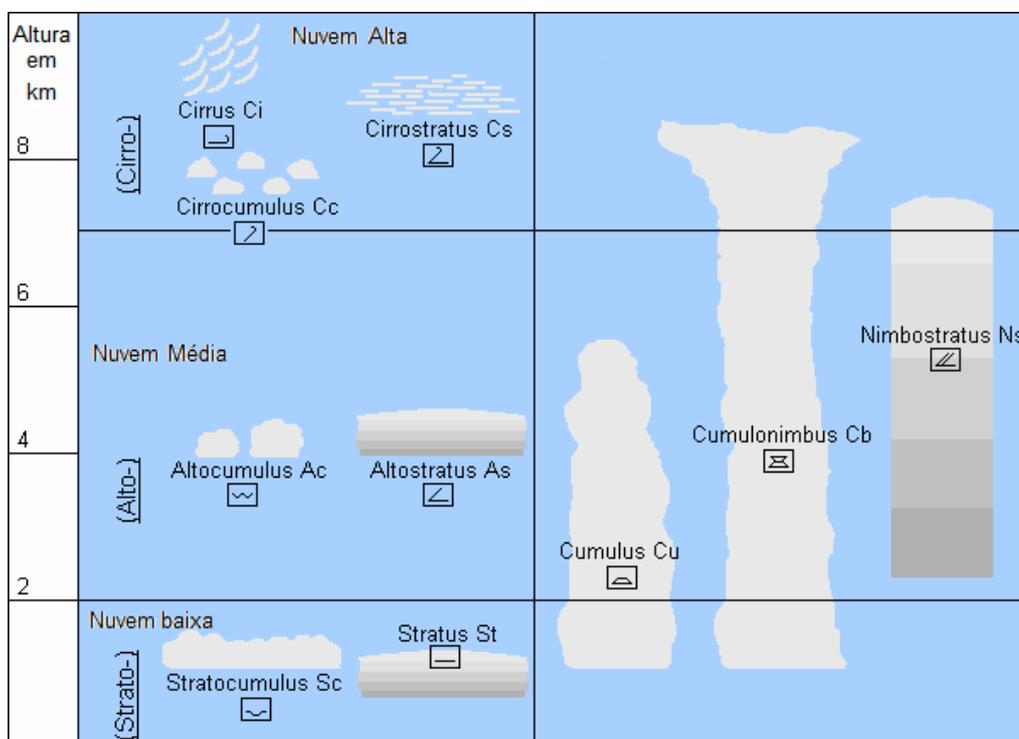


Figura 4.9 – Simbologia e tipos de nuvens. Fonte: adaptado de DWD (2007)

4.3.3 – TÉCNICA DO LIMIAR BRUTO (GROSS THRESHOLD)

Este teste é o mais simples dos métodos apresentados e tem como hipótese básica o fato de que, geralmente, nuvens possuem baixas temperaturas, exceção feita no caso de *stratus* e *stratocumulus*. Proposta inicialmente por Saunders (1986), é baseado em um limiar empírico da temperatura de brilho do canal 5.

A imagem é analisada de forma a verificar o valor de temperatura de brilho em cada pixel. O critério irá classificar como contaminado por nuvem qualquer pixel cuja temperatura de brilho no canal 5 seja menor do que um limiar de T_{b5} empírico. A razão de não se utilizar o canal centrado em $12\mu\text{m}$ e não o canal 4 é devido ao fato do caminho ótico da nuvem ser maior no canal 5.

4.3.4 – TÉCNICA NOVA COERÊNCIA (NEW COHERENCE)

Esta técnica foi proposta por Thiermann e Ruprecht (1992) como um aprimoramento da técnica de coesão. Esta técnica é semelhante a descrita no item 4.3.1, sendo que é incluído um “peso” maior ao *pixel* central da matriz 3×3 definida para cada região (figura 4.6). De acordo com os resultados de Thiermann e Ruprecht (1992), a técnica obteve um melhor desempenho na comparação ao método clássico, especialmente quando aplicado em regiões cobertas por nuvens baixas.

A técnica baseia-se no cálculo de 4 valores limiares:

$$P_1 = \frac{|T_{b4}(1,2) - T_{b4}(2,2)| + |T_{b4}(3,2) - T_{b4}(2,2)|}{2} \quad (4.1)$$

$$P_2 = \frac{|T_{b4}(2,1) - T_{b4}(2,2)| + |T_{b4}(2,3) - T_{b4}(2,2)|}{2} \quad (4.2)$$

$$P_3 = \frac{|T_{b4}(1,1) - T_{b4}(2,2)| + |T_{b4}(3,3) - T_{b4}(2,2)|}{2} \quad (4.3)$$

$$P_4 = \frac{|T_{b4}(1,3) - T_{b4}(2,2)| + |T_{b4}(3,1) - T_{b4}(2,2)|}{2} \quad (4.4)$$

onde $T_{b4}(i,j)$ é a temperatura de brilho do canal 4 e i e j são a linha e coluna de uma determinada região representada pela matriz. O critério para esta técnica estabelece que um pixel será considerado como contaminado por nuvens se um dos 4 parâmetros (P_1 , P_2 , P_3 e P_4) for maior do que um determinado limiar pré-estabelecido.

4.3.5 – TÉCNICA $T_{b4} - T_{b5}$

As temperaturas de brilho fornecidas pelo canal 4 ($11\mu\text{m}$) e canal 5 ($12\mu\text{m}$) do sensor AVHRR correspondem a medidas da intensidade da radiação termicamente emitida pela superfície. A diferença entre estes dois canais fornece uma indicação de quanto vapor d'água está presente na atmosfera. A radiação infravermelha que atinge o sensor do satélite nesses comprimentos de onda possui pouca absorção pelo vapor d'água presente na atmosfera. Porém, o canal 5 é mais sensível ao vapor d'água do que o canal 4, pois está centrado em um intervalo ligeiramente maior do que o canal 4.

