

**MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**IDENTIFICAÇÃO DE PROCESSOS OCEANOGRÁFICOS SUPERFICIAIS,
NO ATLÂNTICO EQUATORIAL, UTILIZANDO DADOS AVHRR**

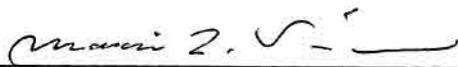
REINALDO ANTONIO FERREIRA DE LIMA

**Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto,
orientada pelo Dr. Marcio Luiz Vianna,
aprovada em fevereiro de 1993.**

**INPE
SÃO JOSÉ DOS CAMPOS
Abril de 1993**

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

Dr. Marcio Luiz Viana


Orientador/Presidente

Dr. João Antonio Lorenzzetti


Membro da Banca

Dr. Clóvis Angeli Sansígolo


Membro da Banca

Dr. Edmo José Dias Campos


Membro da Banca
- Convidado -

Candidato: Reinaldo Antonio Ferreira de Lima

São José dos Campos, 25 de fevereiro de 1993



**"SE VOCÊ NÃO CONSEGUE - NO FINAL
DAS CONTAS - CONTAR A QUALQUER UM
O QUE ESTEVE FAZENDO, ENTÃO SEU
TRABALHO TERÁ SIDO INÚTIL"**

ERWIN SCHROEDINGER
físico austríaco (1887-1961)

**"A MAIORIA DAS IDÉIAS FUNDAMENTAIS
É ESSENCIALMENTE SIMPLES E PODE,
DE MODO GERAL, SER EXPRESSA NUMA
LINGUAGEM COMPREENSÍVEL PARA TODOS"**

ALBERT EINSTEIN
físico alemão (1879-1955)



DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha esposa Sandra, compreensiva companheira, que soube entender as ausências frequentes em virtude de minha aplicação ao curso de Mestrado, e cujo apoio foi essencial à sua conclusão. Dedico-o, também, aos meus filhos Thiago e Rodrigo.

AGRADECIMENTOS

Ao Ministério da Marinha, particularmente à Diretoria de Hidrografia e Navegação, nas pessoas do Exmo. Sr. Diretor, Contra-Almirante Paulo César de Aguiar Adrião, e do Vice-Diretor, Capitão-de-Mar-e-Guerra Frederico Corner Montenegro Bentes, pela oportunidade oferecida para a realização deste curso de Mestrado em Sensoriamento Remoto.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, pelo oferecimento do curso de Mestrado e pela utilização dos equipamentos e sistemas disponíveis, essenciais ao desenvolvimento desta Dissertação.

Ao Dr. Marcio Luiz Vianna, pela orientação prestada e pelos recursos colocados a minha disposição durante todo o curso de Mestrado e no preparo desta Dissertação.

Ao Dr. Merritt R. Stevenson e Dr. João Antonio Lorenzetti, pelas sugestões apresentadas no desenvolvimento deste trabalho.

Aos pesquisadores Carlos Alberto Felgueiras e Guaracy José Erthal, pelo auxílio prestado na adaptação dos programas componentes do SGI-INPE, para que pudessem processar os arquivos de dados.

Ao Capitão-de-Mar-e-Guerra José Eugênio Neiva, pelas sugestões apresentadas no desenvolvimento deste trabalho.

Ao analista-programador Maurício Gonçalves Ferreira, pelo esforço e dedicação com que colaborou na conversão dos dados originais e sua adaptação ao SGI-INPE.

Ao Capitão-de-Corveta João Bosco Rodrigues Alvarenga, pelo apoio, incentivo e sugestões oferecidas à realização deste trabalho.

À Dra. Elizabeth Smith, do Caltech's Jet Propulsion Laboratory, pela atenção e presteza no fornecimento dos dados, sem os quais este trabalho não seria possível.

Aos professores do curso de Mestrado, pelos ensinamentos ministrados e pelo apoio prestado durante todo o curso.

Aos colegas de turma e companheiros Alexandre Cabral, Gilberta Pedras, Margarete Domingues, Viviane Testa e Douglas Gherardi, que contribuíram com sugestões e incentivos para a realização deste trabalho.

A todos aqueles que indiretamente tiveram sua participação no desenvolvimento desta Dissertação.

RESUMO

Este trabalho tem por finalidade propor uma metodologia para transformação dos dados de temperatura da superfície do mar (TSM), com média semanal e resolução espacial de 18x18 km, disponíveis no NASA Ocean Data System/Jet Propulsion Laboratory, em imagens temáticas, utilizando um Sistema de Informação Geográfica (SGI). Esta transformação visa a identificação dos processos oceanográficos, presentes no Atlântico Equatorial, que possuem assinatura termal superficial. Considerações são feitas sobre os campos de ventos, correntes e TSM dessa região do Atlântico, bem como sobre a evolução dos satélites da série TIROS, a descrição do radiômetro AVHRR e a teoria envolvida na transformação da radiação eletromagnética emitida pela superfície dos oceanos em temperatura real. Os 47 arquivos semanais referentes ao ano de 1987, originalmente no formato VAX backup, foram convertidos para o padrão do sistema operacional DOS, sendo assimilados pelo SGI, onde foram geradas as imagens temáticas. Foram geradas, também, séries de tempo de TSM para pontos selecionados, cobrindo o período de janeiro de 1986 a dezembro de 1989. As imagens temáticas revelaram processos oceanográficos como: o resfriamento superficial que ocorre na costa da Guiné, todos os anos, semelhante à ressurgência; o resfriamento superficial registrado ao largo da Guiana Francesa, na região dominada pela retroflexão da Corrente Norte do Brasil, ocorrido apenas em 1987; o aquecimento anormal, em 1987, na região conhecida como "Cone do Amazonas"; o aquecimento, ao largo da costa da Libéria, denominado "Domo da Guiné"; a ressurgência equatorial; e a língua de água fria sazonal na região sul do Atlântico Equatorial. As imagens temáticas revelaram oscilações longas nas frentes oceanográficas presentes em 05°N, com comprimento de 1000 ± 350 km e velocidade de fase de 27 ± 11 cm/s. A análise estatística das séries de tempo representativas dessas oscilações conduziram à determinação do período significativo, marcadamente intrassazonal, de 25 dias. A metodologia seguida permitiu aprovar um modo alternativo de gerar mapas de TSM, contornando as dificuldades normalmente encontradas em tratar imagens NOAA-AVHRR de alta resolução.

**IDENTIFICATION OF SURFACE OCEANOGRAPHIC PROCESSES
ON EQUATORIAL ATLANTIC, USING AVHRR DATA**

ABSTRACT

The objective of this work is to propose a methodology to transform weekly averages of sea surface temperature (SST) data, with a spatial resolution of 18x18 km, available at the NASA Ocean Data System/Jet Propulsion Laboratory, into thematic images, using a Geographical Information System (GIS). The goal of methodology is the identification of oceanographic processes, present in the Equatorial Atlantic, that show a surface thermal signature. The work presents considerations about the wind fields, currents and SST of that region of the Atlantic ocean. The evolution of TIROS satellites, a description of the AVHRR radiometer, and the theory involved in the processing of electromagnetic radiation emitted by the ocean surface to obtain temperature measurements are also presented. Forty-seven weekly files referent to 1987, originally in VAX backup format, were converted to the DOS operational system format. These files were assimilated into GIS, where thematic images were generated. SST time series are also generated for selected points, spanning a period that ranges from January 1986 to December 1989. The thematic images reveal oceanographic processes such as: surface cooling similar to upwelling that occurs yearly off Guinea coast; the surface cooling recorded off French Guiana coast, in the region dominated by the retroflexion of the North Brazil Current, that occurred only in 1987; the 1987 anomalous warming of the region known as the "Amazon Cone"; the increase in SST off Liberia coast, known as "Guinea Dome"; the equatorial upwelling; and the South Atlantic seasonal cold water tongue. The images also show long waves in the oceanographic fronts present at the latitude of 05°N, with the spatial scale of 1000 ± 350 km and phase speed of 27 ± 11 cm/s. The statistical analysis of the time series, representative of these oscillations, allowed the determination of significative period of 25 days, remarkably intraseasonal. The methodology proved to be an alternative way to produce SST maps, getting over difficulties often found when processing high-resolution NOAA-AVHRR images.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	xx
LISTA DE TABELAS.....	xxiv
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xxv
LISTA DE SIGLAS.....	xxvi
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....</u>	<u>1</u>
1.1 - Região de estudo.....	3
1.2 - Período de estudo.....	5
1.3 - Objetivos a serem alcançados.....	5
1.4 - Escopo do trabalho.....	7
<u>CAPÍTULO 2 - O ATLÂNTICO EQUATORIAL: CARACTERÍSTICAS DO VENTO, SISTEMA DE CORRENTES E DISTRIBUIÇÃO DOS CAMPOS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE.....</u>	<u>9</u>
2.1 - Características do vento no Atlântico Equatorial.....	9
2.1.1 - Os atlas climatológicos.....	11
2.1.2 - Variabilidade dos campos de vento.....	13
2.2 - Sistema de correntes superficiais e subsuperficiais no Atlântico Equatorial.....	15
2.2.1 - A circulação superficial e subsuperficial equatorial.....	15
2.2.2 - Variabilidade das correntes superficiais.....	19
2.3 - Distribuição dos campos de temperatura da superfície.....	23
2.3.1 - Campos de temperatura do Atlântico Equatorial.....	24
2.3.2 - Variabilidade dos campos de temperatura.....	26
<u>CAPÍTULO 3 - OBTENÇÃO DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR POR SENSORIAMENTO REMOTO.....</u>	<u>29</u>
3.1 - Evolução do sistema de satélites meteorológicos TIROS.....	29
3.2 - O radiômetro AVHRR.....	33
3.3 - Obtenção da TSM a partir da radiação emitida pela superfície do mar.....	36
3.3.1 - A física da radiação infravermelha.....	37
3.3.2 - Cálculo da temperatura absoluta da superfície do mar.....	42

3.3.3 - Correção atmosférica.....	48
CAPÍTULO 4 - CONJUNTO DE DADOS E METODOLOGIA.....	52
4.1 - Conjunto de dados.....	52
4.1.1 - Dados de temperatura da superfície do mar obtidos a partir do NOAA/AVHRR.....	53
4.1.2 - Pré-processamento dos dados, algoritmo da Universidade de Miami.....	56
4.1.2.1 - Criação do conjunto de dados a nível de sensor.....	56
4.1.2.2 - Algoritmo MCSST para imagens diurnas.....	56
4.1.2.3 - Análise de campos.....	59
4.2 - Metodologia.....	60
4.2.1 - Sistema de Informação Geográfica.....	60
4.2.2 - Assimilação dos dados.....	62
4.2.3 - Conversão de formato.....	64
4.2.4 - Edição dos arquivos semanais.....	65
4.2.5 - Entrada dos arquivos no SGI.....	66
4.2.6 - Geração de grade regular (refinamento).....	67
4.2.7 - Fatiamento da grade regular.....	71
4.2.8 - Séries de tempo.....	74
CAPÍTULO 5 - RESULTADOS E ANÁLISE.....	79
5.1 - Imagens temáticas.....	79
5.2 - Oscilações intrassazonais.....	100
5.2.1 - Região de amostragem.....	100
5.2.2 - Identificação visual do processo.....	102
5.2.3 - Análise estatístico-temporal do processo.....	107
5.2.4 - Filtragem das séries de tempo.....	110
5.2.5 - Sumário estatístico.....	115
5.2.6 - Teste para uma distribuição normal.....	116
5.2.7 - Teste do qui-quadrado (χ^2).....	118
5.2.8 - Remoção da tendência.....	120
5.2.9 - Determinação das frequências significativas.....	126
5.2.9.1 - Cálculo do patamar de incerteza.....	129
5.2.9.2 - Método alternativo de cálculo do espectro.....	132
5.2.10 - Frequências significativas.....	140
5.2.11 - Correlação entre as séries.....	151

<u>CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES</u>	160
6.1 - Conclusões sobre a metodologia.....	160
6.2 - Conclusões sobre os resultados e sua análise.....	161
6.3 - Recomendações.....	166
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	168
APÊNDICE A - LISTA DE ARQUIVOS NODS/JPL.....	175
APÊNDICE B - TABELA DE VALORES CRÍTICOS DE QUI-QUA- DRADO.....	180
APÊNDICE C - PROGRAMA FORTRAN.....	182

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Região de estudo.....	4
2.1 - Representação esquemática da circulação geral global.....	10
2.2 - Sistema de ventos alíseos.....	11
2.3 - Tensão do vento no Atlântico Equatorial. Média mensal de junho entre 1964 e 1979.....	13
2.4 - Montagem do anemômetro nos Penedos de São Pedro e São Paulo.....	14
2.5 - Representação das principais correntes equatoriais do Atlântico.....	16
2.6 - Correntes superficiais médias anuais.....	20
2.7 - TSM, média mensal de agosto para o período 1965-1979.....	25
2.8 - TSM, média mensal de abril de 1985.....	26
3.1 - Visão geral da plataforma TIROS-N.....	31
3.2 - Evolução dos satélites TIROS.....	32
3.3 - Desenho esquemático do AVHRR.....	35
3.4 - O espectro eletromagnético.....	36
3.5 - Janelas atmosféricas.....	37
3.6 - Exitância radiante espectral para um corpo negro.....	39
3.7 - Processo de obtenção da TSM por sensoriamento remoto.....	43
3.8 - Variação da exitância radiante em função do número digital...	44
3.9 - Variação da exitância radiante com a temperatura de um corpo negro, para um λ definido.....	45
3.10 - Variação da temperatura do corpo negro em função do número digital.....	47
3.11 - Variação da temperatura de brilho incremental em função do número digital.....	48
4.1 - Formatos de apresentação dos arquivos semanais.....	55
4.2 - Algoritmo MCSST.....	57
4.3 - Formato do arquivo ASCII pronto para entrada no SGI.....	65
4.4 - Exemplo de um modelo numérico de terreno (MNT).....	68
4.5 - TSM para o período de 01 a 07 de janeiro de 1987.....	73
5.1 - TSM de 19 a 25 de março de 1987.....	80
5.2 - Série de tempo do ano de 1987 para a posição 09° 17'N / 017° 16'W, dados brutos.....	80

5.3 - Série de tempo de 1986 a 1989 para a posição 09° 17'N / 017° 16'W, dados brutos.....	81
5.4 - TSM de 09 a 15 de abril de 1987.....	82
5.5 - Série de tempo do ano de 1987 para a posição 08° 24'N / 050° 50'W, dados brutos.....	83
5.6 - Série de tempo de 1986 a 1989 para a posição 08° 24'N / 050° 50'W, dados brutos.....	83
5.7 - TSM de 20 a 27 de agosto de 1987.....	84
5.8 - Série de tempo do ano de 1987 para a posição 06° 38'N / 047° 51'W, dados brutos.....	85
5.9 - Série de tempo de 1986 a 1989 para a posição 06° 38'N / 047° 51'W, dados brutos.....	86
5.10 - TSM de 29 de janeiro a 04 de fevereiro de 1987.....	87
5.11 - Série de tempo do ano de 1987 para a posição 03° 39'N / 010° 46'W, dados brutos.....	88
5.12 - Série de tempo de 1986 a 1989 para a posição 03° 39'N / 010° 46'W, dados brutos.....	88
5.13 - TSM de 02 a 08 de abril de 1987.....	89
5.14 - TSM de 07 a 13 de maio de 1987.....	90
5.15 - TSM de 14 a 20 de maio de 1987.....	90
5.16 - Série de tempo de 1986 a 1989 na posição 00° 08'N / 014° 59'W, dados brutos.....	91
5.17 - Série de tempo de 1986 a 1989 na posição 00° 23'S / 008° 39'W, dados brutos.....	92
5.18 - TSM de 04 a 10 de junho de 1987.....	94
5.19 - TSM de 09 a 15 de julho de 1987.....	94
5.20 - TSM de 23 a 30 de julho de 1987.....	95
5.21 - TSM de 31 de julho a 05 de agosto de 1987.....	95
5.22 - TSM de 24 a 30 de setembro de 1987.....	96
5.23 - TSM de 29 de outubro a 04 de novembro de 1987.....	96
5.24 - Série de tempo de 1986 a 1989 na posição 04° 58'S / 001° 58'W, dados brutos.....	97
5.25 - Série de tempo de 1986 a 1989 na posição 10° 00'S / 012° 58'E, dados brutos.....	98
5.26 - TSM de 12 a 18 de março de 1987.....	99
5.27 - Representação esquemática multitemporal das isotermas de 26°C e 27°C.....	103
5.27a - Diagrama tempo-longitude das isotermas de 26°C a 30°C, para a latitude de 05°N.....	104
5.28 - TSM de 22 a 28 de janeiro de 1987.....	105

5.29 - TSM de 19 a 25 de fevereiro de 1987.....	106
5.30 - Série de tempo para a posição S5, dados brutos.....	108
5.31 - Série de tempo para a posição S6, dados brutos.....	108
5.32 - Série de tempo para a posição S7, dados brutos.....	109
5.33 - Série de tempo para a posição S4, dados brutos.....	109
5.34 - Série de tempo para a posição S5, dados filtrados.....	111
5.35 - Série de tempo para a posição S6, dados filtrados.....	111
5.36 - Série de tempo para a posição S7, dados filtrados.....	112
5.37 - Série de tempo para a posição S4, dados filtrados.....	112
5.38 - Série de tempo na posição S5, ano de 1987.....	114
5.39 - Série de tempo na posição S5, ano de 1989.....	114
5.40 - Histograma da série de tempo para a posição S5, dados filtrados, com uma curva normal ajustada.....	117
5.41 - Histograma da série de tempo para a posição S7, dados filtrados, com uma curva normal ajustada.....	117
5.42 - Série de tempo na posição S5, dados filtrados, tendência removida.....	124
5.43 - Série de tempo na posição S6, dados filtrados, tendência removida.....	124
5.44 - Série de tempo na posição S7, dados filtrados, tendência removida.....	125
5.45 - Série de tempo na posição S4, dados filtrados, tendência removida.....	125
5.46 - Espectro de frequência estimado para a posição S5, série completa.....	127
5.47 - Espectro de frequência para a posição S5, série completa, re-escalado.....	128
5.48 - Série de tempo de números aleatórios.....	130
5.49 - Espectro de frequência da série de números aleatórios.....	131
5.50 - Espectro de frequência para a posição S5, série completa, programa FORTRAN.....	133
5.51 - Espectro de frequência para a posição S5, série completa, programa BASIC.....	138
5.52 - Espectro de frequência para a posição S5, série completa, programa BASIC, re-escalado.....	138
5.53 - Espectro de frequência para a posição S6, série completa....	139
5.54 - Espectro de frequência para a posição S6, série completa, programa BASIC.....	139
5.55 - Espectro de frequência para a posição S6, série completa, programa FORTRAN.....	140

5.56 - Espectro de frequência para a posição S5, ano de 1986.....	145
5.57 - Espectro de frequência para a posição S5, ano de 1986, programa FORTRAN.....	145
5.58 - Correlação cruzada entre os pontos S5 e S6, série completa.	153
5.59 - Correlação cruzada entre os pontos S5 e S7, série completa.	154
5.60 - Correlação cruzada entre os pontos S5 e S4, série completa.	155
5.61 - Correlação cruzada entre os pontos S5 e S6, ano de 1986.....	156
5.62 - Correlação cruzada entre os pontos S5 e S6, ano de 1987.....	156

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Canais do radiômetro AVHRR.....	33
3.2 - Equações de calibração/correção atmosférica para obtenção da TSM a partir dos dados do AVHRR.....	50
4.1 - Valores máximo, mínimo e período dos arquivos semanais.....	70
4.2 - Fatiamento manual, seleção de cores.....	72
5.1 - Sumário estatístico para as séries brutas e filtradas (valores em °C).....	115
5.2 - Teste do qui-quadrado para as quatro posições de amostragem.....	119
5.3 - Coeficientes do modelo de ajuste linear ($Y=A+BX$).....	122
5.4 - Frequências significativas para as séries completas.....	141
5.5 - Frequências significativas para as séries anuais.....	147
5.6 - Coeficientes de correlação cruzada entre as séries completas e anuais e as respectivas defasagens.....	157
5.7 - Tempo necessário para percorrer as distâncias entre os pontos de amostragem (em semanas).....	158

LISTA DE SÍMBOLOS

- c - velocidade da luz, $2,997925 \times 10^8$ m/s
- h - constante de Planck, $6,6256 \times 10^{-34}$ W/s²
- k - constante de Boltzmann, $1,38054 \times 10^{-23}$ Ws/K
- M - exitância radiante total, W/m²
- M(λ) - exitância radiante espectral, W/m² μ m
- T - temperatura absoluta, K
- α - nível de significância
- ϵ - emissividade
- λ - comprimento de onda, μ m
- μ - média de uma população
- ν - grau de liberdade
- σ - constante de Stefan-Boltzmann, $5,669 \times 10^{-8}$ W/m²K⁴
- σ_0 - desvio padrão de uma população
- σ^2 - variância de uma população
- χ^2 - teste do qui-quadrado para população normal

LISTA DE SIGLAS

AMRIR	- Advanced Medium Resolution Imaging Radiometer
ASCII	- American Standard Code Information Interchange
ATN	- Advanced TIROS-N/NOAA - E to J
AVHRR	- Advanced Very High Resolution Radiometer
CBR	- Corrente do Brasil
CCNE	- Contracorrente Norte Equatorial
CCSE	- Contracorrente Sul Equatorial
CCT	- Computer Compatible Tape
CGA	- Corrente da Guiana
CGE	- Corrente da Guiné
CNB	- Corrente Norte do Brasil
CNE	- Corrente Norte Equatorial
CSE	- Corrente Sul Equatorial
CTD	- Condutividade, Temperatura, Profundidade
CZCS	- Coastal Zone Colour Scanner
EOS	- Earth Observation System
EOSAT	- Earth Observation Satellite Company
ESSA	- Environmental Science Services Administration
FFT	- Fast Fourier Transform
FOCAL	- Programme Français Océan et Climat des l'Atlantique Equatorial
FORTTRAN	- Formula Translate
FOV	- Field of View
GAC	- Global Area Coverage
GOSSTCOMP	- Global Operational Sea Surface Temperature Composition
HIRS	- High Resolution Infrared Radiometer Sounder
HRPT	- High Resolution Picture Transmission
IFOV	- Instantaneous Field of View
IGBP	- International Geosphere-Biosphere Program
ITCZ	- Intertropical Convergence Zone
ITOS	- Improved TIROS Operational System
JPL	- Caltech's Jet Propulsion Laboratory
LAC	- Local Area Coverage
MCSST	- Multichannel Sea Surface Temperature
MNT	- Modelo Numérico de Terreno

NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration
NOAA/NESDIS	- National Oceanic and Atmospheric Administration/ National Environmental Satellite, Data, and Information Service
NOAA/NESS	- National Oceanic and Atmospheric Administration/ National Environmental Satellite Service
NODS	- NASA Ocean Data System
PI	- Plano de Informação
RSMAS	- Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences
SARSAT	- Search and Rescue Satellite Aided Tracking
SCE	- Subcorrente Equatorial
SEQUAL	- Seasonal Response of the Equatorial Atlantic Experi- ment
SGI	- Sistema de Informação Geográfica
TIROS	- Television and Infrared Observation Satellite
TOGA	- Tropical Ocean Global Atmosphere
TOS	- TIROS Operational System
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
VHRR	- Very High Resolution Radiometer
WOCE	- World Ocean Circulation Experiment

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O monitoramento global da temperatura da superfície do mar (TSM) tem sido operacionalizado através da utilização de radiômetros que operam na faixa espectral do infravermelho termal, a bordo dos satélites que têm como missão principal o acompanhamento global das condições meteorológicas. Desde os satélites meteorológicos mais antigos, como os NIMBUS-1, 2 e 3, operacionais entre 1966 e 1972, até os mais recentes, como os NOAA-10 e 11 e os GOES-6 e 7, a prática do emprego de radiômetros de infravermelho orbitais levou ao estabelecimento da real potencialidade destes instrumentos para avaliação da TSM com grande cobertura espacial e boa resolução temporal.

As necessidades crescentes em adquirir dados de TSM com precisão necessária para atender às exigências da comunidade científica, fizeram com que sofisticados algoritmos fossem desenvolvidos e implementados. Atualmente, o ruído nos dados devido ao espalhamento e à absorção atmosféricas, que inicialmente representaram uma das maiores dificuldades na aquisição da TSM por meio de sensores remotos, é corrigido por meio da implementação de técnicas que dispensaram a utilização de radiossondas e dos complexos modelos de aproximação da atmosfera.

Não se pode dizer que o Sensoriamento Remoto a nível orbital substituiu as coletas de dados *in situ*, pois nas comissões oceanográficas ainda se consegue medir a TSM com precisão e confiabilidade superiores aos dados dos radiômetros, além do fato de se poder avaliar toda a estrutura vertical da região em estudo, o que não ocorre com o uso dos satélites. Mas, mesmo assim, os satélites conseguem resoluções temporais e cobertura espacial incapazes de serem conseguidas com navios oceanográficos. Existe, desta forma, um compromisso entre precisão, abrangência e repetitividade com que os dados serão adquiridos, sem esquecer da utilização da "verdade do mar", indispensável para a avaliação e correção dos dados orbitais.

