



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-9751-TDI/857**

**AVALIAÇÃO DA ACURÁCIA DAS TEMPERATURAS DA  
SUPERFÍCIE DO MAR OBTIDAS POR SATÉLITE PARA A  
REGIÃO SUL-SUDESTE DA COSTA BRASILEIRA**

Carlos Eduardo Salles de Araujo

Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs.  
João Antônio Lorenzetti e Merritt Raymond Stevenson, aprovada em 27  
de junho de 1997.

528.711.7

ARAÚJO, C. E. S.

Avaliação da acurácia das temperaturas da superfície do mar obtidas por satélite para a região sul-sudeste da costa brasileira / C.E.S. Araújo – São José dos Campos: INPE, 2002.

146p. – (INPE-9751-TDI/857).

1. Temperatura da superfície do mar. 2. Correção atmosférica. 3. Sensoriamento remoto. 4. Oceanografia. 5. Processamento de imagem. 6. NOAA. I. Título.

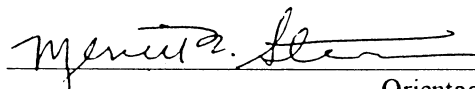
Aprovada pela Banca Examinadora em  
cumprimento a requisito exigido para a  
obtenção do Título de Mestre em  
Sensoriamento Remoto

Dr. João Antônio Lorenzetti



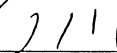
\_\_\_\_\_  
Orientador/Presidente

Dr. Merrit Raymond Stevenson



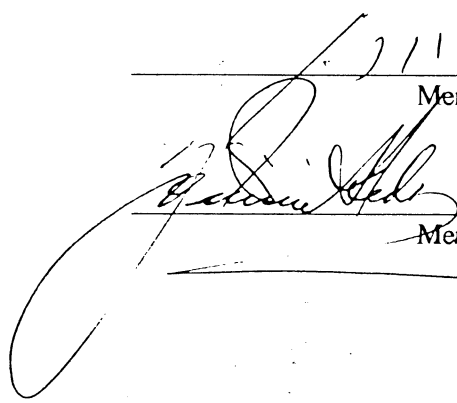
\_\_\_\_\_  
Orientador

Dr. José Luiz Stech



\_\_\_\_\_  
Membro da Banca

Dr. Yoshimine Ikeda



\_\_\_\_\_  
Membro da Banca  
- Convidado

Candidato: Carlos Eduardo Salles de Araujo

São José dos Campos, 27 de junho de 1997



A Gilsânia e a meus pais,  
que com carinho encorajaram e apoiaram a realização deste trabalho.



## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, pela disponibilidade de equipamentos e serviços essenciais ao desenvolvimento deste trabalho.

Aos Drs. João Antônio Lorenzetti e Merrit Raymond Stevenson pela orientação, pelo estímulo e pelos recursos colocados a minha disposição durante a elaboração desta tese.

Ao Dr. José Luís Stech pelos recursos colocados a minha disposição e pela valiosa contribuição na revisão deste trabalho.

Aos funcionários e amigos da Divisão de Sensoriamento Remoto Sidnea Maluf, pela ajuda no processamento de imagens, Corina e Camilo pelas discussões estatísticas, Joaquim e Coimbra, pela ajuda na elaboração das figuras, Milton Kampel e Douglas pelas sugestões sempre úteis.

Aos colegas, Nico, Oton e Regina pelo apoio e incentivo necessários à execução desta dissertação. Um especial agradecimento ao colega Arcilan Trevenzoli, pela colaboração durante a revisão final deste trabalho.

A Etel e ao Dr. Ehipânio pela dedicação dispensada aos mestrandos em Sensoriamento Remoto.

Ao CNPq e a FAPESP, pelo fomento de bolsas de estudos, sem as quais não seria possível o desenvolvimento desta Dissertação.





## RESUMO

Este trabalho tem por finalidade propor uma avaliação regional da acurácia dos algoritmos globais operacionais de correção atmosférica multicanal (MCSST), derivados pela (NOAA), e utilizados na determinação da temperatura da superfície do mar (TSM) por satélite. A área de estudo pertence a região oeste do oceano Atlântico Sul, abrangendo as costas sul e sudeste do Brasil. São utilizados dados coincidentes e simultâneos dos satélites meteorológicos da série NOAA (sensor AVHRR), gravados pela estação HRPT do INPE de Cachoeira Paulista-SP, e de campo, obtidos por derivadores de baixo custo (LCDs), no âmbito do projeto COROAS (Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul), para o período de fevereiro de 1993 a junho de 1994. As coincidências temporais são em torno de um intervalo de 12 horas e as espaciais entre 2 Km e 12 Km. A avaliação consiste na análise estatística das acurácias (RMSDs) dos algoritmos e dos desvios tendenciosos de temperatura (diferenças médias de temperatura satélite-bóia ou “bias”). O algoritmo global “split-window” do satélite NOAA 11 revelou uma RMSD de 0,87°C, com um “bias” de 0,24°C, enquanto que o algoritmo do NOAA 12 apresentou uma RMSD de 0,94 com um “bias” de 0,32°C. Para se eliminar estes desvios tendenciosos e aumentar as acurácias (diminuir as RMSDs), novos algoritmos regionais foram derivados de duas formas diferentes. Na primeira, uma regressão linear simples foi usada para corrigir os valores de TSM gerados pelo algoritmo global. Na segunda, uma equação “split-window” foi derivada por modelos de regressão linear múltipla. Quando comparados com os algoritmos globais, os novos algoritmos derivados pela primeira forma demonstraram um aumento na acurácia de 0,18°C para o NOAA 11 (RMSD = 0,69°C) e de 0,06°C para o NOAA 12 (RMSD = 0,88°C). Pela segunda forma, as equações derivadas apresentaram uma melhoria de 0,09°C para o NOAA 11 (RMSD = 0,78) e de 0,05°C para o NOAA 12 (RMSD = 0,89). Os valores obtidos são ligeiramente inferiores ao valor de acurácia médio atribuído ao algoritmo global (0,07°C). Provavelmente isto se deve ao fato da maioria dos dados utilizados estarem localizados em regiões frontais, na borda oeste da Corrente do Brasil, de significativos gradientes de TSM e com grande presença de meandros e vórtices. Recomenda-se também, que para uma melhor estimativa da TSM, os algoritmos split-window sejam derivados a partir de uma série de dados com uma distribuição temporal mais ampla.



# **SOUTH BRAZIL SATELLITE SEA SURFACE TEMPERATURE ACCURACY ASSESSMENT**

## **ABSTRACT**

The accuracies of the global Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) split-window Sea Surface Temperature (SST) algorithms, derived from NOAA 11 and 12 satellites, were determined from comparisons with a match-up data set of COROAS project drifting buoy measurements for the southeast coast of Brazil, in the western part of the South Atlantic Ocean. The match-ups were screened from the HRPT scenes recorded by the INPE station in Cachoeira Paulista -SP, from February 1993 to June 1994. The temporal and the spatial coincidences are within 12 hours and between 2 Km and 12 Km. The NOAA 11 split-window global algorithm had a RMSD of 0.87°C with a computed bias of 0.24°C, providing better results than the NOAA 12 algorithm, which presented a RMSD of 0.94°C and a bias of 0.32°C. Seasonal comparisons showed that the algorithms for both satellites had best accuracies in the summer. In order to eliminate the bias and reduce the RMSD's, new regional algorithms were derived for the southeast coast of Brazil, with two different approaches. In the first, simple regression lines are used to correct the SST values, generated by the global algorithm. In the second, new split-window equations were derived by multiple regression models. When compared with the global algorithms, the first method equations showed an improvement of 0.18°C for NOAA 11 (RMSD = 0.69°C) and 0.06°C for NOAA 12 (RMSD = 0.88°C). The second method leads to a 0.09°C improvement for NOAA 11 (RMSD = 0.78) and 0.05°C for NOAA 12 (RMSD = 0.89). Those new RMSD's values are slightly greater than the RMSD value claimed for the global algorithm (0.07°C). This is probably due to a data concentration in the Brazil Current west wall region, where eddies and meanders are present in variable spatial scales, and high SST gradients. For more accurate regional SST estimation, a match-up data set with a wide temporal distribution is recommended for the split-window functions.



## SUMÁRIO

Pag.

### LISTA DE FIGURAS

### LISTA DE TABELAS

### LISTA DE SIGLAS

<b>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 - Histórico da TSM por satélite.....	2
1.2 - Desenvolvimento e validação de algoritmos de TSM.....	4
1.3 - Objetivos.....	7
<b>CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	11
2.1 - O Método multicanal de temperatura da superfície do mar.....	11
2.1.1 - Princípios físicos.....	11
2.1.2 - Formulação prática.....	15
2.1.3 - Correções para o ângulo de visada do sensor.....	16
2.1.4 - Acurácia do método.....	18
2.1.5 - Limitações da técnica.....	20
2.1.6 - Algoritmos não lineares.....	21
2.1.7 - Descrição dos tipos de algoritmos.....	22
2.1.8 - Algoritmos futuros.....	23
<b>CAPÍTULO 3 - DADOS</b> .....	25
3.1 - Imagens de satélite.....	25
3.1.1 - O sensor AVHRR-II.....	26
3.2 - Bóias de deriva.....	31
<b>CAPÍTULO 4 - ÁREA DE ESTUDO</b> .....	37
4.1 - Caracterização geográfica.....	38
4.2 - Caracterização oceanográfica.....	39
4.2.1 - A Corrente do Brasil (CB).....	41
4.2.2 - O Ramo costeiro da Corrente das Malvinas.....	42

4.2.3 - A Convergência Subtropical.....	43
4.2.4 - Ressurgências costeiras.....	43
<b>CAPÍTULO 5 - METODOLOGIA.....</b>	<b>45</b>
5.1 - Seleção e verificação dos dados de bóia de deriva.....	45
5.2 - Processamento das imagens.....	49
5.2.1 - Ingestão das imagens no sistema e cálculo da TSM.....	49
5.2.2 - Calibração geométrica e georeferenciamento.....	51
5.2.3 - Apresentação da imagem.....	51
5.3 - Intercomparação dos dados de bóia com os dados de imagem.....	52
5.3.1 - Identificação de áreas contaminadas por nuvens.....	52
5.3.2 - Identificação de áreas contaminadas por nuvens.....	54
5.4 - Derivação do algoritmo regional para cálculo da TSM.....	56
<b>CAPÍTULO 6 - RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>59</b>
6.1 - Estatística dos alvos observados nas imagens.....	60
6.1.1 - Corrente do Brasil.....	60
6.1.2 - Plataforma continental.....	65
6.1.3 - Alvos contaminados por nuvens baixas e de subpíxel.....	68
6.2 - Resultados gerais.....	72
6.3 - Avaliação e seleção dos filtros.....	80
6.4 - Avaliação do algoritmo global de TSM e derivação de algoritmos regionais.....	86
6.4.1 - Algoritmos regionais.....	91
6.4.2 - Validação dos algoritmos.....	96
6.5 - Possíveis fontes de erro.....	101
<b>CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....</b>	<b>111</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>117</b>
<b>APÊNDICE A.....</b>	<b>123</b>
<b>APÊNDICE B.....</b>	<b>125</b>

## LISTA DE FIGURAS

	<b>Pag.</b>
2.1 - Esquema de transferência radiativa .....	11
2.2 - Relações angulares entre o satélite, a Terra e o Sol.....	17
2.3 - Imagem dos ângulos zenitais do satélite, fatiada a pseudo-cores .....	18
3.1 - Distribuição dos canais termais do sensor AVHRR ao longo do espectro.....	27
3.2 - Esquema do derivador de baixo custo (LCD) .....	32
3.3 - Localização da plataforma pelo sistema Argos.....	34
4.1 - Área de estudo .....	37
4.2 - Principais correntes superficiais do Atlântico Sul.....	40
5.1 A - Série temporal apresentando inconsistências .....	47
5.1 B - Série temporal de temperatura corrigida.....	47
5.2 - Exemplo de uma intensa frente termal entre os dias 240 e 241 .....	48
6.1 - Histogramas de frequências para a Corrente do Brasil .....	62
6.2 - Amplitudes, médias e desvios padrões observados para a Corrente do Brasil .....	63
6.3 - Variação de temperatura em latitude na Corrente do Brasil .....	64
6.4 - Histogramas de frequências para a plataforma .....	66
6.5 - Amplitudes, médias e desvios padrões observados para a plataforma.....	67
6.6 - Histogramas de frequências para alvos contaminados por nuvens do tipo baixa e “pipoca” .....	69
6.7 - Amplitudes, médias e desvios padrões observados para alvos contaminados por nuvens .....	70

6.8 - Distribuição espacial dos pares ( $T_{SAT}$ , $T_{DER}$ ) para os satélites NOAA 11 e 12	...72
6.9 - Distribuição mensal de frequências para os satélites NOAA 11 e 12	.....73
6.10 - Distribuição horária de frequências para os satélites NOAA 11 e 12	.....74
6.11 - Distribuição dos ângulos zenitais para os satélites NOAA 11 e 12	.....75
6.12 - Distribuição de frequências T11-T12 para os satélites NOAA 11 e 12	.....76
6.13 - Gráficos de dispersão $T_{DER}$ -T11 $\times$ T11-T12 com retas de regressão para os satélites NOAA 11 e 12	.....78
6.14 - Espalhamento de $T_{SAT} \times T_{DER}$ para as séries originais do satélite NOAA 11	.....84
6.15 - Espalhamento de $T_{SAT} \times T_{DER}$ para as séries originais do satélite NOAA 12	.....85
6.16 - Dispersão $T_{SAT} \times T_{DER}$ para as séries do NOAA 11	.....88
6.17 - Dispersão $T_{SAT} \times T_{DER}$ para as séries do NOAA 12	.....89
6.18 - Derivador 3179: 15 a 20 de Mar/93 (27°S - 47°W)	.....102
6.19 - Derivador 3180: 25 a 29 de Mar/93 (28°S - 47°W)	.....103
6.20 - Derivador 3192: 9 a 15 de Jun/94 (36°S - 40°W)	.....104
6.21 - Derivador 3182: 3 a 8 de Ago/93 (28°S - 40°W)	.....104
6.22 - Máximos, médias e mínimos mensais para a temperatura média dos PRTs do alvo interno do satélite NOAA 11	.....106
6.23 - Máximos, médias e mínimos mensais para a temperatura média dos PRTs do alvo interno do satélite NOAA 12	.....106



## LISTA DE TABELAS

	<b>Pag.</b>
1.1 - Comparações de TSM <i>in situ</i> com TSM de satélite .....	5
3.1 - Distribuição dos canais do sensor AVHRR-II .....	26
3.2 - Distribuição temporal de operação dos derivadores .....	31
6.1 - Parâmetros estatísticos para a Corrente do Brasil .....	61
6.2 - Parâmetros estatísticos para a plataforma .....	65
6.3 - Parâmetros estatísticos para alvos contaminados por nuvens.....	68
6.4 - Valores médios dos parâmetros estatísticos para os alvos analisados .....	71
6.5 - Frequências de distribuição espacial dos pares ordenados ( $T_{SAT}$ , $T_{DER}$ ) .....	73
6.6 - Estatísticas mensais T11-T12 para o satélite NOAA 12.....	77
6.7 - Estatísticas mensais T11-T12 para o satélite NOAA 11.....	77
6.8 - Estatística básica para $T_{SAT}$ - $T_{DER}$ .....	80
6.9 - Correlações $T_{SAT} \times T_{DER}$ obtidas com a aplicação de filtros nos dados do satélite NOAA 11 .....	81
6.10 - Correlações $T_{SAT} \times T_{DER}$ obtidas com a aplicação de filtros nos dados do satélite NOAA 12.....	82
6.11 - Avaliação estatística de $T_{SAT}$ - $T_{DER}$ para o NOAA 11.....	86
6.12 - Avaliação estatística de $T_{SAT}$ - $T_{DER}$ para o NOAA 12.....	86
6.13 - Retas de regressão $T_{SAT} \times T_{DER}$ para o NOAA 11 .....	87
6.14 - Retas de regressão $T_{SAT} \times T_{DER}$ para o NOAA 12 .....	87
6.15 - Coeficientes de regressão para a série Total do NOAA 11 .....	92

6.16 - Coeficientes de regressão para a série Aleatório-1 do NOAA 11 .....	92
6.17 - Coeficientes de regressão para a série Aleatório-2 do NOAA 11 .....	92
6.18 - Coeficientes de regressão para a série Total do NOAA 12 .....	94
6.19 - Coeficientes de regressão para a série Aleatório-1 do NOAA 12 .....	93
6.20 - Coeficientes de regressão para a série Aleatório-2 do NOAA 12 .....	93
6.21 - Coeficientes da regressão reduzida para a série Aleatório-1 do NOAA 11 .....	94
6.22 - Coeficientes da regressão reduzida para a série Aleatório-2 do NOAA 11 .....	94
6.23 - Coeficientes da regressão reduzida para a série Aleatório-1 do NOAA 12 .....	95
6.24 - Retas de regressão múltipla para o NOAA 11 .....	95
6.25 - Retas de regressão múltipla para o NOAA 12 .....	96
6.26 - Validação dos algoritmos na série Aleatório-1 do NOAA 11 .....	97
6.27 - Validação dos algoritmos na série Aleatório-2 do NOAA 11 .....	97
6.28 - Validação dos algoritmos na série Aleatório-1 do NOAA 12 .....	98
6.29 - Validação dos algoritmos na série Aleatório-2 do NOAA 12 .....	98
6.30 - Diferenças de correção não linear (PRTs médios - Seapak padrão) para o canal C11 do NOAA 11 .....	107
6.31 - Diferenças de correção não linear (PRTs médios - Seapak padrão) para o canal C12 do NOAA 11 .....	108
6.32 - Diferenças de correção não linear (PRTs médios - Seapak padrão) para o canal C11 do NOAA 12 .....	108
6.33 - Diferenças de correção não linear (PRTs médios - Seapak padrão) para o canal C12 do NOAA 12 .....	108

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AVHRR	- Advanced Very High Resolution Radiometer
BPI	- Bits Per Inch
COROAS	- Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul
CPSST	- Cross Product Sea Surface Temperature
DCLS	- Argos Data Collection and Location System.
GMT	- Greenwich Mean Time (Zulu)
GOES	- Geostationary Operational Environmental Satellite
GTS	- Global Telecommunication System
HRPT	- High Resolution Picture Transmission
IFOV	- Instantaneous Field of View
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LCD	- Low Cost Drifter
MCSST	- Multi-Channel Sea Surface Temperature
ND	- Nível Digital
NESDIS	- National Environmental Satellite, Data, and Information Service
NLSST	- Non-Linear Sea Surface Temperature
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration
PTT	- Platform Transmitter Terminal
RMSD	- Root Mean Square Difference
SR	- Scanning Radiometer
SST	- Sea Surface Temperature
TIROS	- Television Infrared Observation Satellite
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
VHF	- Very High Frequency
VHRR	- Very High Resolution Radiometer
VISSR	- Visible Infrared Spin Scan Radiometer
WOCE	- World Ocean Circulation Experiment



# **CAPÍTULO 1**

## **INTRODUÇÃO**

Os padrões de temperatura da superfície do mar (TSM), variando em escalas espaciais de local até global, e em escalas temporais de horas até meses ou anos, são de interesse para pesquisadores de diferentes áreas, principalmente os meteorologistas e os oceanógrafos.

Desvios significativos de TSM em relação as médias de longo período, conhecidos como anomalias, são empregados em estudos de dinâmica climática. Neste tópico temos, por exemplo, o fenômeno do “El Nino”, que consiste numa anomalia quente das partes oriental e central do Pacífico leste tropical, verificada com uma periodicidade entre 3 e 10 anos. Este fenômeno produz consequências climáticas e econômicas de grande alcance a nível mundial ( IPCC, 1990).

O estudo dos campos de TSM em meso-escala são de grande interesse, principalmente nos processos de instabilidade dinâmica das correntes oceânicas, responsáveis pela geração de meandros e vórtices, e nos processos de ressurgência. Estes processos propiciam a troca de energia, massa e nutrientes entre diferentes tipos de águas de diferentes regiões. Apesar de serem fenômenos intrinsecamente físicos, possuem também uma influência bastante importante sobre vários processos biológicos, regulando atividades sócio-econômicas como, a pesca.

## 1.1 - HISTÓRICO DA TSM POR SATÉLITE

A distribuição irregular das observações convencionais dos chamados navios de oportunidade constitui um antigo problema no delineamento e monitoramento da temperatura da superfície dos oceanos. Isto frequentemente resulta em grandes regiões, particularmente nos trópicos e no hemisfério sul, desprovidas de observações. O uso crescente de bóias ancoradas e de deriva ainda representa uma tímida contribuição para a melhoria dessa situação.

Na década de 70, radiômetros operando no infravermelho a bordo de satélites, passaram a ser usados para estimar a temperatura da superfície dos oceanos de forma sinótica. A maioria destes sensores foi concebida primeiramente para atender objetivos meteorológicos, como imageamento de nuvens e sondagens atmosféricas, ainda que possuíssem resolução espacial e de temperatura suficientes para definir algumas feições oceânicas de temperatura superficial. Muitos destes radiômetros eram dispositivos de imageamento multiespectral, que forneciam informação simultânea das radiancias em duas ou mais bandas espectrais, no visível, infravermelhos próximo e termal.

Os primeiros sensores utilizados para aplicações oceanográficas voaram a bordo dos satélites meteorológicos geostacionários (Meteosat, GOES, GMS, INSAT) e apresentavam apenas dois canais: um no visível e outro no infravermelho termal, centrado em  $11\mu\text{m}$ . Este último canal ocupava uma “janela atmosférica”, região do espectro onde a atmosfera é relativamente transparente para a radiação infravermelha termal. A resolução espacial máxima destes sensores não ultrapassava  $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ .

Os satélites de órbita polar da série NOAA que voaram no período de 1972 a 1978 (NOAAs 2, 3, 4 e 5), carregaram dois radiômetros distintos de dois canais: o radiômetro de varredura (SR) e o radiômetro de resolução muito alta (VHRR). Estes sensores também foram utilizados nas primeiras medidas de TSM.

Maul e Sidran (1973) estimaram, baseados em cálculos de radiação atmosférica, que o sensor SR era capaz de medir a temperatura da superfície do mar com uma acurácia de 2°C. Determinaram que as duas principais fontes de erro eram a absorção da radiação infravermelha pelo vapor d'água atmosférico e nuvens não identificáveis espacialmente no campo de visada do radiômetro. Em 1973 a NOAA iniciou uma tentativa de produzir de maneira rotineira estimativas de TSM a partir do sensor SR (Programa GOSSTCOMP), mas o sucesso foi limitado.

No final dos anos 70, o sensor VHRR passou a ser amplamente utilizado para o estudo dos oceanos. Entretanto, segundo Barbieri *et al.* (1983), os algoritmos usados para extrair a TSM dos dados obtidos por este sensor sofriam de algumas deficiências tais como: nuvens no campo de visada, correção inadequada para os constituintes atmosféricos e a incapacidade de perceber variações na umidade em baixas latitudes.

Em 1978, iniciou-se uma nova geração de satélites meteorológicos de órbita polar, com o lançamento do satélite TIROS-N, que carregava o radiômetro avançado de resolução muito alta - AVHRR. Este sensor possuía um canal termal adicional, centrado em 3,7  $\mu\text{m}$ , o que possibilitou o uso de uma técnica de absorção diferenciada da radiação (devida à atenuação pelo vapor d'água) para a correção atmosférica. Esta técnica estava restrita apenas para uso noturno, uma vez que este novo canal, devido ao seu curto comprimento de onda, incluía uma porcentagem significativa de radiação solar refletida durante o dia.

Em 1981 tornou-se disponível um novo radiômetro infravermelho de cinco bandas (AVHRR-II), através da incorporação de mais uma banda termal na janela atmosférica de 10-12 $\mu\text{m}$ . Com o uso da técnica de absorção diferenciada, este sensor, que operou nos satélites NOAAs 7, 9 e 11 e atualmente opera nos satélites NOAA 12 e NOAA 14, possibilitou uma correção mais acurada para a presença de vapor d'água na atmosfera, inclusive nas imagens diurnas.

A partir da década de 80, através da utilização dos dados infravermelhos do sensor AVHRR-II, a bordo dos satélites operacionais de órbita polar da série NOAA, obteve-se então estimativas da TSM de forma repetida e consistente para os oceanos.

O último avanço tecnológico em medidas de TSM por satélite ocorreu com o lançamento do sensor ATSR ( Along Track Scanning Radiometer), a bordo do satélite ERS-1 em 1991. Segundo Barton (1995), este sensor foi especialmente concebido para medir a TSM e possui as técnicas mais avançadas de calibração e os níveis de ruído mais baixos em seus detectores. Outra vantagem desse sensor é o uso de um sistema de varredura de dupla visada, o que permite a correção atmosférica através do uso de dois caminhos atmosféricos diferenciados, além da capacidade de correção atmosférica multicanal.

## **1.2 - DESENVOLVIMENTO E VALIDAÇÃO DE ALGORÍTMOS DE TSM**

Utilizando o método de correção atmosférica multicanal (MCSST), foram e são desenvolvidos constantemente algoritmos para determinação da TSM, através de regressões entre temperaturas *in situ* e temperaturas de brilho, derivadas de satélite.

Como ocorre no desenvolvimento de qualquer algoritmo novo, é necessário um período de tempo para que se possa acumular experiência utilizando o novo algoritmo e ganhar confiança na sua aplicabilidade para uma variedade de problemas. Em particular, para um algoritmo de TSM, a confiança só pode ser estabelecida depois de se testar a performance do mesmo numa variedade de condições atmosféricas e oceanográficas documentadas.

Na medida em que as temperaturas da superfície do mar derivadas de satélite se tornaram mais acuradas, ficou claro que a maioria dos dados de TSM obtidos



*in situ*, de forma rotineira por navios de oportunidade, não apresentavam acurácia suficiente para permitir comparações de qualidade com os dados de satélite.

Isto se tornou particularmente óbvio quando Strong e McClain (1984) compararam as estatísticas das temperaturas obtidas pelo método MCSST com dados de navio, bóias ancoradas e bóias de deriva. Embora as diferenças médias entre os dados de TSM seja pequena, o espalhamento é consideravelmente maior nas comparações satélite-navio do que nas comparações satélite-bóia (tabela 1.1).

TABELA 1.1 - COMPARAÇÕES DE TSM *IN SITU* COM TSM DE SATÉLITE

fonte dos dados	no. de observações	Bias*	RMSD**
navios de oportunidade	24792	-0,43°C	1,81°C
bóias ancoradas	240	-0,47°C	1,05°C
bóias de deriva	472	-0,22°C	0,68°C

\* média das diferenças

\*\*raiz quadrada da diferença média quadrática

FONTE: Strong e McClain (1984).

Esta menor acurácia se deve ao fato de que a maioria das temperaturas obtidas por navios é proveniente de “tomadas de água” para resfriamento, posicionadas a profundidades de cinco metros ou mais. As temperaturas entre a superfície e 5 metros podem variar vários décimos de grau durante os períodos de fraca mistura vertical.

As estatísticas apresentadas por Strong e McClain (1984) mostraram ainda que as comparações entre os dados MCSST-bóia de deriva apresentaram uma RMSD 0,4°C menor do que as comparações realizadas com os dados MCSST-bóia ancorada.

A menor acurácia das bóias ancoradas provavelmente resulta do fato da maioria destas bóias estarem localizadas em áreas costeiras, onde os gradientes horizontais de temperatura são maiores. Adicionalmente, pelo fato destas bóias serem ancoradas e não acompanharem as correntes, pode ocorrer com mais frequência da bóia se localizar próximo ao limite de águas com temperaturas diferentes. Os efeitos do constante aquecimento/resfriamento nos sensores destas bóias podem causar uma redução da acurácia e um conseqüente aumento da RMSD de temperatura quando comparada com a TSM gerada por satélite.

Além disto, a temperatura da superfície do mar obtida pelo satélite é uma medida de “pele”, ou seja, dos primeiros milímetros da superfície, enquanto as temperaturas medidas *in situ* são na maioria das vezes realizadas de dezenas de centímetros até alguns metros da superfície.

O desenvolvimento de uma termoclina diurna, é o principal problema na interpretação da temperatura da superfície do mar obtida por satélite como representativa da temperatura da camada de mistura superior como um todo.

Segundo Robinson (1985), o processo de termoclina diurna é similar ao desenvolvimento de uma termoclina sazonal. A medida que o dia progride para a tarde, o aquecimento solar provoca uma elevação da temperatura da superfície. Devido ao fato da radiação solar ser progressivamente reduzida pela absorção à medida em que ela penetra na coluna d’água, a temperatura aumenta mais próximo a superfície e um forte gradiente de temperatura pode ocorrer no primeiro metro da coluna d’água. Se a mistura pelo vento for significativa, o efeito é muito fraco, porque toda a energia solar é misturada ao longo dos primeiros metros (camada de mistura superior). Entretanto, em dias calmos, a temperatura da superfície pode apresentar um aquecimento de mais de 1°C em relação à camada de mistura adjacente. Durante a noite, a termoclina diurna é gradualmente destruída, não somente pela mistura com o vento, mas porque a superfície do mar perde calor para a atmosfera na ausência de radiação solar incidente, provocando o resfriamento da camada superficial. Esta camada superficial se torna

então mais pesada do que as camadas vizinhas, afunda e promove uma mistura gravitacional, que destrói a termoclina diurna rapidamente após o por do sol.

Uma vez que dados de “temperatura de pele” obtidos *in situ*, por radiômetros a bordo de navios ou aerotransportados, são raros e muito caros de se obter, as bóias de deriva parecem ser, segundo Strong e McClain (1984) a melhor alternativa de se validar os dados de TSM obtidos por satélite.

Coll *et al.* (1993), ressaltam a importância do desenvolvimento de algoritmos regionais para a correção atmosférica na determinação da TSM, uma vez que a absorção causada pelos constituintes atmosféricos (vapor d’água, aerossóis, ozônio etc.) varia temporalmente e espacialmente a nível regional. A absorção por estes constituintes, além de introduzir um desvio no valor absoluto da temperatura da superfície do mar, provoca um efeito nos gradientes horizontais de temperatura, de modo que os gradientes reais são reduzidos por um fator igual à transmitância atmosférica.

### **1.3 - OBJETIVOS**

Os algoritmos de TSM que encontram-se operacionalmente em uso, foram derivados através de regressões lineares com dados *in situ* de bases globais. Estas bases de dados, representam principalmente os oceanos Atlântico Norte e Pacífico, onde os levantamentos são realizados em maior número e as séries históricas disponíveis são mais longas.

Considerando que as variações temporais e espaciais nos constituintes atmosféricos influenciam a precisão e acurácia dos algoritmos de TSM, faz-se necessário avaliar periodicamente, com dados de campo, o desempenho destes algoritmos a nível regional.

Desde 1992, o grupo de oceanografia da Divisão de Sensoriamento Remoto do INPE, gera imagens de temperatura da superfície do mar a partir dos dados AVHRR/NOAA, para as regiões sul/sudeste da costa brasileira. Estas imagens são utilizadas nos estudos das condições e dinâmica da região de plataforma continental e da Corrente do Brasil.

O grupo de oceanografia também projeta, constrói, lança e monitora (via sistema Argos) bóias de deriva desde o ano de 1984. Os dados de posicionamento e temperatura destes derivadores são utilizados no estudo das variações espaço temporais das correntes oceânicas e nos cálculos da energia cinética média e da energia turbulenta.

Tendo por base estes fatos e considerando a necessidade constante de se aprimorar as estimativas de TSM por satélite, o autor se propõe a testar o desempenho dos algoritmos MCSST para a região oeste do Atlântico Sul, através de comparações com dados de campo.

Para tal pretende-se utilizar uma base de dados de temperatura de bóias de deriva, em conjunto com um banco de imagens de TSM, derivadas a partir dos dados do sensor AVHRR/NOAA.

Serão computadas as diferenças médias de temperatura [ $\mu(T_{\text{sat}} - T_{\text{boia}})$ ] e as raízes quadradas dos erros médios quadráticos (RMSD), para os pares de temperatura satélite-bóia espaço temporalmente coincidentes.

Caso se verifique a existência de um desvio tendencioso em relação a média, nas diferenças satélite-bóia, serão incorporados ao algoritmo termos corretivos para este desvio.

Caso se verifique uma RMSD significativa, um novo algoritmo de TSM regional será derivado, empregando-se o método multicanal de correção atmosférica.

Regressões lineares entre as temperaturas de brilho dos canais termais e as temperaturas de bóia serão realizadas para se determinar os coeficientes. Finalmente, um subconjunto de dados de bóia, separado anteriormente à determinação do novo algoritmo, será utilizado para a validação do mesmo.

Serão ainda realizadas comparações estatísticas sazonais, que permitirão avaliar se existem variações significativas na acurácia dos algoritmos ao longo do ano.



## CAPÍTULO 2

### FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 2.1 - O MÉTODO MULTICANAL DE OBTENÇÃO DA TSM

A técnica multicanal consiste na correção do efeito da atenuação atmosférica sobre a temperatura de brilho de um dado canal termal, através do uso da temperatura de brilho de dois ou até mesmo três diferentes canais, uma vez que bandas espectrais diferentes se caracterizam por transmitâncias atmosféricas diferentes.

##### 2.1.1 - PRINCÍPIOS FÍSICOS

Considere o esquema de transferência radiativa abaixo.