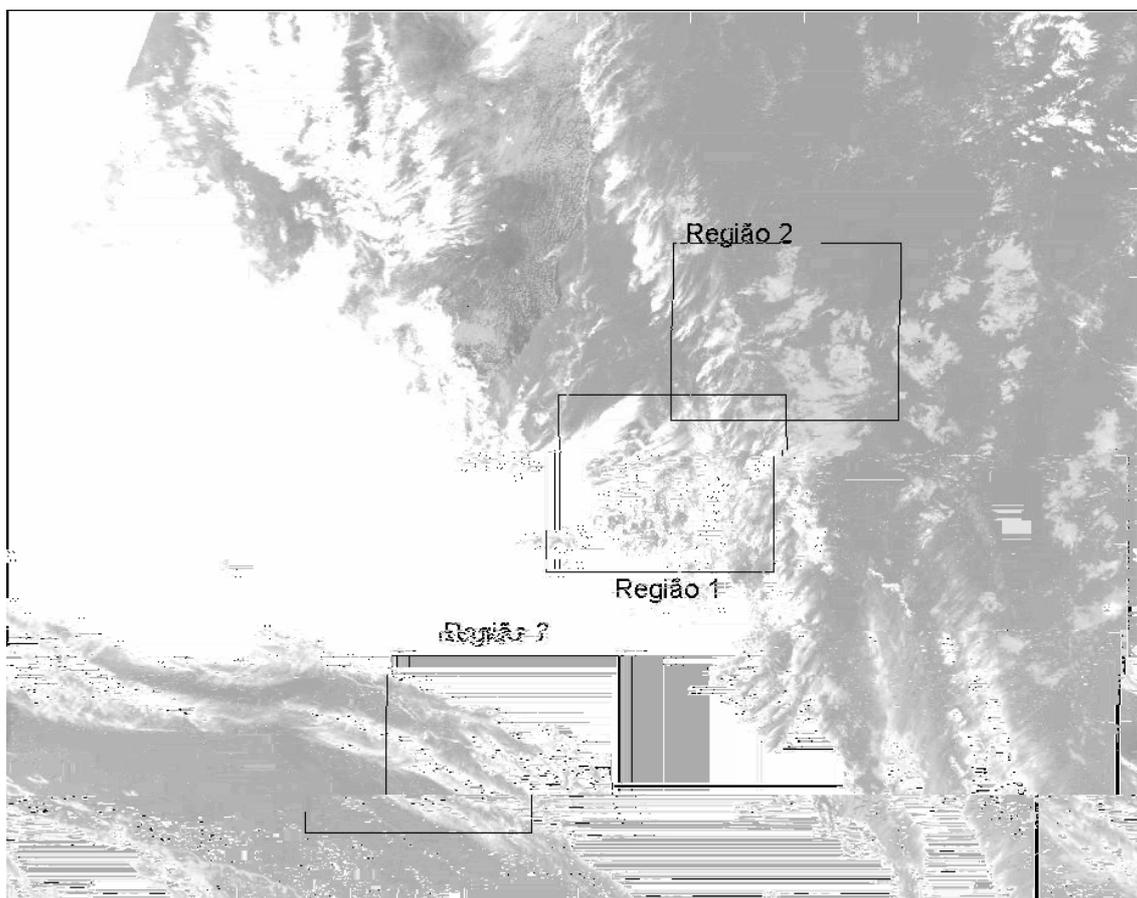
A radiação de maior comprimento de onda, com menor energia, possui uma maior absorção pelo vapor d'água. Assim, havendo mais vapor d'água ocorrerá uma maior atenuação, no canal 5, da intensidade da radiação que alcança o satélite. A temperatura de brilho medida pelo satélite, no canal 5, torna-se, portanto, menor na presença do vapor d'água. Dessa forma, a diferença entre os dois canais torna-se maior, ou seja, mais vapor d'água significa menor temperatura de brilho do canal 5 e uma diferença entre as temperaturas de brilho nesses canais mais elevado (Teixeira, 2003).

Saunders e Brieble (1988) e Saunders (1986) fizeram um estudo para latitudes médias baseando-se nas influências da emissividade da superfície e da espessura ótica da atmosfera. Os resultados demonstraram sua utilização na detecção de cirrus delgados e bordas de nuvens densas, basicamente, devido às diferentes emissividades das nuvens em cada canal (Inoue, 1985). Sobre nuvens a diferença entre as temperaturas de brilho é maiores do que sobre o mar.

CAPÍTULO 5

5.1 – RESULTADOS

Para avaliação da capacidade de cada técnica foram selecionadas 120 imagens de diferentes datas referentes aos canais 1, 4 e 5. Em cada imagem 3 regiões geográficas distintas sobre o oceano com tamanho de 400x400 *pixels* foram destacadas para aplicação dos métodos (figura 5.1). Na figura é possível visualizar a cobertura de nuvens como tendo cor branca.



5.2 – CALIBRAÇÃO DOS MÉTODOS

Utilizando-se a técnica de classificação proposta por Liljas (1987) é possível relacionar os valores de porcentagens de albedo (canal 1) com os valores de temperatura de brilho (canal 4). A figura 5.3 mostra esta relação para a região 1 da figura 5.2. Dessa forma, comparando-se com o diagrama mostrado na figura 4.7, verifica-se que esta região está situada em uma área que abrange a superfície do mar livre de nuvens, bem como alguns filamentos de *cirrus*.