Os projetos que, para serem levados a efeito, dependem de dados fornecidos pelos sensores orbitais são fortemente dependen-

tes da tecnologia desenvolvida para processamento das imagens obtidas a partir dos dados desses sensores. Não basta ter a capacidade de receber os dados transmitidos para uma estação de terra, pois as imagens geradas a partir desses dados brutos (não processados) fornecem poucas informações oceanográficas de interesse. Esta dependência tecnológica está intimamente relacionada à fraca demanda por produtos oceanográficos de qualidade. No Brasil, o pequeno interesse pelo monitoramento do mar causa um fraco investimento na formação de recursos humanos para desenvolvimento de tecnologia neste setor, o que acarreta a indisponibilidade de equipamentos e técnicas de análise de imagens no estado na arte.

Tem-se conhecimento que sofisticados "hardware" e "software" são capazes de processar e executar diversos tipos de operações sobre imagens infravermelho dos satélites TIROS-N/NOAA. Os algoritmos desenvolvidos até hoje possibilitam a confecção de mapas de TSM, a partir dos dados orbitais, sem a necessidade do lançamento de radiossondas para avaliação dos valores de correção atmosférica a serem aplicados. Porém, a falta desses recursos computacionais praticamente inibe qualquer tentativa de avaliação das características térmicas superficiais dos oceanos através dos sensores remotos.

Uma forma de contornar estas dificuldades, até quando se desenvolvam ou adquiram recursos computacionais para atender as necessidades de confecção de mapas de TSM, está sendo proposta. Adquirindo um conjunto de dados de TSM em forma de grade regular de pontos, calibrada e corrigida, obtido a partir das imagens AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) dos satélites TIROS-N/NOAA, pretende-se gerar imagens temáticas destes dados, utilizando os recursos disponíveis no Sistema de Informação Geográfica desenvolvido pelo INPE (SGI-INPE). As imagens geradas, juntamente com os dados originais, possibilitariam não só uma qualificação dos processos oceanográficos com assinatura termal superficial da área de estudo, como também sua quantificação, visto que os valores de TSM da grade representam dados reais obtidos pelos sensores orbitais.

1.1 - REGIÃO DE ESTUDO

Uma área de estudo foi definida para que a metodologia proposta pudesse ser testada. Dentre as principais áreas oceânicas do Atlântico, a equatorial foi a selecionada, em função das particularidades que apresenta em termos de processos oceanográficos que possuem assinatura termal superficial, como a língua de água fria sazonal, a ressurgência equatorial e costeira, a retroflexão da Corrente Norte do Brasil dentro da Contracorrente Norte Equatorial numa região de geração de vórtices, além das oscilações longas registradas nas frentes oceanográficas, como indício da presença de ondas planetárias com período marcadamente intrassazonal.

Outro motivo que levou à seleção desta área diz respeito ao crescente interesse das comunidades científicas mundiais no estudo da região equatorial, principalmente no oceano Atlântico, menos conhecida. O número cada vez maior de expedições oceanográficas à região equatorial do Atlântico nos levou a crer que deveríamos conduzir esforços de pesquisa para melhor compreender esta área, que entre outros aspectos, tem influência significativa no clima das regiões norte e nordeste do Brasil.

A Figura 1.1, mostrada a seguir, identifica a região de estudo abrangida por este trabalho.

Inicialmente, tencionava-se desenvolver o trabalho entre os paralelos de 20°N e 20°S, de forma integrada, analisando os processos oceanográficos presentes. Porém, dificuldades esperadas quanto à utilização do "hardware" disponível (como será explicado no subitem 4.2.2) conduziram à redução desta área, agora entre os limites de 10°N e 10°S. A oeste, a região de estudo ficou delimitada pelo meridiano de 070°W, e a leste pelo de 015°E. Como veremos, um dos objetivos do trabalho é detectar oscilações intrassazonais na região equatorial do Atlântico, que ocorrem normalmente entre 05°N e o equador. Desta forma, esta redução da região de estudo, em latitude, em nada prejudicou esta proposta do trabalho.

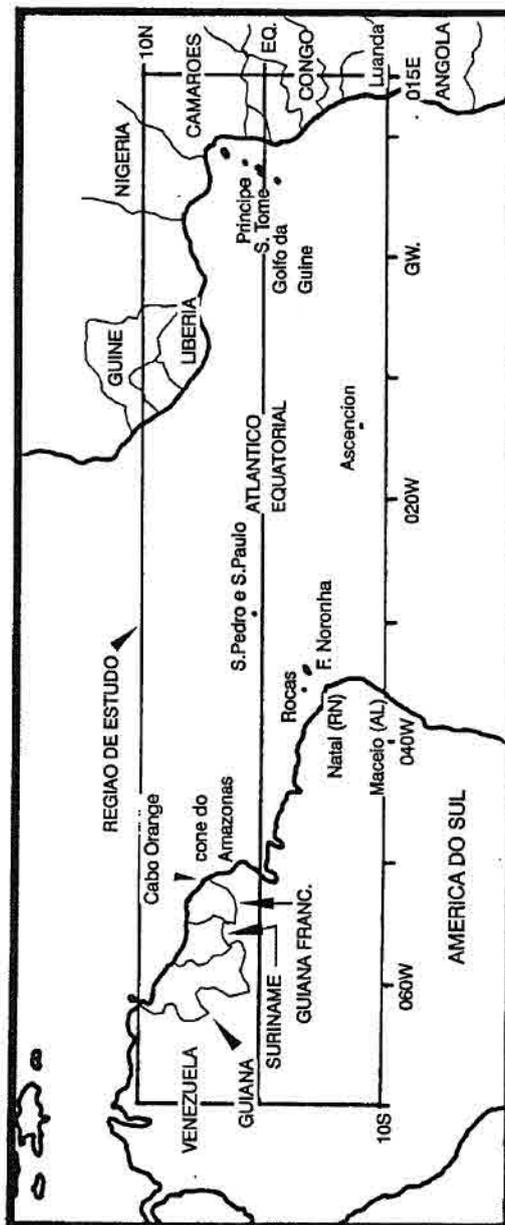


Fig. 1.1 - Região de estudo.

1.2 - PERÍODO DE ESTUDO

De todo o conjunto de dados disponíveis no NASA Ocean Data System - Jet Propulsion Laboratory, em Pasadena, Califórnia, apenas um subconjunto foi por nós adquirido. Da região geográfica delimitada pelos paralelos de 20°N e 20°S, e pelos meridianos de 070°W e 015°E, os dados de TSM referentes ao período de janeiro de 1986 a dezembro de 1989 passaram a ser do nosso interesse.

A escolha deste período foi motivada pela presença do fenômeno do El Niño no Pacífico, no biênio 1986-87, que de alguma forma poderia vir a criar condições alteradas da distribuição dos campos de temperatura de superfície do Atlântico, interessantes de serem analisadas. Os dois anos seguintes foram adicionados para que se tivesse uma idéia de como foi o comportamento dos campos de TSM após o El Niño, com o retorno à normalidade na região do Atlântico Equatorial, se por ventura alguma alteração tivesse sido registrada.

1.3 - OBJETIVOS A SEREM ALCANÇADOS

A indisponibilidade de se obterem imagens NOAA-AVHRR no formato 1b, pelo INPE, para geração de mapas temáticos de TSM, fez com que se procurassem recursos alternativos para que os campos de TSM pudessem ser visualizados, a partir dos dados deste sensor orbital.

Ikeda e Stevenson (1978) já haviam utilizado os dados de temperatura de superfície do GOSSTCOMP (Global Operational Sea Surface Temperature Composition), distribuídos pelo National Environmental Satellite Service, da NOAA, para gerar mapas de isolinhas de TSM e identificar os máximos, mínimos e anomalias numa vasta área do litoral brasileiro. Estes dados tinham resolução temporal semanal, com intervalos de 0,5° em latitude e longitude. Correntes superficiais e ressurgência costeira puderam ser identificadas.

Mais recentemente, Steger e Carton (1991), utilizando dados de TSM da NOAA/NESDIS, geraram imagens semanais de TSM para identificação de ondas longas e vórtices na região equatorial do Atlântico, entre 1984 e 1990.

Nosso primeiro objetivo é:

- 1- Partindo do conjunto de dados de TSM do NODS/JPL, com resolução espacial de 18x18 km e média semanal, desenvolver uma metodologia de forma a adaptar seu formato para que se torne compatível com o Sistema de Informação Geográfica desenvolvido pelo INPE, e neste gerar imagens temáticas deste parâmetro.

A geração destas imagens poderia ser feita para os 200 arquivos semanais disponíveis no conjunto de dados. Porém, isto iria requerer um tempo de processamento demasiado longo. Desta forma, um ano apenas foi escolhido como representativo, o de 1987, sendo ele ligeiramente atípico por pertencer ao biênio 86-87 de ocorrência do El Niño. Este ano poderia revelar alguma anomalia nos campos de TSM causada por este fenômeno.

Mas, a análise dos campos de TSM não se encerra neste primeiro objetivo. Deseja-se saber como foi o comportamento da TSM ao longo dos quatro anos, em pontos de amostragem representativos dos processos oceanográficos identificados visualmente nas imagens temáticas. Assim, nosso segundo objetivo passou a ser:

- 2- Extrair dados dos arquivos semanais de forma a gerar séries de tempo para pontos selecionados, a fim de avaliar a evolução da TSM nos quatro anos do conjunto de dados.

A análise conjunta das imagens temáticas (evolução espacial dos processos) e das séries de tempo (análise temporal da TSM) permitirão uma identificação visual dos processos oceanográficos cuja assinatura termal superficial se fizer presente.

Dos processos oceanográficos possivelmente reconhecíveis, presentes na região de estudo, um terá especial interesse: a identificação visual de oscilações longas, caracterizadas por um período intrazonal, que ocorrem em algumas frentes oceanográficas. A exemplo dos trabalhos desenvolvidos por Weisberg et al. (1986), Legeckis e Reverdin (1987), Pullen et al. (1987), Weisberg e Weingartner (1988), e mais recentemente Steger e Carton (1991), onde foram identificadas oscilações longas de período em torno de 25 dias, 1000 km de comprimento e velocidade de fase de 26 ± 17 cm/s, nas frentes oceanográficas situadas sobre o equador e 05°N , tenciona-se identificar visualmente tais oscilações e, juntamente com a análise das séries de tempo para pontos de amostragem selecionados, quantificá-las.

Nossos demais objetivos são, desta forma:

- 3- Proceder a análise visual das imagens temáticas juntamente com a análise temporal da TSM para pontos selecionados, procurando identificar os processos oceanográficos cuja assinatura termal superficial se fizerem presentes; e
- 4- Se forem identificadas oscilações longas na região de estudo calcular, através da análise visual, seus comprimentos e velocidades de fase. Em pontos de amostragem selecionados, extrair as séries de tempo representativas destas oscilações, tratando-as estatisticamente, a fim de obter os períodos significativos dessas oscilações, confirmando se são realmente intrassazonais.

Ao final deste trabalho espera-se:

- aprovar uma metodologia para geração de imagens temáticas de TSM a partir dos arquivos matriciais do NODS/JPL, utilizando o Sistema de Informação Geográfica desenvolvido pelo INPE;
- identificar os processos oceanográficos na região de estudo cuja assinatura termal superficial esteja presente nas imagens, avaliando suas evoluções através das séries de tempo de TSM para pontos representativos destes processos; e
- identificar, em especial, oscilações longas, definindo seu comprimento, velocidade de fase e período significativos, este último através da análise estatística das séries de tempo correspondentes.

1.4 - ESCOPO DO TRABALHO

Este trabalho está estruturado da seguinte forma: no Capítulo 2 será mostrado como ocorre a circulação superficial dos ventos, como é o sistema de correntes e a distribuição dos campos de temperatura da superfície do Atlântico Equatorial.

O Capítulo 3 apresentará a evolução dos satélites da série TIROS, utilizados na obtenção da TSM, bem como o sensor empregado para esse fim. Será mostrada a teoria da radiação eletromagnética emitida pela superfície dos oceanos envolvida na determinação da TSM, e os processos pelos quais esta radiação é convertida em temperatura real.

No Capítulo 4 veremos como é o conjunto de dados utilizado neste trabalho e a metodologia seguida para converção destes dados em imagens temáticas e extração das séries de tempo de TSM.

O Capítulo 5 apresentará as imagens temáticas geradas, onde serão identificados os processos oceanográficos. Será feita uma análise conjunta das imagens com as séries de tempo, para melhor quantificar tais processos. As séries de tempo relativas às oscilações intrassazonais serão tratadas estatisticamente para determinação das frequências significativas.

E, finalmente, o Capítulo 6 irá sumarizar os resultados e oferecer recomendações para futuros trabalhos.

CAPÍTULO 2

O ATLÂNTICO EQUATORIAL: CARACTERÍSTICAS DO VENTO, SISTEMA DE CORRENTES E DISTRIBUIÇÃO DOS CAMPOS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE

Para que se possa conduzir a bom termo qualquer pesquisa científica numa vasta área oceânica, como é o caso do Atlântico Equatorial, é necessário que se conheçam as características climatológicas nela reinantes, para entender, até certo ponto, quais os fatores que podem influenciar na distribuição de determinado parâmetro, como temperatura da superfície do mar. O propósito do presente Capítulo é mostrar como ocorre a circulação superficial dos ventos, como é o sistema de correntes e a distribuição dos campos de temperatura da superfície na região do Atlântico Equatorial.

2.1 - CARACTERÍSTICAS DO VENTO NO ATLÂNTICO EQUATORIAL

Na parte mais baixa da atmosfera, a pressão ao longo do equador é baixa, para onde o ar ao redor converge e ascende. Parte do ar que caminha para os pólos em altitude descende a cerca de 30°N e 30°S, dando origem a um gradiente de pressão das altas subtropicais em direção à baixa equatorial, resultando no aparecimento de ventos soprando em direção ao equador, ventos estes denominados "alíseos". A direção característica dos alíseos é de nordeste no hemisfério norte e de sudeste no hemisfério sul, por sofrerem deflexão devido ao efeito da força de Coriolis (Brown et al., 1989). Os alíseos fazem parte da circulação atmosférica conhecida como "células de Hadley". A Figura 2.1 mostra uma representação da circulação geral teórica sobre o planeta, ressaltando as altas subtropicais (H), os alíseos e a circulação das células de Hadley.

A existência de grandes massas de terra sobre o planeta provoca distúrbios significantes nos modelos teóricos de circulação, pelo aquecimento e resfriamento desigual entre as áreas continentais e oceânicas, ao longo das estações do ano. A distribuição dos oceanos e continentes também influencia na posição da zona ao longo da qual o sis-

tema de ventos alísios dos dois hemisférios converge, conhecida como "ITCZ", normalmente encontrada entre 15°N e 05°S (op. cit., 1989).

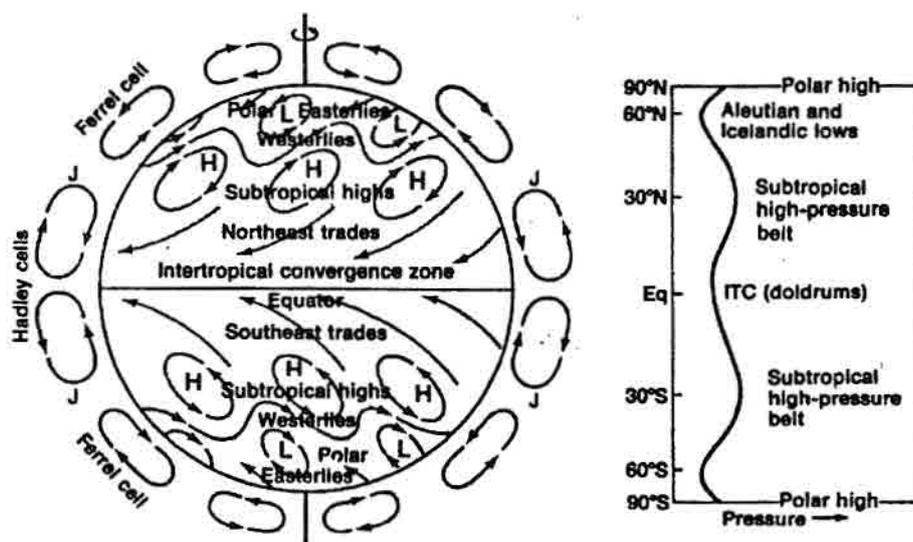


Fig. 2.1 - Representação esquemática da circulação geral global.
FONTE: Neiburger (1982), p. 229.

Normalmente a constância do fluxo dos alísios só é interrompida pela formação de grandes perturbações atmosféricas, sendo este fluxo mais intenso no inverno e mais suave no verão (Lockwood, 1974). A Figura 2.2 mostra a distribuição dos ventos alísios sobre os oceanos tropicais.

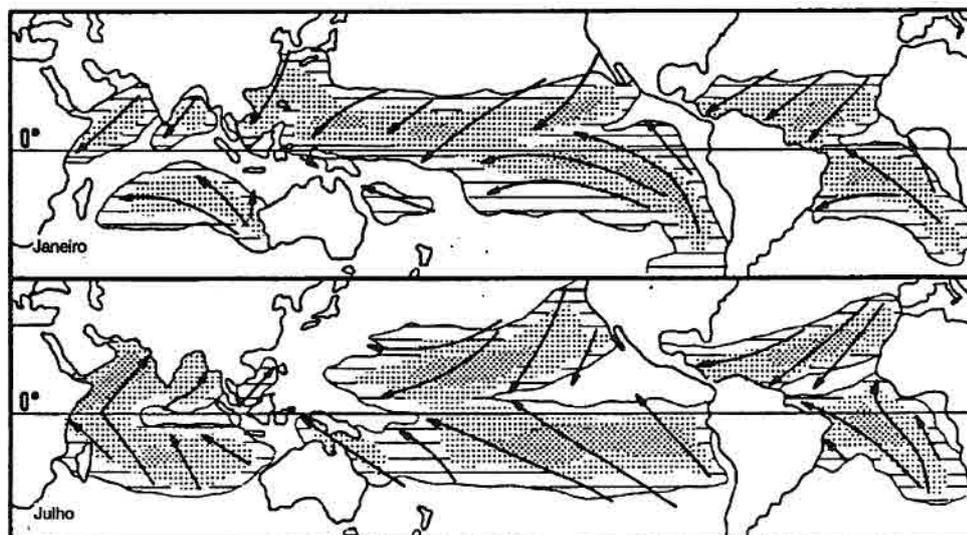


Fig. 2.2 - Sistema de ventos alíseos.
FONTE: Lockwood (1974), p. 4.

2.1.1 - OS ATLAS CLIMATOLÓGICOS

Diversos autores descrevem, em forma de atlas, como é o comportamento dos ventos alíseos na região equatorial do Atlântico.

Em Hastenrath e Lamb (1977), os campos de vento desta região aparecem caracterizados pelos alíseos oriundos do lado leste dos anticiclones subtropicais, em ambos os hemisférios, apresentando uma faixa de velocidades muito grande no lado equatorial destas altas pressões. O cruzamento do equador pelos alíseos de sudeste na parte leste do Atlântico Equatorial desenvolve uma velocidade máxima em um cinturão orientado ao norte do equador, durante o verão boreal. O eixo dos anticiclones no Atlântico Norte é evidenciado pelos ventos fracos e variáveis que se movem para o sul de novembro a março, voltando para o norte no verão boreal. Estudos realizados com dados entre 1911 e 1970, mostram que os alíseos de nordeste enfraqueceram de julho a outubro, e se intensificaram de novembro a janeiro; os alíseos de sudeste se intensificaram a partir de abril até julho. A ITCZ alcançou sua posição mais ao sul em março, se deslocando, após este mês, para o norte até cerca de agosto.

Hastenrath e Heller (1977) mostraram que a marcha das estações na costa nordeste da América do Sul é dominada pela migra-

ção meridional do cinturão de baixa pressão equatorial, característico da zona de convergência. Durante o verão de hemisfério norte, o cinturão equatorial assume a posição mais ao norte, o que conduz à redução do gradiente de pressão em direção ao equador sobre o Atlântico Norte, enfraquecendo os alíseos de nordeste; neste mesmo período, as altas pressões subtropicais do hemisfério sul se intensificam. Durante o inverno no hemisfério norte, o cinturão de baixa pressão equatorial se desloca em direção ao sul, aumentando o gradiente de pressão em direção ao equador sobre o Atlântico Norte, intensificando os alíseos de nordeste. Concomitantemente, os alíseos de sudeste enfraquecem pela redução do gradiente de pressão sobre o Atlântico Sul. A posição mais ao sul da zona de convergência equatorial é alcançada em março, podendo chegar a 05°S.

Em Picaut et al. (1985), observou-se o comportamento dos alíseos de forma semelhante, com intensificação dos de sudeste entre março e agosto, reduzindo nos meses seguintes até atingir valores mínimos em fevereiro. No período entre 1964 e 1979, as posições mais ao norte alcançadas pelos alíseos de sudeste ocorreram entre julho e setembro, atingindo 10°N. A maior deflexão para leste, observada no Golfo da Guiné, ocorreu nos meses de agosto e setembro. Os alíseos de nordeste se intensificaram entre janeiro e março, alcançando mínimos em julho e agosto. Servain et al. (1987), em seu atlas para o período de 1980 a 1984, observaram um comportamento similar para os alíseos. A Figura 2.3 é um exemplo da representação dos campos de vento nos atlas climatológicos.

Servain e Lukas (1990) observaram que os alíseos de sudeste, que se intensificavam entre março e agosto, tiveram este período estendido até setembro, quando observada a média entre 1964 e 1989. Da mesma forma, a zona de convergência dos alíseos, que se posicionava sobre o equador de janeiro a maio, a oeste de 020°W, agora se apresentou ligeiramente abaixo deste paralelo nos meses de janeiro a abril, iniciando sua subida em direção ao norte a partir do mês de maio.

Com uma observação mensal destes atlas, pode-se obter um comportamento médio dos alíseos na região do Atlântico Equatorial.

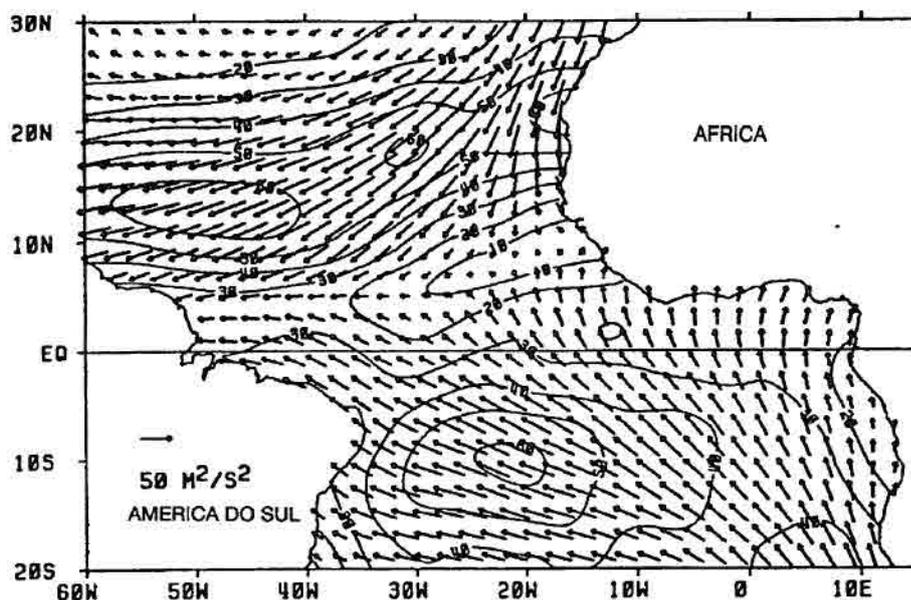


Fig. 2.3 - Tensão do vento no Atlântico Equatorial. Média mensal de junho entre 1964 e 1979.

FONTE: Picaut et al. (1985), p. 77.

2.1.2 - VARIABILIDADE DOS CAMPOS DE VENTO

Uma vez que o presente estado da atmosfera é o resultado de sua resposta à radiação recebida do Sol, devemos prever que a variação nesta radiação incidente terá efeito sobre a condução dos regimes de ventos. Para uma determinada região da superfície, a quantidade de radiação incidente varia enormemente entre o dia e a noite e de estação para estação, esta última com maior significância sobre as alterações que causam nos movimentos atmosféricos, muito embora a variação diurna por longos períodos possa afetar o estado da atmosfera com uma magnitude que depende da intensidade desta variação. As variações sazonais são causadas basicamente por dois motivos: a inclinação do eixo da Terra em relação à sua órbita e a excentricidade dessa órbita. Estas variações são assimétricas entre os dois hemisférios em função das diferentes proporções entre terra e água, sendo as mudanças que ocorrem sobre os oceanos relativamente menores (Gill, 1982).