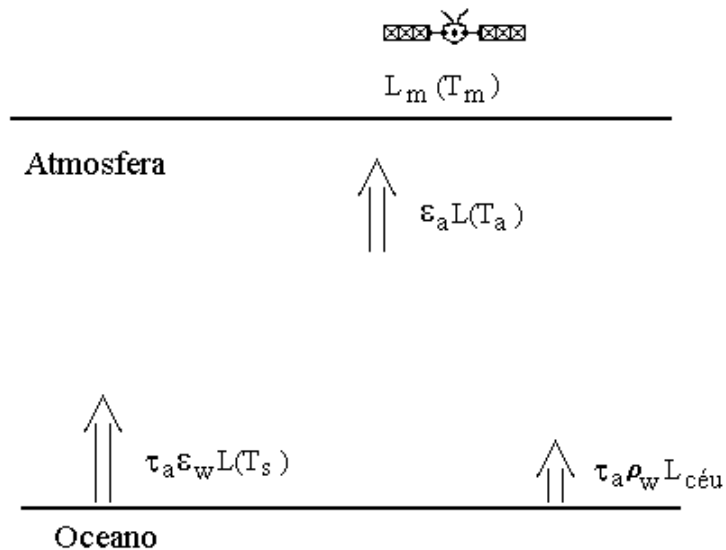


Fig. 2.1 - Esquema de transferência radiativa.

Seja  $L(T)$  a radiância do corpo negro a uma temperatura  $T$  e numa faixa específica de comprimento de onda. A radiância medida pelo sensor do satélite corresponde à soma da radiância do oceano, mais a radiância da atmosfera, mais a radiância do céu refletida pela superfície do oceano. Esta equação pode ser expressa da seguinte forma:

$$L_m(T_m) = \tau_a \varepsilon_w L(T_s) + \varepsilon_a L(T_a) + \tau_a \rho_w L_{c\acute{e}u} \quad (2.1)$$

radiância medida	radiância do oceano	radiância da atmosfera	radiância do céu refletida pelo oceano
---------------------	------------------------	---------------------------	---

onde  $L_m$  é a radiância medida pelo satélite;  $L(T_s)$  é a radiância de corpo negro da superfície do mar a uma temperatura  $T_s$ ;  $L(T_a)$  é a radiância da atmosfera a uma temperatura  $T_a$  e  $L_{c\acute{e}u}$  é a radiância do céu.  $\tau_a$  é a transmitância da atmosfera,  $\varepsilon_a$  é a emissividade da atmosfera,  $\varepsilon_w$  é a emissividade da água e  $\rho_w$  é a reflectividade da água.

De acordo com a lei de Kirchoff, a emissividade atmosférica ( $\varepsilon_a$ ) é igual a  $1-\tau_a$  e a emissividade da água ( $\varepsilon_w$ ) é igual a  $1-\rho_w$ . Substituindo estas relações na equação (1) temos:

$$L_m(T_m) = \tau_a (1 - \rho_w) L(T_s) + (1 - \tau_a) L(T_a) + \tau_a \rho_w L_{c\acute{e}u} \quad (2.2)$$

Rearranjando os termos temos:

$$L_m(T_m) = \tau_a L(T_s) - \tau_a \rho_w L(T_s) \left[ 1 - \frac{L_{c\acute{e}u}}{L(T_s)} \right] + (1 - \tau_a) L(T_a) \quad (2.3)$$

Uma vez que o coeficiente de reflexão da água é pequeno (no termal), podemos eliminar o termo do meio do lado direito da igualdade, e a equação assume a forma:



$$L_m(T_m) = \tau_a L(T_s) + (1 - \tau_a) L(T_a) \quad (2.4)$$

Executando uma expansão em série de Taylor no termo  $L_m(T_m)$  para a temperatura da superfície do mar  $T_s$  e considerando somente os termos de primeira ordem, obtemos:

$$L_m(T_m) = L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_m - T_s) \quad (2.5)$$

Executando uma expansão semelhante para o termo  $L(T_a)$  temos:

$$L(T_a) = L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_a - T_s) \quad (2.6)$$

Substituindo as expansões (5) e (6) na equação (4) obtemos:

$$L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_m - T_s) = \tau_a L(T_s) + (1 - \tau_a) \left[ L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_a - T_s) \right] \quad (2.7)$$

Considerando que a absorção atmosférica nos canais termais é realizada principalmente pelo vapor d'água, a transmitância pode ser aproximada para  $\tau_a = \exp(-kW)$  onde  $k$  é o coeficiente de absorção e  $W$  é uma função do conteúdo de vapor d'água atmosférico. Assumindo que a transmitância atmosférica é próxima da unidade, podemos escrevê-la como uma função linear na forma  $\tau_a = 1 - kW$ . Substituindo esta relação na equação (7) obtemos:

$$L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_m - T_s) = (1 - kW)L(T_s) + kW \left[ L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_a - T_s) \right] \quad (2.8)$$

Rearranjando os termos:

$$\frac{\partial L(T_s)}{\partial T}(T_m - T_s) = kW \left[ \frac{\partial L(T_s)}{\partial T}(T_a - T_s) \right] \quad (2.9)$$

Finalmente temos:

$$T_m - T_s = kW(T_a - T_s) \quad (2.10)$$

Se fizermos medidas em 2 canais diferentes teremos 2 equações, ou seja:

$$T_1 - T_s = k_1 W(T_a - T_s) \quad (2.11a)$$

$$T_2 - T_s = k_2 W(T_a - T_s) \quad (2.11b)$$

Combinando-se as equações (11a) e (11b) temos as seguintes formas:

$$T_s = T_1 + \frac{k_1}{k_2 - k_1}(T_1 - T_2) = T_1 + \gamma_1(T_1 - T_2) \quad (2.12a)$$

$$T_s = T_2 + \frac{k_2}{k_1 - k_2}(T_2 - T_1) = T_2 + \gamma_2(T_2 - T_1) \quad (2.12b)$$

onde  $\gamma_1$  e  $\gamma_2$  são constantes.

Estas equações mostram que o “déficit” de temperatura em um canal com relação à temperatura da superfície ( $T_s - T_1$  ou  $T_s - T_2$ ), provocado pela absorção atmosférica do vapor d’água, é uma função linear da diferença de temperatura de brilho em dois diferentes canais.

A técnica multicanal foi primeiramente desenvolvida em por Anding e Kauth (1970), sendo depois aperfeiçoada por McMillin (1975) como a técnica “split window” para a obtenção da TSM por satélite. O nome “split-window”, se deve ao fato da janela atmosférica, existente na região entre 8 e 14  $\mu\text{m}$ , ser dividida em dois canais (centrados em 11 e 12  $\mu\text{m}$ ), de forma que um seja mais sensível ao vapor d’água atmosférico do que o outro. A intenção original desta técnica é remover os efeitos de contaminação atmosférica, obtendo-se assim uma melhor estimativa da temperatura de pele, em relação a temperatura medida apenas em um único canal. Posteriormente, devido ao fato do vapor d’água ser o absorvedor primário nesta região do espectro, a técnica foi também aplicada nas estimativas de água precipitável (Kleespies e McMillin, 1990).

### 2.1.2 - FORMULAÇÃO PRÁTICA

De uma maneira geral, a equação da temperatura da superfície do mar obtida por satélite é escrita da seguinte forma:

$$T_s = aT_i + b(T_i - T_j) + c \quad (13)$$

onde **i** e **j** representam medidas em diferentes canais ou comprimentos de onda e **a**, **b** e **c** são constantes determinadas de forma empírica. Se as aproximações realizadas forem corretas, pode-se esperar que **a**≈1 e **c**≈0.

McClain (1981) utilizou dados de temperatura e umidade de uma série de radiosondagens marítimas, com uma ampla distribuição geográfica e sazonal, para regiões livres de nuvens, como entrada em modelos de transmitância atmosférica para calcular as temperaturas de brilho em 3,7, 11 e 12  $\mu\text{m}$ . As relações entre a correção atmosférica e as várias combinações das diferenças de temperaturas de brilho entre os

canais, provaram ser lineares, com um espalhamento extremamente pequeno. Estas simulações foram conseqüentemente utilizadas para desenvolver os primeiros algoritmos multicanal de temperatura da superfície do mar (MCSST), através de regressões de  $(T_s - T_i)$  contra  $(T_i - T_j)$ , para várias combinações destes canais, de maneira a derivar equações MCSST sintéticas na forma:

$$T_s = T_i + b(T_i - T_j) + c \quad (14)$$

As constantes destas primeiras equações derivadas apresentaram erros padrões de previsão muito pequenos (intervalos de confiança estreitos para os coeficientes) mas, a aplicação destas equações revelou desvios de temperatura significativos em relação as temperaturas medidas em campo. McClain *et al.* (1983) utilizaram então um conjunto coincidente de dados de temperatura de satélite e de bóias fixas, separados espacialmente menos de 25 Km e temporalmente menos de 24 hs. Realizaram regressões entre as temperaturas medidas pelas bóias e as temperaturas previstas pelos algoritmos sintéticos, obtendo um termo de correção dependente da temperatura, pequeno mas significativo, para as diferenças médias satélite-bóia.

### 2.1.3 - CORREÇÕES PARA O ÂNGULO DE VISADA DO SENSOR

As radiâncias medidas em diversos canais decaem com altos valores de vapor d'água precipitável ou elevados ângulos zenitais do satélite ( $\theta$ ), sendo que as temperaturas de brilho decaem mais nos canais menos transmissivos.

O ângulo zenital do satélite depende do ângulo de varredura do sensor e da curvatura local da Terra. Este ângulo corresponde ao ângulo entre a reta, definida pela posição do sensor e pelo ponto imageado na superfície, e a vertical do local, em relação a este ponto imageado ( Figura 2.2). Quanto maior este ângulo, maior o caminho

percorrido pela radiação eletromagnética em direção ao sensor e, portanto, maior sua atenuação.

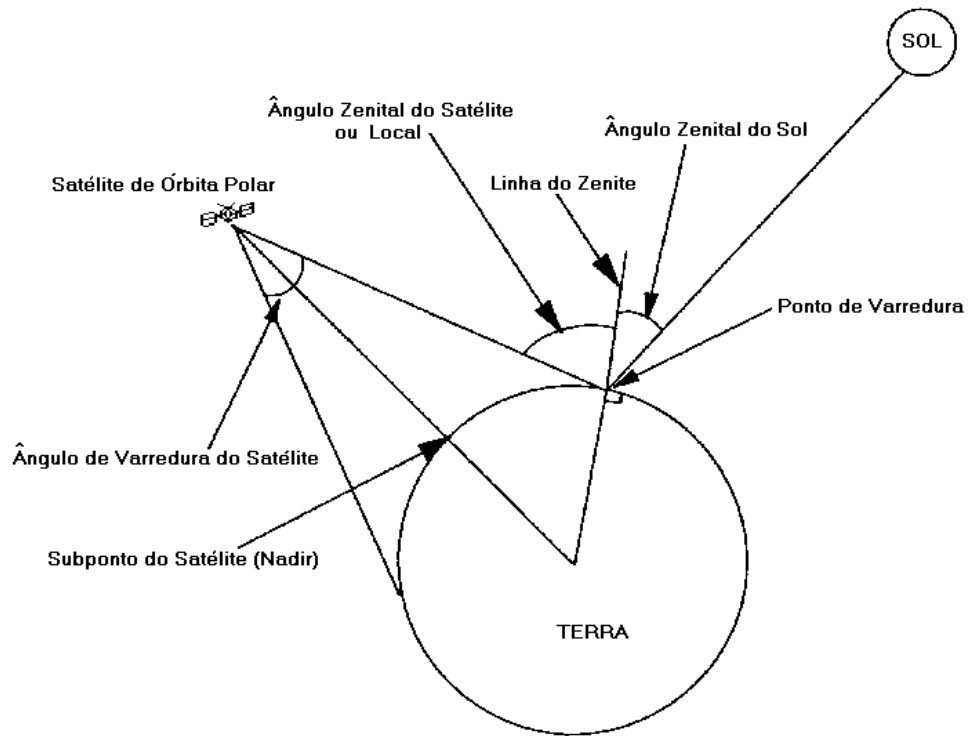


Fig. 2.2 - Relações angulares entre o satélite a Terra e o Sol.

FONTE: Adaptada de Kidwell (1995, p. 17)

Singh (1984), propôs a utilização de um termo de correção para o decaimento da radiância, pixel a pixel nas equações MCSST, relativo ao aumento do ângulo de visada a partir do nadir. Depois de testes e experimentos, McClain *et al.* (1985) verificaram que a adição de termos na forma  $\sec\theta-1$  ou  $(\sec\theta-1)(T_i-T_j)$  fornecem melhores resultados de temperatura para valores de ângulos zenitais do satélite entre  $40^\circ$  e  $53^\circ$ , quando se utiliza as equações MCSST. Para ângulos maiores que  $53^\circ$ , a adição destes termos é válida em equações noturnas que envolvem medidas em  $3.7\mu\text{m}$ , enquanto que nas equações diurnas, que usam medidas em  $11\mu\text{m}$  e  $12\mu\text{m}$ , ocorre uma

sobre estimação da TSM, não sendo recomendada a adição deste termo adicional. Para ângulos zenitais menores que  $40^\circ$  não existe diferença significativa entre a utilização ou não deste termo corretivo.

Como exemplo, pode-se observar na Figura 2.3 a distribuição dos ângulos zenitais do satélite ao longo de uma imagem AVHRR.

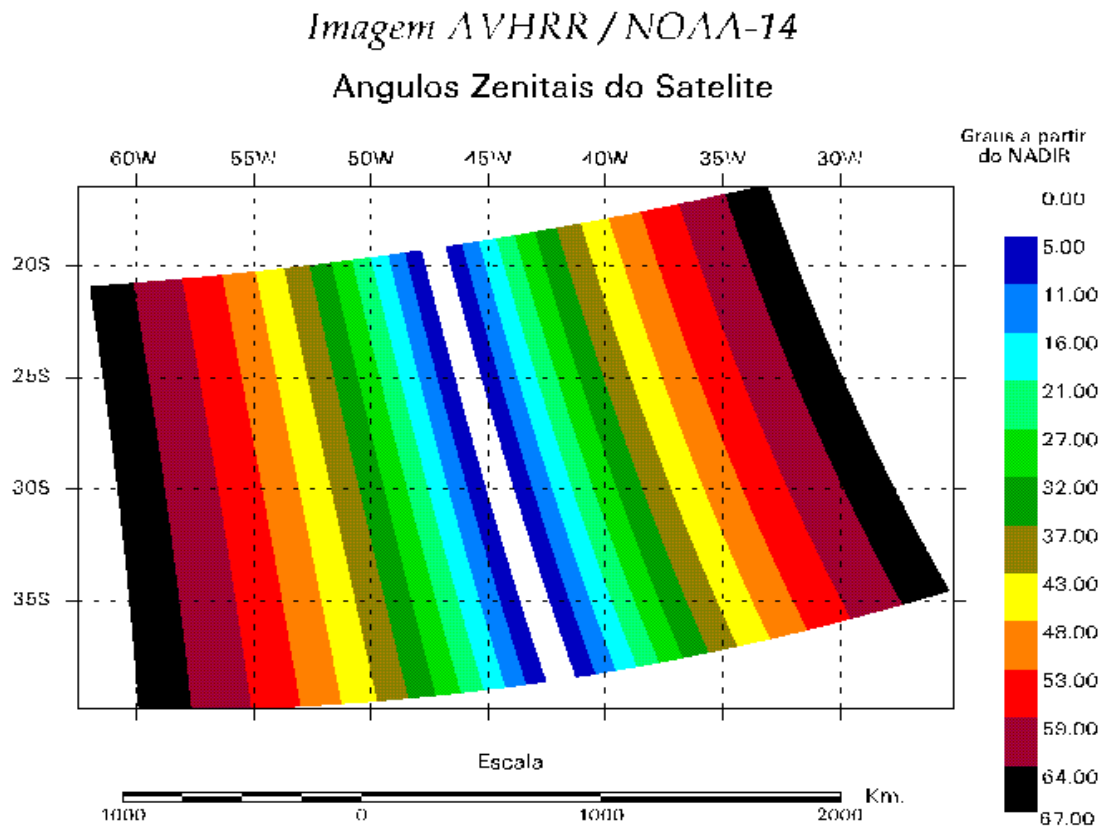


Fig. 2.3 - Imagem dos ângulos zenitais do satélite, fatiada a pseudo-cores.

#### 2.1.4 - ACURÁCIA DO MÉTODO

Segundo Strong e McClain (1984) e McClain *et al.* (1985), a acurácia global máxima obtida pelo método multicanal varia entre  $\pm 0,5^\circ$  e  $\pm 0,6^\circ\text{C}$ , enquanto para Barton (1995) a acurácia global dos algoritmos MCSST é de  $\pm 0,7^\circ\text{C}$ . Um valor médio

de  $\pm 0,68^{\circ}\text{C}$  foi obtido quando se comparou as temperaturas obtidas por satélite com temperaturas de bóia de deriva numa base de dados globais. Para Coll *et al.* (1993) o limite de acurácia que pode-se obter em latitudes médias com medidas AVHRR é de  $0,5^{\circ}\text{C}$ .

Para Bernstein (1982), o nível de incerteza que caracteriza as TSMs obtidas pelo sensor AVHRR é devido a uma variedade de fontes. O próprio radiômetro, possui um nível de ruído entre  $0,1^{\circ}\text{-}0,2^{\circ}\text{C}$ . Um erro adicional de  $0,1^{\circ}\text{-}0,2^{\circ}\text{C}$  pode ocorrer devido a presença de pequenas nuvens não detectáveis pelo campo de visada do radiômetro, assim como por efeitos atmosféricos não modelados no método e também por aerossóis. Além disto, deve-se ainda levar em consideração a diferença entre a temperatura de pele obtida pelo sensor e a temperatura medida *in situ*, a uma certa profundidade. No caso das bóias de deriva, esta temperatura pode variar de  $0,1^{\circ}\text{C}$  até  $0,5^{\circ}\text{C}$ , dependendo da intensidade da termoclina diurna e da posição do sensor de temperatura em relação a superfície média da linha d'água.

Bernstein e Chelton (1985) compararam estatísticas mensais das diferenças entre TSMs estimadas por satélite e medidas rotineiramente por navios, para um conjunto de imagens de satélite de novembro de 1979 a julho de 1982. Obtiveram RMSDs variando substancialmente de mês para mês e de satélite para satélite, com valores entre  $0,58^{\circ}$  e  $1,37^{\circ}\text{C}$ .

Pearce *et al.* (1989) compararam TSMs derivadas por diferentes algoritmos, utilizando os dados do sensor AVHRR (NOAAs 7 e 9), com medidas de navios em águas costeiras da Austrália Ocidental, entre julho de 1983 e dezembro de 1985. As medidas de temperatura foram feitas por termômetros de mercúrio em amostras de água coletadas por balde, a uma profundidade de 20 cm ou menos, garantindo uma acurácia estimada de  $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ . As RMSDs obtidas nas comparações satélite-navio foram em torno de  $0,6^{\circ}\text{C}$  para os melhores algoritmos utilizados.

Yokoyama e Tanba (1991) derivaram TSMs utilizando vários algoritmos MCSST diferentes, a partir de dados do sensor AVHRR do satélite NOAA 9. Ao comparar os resultados obtidos com temperaturas medidas por bóias ancoradas na Baía de Mutsu - Japão, entre abril de 1985 e outubro de 1987, os autores obtiveram valores de RMSD variando entre 0,56° e 2,31°C, dependendo do algoritmo utilizado.

### 2.1.5 - LIMITAÇÕES DA TÉCNICA

As estimativas globais da acurácia do algoritmo MCSST obtidas por Strong e McClain (1984) demonstraram a sua funcionalidade. Entretanto, em condições atmosféricas muito úmidas, as simplificações assumidas no método são duvidosas, uma vez que a transmitância é reduzida e a aproximação linear  $\tau_a = 1 - kW$  não é mais válida (Walton, 1988).

Problemas adicionais aparecem em atmosferas polares frias e secas. O coeficiente de absorção devido ao vapor d'água é consideravelmente menor na janela atmosférica de 3.7 $\mu$ m do que na janela de 10-12 $\mu$ m, enquanto que a absorção pelos gases homogeneamente misturados como o CO<sub>2</sub> e o N<sub>2</sub> é muito maior. Então, o coeficiente de absorção efetivo em 3.7 $\mu$ m, que inclui a absorção pelos gases misturados e pelo vapor d'água, passa de menor a maior do que o coeficiente de absorção efetivo em 10-12 $\mu$ m, a medida que o teor de vapor d'água diminui de uma atmosfera tropical quente e úmida para uma atmosfera polar fria e seca. Além disto, o vapor d'água é considerado um gás traço na atmosfera polar, de forma que a suposição assumida no método de que o vapor d'água é o principal absorvedor, também não é mais válida.



## 2.1.6 - ALGORITMOS NÃO LINEARES

Walton (1988) desenvolveu um algoritmo multicanal onde a relação TSM x temperatura de brilho passa a ser não linear (Cross Product Sea Surface Temperature-CPSST). O novo algoritmo, possui a mesma forma do MCSST ( $T_s = T_i + \gamma(T_i - T_j)$ ) mas, o parâmetro  $\gamma$ , antes tratado como uma constante, passa a ser uma função da temperatura de brilho da seguinte forma:

$$\gamma = \frac{a_0 + a_1 T_j}{b_0 + b_1 T_i + b_2 T_j} \quad (2.15)$$

onde  $T_i$  e  $T_j$  são temperaturas de brilho em dois diferentes comprimentos de onda na região espectral do infravermelho termal e  $\mathbf{a}_0$ ,  $\mathbf{a}_1$ ,  $\mathbf{b}_0$ ,  $\mathbf{b}_1$ ,  $\mathbf{b}_2$  são constantes.

Segundo Walton *et al.* (1990), esta alteração propiciou uma melhor acurácia da TSM calculada para condições atmosféricas extremas, como regiões polares frias e secas ou regiões tropicais quentes e úmidas. Assim sendo, o algoritmo CPSST passou a ser utilizado operacionalmente pela NOAA em março de 1990 no satélite NOAA-11. Em abril de 1991, após uma série de regressões com dados de bóias, o algoritmo CPSST foi substituído pelo algoritmo Non Linear SST( NLSST) que possui a seguinte forma:

$$T_s = aT_i + b(T_{est})(T_i - T_j) + c \quad (16)$$

onde  $T_{est}$  é uma estimativa *à priori* da temperatura da superfície do mar em graus Celcius e  $\mathbf{a}$ ,  $\mathbf{b}$  e  $\mathbf{c}$  são constantes determinadas *à priori* através de regressões com dados de campo.

Esta temperatura estimada, deve ser obtida, preferencialmente, baseada apenas em informações de satélite, ou combinada com médias climatológicas.

Operacionalmente, pode-se utilizar o algoritmo MCSST numa etapa preliminar para se obter esta estimativa de temperatura.

### **2.1.7 - DESCRIÇÃO DOS TIPOS DE ALGORITMOS**

Os algoritmos para correção atmosférica multicanal vêm sendo usados operacionalmente pela NOAA/NESDIS desde novembro de 1981. Para cada satélite, existe uma série de equações diurnas (day) e noturnas (night), que variam de acordo com a metodologia (MCSST, CPSST ou NLSST), o número e o comprimento de onda dos canais utilizados. Os algoritmos que empregam 3 canais (3.7 $\mu$ m, 11 $\mu$ m e 12 $\mu$ m) são chamados “triple window” e utilizados somente a noite. Entre os algoritmos que empregam dois canais temos o “dual window” que utiliza canais em diferentes janelas atmosféricas (3.7 $\mu$ m e 11 $\mu$ m) e o “split window” que utiliza canais dentro da mesma janela atmosférica (11 $\mu$ m e 12 $\mu$ m). Uma descrição mais detalhada do histórico e evolução destes algoritmos pode ser encontrada em Kidwell (1995).

Atualmente, encontram-se operacionalmente em uso os seguintes tipos de algoritmos:

diurnos: NLSST DAY SPLIT  
MCSST DAY SPLIT

noturnos: NLSST NIGHT TRIPLE  
NLSST NIGHT DUAL  
NLSST NIGHT SPLIT  
MCSST NIGHT SPLIT

### **2.1.8 - ALGORITMOS FUTUROS**

Os algoritmos atualmente usados na determinação da temperatura da superfície do mar possuem coeficientes que são determinados através de regressões entre dados de satélite e dados de campo. Além disto, estes algoritmos foram concebidos para aplicação global, não levando em consideração a latitude, clima ou a localização espacial dos dados, embora os coeficientes dos algoritmos não lineares tenham uma fraca dependência da temperatura de brilho. Por causa desta aplicação global, os algoritmos de TSM possuem erros inerentes, devidos à influência do clima local.

Yu e Barton (1994), apresentam um novo método que não se baseia em regressões para a determinação dos coeficientes. Através da variação espacial da temperatura de brilho numa área pequena, conseguiram derivar coeficientes para utilizar no algoritmo. Desta forma, o campo de TSM pode ser derivado em qualquer local sem a necessidade de coeficientes pré-determinados. A acurácia no novo método, quando testada com dados de navio, mostrou uma pequena melhoria em comparação aos métodos tradicionais. Entretanto, esta nova metodologia precisa ainda de um longo período de testes e simulações antes de ser aprovada operacionalmente.



## **CAPÍTULO 3**

### **DADOS**

#### **3.1 - IMAGENS DE SATÉLITE**

As imagens de satélite utilizadas neste trabalho foram geradas a partir dos dados do sensor AVHRR-II, a bordo dos satélites NOAA-11 e NOAA-12, e no período de fevereiro de 1993 a junho de 1994. As imagens foram adquiridas entre 9:30 e 11:00 GMT para o satélite NOAA 11 e entre 18:30 e 20:56 GMT para o satélite NOAA 12.

Estes satélites voam a uma altitude aproximada de 850 Km, possuem órbita heliossíncrona quase polar (inclinação de 99° com o eixo do Equador) e um período orbital de 102 minutos aproximadamente. O ciclo de repetição das órbitas é de 9 dias.

Estas imagens foram recebidas no modo de leitura direta de alta resolução, pela estação de recepção NOAA/HRPT do INPE, situada em Cachoeira Paulista-SP. Os dados foram gravados em fitas magnéticas do tipo CCT de alta capacidade (6250 BPI), no formato 1-B, e encaminhados ao INPE de São José dos Campos para posterior processamento e cálculo da temperatura da superfície do mar.

Segundo Kidwell (1995), o formato 1-B consiste de dados brutos que tiveram um controle de qualidade aplicado, sendo gravados em conjuntos de dados discretos, com informações para calibração e posicionamento na Terra presentes, mas não aplicadas. O processamento dos dados e cálculo da TSM serão detalhadamente explicados na seção 4.2.

Cabe ressaltar que devido a problemas operacionais, as imagens do satélite NOAA-12 não foram recebidas entre outubro de 1993 e junho de 1994. O número de imagens disponíveis em cada mês, assim como informações sobre o horário de passagem e o número do satélite podem ser observadas no Apêndice 1.

### 3.1.1 - O SENSOR AVHRR-II

O AVHRR-II é um radiômetro de cinco canais, instalado a bordo dos satélites NOAA da série TIROS-N. Possui um ângulo de varredura de 55,4° para cada lado do nadir, com uma cobertura total de varredura no terreno de aproximadamente 2700 Km. O ângulo de visada instantâneo é de 1,3 mrad, conferindo uma resolução espacial no terreno da ordem de 1,1x1,1 Km no nadir e de 2,4x6,9 Km para os ângulos máximos de varredura.

Os cinco canais do sensor AVHRR-II são distribuídos do visível ao infravermelho termal, de acordo com a Tabela 3.1 abaixo.

TABELA 3.1 - DISTRIBUIÇÃO DOS CANAIS DO SENSOR AVHRR-II

Canal	Intervalo Espectral ( $\mu\text{m}$ )	Tipo de Espectro
1	0,55 - 0,68	luz solar refletida no visível
2	0,72 - 1,10	luz solar refletida no infravermelho (IR) próximo
3	3,55 - 3,93	IR solar refletido e IR emitido
4	10,33 - 11,3	IR termal emitido
5	11,5 - 12,5	IR termal emitido

Os canais 1 e 2 medem a luz refletida nas regiões do visível e infravermelho próximo respectivamente, enquanto os canais 3, 4 e 5 são dominados pela radiação emitida pela superfície. O canal 3 possui a vantagem de ser muito pouco afetado pelo vapor d'água atmosférico, entretanto, possui uma parcela substancial de radiação solar refletida, sendo, portanto, utilizado somente à noite. Os canais 4 e 5 são mais afetados pelo vapor d'água, não sendo entretanto contaminados pela radiação solar refletida.

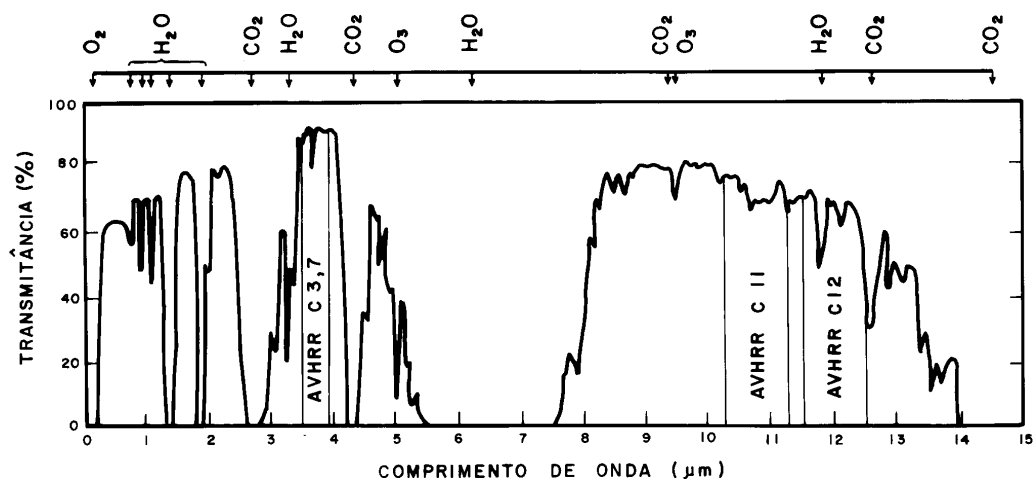


Fig. 3.1 - Distribuição dos canais termais do sensor AVHRR ao longo do espectro.

FONTE: Adaptada de Lillesand e Kiefer (1987, p. 403).

Segundo Strong e McClain (1984), na janela atmosférica de 10 a 12  $\mu\text{m}$  (canais 4 e 5), o nível de ruído do AVHRR é extremamente baixo ( $\leq 0,1^\circ\text{K}$ ), enquanto que os dados obtidos na janela atmosférica de 3.7  $\mu\text{m}$  ( canal 3) possuem um nível de ruído aceitável ( $\leq 0,2^\circ\text{K}$ ) somente até os 12 primeiros meses após o lançamento, devido a contaminação crescente por interferências elétricas. Felizmente, existem procedimentos para reduzir com sucesso o ruído do canal 3, que é complexo mas coerente, para níveis comparáveis aos do momento do lançamento.

Os canais termais, combinados entre si, permitem corrigir o efeito atenuador do conteúdo variável de vapor d'água na atmosfera, e desta forma derivar temperaturas da superfície do mar muito mais acuradas do que era possível com os sensores de gerações anteriores.

As cinco bandas espectrais do sensor AVHRR são digitalizadas em uma resolução de 10 bits (1024 níveis), em incrementos iguais de energia. As calibrações dos canais 1 e 2 são baseadas inteiramente em testes de pré-lançamento e os dados são expressos em termos de albedo solar percentual. Uma leitura de 100%, corresponde a radiância de uma superfície lambertiana perfeita, iluminada numa incidência normal pela radiação solar.

Os canais 3, 4 e 5, no infravermelho termal, são calibrados radiometricamente a bordo do satélite para cada linha de varredura. Em cada rotação do espelho de varredura, os sensores imageiam a Terra abaixo, seguindo-se uma visada de um alvo de corpo negro interno e do espaço. A temperatura deste alvo, é medida por quatro termômetros de resistência de platina (PRTs), montados no próprio alvo.

A calibração em órbita, é feita portanto com a visada do espaço e do corpo negro interno, o que fornece dois pontos na curva de calibração, suficientes para determinar apenas uma aproximação a uma linha reta. Esta aproximação linear é aplicada para a determinação da radiância das cenas em cada canal, de acordo com a fórmula abaixo:

$$E_i = S_i \times C + I_i \quad (3.1)$$

onde  $E_i$  é um valor de radiância para o canal  $i$  em miliwatts/m<sup>2</sup>.esteroradiano.cm.  $C$  é um valor de nível digital (ND) do sensor, variando de 0 a 1023 (10 bits).  $S_i$  e  $I_i$  são o ganho e o intercepto respectivamente, determinados pela calibração do sensor descrita acima e expressos em miliwatts/m<sup>2</sup>.esteroradiano.cm.



A conversão de radiância para temperatura de brilho é feita utilizando-se a equação inversa de radiação de Planck:

$$T(E) = \frac{c_2 \nu}{\ln\left(1 + \frac{c_1 \nu^3}{E}\right)} \quad (18)$$

onde  $T$  é a temperatura de brilho (°K) para uma radiância de valor  $E$  em cada canal.  $\nu$  é o número de onda central do canal ( $\text{cm}^{-1}$ ) e depende do intervalo de temperatura considerado.  $C_1$  e  $C_2$  são constantes:

$$C_1 = 1.1910659 \times 10^{-5} \text{ miliwatts/m}^2 \cdot \text{esteroradiano} \cdot \text{cm}^{-4}$$

$$C_2 = 1.438833 \text{ cm} \cdot \text{K}$$

A temperatura “aparente” ou “de brilho” é definida como a temperatura de um emissor perfeito (corpo negro) necessária para produzir a mesma emitância de um corpo real, num dado comprimento de onda (Robinson, 1985).

Para o canal 3, que usa um detetor de antimoneto de índio (InSb), a calibração é altamente linear, utilizando-se, portanto, uma aproximação linear em órbita para determinação das radiâncias. Os canais 4 e 5, usam detetores de telureto de cádmio mercúrio (HgCdTe), que fornecem uma calibração ligeiramente não linear. Neste caso, deve se proceder uma correção não-linear para se determinar com mais precisão os valores de radiância ou temperatura de brilho nestes canais.