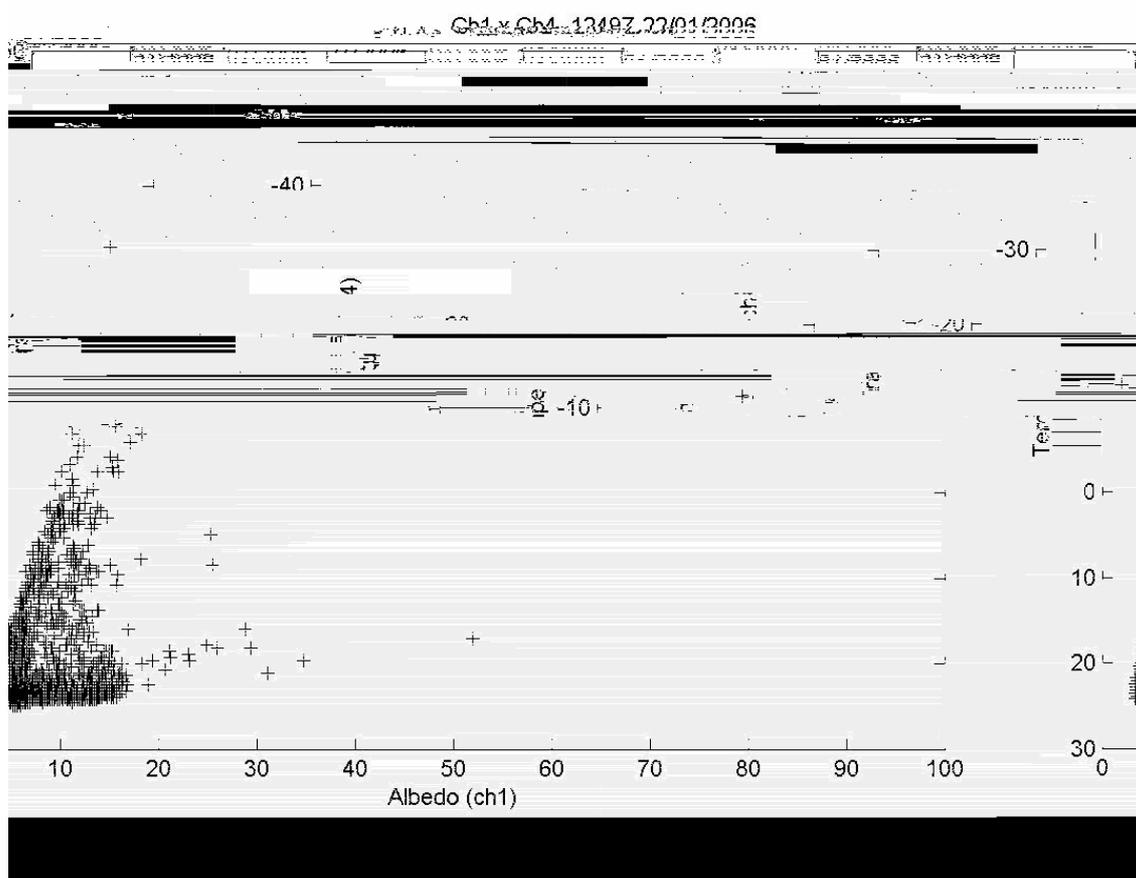


Figura 5.3 – Separação de diferentes tipos de nuvens no canal 1 (visível) e canal 4 (infravermelho)

Pelo método da coerência espacial proposto por Coakley & Bretherton (1982) é observado na figura 5.4 uma estrutura de arco representando um modelo de desvio padrão em função da média de temperatura de brilho. Neste gráfico é possível verificar a concentração de *pixels* em uma das extremidades. Os *pixels* com pequeno desvio

padrão e situados entre os valores 20°C e 25 °C são representativos de *pixels* livres de nuvens. Fora desta faixa estão localizados os *pixels* referentes a áreas cobertas parcialmente por nuvens.

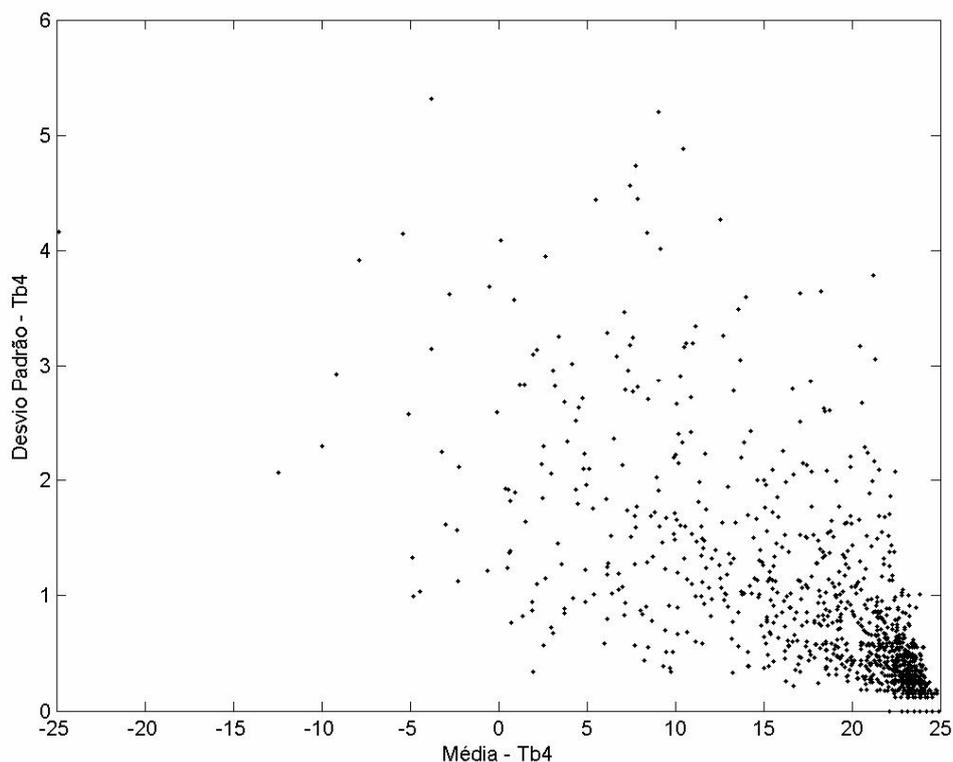


Figura 5.4– Temperatura de brilho média x Desvio Padrão para o dia 22/01/2006 às 12h39min Z

Considerando os *pixels* localizados em área coberta por *cirrus*, foi analisado seu comportamento com relação a técnica de limiar bruto e que é baseada no limiar da temperatura de brilho para o canal 5 (T_{b5}). Após a verificação da variação foi determinado um valor de 3°C para o limiar nestas condições. Dessa forma, qualquer *pixel* cujo valor para T_{b5} seja menor do que esse limiar será considerado como contaminado por nuvens.

Para calibração da técnica de nova coerência foi considerada a região que, segundo a técnica de classificação, contém *pixels* livres de nuvem sobre o oceano. A análise mostrou que o desvio padrão para os valores de T_{b4} desses *pixels* não excede 0.7°C (figura 5.5). Ao contrário, para as regiões onde há a presença de *cirrus*, os valores de desvio padrão ultrapassam 1°C .