Weisberg et al. (1986) mostraram que, de uma forma generalizada, toda a bacia do Atlântico Equatorial e Tropical responde às varia-

ções dos campos de vento superficiais, sendo estas variações em fase com a sazonalidade dos alíseos. Garzoli e Katz (1984) determinaram que o ciclo anual do vento ao nível do mar no Atlântico Equatorial, tendo como base os dados coletados nos Penedos de São Pedro e São Paulo ($00^{\circ} 55'N$, $029^{\circ} 20'W$), cujo equipamento de medição é mostrado na Figura 2.4, é caracterizado por um abrandamento ao longo do equador durante a primavera boreal, seguido por uma súbita intensificação. Após esta intensificação, os alíseos se estabilizam. Sobre uma série de tempo de nove meses de observação, eles mostraram que o súbito aumento na intensidade dos alíseos ocorreu, mais significativamente, no início de abril, sendo os três primeiros meses do ano marcados pela diminuição gradual da intensidade. Mostraram, também, que quando a ITCZ cruza o local de observação e os ventos mudam de sudeste para nordeste, os alíseos atingem pequenos valores de estabilidade direcional, o que faz com que seja viável detectar a migração da ITCZ através da estabilidade do alíseos. Os ventos foram mais estáveis de maio a novembro, sendo bastante instáveis durante o mês de abril.

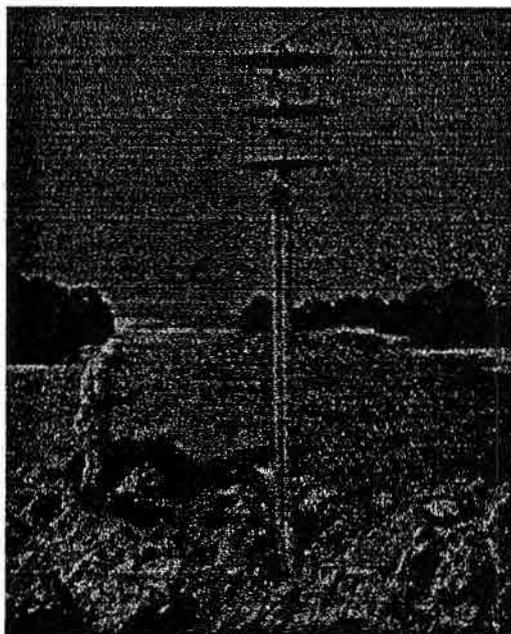


Fig. 2.4 - Montagem do anemômetro nos Penedos de São Pedro e São Paulo.

FONTE: Garzoli e Katz (1984), p. 716.

Servain et al. (1985), utilizando dados do "National Climatic Center", dos Estados Unidos, do período de 1964 a 1979, deter-

minaram que as regiões de maior variabilidade sazonal dos alíseos estão contidas dentro de um envoltório definido pela excursão sazonal da ITCZ.

2.2 - SISTEMA DE CORRENTES SUPERFICIAIS E SUBSUPERFICIAIS NO ATLÂNTICO EQUATORIAL

Dentre os métodos clássicos utilizados para a descrição das correntes oceânicas, os quais têm contribuído substancialmente para a compreensão da circulação equatorial, podemos citar:

(1) deriva de navios - é o método lagrangiano mais antigo utilizado para descrever correntes superficiais, sendo sua precisão limitada aos erros de navegação e ao efeito dos ventos;

(2) distribuição de propriedades - onde a circulação é inferida a partir dos gradientes de certas propriedades, como temperatura e salinidade;

(3) correntes geostróficas - onde se calcula a velocidade da corrente a partir dos campos de pressão;

(4) medição direta da velocidade - atualmente, fundeios de correntômetros constituem-se em valiosos geradores de informações sobre as correntes oceânicas. Os correntômetros utilizam o princípio euleriano de medição, observando o fluxo da corrente a partir de um ponto fixo;

(5) derivadores - outro método lagrangiano amplamente utilizado, onde bóias ou derivadores superficiais e subsuperficiais, cada vez mais sofisticados, podem fornecer inúmeras informações oceânicas e atmosféricas, além da própria direção e intensidade da corrente, inferidas pela sua trajetória; e

(6) altimetria por satélite - constitui um método adicional utilizado para o estudo das correntes oceânicas, onde é possível interpretar os dados de altura da superfície do mar em termos de correntes superficiais (Robinson, 1985).

2.2.1 - A CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL E SUBSUPERFICIAL EQUATORIAL

Adotar-se-á, para efeitos práticos, a seguinte convenção:

- Corrente Norte Equatorial ▷ CNE
- Contracorrente Norte Equatorial ▷ CCNE
- Corrente Sul Equatorial ▷ CSE
- Contracorrente Sul Equatorial ▷ CCSE
- Corrente da Guiné ▷ CGE

- Corrente Norte do Brasil ▷ CNB
- Corrente do Brasil ▷ CBR
- Corrente da Guiana ▷ CGA
- Subcorrente Equatorial ▷ SCE

As grandes correntes equatoriais são zonais. Na visão clássica do sistema equatorial de correntes existem três fluxos característicos: a CNE e a CSE em direção à oeste e, entre elas, a CCNE para leste. Estas correntes acompanham o sistema de ventos da região, ou seja, os alíseos de nordeste e sudeste separados por uma região de ventos fracos e variáveis, a zona de calmarias equatoriais. Sabe-se que, tanto no Atlântico quanto no Pacífico, a CSE é mais intensa que a CNE. A CCNE é sazonal, ocorrendo entre agosto e novembro. A Figura 2.5 mostra uma visão esquemática da área de atuação das principais correntes do Atlântico Equatorial.

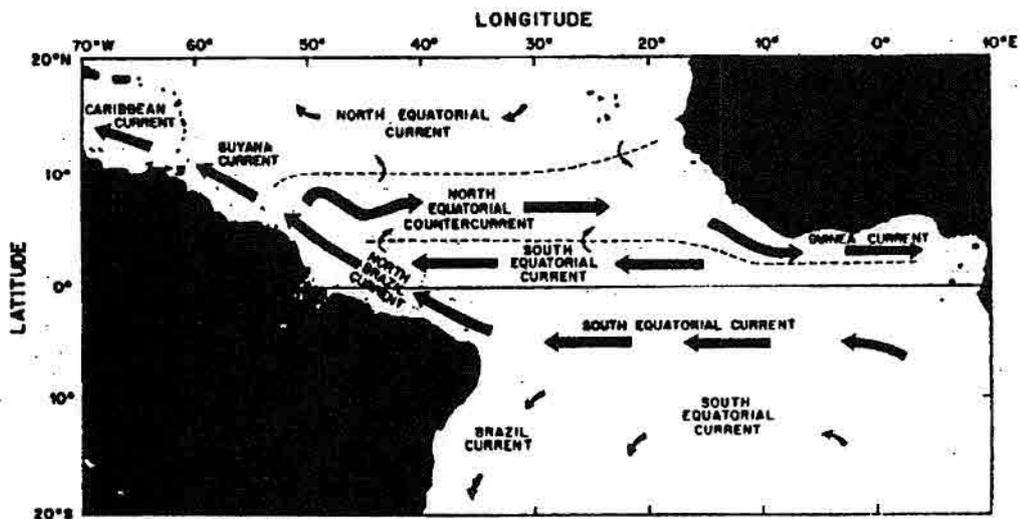


Fig. 2.5 - Representação das principais correntes equatoriais do Atlântico.

FONTE: Richardson e Walsh (1986), p. 10,540.

De acordo com Brown et al. (1989), não existe uma simetria equatorial de correntes no Atlântico, havendo um deslocamento de vários graus de latitude para o norte, deslocamento este coincidente com a posição média da ITCZ.

Essencialmente, a tensão sazonal do vento de leste, próximo ao equador, causa o ciclo anual dos campos superiores de veloci-

dade e temperatura do oceano tropical. Como resultado são geradas correntes, as quais redistribuem massa, que juntamente com ondas equatoriais longas originadas nos limites dessas correntes, provêm o mecanismo pelo qual o oceano tende a se ajustar às variações de larga escala da tensão do vento (Weisberg e Colin, 1986).

Molinari et al. (1981), em observações realizadas antes, durante e após o "Global Weather Experiment", revelaram a presença, na região do Atlântico Tropical, de três fluxos subsuperficiais para leste. Tipicamente, o centro dessas três subcorrentes estavam localizados entre 05°N e 05°S. Subcorrentes abaixo da termoclina estavam presentes em ambos os hemisférios, a aproximadamente igual distância do equador, porém um fluxo dentro da termoclina estava localizado no equador, sendo referido como a SCE.

Durante os levantamentos de campo de um estudo internacional cooperativo conhecido como "Equalant I", realizado em 1963 na região do Atlântico Equatorial, Metcalf e Stalcup (1967) identificaram uma região zonal, com centro em 025°W, onde a termoclina era branda e a salinidade e a concentração de oxigênio eram altas comparadas com os valores encontrados ao norte e ao sul. Esta termoclina suave e os valores relativamente altos de salinidade e oxigênio encontrados nas camadas superficiais próximas ao equador, poderiam estar associados à SCE. Este fluxo para leste foi encontrado na superfície durante o verão e início do outono no hemisfério norte, quando os alíseos são fracos na região. Experimentos levados a efeito durante o inverno boreal indicaram que a SCE existe como um fluxo subsuperficial para leste, estação em que seu sinal inexistia na superfície.

Um ramo da CSE se desloca em direção a noroeste, ao longo da costa norte do Brasil, como uma corrente de contorno denominada de CNB, originada entre 02° e 03°S. Após cruzar o equador, sua parte inferior retroflete e se dirige para leste, imediatamente ao norte do equador, suprimindo a SCE, enquanto que a parte superior prossegue até 05°N, onde retroflete na CCNE (Schott e Boning, 1990).

Considerando os ventos da região e o transporte de Ekman (volume total de água transportada em ângulo reto com a direção do vento, por segundo, na camada do oceano onde o efeito da tensão do vento possa ser sentido), tem-se que este transporte é para a esquerda do vento no hemisfério sul, para a direita do vento no hemisfé-

rio norte e na direção do vento sobre o equador. Como os alíseos sopram obliquamente ao equador, o transporte resultante é para fora da região equatorial, criando uma área de divergência, conhecida como "divergência equatorial", causadora da ressurgência equatorial (Brown et al., 1989).

O efeito geral dos alíseos é conduzir a água em direção a oeste, porém este fluxo é bloqueado pelas massas de terra na margem continental oeste. Como resultado, há um empilhamento de água na região equatorial em direção a oeste, causando assim uma força do gradiente de pressão horizontal para leste. Como os ventos são muito fracos nesta região, a água escoia ao longo do gradiente de pressão horizontal, contrária à direção predominante dos ventos, dando origem à CCNE. Como este fluxo é ligeiramente deslocado para o norte em relação ao equador, a força de Coriolis atua para a direita, em direção ao equador, contribuindo para o aparecimento de uma região de "convergência equatorial" (op. cit., 1989).

Pode-se esperar que as correntes geostróficas somadas às de Ekman possam vir a descrever bem a média anual do sistema de correntes reais para escalas de tempo longas.

Arnault (1987) fez uma descrição mais quantitativa das principais correntes superficiais médias, obtidas a partir da deriva de navios:

- ao norte de 10°N existe o fluxo para oeste da CNE, com velocidade média de 10 cm/s;
- entre 10°N e 04-06°N está a CCNE, com fluxo para leste contrário aos ventos alíseos e velocidade média de 15 cm/s, aumentando para 30 cm/s na CGE, que tem direção sul na costa africana. É uma corrente sazonal, ocorrendo mais significativamente entre agosto e novembro;
- ao sul de 04-06°N está a CSE, fluindo para oeste com 30 cm/s em média. Este fluxo se divide em dois ramos a oeste de 010°W, com máximos localizados em 02°N e 04°S. Próximo à costa brasileira, a corrente se intensifica e se torna paralela ao litoral, dividindo-se em ramos para o norte e para o sul. A maioria do fluxo se concentra no ramo norte, caracterizando a CNB, com velocidade média de 50 cm/s. O ramo sul, que se define perfeitamente somente ao sul de 10°S, caracteriza a CBR; e
- não houve uma evidência concreta, neste trabalho, de um fluxo para leste no Atlântico Sul, semelhante à CCNE.

Molinari (1982) observou uma corrente subsuperficial para leste, localizada entre 03°S e 05°S, sendo aparentemente uma circulação permanente, com seu máximo de velocidade observado entre 150 e 250 m de profundidade. O fluxo superficial sobre esta corrente pode ser tanto para leste quanto para oeste. Cartas de topografia dinâmica construídas em 1978 denotam uma corrente superficial fraca para leste entre 03° e 05°S.

A média anual causada pelo transporte de Ekman é geralmente para oeste, exceto no Golfo da Guiné, ao longo da costa oeste africana, onde os fluxos para leste das CCNE e CGE podem ser visualizados. Ao longo do equador, o fluxo de Ekman é fortemente divergente no lado ocidental da bacia oceânica (Arnault, 1987). A Figura 2.6, mostrada a seguir, indica as correntes superficiais médias anuais obtidas por a) deriva de navios, b) fluxo geostrófico e c) transporte de Ekman.

2.2.2 - VARIABILIDADE DAS CORRENTES SUPERFICIAIS

Arnault (1987) descreveu a variabilidade sazonal das correntes superficiais do Atlântico Tropical, a partir de dados de deriva de navios:

- CNE ► mais significativa para oeste no verão boreal e menos na primavera. Na região leste surgem fluxos para leste entre julho-agosto, e uma forte CNE aparece em maio-junho e novembro-dezembro nas demais regiões;
- CCNE ► entre 020°W e 048°W, os picos de fluxo para leste ocorrem no verão-outono do hemisfério norte. Entre janeiro e junho há uma reversão suave da corrente. A leste de 020°W há dois máximos de fluxo para leste, um entre agosto e outubro e outro entre janeiro e fevereiro;
- ramo norte da CSE ► os máximos são identificados em junho-julho, com mais de 50 cm/s, e dezembro, com 40 cm/s. Na região leste, a corrente flutua com período semi-anual, com máximos de fluxo para oeste em maio-junho (50 cm/s) e novembro-dezembro (20 cm/s);
- ramo sul da CSE ► na região oeste, a intensidade do fluxo aumenta para 60 cm/s no verão boreal. Na região central, este fluxo é aparente-

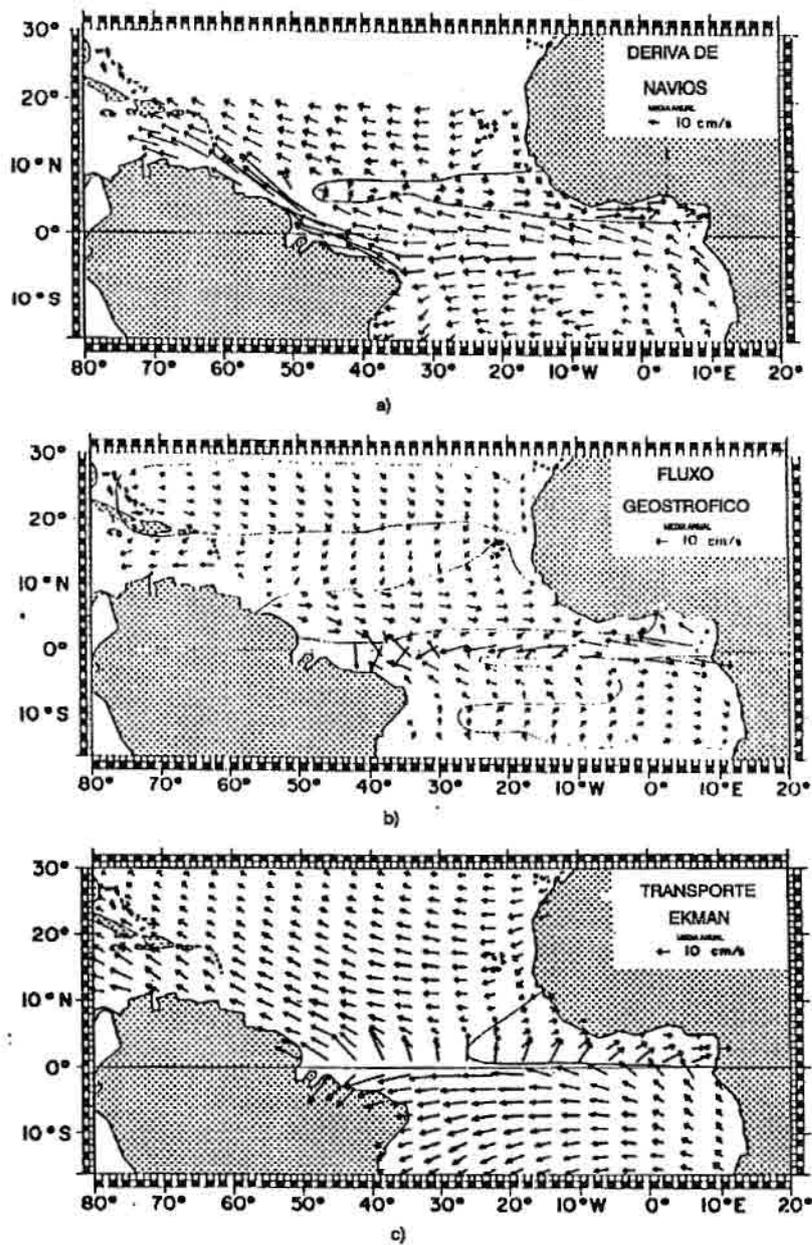


Fig 2.6 - Correntes superficiais anuais médias (em cm/s):

- a) deriva de navios
- b) corrente geostrófica
- c) transporte de Ekman.

FONTE: Adaptada de Arnault (1987), p. 5080 e 5085.

mente dominado por um período anual, com um máximo de fluxo para oeste entre junho-julho de 30 cm/s, tendo uma pequena flutuação mês a mês. Na região oriental os picos ocorrem em maio-junho e novembro.

Richardson e McKee (1984) observaram que o fluxo da CCNE praticamente desaparece em janeiro. Durante o aumento da velocidade da CCNE, entre junho e outubro, o ramo norte da CSE, localizado próximo a 02°N, também tem um aumento súbito de 24 cm/s em maio para 61 cm/s em junho, o que resulta num forte cisalhamento entre estas duas correntes. O ramo sul da CSE parece ser dominado por um período anual. Na região oriental, o ramo norte da CSE flutua fortemente em um período semi-anual, com um máximo em junho de 66 cm/s e mínimos em outubro e fevereiro.

Richardson e Reverdin (1987) fizeram um estudo utilizando bóias de deriva e correntômetros, observando para as estações climáticas do hemisfério norte:

- ao sul do equador, a maioria das bóias lançadas na CSE derivaram para oeste e penetraram na CNB;
- na CNB o fluxo é constante em direção a nordeste através do equador durante todo o ano. Durante a primavera, a CNB continua ao longo da costa penetrando na CGA. Já no outono, a CNB retroflete, entre 05°N e 10°N, e se dirige para leste, formando o ramo oeste da CCNE;
- evidências de cinco trajetórias de bóias no oeste mostraram que, virtualmente, toda água da CNB retroflete para leste dentro da CCNE durante o outono. A trajetória das bóias também sugere que o fluxo de água para a CCNE ocorre a partir da retroflexão da CNB e também por uma participação da CSE que flui em direção a nordeste, através do equador, durante o outono;
- as trajetórias da primavera mostraram que a oeste de 018°W a CCNE desaparece, onde geralmente as bóias passaram a derivar para oeste dentro da CNB.

Molinari (1983), analisando as trajetórias de 11 bóias de deriva lançadas no Atlântico Sul central entre 07°S e 11°S - 023°W e 031°W, mostrou que todas derivaram para oeste na região entre 025°W e a costa do Brasil, dentro da CSE. Porém, uma das bóias, lançada durante o verão austral de 1979, experimentou um longo período de deriva para leste, ao longo do paralelo de 09°S, por cerca de quatro meses, fluxo este que tem sido referenciado como a CCSE. Ele observou, através das seções meridionais de corrente geostrófica, que um fluxo superficial para leste, a CCSE, é tipicamente observada entre 07°S e 09°S.

Weisberg et al. (1986) utilizaram 2,7 anos de observações de corrente e temperatura da superfície do mar para o equador, em 028°W, obtidas durante os experimentos do SEQUAL, para reforçar a afirmativa de que o oceano Atlântico Equatorial responde, de forma generalizada, à variação dos campos de vento superficiais. O Atlântico Equatorial responde em fase com a sazonalidade dos alíseos. A temperatura da superfície e a componente zonal da velocidade da corrente apresentam ciclos anuais distintos nesta região, e a componente meridional da velocidade varia com alta frequência, embora apareça modulada por um ciclo igualmente anual. Comparações entre os ventos medidos por Garzoli e Katz (1984) e a climatologia de Hastenrath e Lamb (1977), sugerem que as variações temporais da tensão do vento de leste naquela região são representativas das variações de larga escala sobre a área ocidental do Atlântico Equatorial. As medições *in situ* mostraram que as transições dos ventos de fraco para fortes podem ocorrer rapidamente, ao contrário do que sugere a climatologia média. As características da resposta do oceano ao ciclo anual dos ventos é fortemente dependente da natureza da transição sazonal. A rapidez com que a tensão do vento se intensifica, ou perde intensidade, determina o crescimento e os subseqüentes modelos de interferência das ondas equatoriais longas.

Esta sazonalidade, no entanto, não reflete completamente o espectro de oscilações observadas no Atlântico Equatorial. Johns et al. (1990) determinaram que as flutuações de baixa frequência da CNB, determinadas ao largo da Guiana próximo a 08°N, são dominadas por oscilações bem definidas de 40-60 dias. A análise histórica de imagens CZCS (Coastal Zone Colour Scanner), a exemplo daquela efetuada por Muller-Karger et al. (1988) para o acompanhamento da dispersão das águas do Amazonas, sugere que estas oscilações estão relacionadas com a geração quase periódica de vórtices, de aproximadamente 400 km de diâmetro, que se movimentam para oeste a partir da retroflexão da CNB. As oscilações detectadas longe da plataforma continental possuem mais energia em sua componente meridional, enquanto que sobre o talude as flutuações tendem a ser mais alinhadas com a topografia. O espectro de energia para os períodos subsazonais é quase que completamente dominado pela variabilidade de 40-60 dias. Verificou-se que estas oscilações não são constantes, mas parecem variar ao longo do ano dentro do intervalo de 40 dias (de fevereiro a abril) a 60 dias (de agosto a outubro). Existe uma possibilidade de que

estas variações intrassazonais estejam relacionadas com a variabilidade de 40-60 dias existente na atmosfera tropical.

2.3 - DISTRIBUIÇÃO DOS CAMPOS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE

A temperatura é a variável física que tem sido melhor medida nos oceanos. Embora a medição da temperatura da água possa ser simples, são necessárias técnicas extremamente cuidadosas para se obter a exatidão desejada. A temperatura superficial varia amplamente em tempo e espaço, o que requer precisões da ordem de 0,1°C. O estudo tridimensional do corpo d'água requer precisões da ordem de 0,02°C, o que atualmente pode ser obtido com termômetros de inversão e equipamentos do tipo CTD (Condutividade, Temperatura, Profundidade).

A temperatura da superfície do mar (TSM) pode ser obtida através do uso de um termômetro sensível colocado em uma amostra de água, ou através de equipamentos como o termógrafo. Sensores em bóias de deriva ou fixas são amplamente utilizados para a avaliação da temperatura subsuperficial. Para profundidades maiores, os termômetros de inversão são os instrumentos mais eficientes para medição da temperatura *in situ*. Os batitermógrafos são sensores que enviam sinais elétricos para um receptor na superfície à medida que descem, sendo este sinal convertido, posteriormente, em temperatura.

A TSM pode, também, ser avaliada sem um contato direto com a água superficial. Seu monitoramento por meio de radiômetros operando na faixa espectral do infravermelho termal, aerotransportados ou orbitais, é a técnica de Sensoriamento Remoto dos oceanos que tem tido um grande impacto na Oceanografia, por diversas razões:

- existe uma correlação muito boa entre os níveis de cinza de uma imagem termal e as temperaturas medidas *in situ*;
- a cobertura espacial obtida pelos satélites meteorológicos que carregam este tipo de radiômetro assegura um imageamento regular e contínuo da superfície; e
- grandes áreas podem ser cobertas em pequenos intervalos de tempo, além da facilidade de disseminação dos dados, o que auxilia em muito os estudos oceanográficos (Robinson, 1985).

2.3.1 - CAMPOS DE TEMPERATURA DO ATLÂNTICO EQUATORIAL

A TSM tem dispersão espacial e temporal em função dos movimentos de pequena escala existentes nos campos de temperatura. Esta variabilidade é causada por correntes, turbulência, ventos e ondas, fluxo de calor entre a atmosfera e o oceano, bem como pela convecção dentro do oceano. O aumento da velocidade do vento, o resfriamento do ar, a precipitação e a ressurgência reduzem a temperatura da superfície. Células de água fria com baixa concentração de sais, geradas por precipitação, podem ser preservadas em balanço de densidade com a água ao redor (Hoflich, 1984).

Dois fatores são particularmente notáveis na região equatorial do Atlântico: o contraste entre a margem leste e oeste do oceano e entre as baixas e médias latitudes, além da alta temperatura superficial na região nordeste desta bacia oceânica.