A correção não linear, até o satélite NOAA 12, é realizada através da adição de desvios de temperatura, tabelados para intervalos de temperatura de brilho da cena de 5°C, e para diferentes temperaturas do alvo interno. Desta forma, para se aplicar a correção apropriada para cada temperatura de cena, deve-se conhecer também

a temperatura do corpo negro interno e consultar a tabela, interpolando-se os valores de correção em linha e/ou coluna quando necessário.

A partir do NOAA 14, a correção não linear passou a ser utilizada seguindo a metodologia proposta por Steyn-Ross *et al.* (1992), que descobriram uma forma particularmente simples, aplicando a correção não linear sobre as radiâncias, o que a torna dependente apenas da temperatura do alvo de calibração interno.

Esta nova formulação, elimina a necessidade de se interpolar temperaturas em tabelas e permite que a correção seja aplicada tanto antes da conversão para temperatura de brilho quanto depois. Na metodologia, são determinados três coeficientes de uma equação quadrática para cada instrumento e canal, de forma que esta equação quadrática pode ser usada para computar uma radiância corrigida a partir de uma radiância “linear”, de acordo com a fórmula abaixo:

$$Rad = A \times R_{lin} + B \times R_{lin}^2 + C \quad (19)$$

onde **Rad** é a radiância corrigida, **A**, **B** e **C** são coeficientes e **R<sub>lin</sub>** é a radiância linear calculada em (17).

Devido a um erro no programa de geração do formato 1-B dos dados AVHRR na estação do INPE em Cachoeira Paulista-SP, a correção não-linear para os satélites NOAA 11 e 12 foi aplicada de forma aproximada, isto é, em vez da temperatura média dos PRT's, utilizou-se um valor médio padrão sugerido pela NOAA. Desta forma, ao invés de determinar a temperatura média real do corpo negro interno, o programa PC-Seapak aplica um valor médio de 288,15°K (15,15°C). O impacto desta correção aproximada sobre as TSMs finais calculadas será avaliado mais adiante neste trabalho.

### 3.2 - BÓIAS DE DERIVA

As bóias de deriva utilizadas neste trabalho foram lançadas pela equipe do INPE, como parte do projeto COROAS-Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul, e operaram no período de maio de 1993 a junho de 1994 (Tabela 3.2). Este projeto faz parte do experimento mundial para o estudo da circulação dos oceanos-WOCE. Os dados destes derivadores são utilizados no estudo das variações espaço-temporais da Corrente do Brasil e de suas feições de meso-escala associadas, como os meandros e vórtices.

TABELA 3.2 - DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL DE OPERAÇÃO DOS DERIVADORES

				1	9	9	3						1	9	9	4	
LCD#	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun
3178	X	X	X	X	X	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
3179	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	...	...	...	...
3180	X	X	X	X	X	X	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
3181	X	X	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
3182	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	...	...	...	...
3183	...	...	...	...	...	X	X	X	X	X	...	...	...	...	...	...	...
3184	...	...	...	...	...	X	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
3185	...	...	...	...	...	X	X	X	X	X	X	X	X	X	...	...	...
3186	...	...	...	...	...	X	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
3187	...	...	...	...	...	X	X	X	X	X	X	X	X	X	...	...	...
3188	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	X	X	...	...	...	...
3189	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	X	X	X	X	X	X
3190	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	X	X	X	X	X	X
3191	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	X	X	X	X	X	X
3192	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	X	X	X	X	X	X

Os derivadores lançados, são constituídos de uma bóia esférica de flutuação em sua parte superior, com aproximadamente 35 cm de diâmetro. Nesta bóia

são acondicionados o sensor de temperatura (termistor), as baterias para fornecimento de energia, uma antena e uma plataforma para transmissão de dados (PTT) pelo sistema Argos. Na parte inferior, estes derivadores possuem uma longa vela de formato cilíndrico com 7 metros de comprimento, do tipo “meia furada”, para aumentar o arrasto com a água, inserindo a bóia na corrente oceânica e conseqüentemente diminuindo a ação do vento sobre a mesma. Devido à simplicidade de concepção e ao baixo custo de fabricação, estas bóias são denominadas derivadores de baixo custo-LCDs ( Figura 3.1).

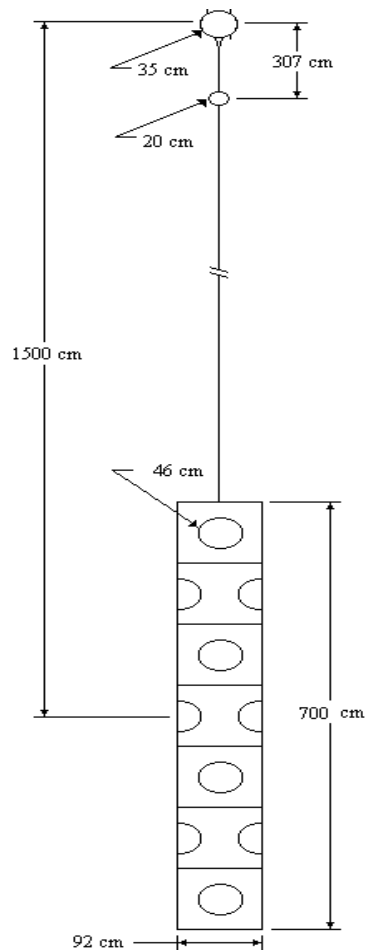


Fig. 3.2 - Esquema do derivador de baixo custo (LCD)  
FONTE: Sybrandy *et al.*, (1995).

Os termistores destes derivadores são capazes de fornecer valores de temperatura entre  $-5^{\circ}\text{C}$  e  $45^{\circ}\text{C}$ , que são transmitidos para o sistema Argos com uma resolução de 10 bits, resultando numa precisão aproximada de  $0,05^{\circ}\text{C}$ . Segundo seu fabricante (YSI,1993), a acurácia dos termistores é próxima de  $0,15^{\circ}\text{C}$ .

O sistema Argos, oferece a capacidade de localização de plataformas fixas ou móveis e a coleta de dados ambientais através dos satélites operacionais de órbita polar da série NOAA. Cada satélite é equipado com um sistema de coleta de dados e localização (DCLS), que recebe e retransmite em tempo real, ou grava a bordo, todas as transmissões das plataformas que se encontram visíveis durante a passagem do satélite.

As transmissões das plataformas gravadas a bordo dos satélites, durante uma revolução orbital, são descarregados sobre uma das três estações receptoras, Wallops Island (Virgínia, USA), Fairbanks (Alaska, USA), ou Lannion (França), dependendo da estação que estiver mais próxima para aquela órbita. (Manual Argos, 1989). Estas estações retransmitem os dados de forma direta ou indireta para os Centros Globais de Processamento Argos (GPCs), situados em Landover (Maryland, USA) e Toulouse (França).

Os dados transmitidos pelo satélite em tempo real são recebidos pelas Estações de Recepção Regionais (RRSs) por meio de VHF ou banda-S. Nesta modalidade, tanto a plataforma quanto a estação regional devem estar dentro do campo de visada do satélite para que a recepção seja possível. Existem estações de cobertura regional espalhadas pelo mundo todo, em várias universidades e centros de pesquisas, inclusive no INPE

Embora todas as plataformas transmitam no mesmo intervalo de frequência, (entre 401,646 e 401,654 Mhz), o receptor a bordo do satélite recebe um número diferente de frequências, devido ao efeito Doppler, provocado pelo movimento

relativo entre o satélite e as plataformas. A localização da plataforma, é determinada pelo cálculo do efeito Doppler nas frequências recebidas dentro de um sobrevôo, visto que as frequências transmitidas pela PTT são praticamente idênticas.

O campo dentro do qual se localiza o sinal transmitido pela plataforma assume a forma de um semi-cone, com o satélite em seu ápice e o vetor velocidade definindo o traçado de simetria. Um cone de localização é obtido para cada medida Doppler. Quando diferentes cones de localização interceptam a esfera de altitude da plataforma (o nível médio do mar, no caso dos derivadores), obtêm-se as possíveis posições da plataforma, que são simétricas em relação à trajetória do satélite.(Figura 3.3).

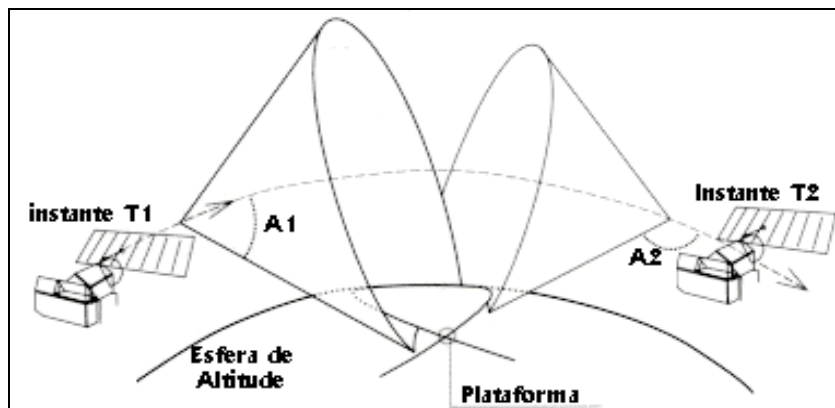


Fig. 3.3 - Localização da plataforma pelo sistema Argos.

FONTE: ARGOS(1989, cap. 7, p.10).

Para que seja possível determinar qual das posições é a correta, são utilizadas informações adicionais, como a previsão das velocidades possíveis da plataforma, a posição inicial desta (baseado na localização anterior), parâmetros relacionados à órbita do satélite e medições precisas de tempo (Assireu, 1997).

O sistema de processamento Argos calcula a posição das plataformas para as quais no mínimo quatro mensagens tenham sido coletadas, e que tenha um intervalo mínimo de 240 segundos entre a primeira e a última mensagem. Dependendo do número de mensagens coletadas, do intervalo mínimo entre a primeira e última mensagens recebidas e da estabilidade do transmissor a bordo do LCD, obtém-se a posição da plataforma com uma acurácia de localização entre 150 metros e 1 Km.





## CAPÍTULO 4

### ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo deste trabalho foi definida em função da distribuição geográfica dos derivadores lagrangeanos disponíveis. Ela abrange a costa sul-sudeste brasileira, entre as latitudes de 22°S a 34°S, e também a região de plataforma adjacente ao estuário do Rio da Prata, entre 34°S e 38°S (Figura 4.1).

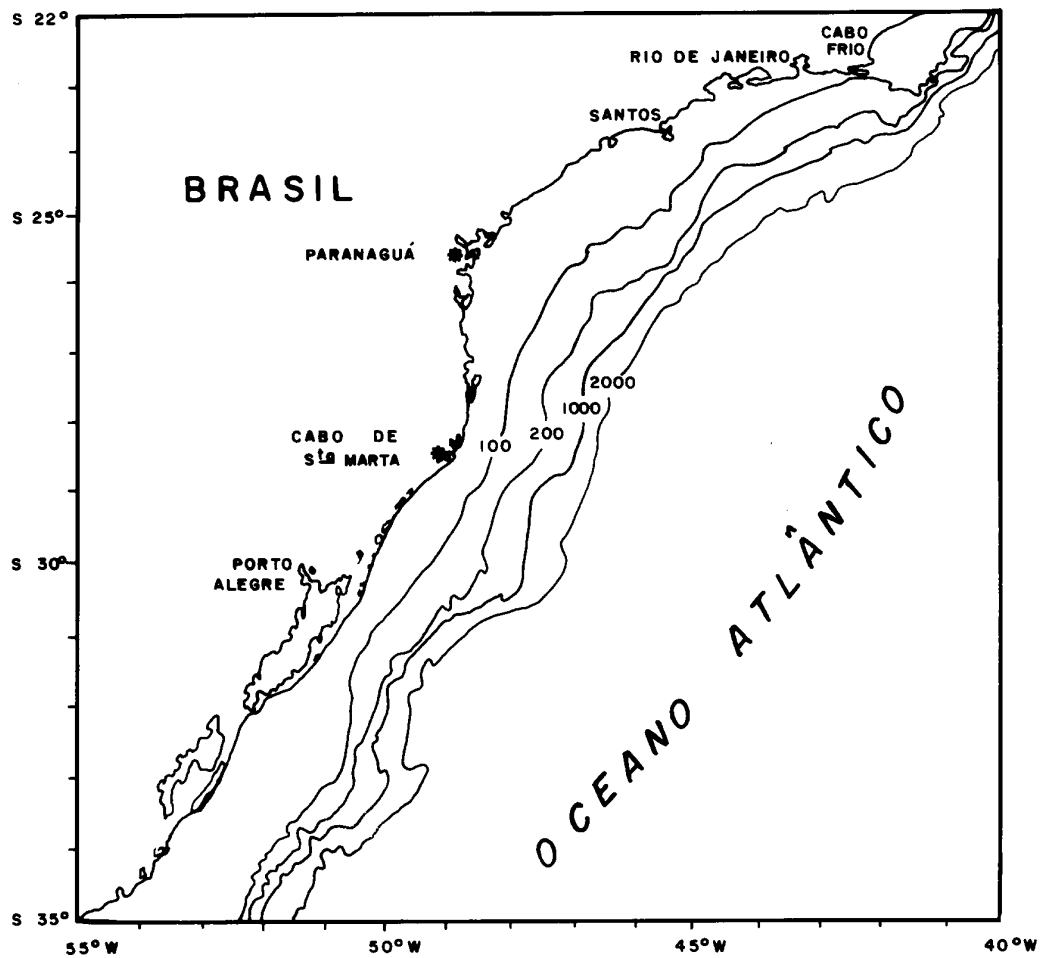


Fig. 4.1 - Área de Estudo.

#### 4.1 - CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A maioria dos derivadores encontra-se distribuída sobre a região de plataforma continental e de talude, desde o Cabo Frio-RJ até a região sul adjacente ao Estuário do Prata-Argentina.

A orientação geral da linha da costa é NE-SW, com exceção da região situada entre o Cabo Frio-RJ (23°S) e o extremo oeste da baía da Ilha Grande-RJ, onde a orientação é E-W; e da região situada entre a Baía de Paranaguá-PR (25°30'S) e o Cabo de Santa Marta-SC (28°40'S), onde a orientação é N-S.

Entre o Cabo Frio e o Cabo de Sta Marta encontra-se uma das principais regiões geomorfológicas da plataforma continental brasileira: a Bacia de São Paulo, também conhecida como Plataforma Continental Sudeste (PCSE), apresentando forma aproximada de lua crescente. A parte mais larga, com 230 km, está localizada em frente a Santos, e as partes mais estreitas nas proximidades de Cabo Frio, com 50 km, e Cabo de Santa Marta, com 70 km.

O comprimento total da PCSE é de aproximadamente 1.000 km, apresentando topografia suave, com as isóbatas dispendo-se paralelamente à linha da costa. Exceção ocorre para algumas poucas ilhas grandes, geralmente situadas nas proximidades da costa, como Ilha Grande, Ilha de São Sebastião, Ilha de São Francisco e Ilha de Santa Catarina, além de muitas ilhas pequenas, situadas geralmente no interior de baías. A profundidade de quebra da plataforma continental varia entre 120 m e 180 m, e a área total da PCSE é de cerca de 150.000 km<sup>2</sup> (Zembruski citado por Castro Filho *et al.*, 1994).

Após o Cabo de Santa Marta, em direção ao Chuí, temos a Plataforma Continental Sul (PCS), que estende-se até a boca do estuário do Prata. As mesmas condições de suavidade da topografia, e de largura acentuada da plataforma continental,

projetam-se na PCS. O comprimento aproximado é de cerca de 750 km, com largura aproximada de 120 km. (Castro Filho *et al.*, 1994). A região de plataforma em frente ao estuário do Rio da Prata apresenta características semelhantes as da PCS.

## 4.2 - CARACTERIZAÇÃO OCEANOGRÁFICA

A circulação superior do Atlântico Sul é caracterizada principalmente por um grande giro anticiclônico subtropical, que se estende da superfície até cerca de 200m de profundidade nas proximidades do equador, e até cerca de 800m, próximo a convergência subtropical (Pickard, 1990). O giro subtropical com a representação esquemática das principais correntes pode ser observado na Figura 4.2.

A principal causa da circulação no Atlântico Sul é o cisalhamento do vento de sudeste sobre o mar entre o equador e 10°S-15°S, gerando a Corrente Sul Equatorial (CSE), que se desloca no sentido oeste em direção à costa da América Meridional. Ao atingir as costas da América, próximo ao Cabo de São Roque (5°30'S), a CSE se bifurca, com uma parte da corrente fluindo através do equador em direção ao Atlântico Norte, gerando a Corrente Norte do Brasil. A outra parte volta-se para o sul, recebendo o nome de Corrente do Brasil (CB) (Peterson e Stramma, 1991).

A Corrente do Brasil (CB) flui para sul ao longo da margem continental brasileira como parte da corrente de contorno oeste do giro subtropical do Atlântico Sul. Ao encontrar-se com a Corrente das Malvinas (CM) entre 33° e 38°S, a CB volta-se para leste formando a Convergência Subtropical ou Extensão da Corrente do Brasil (Olson *et al.*, 1988). A Convergência Subtropical (CS) marca o limite hidrográfico entre o giro subtropical do Atlântico Sul e a Corrente Circumpolar Antártica.

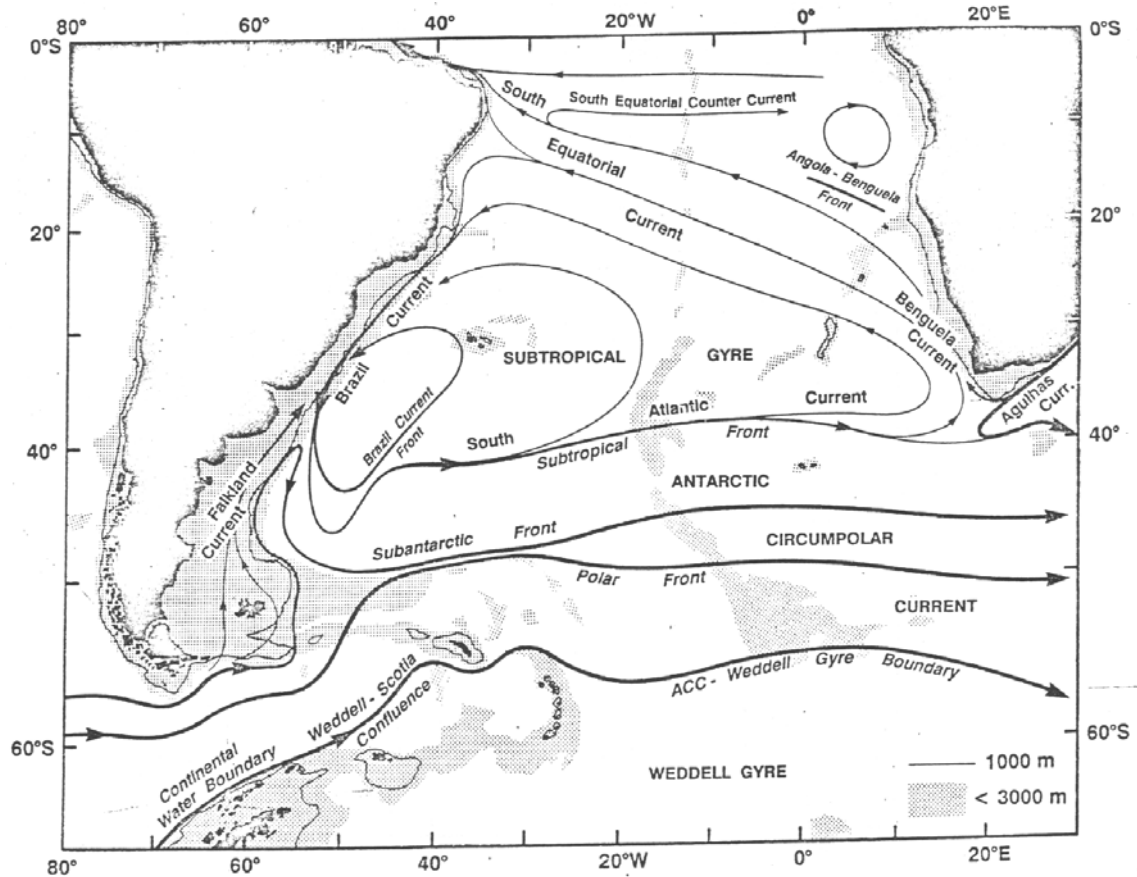


Fig. 4.2 - Principais correntes superficiais do Atlântico Sul.

FONTE: Peterson e Stramma (1991, p. 4).

A CS segue para leste em direção zonal pelo Atlântico, até encontrar as costas da África, onde volta-se para norte misturando-se com a Corrente de Benguela (Pickard,1990). No extremo NE do giro subtropical, a Corrente de Benguela volta-se para oeste, tornando a alimentar a CSE. Nesta região, CSE é também alimentada pela Contra Corrente Equatorial e pela Corrente da Guiné (Garfield, 1990).

Na região da costa sul sudeste do Brasil, dentro da área de estudo descrita, podemos destacar quatro feições oceanográficas superficiais, que possuem assinaturas termais, sendo portanto identificáveis nas imagens AVHRR/NOAA. A Corrente do Brasil (CB), com seus vórtices e meandros de mesoescala associados; a

ocorrência de ressurgências ao longo de vários trechos da costa; a penetração do ramo costeiro da Corrente das Malvinas (CM); e o encontro entre a CB e a CM, na Convergência Subtropical constituem as principais feições oceanográficas da região.

#### **4.2.1 - A CORRENTE DO BRASIL (CB)**

A Corrente do Brasil (CB) domina a margem oeste do giro subtropical superficial do Atlântico Sul. A medida em que flui para sul, a CB se resfria e se torna menos salina, refletindo tanto as trocas do oceano com a atmosfera, quanto a mudança da composição de suas águas, devido à mistura com outras águas adjacentes.

A Água Tropical (AT) é a constituinte básica da Corrente do Brasil até a região de Cabo Frio (23°S), onde o transporte de calor começa a aumentar. A partir desta região, em direção a sul, tanto a Água Costeira (AC) quanto a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), provavelmente oriunda da recirculação do giro subtropical, contribuem para este aumento de transporte. Por volta de 30° S a Água Tropical tornam-se uma constituinte minoritária da CB (Garfield, 1990).

Estimativas de transporte da CB apontam que sua frente está situada dentro da isóbata de 200m, indicando que o fluxo em direção à sul ocorre sobre os dois terços externos da plataforma continental. Dados de satélite e amostragens da estrutura vertical da CB, utilizando perfiladores Pégasus, indicam que a CB é uma feição contínua e regular ao longo da costa sul-sudeste brasileira (Garfield, 1990).

A análise das imagens AVHRR/NOAA sugere que o fluxo da CB segue a orientação da linha de quebra da plataforma. Nas imediações dos principais cabos, pode-se observar com mais frequência a ocorrência de uma série de instabilidades dinâmicas frontais na corrente, com a geração de meandros e vórtices. Entre essas feições, a ocorrência de grandes meandros e vórtices semi-permanentes ( $\pm 100$  Km de

diâmetro) ao largo do Cabo de São Tomé e do Cabo Frio merecem destaque. Também é notável a ocorrência destas feições ao largo do Cabo de Sta. Marta.

A partir de 32°S, em direção ao sul, observa-se o gradativo afastamento da CB em relação à plataforma continental até a região da Convergência Subtropical.

#### **4.2.2 - O RAMO COSTEIRO DA CORRENTE DAS MALVINAS (CM)**

A Corrente das Malvinas (CM), também conhecida como *Falklands*, é originada da Corrente Circumpolar Antártica. Flui na direção nordeste ao longo da costa argentina, até a região da Convergência Subtropical, onde se bifurca, sendo que a maior parte da corrente ingressa na Convergência e uma parte menor penetra sobre a plataforma continental em direção ao norte, caracterizando um ramo costeiro da CM.

A intrusão deste ramo costeiro, constitui um dos principais processos oceanográficos que influenciam a dinâmica da plataforma sul-sudeste do Brasil, durante o período de inverno. Estas águas frias e de baixa salinidade, de origem sub-antártica, transportadas para norte pela CM, dividem a dinâmica da região, com as águas quentes e salinas de origem tropical transportadas pela Corrente do Brasil (CB) (Stevenson *et al.*, 1997).

Análises de imagens AVHRR/NOAA mostram que durante o inverno este ramo costeiro da CM penetra mais intensamente sobre a plataforma continental brasileira, deslocando a CB mais para fora da plataforma (Campos *et al.*, 1995). Esta penetração costeira da CM apresenta águas com temperaturas de 14°C entre 30° e 27°S. Devido a processos de mistura sobre a plataforma continental, esta língua fria atinge 20°C em 23,5°S-43,5°W, seu limite norte de penetração observado (Silva Jr. *et al.*, 1996).

#### **4.2.3 - A CONVERGÊNCIA SUBTROPICAL**

A região do Atlântico Sudoeste onde a quente e salina CB encontra-se com a fria e menos salina CM, formando a Convergência Subtropical (CS), é também denominada região da Confluência Brasil-Malvinas. Esta região está localizada ao largo das costas argentina e uruguaia, entre 30°S-52.5°S e 65°W-40°W, e é caracterizada por um forte contraste termohalino (frente Brasil-Malvinas) (Olson *et al.*, 1988) Somadas a estas duas águas, podemos ainda encontrar na região a contribuição de águas de origem continental provenientes da Lagoa dos Patos e do próprio estuário do Rio da Prata.

Nesta região, onde a CB encontra a CM, temos a ocorrência de intensa atividade em mesoescala, com a formação de diversos vórtices que são advectados e se propagam para leste junto a CS (Gordon, 1989).

#### **4.2.4 - RESSURGÊNCIAS COSTEIRAS**

Quando o transporte de Ekman sobre a região costeira possui componente predominantemente perpendicular em relação a linha de costa e aponta para o oceano aberto, as camadas de água superficiais são empurradas para fora da costa, provocando divergência costeira e resultando num movimento vertical para cima. Desta forma, as camadas inferiores de águas mais frias e ricas em nutrientes afloram a superfície, sendo este fenômeno conhecido como ressurgência.

A presença destas águas ressurgidas na zona eufótica resulta em grande aumento na produtividade primária. Ainda que constituam apenas 0,1% da superfície total dos oceanos, as áreas de ressurgência são importantes tanto cientificamente quanto economicamente, porque afetam o clima e a ecologia das regiões costeiras, e sua produtividade é responsável por cerca de 50% da captura mundial de peixes (Ancieta, 1981).

Durante o verão, a ACAS, que ocupa a camada abaixo da CB ao longo do talude continental, penetra na camada de fundo sobre a plataforma continental sul-sudeste brasileira, alcançando a região costeira em subsuperfície (MMA, 1995). Dependendo das condições do vento local reinante nas áreas costeiras, as águas frias da ACAS ressurgem em diversos pontos do litoral.

Kampel *et al.* (1997), analisaram 167 imagens de TSM derivadas a partir do sensor NOAA/AVHRR, para o período de fevereiro de 1996 a janeiro de 1997, observando ressurgências em 7 regiões da costa sul-sudeste (Vitória, São Tomé, Cabo Frio, I. São Sebastião, I. Sta. Catarina, Cabo de Sta. Marta e litoral do RS). No período considerado, o número maior de ressurgências ocorreu entre outubro e janeiro, sendo que nos meses de março e abril também foram verificados eventos pouco intensos.

Dependendo dos movimentos direcionados pelo vento, efeitos de maré e outros fatores dinâmicos, as águas ressurgidas podem derivar em superfície na forma de línguas ou plumas frias por vários quilômetros. Por vezes, estas águas ressurgidas fluem para sudoeste, alcançando a CB, quando então passam a derivar para sul junto à borda oeste da CB, provocando intensos gradientes termais superficiais. Silva Jr. *et al.* (1997), mostraram através de uma série consecutiva de 5 dias de imagens AVHRR/NOAA, que a extensão da língua de águas frias ressurgidas em Cabo Frio pode alcançar 300 a 400 Km sobre a plataforma continental.



## **CAPÍTULO 5**

### **METODOLOGIA**

A metodologia utilizada neste trabalho encontra-se dividida em quatro partes principais:

- Seleção e verificação dos dados de bóia de deriva.
- Processamento das imagens.
- Intercomparação dos dados de temperatura de bóia com os dados de TSM, calculados com os algoritmos globais MCSST, a partir das imagens AVHRR/NOAA.
- Derivação de um algoritmo regional para cálculo da TSM.

#### **5.1 - SELEÇÃO E VERIFICAÇÃO DOS DADOS DE BÓIA DE DERIVA**

Para a intercomparação com dados de satélite, deve-se escolher os dados de bóia com o menor intervalo temporal possível entre a aquisição do dado *in situ* e a passagem do satélite. Visto que tanto a coleta das informações dos derivadores (Argos-DCLS), quanto a aquisição das imagens (AVHRR), são realizadas pela mesma plataforma (satélite NOAA), procurou-se, quando possível, utilizar os dados de derivador relativos às passagens de satélite em que houve aquisição, gravação e processamento da imagem. Este procedimento visa minimizar as diferenças de temperatura provocadas pela formação de uma termoclina diurna, e pelas variações temporais de alta frequência das feições oceânicas com assinaturas termais.

Seguindo a metodologia proposta por Strong e McClain (1984), foram selecionados apenas os dados de derivador com intervalo temporal máximo de  $\pm 12$  horas em relação as passagens de satélite. Em alguns casos onde não foi possível obter

dados coincidentes no domínio do espaço, de forma similar, permitiu-se um distanciamento máximo de 25 Km.

Com base no levantamento das imagens disponíveis, selecionou-se janelas de séries temporais de temperatura dos derivadores, de forma a avaliar a evolução temporal da temperatura apenas nos intervalos em que existem imagens. Os períodos escolhidos, para os anos de 1993 e 1994, encontram-se no Apêndice 1.

Foram feitos os gráficos de todas as séries temporais de temperatura referentes aos períodos escolhidos. Através da análise visual dos gráficos, avaliou-se as inconsistências existentes tanto no domínio do tempo quanto no domínio das temperaturas. Os erros encontrados foram eliminados através da correção nas séries dos dados espúrios, utilizando-se para isto interpolações e substituição de valores. Um exemplo destas inconsistências espaço (dias 177 a 178) temporais (dias 171 a 172) pode ser observado na Figura 5.1 A. Na Figura 5.1 B observamos a mesma série, porém corrigida.

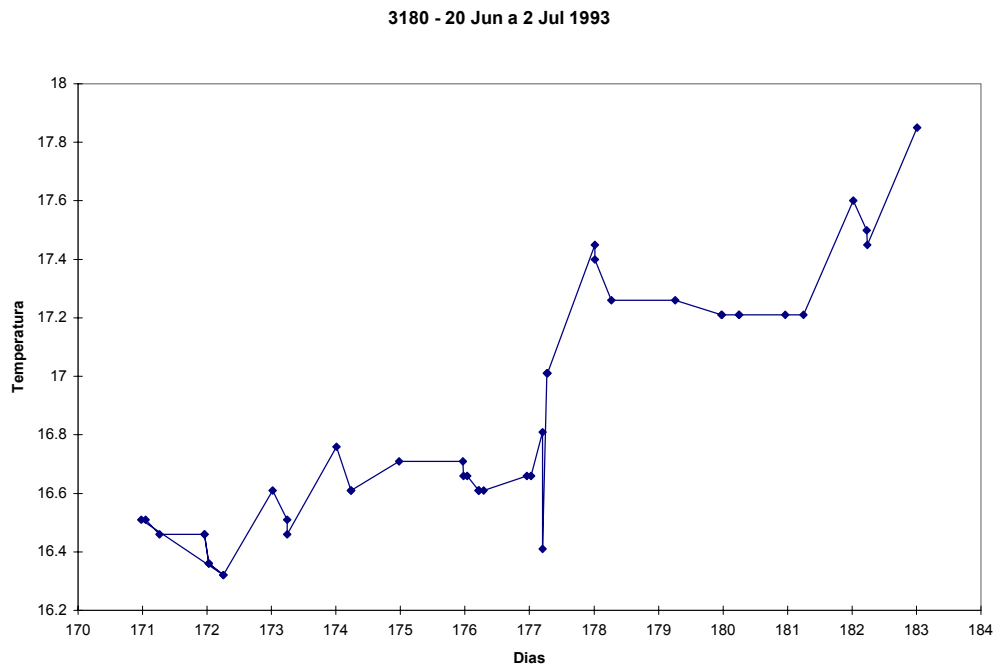


Fig. 5.1 A - Série temporal de temperatura apresentando inconsistências.

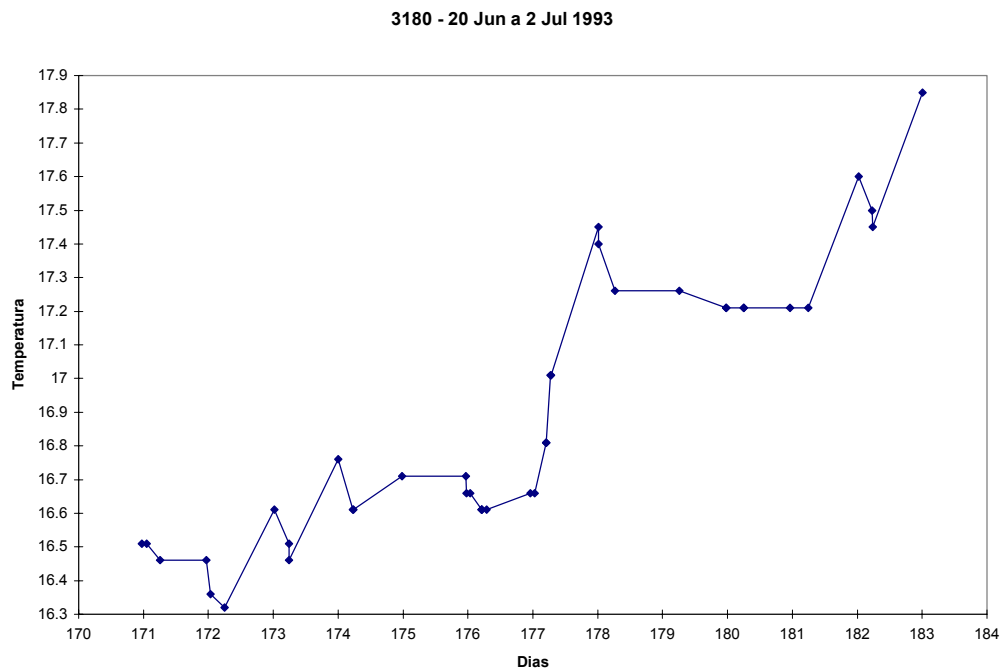


Fig. 5.1 B - Série temporal de temperatura corrigida.