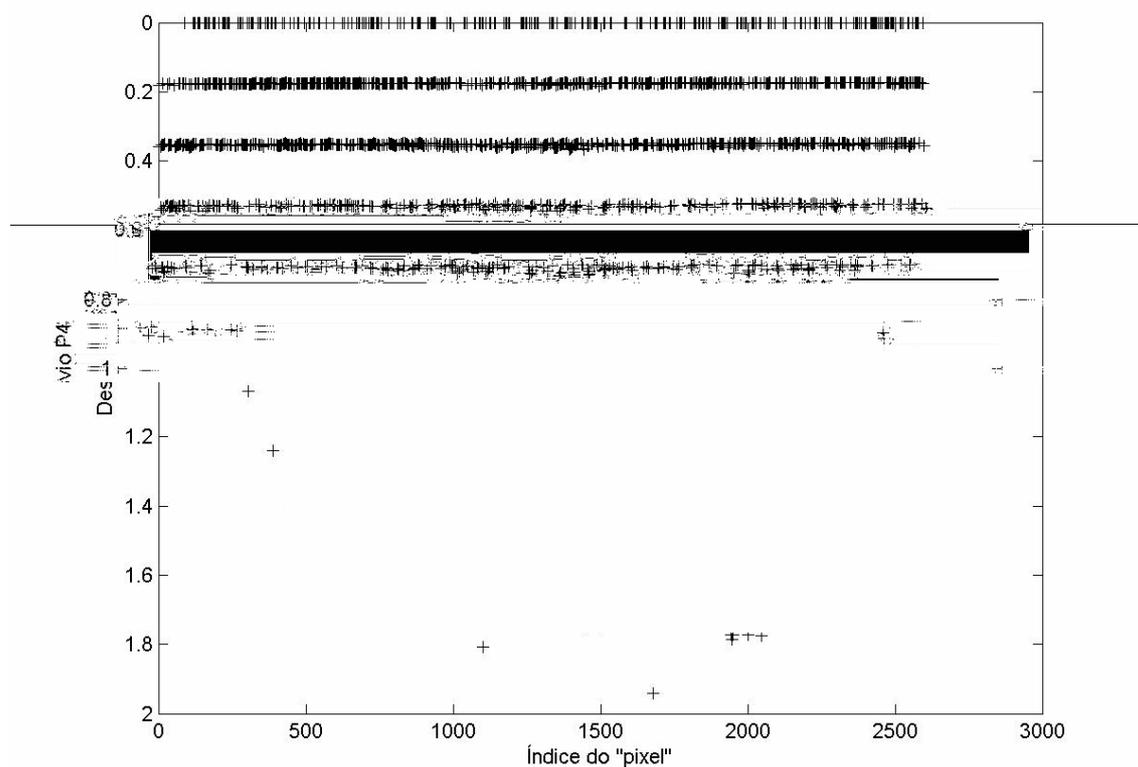


Figura 5.5 – Técnica New Coherence para regiões sobre o mar

Analisando a figura 5.6a observa-se que para as regiões onde há ocorrência de *cirrus* a diferença $T_{b4}-T_{b5}$ assume valores nunca menores do que 2.5°C . Nas áreas não contaminadas por nuvens a diferença assume valores máximos de 1.6°C (figura 5.6b).