Hastenrath e Lamb (1977) mostraram que:

- a assinatura das grandes correntes oceânicas aparecem sobrepostas ao amplo gradiente de TSM entre o equador e os pólos. Assim, as correntes de Benguela e das Canárias se apresentam como línguas frias, enquanto que feições mais quentes como a CBR e a CGE se apresentam menos distintas. No inverno de cada hemisfério, os gradientes meridionais são mais intensos, enquanto que os contrastes zonais são mais dominantes no verão;
- uma outra feição de TSM de larga escala marcante é a grande região de água fria orientada zonalmente, ao sul do equador, na parte oriental do Atlântico, com forte gradiente meridional próximo ao equador, se desenvolvendo de abril a junho e decaído entre setembro e outubro; e
- em menor escala, áreas de água fria aparecem ao longo da costa nordeste da América do Sul, mais evidentes entre fevereiro e agosto. Uma língua de água fria se estende para o sul, a leste da Flórida, de outubro a maio, com forte desenvolvimento em fevereiro, passando em uma perturbação pequena de pressão e nos campos de vento à nordeste de Cuba, durante fevereiro e março.

Picaut et al. (1985) constataram que, como observado por Hastenrath e Lamb, uma língua de água fria começa a se formar próximo ao equador em maio, a oeste do Golfo da Guiné, atingindo seu maior desenvolvimento no mês de agosto. A temperatura mínima chega a 23°C, e a língua alcança sua posição mais ocidental a 030°W. Seu

decaimento ocorre entre setembro e outubro. A Figura 2.7 é uma representação deste fenômeno.

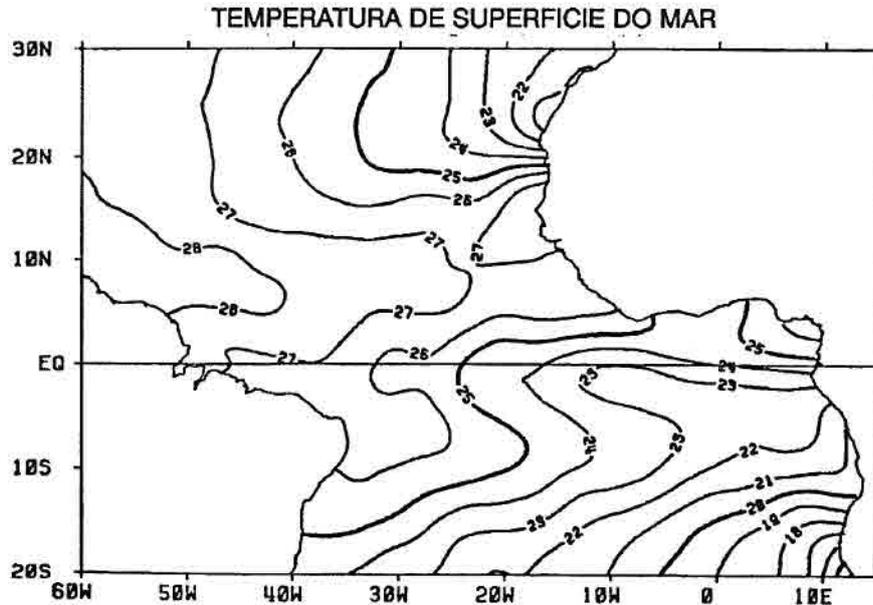


Fig. 2.7 - TSM, média mensal de agosto para o período 1965-1979.
FONTE: Picaut et al. (1985), p. 79.

Também foi observado que os meses de março, abril, maio, novembro e dezembro apresentam temperaturas máximas de 28°C próximo ao equador, e um núcleo quente de 29°C pode ser identificado no mês de abril em 05°N e 012°W. No mês de agosto, uma língua de água quente (28°C) aparece na costa norte da América do Sul, entre 20°N e 05°N, se estendendo em direção leste até 030°W no mês de setembro, decaído entre outubro e novembro (op. cit., 1985).

Levitus (1982) mostrou que as maiores feições de TSM, média anual, presentes no Atlântico são as relativamente baixas temperaturas equatoriais e tropicais, geralmente atribuídas à ressurgência, ocorrendo principalmente na costa ocidental africana e se deslocando em direção a noroeste, estando normalmente associadas à presença de ventos paralelos à costa.

Servain e Lukas (1990), através da análise dos mapas de médias mensais de TSM, observaram que o mês de abril de 1985 foi caracterizado por núcleos quentes (29°C) se estendendo do Golfo da

Guiné em direção a oeste até 025°W, desaparecendo completamente no mês seguinte. Os mesmos núcleos, concentrados no Golfo próximos à costa africana, apareceram excepcionalmente em fevereiro de 1988, se ampliando e se unindo para formar uma área que se estendeu até 030°W no mês de abril, quando então um núcleo de 30°C pôde ser observado em 05°N e 012°W. Este núcleo quente e a área ao seu redor permaneceram presentes até maio daquele ano. A Figura 2.8 mostra a média mensal da TSM para o mês de abril de 1985.

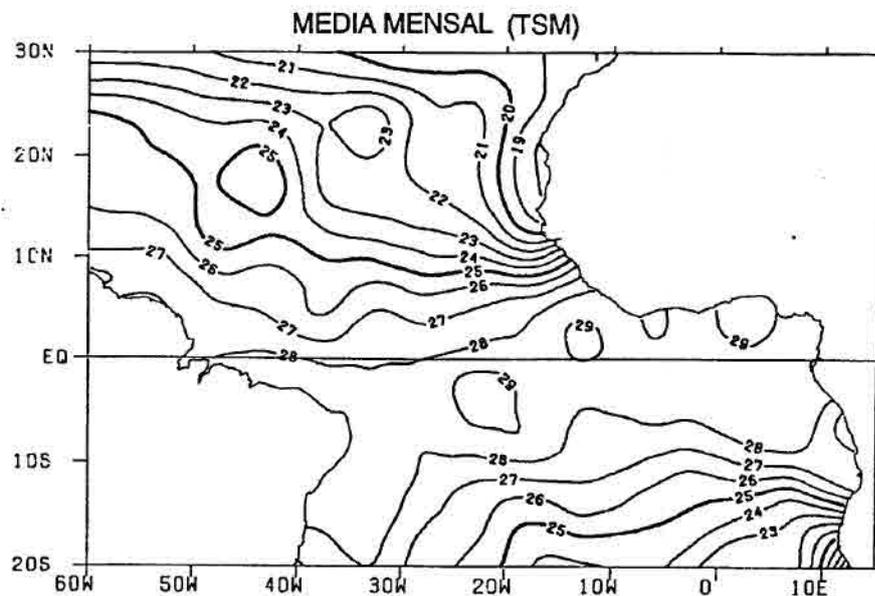


Fig. 2.8 - TSM, média mensal de abril de 1985.
FONTE: Servain e Lukas (1990), p. 21.

2.3.2 - VARIABILIDADE DOS CAMPOS DE TEMPERATURA

A variabilidade máxima na temperatura ao longo do ano ocorre sempre no cinturão das altas pressões subtropicais onde, próximos às Bermudas e Açores, os maiores valores giram em torno de 8°C. No hemisfério sul, as variações de temperatura ocorrem em menor extensão, variando de 8-10°C nas áreas de ressurgência e sazonalmente com este fenômeno. A pequena amplitude da variação nos trópicos se deve

à grande elevação solar ao longo do ano, e também à alta incidência de nebulosidade. Nas áreas subtropicais, a radiação solar incidente varia marcadamente durante o ano, associada à presença de nuvens baixas no outono e inverno, o que determinam uma amplitude maior na variação da TSM. Além da radiação solar, a característica das correntes e dos ventos dominantes influencia na variação da TSM (McPhaden, 1983).

As variações equatoriais na TSM são difíceis de serem interpretadas porque há uma multiplicidade de processos físicos que podem afetá-las, tais como a insolação, a perda de calor latente, a ressurgência e a advecção horizontal. O efeito da insolação pode ser visto claramente na migração de uma área de água quente com 25°C que envolve o equador geográfico em março e migra para o norte, juntamente com o deslocamento do Sol sobre a eclíptica, se posicionando a 10°N em setembro. A ressurgência equatorial é um fenômeno acoplado dinâmico/termodinâmico conduzido pelos alíseos; estes ventos produzem uma divergência de Ekman no equador, que é balanceada pelo fluxo de massa ascendente da termoclina. Este fluxo traz água fria para a superfície onde é misturada pela turbulência gerada pela zona de grande cisalhamento vertical entre a SCE e a CSE (op. cit., 1983).

Picaut et al. (1984) determinaram que as regiões de máxima amplitude de variabilidade correspondem às zonas de ressurgência sazonal ao longo da costa da Mauritânia e do Senegal, na costa setentrional e meridional do Golfo da Guiné e ao longo do equador próximo a 010°W. Os locais de variabilidade mínima coincidem com o equador termal, entre 00° e 07°N. A variabilidade interanual é máxima nas regiões onde a amplitude do sinal sazonal é grande, como nas áreas de ressurgência (a maior parte da variabilidade interanual está associada com a mudança na amplitude, no momento de ocorrência e na duração da estação fria).

Durante a primeira metade de 1984, Philander (1986) identificou que as condições do Atlântico Tropical foram, em muito aspectos, semelhantes às condições do Pacífico durante o El Niño: o oceano superior esteve mais quente na região leste da bacia, as chuvas foram mais fortes sobre as regiões áridas ao sul do equador e a ressurgência costeira a sudoeste da África foi inibida. Ficou evidente que as mudanças na TSM, que resultaram de correntes para leste incomuns ao sul do

equador, transportando água superficial quente em direção à África, contribuíram para a mudança nas condições atmosféricas. Estas condições alteradas, por sua vez, contribuíram para a mudança na circulação oceânica e na própria TSM. Interanualmente, o deslocamento para o sul da ITCZ esteve correlacionado com o aumento da TSM ao sul do equador e com o seu simultâneo declínio mais ao norte.

CAPÍTULO 3

OBTENÇÃO DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR POR SENSORIAMENTO REMOTO

Neste Capítulo será feita uma apresentação sobre a evolução dos satélites da série TIROS, utilizados operacionalmente para obtenção da TSM, bem como uma descrição do sensor normalmente empregado para esta finalidade. Será apresentada a teoria da radiação eletromagnética emitida pela superfície dos oceanos envolvida na determinação da TSM, e os processos pelos quais esta radiação pode ser convertida em temperatura real.

3.1 - EVOLUÇÃO DO SISTEMA DE SATÉLITES METEOROLÓGICOS TIROS

Uma nova era em observações e previsões meteorológicas iniciou-se com o lançamento do satélite TIROS-1, em abril de 1960. O TIROS-1, primeiro satélite meteorológico do mundo, desde o princípio demonstrou sua habilidade em adquirir imagens da Terra como um todo, mesmo sendo ele um satélite experimental. Orbitou a 644 km acima da Terra com um ângulo de 48° de inclinação com o equador. O TIROS-2, lançado em novembro do mesmo ano, demonstrou a utilidade de um radiômetro imageador do espectro visível e infravermelho de cinco canais. Os TIROS-3 a 8, lançados entre julho de 1961 e dezembro de 1963, deram continuidade à observação da superfície terrestre e foram testados para detecção de gelo sobre o mar e cobertura de neve. O TIROS-9 (janeiro de 1965) teve seu sistema de atitude melhorado, mantendo o satélite em órbita quase polar heliosíncrona, e o TIROS-10 (julho de 1965) encerrou a série denominada de "pesquisa e desenvolvimento" (Rao et al., 1990).

O sistema denominado TOS (TIROS Operacional System) foi constituído pelos satélites que formaram o primeiro sistema operacional de meteorologia, sendo os primeiros os ESSA-1 e 2, lançados em fevereiro de 1966. Voando sempre aos pares, esta série de satélites (encerrada com os ESSA-8 e 9) operou com órbitas heliosíncronas e altitudes de, em média, 1450 km (op. cit., 1990).

A segunda série dos satélites meteorológicos foi iniciada com o lançamento do ITOS-1, pertencente ao sistema ITOS (Improved TIROS Operational System), em janeiro de 1970. Basicamente ainda transportando câmeras de TV tipo "vidicon" como instrumento principal, este satélite também transportou um radiômetro imageador de dois canais, provendo dados radiométricos durante o dia e a noite, e um radiômetro imageador infravermelho, para observações da atmosfera e da superfície da Terra a cada 12 horas, utilizando uma única espaçonave. O segundo satélite da série, denominado NOAA-1, foi lançado em dezembro de 1970, e voou com um sensor denominado "VHRR" (Very High Resolution Radiometer), além de um radiômetro imageador de média resolução. Estes sensores substituíram definitivamente as câmeras vidicon. A série ITOS, encerrada com o NOAA-5, lançado em 1975, teve como principal mérito oceanográfico a consolidação do uso dos radiômetros imageadores multicanal, principalmente na faixa do infravermelho, para obtenção de informações da superfície dos oceanos (op. cit., 1990).

Uma terceira geração do sistema operacional de satélites ambientais de órbita polar foi desenvolvida para dar continuidade às anteriores, e seu primeiro satélite, denominado TIROS-N, foi posto em serviço operacional em 1978. Esta nova série, prevista para sete satélites, cuja denominação foi TIROS-N/NOAA-A a G, foi projetada para prover informação entre 1978 e 1988 (Schwalb, 1978). A Figura 3.1 mostra uma visão geral da espaçonave TIROS-N.

O programa de satélites NOAA se baseou na filosofia de encontrar requisitos operacionais para produtos derivados dos instrumentos cujo potencial tivesse sido comprovado no espaço. Estes produtos foram utilizados, basicamente, em previsão meteorológica e serviços oceanográficos e hidrográficos até o final da década de 80. Para a Oceanografia, o principal sensor ambiental nestes satélites foi, e ainda é, o AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), um radiômetro de alta resolução que possuiu, inicialmente, quatro canais e que, posteriormente, passou a ter cinco canais em diferentes faixas espectrais, permitindo resoluções espaciais de até 1,1 km no nadir (op. cit., 1978). Este sensor será revisto em maior detalhe no item 3.2 a seguir. Cabe ressaltar neste ponto que o AVHRR continua provendo dados sistemáticos, imageados durante os períodos diurno e noturno, não apenas com finalidades meteorológicas, mas também para a determinação da TSM, identificação de gelo marinho, cobertura de neve, avaliação de índi-

ces de vegetação, detecção de queimadas, dentre muitas outras aplicações.

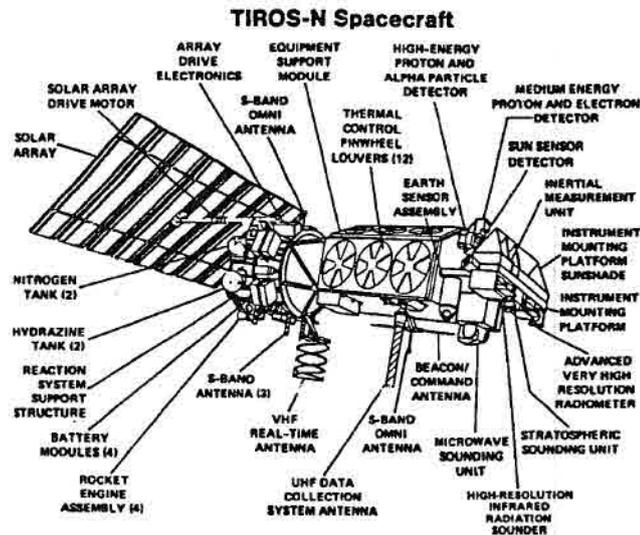


Fig. 3.1 - Visão geral da plataforma TIROS-N.
FONTE: Schwalb (1978), p. vi.

Como nas séries anteriores, os TIROS-N/NOAA operaram em órbita polar heliossíncrona, com altitudes nominais de 833 ou 870 km. Na configuração operacional, dois satélites eram posicionados com separação do plano da órbita de 90°, tendo um órbita ascendente e outro descendente.

A série inicial prevista para sete satélites teve em órbita apenas os TIROS-N/NOAA-6 e 7 (A e C), tendo sido substituída pela série ATN (Advanced TIROS-N/NOAA-E to J). Esta nova série possui plataformas iguais à anterior, com exceção do módulo de suporte de equipamentos que foi estendido em 48 cm, permitindo sua adaptação aos novos instrumentos e ao novo painel solar, de maiores dimensões, que supriria energia adicional (Schwalb, 1982). Além de transportar um equipamento para busca e salvamento (SARSAT-Search and Rescue Satellite Aided Tracking), a série ATN tem voado com o sensor AVHRR nas versões de quatro e cinco canais (AVHRR 4 canais para os satélites de numeração par e AVHRR 5 canais para os de numeração ímpar) até o NOAA-11, quando então apenas a versão de cinco canais passou a ser utilizada. Está prevista a utilização de um AVHRR de seis canais a partir

do NOAA-14, com lançamento estimado para 1993 (Rao et al., 1990). A Figura 3.2 sintetiza a história orbital dos satélites TIROS.

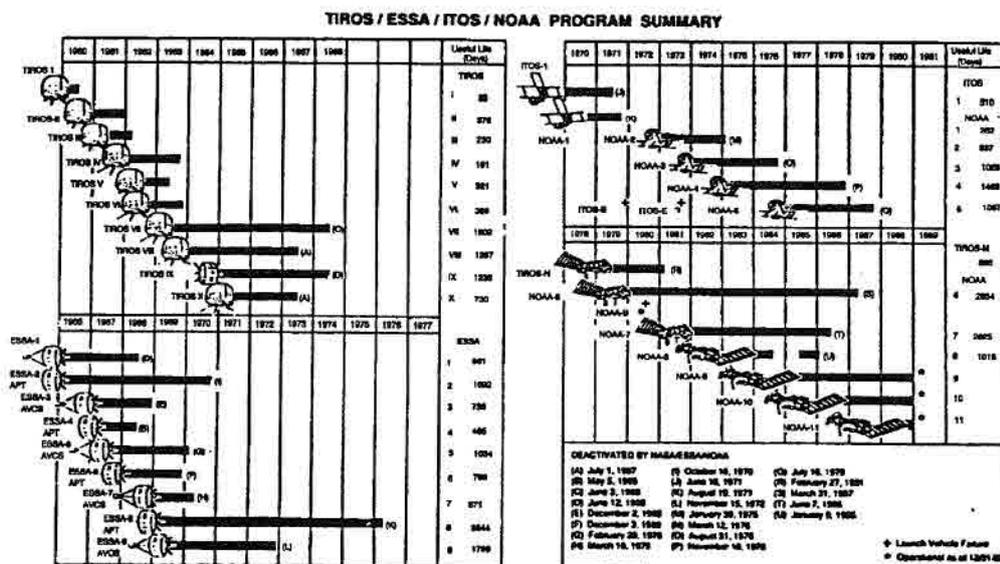


Fig. 3.2 - Evolução dos satélites TIROS.
FONTE: Rao et al. (1990), p. 14.

Para 1995 está prevista a fusão do sensor AVHRR com outro sensor também presente nas plataformas da série ATN, o HIRS (High Resolution Infrared Radiometer Sounder), projetado para medir a radiação incidente em 19 regiões espectrais do infravermelho. Desta fusão surgirá o AMRIR (Advanced Medium Resolution Imaging Radiometer), um instrumento de 11 canais cujo campo de visada instantâneo no nadir deve atingir 0,5 km, tendo os valores de brilho uma resolução radiométrica de 12 bits (4096 níveis de cinza). No lugar do sistema rotativo de imageamento será adotado um desenho óptico de detectores multi-elemento, tal como os sistemas "pushbroom" utilizados atualmente. O AMRIR foi planejado para ser um imageador substituto para o AVHRR (Sparkman Jr., 1989).

3.2 - O RADIÔMETRO AVHRR

O AVHRR é um radiômetro imagedor de cinco canais, sensível às porções visível, infravermelho próximo e infravermelho termal do espectro eletromagnético (no item 3.3, a seguir, serão descritas as faixas em que é dividido o espectro eletromagnético). Os canais do AVHRR foram selecionados para permitir uma análise multi-espectral de parâmetros meteorológicos, hidrológicos e oceanográficos. A Tabela 3.1 descreve a faixa espectral de cada canal do sensor e seus propósitos.

TABELA 3.1 - CANAIS DO RADIÔMETRO AVHRR

CANAIS	COMPRIMENTO DE ONDA (μm)	APLICAÇÕES
1	0,58 - 0,68	nuvens durante o dia map. de superfície
2	0,725 - 1,10	delimitação de água, gelo e neve
3	3,55 - 3,93	TSM nuvens durante a noite
4	10,30 - 11,30	TSM nuvens dia e noite
5	11,50 - 12,50	TSM nuvens dia e noite

FONTE: Adaptada de Rao et al. (1990), p. 124.

A bordo dos satélites TIROS-N e NOAA-6, 8, 10, os canais 4 e 5 do AVHRR eram iguais, indo de 10,5 a 11,5 μm . Já nos NOAA-7, 9, 11, a distribuição espectral dos canais se fez da maneira descrita na Tabela acima.

Este instrumento é composto por cinco módulos acondicionados sob a forma de um único equipamento:

a) módulo de imageamento - compreendido pelo motor e pelo espelho de imageamento. O motor gira a 360 rpm para produzir imageamento transversal à órbita. O espelho (20,96 cm no eixo menor e 29,46 cm no eixo maior) é adequado para preencher o FOV (Field Of View) de 20,32 cm de diâmetro do telescópio, imageando $\pm 55,4^\circ$ a partir do nadir, o que corresponde a cerca de 2240 km;

b) módulo de controle eletrônico - suas funções incluem o processamento de dados, controle de temperatura, geração de telemetria e calibração;

c) resfriador radiante - consiste de um alojamento de resfriamento, um radiador de primeiro estágio, um de segundo estágio e uma cobertura de resfriamento. Esta cobertura sombreia a maioria da superfície do radiador contra a radiação proveniente da Terra. Os radiadores de primeiro e segundo estágios têm uma visão direta para o espaço exterior, radiando energia suficiente para que suas temperaturas de funcionamento sejam de 105 K;

d) sistema óptico - consiste num telescópio de 20,32 cm de diâmetro de abertura combinado com um sistema óptico secundário que separa a irradiação em cinco bandas espectrais discretas, listadas na Tabela 3.1. O IFOV (Instantaneous Field Of View) para todos os canais foi especificado para ser de $1,3 \pm 0,1$ mrad. A resolução espacial do sistema é de 1,1 km no nadir; e

e) estrutura de suporte - é a base onde os demais módulos encontram-se fixados (Rao et al., 1990).

A Figura 3.3 mostra um desenho esquemático do instrumento.

Quanto às características dos detectores, os canais visível e infravermelho próximo usam os de silício, sendo ambos quadrados de 0,254 cm de lado com 99% de eficiência na coleta da radiação incidentes. Os canais de infravermelho utilizam detectores resfriados a 105 K. O detector do canal 3 é de antimônio de índio, enquanto que os dos canais 4 e 5 são de telureto de mercúrio-cádmio. Estes detectores possuem $0,0173 \text{ cm}^2$ de área ativa (op. cit., 1990).

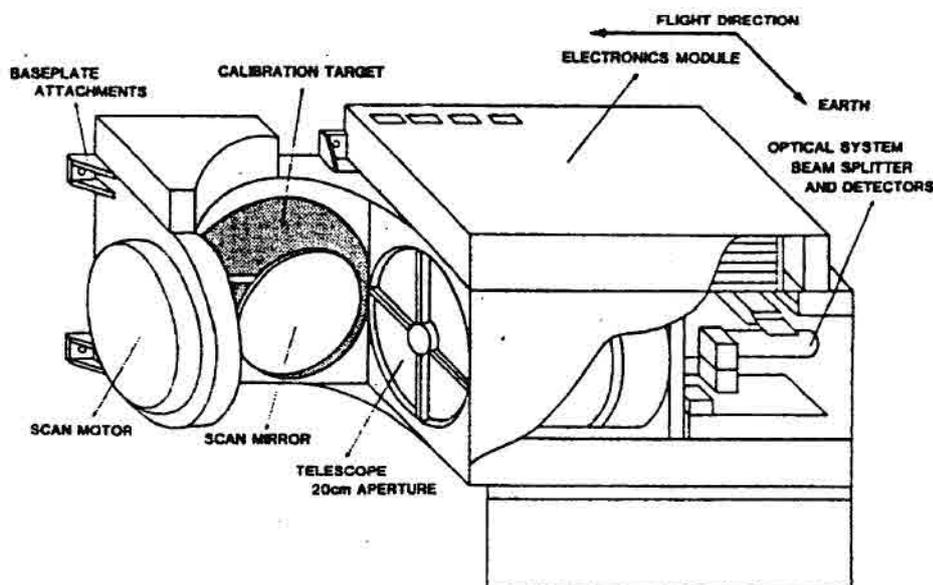


Fig. 3.3 - Desenho esquemático do AVHRR.
FONTE: Minnett (1988), p. 149.

O instrumento possui uma curva de calibração ascendente gerada internamente, para permitir a validação rotineira da linearidade dos componentes eletrônicos. A calibração em órbita dos canais infravermelho é possível em função da resposta do instrumento ser linear com a energia incidente. Durante cada linha de imageamento, o sensor visualiza o espaço exterior (irradiância zero) e a parede interna do instrumento com aproximadamente 310 K. Esta parede interna é um corpo negro, calibrado antes do lançamento, onde 4 termômetros com resistências de platina são acondicionados, sendo suas leituras incluídas no fluxo de dados. Pela determinação do sinal de saída do instrumento enquanto visualiza o corpo negro e o espaço exterior, é possível ajustar a sua curva de resposta (op. cit., 1990).