A partir da plotagem destas séries temporais corrigidas, verificou-se os períodos em que houveram grandes variações de temperatura, devidas provavelmente à frentes oceânicas. Estes períodos devem ser evitados quando da intercomparação com os dados de imagem, pois trazem grandes incertezas nos valores de temperatura. Um exemplo de uma intensa frente termal registrada numa das séries temporais pode ser observado na Figura 5.2.

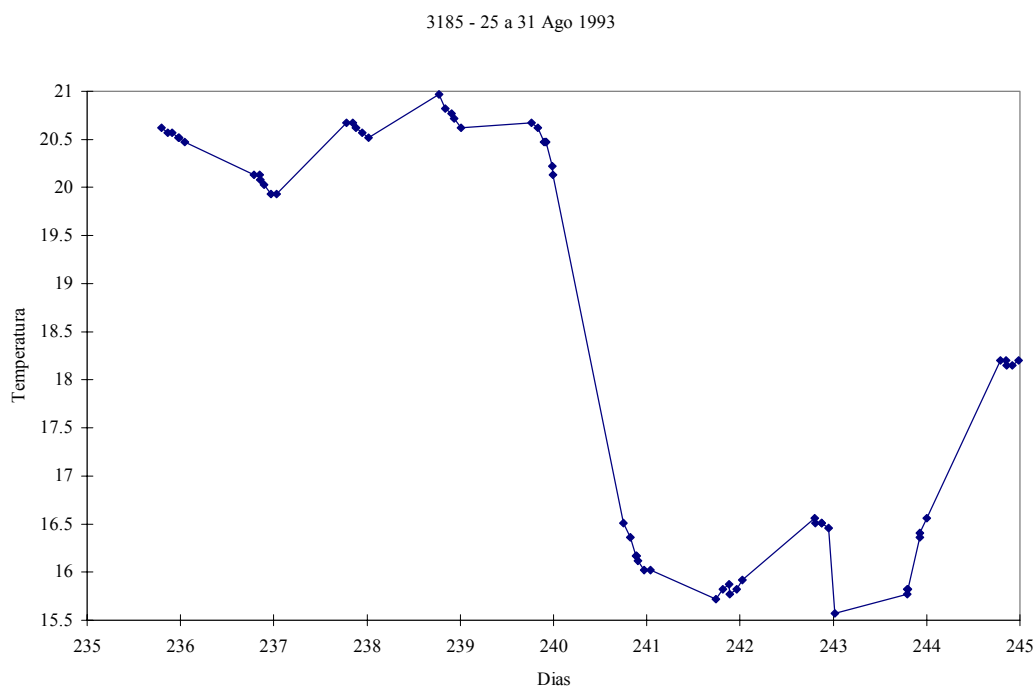


Fig. 5.2. - Exemplo de uma intensa frente termal entre os dias 240 e 241 (variação de 4,5°C).

Algumas das séries temporais corrigidas foram selecionadas para se obter uma estimativa do ciclo de variação diurna da temperatura, através da eliminação das tendências de aquecimento ou resfriamento em escalas temporais maiores. Utilizou-se para isto regressões lineares simples com plotagem de resíduos.

## **5.2 - PROCESSAMENTO DAS IMAGENS**

As imagens brutas recebidas do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) de Cachoeira Paulista-SP foram processadas com o sistema PC-Seapak, no Laboratório de Análises Oceanográficas do INPE de São José dos Campos-SP.

Devido a um erro no programa de gravação dos dados AVHRR na estação do INPE em Cachoeira Paulista-SP, citado no Capítulo 3, a correção não-linear para os satélites NOAA 11 e 12 foi aplicada por um processo aproximado pelo sistema PC-Seapak. O impacto desta correção sobre as TSMs calculadas, foi avaliado através da utilização da base de dados globais da NESDIS/NOAA, para os valores médios dos PRTs (Platinum Resistance Thermometers), por satélite e por órbita, durante os anos de 1993 e 1994. O procedimento de processamento, segue a metodologia proposta McClain *et al.* (1992) e consiste das etapas descritas a seguir.

### **5.2.1 - INGESTÃO DAS IMAGENS NO SISTEMA E CÁLCULO DA TSM**

A rotina TPAVHRR é responsável pela ingestão das imagens no sistema PC-Seapak. Esta rotina realiza a leitura de uma área selecionada da imagem, em formato 1-B, presente na fita CCT. São escalonados os canais visíveis e termais, através do estabelecimento de um “slope” (coeficiente angular) e de um intercepto na curva de calibração/conversão de valor geofísico de albedo ou temperatura de brilho para nível digital (ND). Os cinco canais escalonados são gravados como arquivos distintos.

Devido a uma limitação de memória do sistema, as imagens do sensor AVHRR são ingestadas com um fator de redução igual a 2, tanto para linha quanto para coluna. Desta forma, a resolução espacial máxima, obtida no nadir, deve ser de 2,2 Km x 2,2 Km no terreno.

É estabelecido um limiar percentual mínimo do albedo que represente nuvens no canal 1 (0,55-0,68 $\mu$ m). Os píxels que tiverem um valor de albedo percentual maior que o limiar estabelecido, serão mascarados como nuvens na imagem de temperatura de TSM. O valor do limiar a ser utilizado, deve variar entre 10% e 20%. Embora esta técnica apresente limitações na identificação de alguns tipos de nuvens, permite, num primeiro momento, o mascaramento da maioria das áreas cobertas por nebulosidade e também das áreas contaminadas por reflectância especular direta.

A rotina TPAVHRR, gera ainda a TSM, que é gravada como um novo arquivo e designada como um sexto canal da imagem. Os algoritmos utilizados operacionalmente no INPE para o cálculo da TSM nas imagens diurnas são os seguintes:

NOAA 11 MCSST DAY SPLIT

$$TSM = 0,979224(T11) + 2,361743(T11-T12) + 0,33084(\text{SEC } \theta - 1) (T11-T12) - 267,029$$

NOAA 12 MCSST DAY SPLIT

$$TSM = 0,963563(T11) + 2,57921(T11-T12) + 0,242598(\text{SEC } \theta - 1) (T11-T12) - 263,006$$

onde T11 e T12 são as temperaturas de brilho dos canais 4(10,3-11,3 $\mu$ m) e 5(11,5-12,5 $\mu$ m) em graus Kelvin,  $\theta$  é o ângulo zenital do satélite e TSM é a temperatura da superfície do mar em graus Celsius.

### **5.2.2 - CALIBRAÇÃO GEOMÉTRICA E GEOREFERENCIAMENTO**

Devido a erros de posicionamento do satélite com relação a estação receptora (sincronismo do relógio interno, efemérides), podem ocorrer desvios geométricos na imagem. As rotinas COAST e REGIST do programa Seapak, permitem a correção destes desvios. A rotina COAST, insere nas imagens um traçado da linha de costa, proveniente de uma base de dados geográficos interna do programa. A rotina REGIST, permite que se ajuste a linha de costa da base geográfica com a linha de costa visível nas imagens diurnas dos canais 1 e 2, através de translações de linhas e colunas na imagem.

Além da simples correção geométrica, as imagens podem ser referenciadas a uma projeção e escalas conhecidas com a rotina MAPIMG, de forma que todas as imagens possuam a mesma base cartográfica ao final do processamento.

### **5.2.3 - APRESENTAÇÃO DA IMAGEM**

Para a apresentação da imagem, é realizado um fatiamento à pseudo cores, de forma que os tons azulados representem as águas mais frias e os tons avermelhados as águas mais quentes (PAINT).

Por último, podem ser acrescentados à imagem uma grade geográfica (GRID), tabela de cores com os respectivos valores/intervalos de temperatura (COLBAR) e anotações úteis, como data, hora da aquisição e número do satélite (ANNOTATE). Como exemplo, uma imagem processada de TSM do satélite NOAA-11 e outra do NOAA-12, podem ser observadas no Apêndice 2.

### **5.3 - INTERCOMPARAÇÃO ENTRE OS DADOS DE BÓIA E IMAGEM**

A intercomparação dos dados de satélite com os dados de bóia foi baseada na metodologia proposta por Barbieri *et al.* (1983).

Nas imagens registradas, foram localizadas na tela as posições dos derivadores. Para as áreas que aparentemente apresentavam-se livres de nuvens, computou-se numa planilha em papel a temperatura da imagem para cada posição das bóias. O método de computação utilizado foi o do píxel mais quente, para um janelamento de 3x3 píxels, centrado na posição da bóia. Além do valor máximo para cada canal, foram computados os desvios padrões dos canais 4, 5, 6 (TSM) e a localização em números da linha e coluna do píxel central, para o mesmo janelamento 3x3 descrito. As rotinas LATLON e READ do programa Seapak foram empregadas nesta tarefa.

A finalidade deste método de computação é minimizar os erros provocados pela presença de nuvens de subpíxel e evitar também as áreas de frentes oceânicas, onde os gradientes horizontais superficiais são intensos, superando 0,5°C por quilômetro.

#### **5.3.1 - IDENTIFICAÇÃO DE ÁREAS CONTAMINADAS POR NUVENS**

Segundo McClain *et al.* (1985), de uma maneira geral, as nuvens são caracterizadas por elevados albedos e baixos valores de temperatura. 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 subpíxel 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 pixels adjacentes são pequenas em condições de céu aberto, tanto no canal visível quanto nos canais infravermelhos. Desta forma, são ajustados valores limites para estas variações num janelamento especificado, de forma que sejam ligeiramente maiores do que o ruído do instrumento. Este tipo de teste, é particularmente útil à noite, quando o ruído dos canais termais é extremamente baixo.

Segundo Garfield (1990), as nuvens baixas e os nevoeiros sobre o oceano nem sempre são tão facilmente distinguíveis pois, muitas vezes, apresentam valores de temperatura semelhantes aos da superfície do mar. No caso de nuvens baixas pode-se, algumas vezes, utilizar uma rotina de reconhecimento de padrões, visto que este tipo de nuvem apresenta um padrão de distribuição espacial diferente do padrão da TSM. Para os nevoeiros quentes, que normalmente ocorrem em áreas costeiras e rasas, torna-se mais difícil ainda esta separação.

Com objetivo de melhorar a identificação de alvos contaminados por nuvens, realizou-se uma avaliação estatística das temperaturas dos principais alvos observados nas imagens, em condição livre de nebulosidade, a saber: a Corrente do Brasil e a Água de Plataforma. Foram também analisados alvos com grande porcentagem de nuvens baixas e nuvens de subpixel.

Nesta avaliação foram calculados os parâmetros de uma distribuição normal para matrizes de 11x11 pixels, inseridas nos alvos descritos acima, para diferentes datas e diferentes regiões geográficas, dentro da área de interesse. Na escolha destas matrizes, evitou-se regiões de frentes oceânicas termais.

### 5.3.2 - ANÁLISE DOS DADOS

As planilhas preenchidas foram digitadas no computador, utilizando-se a planilha eletrônica Microsoft EXCEL e separando-se em diferentes arquivos os dados relativos aos satélites NOAAs 11 e 12.

As distribuições temporais (ao longo dos meses), e geográficas, (em latitude e longitude) dos dados, foram plotadas em gráficos para cada satélite. Com base nos valores dos números das colunas computados nas imagens, calculou-se os ângulos zenitais do satélite para cada ponto, de acordo com as fórmulas abaixo:

$$\theta_C = \alpha_C \times \frac{180}{\pi}$$

$$\alpha_C = \left| \text{ASEN} \left( \text{SEN} \left( -0,9669124 + 0,0009447 \times (C - 1) \right) \times 1,1319 \right) \right|$$

onde  $\theta_C$  e  $\alpha_C$  são respectivamente os ângulos zenitais do satélite em graus e em radianos para uma dada coluna, e  $C$  é o número da coluna, variando de 1 a 2048.

A partir dados digitalizados em planilha eletrônica, definiu-se uma série de filtros para a eliminação dos pixels que apresentavam valores de temperatura contaminados por nuvens, frentes termais e outras fontes de ruído. Estes filtros serão detalhadamente descritos na seção 6.3. Escolheu-se então dois, entre todos os filtros definidos, para serem empregados concomitantemente na série total de dados.

Calculou-se através de regressões lineares simples, a correlação ( $R^2$ ) existente entre a TSM de satélite ( $T_{SAT}$ ), derivada pelos algoritmos globais MCSST, e a TSM medida pelo derivador ( $T_{DER}$ ), para cada série filtrada.

Após a escolha dos filtros definitivos, estes foram aplicados na série total de dados em cada arquivo (NOAA 11 e 12), trabalhando-se daí por diante apenas com o dados resultantes dessa filtragem.

Dividiu-se então a série de dados resultante (denominada de “Total”) em dois subconjuntos, escolhidos de forma aleatória, denominados “Aleatório-1” e “Aleatório-2”. De forma similar, a série “Total” foi também dividida sazonalmente em duas, sendo os meses de outubro a abril classificados como “Verão” e os meses de maio a setembro como “Inverno”.

Para cada uma das séries citadas acima, foram calculadas as diferenças médias de temperatura satélite-derivador ( $T_{SAT} - T_{DER}$ ), sendo computados os desvios em relação a esta média, e as raízes quadradas das diferenças médias quadráticas (RMSD).

Estatisticamente, a RMSD representa um estimador da variância, sendo também usado por diversos autores ( Barbieri *et al.*, 1983; Bernstein, 1982; Bernstein e Chelton, 1985; Coll, 1993; McClain, 1984; McClain *et al.*, 1985; McMillin e Crosby, 1984; Pearce *et al.*, 1989; Strong e McClain, 1984; Yokoyama e Tamba, 1991) como um estimador da acurácia dos algoritmos MCSST, quando comparados com dados de temperatura medidos em campo. Sua formulação matemática é dada por:

$$RMSD = \sqrt{\frac{\sum (T_{SAT} - T_{DER})^2}{N}}$$

onde N representa o número de registros analisados.

As RMSDs obtidas foram comparadas com os valores de acurácia dos algoritmos MCSST globais descritos no Capítulo 2, avaliando-se também a existência de variações significativas ao longo do ano e de variações de satélite para satélite.

Espera-se que os meses de verão, devido à maior presença de vapor d'água na atmosfera, apresentem acurácias piores que os meses de inverno.

Além disto, foram calculadas as regressões lineares simples e os coeficientes de correlação para o conjunto dos pares ordenados ( $T_{SAT}$ ,  $T_{DER}$ ) de cada uma das séries, em cada arquivo, obtendo-se para cada série uma equação de reta da seguinte forma:

$$T_{DER} = \mathbf{a} \times T_{SAT} + \mathbf{b}$$

onde  $\mathbf{a}$  e  $\mathbf{b}$  são os coeficientes obtidos na regressão.

As equações de regressão obtidas para cada série de dados foram então aplicadas nos valores de  $T_{SAT}$ , gerando-se valores de temperatura da superfície corrigidos ( $T_{COR}$ ). A RMSD foi então novamente calculada para estes novos valores corrigidos. A aplicação deste algoritmo elimina os desvios relativos a média das diferenças  $T_{SAT} - T_{DER}$  (“bias”).

#### **5.4 - DERIVAÇÃO DO ALGORITMO REGIONAL PARA CÁLCULO DA TSM**

Derivou-se um novo algoritmo de TSM regional para cada série de dados, em cada arquivo (NOAA 11 e 12), empregando-se o método multicanal de correção atmosférica descrito anteriormente.

Na determinação dos coeficientes deste novo algoritmo, regressões lineares múltiplas entre as temperaturas de brilho do canal 4, diferenças de temperatura entre os canais 4 e 5, e as temperaturas de bóia foram realizadas. Incluiu-se também na derivação um termo corretivo para o ângulo de visada do sensor, de forma a obter-se uma equação na seguinte forma:

$$T_{REG} = \beta_1 \times T11 + \beta_2 \times (T11-T12) + \beta_3 \times (\text{SEC } \theta -1) \times (T11-T12) + \beta_0$$

onde T11 e T12 são as temperaturas de brilho dos canais 4(10,3-11,3 $\mu\text{m}$ ) e 5(11,5-12,5 $\mu\text{m}$ ) em graus Kelvin,  $\theta$  é o ângulo zenital do satélite em graus,  $T_{REG}$  é a temperatura da superfície do mar obtida pelo algoritmo regional, e  $\beta_n$  são os coeficientes determinados na regressão.

A significância de cada coeficiente determinado na regressão foi testada para um nível de 5%, considerando-se para isto o intervalo de valores entre os 95% superiores e inferiores, relativos a uma distribuição normal padrão. Nos casos em que o valor zero esteve contido neste intervalo de confiança, realizou-se uma nova regressão linear múltipla, excluindo-se o termo relativo ao coeficiente em questão.

As RMSDs relativas aos algoritmos regionais foram calculadas utilizando-se as temperaturas previstas por estes e as temperaturas de derivador em cada série.

Na validação destes algoritmos, testou-se cada equação aplicando-a a uma série de dados independente daquela que a originou na regressão. Foram então calculadas novas RMSDs baseadas nestes testes cruzados entre as séries de dados, comparando-se os valores obtidos com as RMSDs calculadas anteriormente. Desta forma, os algoritmos obtidos na série “Aleatório-1” foram testados na série “Aleatório 2”, os algoritmos obtidos na série “Verão” foram testados na série “Inverno” e vice versa.

Finalmente, para se escolher entre um novo algoritmo regional ou uma equação simples para a correção de temperatura, utilizou-se, além da comparação dos coeficientes de correlação das retas ( $R^2$ ) e da comparação das RMSDs, um teste de significância para a igualdade entre os valores da  $T_{REG}$  e da  $T_{COR}$  previstas.



## CAPÍTULO 6

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo serão mostrados e comentados os resultados obtidos, sendo divididos em cinco partes principais para efeito de visualização. A primeira parte trata da estatística dos alvos observados na imagem e serve como subsídio para a posterior escolha dos filtros a serem utilizados no tratamento dos arquivos de dados satélite-derivador. Na segunda parte serão expostos alguns resultados gerais para os dados dos satélites NOAA 11 e 12, tais como suas distribuição geográfica, temporal e algumas avaliações estatísticas preliminares.

A terceira parte, apresentará os resultados da avaliação e seleção dos filtros para eliminação dos dados contaminados, conforme descrito anteriormente na metodologia. Baseando-se nesta avaliação serão feitas comparações entre os dados dos satélites NOAA 11 e 12.

A quarta parte conterá os resultados das regressões lineares para os pares ordenados  $T_{SAT}$ ;  $T_{DER}$ , de cada uma das séries determinadas na metodologia. Serão também apresentados os resultados de derivação e validação do algoritmo regional. Os desvios em relação a média das diferenças (“bias”) e as acurácias (RMSDs) de  $T_{SAT}$ ,  $T_{COR}$  e  $T_{REG}$ , em relação a  $T_{DER}$ , estarão presentes na avaliação. Em seguida são apresentadas a comparação e escolha entre o novo algoritmo regional e uma equação simples para a correção de temperatura.

Na quinta e última parte serão apresentadas e avaliadas as magnitudes de duas fontes de erros analisadas neste trabalho, quais sejam: a variação diurna da TSM e a calibração de temperatura aplicada os dados de satélite.

## **6.1 - ESTATÍSTICA DOS ALVOS OBSERVADOS NAS IMAGENS**

Com objetivo de melhor se identificar a contaminação nos valores de temperatura extraídos das imagens, realizou-se uma avaliação estatística dos principais alvos observados, em condição livre de nebulosidade, a saber: a Corrente do Brasil e a Água de Plataforma. Foram também analisados alvos com grande porcentagem de nuvens baixas e nuvens de subpíxel.

Para tal avaliação, foram calculados os parâmetros de uma distribuição normal para matrizes de 11x11 píxels, inseridas nos alvos descritos acima, para diferentes datas e diferentes regiões geográficas, dentro da área de interesse. Na escolha destas matrizes, evitou-se regiões de frentes oceânicas termais, justamente por apresentarem intensas variações de temperatura. As matrizes de 11x11 píxels foram elegidas pelo fato de serem as menores matrizes quadradas e ímpares a possuírem mais de 100 elementos (121 elementos), possibilitando, portanto, uma análise estatística consistente.

Os parâmetros considerados foram: máximo, mínimo, amplitude, média, desvio padrão, curtose e assimetria. Ao todo foram utilizadas vinte e quatro matrizes para a Corrente do Brasil, treze para a Água de Plataforma, e seis matrizes para nuvens. Os histogramas e tabelas com freqüências simples e acumuladas foram plotados para todas as matrizes de alvos. Finalmente, plotou-se em gráficos as amplitudes, os valores medianos e os desvios padrões de temperatura, para os três tipos de alvos analisados.

### **6.1.1 - CORRENTE DO BRASIL**

Os histogramas das vinte e quatro matrizes de temperatura analisadas para a Corrente do Brasil (CB) apresentaram, de forma geral, distribuição unimodal (88% das matrizes), forma levemente platicúrtica (79%) e certa tendência a simetria



(92% entre  $\pm 0,25$ ). A seguir, na Tabela 6.1, observa-se os valores dos parâmetros estatísticos da CB relativos a uma distribuição normal.

TABELA 6.1 - PARÂMETROS ESTATÍSTICOS PARA A CORRENTE DO BRASIL

Cont.	Datas	Hora	Lat.(S)	Long.(W)	Ampl.	Média	D-pad.	Curt.	Assim.	
1	10/03/93 -1	7:17	32,5	49,9	1,3	25,46	0,29	-0,34	0,50	
2	10/03/93 -2	7:17	34,2	49,2	1,2	25,33	0,24	0,00	-0,18	
3	05/07/93 -1	15:49	21,6	39,8	0,7	23,79	0,17	0,00	-0,58	
4	05/07/93 -2	15:49	22,8	40,3	0,7	23,61	0,15	-0,34	-0,12	
5	05/07/93 -3	15:49	24,7	42,3	0,7	23,22	0,17	-0,57	0,16	
6	05/07/93 -4	15:49	25,8	44,1	0,8	23,37	0,14	0,62	0,02	
7	05/07/93 -5	15:49	26,4	45,7	0,7	23,60	0,15	-0,10	-0,10	
8	20/07/93 -1	16:07	24,2	41,5	1	22,32	0,22	-0,35	-0,12	
9	20/07/93 -2	16:07	24,5	43,5	0,9	21,82	0,19	-0,26	-0,08	
10	20/07/93 -3	16:07	25,7	44,7	0,9	21,99	0,18	-0,23	0,19	
11	20/07/93 -4	16:07	26,5	46,5	0,8	21,87	0,17	-0,27	-0,16	
12	20/07/93 -5	16:07	29,8	47,9	1	21,39	0,19	0,46	0,09	
13	05/09/93 -1	16:37	23	40,5	0,8	21,30	0,17	-0,37	0,19	
14	05/09/93 -2	16:37	24,2	43,2	0,9	20,97	0,17	-0,04	-0,22	
15	05/09/93 -3	16:37	24,7	44	0,7	20,91	0,16	-0,55	0,15	
16	11/10/93 -1	16:00	24,3	43,1	0,7	27,03	0,16	-0,27	-0,01	
17	11/10/93 -2	16:00	23,1	40,7	0,8	26,07	0,14	0,20	0,23	
18	29/11/93 -1	16:05	24,8	40,6	0,7	26,22	0,16	-0,26	0,21	
19	29/11/93 -2	16:05	25,2	41,4	0,7	26,45	0,15	-0,65	-0,03	
20	11/01/94 -1	17:30	30	46,8	0,7	25,53	0,15	-0,50	0,09	
21	11/01/94 -2	17:30	31,7	49,7	0,8	24,46	0,17	-0,37	-0,17	
22	11/01/94 -3	17:30	33,8	49,4	0,8	23,75	0,16	0,13	-0,30	
23	03/03/94 -1	17:10	29,7	48,2	0,7	27,66	0,15	-0,33	0,05	
24	03/03/94 -2	17:10	34,5	51,4	0,9	27,90	0,18	-0,20	0,06	
					Médias	0,83	24,00	0,17	-0,19	-0,01

Excessão notável à forma geral da distribuição de frequências, foi observada nas duas primeiras matrizes, relativas ao dia 10/03/93. Para um melhor entendimento, na Figura 6.1, um histograma do dia 10/03/93 é comparado com um histograma típico registrado para a CB.

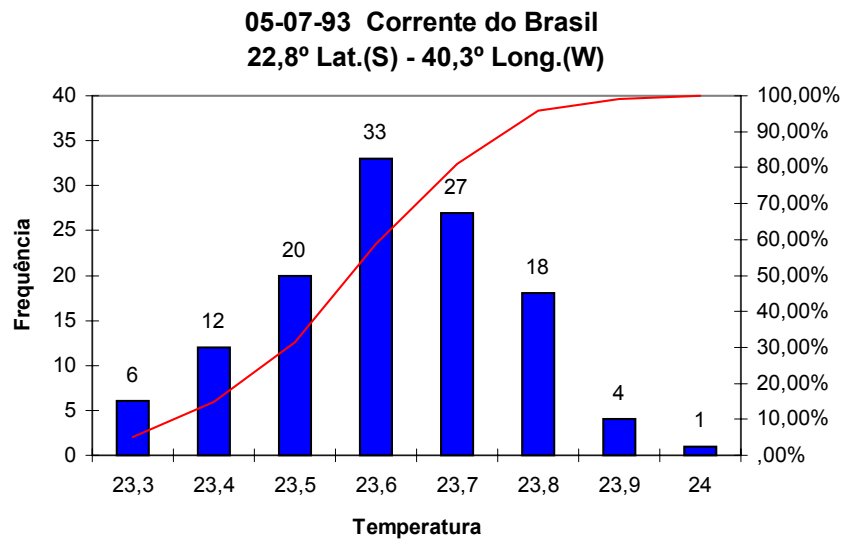
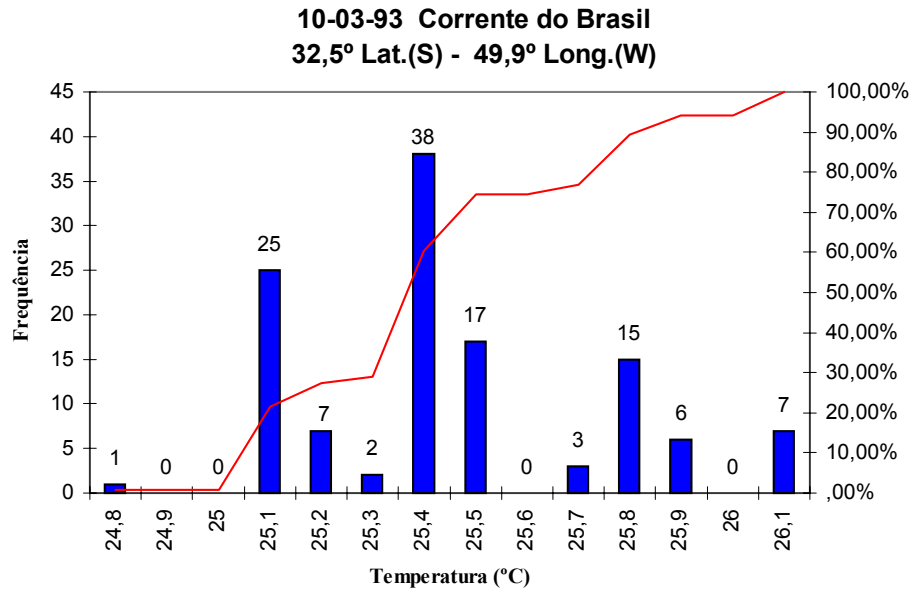
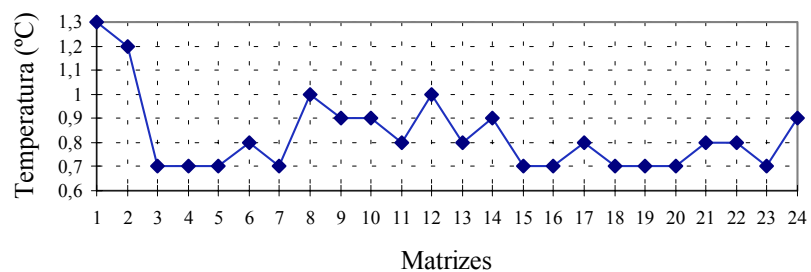
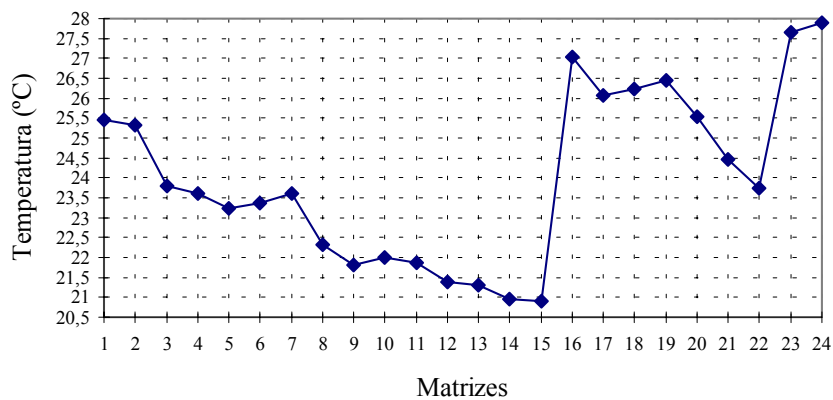


Fig. 6.1 - Histogramas de frequências para a Corrente do Brasil.

Corrente do Brasil - Amplitude



Corrente do Brasil - Média



Corrente do Brasil - Desvio Padrão

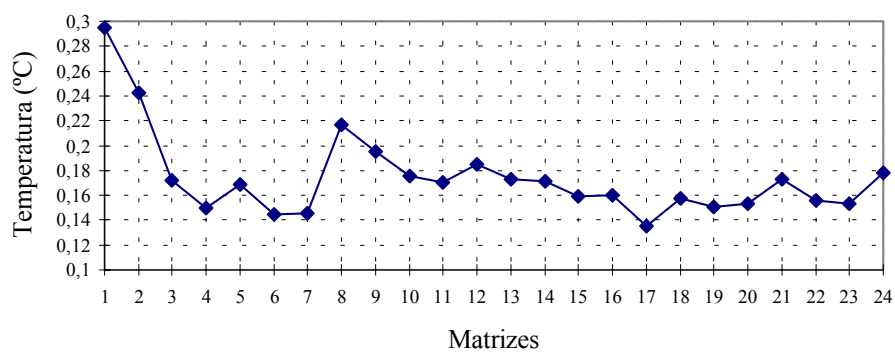


Fig 6.2 - Amplitudes, médias e desvios padrões observados para a Corrente do Brasil.

A análise dos gráficos de amplitude e desvio padrão na Figura 6.2, mostra que as matrizes 1 e 2, relativas ao dia 10/03/93, possuem valores de temperatura bastante diferentes dos obtidos para as outras matrizes. Este fato indica que estas matrizes encontram-se contaminadas por nuvens, apesar de terem passado por uma rigorosa inspeção visual e pelos testes de reflectância, realizados no processamento de imagens. O intervalo para os desvios padrões, calculado com um nível de confiança de 95% apresentou valores entre 0,10° e 0,24°C. Excluindo-se as duas primeiras matrizes, a variação da amplitude observada foi de 0,7° a 1°C.

As variações de temperatura com a latitude para os dias 05/07/93 e 20/07/93 mostraram um aumento da temperatura entre 24° e 25°S, contrariando a tendência de resfriamento da CB a medida em que esta flui para sul (Figura 6.3). Este aumento de temperatura pode indicar a presença de uma célula de recirculação da CB, conforme sugerido por Gordon e Greengrove (1986), e Stramma (1989).

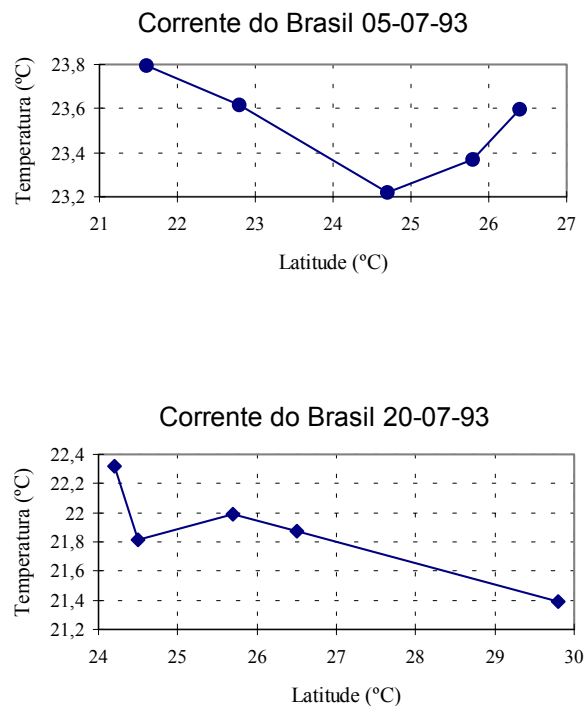


Fig. 6.3 - Variação da temperatura com a latitude na CB.