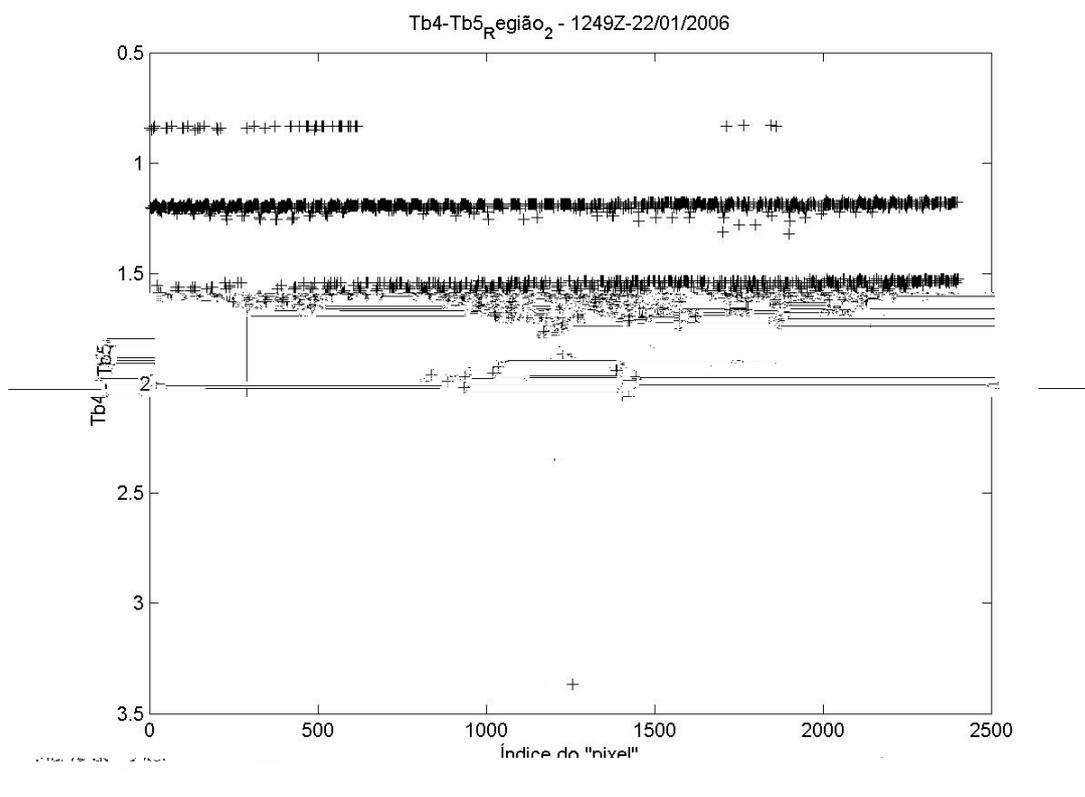
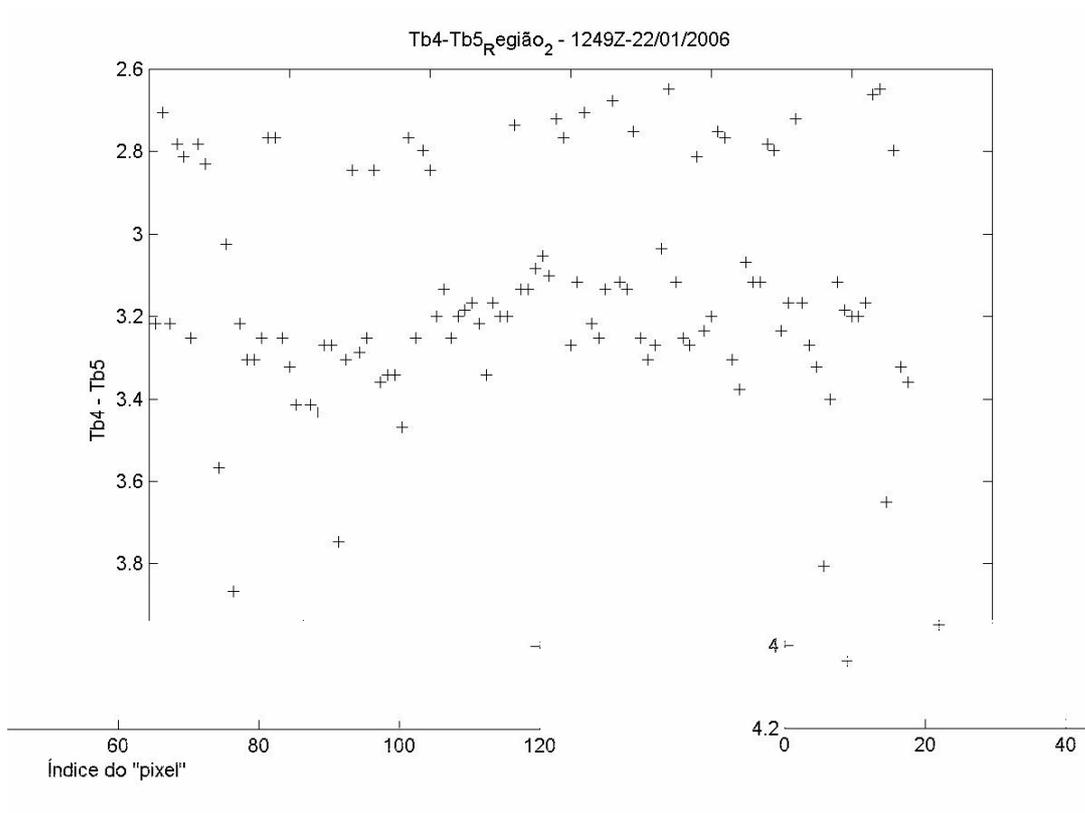
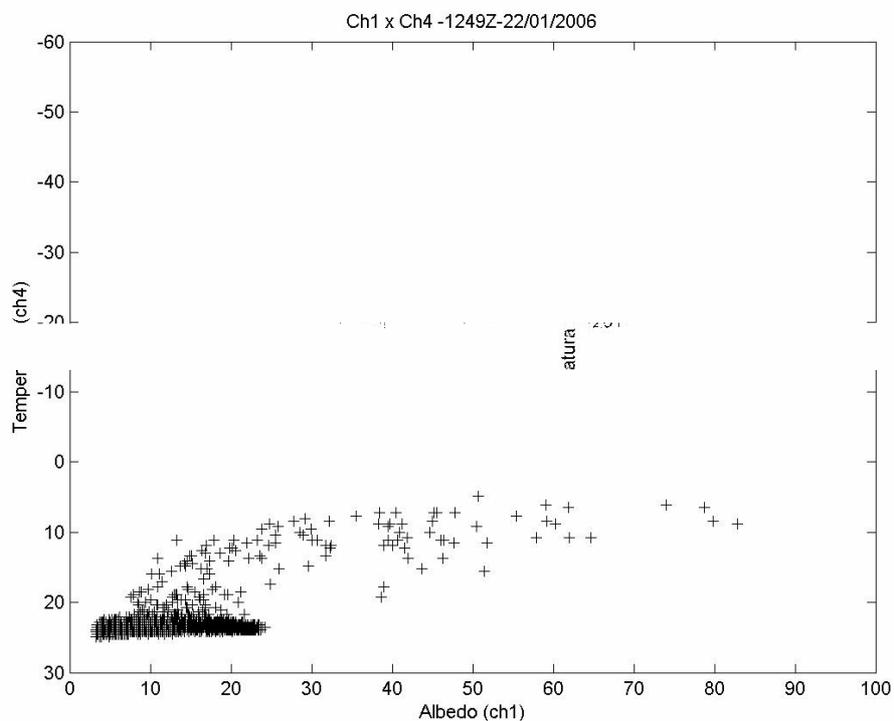
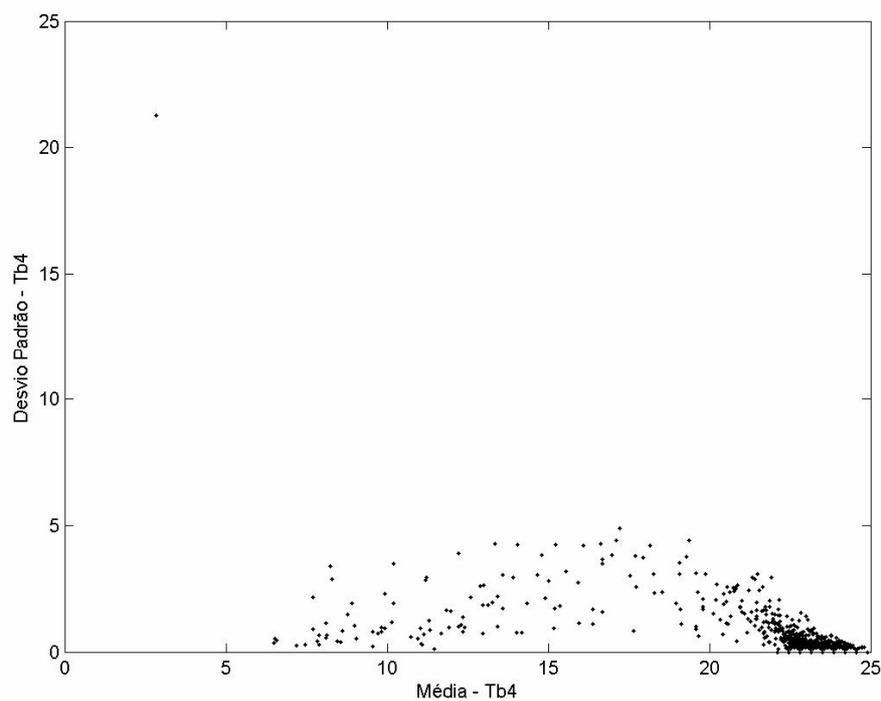


Figura 5.6 – Técnica $T_{b4}-T_{b5}$: (a) para regiões cobertas por *cirrus*; (b) áreas não cobertas por nuvem

A figura 5.7a mostra o diagrama de classificação para a região 2. A região engloba quase que em sua totalidade áreas livres de nuvens, exceto por uma pequena parte coberta por nuvens baixas. A classe de nuvens nessa área é do tipo cumulus de pequeno desenvolvimento vertical. Na figura 5.7b é possível verificar a concentração de *pixels* em torno de temperaturas médias de 23°C indicando a presença de áreas não contaminadas por nuvens. Na outra extremidade localizam-se os *pixels* classificados como *cumulus*.