Os canais de infravermelho do AVHRR apresentam ruídos característicos que degradam a precisão com a qual os dados de irradiância são registrados. Um destes ruídos característicos é o de digitalização, que atinge todos os canais, cuja causa é a representação dos valores contínuos de irradiância reais em pontos discretos, que se constituirão nos dados de telemetria. Já o canal 3 possui um ruído periódico persistente, o qual se presume seja oriundo de um problema de

casamento de impedância do detector, o que acarreta uma degradação séria dos dados. Até o NOAA-8 este ruído aparecia em cada linha de imageamento a intervalos de 10 pixels; a partir do NOAA-9 a imagem do canal 3 aparece com faixas verticais, sugerindo que o ruído se tornou mais estável e sincronizado com a velocidade de imageamento (Dudhia, 1989).

3.3 - OBTENÇÃO DA TSM A PARTIR DA RADIAÇÃO EMITIDA PELA SUPERFÍCIE DO MAR

O fluxo radiante detectado pelos sistemas de Sensoriamento Remoto é descrito como sendo de alguma região do espectro eletromagnético. O espectro completo se estende desde os raios gama na extremidade dos curtos comprimentos de onda, até as ondas de baixa frequência de rádio, na extremidade das ondas longas, como mostrado na Figura 3.4.

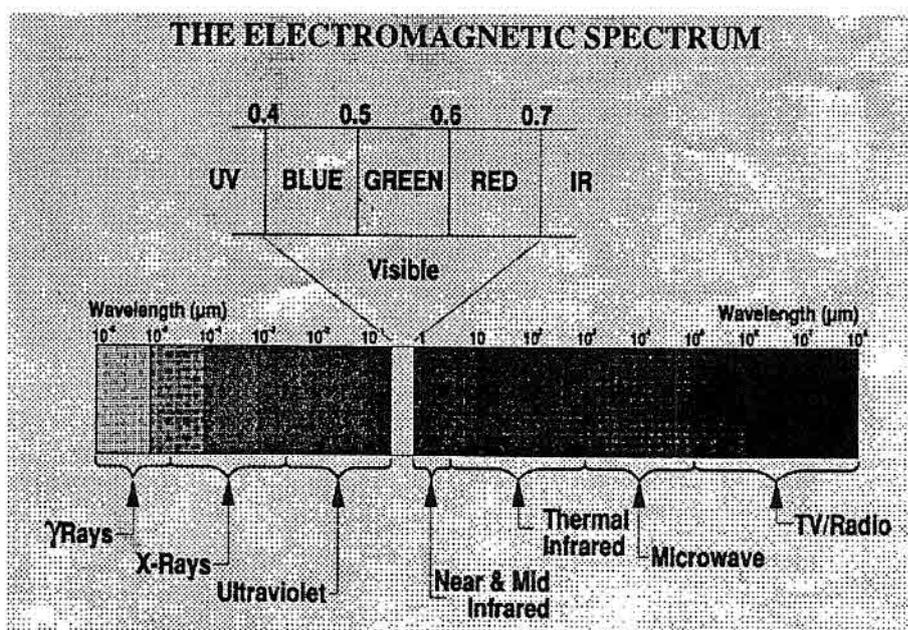


Fig. 3.4 - O espectro eletromagnético.
FONTE: Cortesia da EOSAT.

Embora alguns trabalhos de Sensoriamento Remoto tenham sido feitos com espectrômetros de raios gama, os comprimentos de onda curtos normalmente usados se situam entre 0,3 e 0,4 μm .

As regiões do espectro mais utilizadas são as do visível e do infravermelho próximo, aproximadamente entre 0,4 e 1,0 μm . As regiões de transmissão atmosférica para o infravermelho, ou "janelas atmosféricas" como são conhecidas, são utilizadas pelos sistemas imageadores e radiômetros trabalhando nas faixas espectrais de 3 a 5 μm (infravermelho médio) e de 8 a 15 μm (infravermelho termal). Os sistemas de microondas operam normalmente em comprimentos de onda de 1 mm a 1 m. A Figura 3.5 mostra as janelas atmosféricas existentes entre as regiões do ultravioleta e do infravermelho termal, indicando os principais constituintes atmosféricos responsáveis pela absorção da radiação (vapor d'água, dióxido de carbono e ozônio) (Slater, 1980).

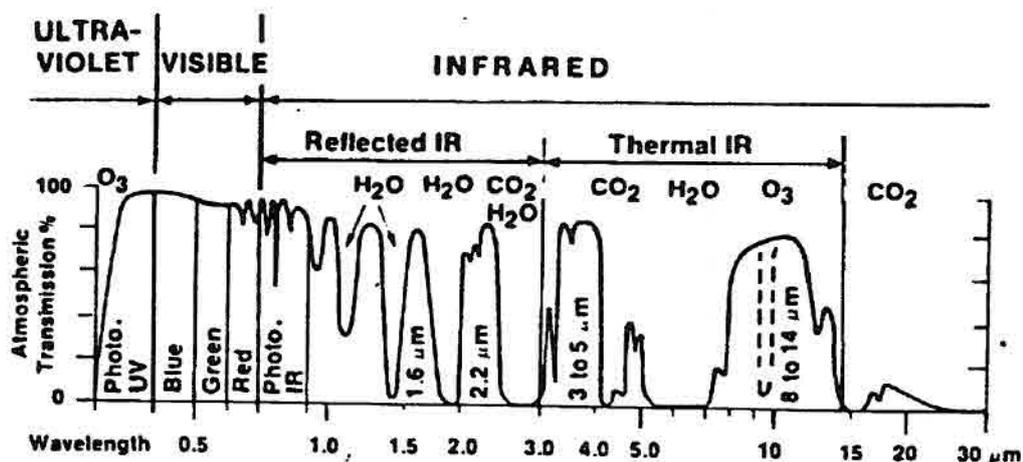


Fig. 3.5 - Janelas atmosféricas.

FONTE: Adaptado de Sabins (1987), p. 5.

3.3.1 - A FÍSICA DA RADIAÇÃO INFRAVERMELHA

A idéia de Planck de quantização da radiação permitiu com que ele fosse bem sucedido na descrição matemática da distribuição espectral da radiação emitida por um irradiador perfeito, ou corpo negro. Um corpo negro (também conhecido como irradiador planckiano), a uma dada temperatura, fornece a exitância radiante máxima em um hemisfério para um dado comprimento de onda, maior

do que qualquer corpo em equilíbrio termodinâmico pode fornecer à mesma temperatura. Qualquer corpo acima da temperatura de zero Kelvin emite radiação eletromagnética. A lei da radiação de Planck, ou lei do corpo negro de Planck, pode ser expressa como

$$M(\lambda) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 [\exp(ch/\lambda kT) - 1]} \quad (3.1)$$

onde a exitância radiante espectral $M(\lambda)$ é dada em $[W/m^2\mu m]$ se as quantidades expressas são dadas nas seguintes unidades:

h = constante de Planck = $6,6256 \times 10^{-34}$ W/s²

c = velocidade da luz = $2,997925 \times 10^8$ m/s

k = constante de Boltzmann = $1,38054 \times 10^{-23}$ Ws/K

T = temperatura absoluta em Kelvin

λ = comprimento de onda em metros (Slater, 1980).

A exitância radiante espectral $M(\lambda)$ é algumas vezes chamada de "emitância", que pode ser interpretada como a densidade do fluxo radiante (razão com a qual a energia radiante é transferida de um ponto ou uma superfície para outra superfície, medido em "watts") por unidade de largura de banda centrada em λ , deixando a unidade de área de superfície independente de direção. A equação 3.1 se baseia em princípios da termodinâmica ideal, que serão válidos somente se a superfície for um emissor perfeito (Robinson, 1985).

A forma mais útil da equação 3.1 pode ser obtida pelo uso de determinadas simplificações, gerando as constantes abaixo calculadas:

$$C_1 = 2\pi hc^2 = 3,74151 \times 10^{-16} \text{ Wm}^2 = 3,74151 \times 10^8 \text{ W}\mu\text{m}^4/\text{m}^2$$

$$C_2 = ch/k = 1,43879 \times 10^{-2} \text{ mK} = 1,43879 \times 10^4 \mu\text{mK}$$

Assim, a equação da radiação de Planck, para os propósitos de cálculo, pode ser escrita como

$$M(\lambda) = \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp(C_2/\lambda T) - 1]} \quad [W/m^2\mu m] \quad (3.2)$$

semelhante à equação 3.1, sendo λ empregado em micrometros. O significado da unidade pode ser descrito como o fluxo radiante em "watts", dentro de um intervalo espectral de um micrometro, irradiado em um

hemisfério por um corpo negro tendo uma área de um metro quadrado (Slater, 1980).

A equação 3.2 nos mostra como são geradas as curvas de exitância radiante para um corpo negro. As curvas de um corpo negro correspondentes às temperaturas de 6000 K, 3000 K e 300 K são mostradas na Figura 3.6.

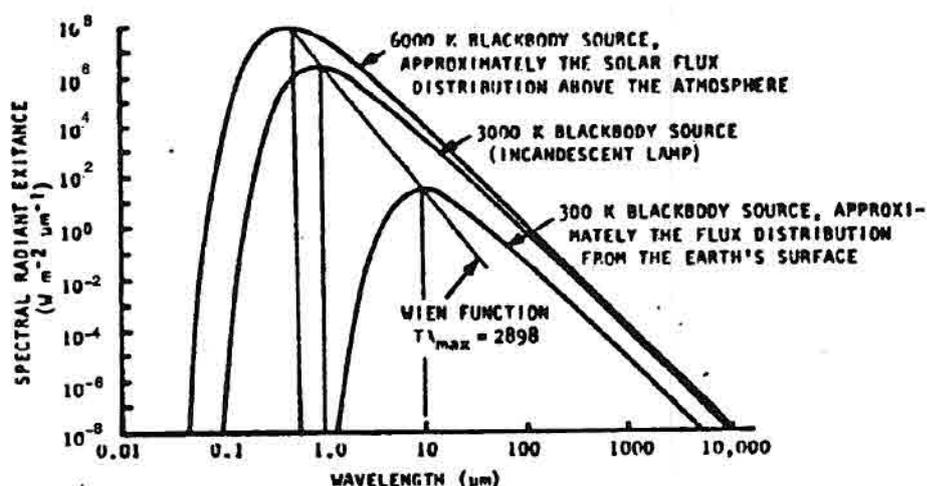


Fig. 3.6 - Exitância radiante espectral para um corpo negro.
FONTE: Slater (1980), p. 38.

Em Sensoriamento Remoto, o fluxo radiante de comprimento de onda abaixo de $2,5 \mu\text{m}$ é referido como "fluxo solar refletido", e o fluxo radiante acima de $6,0 \mu\text{m}$ como "fluxo radiante termal auto-emitido", este último em função de uma parcela desprezível de fluxo refletido presente. A região entre $2,5$ e $6,0 \mu\text{m}$ possui ambos os fluxos. O fluxo termal emitido, transmitido através da atmosfera, será o interesse deste estudo.

A integração da equação de Planck (3.1) para todos os comprimentos de onda nos fornece a exitância radiante total em um hemisfério acima de um corpo negro de um metro quadrado de área:

$$M = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} T^4 \quad (3.3)$$

Se as constantes se encontrarem nas unidades anteriormente definidas, o resultado acima será dado em $[W/m^2]$. Esta relação é constantemente referida como a lei de Stefan-Boltzmann, e a constante σ dada por

$$\sigma = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} \quad (3.4)$$

que possui o valor de $5,669 \times 10^{-8} W/m^2 K^4$ é chamada de constante de Stefan-Boltzmann. A combinação de 3.3 com 3.4 nos fornece

$$M = \sigma T^4 \quad [W/m^2] \quad (3.5)$$

A equação 3.5 fornece a área sob cada curva representada na Figura 3.6.

De 3.5 podemos calcular a exitância radiante total para corpos negros de 6000, 3000 e 300 K, sendo elas $7,3 \times 10^7$, $4,6 \times 10^6$ e $4,6 \times 10^2 W/m^2$, respectivamente. Em função da relação com a quarta potência da temperatura, qualquer pequena mudança nesta pode causar grandes mudanças na exitância radiante. Esta é uma das razões pelas quais os sistemas de Sensoriamento Remoto termal conseguem discriminar diferenças de temperatura de uma fração de grau. Uma mudança de 0,33% (por exemplo, de 300 para 301 K) causa um aumento de 1,33% na exitância radiante (Slater, 1980).

Outra relação útil pode ser obtida pela diferenciação da equação 3.2, que nos conduz a

$$\lambda_{\max} T = b \quad [\mu m K] \quad (3.6)$$

onde λ_{\max} é o comprimento de onda de máxima exitância radiante espectral em micrometros, T é a temperatura em Kelvin e "b" é uma constante tendo o valor de $2898 \mu m K$. Esta relação denomina-se "lei do deslocamento de Wien", e pode ser ilustrada na Figura 3.6 para as temperaturas de 6000, 3000 e 300 K, onde os valores de comprimento de onda de 0,48, 0,97 e $9,66 \mu m$ podem ser obtidos (op. cit., 1980).

Um corpo negro não existe na realidade. O máximo que se consegue em laboratório é uma aproximação para um corpo negro. Na natureza, os irradiadores são seletivos, ou seja, a distribuição espectral do fluxo por eles emitido não é a mesma daquela emitida por um corpo negro. Um corpo cinza não é seletivo, tendo sua emissividade ϵ independente do comprimento de onda, e sabendo-se que a emissividade de um corpo negro é definida como unitária, a emissividade de um corpo cinza situa-se entre zero e um. A definição de emissividade é então

$$\epsilon = \frac{M'}{M} \quad (\text{sup. real à temp. } T/\text{emissor perf. à temp. } T) \quad (3.7)$$

A água do mar possui uma emissividade aproximada de 0,98. A equação de Planck (3.2) permite a determinação da quantidade de energia emitida a um comprimento de onda específico, de um corpo negro irradiando à temperatura T . Eventualmente, os usuários de imagens infravermelho de satélite necessitam derivar a relação para a temperatura T de um corpo negro irradiando a um comprimento de onda específico, para uma dada emissão de energia. Desta forma, da equação 3.2 temos que

$$M(\lambda) = \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp(C_2/\lambda T) - 1]} \quad \therefore \quad \exp(C_2/\lambda T) = \frac{C_1}{M(\lambda) \lambda^5} + 1$$

que aplicando logaritmo resulta em

$$\frac{C_2}{\lambda T} = \ln \left[\frac{C_1}{M(\lambda) \lambda^5} + 1 \right]$$

donde temos finalmente que

$$T = \frac{C_2}{\lambda \ln \left[\frac{C_1}{M(\lambda) \lambda^5} + 1 \right]} \quad [\text{K}] \quad (3.8)$$

Algumas vezes, conhecendo-se a temperatura de radiação de um corpo negro (T_{bb}) equivalente a uma superfície real de emissividade ϵ , desejamos saber qual a temperatura real dessa superfície

(T_{real}). A substituição da equação 3.2 na 3.7, depois de re-arranjada, conduz facilmente a

$$T_{\text{real}} = \frac{C_2}{\frac{C_2}{T_{bb}} - \lambda \ln \epsilon} \quad [\text{K}] \quad (3.9)$$

3.3.2 - CÁLCULO DA TEMPERATURA ABSOLUTA DA SUPERFÍCIE DO MAR

Callison et al. (1989) fizeram várias considerações sobre a metodologia de obtenção da TSM, como descrito a seguir.

As imagens obtidas a partir de imageadores que operam na faixa do infravermelho termal representam a intensidade da radiação recebida a partir da superfície do mar. A intensidade desta radiação depende da temperatura da superfície, da sua emissividade e do grau com que a radiação é atenuada ou aumentada durante sua trajetória entre a superfície e o sensor.

Sobre a superfície da terra, tanto a temperatura quanto a emissividade são desconhecidas, não sendo possível determinar esses parâmetros a partir de uma única medição de intensidade de radiação. Sobre o mar, contudo, a emissividade é aproximadamente constante, e desta forma uma imagem infravermelho termal representa, a menos de algum efeito atmosférico, um mapa da temperatura da superfície do mar. Essas imagens são frequentemente apresentadas em níveis de cinza, significando que diferentes tons de cinza correspondem a diferentes temperaturas. Para alguns propósitos qualitativos, este tipo de imagens é adequado. Porém, existem estudos que requerem o conhecimento da temperatura absoluta.

A Figura 3.7 representa, em seu lado esquerdo, os processos físicos pelos quais a radiação no infravermelho emitida pela superfície do mar se relaciona com a gravação digital da cena. No lado direito estão esquematizados os processos de transformação da gravação numa estimativa da TSM.

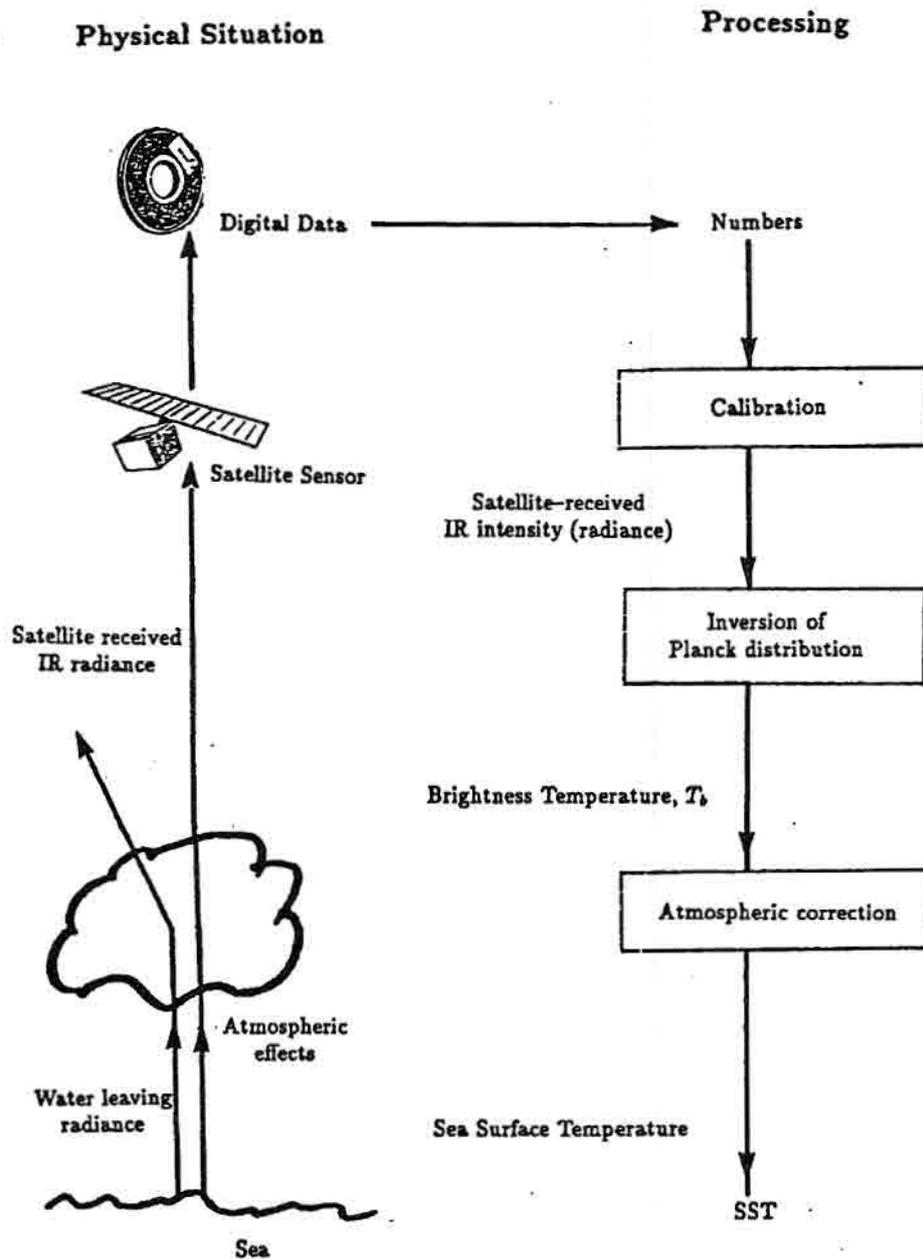


Fig. 3.7 - Processo de obtenção da TSM por Sensoriamento Remoto.
 FONTE: Callison et al. (1989), p. 66.

Relembrando algumas particularidades dos canais do AVHRR, sabemos que o canal 3 recebe tanto radiação emitida quanto refletida pela superfície dos oceanos durante o dia e, à noite, na ausên-

cia do Sol, somente a emitida, tornando-se útil nessa ocasião na determinação da TSM. Os canais 4 e 5, por receberem apenas a radiação emitida pela superfície, podem ser utilizados indistintamente durante o dia ou a noite na determinação da TSM.

A obtenção da TSM usando dados AVHRR exige o conhecimento das informações disponíveis e dos procedimentos matemáticos usados para interpretá-las. Como descrito no item 3.2, os canais infravermelho termal do AVHRR são monitorados a cada linha de imageamento por dois pontos de calibração, quais sejam, um corpo negro na parte interna do instrumento e o espaço exterior. Como suas temperaturas são conhecidas, a exitância radiante de ambas as fontes pode ser calculada; essa exitância pode, dessa forma, ser utilizada em conjunto com as correspondentes saídas digitais do imageador, dando origem a uma curva de calibração, que nada mais é que uma reta unindo os dois pontos (número digital zero para a exitância correspondente ao espaço exterior, e número digital 1023, equivalente a 10 bits de digitalização, correspondente à exitância emitida pelo corpo negro). Sobre esta linha reta é comumente aplicado uma pequena correção de não linearidade. Após a construção da curva de calibração, pode-se converter qualquer número digital de saída do instrumento em radiância recebida pelo imageador. A Figura 3.8 é um exemplo esquemático desta curva de calibração.

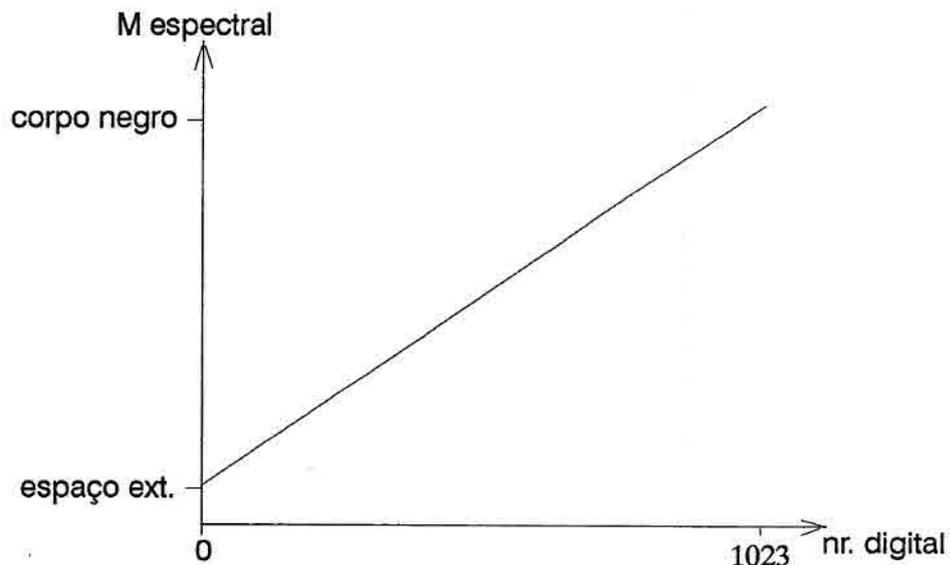


Fig. 3.8 - Variação da exitância radiante em função do número digital.

Esta curva é montada para o comprimento de onda efetivo do canal AVHRR que se está considerando.

A observação de um gráfico entre a temperatura de um corpo negro e a sua emitância radiante mostra que esta não é uma relação linear, como podemos ver na Figura 3.9.

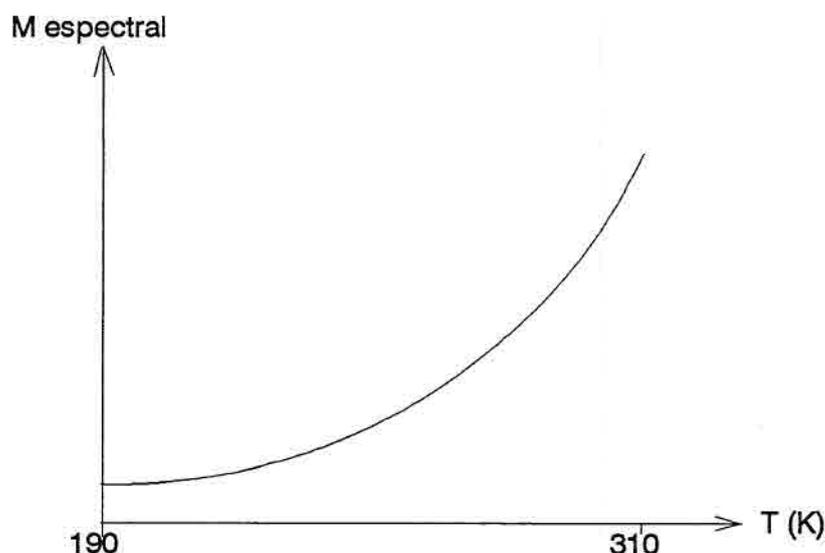


Fig. 3.9 - Variação da emitância radiante com a temperatura de um corpo negro, para um λ definido.