### 6.1.2 - PLATAFORMA CONTINENTAL

Os histogramas das treze matrizes analisadas para a plataforma continental apresentaram, de forma geral, distribuição unimodal (85%), forma mesocúrtica (77% entre  $\pm 0,4$ ) e tendência a simetria (85% entre  $\pm 0,25$ ). Observa-se na tabela 6.2 os valores dos parâmetros estatísticos da plataforma relativos a uma distribuição normal.

TABELA 6.2 - PARÂMETROS ESTATÍSTICOS PARA A PLATAFORMA

Cont.	Datas	Hora	Lat.(S)	Long.(W)	Ampl.	Média	D-pad.	Curt.	Assim.
1	10/03/93 -1	7:17	34,6	55,8	1,5	24,39	0,32	-0,59	0,21
2	10/03/93 -2	7:17	31	50,6	1,1	24,70	0,22	-0,3	0,02
3	05/07/93 -1	15:49	22,8	41,2	1	21,54	0,17	0,16	0,04
4	05/07/93 -2	15:49	24	42,8	0,9	22,64	0,18	-0,02	0,16
5	05/07/93 -3	15:49	25,8	45,4	1	22,11	0,18	0,1	0,19
6	20/07/93 -1	16:07	25,6	45,7	0,7	19,96	0,16	-0,22	0,15
7	20/07/93 -2	16:07	22,6	41,2	1,1	20,68	0,17	1,62	-0,36
8	20/07/93 -3	16:07	23,3	43,5	1	20,82	0,18	0,5	0,10
9	05/09/93 -1	16:37	23,4	42,7	0,8	19,99	0,16	-0,25	0,02
10	05/09/93 -2	16:37	22,5	41,3	1	20,25	0,17	0,37	-0,12
11	05/09/93 -3	16:37	25,2	46,5	0,9	16,34	0,19	-0,69	-0,04
12	11/10/93 -1	16:00	23,3	41,5	0,8	24,7	0,15	0,23	-0,04
13	11/10/93 -2	16:00	23,7	43,7	0,8	26,3	0,17	-0,38	0,33
				Médias	0,83	24,00	0,17	-0,19	-0,01

Similarmente ao ocorrido para a CB, a matriz 1, do dia 10/03/93, apresentou diferença em relação a forma geral da distribuição de frequências. Seu histograma (Figura 6.4, painel superior) é comparado com um histograma típico registrado para a plataforma (Figura 6.4, painel inferior).

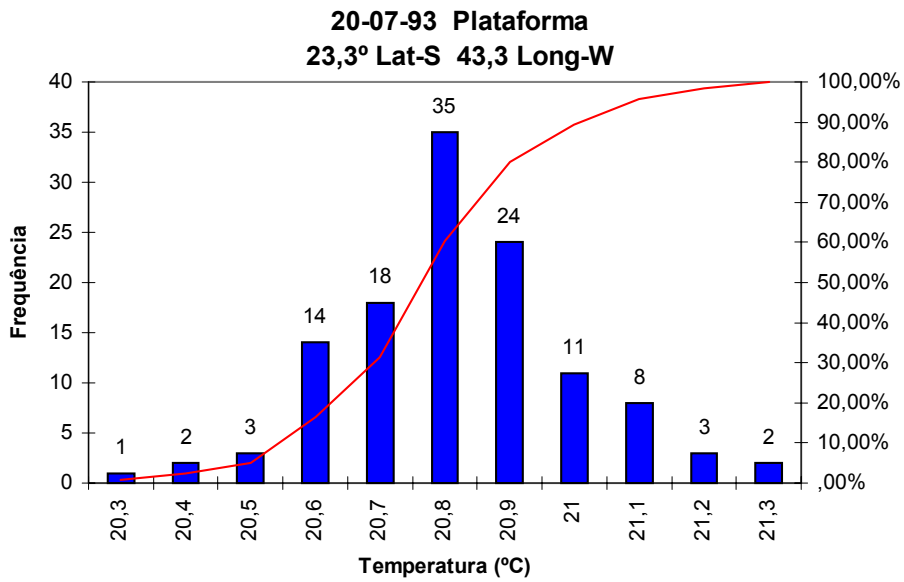
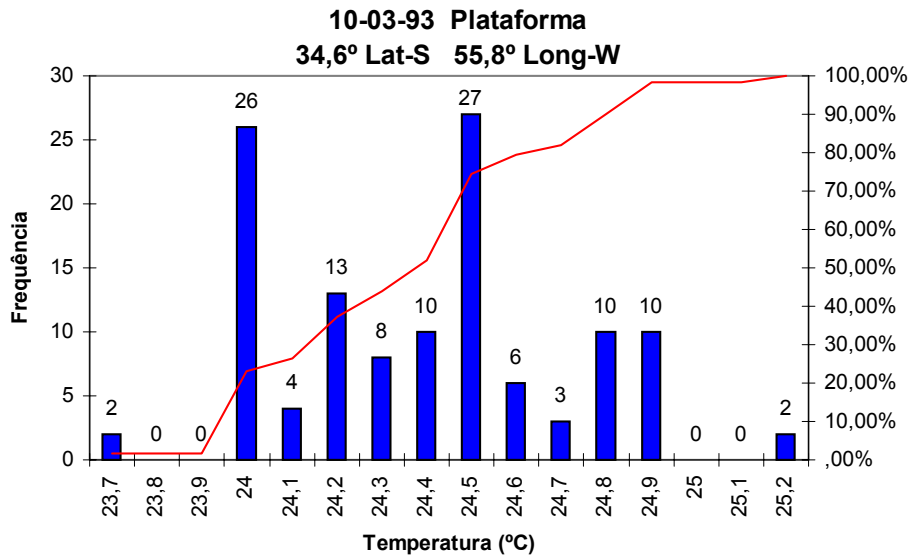
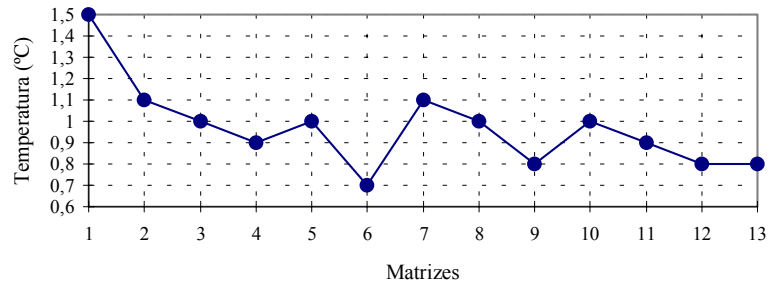
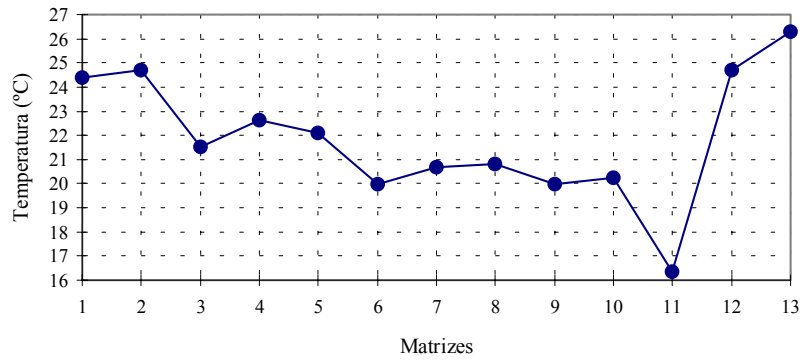


Fig 6.4 - Histograma de frequências para a plataforma.

Plataforma - Amplitude



Plataforma - Média



Plataforma - Desvio Padrão

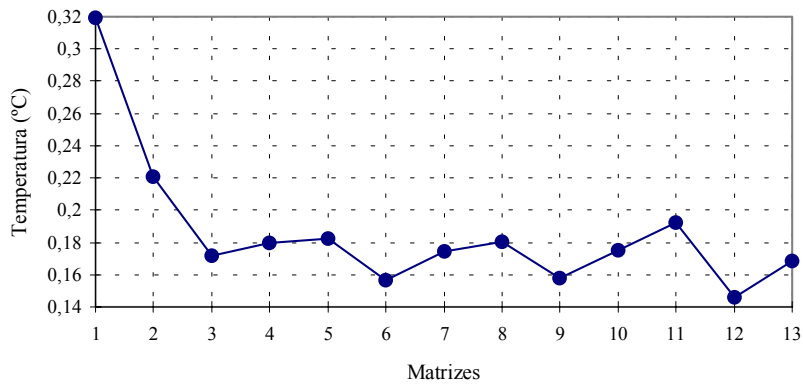


Fig 6.5 - Amplitudes, médias e desvios padrões observados para a plataforma.

A análise dos gráficos de amplitude e desvio padrão na Figura 6.5 indica que a matriz 1, relativa ao dia 10/03/93, encontra-se contaminada por nuvens, similarmente ao ocorrido com os alvos da CB para o mesmo dia.

O intervalo para os desvios padrões, calculado com um nível de confiança de 95% apresentou valores entre 0,10° e 0,27°C. Excluindo-se a primeira matriz, a variação da amplitude observada foi de 0,7° a 1,1°C.

### 6.1.3 - ALVOS CONTAMINADOS POR NUVENS BAIXAS E DE SUBPÍXEL

Os histogramas das seis matrizes analisadas para os alvos contaminados por nuvens apresentaram, de forma geral, distribuição multi-modal (6/6), curtose e assimetria indefinidos. Na Tabela 6.3, observa-se os valores dos parâmetros estatísticos dos alvos contaminados por nuvens, relativos a uma distribuição normal.

TABELA 6.3 - PARÂMETROS ESTATÍSTICOS PARA ALVOS CONTAMINADOS POR NUVENS

Cont.	Datas	Hora	Ampl.	Média	D-pad.	Curt.	Assim.
1	07/03/93 -1b	6:42	1,8	26,87	0,44	-0,45	0,51
2	07/03/93 -2b	6:42	2,2	26,85	0,46	-0,38	-0,26
3	07/03/93 -1p	6:42	4,1	26,76	0,79	0,58	-0,99
4	07/03/93 -2p	6:42	2,6	27,52	0,54	0,50	-0,79
5	20/07/93 -1b	16:07	1,7	22,72	0,39	-0,73	0,13
6	20/07/93 -2b	16:07	1,9	22,33	0,35	0,27	0,59
		Médias	2,38	25,51	0,5	-0,04	-0,14

Como pode-se perceber na Tabela 6.3, não foram computados os valores de latitude e longitude para o elemento central da matriz 11x 11. Os caracteres **b** e **p**, colocados após as datas das imagens, referem-se ao tipo de contaminação presente no alvo. O **b** significa a presença de nuvens baixas e de subpíxel, enquanto o **p** significa a



presença de nuvens do tipo “pipoca” (cúmulos) e também de subpíxel. Histogramas representativos de áreas contaminadas por estes tipos de nuvens podem ser observados na Figura 6.6.

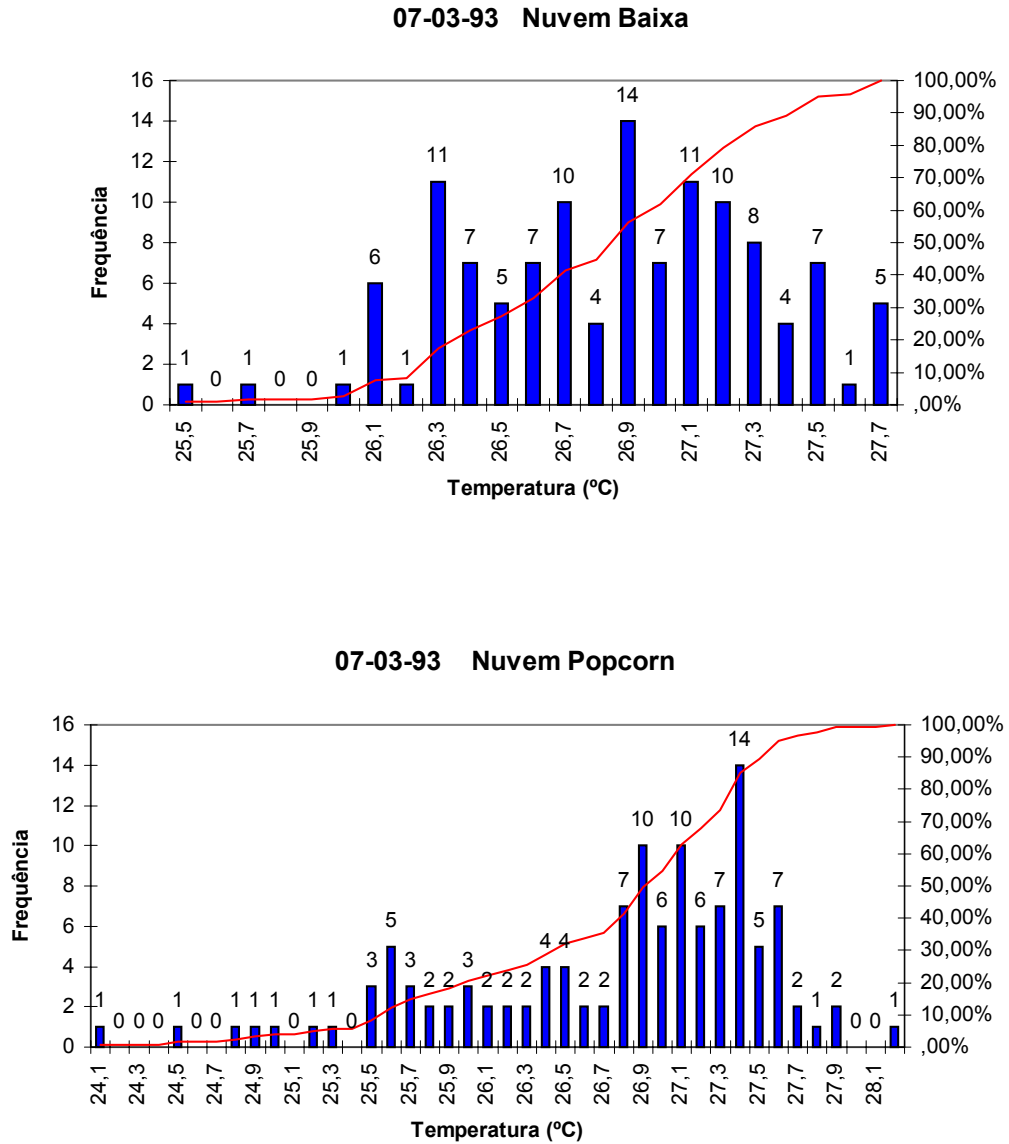


Fig 6.6 - Histograma de frequências para alvos contaminados por nuvens do tipo baixa e “pipoca” (popcorn na literatura inglesa).

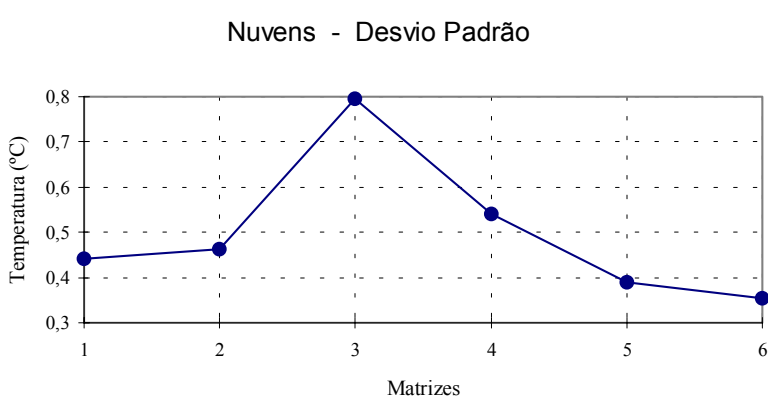
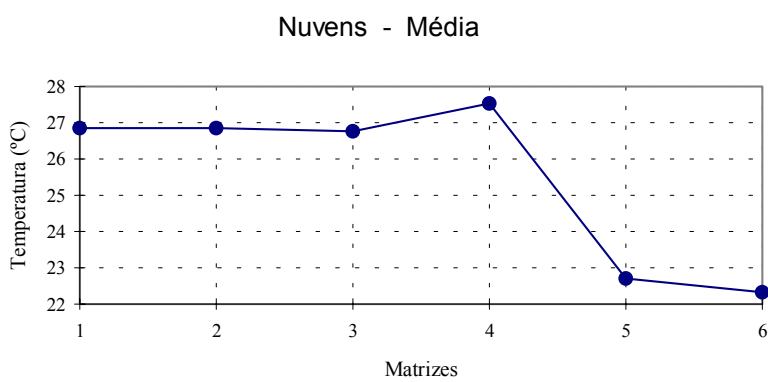
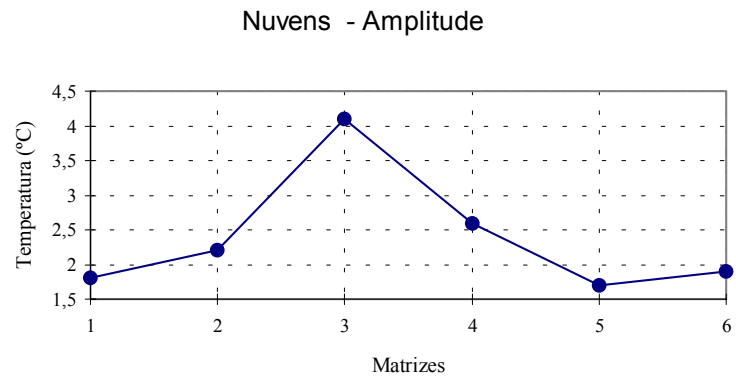


Fig 6.7 - Amplitudes, médias e desvios padrões observados para alvos contaminados por nuvens.

A análise conjunta dos gráficos da CB (Figura 6.2), plataforma (Figura 6.5) e nuvens (Figura 6.7), indica que as áreas contaminadas por nuvens, apesar de possuírem temperaturas médias elevadas, com valores similares aos das TSMs observadas, apresentam desvios padrões superiores aos dos alvos de água não contaminados. A Tabela 6.4, apresenta uma intercomparação entre estes alvos.

TABELA 6.4 - VALORES MÉDIOS DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS PARA OS ALVOS ANALISADOS

	Média (°C)	Amplitude (°C)	Desvio padrão (°C)
Corrente do Brasil	24	0,83	0,17
Plataforma	21,88	0,97	0,19
Nuvens	25,51	2,38	0,5

O número total de matrizes consideradas (46) não permite uma conclusão definitiva sobre a natureza estatística dos alvos. Pode-se, contudo, afirmar que a análise dos parâmetros estatísticos, em conjunto com os histogramas de distribuição de frequências para a temperatura, possibilitam a identificação de áreas contaminadas nas imagens.

Como exemplo pode-se citar que, apesar das matrizes 1 e 2 da CB e da matriz 1 da plataforma, correspondentes à imagem do dia 10/03/93, terem passado por uma inspeção visual e pelos testes de reflectância, mostraram-se contaminadas por nuvens quando da análise estatística.

## 6.2 - RESULTADOS GERAIS

Nesta parte, são expostos alguns resultados gerais para a análise dos dados relativos aos satélites NOAA 11 e 12.

A distribuição espacial dos pares ordenados ( $T_{SAT}, T_{DER}$ ) (Figura 6.8) revela que a maioria dos pontos encontram-se sobre a Plataforma Continental Sudeste (PCSE), com alguns pontos sobre a Plataforma Continental Sul (PCS) e muito poucos na área oceânica (Tabela 6.5).

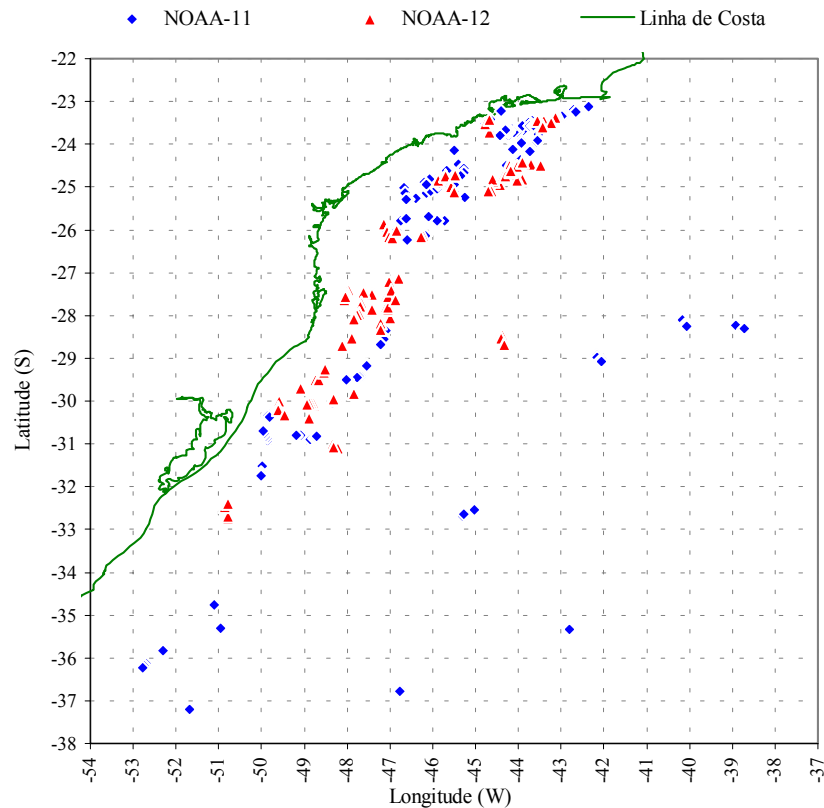


Fig. 6.8 - Distribuição espacial dos pares ordenados ( $T_{SAT}, T_{DER}$ ) para os satélites NOAA 11 e 12.

**TABELA 6.5 - FREQUÊNCIAS DE DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS PARES  
ORDENADOS ( $T_{SAT}$ ,  $T_{DER}$ )**

	PCSE	PCS	Área Oceânica
NOAA - 11	68,8% (256/372)	22,6% (84/372)	8,6% (32/372)
NOAA -12	76,3% (171/224)	18,3% (41/224)	5,4% (12/224)
TOTAIS	71,6% (427/596)	21% (125/596)	7,4% (44/596)

A distribuição mensal dos pares ordenados ( $T_{SAT}$ ,  $T_{DER}$ ) para o satélite NOAA 11 concentra-se nos meses de junho a outubro, apresentando característica unimodal. Para o satélite NOAA 12, a distribuição encontra-se mais espalhada, com um pico no verão (fevereiro e março) e outro pico no inverno (junho e agosto) (Figura 6.9).

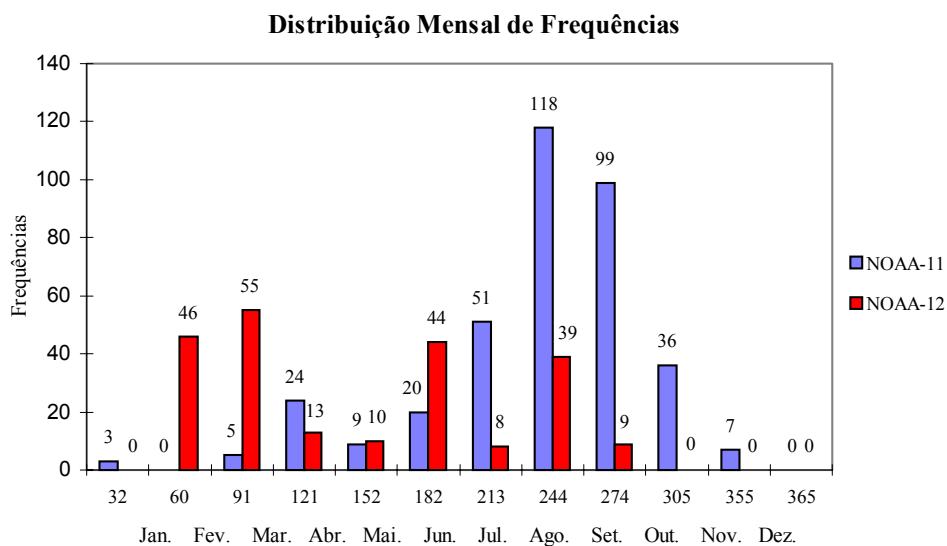


Fig. 6.9 - Distribuição mensal de frequências para os satélites NOAA 11 e 12.

Utilizando-se as definições deste trabalho para “verão”, abrangendo os meses de outubro a abril, e “inverno”, englobando os meses de maio a setembro, pode-se afirmar que temos uma concentração dos dados no inverno (80%) para o satélite NOAA 11, e que para o NOAA 12, os dados encontram-se divididos entre verão (50,9%) e inverno (49,1%).

Os horários de passagem do satélite, correspondentes aos pares ordenados ( $T_{SAT}$ ,  $T_{DER}$ ), ocorreram exclusivamente no início da manhã para o NOAA 12, enquanto que para o NOAA 11 predominaram as passagens do final da tarde (Figura 6.10).

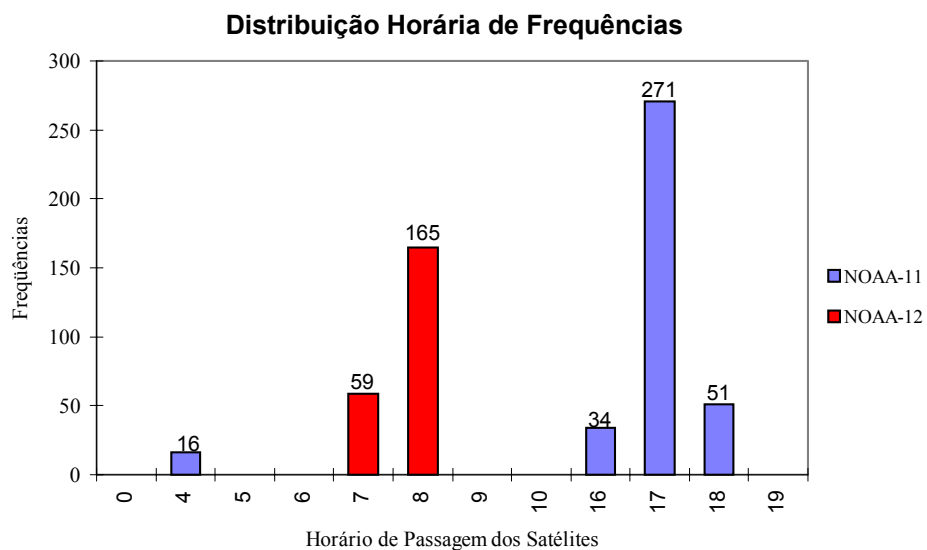


Fig. 6.10 - Distribuição horária (Horal Local) de frequências para os satélites NOAA 11 e NOAA 12.

Com relação aos ângulos zenitais do satélite, computados para os pares ordenados ( $T_{SAT}$ ,  $T_{DER}$ ), verificou-se uma predominância de ângulos baixos ( $\leq 40^\circ$ ) para o satélite NOAA 11 (95% dos dados) e uma distribuição mais uniforme para o NOAA 12, embora 75% dos dados ainda ocorram com ângulos iguais ou inferiores a  $40^\circ$  (Figura 6.11).

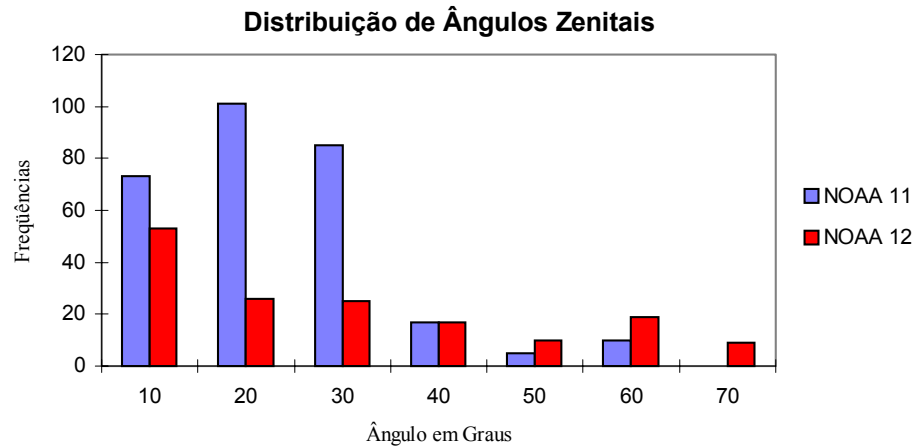


Fig 6.11 - Distribuição dos ângulos zenitais para os satélites NOAA 11 e 12.

O histograma da distribuição de frequências das diferenças  $T_{11}-T_{12}$  (Figura 6.12), relativas as temperaturas de brilho dos canais 4( $10,3-11,3\mu\text{m}$ ) e 5( $11,5-12,5\mu\text{m}$ ), mostra comportamento diferenciado entre os satélites. Os dados do NOAA 11 apresentam característica unimodal com um máximo em  $1^\circ\text{C}$ . Para o satélite NOAA 12, os dados caracterizam-se por um comportamento multimodal, com um máximo local em  $1^\circ\text{C}$ , outro em  $1,8^\circ\text{C}$  e um pequeno máximo em  $3,6^\circ\text{C}$ .

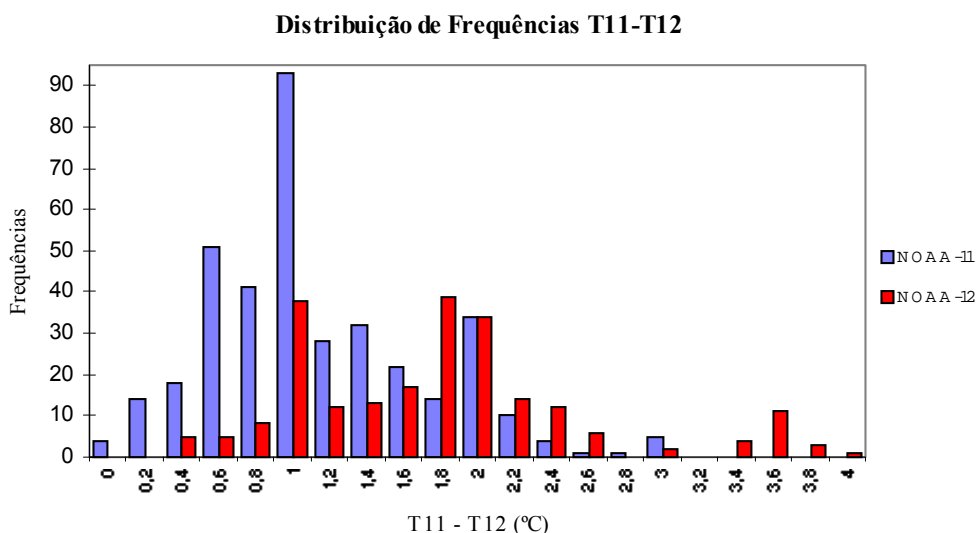


Fig. 6.12 - Distribuição de frequências T11-T12 para os satélites NOAA 11 e 12.

Conforme descrito no Capítulo 2, a diferença T11-T12 possui relação diretamente proporcional com o vapor d’água integrado na atmosfera. Portanto, quanto maior essa diferença, mais úmida encontra-se a atmosfera.

Através da comparação entre as distribuições mensais dos dados (Figura 6.9) e as distribuições de T11-T12 (Figura 6.12), pode-se verificar uma correspondência entre as formas dos histogramas, tanto para o NOAA-11 quanto para o NOAA 12. Esta correspondência indica uma diferença T11-T12 de 1°C como típica para o “inverno” e uma diferença de 1,8°-2°C como típica para o “verão”. O pico de 3,6°C registrado no histograma do NOAA 12, equivale a uma anomalia ocorrida no mês de março de 1993. A análise das médias mensais de T11-T12, confirma os resultados obtidos na comparação gráfica (Tabelas 6.6 e 6.7).



TABELA 6.6 - ESTATÍSTICAS MENSASIS T11-T12 PARA O SATÉLITE NOAA 12

Meses	Contagem	Máximo	Mínimo	Média	Modo	Desv. Pad.
2	46	2,2	1	1,71	1,6	0,22
3	55	3,8	1,8	2,7	2,4	0,66
4	13	1,8	1,6	1,69	1,6	0,1
5	10	1,4	0,8	1,02	0,8	0,22
6	40	2	0,8	1,23	1,2	0,31
7	8	1,2	0,8	0,98	1	0,13
8	27	1,8	0,4	0,9	0,4	0,46
9	9	1,8	1,6	1,78	1,8	0,07
Médias Totais		2	1,1	1,5	1,35	0,27
Médias Verão		2,6	1,47	<b>2,03</b>	1,87	0,33
Médias Inverno		1,64	0,88	<b>1,18</b>	1,04	0,24

TABELA 6.7 - ESTATÍSTICAS MENSASIS T11-T12 PARA O SATÉLITE NOAA 11

Meses	Contagem	Máximo	Mínimo	Média	Modo	Desv. Pad.
1	3	2,2	1,8	1,93	1,8	0,23
2	0	---	---	---	---	---
3	5	3	2,8	2,88	2,8	0,11
4	14	2	1,2	1,59	1,8	0,31
5	9	2,4	1,4	1,51	1,4	0,33
6	20	2,7	1	1,62	1,2	0,59
7	51	1	0	0,56	0,4	0,25
8	118	2,2	0,2	0,77	0,4	0,5
9	99	1,6	0,6	0,94	0,8	0,29
10	36	2	1,2	1,61	1,8	0,29
11	7	2	1,8	1,91	2	0,11
Médias Totais		2,11	1,2	1,53	1,44	0,30
Médias Verão		2,24	1,76	<b>1,98</b>	2,04	0,21
Médias Inverno		1,98	0,64	<b>1,08</b>	0,84	0,39

A correlação entre as diferenças  $T_{DER} - T11$  e  $T11 - T12$  mostrou-se baixa para o satélite NOAA 11 (0,24) e alta para o NOAA 12 (0,72), conforme observado na Figura 6.13. É interessante também notar que as diferenças  $T11 - T12$  obedecem a uma

função par.