(a)



(b)

Figura 5.7 – (a) Separação de diferentes tipos de nuvens no canal 1 (visível) e canal 4 (infravermelho); (b) T_b média x Desvio Padrão para o dia 22/01/2006 às 12h39min Z

Considerando as regiões onde há ocorrência de nuvens baixas, os valores para os desvios sofreram grande variação. O valor do desvio considerado é maior do que 1°C nas regiões centrais. Conforme a aproximação da borda, os valores tendem a estar entre $0,7^{\circ}\text{C}$ e $0,8^{\circ}\text{C}$ (figura 5.8).

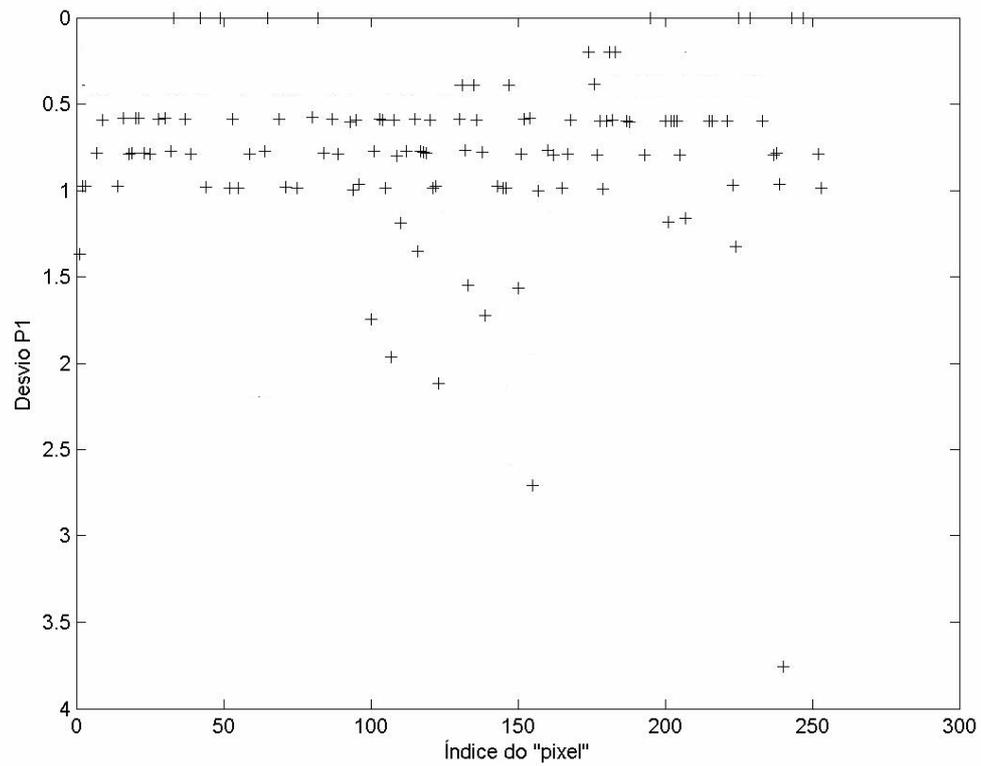


Figura 5.8 – Técnica New Coherence para regiões cobertas por nuvens baixas

Os valores da diferença $T_{b4}-T_{b5}$ obtidos para nuvens baixas do tipo *cumulus* tiveram valor máximo de 0.5 °C (figura 5.9)

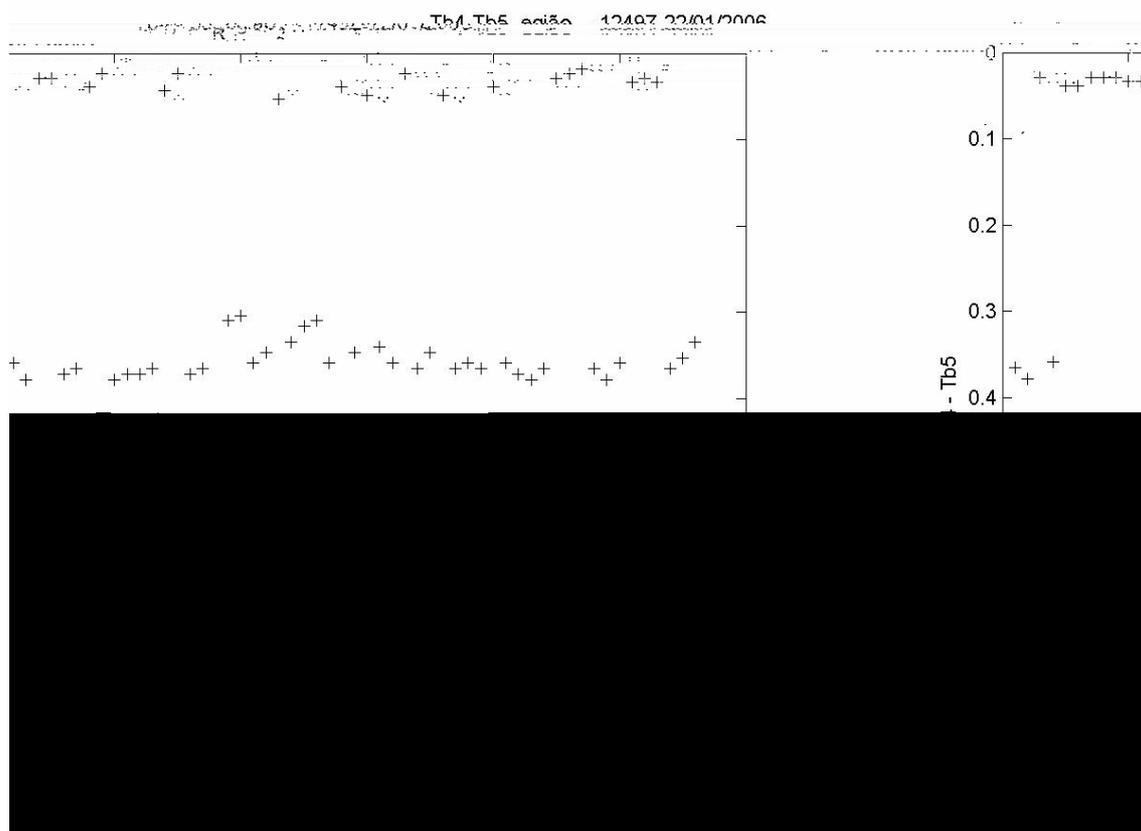


Figura 5.9 - Técnica $T_{b4}-T_{b5}$: (a) para regiões cobertas por *cumulus*

5.3 – ANÁLISES

Um dos mais difíceis problemas no desenvolvimento de um algoritmo automático para mascaramento de nuvens sobre o mar utilizando-se dados AVHRR é a qualidade da avaliação. Isto é devido à impossibilidade de uso de dados *in situ* ou de observação (Olesen e Grassl, 1985).