Porém, o sensor responde diretamente à energia recebida e não à temperatura, e como sabemos que o conversor analógico-digital usado no AVHRR é linear sobre a escala considerada, torna-se válida a construção da curva de calibração anteriormente descrita. Assim, denotando por $M(\lambda)$ a emitância radiante que acabará por incidir nos detectores (para um determinado comprimento de onda) e por ND o número digital de saída, temos que a curva de calibração será dada por

$$M(\lambda) = a \text{ ND} + b \quad (3.10)$$

onde "a" será a inclinação da curva e "b" o valor da interseção desta com o eixo das ordenadas. O valor de "b" será correspondente à $M(\lambda)$ calcu-

lada para a temperatura do espaço exterior, e "a" será dado pela expressão

$$a = \Delta M(\lambda) / \Delta ND$$

que equivale à variação total da exitância radiante para o intervalo considerado sobre a variação total de números digitais para o mesmo intervalo. Em outras palavras, é a declividade da curva.

Neste ponto já temos condições de inferir, para qualquer número digital de saída do sensor, qual foi a exitância radiante gerada pela superfície que incidiu sobre ele.

Aqui deve ser inserido o conceito de "temperatura de brilho", que vem a ser a temperatura equivalente que um corpo negro requer para produzir a mesma exitância radiante, em um dado comprimento de onda, que o corpo real que se esteja observando.

Nosso objetivo é a determinação da temperatura de brilho partindo de um número digital, que é a saída do sensor. Pela equação 3.2, obtemos a exitância radiante espectral partindo de um valor de temperatura conhecido do corpo negro. Já a equação 3.8 nos fornecerá a temperatura de um corpo negro a partir da exitância radiante para um determinado comprimento de onda. Se conhecemos o número digital de saída do sensor, conhecemos a exitância radiante gerada pela superfície (corpo real) envolvida no processo, através da relação mostrada na Figura 3.8. Se $M(\lambda)$ é conhecida, poderemos calcular a temperatura que um corpo negro requer para produzir o mesmo valor de exitância radiante, para o mesmo comprimento de onda, ou seja, podemos calcular a temperatura de brilho através da equação 3.8.

Substituindo a equação 3.10 em 3.8 teremos

$$T_{bb} = \frac{C_2}{\lambda \ln \left[\frac{C_1}{(a ND + b) \lambda^5} + 1 \right]} \quad [K] \quad (3.11)$$

que fornecerá a temperatura de brilho correspondente a um determinado número digital lido na saída do sensor. A temperatura de brilho é sempre menor que a temperatura real de um emissor. Como o valor de

T_{bb} não se relaciona linearmente com $M(\lambda)$, é previsível que T_{bb} também não terá uma relação linear com ND, visto que a linearidade é observada apenas entre $M(\lambda)$ e ND. A relação entre T_{bb} e ND, como indicada na Figura 3.10, mostra que o incremento de temperatura é bem maior no início da escala de ND, decaído com o aumento deste. Ou seja, para intervalos iguais de ND, a temperatura sobe mais rapidamente no início da escala, três vezes mais rápido que no meio, e cerca de cinco vezes mais rápido que no final da escala.

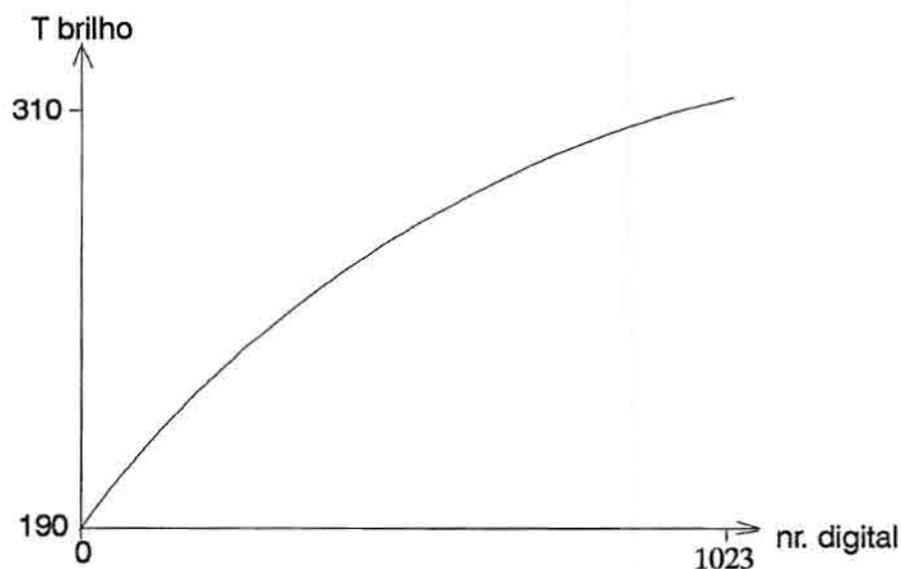


Fig. 3.10 - Variação da temperatura do corpo negro em função do número digital.

A Figura 3.11 mostra a variação da temperatura de brilho incremental em função do número digital.

Todos os cálculos realizados anteriormente são válidos para um determinado comprimento de onda. Normalmente, os canais infravermelho do AVHRR possuem um intervalo de comprimentos de onda de operação, o que não invalida o procedimento adotado, desde que se trabalhe com o comprimento de onda efetivo (médio) de resposta do detector do canal considerado.

A atmosfera existente entre a superfície emissora e o sensor tem sido desconsiderada até aqui, porém a correção da temperatura

de brilho é que nos capacitará na determinação da TSM. Apesar de complexa, a correção atmosférica é relativamente pequena, ficando entre uma fração de grau e muito improvavelmente ultrapassando cinco graus.

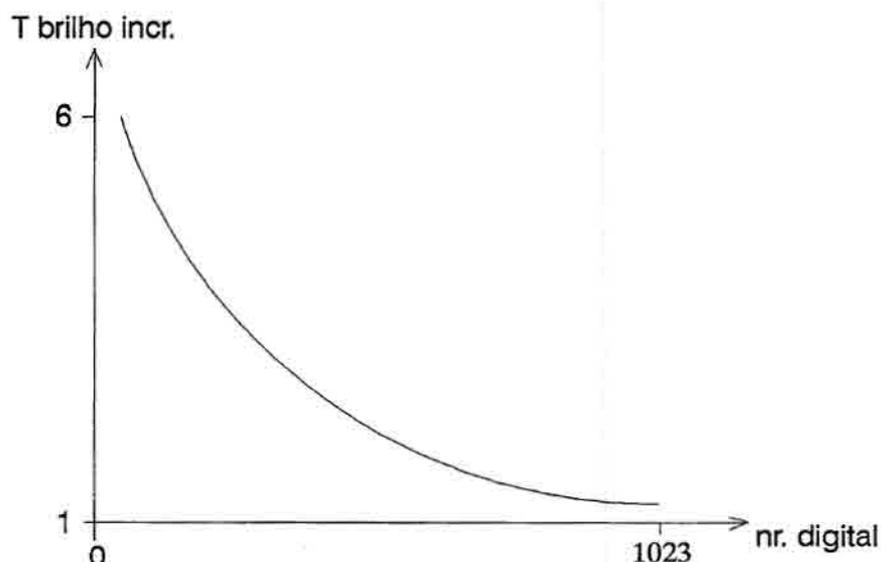


Fig. 3.11 - Variação da temperatura de brilho incremental em função do número digital.

Para uma primeira aproximação, o efeito da atmosfera será o de deslocar todas as temperaturas de brilho calculadas de um valor fixo; processos de correção atmosférica mais refinados são, por vezes, muito complexos e produzem resultados que podem se tornar desprezíveis para os objetivos desejados.

3.3.3 - CORREÇÃO ATMOSFÉRICA

Por se tratar de um assunto de relevante importância, optou-se pela sua inclusão em um subitem separado. Serão tratadas apenas das correções operacionalizadas sobre os canais infravermelho do AVHRR.

Na região espectral entre 3,0 e 14 μm a atmosfera interage com a radiação através dos processos de absorção e re-emissão em diferentes comprimentos de onda. Como visto anterior-

mente, os principais absorvedores atmosféricos são o vapor d'água, o ozônio e o dióxido de carbono. Apenas o último destes é apreciavelmente constante e uniformemente distribuído através da atmosfera; o ozônio, encontrado entre 20 e 30 km de altitude, varia diurnamente; o vapor d'água, encontrado abaixo de 10 km de altitude, pode variar significativamente em distâncias horizontais da ordem de 1000 km. O efeito atmosférico é a redução da radiação que chega ao sensor, reduzindo a temperatura aparente da superfície (Robinson, 1985).

Uma vez que o dado do radiômetro infravermelho tenha sido corrigido dos efeitos atmosféricos, não há dúvidas sobre sua interpretação em termos de um parâmetro do oceano, uma vez que a radiação está diretamente relacionada com a temperatura da superfície do mar. Mas, o pesquisador que utilizar dados de radiação na região do infravermelho, obtidos por Sensoriamento Remoto, não deve esquecer que este tipo de radiação é emitida somente pela camada de moléculas de água próxima à superfície, sendo a temperatura dessa camada a que caracteriza a emissão e controla a temperatura de brilho observada. A espessura da camada cuja temperatura é estimada por Sensoriamento Remoto varia de acordo com o comprimento de onda da radiação, mas para o intervalo entre 3,0 e 14 μm , ela é menor do que 0,1 mm. Pesquisas com radiômetros aerotransportados têm revelado que para o intervalo de 3,4 a 4,1 μm , esta espessura é de apenas 0,075 mm, e para a faixa de 4,5 a 5,1 μm a espessura não é maior do que 0,025 mm (op. cit., 1985). Desta forma, podemos dizer que a temperatura do oceano estimada por Sensoriamento Remoto é uma temperatura "laminar".

Operacionalmente não se aplicam as correções atmosféricas de base teórica sobre os dados radiométricos na região do infravermelho termal para obtenção da TSM, correções estas que consideram o perfil de temperatura da atmosfera e a distribuição de transmitância com a pressão, relação que depende da distribuição do vapor d'água, dióxido de carbono e ozônio. Para os casos onde se deseja conhecer os perfis de temperatura e transmitância atmosférica lança-se mão de sondas atmosféricas infravermelho multicanal, como o HIRS (High-resolution IR Spectrometer), instrumento a bordo dos satélites da série TIROS/NOAA.

No lugar das correções teóricas, utiliza-se na prática uma aproximação empírica que usa os dados multi-espectrais do sensor AVHRR. Partindo-se do princípio de que a atmosfera afeta de maneira

diferente os diversos canais espectrais do sensor, a diferença entre as temperaturas de brilho desses canais pode ser usada para prover uma correção atmosférica. Os algoritmos de base teórica são úteis na simulação da radiância observada pelo satélite, dando uma variedade de perfis atmosféricos típicos. Pela modelagem de diferentes respostas de um canal do sensor a diferentes temperaturas da superfície do mar, pode-se gerar uma base de dados de temperatura de brilho correspondentes à TSM, a partir da qual pode-se extrair um algoritmo empírico. Este procedimento permite avaliar a precisão na recuperação da TSM mesmo antes do satélite ser lançado ou mesmo construído (op. cit., 1985).

Para um satélite em órbita, o algoritmo de correção atmosférica mais satisfatório é aquele que é derivado de um conjunto de dados reais de satélite e medidas sinópticas do mar, levando-se em consideração nestas últimas uma vasta gama de latitudes, estações do ano e condições atmosféricas. Além disto, devem-se considerar diferentes ângulos de visada, uma vez que o algoritmo deve ser válido para todas as áreas varridas pelo radiômetro. A Tabela 3.2 lista os algoritmos utilizados pela NOAA/NESS para correção dos dados do AVHRR a bordo dos satélites NOAA-7, 9 e 11.

TABELA 3.2 - EQUAÇÕES DE CALIBRAÇÃO/CORREÇÃO ATMOSFÉRICA PARA OBTENÇÃO DA TSM A PARTIR DOS DADOS DO AVHRR

<p>◆ <u>NOAA-7</u></p> <p>▷ DIA: Split-window $TSM(4/5) = 1,0351T_{11} + 3,046(T_{11} - T_{12}) - 283,93$</p> <p>▷ NOITE: Split-window $TSM(4/5) = 1,0527T_{11} + 2,6272(T_{11} - T_{12}) - 288,23$</p> <p>Triple-window $TSM(3/4/5) = 1,0239T_{11} + 0,9936(T_{3,7} - T_{12}) - 278,46$</p> <p>Dual-window $TSM(3/4) = 1,0063T_{11} + 1,4544(T_{3,7} - T_{11}) - 272,47$</p>
<p>◆ <u>NOAA-9</u></p> <p>▷ DIA: Split-window $TSM(4/5) = 3,6569T_{11} - 2,6705T_{12} - 268,92$</p> <p>▷ NOITE: Split-window $TSM(4/5) = 3,6535T_{11} - 2,6680T_{12} - 268,41$</p> <p>Triple-window $TSM(3/4/5) = 0,9936T_{11} + 0,9825(T_{3,7} - T_{12}) - 269,66$</p> <p>Dual-window $TSM(3/4) = 1,5032T_{3,7} - 0,5042T_{11} - 270,59$</p>

(continua)

Tabela 3.2 - Conclusão.

<p>◆ <u>NOAA-11</u></p> <p>▷ DIA: Split-window $TSM(4/5) = 0,9712T_{11} + 3,9646(T_{11} - T_{12}) - 1,9790$</p> <p>▷ NOITE: Triple-window $TSM(3/4/5) = 0,99T_{11} + 1,5863(T_{3,7} - T_{12}) - 269,22$</p>

FONTE: Adaptada de Robinson (1985), p. 218; McClain et al. (1985), p. 11,660; General Science Corporation (1990), p. 8.

Utilizando-se a temperatura de brilho de cada canal do AVHRR, pode-se calcular a TSM em graus Celsius por meio dos algoritmos mostrados. $T_{3,7}$, T_{11} e T_{12} são as temperaturas de brilho, em graus Kelvin, para os três diferentes canais, e $TSM(*/*)$ a temperatura real da superfície do mar, em graus Celsius, a partir de 2 ou 3 canais do AVHRR. Os algoritmos são baseados em cerca de uma centena de observações de TSM a partir de bóias de deriva, em condições atmosféricas favoráveis, tomadas simultaneamente com a passagem do satélite.

Como as contribuições atmosféricas são diferentes para os períodos diurno e noturno, é necessário que se utilizem algoritmos diferentes para os dois períodos, uma vez que não há radiação solar refletida durante a noite. Durante o dia, $T_{3,7}$ não pode ser utilizada sem que se faça uma correção para a radiação solar refletida, sendo o algoritmo denominado "split-window" o único disponível para esse período. Este algoritmo é assim denominado por utilizar a temperatura de brilho dos canais 4 e 5 que trabalham dentro da janela atmosférica de 10,2 a 12,5 μm . Durante a noite, os 3 canais podem ser utilizados em diferentes combinações, sempre dentro das janelas atmosféricas de 3,0 a 5,0 μm e 10,2 a 12,5 μm (Robinson, 1985).

Para o NOAA-7, estes algoritmos apresentaram desvios de medida (bóia menos satélite) da ordem de 0,06°C (split-window), 0,14°C (triple-window) e 0,16°C (dual-window), o que comprova a acuracidade da recuperação da TSM a partir da temperatura de brilho.

CAPÍTULO 4

CONJUNTO DE DADOS E METODOLOGIA

Neste Capítulo será apresentado o conjunto de dados que foi utilizado na realização deste trabalho, bem como será descrita toda a metodologia seguida com a finalidade de transformar estes dados em imagens temáticas, que conduzirão à identificação dos processos oceanográficos superficiais presentes na área de estudo.

4.1 - CONJUNTO DE DADOS

Longas séries de dados, como as de TSM, vento superficial e concentração de fitoplâncton à superfície, são vitais para as ciências que estudam os oceanos, e somente os satélites podem prover estes dados em escala global. O acesso frequente e irrestrito a este tipo de dados é essencial para o sucesso de muitos programas, como o Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA), o Earth Observation System (EOS), o World Ocean Circulation Experiment (WOCE) e o Internacional Geosphere-Biosphere Program (IGBP) (Halpern, 1990).

Desde 1980, os conjuntos de dados oceanográficos coletados por satélite têm crescido. Os trabalhos desenvolvidos por um pesquisador utilizando estes conjuntos de dados reduzem consideravelmente o custo, o tempo e o esforço dispendidos, uma vez que o sistema de dados oceânicos controlado pela NASA, conhecido como NODS (NASA Ocean Data System), preserva tais informações por longos períodos. O NODS é um sistema distribuidor de dados com ramificações nas Instituições onde são preparados, arquivados e distribuídos os conjuntos de dados oceanográficos de alto nível oriundos de satélites, como o NASA's Goddard Space Flight Center, o Caltech's Jet Propulsion Laboratory (JPL), o University of Colorado's National Snow and Ice Data Center, dentre outras. Cada ramificação representa uma divisão seletiva de dados. Por exemplo, a ramificação do NODS no Jet Propulsion Laboratory, que é conhecida como NODS/JPL, se dedica ao arquivo e distribuição de medições oceânicas por satélites relativas à altimetria, vento superficial e ondas, radiometria de microondas e dados de

temperatura da superfície do mar oriundos do sensor AVHRR (op. cit., 1990).

4.1.1 - DADOS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR OBTIDOS A PARTIR DO NOAA/AVHRR

Os dados de TSM distribuídos pelo NODS/JPL são produtos derivados do sensor AVHRR, a bordo dos satélites da série TIROS-N/NOAA, produzidos pela Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science (RSMAS), da Universidade de Miami, sob a coordenação do Dr. Otis Brown. Estes produtos, conhecidos como MCSST (MultiChannel Sea Surface Temperature), são uma composição semanal para todo o globo terrestre com aproximadamente 18 km de resolução. Presentemente, o NODS/JPL possui dados de outubro de 1981 até março de 1992, fornecidos em fitas CCT (Computer Compatible Tape), rotuladas no modo ANSI, em formato VAX backup, 6250 bpi, ou fitas Exabyte, formato SUN unix (Smith, 1990).

Os produtos MCSST são obtidos somente a partir das imagens diurnas do AVHRR, armazenados dentro de uma grade global de 2048x1024 pixels. Para cada ponto da grade é computada a média de todas os dados disponíveis de MCSST para uma semana. As áreas abertas, com ausência de informação, são interpoladas com os pixels vizinhos que possuem observações válidas. A altura e a largura de cada elemento da grade é a mesma (em graus) e é igual a 360/2048 (se considerarmos a longitude) ou 180/1024 (se considerarmos a latitude), o que equivale a 0,1757812 graus. As coordenadas são registradas para cada elemento da grade pelo seu centro. O primeiro elemento da grade global se encontra na posição

90 - (0,1757812/2) graus de latitude, e

-180 + (0,1757812/2) graus de longitude.

Cada elemento de grade adjacente dista do primeiro de 0,1757812 graus em latitude e longitude (op. cit., 1990).

Os dados são armazenados em arquivos semanais de formato < SSTyyddd.DAT >, onde yy é o ano a qual o dado se refere e ddd o dia do ano, pelo calendário juliano. O dia do ano representa o último dia da semana sobre a qual a média da temperatura foi feita. Assim, por exemplo, SST87007.DAT representa um arquivo que é a média de todos os valores da semana de 1 a 7 de janeiro de 1987. Cada

ponto é representado no arquivo por 2 inteiros de 16 bits: o primeiro é o valor da temperatura em graus Celsius multiplicado por 10, e o segundo é um sinal que indica se o dado foi perdido (sinal 0), se é informação sobre terra (sinal -1) ou sobre gelo (sinal -2). Sinais maiores do que zero indicam o número de valores que foram utilizados para o cálculo da temperatura (op. cit., 1990).

Para o presente trabalho foi solicitado apenas uma parte do arquivo global do NODS/JPL, correspondente à região geográfica entre 20°N e 20°S, 070°W e 015°E, entre janeiro de 1986 e dezembro de 1989, arquivo este fornecido pela Dra. Elizabeth Smith, composto de uma fita CCT de dados formato VAX e uma fita com os programas de leitura.

Cada arquivo semanal recebido é composto por um registro de 439.437 bytes, correspondentes a 227 linhas com 1936 bytes cada. A linha se constitui em um "record" equivalente a 484 pixels da grade. Assim, um registro completo representa uma matriz de 227 linhas e 484 colunas, num total de 109.868 pixels, que recobrem a área geográfica solicitada. Isto pode ser comprovado sabendo-se que cada pixel tem a dimensão de 0,1757812 graus de latitude e longitude. Desta forma,

$\Delta\text{lat} = 227 \times 0,1757812 = 39,90$ graus, equivalentes à faixa de 20°N a 20°S, e

$\Delta\text{long} = 484 \times 0,1757812 = 85,08$ graus, equivalentes à faixa de 070°W a 015°E.

O arquivo inteiro recebido, abrangendo os quatro anos de dados, possui um total de 200 registros, o que equivale a aproximadamente 87,89 MBytes. Este período de amostragem tem, na realidade, 209 semanas, porém 9 destas semanas não possuem dados disponíveis, sendo 2 em 1986, 5 em 1987, 1 em 1988 e 1 em 1989. A relação completa dos arquivos recebidos encontra-se no Apêndice A deste trabalho.

A apresentação de cada arquivo semanal pode ser feita de duas maneiras: uma, dando a numeração sequencial dos pixels de cada linha por "record", o valor da temperatura e o sinal identificador; outra, dando apenas os valores de temperatura sequencialmente, por linha. A Figura 4.1 exemplifica as duas formas de apresentação. Nela, cada "file" representa um arquivo semanal de dados, cada "record" uma

linha da matriz correspondente à área de interesse, variando no nosso caso de 1 a 484 pixels por linha, num total de 227 linhas por "file".

File SST87007.DAT

Record 1						1936 bytes
1 266 1	2 266 0	3 265 0	4 264 1	5 266 1	6 264 2	
7 265 0	8 265 1	9 262 0.....				
Record 2						1936 bytes
1 267 1	2 267 3	3 268 1	4 268 0	5 267 0	6 266 0	
7 266 1	8 267 2	9 260 0.....				
.....						
Record 227						1936 bytes
1 268 0	2 268 0	3 269 1	4 273 1	5 269 0	6 269 0	
7 270 1	8 263 0	9 252 1.....				

a) apresentação completa

File SST87007.DAT

Record 1									1936 bytes
266	266	265	264	266	264	265	265	262.....	
Record 2									1936 bytes
267	267	268	268	267	266	266	267	260.....	
.....									
Record 227									1936 bytes
268	268	269	273	269	269	270	263	252.....	

b) apresentação simplificada

Fig. 4.1 - Formatos de apresentação dos arquivos semanais.

4.1.2 - PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS, ALGORITMO DA UNIVERSIDADE DE MIAMI

Até que a composição semanal de imagens do sensor AVHRR se torne um arquivo matricial de TSM com cobertura global, existe um longo caminho a ser percorrido.

Somente a partir do NOAA-7 é que o método de obtenção da TSM usando múltiplos canais do AVHRR tornou-se operacional, acrescentando vantagens sobre os métodos anteriormente utilizados, como melhor resolução espacial, melhor correção dos efeitos atmosféricos e detecção de nuvens. O AVHRR fornece dados digitais de alta qualidade, nos formatos HRPT (High Resolution Picture Transmission) com resolução espacial de 1,1 km no ponto sub-satélite e transmissão direta satélite-estação de rastreo, LAC (Local Area Coverage) com resolução de 1,1 km e gravação temporária dos dados a bordo, e GAC (Global Area Coverage) com resolução de 4 km por reamostragem de pixels e gravação a bordo (McClain et al., 1985).

O procedimento operacional para obtenção dos dados MCSST obedece a passos bem determinados, a seguir descritos como em McClain et al. (1985).

4.1.2.1 - CRIAÇÃO DO CONJUNTO DE DADOS A NÍVEL DE SENSOR

Cada vez que um satélite passa pela estação rastreadora da NOAA em Suitland, Maryland, USA, dados AVHRR/GAC são descarregados. Os dados recebidos são processados no nível 1b, que consiste nos dados brutos do sensor organizados em uma linha de imageamento por "record", com informações de controle de qualidade, coeficientes de calibração para cada canal e geo-referenciamento para pixels selecionados de cada linha. Forma-se um arquivo 1b para cada canal do AVHRR. Os arquivos são divididos em blocos de 11x11 pixels, chamados de "alvos", a serem processados individualmente pelo algoritmo MCSST.