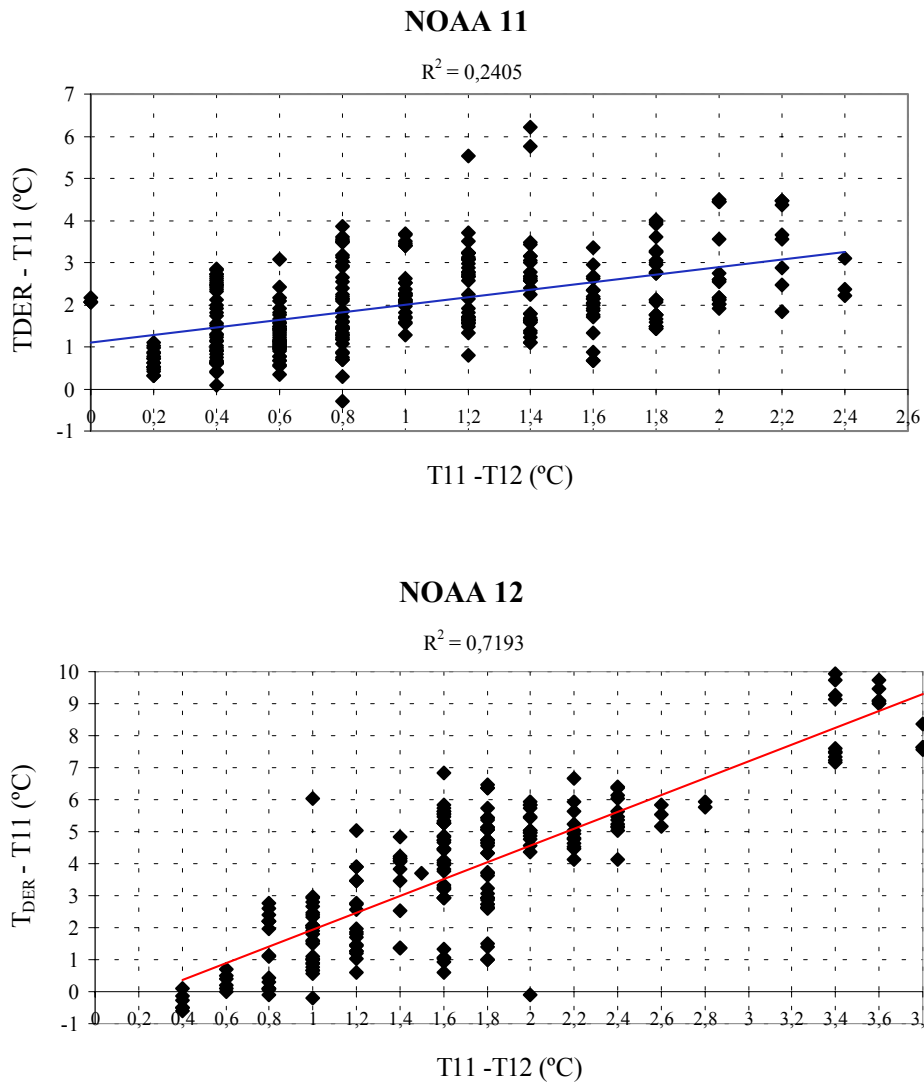


Fig. 6.13 - Gráficos de dispersão  $T_{DER} - T11$  x  $T11 - T12$  com retas de regressão para os satélites NOAA 11 e 12.

Teoricamente, a correlação testada deveria ser alta para ambos os satélites, pois as diferenças entre as TSMs de campo e a temperaturas medidas apenas por um canal ( $T_{DER} - T11$ ), estão diretamente relacionadas com o total de vapor d'água

disponível na atmosfera (estimado por T11-T12). Um dos prováveis motivos para esta discrepância é a diferença existente na distribuição sazonal dos dados, pois os relativos ao NOAA 11 estão concentrados no inverno, enquanto os dados do NOAA 12 estão melhor distribuídos ao longo do ano, possuindo um intervalo maior de diferenças, tanto para  $T_{\text{DER}} - T11$ , quanto para T11-T12.

### 6.3 - AVALIAÇÃO E SELEÇÃO DOS FILTROS

Nesta seção são avaliados e escolhidos filtros para a eliminação dos pixels com valores de temperatura contaminados por nuvens, frentes termais e outras fontes de ruído.

Inicialmente, computou-se as médias ( $\mu$ ) e os desvios padrões ( $\sigma$ ) das diferenças  $T_{SAT} - T_{DER}$  simples e também do módulo destas diferenças, para cada satélite. Os valores de  $T_{SAT}$  referem-se às TSMs geradas pelo algoritmo global. Os resultados podem ser observados na Tabela 6.8.

TABELA 6.8 - ESTATÍSTICA BÁSICA PARA  $T_{SAT} - T_{DER}$

	$T_{SAT} - T_{DER}$ (°C)	$ T_{SAT} - T_{DER} $ (°C)
NOAA 11	$\mu = 0,406$ $\sigma = 1,174$	$\mu = 0,975$ $\sigma = 0,769$
NOAA 12	$\mu = 0,5$ $\sigma = 1,131$	$\mu = 0,971$ $\sigma = 0,766$

Em seguida, criou-se filtros “passa baixo” utilizando-se valores limites para  $|T_{SAT} - T_{DER}|$  de 1°C, 2°C e 1,74°C, sendo que este último valor corresponde a  $\mu + \sigma$  calculadas para os módulos das diferenças, tanto para o NOAA 11 quanto para o NOAA 12. De forma similar, criou-se um filtro “passa banda” para  $T_{SAT} - T_{DER}$ , utilizando-se como valores limite a  $\mu + \sigma$  e a  $\mu - \sigma$  calculadas para as diferenças simples em cada satélite.

Foram também definidos filtros “passa baixo” para os desvios padrões das temperaturas computadas nos janelamentos de 3x3 pixels das imagens referentes aos canais 4 e 6 ( $T_{SAT}$ ). Conforme sugerido por McClain (1985) utilizou-se um valor

limite de 0,2°C para o canal 4, ligeiramente superior ao ruído eletrônico ou a algum outro tipo de ruído do sensor. Para o canal 6 utilizou-se um valor limite de 0,25°C, definido a partir da avaliação estatística das TSMs dos alvos observados nas imagens ( Capítulo 6, seção 1). Estes filtros constituem testes de similaridade, conforme descrito na metodologia.

Após a definição, os filtros foram aplicados de forma individual e combinada dois a dois, nos dados relativos aos satélites NOAA 11 e NOAA 12. Calculou-se, para cada série filtrada, a reta de regressão e a correlação ( $R^2$ ) existentes entre a TSM de satélite ( $T_{SAT}$ ) e a TSM medida pelo derivador ( $T_{DER}$ ). Computou-se também os totais simples e o percentual dos registros mantidos após cada filtragem. Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 6.9 para o satélite NOAA 11 e na Tabela 6.10 para o NOAA 12.

**TABELA 6.9 - CORRELAÇÕES  $T_{SAT} \times T_{DER}$  OBTIDAS COM A APLICAÇÃO DE FILTROS AOS DADOS DO SATÉLITE NOAA-11**

N	Tipo de Filtro	Reg	% do Total	$R^2$	Equação da Reta de Regressão
1	todos os dados	372	100	0,59	$T_{DER} = 0,5957 \times T_{SAT} + 7,9762$
2	$ T_{SAT} - T_{DER}  \leq 2^\circ\text{C}$	339	91,1	0,71	$T_{DER} = 0,6629 \times T_{SAT} + 6,7146$
3	$ T_{SAT} - T_{DER}  \leq 1^\circ\text{C}$	231	62,1	0,89	$T_{DER} = 0,8112 \times T_{SAT} + 3,6389$
4	$ T_{SAT} - T_{DER}  \leq 1,74^\circ\text{C}$	319	85,8	0,74	$T_{DER} = 0,7141 \times T_{SAT} + 5,6437$
5	$-0,77^\circ\text{C} \leq T_{SAT} - T_{DER} \leq 1,58^\circ\text{C}$	266	71,5	0,87	$T_{DER} = 0,8121 \times T_{SAT} + 3,4215$
6	$\sigma_{T4} (3 \times 3) \leq 0,20^\circ\text{C}$	337	90,6	0,59	$T_{DER} = 0,5936 \times T_{SAT} + 8,0337$
7	$\sigma_{T6} (3 \times 3) \leq 0,25^\circ\text{C}$	313	84,1	0,6	$T_{DER} = 0,5875 \times T_{SAT} + 8,1705$
8	combinado ( 4.AND.6 )	291	78,2	0,74	$T_{DER} = 0,7127 \times T_{SAT} + 5,6961$
9	combinado ( 4.AND.7 )	272	73,1	0,73	$T_{DER} = 0,7088 \times T_{SAT} + 5,7629$
10	combinado ( 5.AND.6 )	237	63,7	0,89	$T_{DER} = 0,8144 \times T_{SAT} + 3,3706$
11	combinado ( 5.AND.7 )	224	60,2	0,87	$T_{DER} = 0,8098 \times T_{SAT} + 3,462$

**TABELA 6.10 - CORRELAÇÕES  $T_{SAT} \times T_{DER}$  OBTIDAS COM A APLICAÇÃO DE**

## FILTROS AOS DADOS DO SATÉLITE NOAA-12

N	Tipo de Filtro	Reg.	% do Total	R <sup>2</sup>	Equação da Reta de Regressão
1	todos os dados	224	100	0,86	$T_{DER} = 1,036 \times T_{SAT} - 1,3384$
2	$ T_{SAT} - T_{DER}  \leq 2^\circ C$	208	92,8	0,9	$T_{DER} = 1,0158 \times T_{SAT} - 0,7023$
3	$ T_{SAT} - T_{DER}  \leq 1^\circ C$	131	58,5	0,96	$T_{DER} = 0,9535 \times T_{SAT} + 1,013$
4	$ T_{SAT} - T_{DER}  \leq 1,74^\circ C$	200	89,3	0,91	$T_{DER} = 1,0095 \times T_{SAT} - 0,5507$
5	$-1,63^\circ C \leq T_{SAT} - T_{DER} \leq 0,63^\circ C$	164	73,2	0,95	$T_{DER} = 1,0028 \times T_{SAT} - 0,6324$
6	$\sigma_{T4} (3 \times 3) \leq 0,20^\circ C$	175	78,1	0,86	$T_{DER} = 1.0423 \times T_{SAT} - 1.4376$
7	$\sigma_{T6} (3 \times 3) \leq 0,25^\circ C$	102	45,5	0,89	$T_{DER} = 1.0798 \times T_{SAT} - 2.1863$
8	combinado ( 4.AND.6 )	159	71	0,9	$T_{DER} = 1,0496 \times T_{SAT} - 1,4464$
9	combinado ( 4.AND.7 )	99	44,2	0,91	$T_{DER} = 1,0678 \times T_{SAT} - 1,94$
10	combinado ( 5.AND.6 )	128	57,1	0,95	$T_{DER} = 1,0251 \times T_{SAT} - 1,1209$
11	combinado ( 5.AND.7 )	83	37	0,94	$T_{DER} = 1,0375 \times T_{SAT} - 1,4386$

De uma maneira geral, os dados do satélite NOAA 12 mostraram uma melhor correlação entre  $T_{SAT}$  e  $T_{DER}$  do que os dados do satélite NOAA 11. O menor valor de correlação encontrado para o NOAA 11 pode estar associado a ocorrência de uma termoclina diurna no final da tarde, conforme discutido na seção anterior.

A comparação entre os filtros 4 e 5 mostrou que o filtro 5 possui um desempenho melhor do que o 4 (valores maiores de  $R^2$ ), embora seja mais restritivo (preserva menos registros). Para o satélite NOAA 11, a aplicação dos filtros 4 e 5 aumentou respectivamente em 25% e 47% as correlações de  $T_{SAT}$  e  $T_{DER}$  em relação ao total de dados. No NOAA 12, o aumento foi pequeno ( 5,6% e 10,8% respectivamente), devido ao fato da correlação para o total de dados já ser bastante elevada.

O filtro 6 apresentou influência nula na variação da correlação de  $T_{SAT}$  com  $T_{DER}$ , enquanto que para o filtro 7 esta influência foi muito pequena. A

comparação inter-satélites do percentual de registros retidos, mostrou que os dados de temperatura do NOAA 12 possuem uma variância espacial maior do que os do NOAA 11, principalmente quando se considera o filtro 7 que reteve 84,1% dos dados do NOAA 11 contra apenas 45,5% do NOAA 12.

Os filtros aqui analisados podem ser divididos em dois tipos principais. Os do primeiro tipo (4 e 5) utilizam  $\mu$  e  $\sigma$  das diferenças (desvios) entre  $T_{SAT}$  e  $T_{DER}$  para construir um intervalo de uma distribuição estatística. Quanto mais leptocúrtica for a distribuição para este intervalo, menor é o espalhamento ao redor da média, tornando-se mais linearmente modelável a correção dos desvios. A aplicação deste tipo de filtro permite a redução dos efeitos não lineares de variação da diferença  $T_{SAT} - T_{DER}$ , causados por diversos fatores como: presença de nuvens baixas e nevoeiros, altas concentrações de vapor d'água atmosférico, existência de gradientes termais verticais nas primeiras camadas de água e outros. Os filtros do segundo tipo (6 e 7), são utilizados como testes de similaridade para detecção de nuvens de subpíxel, bordas de nuvens e frentes termais oceânicas. Combinou-se então os filtros do primeiro tipo (4 e 5) com os do segundo (6 e 7), com o objetivo de se obter uma filtragem mais apurada dos dados.

Comparando-se os filtros combinados, escolheu-se o de número 8 (4.AND.6) como o mais apropriado para ser empregado, de forma definitiva, nas séries totais de dados dos satélites NOAA 11 e NOAA12. Como critério de seleção, priorizou-se preservar o maior número possível dos dados originais para cada satélite.

Os gráficos de espalhamento  $T_{SAT} \times T_{DER}$ , construídos a partir das séries de dados originais e filtradas dos satélites NOAA 11 e 12 (Figuras 6.14 e 6.15), mostram que nas séries filtradas, os dados mais distantes em relação as suas retas de regressão foram eliminados, aumentando-se, desta forma, os coeficientes de correlação linear das séries.

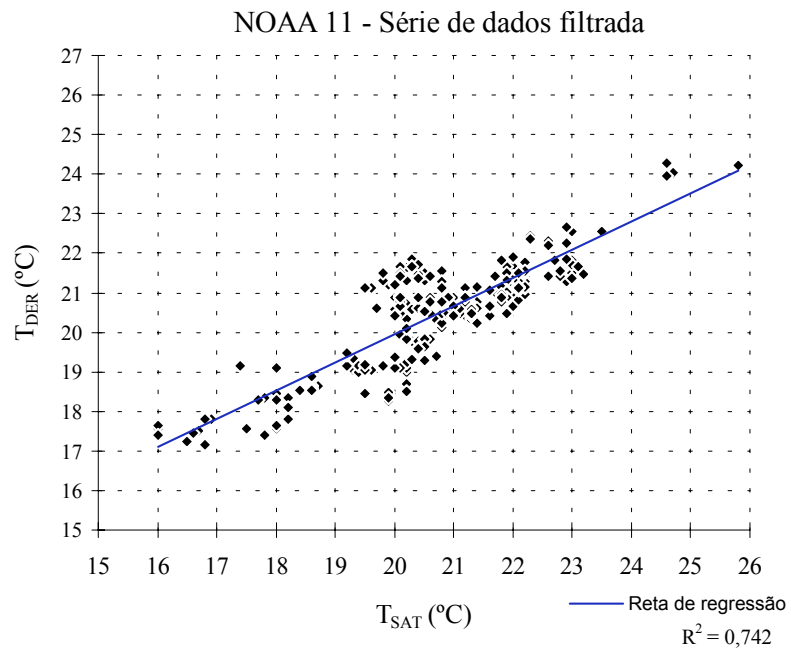
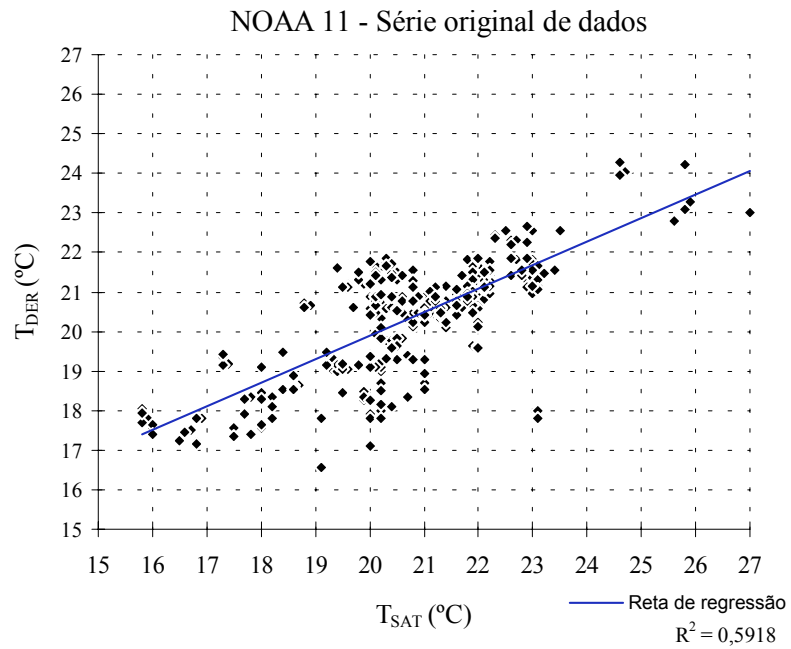


Fig. 6.14 - Espalhamento de  $T_{\text{SAT}} \times T_{\text{DER}}$  para as séries originais e filtradas do satélite NOAA 11.



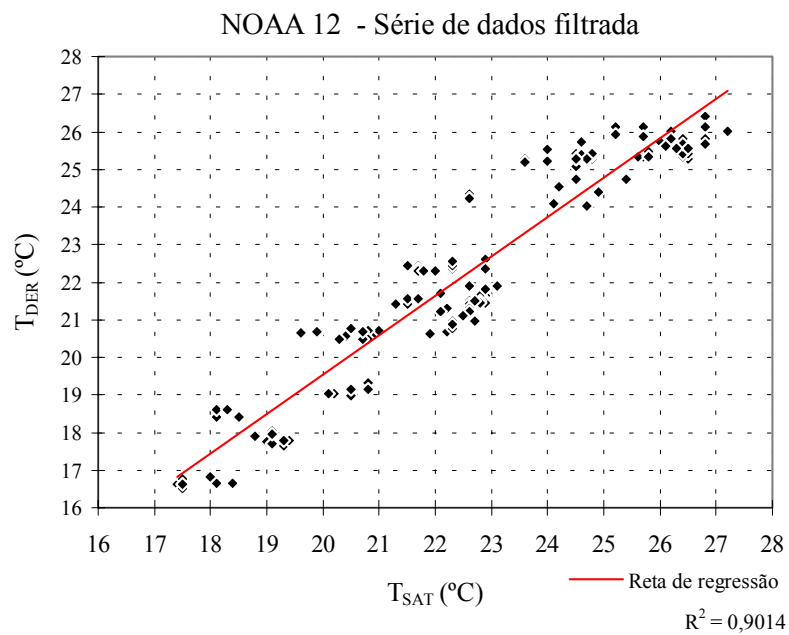
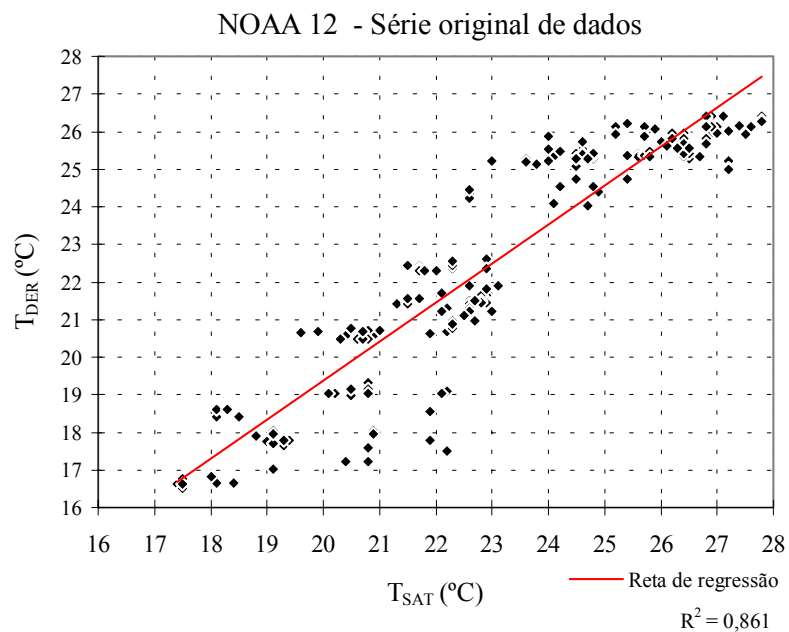


Fig. 6.15 - Espalhamento de  $T_{SAT} \times T_{DER}$  para as séries originais e filtradas do satélite NOAA 12.

## 6.4 - AVALIAÇÃO DO ALGORITMO GLOBAL DE TSM E DERIVAÇÃO DE ALGORITMOS REGIONAIS

As séries de dados filtradas (NOAA 11 e 12), agora denominadas de “Total”, foram subdivididas em novas séries, conforme descrito na metodologia. Para a avaliação da acurácia do algoritmo global de cada satélite, calculou-se as médias, os desvios padrão e as RMSDs para as diferenças  $T_{SAT} - T_{DER}$  em cada série.

TABELA 6.11 - AVALIAÇÃO ESTATÍSTICA DE  $T_{SAT} - T_{DER}$  PARA O NOAA-11

Série	Registros	bias: $\mu$ (°C)	$\sigma$ (°C)	RMSD (°C)
Total	291	0,24	0,83	0,87
Aleatório-1	146	0,3	0,78	0,84
Aleatório-2	145	0,18	0,87	0,89
Verão	66	0,55	0,58	0,79
Inverno	225	0,15	0,87	0,89

TABELA 6.12 - AVALIAÇÃO ESTATÍSTICA DE  $T_{SAT} - T_{DER}$  PARA O NOAA-12

Série	Registros	bias: $\mu$ (°C)	$\sigma$ (°C)	RMSD (°C)
Total	159	0,32	0,89	0,94
Aleatório-1	80	0,4	0,91	0,99
Aleatório-2	79	0,24	0,86	0,9
Verão	65	-0,09	0,86	0,86
Inverno	94	0,6	0,79	1,0

Comparando-se os resultados obtidos, percebe-se que o algoritmo global utilizado para o satélite NOAA 11 possui uma acurácia melhor ( $<$  RMSDs) do que o algoritmo utilizado para o NOAA 12. Apesar dos meses de verão serem mais úmidos, mostraram acurácias melhores do que os meses de inverno, para ambos os satélites, contrariando o esperado. As séries NOAA12-Inverno e NOAA11-Verão apresentaram os maiores desvios tendenciosos (“bias”) de  $T_{SAT}$  em relação a  $T_{DER}$ .

Realizou-se regressões lineares simples entre  $T_{SAT}$  e  $T_{DER}$ , gerando-se equações de reta para cada série, na seguinte forma:

$$T_{DER} = \mathbf{a} \times T_{SAT} + \mathbf{b}$$

A aplicação destas novas equações nos valores  $T_{SAT}$  permitiu a obtenção de TSMs corrigidas dos desvios tendenciosos observados ( $T_{COR}$ ). Os valores de  $T_{COR}$  foram então comparados com os valores de  $T_{DER}$  em cada série, calculando-se novas RMSDs. Os coeficientes **a**, **b** e de determinação ( $R^2$ ) das retas obtidas, assim como a acurácia destes novos algoritmos para a correção de  $T_{SAT}$ , podem ser observados nas Tabelas 6.13 e 6.14. Os gráficos de dispersão para cada série encontram-se nas Figuras 6.16 e 6.17.

TABELA 6.13 - RETAS DE REGRESSÃO  $T_{SAT} \times T_{DER}$  PARA O NOAA-11

Série	<b>a</b>	<b>b</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>RMSD</b>
Total	0,7127	5,6961	0,74	0,69
Aleatório-1	0,7141	5,6188	0,78	0,63
Aleatório-2	0,713	5,7381	0,71	0,74
Verão	0,8431	2,7844	0,91	0,5
Inverno	0,6704	6,6052	0,67	0,71

TABELA 6.14 - RETAS DE REGRESSÃO  $T_{SAT} \times T_{DER}$  PARA O NOAA-12

Série	<b>a</b>	<b>b</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>RMSD</b>
Total	1,0496	- 1,4464	0,90	0,88
Aleatório-1	1,0968	- 2,5993	0,91	0,87
Aleatório-2	1,0054	-0,3622	0,90	0,86
Verão	0,3384	16,763	0,42	0,44
Inverno	0,9644	0,1422	0,80	0,79

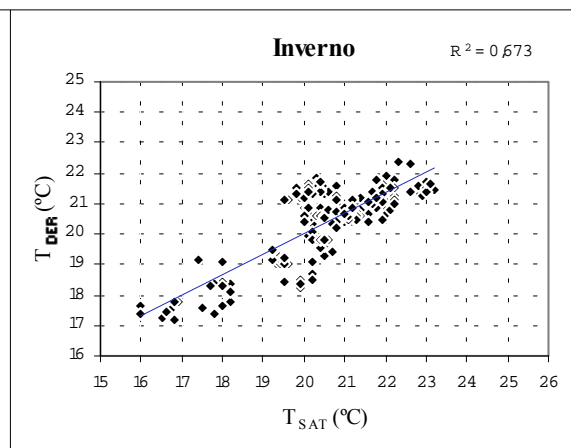
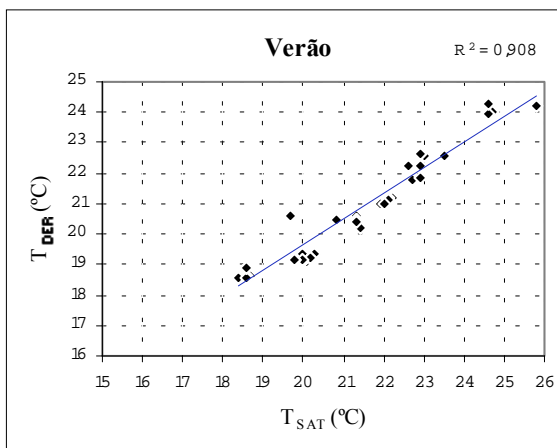
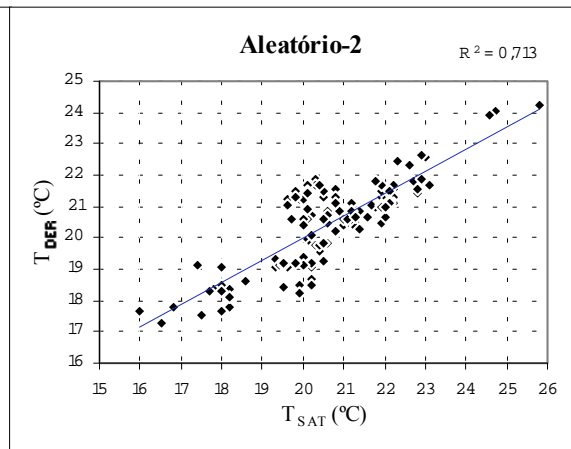
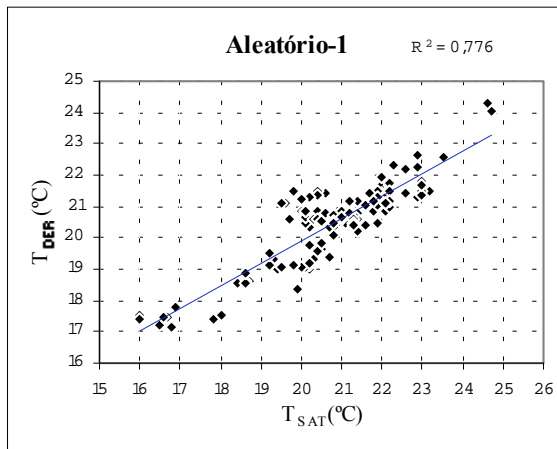
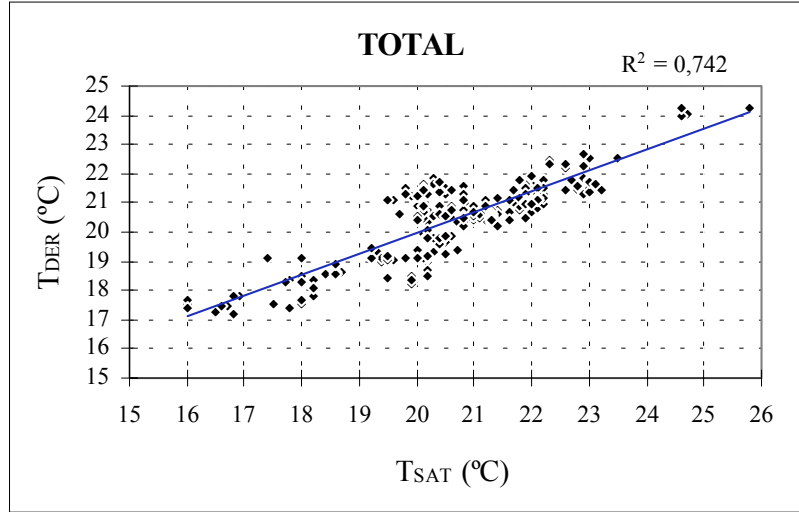


Fig. 6.16 - Dispersão de  $T_{SAT}$  x  $T_{DER}$  para as séries do NOAA 11.

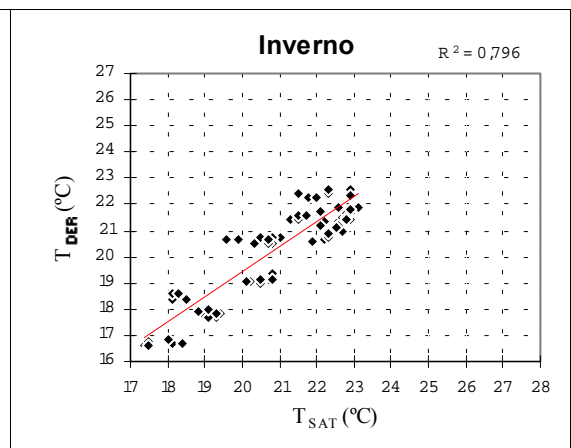
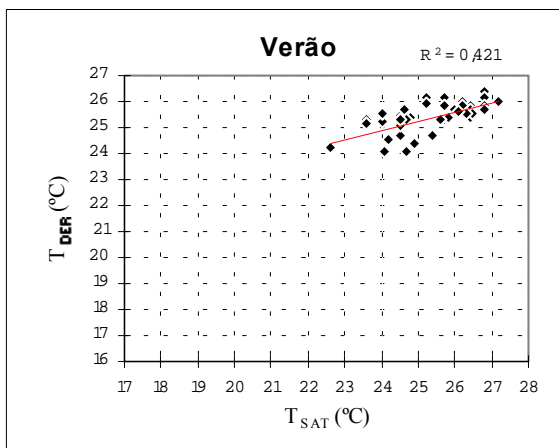
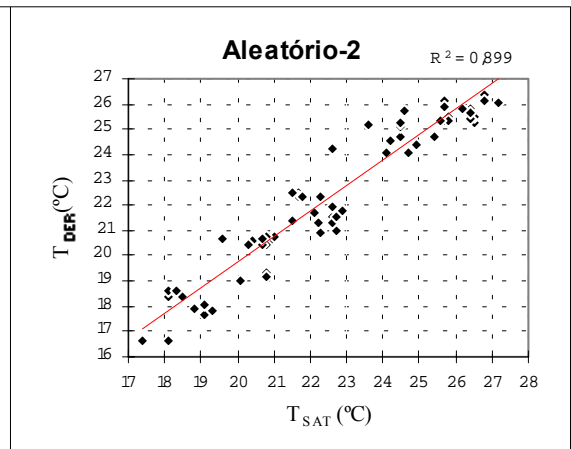
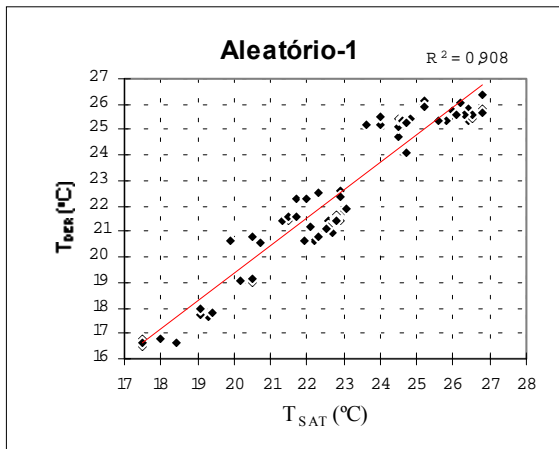
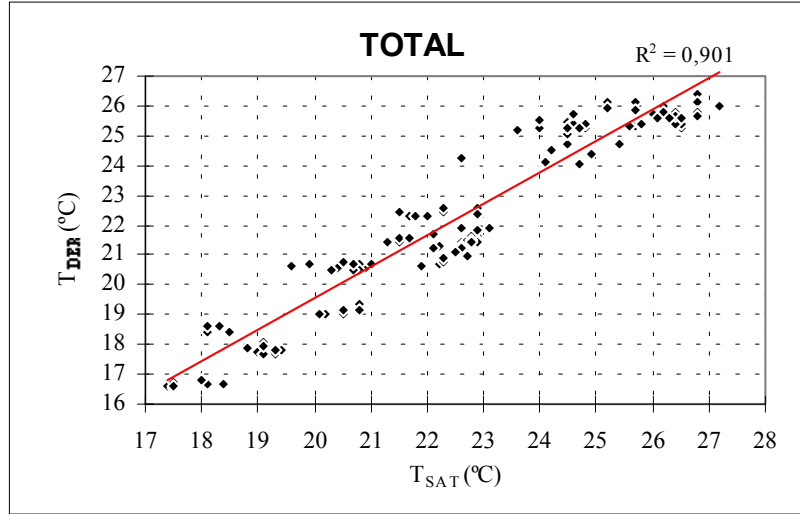


Fig. 6.17 - Dispersão de  $T_{SAT}$  x  $T_{DER}$  para as séries do NOAA 12.