CAPÍTULO 6

6.1 – CONCLUSÕES

Os resultados do trabalho foram a base para a definição dos limites do algoritmo. A análise dos dados mostrou que nuvens diferentes possuem características diferentes. Foi observado que as nuvens são geralmente organizadas em camadas e estas podem ser medidas pela variação da coerência espacial do campo de radiação infravermelha (canal 4). Camadas uniformes e regiões não contaminadas por nuvens possuem um alto grau de coerência. Para nuvens dispostas em uma única camada sobre superfícies uniformes a estimativa das áreas contaminadas ou não por nuvens utilizando a temperatura de brilho média foi suficiente.

Os resultados demonstraram que a detecção automática de pixels contaminados por nuvens obteve relativo sucesso. A maioria dos *pixels* não identificados como contaminados caracterizam-se, basicamente, por regiões localizadas em áreas de bordas de nuvem. É possível que os métodos superestimem uma área coberta por nuvem, principalmente sobre o mar. Como mencionado por Saunders & Kriebel (1988), é aceitável que um *pixel* classificado pelo método como não contaminado por nuvens seja, na realidade, um pixel não contaminado. Na prática, é melhor que *pixels* não contaminados por nuvens sejam rejeitados como contaminados do que o método falhar e a informação de temperatura da superfície do mar de um *pixel* contaminado ser erroneamente utilizada para assimilação em um modelo atmosférica, por exemplo.

Os erros na detecção da cobertura de nuvens com os métodos baseados em limiares, nos quais assume-se que as nuvens preenchem completamente a campo de

visada do satélite, dependem do tamanho distribuição as nuvens ao longo da area. Quando a cobertura total de nuvens total está distribuída em regiões maiores do que as áreas consideradas, os métodos baseados em limiares apresentam melhores resultados. Com isso, considerando *pixels* parcialmente cobertos por nuvens, os métodos baseados em limiares produzem erros maiores do que os métodos de coerência ou classificação para estimativa da cobertura de nuvens.

O método de forma geral mostrou-se capaz de detectar a maioria dos casos de ocorrência de nuvens, principalmente sobre o oceano.

Aprimoramentos são necessários, especificamente estender a aplicação para dados adquiridos à noite. No caso deste trabalho, a análise é restrita a dados adquiridos durante o dia, o que limita o uso do canal centrado em $3,7\mu\text{m}$ devido aos motivos relacionados no capítulo 3. Nessa faixa, a emissividade de nuvens baixas ou nevoeiro é significativamente menor do que no canal 4 ($11\mu\text{m}$) (Saunders, 1986). Isto causa uma diferença na medida da temperatura de brilho entre os canais. Com isso, é possível detectar nuvens baixas, já que esse tipo é de difícil detecção à noite pela técnica Gross.

Além disso, é importante integrar as diversas técnicas de forma a tornar todo o procedimento de decisão operacional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDULLAH, K., SALEH, N., BAHARI, A., RAINITS, R., MAHAMOD, Y., 1997, "Cloud Masking Techniques for AVHRR Data for Oceanographic Applications in Malaysia". *Asian Conference on Remote Sensing*.
- ALONSO, M., *Física: um curso universitário*. 1 ed. São Paulo, Edgard Blücher, 1972
- ANDING, D., AND R. KAUTH, 1970, "Estimation of sea surface temperature from space", *Remote Sensing of Environment*, n. 1, 217-220.
- ARAUJO, C.E.S., 1997, "Avaliação da acurácia das temperaturas da superfície do mar obtidas por satélite para a região sul-sudeste da costa brasileira". Dissertação de M.Sc., Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- BARTON, I.J, 1970, "Satellite-derived sea surface temperatures: current status". *Journal of Geophysical Research*, Washington, v.100, n.5.
- BRUTSAERT, W., A.Y. HSU e T.J. SCHMUGGE, 1993: "Parameterization of surface heat fluxes above forest with satellite thermal sensing and boundary layer soundings". *Journal of Applied Meteorology*, vol. 32, No. 5, pp. 909–917.
- CHANDRASEKHAR, S. *Radiative Transfer*, New York, Dover, , 1995
- CHENG, C.M., 2001, "Applications of Remote Sensing in Weather Forecasting and Warnings". *Training Workshop on Natural Disaster Management Using Remote Sensing & GIS Technologies*, pp. 6-17
- COAKLEY, J.A, BRETHERTON, F.P., 1982., "Cloud cover from high resolution scanner data: detecting and allowing for partial fields of view", *Journal of Geophysical Research*, v. 87, n. C7, pp. 4917-4932.

- DESCHAMPS, P.Y., PULPHIN, T., 1980, "Atmospheric Correction of infrared measurements of sea temperature using channels at 3.7, 7.11 e 12 μm ", *Boundary-Layer Meteorology*, n. 18, pp. 131-143.
- DUGGIN, M. J., SAUDERS, R. W., "Problems encountered in remote sensing of land and ocean surface features". In: *Satellite Sensing of a Cloudy Atmosphere*, ed. A. Henderson-Sellers, Taylor & Francis, London, 1984.
- DWD, 2007. Deutscher Wetterdienst, na internet:
<http://www.dwd.de/scripts/print.php?pr=en/FundE/Observator/MOL/mol4/Wolken.htm>, acessado em 17 de março de 2007.
- EMERY, W.J., CASTRO S., WICK G.A. *et al*, 2001, "Estimating sea surface temperature from infrared satellite and in situ temperature data", *Bulletim of American Meteorological Society*, n. 82, pp. 2773-2785.
- FLASSE, S. P., 1993. "Extracting quantitative information from satellite data: Empirical and physical approaches". *CEC-JRD-IRSA*.
- FRANÇA, G.B., CRACKNELL, A.P., 1995, "A Simple Cloud Masking Approach Using NOAA AVHRR-Daytime Data for Tropical Areas". *International Journal of Remote Sensing*, n. 9, pp. 1697-1705.
- FRANÇA, G.B., 1994: "Atmospheric Correction for Retrieval of Quantitative Information from Visible and Infrared Remotely-Sensed Data". PhD Thesis from the Faculty of Science and Engineering – University of Dundee – UK, 166pp.
- GOODRUN, G., KIDWELL, K.B., WINSTON, W., *NOAA KLM user's guide*, Washington, D.C. NOAA/NESDIS/NCDC/CSD/SSB, 2001
- IQBAL, M., *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, Canada, 390pp., 2001
- KARLSSON, K.G AND LILJLAS, E., 1990. "The shmi model for cloud precipitation analysis from multispectral avhrr data". PROMIS-REPORTS.