4.1.2.2 - ALGORITMO MCSST PARA IMAGENS DIURNAS

Os dados de temperatura de brilho dos canais AVHRR no formato GAC 1b são processados do modo descrito a seguir, como sumarizado na Figura 4.2:

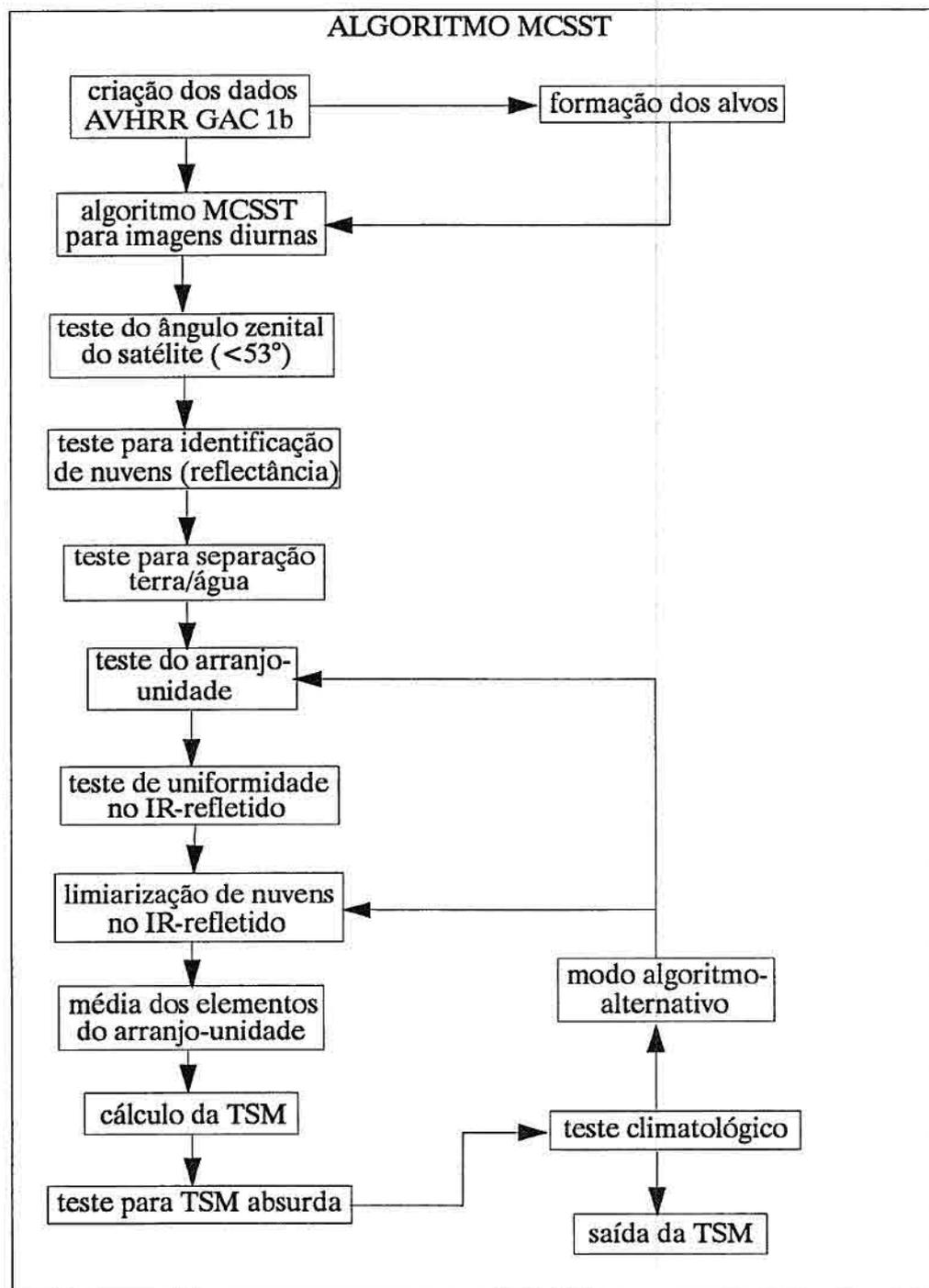


Fig. 4.2 - Algoritmo MCSST.

a) teste do ângulo zenital do satélite - só serão processados dados recebidos de satélites cujo ângulo zenital é inferior a 53°;

b) teste para identificação de nuvens - são usadas várias combinações dos canais AVHRR para detectar a presença de nuvens em pequenas áreas de 2x2 ou 4x4 pixels. Somente as áreas com ausência de nuvens são processadas no algoritmo MCSST. Os testes de nuvens são divididos em três categorias:

b.1) teste de reflectância no visível ou infravermelho - o fator de reflectância bidirecional de áreas oceânicas livres de nuvens é da ordem de 10%, enquanto que para nuvens este valor sobe para 50%;

b.2) teste de uniformidade - valores de corte são determinados para as variações esperadas de medições em áreas adjacentes livres de nuvens, sendo esses valores ligeiramente maiores que o ruído instrumental;

b.3) teste de intercomparação entre canais - a razão entre a temperatura medida em três canais $(T_{3.7} - T_{11}) / (T_{11} - T_{12})$ é invariável para alterações das condições atmosféricas, porém se altera na presença de nuvens;

c) teste de alta resolução para separação terra/água - o algoritmo tem a opção de fazer observações até cerca de 5 km da linha da costa para áreas selecionadas. Cada elemento do alvo é checado e marcado caso esteja dentro dos 5 km em terra, não sendo usado na cálculo da TSM. Como a precisão do geo-referenciamento dos dados AVHRR GAC é da ordem de 4-6 km, qualquer elemento adjacente ao marcado também será assinalado, evitando erros de classificação;

d) seleção do arranjo-unidade - dependendo da posição geográfica e da cobertura de nuvens, um alvo pode ser observado várias vezes durante um dia. Em regiões costeiras selecionadas, conjuntos de 2x2 pixels GAC (os arranjos-unidade) são observados para se obter uma amostragem a cada 8 km. Essa amostragem aumenta para 15 km em áreas oceânicas adjacentes à costa, e depois para 25 km nas regiões mais afastadas;

e) teste de uniformidade no infravermelho refletido - todos os quatro pixels da amostragem efetuada no passo anterior devem possuir valores de reflectância no infravermelho (canal 2) que não distem mais de 0,32% entre si;

f) limiarização de nuvens no infravermelho refletido - é um teste semelhante ao procedido no passo b), porém mais refinado, utilizando-se tabelas de reflectância bidirecional para intervalos de 5° de ângulo zenital e 10° de ângulo azimutal Sol/satélite;

g) média dos elementos do arranjo-unidade - é calculada uma média aritmética dos 4 elementos do arranjo unidade para cada canal, a ser utilizada nos passos seguintes;

h) cálculo da temperatura da superfície do mar - a TSM é calculada usando a equação da "split-window" para o período diurno, a partir das temperaturas de brilho dos canais 4 e 5;

i) teste para TSM absurda - o valor da TSM calculado deve estar entre $-2,0^{\circ}\text{C} < \text{TSM} < 35,0^{\circ}\text{C}$;

j) teste climatológico - o valor da TSM calculado não deve diferir mais de $7,0^{\circ}\text{C}$ da média climatológica;

l) modo algoritmo alternativo - usado quando mais de um valor de TSM é encontrado para o mesmo alvo ou se nenhum valor foi obtido. A técnica consiste em usar uma nova seleção de arranjos-unidade no passo d) (para o primeiro caso) ou uma limiarização mais suave no passo f) (para o segundo caso);

m) saída dos valores de TSM - todos os valores de TSM são armazenados para serem incorporados ao banco de dados.

4.1.2.3 - ANÁLISE DE CAMPO

A fim de produzir uma representação gráfica da distribuição de temperatura, os valores calculados sofrem uma análise objetiva para formar campos de TSM sobre a grade regular de pontos.

É definida uma área retangular para pesquisa, que tem sua dimensão determinada em função do gradiente da TSM (quanto maior o gradiente, menor a área). Nesta área são selecionados todos os valores de TSM disponíveis desde a última análise. A cada observação de TSM selecionada é atribuído um peso, que é inversamente proporcional ao quadrado da distância entre a observação e o centro da área de pesquisa. É, então, calculada a média ponderada de todas as observações da área, sendo esta comparada com a análise anterior, vindo a substituí-la caso tenha mais observações que esta.

Este procedimento permite a obtenção de contornos de isotermas a partir de métodos computacionais, utilizando os dados de TSM calculados. A partir deste estágio, os dados podem ser utilizados para a produção de diversas saídas, nas quais se inclui os arquivos de média semanal usados neste trabalho.

4.2 - METODOLOGIA

Pelas razões expostas no Capítulo 1, apenas os dados referentes ao ano de 1987 sofreram processamentos, com a finalidade de que se obtivessem as imagens para análise dos campos de TSM. Inicialmente será dada uma pequena introdução sobre o Sistema de Informação Geográfica utilizado neste trabalho.

4.2.1 - SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA

O desenvolvimento de sistemas computacionais para aplicações gráficas e manipulação de imagens vem influenciando de maneira decisiva as áreas de Cartografia, Mapeamento, Análise de Recursos Naturais, Hidrografia, Oceanografia, Planejamento Urbano, Agricultura, entre outras. O sistema que tornou possível a automação de tarefas, facilitando a realização de análises complexas através da integração de diversas fontes de dados, é chamado de "Sistema de Informação Geográfica (SGI)". O SGI é um banco de dados geográficos que permite adquirir, armazenar, combinar, analisar e recuperar informações codificadas espacialmente (Engespaço, 1990).

Dos objetivos de um SGI, o que nos interessa mais profundamente é sua capacidade de reproduzir o conteúdo da base de dados geo-codificada, através da geração de "Modelos Numéricos de Terreno (MNT)", que permitem uma visualização tridimensional do parâmetro a ser estudado, ou através do fatiamento do MNT, agrupando classes de intervalos de cota desse modelo.

O SGI supõe que o usuário típico do sistema terá as seguintes características:

- a) o usuário organiza o seu trabalho em projetos, tendo cada projeto os dados de interesse da região a ser estudada;
- b) cada região pode compor-se de diversos "Planos de Informação (PI)". Cada PI refere-se a uma mesma grandeza;
- c) as grandezas de natureza semelhante serão agrupadas dentro de uma "Categoria". O SGI reconhece as categorias "polígono", MNT e "imagens espectrais" obtidas por satélites;
- d) as entidades manipuláveis pelo banco de dados são denominadas "objetos geográficos". Cada objeto possui uma representação gráfica e um conjunto de atributos que o descrevem.

A seguinte hierarquia interna é observada dentro de um SGI:

- ▷ Projetos
 - ▷ Planos de Informação (de uma Categoria)
 - ▷ Objetos.

Assim, um projeto poderá ter vários PI, onde cada um pertence a uma categoria. Cada PI é composto de um conjunto de objetos, onde cada objeto terá identificação única (op. cit., 1990).

O SGI é capaz de representar dados, dentre outros formatos, em grade regular, que é uma matriz bidimensional de valores reais, que indica a magnitude de uma grandeza em localizações geográficas pré-determinadas. A grade regular é o formato mais usual para o armazenamento de dados de MNT. O espaçamento entre os pontos é constante em cada dimensão.

A operação do SGI foi estruturada de tal modo a tornar fácil a realização de operações sobre o mesmo conjunto de dados. Os conceitos de operação utilizados incluem a definição de um Projeto Ativo (uma vez que o sistema é orientado por projetos), a escolha de um PI ativo (nome, categoria, escala e projeção), dos parâmetros do PI ativo (prioridade, formato, etc), apresentação de textos, símbolos e legendas associadas ao PI, seleção de cores, janelas (porção retangular de área do projeto ativo que será exibida), rótulos (identificadores associados aos objetos de um PI) e região do monitor na qual o PI ativo será exibido (op. cit., 1990).

O SGI utilizado por nós é composto de cinco subsistemas:

- definição - montagem do ambiente de trabalho;
- entrada - inserção de novos dados e seus atributos;
- conversão - conversão de formato dos dados de um mesmo PI;
- manipulação - geração de informações geográficas derivadas dos dados;
- saída - saídas gráficas para visualização e análise dos dados.

Neste trabalho empregou-se um SGI cuja configuração básica de "hardware" possui as seguintes características:

- microcomputador - Itautec AT 286 com coprocessador 80287 e memória principal de 640 Kbytes;

- periféricos - disco rígido de 40 Mbytes, "drive" para disco flexível de 5 1/4", terminal de vídeo alfanumérico de 512x512 pontos;
- terminal gráfico UVI-150 Engespaço - unidade visualizadora de imagens com 4 planos gráficos de 1024x1024 pixels por plano, com 256 níveis (8 bits por pixel).

Nesta configuração roda o SGI desenvolvido pelo INPE.

4.2.2 - ASSIMILAÇÃO DOS DADOS

Juntamente com a fita CCT contendo os dados em formato VAX, outra fita foi recebida do NODS/JPL, contendo quatro programas para manipulação destes dados, a saber:

- EXTRACT - extrai um subconjunto de dados do arquivo global (foi usado pelo NODS/JPL quando selecionou a área de interesse de dados por nós solicitada);
- INTERP e INTERP2 - programas que lêem o conjunto de dados e apresentam nos formatos mostrados na Figura 4.1;
- BIASCALE e IMAGE - o primeiro permite ao usuário encontrar a melhor escala e valor de tendência para múltiplas imagens, fazendo com que uma dada temperatura possa ser representada por uma mesma cor em todas as imagens, e o segundo cria uma imagem em 8 bits dos dados de cada arquivo. Estes dois programas rodam em ambiente VAX e fazem parte do pacote computacional "SEAPAK".

O primeiro passo executado foi a leitura da fita de dados usando um computador VAX 8350, disponível no Centro de Controle e Rastreamento de Satélites do INPE. Utilizaram-se os programas INTERP e INTERP2 para este fim. Uma vez acessados os arquivos da fita, identificaram-se os 200 registros que a compunham, equivalentes aos 200 arquivos semanais de TSM, cada registro com 227 linhas e 484 colunas, cobrindo a área geográfica de interesse.

Nesta fase, um estudo preliminar sobre a metodologia a ser seguida evidenciou alguns pontos importantes:

- para a conversão de dados formato VAX para um formato compatível IBM-PC (ASCII) só havia um microcomputador disponível, ligado como terminal do VAX. Esse microcomputador possuía dois "drives" para discos flexíveis de 5 1/4" de baixa densidade (360 Kbytes);
- a transferência dos dados entre o microcomputador terminal do VAX e o SGI teria que ser feita, obrigatoriamente, em discos flexíveis

de 5 1/4", uma vez que não havia outro meio de armazenamento de dados compatível a ambas as unidades;

- os microcomputadores disponíveis para edição dos arquivos em formato ASCII possuíam apenas "drives" para discos flexíveis de 5 1/4" de baixa densidade; e
- os microcomputadores que rodam o "software" do SGI possuíam, em sua maioria, "drives" para discos de 5 1/4" de baixa densidade. Os microcomputadores que tinham "drives" para discos de alta densidade vinham apresentando, frequentemente, problemas de leitura. Além disso, o "software" do SGI não suportava interpolar grades regulares de pontos com mais de 300 kbytes.

Desta forma, ficou evidente que não haveria disponibilidade de se tratar cada arquivo em seu tamanho original, uma vez que possuíam 440 Kbytes de informação cada, contra os 360 Kbytes disponíveis nos discos flexíveis de 5 1/4" de baixa densidade. Assim, haveriam duas soluções possíveis para o problema: dividir o arquivo ao meio, tratando independentemente dois hemisférios do Atlântico Equatorial (de 20°N ao equador, e deste até 20°S), ou reduzir a região a ser manipulada. A primeira opção foi descartada, visto que os processos oceanográficos que por ventura tivessem ocorrido sobre a região equatorial, ocupando uma faixa dos dois hemisférios, perderiam suas representações espaciais, ficando suas análises dependentes da comparação de dois arquivos distintos. Então, optou-se por trabalhar na região compreendida entre 10°N e 10°S, 070°W e 015°E, analisando toda a região equatorial de forma integrada, mesmo porque uma das áreas de maior interesse se localiza sobre o paralelo de 05°N.

Das 227 linhas originais de cada arquivo, apenas 115 se tornaram de interesse para a nova faixa de trabalho definida. Para tanto, deverão ser suprimidas as linhas de 1 a 56, e de 172 a 227 dos arquivos originais. As 56 linhas suprimidas no início de cada arquivo correspondem à faixa de 20°N a 10°N; do mesmo modo, as restantes 56 linhas suprimidas ao final de cada arquivo correspondem à faixa de 10°S a 20°S.

Cada novo arquivo de 115 linhas por 484 colunas totaliza agora 55.660 pixels, ocupando 222.640 bytes de informação, totalmente compatível com o meio de armazenamento disponível.

Baseado na estimativa de tempo a ser gasto para processar cada arquivo, desde sua assimilação no VAX, passando pela conversão de formato, edição, entrada no SGI e geração da imagem de saída como sendo de 4 horas por arquivo, confirmou-se nesta etapa a necessidade de se optar pela manipulação de um número reduzido de arquivos. Assim, o ano de 1987 foi selecionado para a geração das imagens, extraíndo dos demais anos apenas as informações temporais. Para o ano de 1987, apenas 47 arquivos se encontravam disponíveis, dos 52 normalmente esperados (ver subitem 4.1.1).

Um programa FORTRAN (FORMula TRANslate) foi criado para extrair de cada arquivo semanal apenas as 115 linhas desejadas, no formato simplificado, colocando 11 dados por linha com separação entre eles de um espaço em branco, ficando cada nova linha com um total de 43 caracteres (11x3 para os dados, mais 10 espaços em branco). Dois caracteres adicionais foram colocados, um no início e outro no final de cada nova linha. Nesta nova configuração, cada arquivo extraído terá 5060 linhas por 11 colunas, totalizando os mesmos 55.660 pixels. Não devemos esquecer que a cada 44 linhas do arquivo extraído estaremos representando apenas 1 linha do arquivo original. Com a adição dos espaços em brancos e mais os caracteres de quebra de linha, cada arquivo passou a ocupar, aproximadamente, 233.000 bytes.

4.2.3 - CONVERSÃO DE FORMATO

Por terem sido gravados em formato VAX "backup", cada arquivo semanal extraído no passo anterior possuía uma divisão de blocos característica para armazenamento de informação, onde cada bloco VAX contém 512 bytes. Como os arquivos serão manipulados em sistema operacional tipo MS-DOS, usando microcomputadores AT 286, é necessário que se faça uma nova "blocagem" destes dados, onde cada bloco deverá ter apenas 128 bytes.

Cada arquivo, então, teve convertidos seus 455 blocos VAX para 1819 blocos ASCII. Esta conversão foi feita no próprio microcomputador terminal do VAX, antes que cada arquivo fosse gravado em disco flexível.

Uma vez convertidos e armazenados em discos flexíveis, os arquivos terão que ser editados para se tornarem compatíveis com o formato de entrada do SGI.

4.2.4 - EDIÇÃO DOS ARQUIVOS SEMANAIS

Estando os arquivos semanais em formato ASCII, qualquer editor compatível poderia ser utilizado para manipulá-los. As edições necessárias nesta fase foram:

- inserção de uma primeira linha no arquivo com informações do número de colunas e linhas da imagem a ser gerada no SGI (484_115);
- inserção de uma segunda linha no arquivo com a dimensão de cada pixel da matriz de dados, em metros (18000_18000);
- inserção de uma terceira linha informando a origem da área gráfica do SGI onde a matriz de dados deverá ser representada (0_0); e
- substituição, em todo o arquivo, do valor que representa dados sobre terra no arquivo NODS (-20) por um valor "default" do SGI que representa ausência de informação que não deve ser interpolada (1.2e30).

Após a edição, o volume de informação de cada arquivo se elevou de 232.832 bytes para 298.333 bytes, ficando com um formato semelhante ao representado na Figura 4.3.

File SST87007.DAT

```
484 115
18000 18000
0 0
1.2e30 1.2e30 1.2e30 252 252 253 252 254 255 256 253
256 255 255 256 254 253 252 252 252 254 253
253 255 255 256 257.....
```

Fig. 4.3 - Formato do arquivo ASCII pronto para entrada no SGI.

A edição foi feita no editor NORTON (Norton Editor, A Programmer's Full-Screen Editor, version 1.3B, © Copyright 1986, S. Reifel & CO.).

4.2.5 - ENTRADA DOS ARQUIVOS NO SGI

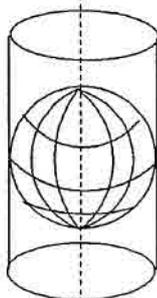
Seguindo a filosofia de trabalho do SGI-INPE, foram adotados os seguintes procedimentos para entrada dos arquivos:

a) Criação de um diretório de trabalho: dentro do ambiente computacional do SGI criou-se um diretório onde foram armazenados os 47 arquivos semanais correspondentes ao ano de 1987, agora rebatizados para MV87007.DAT, MV87014.DAT, ... , MV87364.DAT;

b) Definição de um projeto : aqui começou a ser delineada toda a estrutura de trabalho do projeto, desde seu nome até suas características de projeção e unidade a ser utilizada. O projeto foi batizado de "TSM";

c) Definição do projeto ativo: uma vez tendo sido selecionado o nome do projeto a ser ativado (TSM), outros parâmetros devem ser definidos

- projeção: a opção foi a Cilíndrica Equatorial Conforme, por não deformar os ângulos e nem as pequenas áreas. Para a região de estudo, o aumento na razão da secante da latitude para comprimentos medidos sobre os paralelos e meridianos não aparece significativamente representado no reticulado;



- escala: a representação da matriz de dados não deverá ser escalada, portanto optou-se pelo valor 1:1;

- unidade de trabalho: definida como "metro";

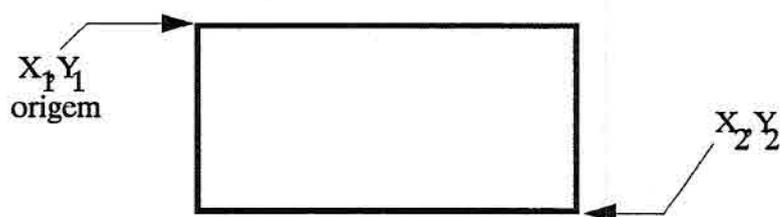
- coordenadas do retângulo envolvente: são determinadas pelos cantos da imagem que será introduzida, ou maior que esta área, e devem ser introduzidos em coordenadas de projeção

$$x_1 = 0 \text{ m}$$

$$y_1 = 0 \text{ m}$$

$$x_2 = 484 \times 18.000 = 8.712.000 \text{ m (no mínimo)}$$

$$y_2 = 115 \times 18.000 = 2.070.000 \text{ m (no mínimo).}$$



Optou-se por ampliar a área em mais 28 linhas e 56 colunas, para que as manipulações gráficas, como colocação de legendas, pudessem ser visualizadas. Assim, as coordenadas do novo retângulo envolvente passaram a ser

$$\begin{array}{ll} x_1 = 0 \text{ m} & x_2 = 540 \times 18.000 = 9.720.000 \text{ m} \\ y_1 = 0 \text{ m} & y_2 = 143 \times 18.000 = 2.574.000 \text{ m.} \end{array}$$

Uma vez definidos estes parâmetros, cada arquivo semanal poderá ser carregado para dentro do SGI como um PI;

d) Definir/criar um PI ativo: dentro do PI ativo é necessário definir alguns parâmetros:

- nome do PI: o PI batizado de T007 refere-se ao arquivo semanal MV87007.DAT, sendo a nomenclatura dos demais feita da mesma forma;

- nome do arquivo ASCII correspondente: MV87007.DAT;
- parâmetros da grade:

nr. de linhas = 115	nr. de colunas = 484
resol. horizontal = 18.000 m	resol. vertical = 18.000 m
abscissa mínima = 504.000 m	ordenada mínima = 252.000 m
abscissa máxima = 9.216.000 m	ordenada máxima = 2.322.000 m

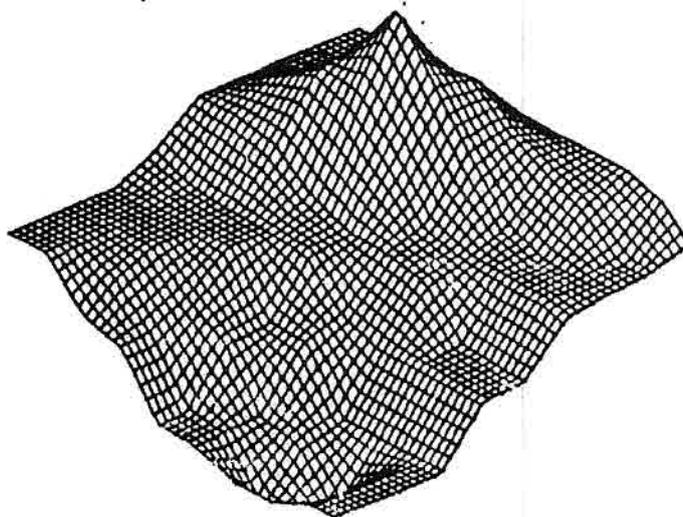
Aqui foram distribuídas as 28 linhas e 56 colunas adicionais geradas no retângulo envolvente. As coordenadas acima colocam a matriz de dados centralizada na área do projeto.