A aplicação das equações de reta na correção dos desvios de temperatura das séries Total, Aleatório-1 e Aleatório-2 do satélite NOAA 11, resultaram numa melhoria média de 0,18°C na acurácia. Para o NOAA 12, a melhoria média na acurácia foi de 0,07°C. Após a correção dos desvios, os dados de temperatura relativos ao satélite NOAA 11 revelaram uma acurácia maior do que os dados do NOAA 12, da ordem de 0,18°C.

As séries de Verão apresentaram melhorias acentuadas na acurácia. Para o NOAA 11 verificou-se um aumento de 0,29°C, enquanto que para o NOAA 12 registrou-se um aumento de 0,42°C. Porém, este resultado do NOAA 12 não pode ser considerado expressivo, pois obteve-se uma fraca correlação entre  $T_{SAT}$  e  $T_{DER}$  na série. O baixo valor de  $R^2$  (0,42) pode ser atribuído ao pequeno intervalo de temperatura analisado na série de Verão do NOAA 12 (Fig. 6.17), influenciando também nos valores anômalos obtidos para os coeficientes **a** e **b** da reta de regressão para este caso. Nas séries de Inverno, houve um ganho de acurácia de 0,18°C para o NOAA 11 e de 0,21°C para o NOAA 12. Na comparação sazonal, o Verão demonstrou ter uma acurácia pelo menos 0,2°C maior do que o Inverno.

A menor acurácia obtida para o Inverno pode estar associada a um erro de localização da posição (Latitude, Longitude) dos derivadores nas imagens de TSM. Conforme descrito na Metodologia, as imagens AVHRR utilizadas neste trabalho possuem uma resolução espacial máxima de 2,2 Km x 2,2 Km no nadir, alcançando 4,8 Km x 13 Km nas bordas das imagens. Durante o inverno ocorre sobre a plataforma a penetração de um ramo costeiro da Corrente das Malvinas, vindo de sul, misturando-se com as águas típicas de plataforma e também com as águas quentes da CB, oriundas de NE. Esta penetração cria muita instabilidade sobre as regiões de plataforma e borda oeste da CB, gerando, de uma forma geral, gradientes termais superficiais mais intensos do que no verão. Exatamente nestas regiões, encontravam-se a maioria dos derivadores utilizados neste trabalho.

#### 6.4.1 - ALGORITMOS REGIONAIS

Empregando-se o método multicanal de correção atmosférica, derivou-se algoritmos “split window” para as séries de dados Total, Aleatório-1 e Aleatório-2, de ambos os satélites. Na determinação dos coeficientes dos novos algoritmos, utilizou-se regressões lineares múltiplas, gerando-se equações na seguinte forma:

$$T_{\text{DER}} = \beta_1 \times T11 + \beta_2 \times (T11-T12) + \beta_3 \times (\text{SEC } \theta - 1) \times (T11-T12) + \beta_0$$

Avaliou-se os erros(desvios) padrão para cada coeficiente. Realizou-se também um teste de significância a um nível de 5% para se determinar a nulidade ou não dos coeficientes  $\beta$ , considerando-se para isto o intervalo de valores entre os 95% superiores e inferiores, relativos a uma distribuição normal padrão. Nos casos em que o valor zero esteve contido neste intervalo de confiança, realizou-se uma nova regressão linear múltipla, excluindo-se o termo relativo ao coeficiente em questão. Segundo Neter e Wasserman (1974), a determinação do intervalo de confiança obedece a seguinte fórmula:

$$\beta_n \pm t(1- \alpha/2 ; N - B) \times \sigma(\beta_n)$$

onde  $\beta_n$  é o n-ésimo coeficiente, t é o valor de uma distribuição t de Student para  $1- \alpha/2$  e  $N - B$ , sendo  $\alpha$  o nível de significância, N o número de registros e B o número de coeficientes determinados.  $\sigma(\beta_n)$  é o desvio padrão para o n-ésimo coeficiente.

Os valores dos coeficientes obtidos, seus respectivos desvios padrões, os intervalos de 95% de confiança (valores inferiores e superiores) e as probabilidades de nulidade destes coeficientes, podem ser observados nas Tabelas 6.15 a 6.17 para o NOAA 11 e nas Tabelas 6.18 a 6.20 para o NOAA 12.

TABELA 6.15 - COEFICIENTES DE REGRESSÃO PARA A SÉRIE TOTAL DO  
NOAA 11

Coef.	Valor	$\sigma(\beta_n)$	95% inferiores	95% superiores	Probab. $\beta_n = 0$
$\beta_0$	-207,36	10,01	-227,07	-187,65	0
$\beta_1$	0,7792	0,0343	0,7117	0,8467	0
$\beta_2$	0,7601	0,0868	0,5893	0,931	0
$\beta_3$	-0,6575	0,2764	-1,2017	-0,1134	0,018

TABELA 6.16 - COEFICIENTES DE REGRESSÃO PARA A SÉRIE ALEATÓRIO-1  
DO NOAA 11

Coef.	Valor	$\sigma(\beta_n)$	95% inferiores	95% superiores	Probab. $\beta_n = 0$
$\beta_0$	-203,95	14,05	-231,72	-176,18	0
$\beta_1$	0,7675	0,0481	0,6724	0,8623	0
$\beta_2$	0,7603	0,124	0,5151	1,0054	0
$\beta_3$	-0,5853	0,3253	-1,2284	0,0577	0,074

TABELA 6.17 - COEFICIENTES DE REGRESSÃO PARA A SÉRIE ALEATÓRIO-2  
DO NOAA 11

Coef.	Valor	$\sigma(\beta_n)$	95% inferiores	95% superiores	Probab. $\beta_n = 0$
$\beta_0$	-212,04	14,67	-241,05	-183,03	0
$\beta_1$	0,7953	0,0503	0,6958	0,8947	0
$\beta_2$	0,7736	0,1261	0,5243	1,023	0
$\beta_3$	-0,9422	0,5586	-2,0466	0,1621	0,094



TABELA 6.18 - COEFICIENTES DE REGRESSÃO PARA A SÉRIE TOTAL DO NOAA 12

Coef.	Valor	$\sigma(\beta_n)$	95% inferiores	95% superiores	Probab. $\beta_n = 0$
$\beta_0$	-264,27	11,79	-287,56	-240,98	0
$\beta_1$	0,9667	0,0404	0,8868	1,0466	0
$\beta_2$	2,7657	0,1289	2,511	3,0205	0
$\beta_3$	0,5635	0,1252	0,3162	0,8109	0

TABELA 6.19 - COEFICIENTES DE REGRESSÃO PARA A SÉRIE ALEATÓRIO-1 DO NOAA 12

Coef.	Valor	$\sigma(\beta_n)$	95% inferiores	95% superiores	Probab. $\beta_n = 0$
$\beta_0$	-272,96	16,58	-305,99	-239,92	0
$\beta_1$	0,995	0,0568	0,8817	1,1082	0
$\beta_2$	3,0625	0,188	2,6879	3,437	0
$\beta_3$	0,3723	0,2018	-0,0297	0,7743	0,069

TABELA 6.20 - COEFICIENTES DE REGRESSÃO PARA A SÉRIE ALEATÓRIO-2 DO NOAA 12

Coef.	Valor	$\sigma(\beta_n)$	95% inferiores	95% superiores	Probab. $\beta_n = 0$
$\beta_0$	-254,46	16,65	-287,62	-221,29	0
$\beta_1$	0,9343	0,0571	0,8205	1,0482	0
$\beta_2$	2,5186	0,1757	2,1685	2,8687	0
$\beta_3$	0,6839	0,158	0,369	0,9987	0

Os coeficientes  $\beta_3$  das séries Aleatório-1 e Aleatório-2 do NOAA 11, e Aleatório-1 do NOAA 12, mostraram probabilidades de nulidade maiores do que o nível de significância adotado (0,05). Realizou-se portanto novas regressões, denominadas de “reduzida”, excluindo-se do algoritmo “split window” o termo  $(\text{SEC } \theta - 1) \times (T11 - T12)$ . Os novos coeficientes obtidos para estas séries podem ser observados nas Tabelas 6.21 a 6.23. De uma forma geral, os algoritmos “split window” revelaram uma fraca dependência deste termo, o que pode ser explicado pela distribuição dos ângulos zenitais nas imagens ser predominantemente menor do que 40°, principalmente para o NOAA 11. Segundo McClain *et al.* (1985), a adição do termo corretivo para o ângulo de visada funciona melhor para ângulos entre 40° e 53°.

TABELA 6.21 - COEFICIENTES DA REGRESSÃO REDUZIDA PARA A SÉRIE ALEATÓRIO-1 DO NOAA 11

Coef.	Valor	$\sigma(\beta_n)$	95% inferiores	95% superiores	Probab. $\beta_n = 0$
$\beta_0$	-211,77	13,46	-238,38	-185,15	0
$\beta_1$	0,7942	0,0461	0,7031	0,8852	0
$\beta_2$	0,7055	0,1212	0,466	0,945	0

TABELA 6.22 - COEFICIENTES DA REGRESSÃO REDUZIDA PARA A SÉRIE ALEATÓRIO-2 DO NOAA 11

Coef.	Valor	$\sigma(\beta_n)$	95% inferiores	95% superiores	Probab. $\beta_n = 0$
$\beta_0$	-212,62	14,77	-241,81	-183,43	0
$\beta_1$	0,7973	0,0506	0,6972	0,8973	0
$\beta_2$	0,6953	0,118	0,4619	0,9287	0

TABELA 6.23 - COEFICIENTES DA REGRESSÃO REDUZIDA PARA A SÉRIE ALEATÓRIO-1 DO NOAA 12

Coef.	Valor	$\sigma(\beta_n)$	95% inferiores	95% superiores	Probab. $\beta_n = 0$
$\beta_0$	-260	15,26	-290,38	-229,62	0
$\beta_1$	0,9501	0,0522	0,8462	1,054	0
$\beta_2$	3,2434	0,1629	2,919	3,5678	0

A aplicação destas novas equações permitiu a obtenção das TSMs regionais ( $T_{REG}$ ). Os valores de  $T_{REG}$  foram então comparados com os valores de  $T_{DER}$  em cada série, determinando-se as RMSDs dos algoritmos regionais. Calculou-se os coeficientes  $\beta_n$  e de determinação múltipla ( $R^2$ ) das retas obtidas, assim como a acurácia dos novos algoritmos regionais, comparando-os com o algoritmo global. Os resultados podem ser observados nas Tabelas 6.24 e 6.25.

TABELA 6.24 - RETAS DE REGRESSÃO MÚLTIPLA PARA O NOAA-11

Algoritmo	$\beta_0$	$\beta_1$	$\beta_2$	$\beta_3$	$R^2$	RMSD
Global	- 267,03	0,9792	2,3617	0,3308	---	0,87
Total	-207,36	0,7792	0,7601	-0,6575	0,67	0,78
Aleatório-1	-203,95	0,7675	0,7603	-0,5853	0,68	0,75
Aleatório-2	-212,04	0,7953	0,7736	-0,9422	0,65	0,81
Aleatório-1 (reduzido)	-211,77	0,7942	0,7055	---	0,68	0,75
Aleatório-2 (reduzido)	-212,62	0,7973	0,6953	---	0,65	0,82

TABELA 6.25 - RETAS DE REGRESSÃO MÚLTIPLA PARA O NOAA-12

<b>Algoritmo</b>	$\beta_0$	$\beta_1$	$\beta_2$	$\beta_3$	$R^2$	<b>RMSD</b>
Global	-263,01	0,9636	2,5792	0,2426	---	0,94
Total	-264,27	0,9667	2,7657	0,5635	0,90	0,89
Aleatório-1	-272,96	0,995	3,0625	0,3723	0,90	0,9
Aleatório-2	-254,46	0,9343	2,5186	0,6839	0,90	0,85
Aleatório-1 (reduzido)	-260	0,9501	3,2434	---	0,90	0,92

Os algoritmos regionais, derivados para as séries do satélite NOAA 12, revelaram-se mais similares ao algoritmo global do que os algoritmos obtidos para as séries do NOAA 11. Este fato pode ser verificado através da comparação entre os coeficientes  $\beta_n$  da equação global e os coeficientes  $\beta_n$  das outras equações. Os maiores coeficientes de determinação ( $R^2$ ) encontrados para as séries do NOAA 12 (0,9), em relação os  $R^2$  do NOAA 11 (0,67), também confirmam esta afirmação.

Com relação a acurácia, o NOAA 11 apresentou melhores resultados do que o NOAA 12. É interessante notar também que a aplicação dos algoritmos reduzidos implicou numa pequena perda de acurácia, que pode, contudo, ser considerada insignificante.

#### **6.4.2 - VALIDAÇÃO DOS ALGORITMOS**

Na validação, testou-se as equações de TSM derivadas para Aleatório-1 nos dados da série Aleatório-2 e vice-versa. Calculou-se as RMSDs entre  $T_{DER}$  e as TSMs obtidas pela aplicação cruzada dos algoritmos (Cruzada), comparando-se o resultado com as RMSDs calculadas anteriormente na própria série (Nativa). Cabe

ressaltar que as séries Aleatório-1 e Aleatório-2 são independentes entre si, tendo sido escolhidas de forma aleatória e sem repetição a partir da série Total, servindo, portanto, para este propósito. Foram validados os algoritmos regionais “split window” derivados (REG) e as equações simples, de correção da TSM calculada pelo algoritmo global (COR). Os resultados da validação para os satélites NOAA 11 e NOAA 12 podem ser observados nas Tabelas 6.26 a 6.29.

TABELA 6.26 - VALIDAÇÃO DOS ALGORITMOS NA SÉRIE ALEATÓRIO-1 DO NOAA-11

Algoritmo	RMSD Cruzada	RMSD Nativa	Diferença
Aleatório-2 REG	0,75	0,75	0
Aleatório-2 REG (reduzido)	0,75	0,75	0
Aleatório-2 COR	0,63	0,63	0

TABELA 6.27 - VALIDAÇÃO DOS ALGORITMOS NA SÉRIE ALEATÓRIO-2 DO NOAA-11

Algoritmo	RMSD Cruzada	RMSD Nativa	Diferença
Aleatório-1 REG	0,81	0,81	0
Aleatório-1 REG (reduzido)	0,82	0,82	0
Aleatório-1 COR	0,74	0,74	0

TABELA 6.28 - VALIDAÇÃO DOS ALGORITMOS NA SÉRIE ALEATÓRIO-1 DO NOAA-12

Algoritmo	RMSD Cruzada	RMSD Nativa	Diferença
Aleatório-2 REG	0,97	0,9	0,07
Aleatório-2 COR	0,92	0,87	0,05

TABELA 6.29 - VALIDAÇÃO DOS ALGORITMOS NA SÉRIE ALEATÓRIO-2 DO NOAA-12

Algoritmo	RMSD Cruzada	RMSD Nativa	Diferença
Aleatório-1 REG	0,94	0,85	0,09
Aleatório-1 REG (reduzido)	1,02	---	---
Aleatório-1 COR	0,91	0,86	0,05

A análise dos resultados revela que os algoritmos relativos ao satélite NOAA 11 foram melhor validados do que os do NOAA 12. As equações obtidas para as séries Aleatório 1 e 2 do NOAA 11 são muito similares entre si, não existindo diferenças de acurácia no que diz respeito a validação. Para o NOAA 12, verificou-se diferenças pequenas, inferiores a 0,1°C, sendo que as equações de correção da TSM global (COR) apresentaram os melhores resultados (0,05°C), seguidas do algoritmo regional derivado na série Aleatório-2 (0,07).

De uma forma geral, a comparação entre as acurácias (RMSDs) dos diversos algoritmos mostra que as equações de correção da TSM gerada pelo algoritmo global ( $T_{SAT}$ ), forneceram resultados melhores do que os algoritmos regionais derivados. Além disso, para o NOAA 11, quando comparadas com as temperaturas de campo ( $T_{DER}$ ), as temperaturas calculadas pelas equações de correção ( $T_{COR}$ ) possuem

correlações mais elevadas do que as temperaturas geradas pelos algoritmos regionais ( $T_{REG}$ ).

Finalmente, para se determinar se existem ou não diferenças significativas entre a utilização de um algoritmo regional ou uma equação simples para a correção de temperatura, realizou-se um teste de significância para a igualdade entre os valores médios da  $T_{REG}$  e da  $T_{COR}$  calculadas, utilizando-se uma distribuição t de Student e um nível de significância de 5%, conforme as fórmulas abaixo:

$$A_1 \leq \bar{T}_{REG} - \bar{T}_{COR} \leq A_2$$

$$A_1 = -t(1 - \alpha/2 ; 2 \times N - 2) \times \sigma(\bar{T}_{REG} - \bar{T}_{COR})$$

$$A_2 = +t(1 - \alpha/2 ; 2 \times N - 2) \times \sigma(\bar{T}_{REG} - \bar{T}_{COR})$$

$$\sigma(\bar{T}_{REG} - \bar{T}_{COR}) = \sqrt{\frac{2 \times \sigma^2}{N}} \quad \sigma^2 = \frac{\sum (T_{REG} - \bar{T}_{REG})^2 + \sum (T_{COR} - \bar{T}_{COR})^2}{2 \times N - 2}$$

onde  $\bar{T}_{REG}$  e  $\bar{T}_{COR}$  são os valores médios de  $T_{REG}$  e  $T_{COR}$ ,  $\alpha$  é o nível de significância adotado, N é o número de registros,  $\sigma(\bar{T}_{REG} - \bar{T}_{COR})$  é o desvio padrão amostral para a diferença das médias e  $\sigma^2$  é a variância amostral das diferenças.

Para o NOAA 11 temos:

$$N = 291, \quad \bar{T}_{REG} - \bar{T}_{COR} = 1,155 \times 10^{-4} \text{°C}, \quad \sigma(\bar{T}_{REG} - \bar{T}_{COR}) = 0,0942134$$

Portanto  $-1,98 \times 0,0942134 = -0,18654 \text{°C} = A_1 \leq 1,155 \times 10^{-4} \text{°C} \leq A_2 = 0,18654 \text{°C}$ , confirmando a hipótese de que  $T_{REG}$  e  $T_{COR}$  são iguais a um nível de confiança de 95% para os algoritmos do satélite NOAA 11.

Para o NOAA 12 temos:

$$N = 159, \bar{T}_{REG} - \bar{T}_{COR} = 7,1 \times 10^{-14} \text{°C}, \sigma(\bar{T}_{REG} - \bar{T}_{COR}) = 3,7657$$

Portanto  $-1,98 \times 3,7657 = -7,456 \text{°C} = A_1 \leq 7,1 \times 10^{-14} \text{°C} \leq A_2 = 7,456 \text{°C}$ , confirmando a hipótese de que  $T_{REG}$  e  $T_{COR}$  são iguais a um nível de confiança de 95% também para os algoritmos do satélite NOAA 12.

Conclui-se então que, apesar das equações simples para a correção de temperatura possuírem acurácias melhores do que os algoritmos regionais, não existe diferença estatística a um nível de significância de 5% entre a aplicação de uma ou outra equação, para as séries analisadas



## 6.5 - POSSÍVEIS FONTES DE ERRO

Nesta seção são avaliadas algumas das principais fontes de erro observadas neste trabalho. Esses erros influenciam na determinação da acurácia dos algoritmos de TSM por satélite, quando se comparam as medidas obtidas por satélite com as medidas obtidas *in situ* por derivadores.

A presença de nuvens não resolvidas pelos testes e filtros utilizados, a existência de frentes termais horizontais e de gradientes verticais nas primeiras camadas, são importantes fontes de erro, provocando um aumento da RMSD entre as temperaturas de satélite e derivador. Infelizmente, estes tipos de erro não podem ser avaliados para este trabalho, devido a dificuldade ou impossibilidade de se quantificar o mesmo.

A variação diurna de temperatura representa outra importante fonte de erro, visto que os dados de derivador possuem uma diferença temporal de até  $\pm 12$  horas em relação às imagens, conforme descrito anteriormente na metodologia. Na determinação das amplitudes de variação diurna da temperatura, considerou-se algumas séries temporais corrigidas dos derivadores, eliminando-se as tendências de aquecimento ou resfriamento em escalas temporais maiores. Utilizou-se para isto regressões lineares simples com plotagem de resíduos. As amplitudes médias diárias observadas foram de  $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$ , com valores máximos de  $\pm 0,7^{\circ}\text{C}$ . Como exemplo, algumas das séries analisadas podem ser observadas nos painéis superiores das Figs. 6.18 a 6.21. Os painéis inferiores destas figuras apresentam os resíduos das regressões lineares, apenas nos intervalos das séries originais onde nota-se as amplitudes de variação diurna.

Cabe ressaltar, ainda, que estas amplitudes podem estar sub-avaliadas, uma vez que as temperaturas dos derivadores foram obtidas apenas para alguns horários, relativos às passagens dos satélites ao longo do dia. Desta forma a

amostragem dos dados não possui resolução temporal suficiente para se capturar os máximos e mínimos diários.

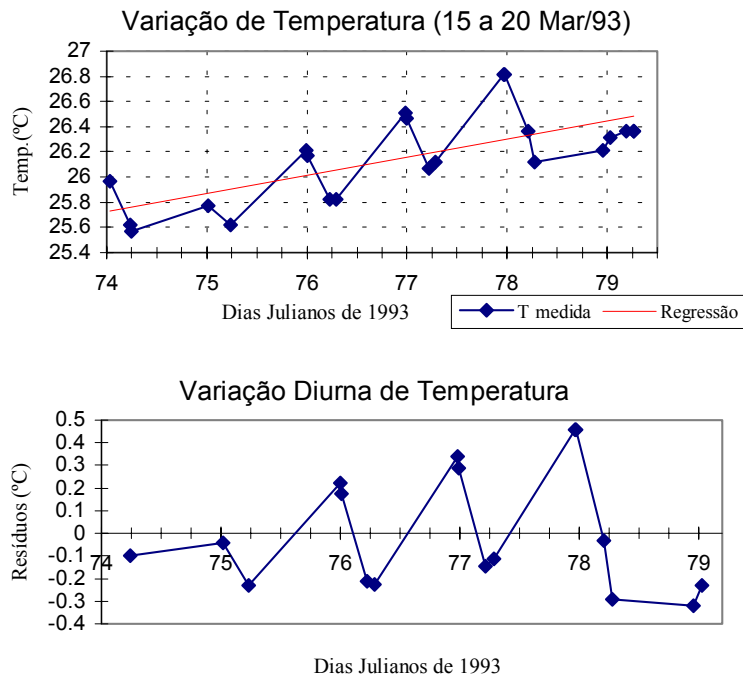


Fig. 6.18 - Derivador 3179: 15 a 20 de Mar./93 (27°S - 47°W).

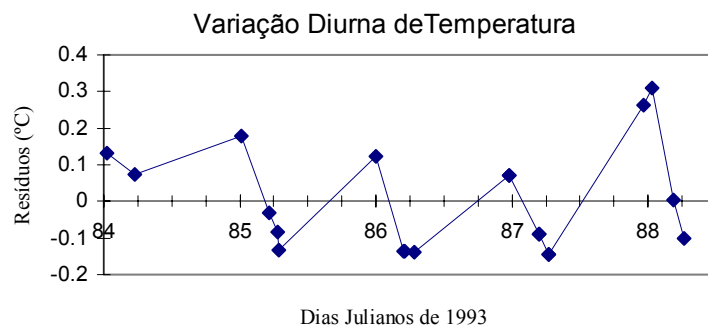
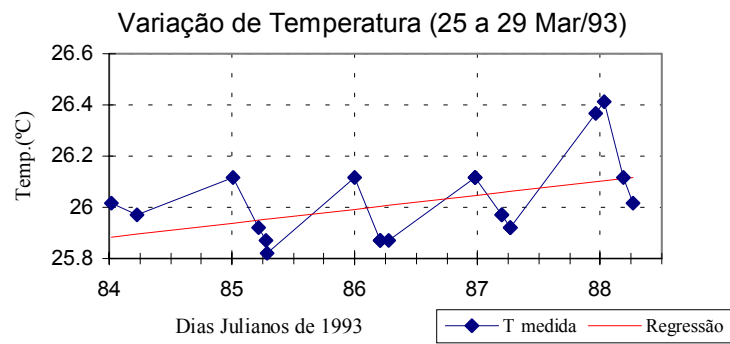


Fig. 6.19 - Derivador 3180: 25 a 29 de Mar./93 (28°S - 47°W).

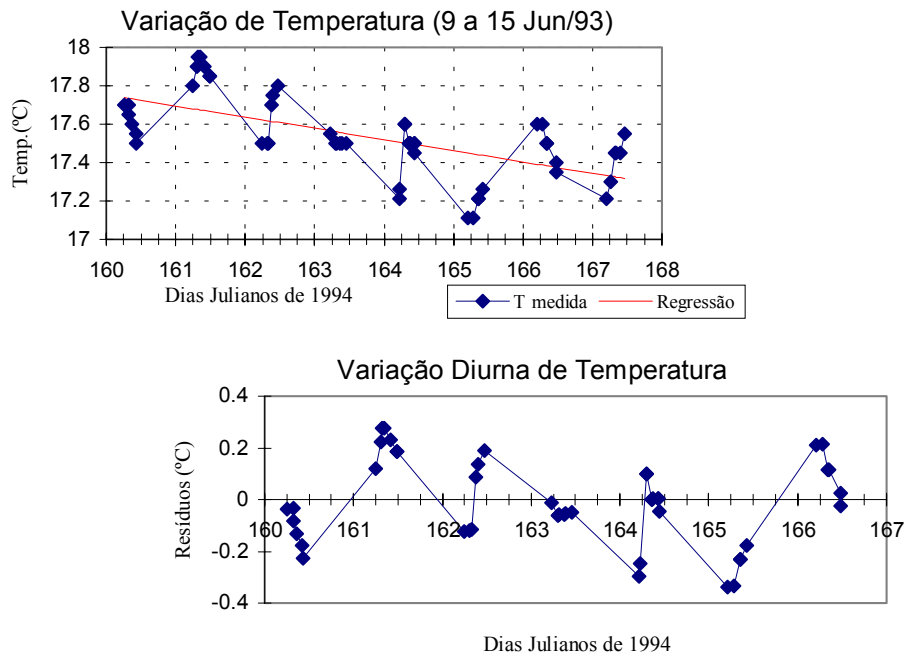


Fig. 6.20 - Derivador 3192: 9 a 15 de Jun./94 (36°S - 40°W).

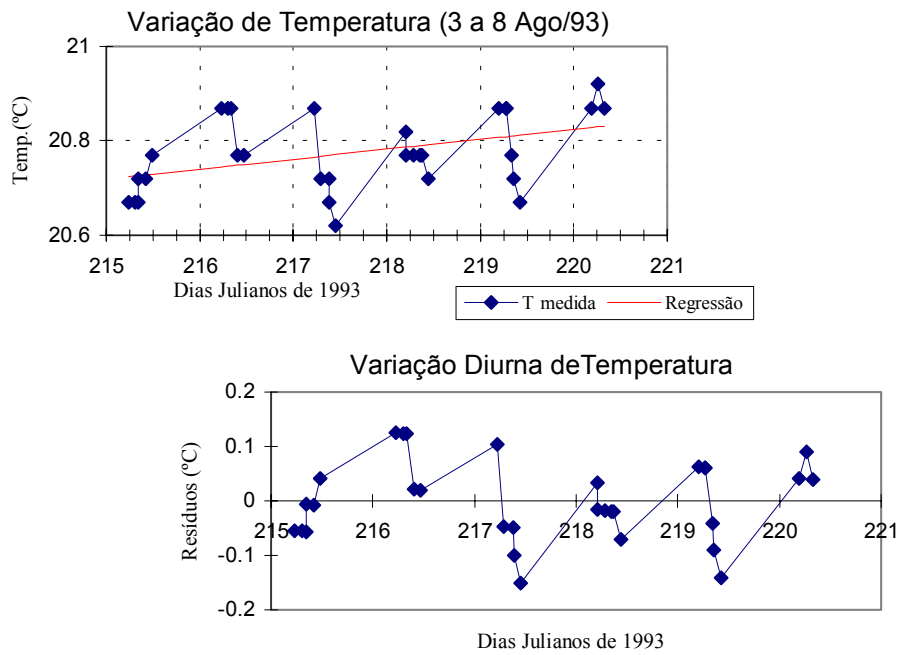


Fig. 6.21 - Derivador 3182: 3 a 8 de Ago./93 (28°S - 40°W).

As curvas de variação diurna da temperatura, apresentadas nos painéis inferiores das Figs. 6.18 a 6.21, mostram uma variação nesta amplitude em função das mudanças de insolação na camada superior do oceano (primeiros 30 cm). A ausência de nuvens e os ventos fracos contribuem para um aumento ainda maior desta amplitude.

A correção não linear aproximada dos valores de temperatura de brilho dos canais termais C11 e C12 do sensor AVHRR, representou outra fonte de erro para este trabalho. Conforme explicado no capítulo 3 deste documento, devido a um erro existente nos dados AVHRR gravados pela estação do INPE em Cachoeira Paulista, não foi possível calcular a temperatura média do alvo interno de calibração. Desta forma, o programa PC-Seapak utilizou um valor padrão de 288,15°K (15,15°C), realizando as correções a partir deste valor.

Na avaliação do impacto desta correção aproximada nos valores finais das TSMs calculadas, utilizou-se séries temporais de temperatura dos alvos internos (PRTs) para cada satélite (NOAA 11 e 12), conseguidas junto a NOAA/NESDIS. Estas séries contêm o valor da média, por órbita, das médias de temperatura dos quatro PRTs. Para o NOAA 11, conseguiu-se uma série de maio a agosto de 1993 e outra de dezembro de 1993 a agosto de 1994. Para o NOAA 12, a série agrupa os meses de dezembro de 1993 a janeiro de 1995.

A estatística básica das séries mostrou estabilidade nos valores de temperatura para uma escala mensal ( $\sigma \approx 0.2^\circ\text{C}$ ). As grandes variabilidades foram registradas para uma escala sazonal de variação temporal. Os gráficos com os valores máximos, médios e mínimos mensais podem ser observados na Fig. 6.22 para o NOAA 11 e na Fig. 6.23 para o NOAA 12. Os valores mais baixos dos PRTs do NOAA 11 ocorreram nos meses de inverno (Hemisfério Sul) e os mais altos nos meses de verão. Para o satélite NOAA 12, verificou-se um comportamento inverso, com os valores mais altos ocorrendo no inverno e os mais baixos no verão. Este fato pode ser explicado pelas diferenças entre as órbitas dos satélites, visto que apontam em sentidos opostos e

portanto os instrumentos/componentes estão opostos em relação aos efeitos de aquecimento do Sol.

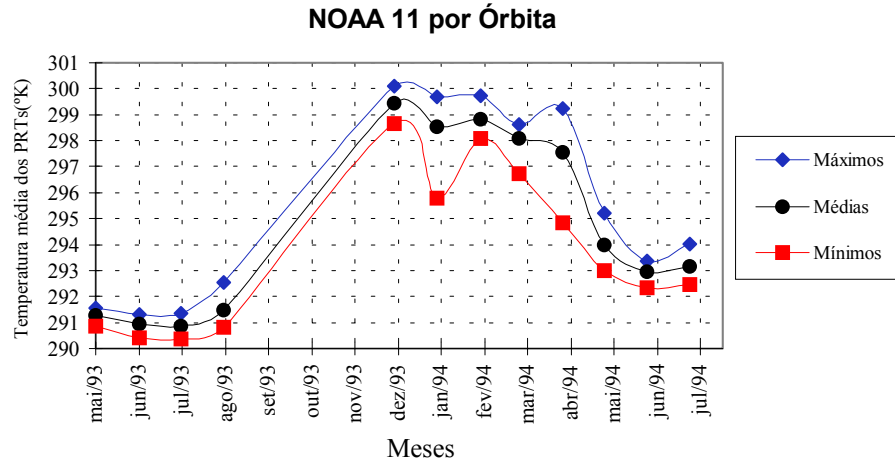


Fig. 6.22 - Máximos, médias e mínimos mensais para a temperatura média dos PRTs do alvo interno do satélite NOAA 11.

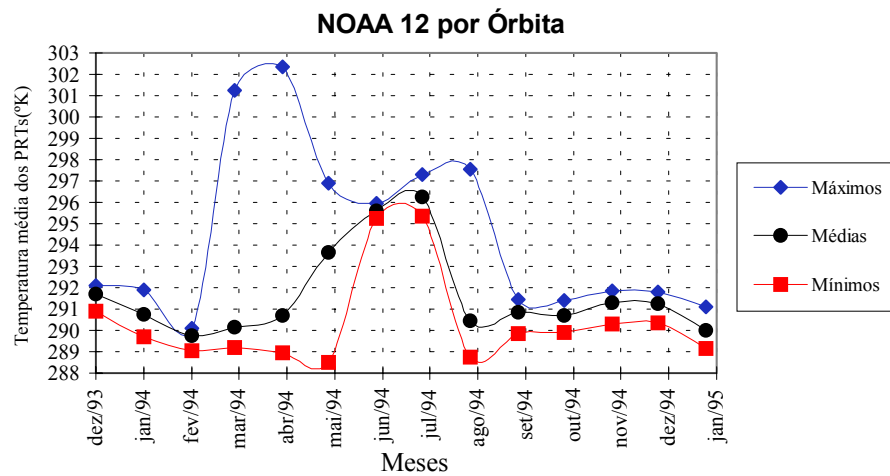


Fig. 6.23 - Máximos, médias e mínimos mensais para a temperatura média dos PRTs do alvo interno do satélite NOAA 12.