- KIDWELL, K.B., *NOAA polar orbiter data user guide (TIROS-N, NOAA-6, NOAA-, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10, NOAA-11, and NOAA-12*, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D.C,1991
- KOPKEN, C., 2001. "Validation of integrated water vapor from numerical models using ground-based GPS, SSM/I, and water vapor radiometer measurements", *Journal of Applied Meteorology*, v. 40, n. 6, pp. 1105-1117.
- LEGECKIS, R. ZHU, T., 1997: "Sea Surface Temperature from the GOES- geostacionary satellite", *Bulletin of the American Meteorological Society*, n. 9, pp. 1971-1983.
- LILJAS, E., 1987. "Automated recognition of cloud types from satellites and its application to nowcasting". International Conference on Agrometeorology, Fondazione Cesena Agricoltura Publicatione
- LILLESAND, T.N., KIEFER, R.W., "Remote sensing and image interpretation". Jonh Willey & Sons, Inc., 1987.
- LIOU, K.N., "An Introduction to Atmospheric Radiation". Academic Press, London, pp. 392., 1980
- MCCLAIN, E.P., PICHEL, W.G., Walton, C.C., 1985. "Comparative Performance of AVHRR-Based Multichannel Sea Surface Temperatures". *Journal of Gephysical Research*, v.90, n. 11, pp. 587-601.
- MCMILLIN, L.M., 1975, "Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption", *Journal of Geophysical Research*, v. 80, pp. 5113-5117.
- MCMILLIN, L.M., CROSBY, D.S., 1984, "Theory and validation of the multiple window sea surface temperature technique", *Journal of Geophysical Research.* , v. 89, pp. 3655-3661.

- NASA, 2005a, *National Aeronautics and Space Administration*, na internet: <http://www.earth.nasa.gov/history/tiros/tiros1.html>, acessado em 20 de setembro de 2005.
- NASA, 2005b, *National Aeronautics and Space Administration*, na internet: <http://goespoes.gsfc.nasa.gov/poes/index.html>, acessado em 15 de setembro de 2005.
- NASA, 2005c, *National Aeronautics and Space Administration*, na internet: <http://meso.gsfc.nasa.gov/goes/text/poesmstatus.html>, acessado em 15 de setembro de 2005.
- NOAA, 2006. *National Oceanographic and Atmospheric Administration*, na Internet: <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/intro.htm>, acessado em 14 de agosto de 2006.
- PALTRIDGE, G.W., PLATT, C.M.R., “*Radiative processes in Meteorology and Climatology*”. Elsevier, pp. 318, 1976
- PASSOS, E., “*Sensoriamento Remoto e Fotointerpretação Geográfica*”, In: Notas de aula, Departamento de Geografia, UFPR, PR, 2006
- PERES, L.F., DACAMARA, C.C., 2004, “*Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method: sensitivity analysis using simulated MSG/SEVIRI data*”. *Remote Sensing of Environment*, v. 91, pp. 377–389.
- PETROBRAS, 2006. *Petróleo Brasileiro S.A.*, na Internet: http://www2.petrobras.com.br/portugues/ads/ads_Petrobras.html, acessado em 12 de abril de 2006.
- PRABHAKARA, C., DALU, G., KUNDE, V. G., 1974, “*Estimation of surface temperature from remote sensing in the 11-to 13 μm window region*”. *Journal of Geophysical Research*, v. 79, pp. 5039-5045.

- RICHARDS, J.A., *Remote sensing digital image analysis. An Introduction*. Springer. New York, 1986
- SAUNDERS, R.W., 1986, "*An automated scheme for the removal of cloud contamination from AVHRR radiances over western Europe*". *International Journal of Remote Sensing*, v. 7, pp. 867-886.
- SAUNDERS, R.W., KRIEBEL., K.T., 1998, "*An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data*", *International Journal of Remote Sensing*, v. 9, pp. 123-150.
- SCHROEDER, W., 1998, "*Monitoramento da Vegetação por Sensoriamento Remoto – Comparação Entre os Índices NDVI e GEMI Usando Dados AVHRR/NOAA*". Dissertação de Monografia, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- SIMPSON .J.J., HUMPHREY., 1990, "*An automatic cloud screening algorithm for day time advanced very high resolution Radiometer Imagery*", *Journal of Geophysical Research*, v. 95, pp. 13459-13481.
- SIMPSON, J.J., GOBAT, J.I., 1996, "*Improved cloud detection for daytime AVHRR sense over land*". *Remote Sensing Environment*, v. 55, pp. 21-49.
- STAR, 2006. *Center for Satellite Applications and Research*, na Internet: <http://www.orbit.nesdis.noaa.gov/star/index.php>, acessado em 10 de agosto de 2006.
- Stephens, G.L., 2002, "*The CloudSat mission and the A-Train*". *Bulletim of American Meteorological Society*, v. 83, pp. 1771-1790.
- Stull, R.B., "*An Introduction to Boundary-Layer Meteorology*", Kluwer Academic Publishers, 1988
- SULLIVAN, J.T., 1995. "*A simple method to compute brightness temperature and/or radiance for thermal infrared channels of the advanced very high resolution*

- radiometer (AVHRR)*", International Journal of Remote Sensing, v. 16, n. 4, pp. 773-777
- RAO, C.R.N., CHEN J. 1996: "*Post-launch calibration of the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-14 spacecraft*", International Journal of Remote Sensing, v.17, n.14, pp. 2743-2747.
- TEIXEIRA, R.F.B, "*Índice de água precipitável da atmosfera a partir dos canais 4 e 5 do avhrr-noaa*", Anais XI SBSR, Belo Horizonte, Brasil, 05-10 abril 2003, INPE, pp. 1227-1231.
- THIERMANN, V., RUPRECHT, 1992, "*A method for the detection of clouds using AVHRR infrared observations*", Journal of Remote Sensing, v. 13, pp. 1829-1841.
- VALLEY S.L., *Handbook of Geophysics and Space environments*. Mac Graw-Hill ed., 1966
- VOGT, J., 1992, "*Characterizing the Spatio-Temporal Variability of Surface Parameters from NOAA AVHRR Data. A case Study for Southern Mali*". CEC-JRC-IRSA, v. 1, n. 74.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)