A análise das Figs 6.22 e 6.23 mostra que os valores médios mensais de temperatura são bastante representativos para o comportamento dos PRTs (pequeno

desvio padrão). Excessão a esta observação é verificada nos meses de março e abril para o satélite NOAA 12, quando ocorrem valores máximos de temperatura dos PRTs bastante elevados, associados a alguma anomalia de temperatura, ocorrida no final da última semana de março e início da primeira semana de abril. Estas anomalias, entretanto, não possuem representatividade mensal, visto que as médias de temperatura foram pouco afetadas.

Baseando-se na análise dos valores médios de temperatura dos PRTs do satélite NOAA 11, elegeu-se 298°K (25°C) como um valor representativo para os meses de janeiro a abril e 292°K (19°C) como um valor representativo para os meses de maio a agosto. Para a satélite NOAA 12, 292°K (19°C) representou o valor médio de temperatura dos PRTs para os meses de janeiro a abril e agosto a dezembro, enquanto 295°K (22°C) foi o valor escolhido para os meses de maio a julho.

A partir destes valores escolhidos e utilizando-se as tabelas de correção dos erros não lineares da temperatura de brilho dos canais termais C11 e C12 (Kidwell, 1995), obteve-se para cada canal e para cada satélite, as diferenças entre a correção relativa ao valor padrão de temperatura aplicado pelo programa PC-Seapak (15°C) e a correção relativa aos valores médios de temperatura dos PRTs apresentados acima. Os resultados podem ser observados nas tabelas 6.30 a 6.33, onde a primeira coluna de cada tabela refere-se a temperatura de brilho do alvo imageado e a primeira linha de cada tabela refere-se a diferença entre a média de temperatura dos PRTs calculada e a temperatura padrão utilizada.

TABELA 6.30 - DIFERENÇAS DE CORREÇÃO NÃO LINEAR (PRTs MÉDIOS - SEAPAK PADRÃO) PARA O CANAL C11 DO NOAA 11

	(19°-15°)	(20°-15°)	(25°-15°)
32° C	-0,33°C	-0,41°C	-0,69°C
22°C	-0,35°C	-0,46°C	-0,68°C
12°C	-0,36°C	-0,46°C	-0,72°C

TABELA 6.31 - DIFERENÇAS DE CORREÇÃO NÃO LINEAR (PRTs MÉDIOS - SEAPAK PADRÃO) CANAL C12 DO NOAA 11

	(19°-15°)	(20°-15°)	(25°-15°)
32° C	-0,14°C	-0,17°C	-0,29°C
22°C	-0,15°C	-0,19°C	-0,28°C
12°C	-0,12°C	-0,16°C	-0,24°C

TABELA 6.32 - DIFERENÇAS DE CORREÇÃO NÃO LINEAR (PRTs MÉDIOS - SEAPAK PADRÃO) CANAL C11 DO NOAA 12

	(19°-15°)	(20°-15°)	(22°-15°)
32° C	-0,29°C	-0,35°C	-0,47°C
22°C	-0,25°C	-0,30°C	-0,40°C
12°C	-0,22°C	-0,27°C	-0,36°C

TABELA 6.33 - DIFERENÇAS DE CORREÇÃO NÃO LINEAR (PRTs MÉDIOS - SEAPAK PADRÃO) CANAL C12 DO NOAA 12

	(19°-15°)	(20°-15°)	(22°-15°)
32° C	-0,14°C	-0,17°C	-0,23°C
22°C	-0,11°C	-0,14°C	-0,18°C
12°C	-0,10°C	-0,12°C	-0,16°C

As tabelas 6.30 a 6.33 revelam correções sempre negativas para os canais termais C11 e C12, para ambos os satélites, indicando que a correção não linear realizada pelo programa PC-Seapak provocou uma sobrestimativa nos valores de TSM calculados. Essa sobrestimativa ocasiona um desvio tendencioso (“bias”) quando se compara as TSMs de satélite com as TSMs medidas *in situ*.

Considerando-se que no conjunto de dados estudado, as temperaturas de brilho dos alvos, registradas pelos canais C11 e C12, variaram entre 12° e 23°C, aplicou-se nestes canais correções médias obtidas através das tabelas 6.30 a 6.33, calculando-se novas TSMs. As diferenças entre essas novas TSMs e as calculadas pelo



programa PC-Seapak, permitiram uma avaliação quantitativa média do erro devido à correção não linear aproximada. Para o NOAA 11, encontrou-se diferenças médias de  $-2^{\circ}\text{C}$  nos meses de janeiro a abril e de  $-1^{\circ}\text{C}$  nos meses de maio a agosto. Para o NOAA 12, estas diferenças foram de  $-0,9^{\circ}\text{C}$  nos meses de janeiro a abril e agosto a dezembro, e de  $-0,6^{\circ}\text{C}$  nos meses de maio a julho.



## CAPÍTULO 7

### CONCLUSÕES E SUGESTÕES

A análise estatística preliminar do principais alvos inseridos nas imagens se mostrou importante para a caracterização das propriedades radiométricas, tais quais observadas pelos canais termais nas imagens de TSM. Estas análises permitiram determinar valores limites de variação da temperatura ( $\sigma$ ) através dos quais pode-se inferir a contaminação por nuvens ou não, dos diversos alvos observados. Os dados considerados neste trabalho sugerem que os alvos livres de nebulosidade, fora de regiões frontais, possuem variações espaciais de TSM com  $\sigma < 0,24^{\circ}\text{C}$ . Estes valores limites devem ser melhor determinados em trabalhos futuros, através de uma análise estatística mais robusta, envolvendo um maior número de amostras, distribuídas mais uniformemente no tempo e no espaço. Recomenda-se incluir nestas análises a avaliação da variabilidade sazonal.

A avaliação dos filtros para a eliminação de pixels contaminados nas imagens (tabelas 6.9 e 6.10) mostrou que existem dois tipos distintos de filtros. Os do primeiro tipo contribuem para a redução dos efeitos não lineares de variação entre  $T_{\text{SAT}}$  e  $T_{\text{DER}}$  tais como: presença de nuvens baixas e nevoeiros, altas concentrações de vapor d'água atmosférico, existência de gradientes termais verticais nas primeiras camadas de água e outros. Os do segundo tipo identificam áreas de variações espaciais superficiais de temperatura de alta frequência, como nuvens de subpixel, bordas de nuvens e frentes termais oceânicas.

Para os dados considerados neste trabalho, foram utilizados simultaneamente o filtro no. 4 ( $|T_{\text{SAT}} - T_{\text{DER}}| \leq 1,74^{\circ}\text{C}$ ), correspondente ao primeiro tipo, e o filtro no. 6 ( $\sigma_{T_4} (3 \times 3) \leq 0,20^{\circ}\text{C}$ ) correspondente ao segundo tipo. Optou-se por esta combinação de filtros, visto que obteve-se um aumento significativo na correlação ( $R^2$ )  $T_{\text{SAT}} \times T_{\text{DER}}$ , com uma perda mínima de dados. Para o NOAA 11, o aumento da

correlação foi de 0,14, mantendo 78,2% dos registros, enquanto para o NOAA 12 o aumento foi de 0,04, mantendo 71% dos registros. Recomenda-se, adicionalmente, adotar em trabalhos futuros um filtro passa baixo para o valor limite de ângulo zenital de 53°, visto que acima deste valor os algoritmos tendem a sobrestimar as TSMs.

A avaliação sazonal gráfica e estatística das distribuições das diferenças T11-T12 revelou um valor típico de 1°C para os meses de inverno e 2°C para os meses de verão. Esses resultados mostraram-se coerentes, visto que T11-T12 possui uma relação diretamente proporcional com o conteúdo de vapor d'água integrado na atmosfera, que para as regiões tropicais e subtropicais apresenta um ciclo sazonal com um máximo no verão.

É interessante notar que para um mesmo valor de T11-T12, verificou-se uma grande variação nos valores de  $T_{DER} - T11$ , indicando que outros fatores, além do conteúdo de vapor d'água, influenciam na determinação da TSM obtida por satélite. Entre estes fatores pode-se citar a presença de gradientes termais horizontais e verticais, nuvens baixas e de subpixel.

A correlação entre  $T_{DER} - T11$  x T11-T12 mostrou-se baixa para o satélite NOAA 11 ( $R^2 = 0,24$ ) e alta para o NOAA 12 ( $R^2 = 0,72$ ). Esta discrepância é devida ao fato de que as imagens do NOAA 12 foram adquiridas durante o início da manhã, quando não existem nuvens convectivas do tipo cúmulos, enquanto as imagens do NOAA 11 foram adquiridas principalmente no final da tarde, horário em que ocorre a máxima concentração de nuvens cúmulos. Um outro fator que contribui para esta discrepância nas correlações é concentração dos dados do NOAA 11 no inverno, época em que ocorre maior variabilidade espacial e gradientes mais intensos de TSM, enquanto os dados do NOAA 12 são melhor distribuídos ao longo do ano.

As equações de reta derivadas para a correção dos valores de temperatura ( $T_{COR}$ ) produziram melhorias na acurácia em relação ao algoritmo global ( $T_{SAT}$ ), para

ambos os satélites e nas diferentes séries. Nas séries Total, Ateatório-1, Aleatório-2, este aumento médio de acurácia foi de 0,18°C para o NOAA 11 e de 0,07°C para o NOAA 12. Nas séries de Verão, verificou-se um aumento de 0,29°C para o NOAA 11, enquanto que para o NOAA 12 registrou-se um aumento de 0,42°C. Este resultado do NOAA 12 não pode ser, contudo, considerado expressivo, pois obteve-se uma fraca correlação ( $R^2 = 0,42$ ) entre  $T_{SAT}$  e  $T_{DER}$  na série, o que pode ser atribuído ao pequeno intervalo de temperatura analisado na série de Verão do NOAA 12 (Fig. 6.17). Nas séries de Inverno, houve um ganho de acurácia de 0,18°C para o NOAA 11 e de 0,21°C para o NOAA 12.

Na comparação sazonal, contrariando o esperado (considerando-se o maior do teor de vapor d'água para o Verão), o Verão demonstrou ter uma acurácia pelo menos 0,2°C maior do que o Inverno, o que pode estar associado a um erro de localização da posição (Latitude, Longitude) dos derivadores nas imagens de TSM. No inverno, as diferenças de temperatura satélite-derivador, provocadas por erros de localização, são mais intensas na região estudada, devido a uma penetração do ramo costeiro da Corrente das Malvinas sobre a plataforma, criando muita instabilidade e gerando gradientes termais superficiais mais intensos do que no verão. Portanto, para os dados estudados, o teor de vapor d'água possui uma influência inferior na acurácia dos algoritmos em relação aos erros de localização.

Os algoritmos regionais “split-window” derivados, revelaram uma fraca dependência do termo relativo a correção para o ângulo de visada ( $(\text{SEC } \theta - 1) \times (T11 - T12)$ ), podendo-se, inclusive, eliminar este termo em algumas equações sem perda significativa da acurácia. Este fato ocorre pois a distribuição dos ângulos zenitais dos satélites apresenta uma concentração em valores baixos ( $<40^\circ$ ) para 95% dos dados do NOAA 11 e 75% dos dados do NOAA 12.

Os algoritmos regionais derivados revelaram-se mais similares ao algoritmo global para as séries do NOAA 12 do que para as séries do satélite NOAA 11,

o que pode ser comprovado pela menor diferença entre os coeficientes  $\beta_n$  e os maiores valores de  $R^2$  encontrados para as séries do NOAA 12. Com relação a acurácia, os algoritmos regionais derivados para NOAA 11 apresentaram uma melhoria média de 0,09°C, enquanto para o NOAA 12 este aumento foi de 0,05°C.

A validação dos algoritmos regionais e das equações de correção mostrou melhores resultados para o NOAA 11 do que para o NOAA 12.. Este fato pode estar relacionado ao maior espalhamento dos dados em relação a reta para o NOAA 11 (Figuras 6.16 e 6.17). De uma forma geral, a validação provou que os algoritmos regionais derivados, constituem uma família de retas muito similares entre si, o que na prática implica numa igualdade entre estes algoritmos. Para as equações de correção, pode-se afirmar o mesmo, considerando-se as retas obtidas nas séries Total, Aleatório 1 e Aleatório-2.

Embora as equações de correção da TSM ( $T_{COR}$ ) apresentem melhores acurácias dos que os algoritmos regionais derivados ( $T_{REG}$ ), não existe, a um nível de significância de 5%, diferença estatística na aplicação de um ou de outro algoritmo. Assim, sugere-se a aplicação das equações de correção para os dados pretéritos já processados pelo algoritmo global ( $T_{SAT}$ ), enquanto que para os dados ainda não processados recomenda-se a aplicação dos algoritmos regionais, pois realiza-se apenas 1 passo computacional ao invés de 2 passos.

As acurácias obtidas neste trabalho para a região da costa S-SE brasileira apresentam valores ligeiramente inferiores ( $>$  RMSDs) ao valor de acurácia médio esperado para o algoritmo global “split-window” (0,7°C segundo Barton, 1995). Provavelmente isto se deve ao fato da maioria dos dados utilizados estarem localizados em áreas de significativos gradientes termais de TSM (regiões frontais da CB, com grande presença de meandros e vórtices em várias escalas espaciais). Outro fator que influencia nesta perda de acurácia é a correção aproximada dos efeitos não lineares da resposta dos sensores termais dos canais 4 e 5. O procedimento de correção, mesmo

não sendo ideal, foi o único possível, em função de um erro de gravação verificado nas fitas CCT utilizadas, contendo os dados “brutos” do sensor AVHRR no formato NOAA 1-B.

A avaliação de séries temporais de temperatura dos PRTs dos satélites NOAAs 11 e 12, mostrou que a correção não linear aproximada (utilizando 288,15°K como valor de temperatura padrão dos PRTs) provocou um desvio do tipo tendencioso (“bias”), sobrestimando as TSMs de satélite entre 0,6° e 2°C na média. A intensidade desse desvio varia principalmente em uma escala de tempo sazonal e responde de forma diferenciada para cada satélite. Outra fonte de erro avaliada foi a variação diurna de temperatura que mostrou, para os dados de derivador analisados, amplitudes médias de  $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$  com valores máximos de  $\pm 0,7^{\circ}\text{C}$ , revelando uma influência aleatória na acurácia dos algoritmos.

As análises realizadas sugerem que os principais fatores determinantes da acurácia dos algoritmos de determinação da TSM por satélite, avaliados e derivados neste trabalho estão associados com:

- a) erros de posicionamento das bóias e de georeferenciamento das imagens (sub-amostradas numa resolução máxima de 2x2 Km), visto que a maioria dos dados se localizam em áreas de fortes gradientes termais superficiais e,
- b) correção não linear realizada de forma aproximada.

Os resultados deste trabalho poderão ser utilizados para um acompanhamento da estabilidade dos algoritmos “split-window” ao longo do tempo, num monitoramento da TSM de caráter operacional. A verificação contínua das RMSDs entre as temperaturas de satélite e de campo permite que se avalie possíveis mudanças das condições atmosféricas, devidas a presença anômala de aerossóis, fumaça etc... Com o início do Programa Nacional de Bóias, previsto para o segundo semestre

de 1997, deverão ser lançados novos derivadores mensalmente, monitorados pelo sistema Argos de forma operacional. Assim sendo, um conjunto grande de temperaturas de derivador estará disponível para o acompanhamento da estabilidade dos algoritmos.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ancieta, F. The importance of coastal upwelling research for Peru. In: Richards, F.A.ed. **Coastal Upwelling**. New York: AGU, 1981, p. 4-5.
- Anding, D.; R. Kauth. Estimation of sea surface temperature from space. **Remote Sensing. Environment.**, v.1, 217-220, 1970
- Argos System Guide**, Issue 1. Toulouse, France, CLS/Service Argos, Sept. 1989.
- Assireu, A.T. **Análise da circulação superficial oceânica na costa sudeste-sul do Brasil a partir da utilização dos dados de derivadores rastreados por satélite 1998**. 150p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1998.
- Barbieri, R.W. ; McClain, C.R. ; Endres, D.L. **Methodology for interpretation of SST retrievals using the AVHRR split window algorithm**. Greenbelt, Maryland: NASA, Sept. 1983. (NASA Technical Memorandum 85100).
- Barton, I.J. Satellite-derived sea surface temperatures: Current status. **Journal of Geophysical Research**, v.100, n.5, p. 8777-8790, May. 1995.
- Bernstein, R.L. Sea surface temperature estimation using the NOAA 6 satellite Advanced Very High Resolution Radiometer. **Journal of Geophysical Research**, v.87, n.12, p. 9455-9465, Nov. 1982.
- Bernstein,R.L.; Chelton, D.B. Large-scale sea surface temperature variability from satellite and shipboard measurements. **Journal of Geophysical Research**, v.90, n.6,p.11619-11630, Nov. 1985.

- Campos, E.J.D.; Lorenzzetti, J.A.; Stevenson, M.R.. Anomalous penetration of Brazil-Malvinas waters in the South Brasil Bight. Regional Conference on Global Change, São Paulo, Dec. 4-6, 1995
- Castro Filho, B.M.; Campos, E.J.D.; Mascarenhas Jr., A.S.; Ikeda, Y.; Lorenzzetti, J.A.; Garcia, C.A.E.; Möller Jr., O.O. **Diagnóstico ambiental oceânico e costeiro das regiões Sul e Sudeste do Brasil**. São Paulo, FUNDESPA, 1994. v.3. p. 04-214.
- Coll, C. , Caselles, V, Valor, E. **Atmospheric correction and determination of sea surface temperature in midlatitudes from NOAA-AVHRR data**. Manuscrito impresso em 1993.
- Garfield, N. **The Brazil current at subtropical latitudes**. Dissertation (Doctor of Philosophy in Oceanography). University of Rhode Island-USA, 1990.
- Gordon, A.L.; Greengrove, C.L. Geostrophic circulation of the Brasil-Falkland confluence. **Deep Sea Research**, v.33, n.5, p.573-485, 1986.
- Gordon, A.L. Brazil-Malvinas Confluence - 1984. **Deep Sea Research**, v.36, n.3: p.359-384, 1989.
- Grupo Intergubernamental de Expertos Sobre el Cambio Climático (IPCC). **Cambio climático-evaluación científica del IPCC - Tomo I**, New York: IPCC 1990.
- Kampel, M. , Lorenzzetti, J.A. , Silva Jr, C.L. Observação por satélite de ressurgências na costa S-SE brasileira. In: Congresso Latino Americano sobre Ciências do Mar – COLACMAR, 7 , Santos. Anais. Santos-SP, INPE., 1997.
- Kidwell, K.B. **NOAA polar orbiter data**. Washington D.C: NOAA, June 1995.

- Kleespies, T.J., McMillin, L.M. Retrieval of precipitable water from observations in the split window over varying surface temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v.29, n.9, p. 851-863, Sept. 1990.
- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W. **Remote sensing and image interpretation**. 2.ed. New York: John Wiley & Sons, 1987. 721p.
- Maul, G.A. ; Sidran, M. Atmospheric effects on ocean surface temperature sensing from NOAA satellite scanning radiometer. **Journal of Geophysical Research**, v.78, n.10: 1909-1916, 1973.
- McClain, C.R. ; Fu, G.; Darzi, M.; Firestone, J.K. **PC-SEAPAK users guide-version 4**. Greenbelt, MD: NASA, 1992. (NASA Technical Memorandum 104557).
- McClain, E.P. Multiple atmospheric-window techniques for satellite-derived sea surface temperatures. In: **Oceanography from space**. New York: Plenum Press, 1981. p.73-85.
- McClain, E.P ; Pichel, W.G.; Walton, C.C.; Ahamad, Z.; Sutton, J. Multichannel improvements to satellite-derived global sea surface temperatures. **Advances in Space Research**, v.2, p. 43-47, 1983.
- McClain E.P. Multi-channel sea surface temperatures from the AVHRR on NOAA-7. Pasadena: NASA, p. 22-24. 1983 (NASA CR 173740). Satellite-Derived Sea surface temperature: Workshop 2.
- McClain E.P; Pichel, W.G. ; Walton, C.C. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. **Journal of Geophysical Research**, v.90, n.11, p.11587-11601, Nov. 1985.

- McMillin, L.M. ; Crosby, D.S. Theory and validation of the multiple window surface temperature technique. **Journal of Geophysical Research**, v.89, n.3, p3655-3661, May. 1984.
- Brasil; Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal ; Secretariade Coordenação dos Assuntos do Meio Ambiente ; Programa Nacional do Meio Ambiente (PNMA). **Os ecossistemas brasileiros e os macrovetores de desenvolvimento: subsídios ao planejamento da gestão ambiental**. Brasília, 1995. 108p.
- Neter, J. ; Wasserman,W. **Applied linear statistical models**, New York: 1974. 842p.
- Olson, B.D. ; Podestá, G.P. ; Evans, R.H.; Brown, O.B. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. **Deep-Sea Research**, v.35, n.12, p.1971-1990, Dec. 1988.
- Pearce, A.F.; Prata, A.J. ; Manning, C.R. Comparison of NOAA/AVHRR2 sea surface temperatures with surface measurements in coastal waters. **International Journal of Remote Sensing**, v.10, n.1, p.37-52, 1989.
- Peterson, R.G. ; Stramma, L. Upper-Level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v.26, n.1, p.1-73, 1991.
- Pickard, G.L. **Descriptive Physical Oceanography: an introduction** . 5.ed. London: Pergamon Press, 1990.
- Robinson, I.S. **Satellite oceanography: an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists.**, New York: Ellis Horwood ,1985. 455p.

- Silva Jr., C.L., Kampel, M. , Araujo, C.E.S. , Stech, J.L. Observação da penetração do ramo costeiro da Corrente das Malvinas na Costa Sul-Sudeste do Brasil a partir de Imagens AVHRR. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 7, 1996 Salvador, **Anais.** São José dos Campos: INPE, 1996. pp. 523-425.
- Silva Jr, C. L.; Kampel, M.; Araujo, C.E.S. Utilização de imagens AVHRR/NOAA na avaliação da extensão da ressurgência costeira de Cabo Frio: estudo de caso. In: Congresso Latino Americano sobre Ciências do Mar – COLACMAR, 7. 1997, Santos. Anais. São José dos Campos: INPE, 1997.
- Singh, S.M. Removal of atmospheric effects on a pixel by pixel basis from the thermal infrared data from instruments on satellites. The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). **International Journal of Remote Sensing**, v.5, n.1, 161-183, 1984.
- Stevenson, M.R.; Dias Brito, D.; Stech, J.L.; Kampel, M. **How do cold water biota arrive in a tropical bay near Rio de Janeiro, Brazil ?** Submitted to Continental Shelf Research, 1997
- Steyn-Ross, D.A. ; Steyn-Ross, M.L. , Clift, S. Radiance calibrations for Advanced Very High Resolution Radiometer Infrared Channels. **Journal of Geophysical Research**, v.97, n.4, p.5551-5568, Apr. 1992.
- Stramma, L. The Brazil Current transport south of 23°S. **Deep Sea Research**, v.36, n.4A, p.639-646, 1989.
- Strong, A.E. ; McClain E.P. Improved ocean surface temperatures from space - comparisons with drifting buoys. **Bulletin American Meteorological Society**, v.65, n.2, p.138-142, Feb. 1984.

- Sybrandy, A.L. ; Martin, C. ; Niiler, P.P.; Charpentier, E. ; Meldrum, D.T. **WOCE surface velocity programme barometer drifter construction manual.**, University of California, California 1995. 63p., (DBCP Tec. Doc. No.4).
- Walton, C.C. Nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data. **Journal of Applied Meteorology**, v.27, p.115-124, Feb. 1988.
- Walton, C. E.; McClain, E.P.; Sapper, J.F. Recent changes in satellite-based multi-channel sea surface temperature algorithms. **Marine technological society.** Washington , D.C: Sept. 1990.
- Yellow Springs Instrument Company (YSI). **Temperature sensors and probes.** Yellow Springs, CO, 1993. 93p. (YSI T-3).
- Yokoyama, R.; Tanba, S. Estimation of sea surface temperature via AVHRR of NOAA 9 - comparison with fixed buoy data. **International Journal of Remote Sensing**, v.12, n.12, p.2513-2528, 1991.
- Yu, Y. ; Barton, I.J. A non regression-coefficients method of sea surface temperature retrieval from space. **International Journal of Remote Sensing**, v.15, n.6, p.1189-1206, 1994.

## APÊNDICE - A

### DADOS DE DERIVADOR SELECIONADOS - PERÍODOS DO ANO DE 1993

#### Derivadores 3179 e 3182

- 19 Fev a 23 Fev ( 50 a 54 )
- 06 Mar a 11 Mar ( 65 a 70 )
- 26 Mar a 30 Mar ( 85 a 89 )
- 13 Abr a 15 Abr ( 103 a 105 )
- 20 Abr a 30 Abr ( 110 a 120 )
- 09 Mai a 11 Mai ( 129 a 131 )
- 18 Mai a 25 Mai ( 138 a 145 )
- 04 Jun a 06 Jun ( 155 a 157 )
- 21 Jun a 01 Jul ( 172 a 182 )
- 03 Jul a 12 Jul ( 184 a 193 )
- 18 Jul a 23 Jul ( 199 a 204 )
- 02 Ago a 12 Ago ( 214 a 224 )
- 15 Ago a 21 Ago ( 227 a 233 )
- 25 Ago a 08 Set ( 237 a 251 )
- 27 Set a 29 Set ( 270 a 272 )
- 06 Out a 12 Out ( 279 a 285 )
- 19 Out a 21 Out ( 292 a 294 )
- 07 Nov a 10 Nov ( 311 a 314 )
- 28 Nov a 03 Dez ( 335 a 337 )
- 17 Dez a 19 Dez ( 351 a 353 )

#### Derivador 3180

- 19 Fev a 23 Fev ( 50 a 54 )
- 06 Mar a 11 Mar ( 65 a 70 )
- 26 Mar a 30 Mar ( 85 a 89 )
- 13 Abr a 15 Abr ( 103 a 105 )
- 20 Abr a 30 Abr ( 110 a 120 )
- 09 Mai a 11 Mai ( 129 a 131 )
- 18 Mai a 25 Mai ( 138 a 145 )
- 04 Jun a 06 Jun ( 155 a 157 )
- 21 Jun a 01 Jul ( 172 a 182 )
- 03 Jul a 12 Jul ( 184 a 193 )
- 18 Jul a 23 Jul ( 199 a 204 )

#### Derivador 3183

- 18 Jul a 23 Jul ( 199 a 204 )
- 02 Ago a 12 Ago ( 214 a 224 )
- 15 Ago a 21 Ago ( 227 a 233 )
- 25 Ago a 01 Set ( 237 a 244 )
- 03 Set a 08 Set ( 246 a 251 )
- 27 Set a 29 Set ( 270 a 272 )
- 06 Out a 12 Out ( 279 a 285 )
- 19 Out a 21 Out ( 292 a 294 )

## DADOS DE DERIVADOR SELECIONADOS - PERÍODOS DO ANO DE 1993

### **Derivador 3178**

- 19 Fev a 23 Fev ( 50 a 54 )
- 06 Mar a 11 Mar ( 65 a 70 )
- 26 Mar a 30 Mar ( 85 a 89 )
- 13 Abr a 15 Abr ( 103 a 105 )
- 20 Abr a 30 Abr ( 110 a 120 )
- 09 Mai a 11 Mai ( 129 a 131 )
- 18 Mai a 25 Mai ( 138 a 145 )
- 04 Jun a 06 Jun ( 155 a 157 )
- 21 Jun a 01 Jul ( 172 a 182 )

### **Derivador 3181**

- 19 Fev a 23 Fev ( 50 a 54 )
- 06 Mar a 11 Mar ( 65 a 70 )

### **Derivadores 3185 e 3187**

- 18 Jul a 23 Jul ( 199 a 204 )
- 02 Ago a 12 Ago ( 214 a 224 )
- 15 Ago a 21 Ago ( 227 a 233 )
- 25 Ago a 01 Set ( 237 a 244 )
- 03 Set a 08 Set ( 246 a 251 )
- 27 Set a 29 Set ( 270 a 272 )
- 06 Out a 12 Out ( 279 a 285 )
- 19 Out a 21 Out ( 292 a 294 )
- 07 Nov a 10 Nov ( 311 a 314 )
- 28 Nov a 03 Dez ( 335 a 337 )
- 17 Dez a 19 Dez ( 351 a 353 )



## **DADOS DE DERIVADOR SELECIONADOS - PERÍODOS DO ANO DE 1994**

### **Derivadores 3179 e 3182**

- 09 Jan a 13 Jan ( 09 a 13 )
- 17 Jan a 21 Jan ( 17 a 21 )
- 25 Jan a 31 Jan ( 25 a 31 )
- 04 Fev a 11 Fev ( 35 a 42 )

### **Derivador 3188**

- 09 Jan a 13 Jan ( 09 a 13 )
- 17 Jan a 21 Jan ( 17 a 21 )
- 25 Jan a 31 Jan ( 25 a 31 )
- 04 Fev a 11 Fev ( 35 a 42 )

### **Derivadores 3185 e 3187**

- 09 Jan a 13 Jan ( 09 a 13 )
- 17 Jan a 21 Jan ( 17 a 21 )
- 25 Jan a 31 Jan ( 25 a 31 )
- 04 Fev a 11 Fev ( 35 a 42 )
- 28 Fev a 13 Mar ( 59 a 72 )
- 18 Mar a 22 Mar ( 77 a 81 )
- 25 Mar a 30 Mar ( 84 a 89 )

### **Derivadores 3189, 3190, 3191 e 3192**

- 09 Jan a 13 Jan ( 09 a 13 )
- 17 Jan a 21 Jan ( 17 a 21 )
- 25 Jan a 31 Jan ( 25 a 31 )
- 04 Fev a 11 Fev ( 35 a 42 )
- 28 Fev a 13 Mar ( 59 a 72 )
- 18 Mar a 22 Mar ( 77 a 81 )
- 25 Mar a 04 Abr ( 84 a 94 )
- 10 Abr a 15 Abr ( 100 a 105 )
- 20 Abr a 29 Abr ( 110 a 119 )
- 03 Mai a 14 Mai ( 123 a 134 )
- 18 Mai a 22 Mai ( 138 a 142 )
- 06 Jun a 30 Jun ( 157 a 181 )

## APÊNDICE - B

### IMAGENS AVHRR/NOAA PROCESSADAS

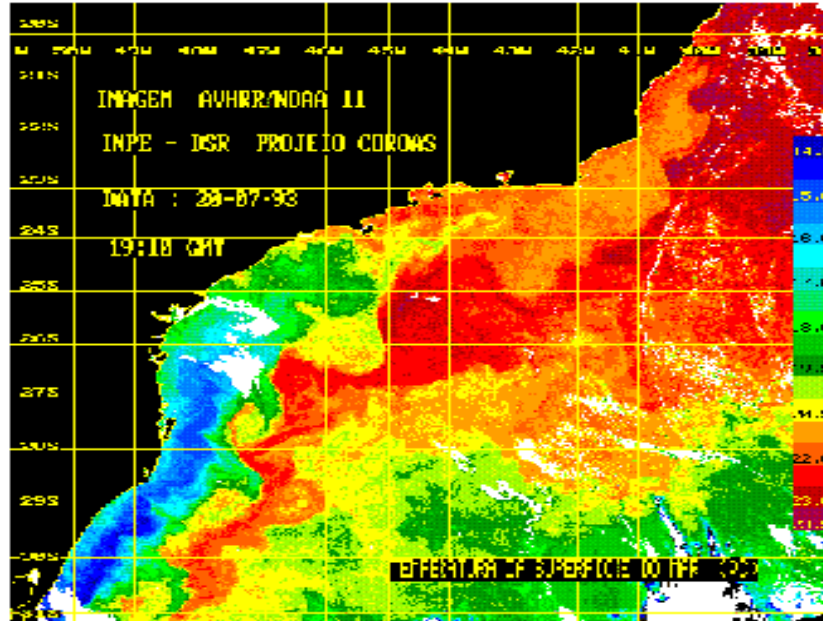


Imagem processada de TSM do satélite NOAA-11

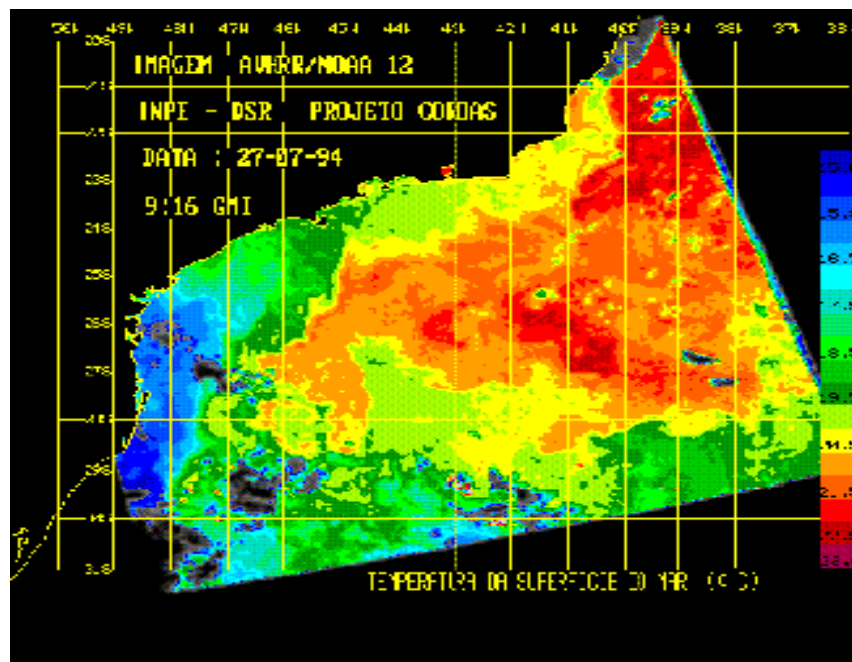


Imagem processada de TSM do satélite NOAA-12