4.2.6 - GERAÇÃO DA GRADE REGULAR (REFINAMENTO)

Para se obter uma imagem a partir de uma matriz de dados (PI) dentro do SGI, é necessário que se gere uma grade regular destes dados, através de métodos de interpolação que constituem a manipulação denominada "refinamento de grade regular". Este tipo de manipulação é principalmente empregada quando a distribuição espacial dos dados é irregular. Desta forma, gera-se uma matriz regular de dados que permite sua visualização como uma imagem num plano, ou através de um modelo tridimensional (MNT).

Qualquer representação digital da variação contínua de um parâmetro sobre a superfície da Terra é conhecida como "modelo digital de terreno (em inglês, DTM)", ou "modelo digital de elevação (também do inglês, DEM), ou ainda modelo numérico de terreno (MNT)". Os MNT permitem uma série de manipulações não disponíveis em outros tipos de representação plana, como solução de corte e preenchimento

do modelo para problemas de engenharia, representação tridimensional do terreno para propósitos militares como direção de tiro, análise de intervisibilidade entre pontos, planejamento de rodovias e ferrovias, cálculo de declividade e aspecto do modelo, representação temática associada ao modelo, entre outras (Burrough, 1986). A Figura 4.4 mostra um exemplo de um MNT.



**Fig. 4.4 - Exemplo de um modelo numérico de terreno (MNT).
FONTE: Felgueiras et al. (1989), p. 42.**

O SGI-INPE necessita de um MNT para que se possa obter uma imagem temática do parâmetro que compõe o PI. Sem o MNT, somente uma classificação poderia fornecer uma imagem temática, porém os arquivos por nós utilizados precisam apenas ser separados por intervalos de valores (fatiamento temático), não devendo sofrer qualquer processo estatístico de separação de classes, uma vez que seus dados expressam os valores reais de TSM.

Os nossos arquivos de TSM já são grades regulares retangulares, porém o SGI-INPE não visualiza um PI como sendo um modelo digital tridimensional, necessitando-se efetuar o refinamento dos arquivos antes de fatiá-los por intervalos de temperatura. É necessário o refinamento da grade regular.

O artifício utilizado para não diminuir o tamanho dos pixels originais do arquivo foi gerar uma imagem de saída, a partir do refinamento da grade regular de entrada, onde cada pixel tivesse também 18x18 km. Assim, seria gerado um MNT da mesma dimensão do arquivo de entrada.

O refinamento, ou densificação de uma grade regular retangular, requer uma metodologia de manipulação onde o fator principal é a definição do interpolador tridimensional que será utilizado. O modelo de grade regular retangular é uma representação digital, portanto computacionalmente tratável, de uma superfície tridimensional definida para uma região da superfície terrestre delimitada. Os pontos da grade não refinada são representados pela sua localização espacial (x,y) e por um valor de cota (z) associado a cada um dos pontos. Densificar a grade é inserir novos pontos (x,y,z) na grade original, de tal forma que a grade refinada tenha uma quantidade total de pontos maior que a original (Felgueiras et al., 1989). O SGI-INPE emprega interpoladores bidimensionais aplicados sobre os pontos da grade sem que haja necessidade de se definir uma função 3-D para o local do ponto a ser interpolado.

O refinamento da grade regular tem o propósito exclusivo, neste trabalho, de gerar um MNT para que se possa produzir uma imagem temática. Contudo, este refinamento trouxe como consequência desejável uma suavização bastante sutil da imagem gerada uma vez que não se alterou a resolução dos pixels.

Na manipulação "refinar grade regular" os parâmetros de entrada são:

- nome do PI: T007
- grade de entrada: abscissa, ordenada, resolução, linhas e colunas (como no subitem 4.2.5-d)
- imagem de saída: serão inseridos os mesmos parâmetros da grade de entrada, uma vez que não se deseja alterar a resolução dos pixels
- interpolador: foi usada a opção "bicúbico"
- valores de cota: são apresentados nesta fase os valores mínimo e máximo da cota z presentes na grade de saída.

Apresentamos, a seguir, a Tabela 4.1 com os valores mínimo e máximo de cada arquivo semanal, bem como o período a qual o arquivo se refere, obtidos nesta fase do processo (os valores de temperatura, multiplicados por 10, deixaram de ser inteiros como nos arquivos originais em função do processo de interpolação a que foram submetidos).

TABELA 4.1 - VALORES MÍNIMO, MÁXIMO E PERÍODO DOS ARQUIVOS SEMANAIS

ARQUIVO	COTA MÍN.	COTA MÁX.	PERÍODO (1987)
T007	233,72	287,00	01 a 07/JAN
T014	244,24	292,73	08 a 14/JAN
T028	242,06	303,12	22 a 28/JAN
T035	242,83	307,72	29/JAN a 04/FEV
T042	241,90	305,01	05 a 11/FEV
T049	234,91	306,65	12 a 18/FEV
T056	237,86	308,83	19 a 25/FEV
T063	232,13	318,28	26/FEV a 04/MAR
T070	231,00	308,74	05 a 11/MAR
T077	238,25	326,51	12 a 18/MAR
T084	219,11	316,14	19 a 25/MAR
T091	241,29	314,55	26/MAR a 01/ABR
T098	249,31	325,94	02 a 08/ABR
T105	195,82	304,35	09 a 15/ABR
T112	256,01	315,67	16 a 22/ABR
T119	241,50	308,26	23 a 29/ABR
T133	221,99	301,70	07 a 13/MAI
T140	230,42	307,02	14 a 20/MAI
T147	238,13	308,64	21 a 27/MAI
T154	220,00	300,88	28/MAI a 03/JUN
T161	235,21	307,08	04 a 10/JUN
T168	234,64	308,97	11 a 17/JUN
T175	233,09	305,04	18 a 24/JUN
T189	224,50	305,24	02 a 08/JUL
T196	220,81	297,88	09 a 15/JUL
T203	209,50	302,47	16 a 22/JUL
T211	209,50	301,73	23 a 30/JUL

(continua)

Tabela 4.1 - Conclusão.

ARQUIVO	COTA MÍN.	COTA MÁX.	PERÍODO (1987)
T217	167,50	310,50	31/JUL a 05/AGO
T224	192,50	315,35	06 a 12/AGO
T231	180,75	306,59	13 a 19/AGO
T239	211,94	307,91	20 a 27/AGO
T245	200,50	309,42	28/AGO a 02/SET
T252	206,36	316,72	03 a 09/SET
T259	208,50	312,84	10 a 16/SET
T266	174,81	310,06	17 a 23/SET
T273	144,96	304,81	24 a 30/SET
T280	214,00	318,57	01 a 07/OUT
T293	215,36	305,59	15 a 20/OUT
T308	218,06	306,39	29/OUT a 04/NOV
T315	225,61	304,37	05 a 11/NOV
T322	229,68	304,85	12 a 18/NOV
T329	233,23	304,85	19 a 25/NOV
T336	237,36	302,28	26/NOV a 02/DEZ
T343	234,81	302,19	03 a 09/DEZ
T350	234,50	297,90	10 a 16/DEZ
T357	236,24	287,09	17 a 23/DEZ
T364	245,85	298,00	24 a 30/DEZ

4.2.7 - FATIAMENTO DA GRADE REGULAR

Uma vez tendo sido geradas as grades regulares para cada arquivo semanal, o SGI-INPE passou a visualizá-los como MNT que podem ser manipulados de diversas formas, no sentido de que se extraíam informações desses PI de formato "raster".

Das manipulações disponíveis, foi utilizada aquela que permite fatiar o MNT, gerando um novo PI com regiões que agrupam classes de intervalos de cota. Este PI resultante é da categoria "área". O resultado da operação é obtido no formato "vetorial". O fatiamento pode ser feito de duas maneiras:

- manual: para cada intervalo devem ser fornecidos os valores mínimo e máximo de cota;
- normal: onde é fornecido apenas o número de fatias desejado. Após isto, o programa calcula automaticamente os intervalos de grade.

Este tipo de manipulação permite a geração de, no máximo, 19 classes dentro de um MNT. Usando a opção "fatiamento manual", e tendo conhecimento dos valores mínimo e máximo de temperatura encontrados no conjunto de arquivos semanais (mínimo de 144,96 no arquivo T273, e máximo de 326,51 no arquivo T077), fez-se um fatiamento em 14 classes, definidas na forma mostrada na Tabela 4.2, com suas respectivas cores associadas.

TABELA 4.2 - FATIAMENTO MANUAL, SELEÇÃO DE CORES

CLASSE	INTERVALO DE TEMPERATURAS	COR
01	140,0 a 189,9	violeta
02	190,0 a 199,9	azul escuro
03	200,0 a 209,9	azul intermediário
04	210,0 a 219,9	azul claro
05	220,0 a 229,9	verde escuro
06	230,0 a 239,9	verde intermediário
07	240,0 a 249,9	verde claro
08	250,0 a 259,9	amarelo escuro
09	260,0 a 269,9	amarelo claro
10	270,0 a 279,9	branco
11	280,0 a 289,9	laranja claro
12	290,0 a 299,9	laranja escuro
13	300,0 a 309,9	vermelho claro
14	310,0 a 330,0	vermelho escuro

As cores foram selecionadas de maneira que o azul e o verde representassem as temperaturas mais baixas, assim como o laranja e o vermelho se tornassem representativos das temperaturas

mais altas. A seleção também visou encontrar aquelas cores que tivessem bastante contraste entre si, dentre as disponíveis no sistema.

O resultado deste processamento pode ser visualizado na Figura 4.5.

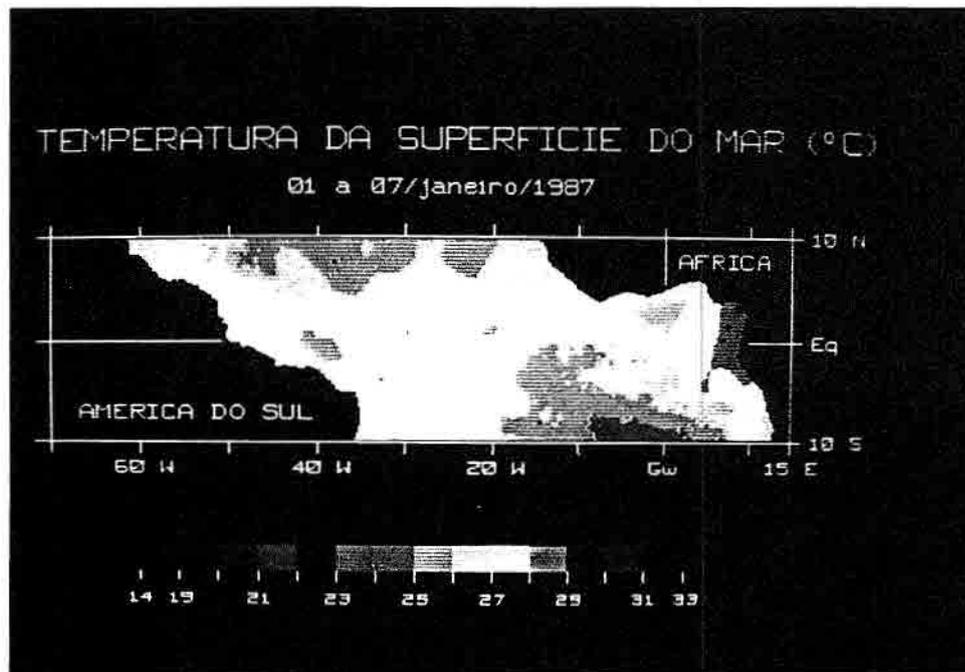


Fig. 4.5 - TSM para o período de 01 a 07 de janeiro de 1987.

Sobre as imagens fatiadas foram colocadas legendas com as cores utilizadas para cada intervalo de temperaturas, além de textos explicativos e de um reticulado geográfico para facilitar a identificação aproximada das coordenadas dos pontos de interesse.

Os locais onde no arquivo original existiam os valores $1.2e30$, indicadores de ausência de informação não interpolável, aparecem em preto nas imagens. Assim, foi possível a obtenção dos contornos da América do Sul e da África, além da identificação das ilhas do Arquipélago de Fernando de Noronha, Penedos de São Pedro e São Paulo, Ilha de Ascención, Ilhas Macías Nguema Biyogo, do Príncipe, de São Tomé e de Pagula, estas últimas do Golfo da Guiné.

Uma análise detalhada do conjunto de imagens obtido permitiu selecionar quais seriam as áreas geográficas de maior inte-

resse para a geração das séries temporais de TSM para todos os quatro anos de dados disponíveis, ou seja, entre janeiro de 1986 e dezembro de 1989.

As imagens fatiadas serão tratadas daqui para frente como "imagens temáticas". A escala aproximada das imagens geradas para todos os arquivos do ano de 1987 é de 1:77.000.000.

4.2.8 - SÉRIES DE TEMPO

De posse das imagens temáticas geradas no passo anterior, foi feita uma análise visual para identificação dos processos oceanográficos cuja assinatura superficial de temperatura era bem definida. Tais processos serão apresentados detalhadamente no Capítulo 5. Como resultado desta análise foram selecionados pontos de amostragem (coordenadas de latitude e longitude) para que se pudesse efetuar um estudo da variação da temperatura ao longo do tempo. Em outras palavras, é como se as imagens temáticas fossem empilhadas e sobre este conjunto se fizesse um furo em determinada posição geográfica, lendo-se, em seguida, os valores de TSM cada vez que o furo interceptasse uma imagem. Assim, deixou-se de fazer uma análise da TSM no domínio do espaço (imagens temáticas) para então proceder uma nova análise no domínio do tempo (séries de tempo), para pontos selecionados.

Uma primeira aproximação para determinar as coordenadas do ponto selecionado para a amostragem foi a leitura sobre a grade geográfica colocada em cada imagem temática. Esta avaliação grosseira (em função da escala das fotos) forneceu valores iniciais de latitude e longitude para cada pixel que constituiria a série temporal. Nos processos oceanográficos cuja abrangência espacial era pequena, como foi o caso dos locais de ocorrência de ressurgência equatorial, chegou-se a um valor linha/coluna do arquivo ASCII correspondente, partindo das coordenadas geográficas aproximadas. O arquivo ASCII, quando analisado cautelosamente, permitiu a escolha do pixel mais representativo para aquele processo.

Para que se pudesse obter uma coordenada linha/coluna do arquivo ASCII partindo de uma coordenada latitude/longitude, foi criado um programa executável para calculadora programável TEXAS

TI-59, descrito a seguir. Este programa converte coordenadas latitude/longitude em linha/coluna do arquivo ASCII, para um conjunto de 4 pixels adjacentes, 2 a 2 em linhas sucessivas:

lat (ϕ) ▶ N(+), S(-) long (λ) ▶ W(+), E(-)

LRN

INV 2nd FIX

2nd LBL A

10

-

R/S ← entrada de ϕ em graus e décimos

=

÷

0,1757182

=

2nd INT

×

44

=

STO 01 → ϕ em linhas inteiras de arquivo

70

-

R/S ← entrada de λ em graus e décimos

=

÷

0,1757812

=

÷

11

=

STO 02

2nd INT

SUM 01

RCL 02

INV 2nd INT

×

11

=

2nd FIX 0

STO 03

RCL 01 → ϕ em linha do arquivo (primeira linha)

```

R/S
RCL 03 → primeira coluna da primeira linha
R/S
+
1
=
R/S → segunda coluna da primeira linha
RCL 01
+
44
=
R/S → segunda linha do arquivo
RCL 03
R/S → primeira coluna da segunda linha
+
1
=
R/S → segunda coluna da segunda linha
LRN

```

Este programa não se mostrou eficiente para todas as situações, principalmente nos processos oceanográficos com grande área de abrangência superficial. Para estes casos, a melhor solução encontrada foi medir dentro do ambiente SGI-INPE uma coordenada x/y, em metros, sobre as imagens fatiadas, e depois convertê-las em linha/coluna do arquivo ASCII. Este procedimento foi possível pelo fato da matriz de dados que deu origem à imagem temática estar referenciado no SGI num sistema métrico. Em outras palavras, cada matriz, representada por um PI, possui uma coordenada x/y para cada um de seus pixels, cuja unidade de medida é o metro. Assim, um novo programa para a calculadora TEXAS foi escrito, para converter x/y, em metros, medido sobre a imagem, em linha/coluna do arquivo ASCII. Cabe ressaltar que a seleção do pixel sobre a imagem dentro do ambiente do SGI se torna muito mais precisa, em virtude das possibilidades de "zoom" e "vão" sobre esta. Siga a descrição do programa:

```

LRN
2nd LBL A ← entrada de x (m)
-
504000
=

```

÷
18000
=
2nd INT
÷
11
=
STO 00
R/S ← entrada de y (m)
-
252000
=
÷
18000
=
2nd INT
-
115
=
+/-
×
44
=
STO 01
RCL 00
2nd INT
+
RCL 01
=
R/S → linha do arquivo
RCL 00
INV 2nd INT
×
11
=
R/S → coluna do arquivo
LRN

Foi possível, então, extrair todos os valores de TSM dos arquivos ASCII para os pontos selecionados, formando as séries de tempo para o ano de 1987. Mas, o objetivo maior era obter séries temporais, para estes mesmos pontos, cuja abrangência fosse desde janeiro de 1986 até dezembro de 1989. Assim, ainda se tornou necessário converter os valores de linha/coluna do arquivo ASCII para os correspondentes de linha/coluna dos arquivos JPL. Esta conversão foi bastante simples, bastando lembrar que cada conjunto de 44 linhas do arquivo ASCII representam uma linha do arquivo JPL.

Conhecidas as novas coordenadas para os arquivos brutos, foram retirados os valores de temperatura para os anos de 1986, 1988 e 1989, que compostos com aqueles já conhecidos do ano de 1987, vieram a dar origem às séries de tempo tratadas a seguir. A extração destes dados foi feita no VAX, retirando diretamente da fita de dados os valores desejados.

Cabe uma última observação: de modo diferente das imagens temáticas, que são produtos de uma interpolação espacial, cujos máximos e mínimos foram apresentados na Tabela 4.1, as séries de tempo, por terem sido extraídas dos arquivos originais, representam as variações reais da temperatura em cada um dos pontos de amostragem, sem qualquer tipo de interpolação.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS E ANÁLISE

Neste Capítulo serão apresentadas as imagens temáticas geradas no SGI-INPE, a partir dos arquivos semanais de TSM, onde se indentificarão os processos oceanográficos com assinatura termal superficial. Serão analisadas as séries temporais de TSM para pontos escolhidos na região de estudo, a fim de melhor quantificar tais processos.

5.1 - IMAGENS TEMÁTICAS

Devido ao fato das imagens temáticas serem fruto de médias semanais, com resolução espacial de 18 km, é evidente que os processos oceanográficos de pequena escala, ou mesmo aqueles que possuem escala de tempo inferior a uma semana, deixarão de se fazer presentes neste tipo de análise.

A Figura 5.1, que abrange o período de 19 a 25 de março de 1987, mostra claramente uma região bastante fria, comparada com as massas d'água ao seu redor, na posição 09° 17'N e 017° 16'W, na costa da Guiné. A temperatura atinge cerca de 22°C.

A Figura 5.2, que é uma série de tempo de dados brutos, exatamente da forma em que se encontram nos arquivos do NODS, para a mesma posição geográfica selecionada para a Figura 5.1, mostra que um outro declínio de temperatura ocorreu por volta da semana de número 78, o que corresponde a meados de junho de 1987.

Foi citado que, para a Figura 5.2, a semana de número 78 correspondia a meados de junho do ano de 1987. Este tipo de associação pode ser melhor entendida pela observação da Figura 5.3 a seguir.



Fig. 5.1 - TSM de 19 a 25 de março de 1987.

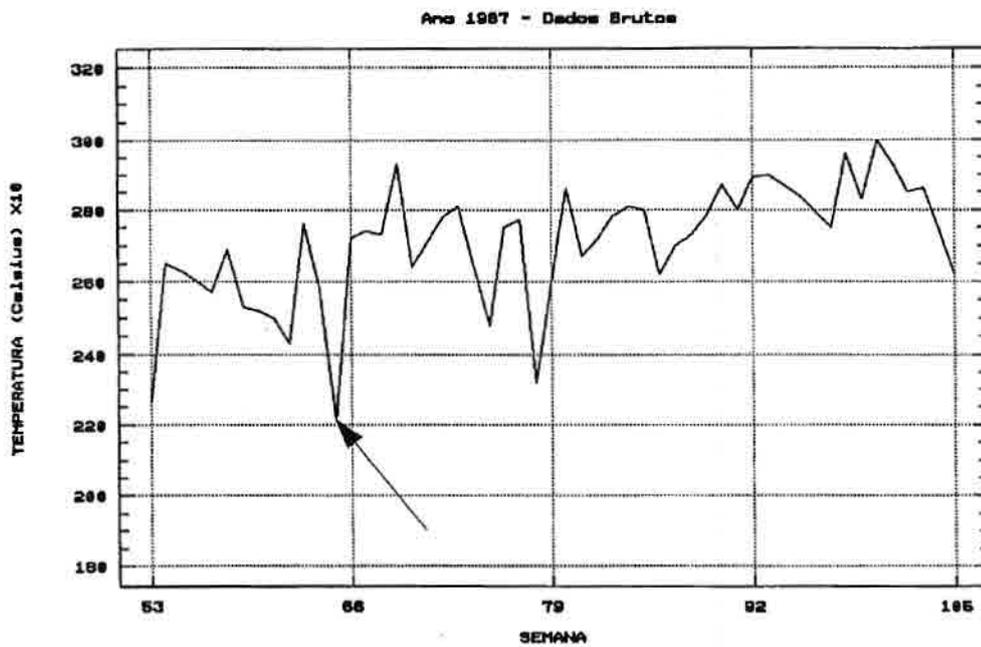


Fig. 5.2 - Série de tempo do ano de 1987 para a posição 09° 17'N / 017° 16'W, dados brutos.

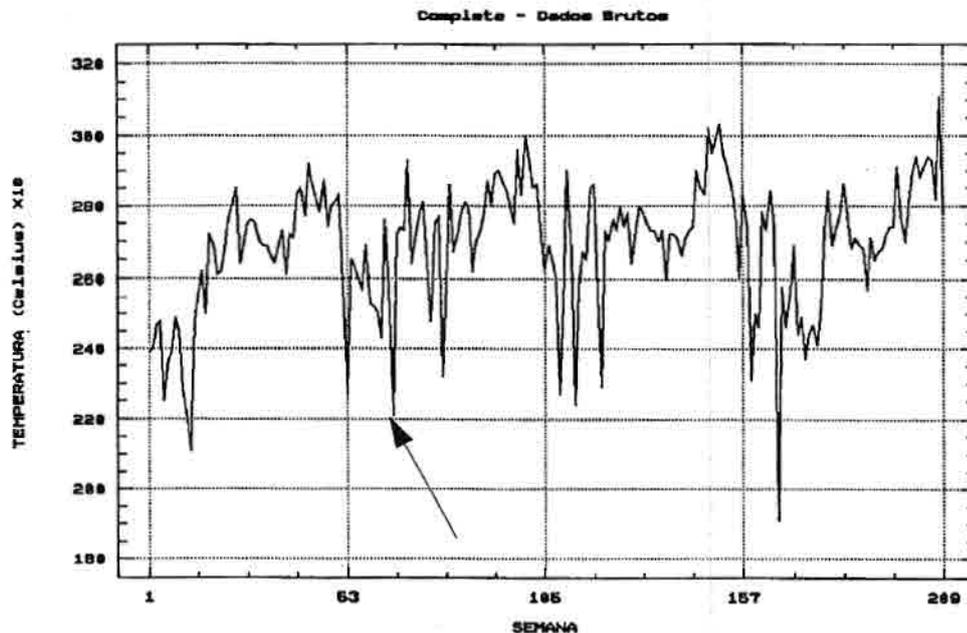


Fig. 5.3 - Série de tempo de 1986 a 1989 para a posição 09° 17'N / 017° 16'W, dados brutos.

O arquivo completo do NODS utilizado neste trabalho possui um total de 209 semanas, correspondentes ao período de janeiro de 1986 a dezembro de 1989. Assim, as semanas de 1 a 53 referem-se ao ano de 1986, as de números 54 a 105 ao ano de 1987, as de 106 a 157 ao ano de 1988, e as de 158 a 209 ao ano de 1989. Desta forma, na Figura 5.3, os trechos de 1 a 53, 54 a 105, 106 a 157 e 158 a 209, representam as séries temporais para os anos de 1986, 1987, 1988 e 1989, respectivamente. A Figura 5.2 é apenas uma ampliação do trecho de 53 a 105, correspondente ao ano de 1987. Na Figura 5.3 vê-se claramente que além das duas ocorrências registradas no ano de 1987, o fenômeno de resfriamento superficial ocorreu ainda duas vezes em 1986, mais três em 1988 e três em 1989, com a menor temperatura registrada neste último ano, com cerca de 19°C. Isto sugere que aquela região registra anualmente resfriamentos superficiais pronunciados, fenômenos semelhantes à ressurgência. Porém, somente estudos de vento e correntes associados aos campos de temperatura para a região poderão caracterizar melhor o fenômeno.

Na Figura 5.4, outro resfriamento superficial pode ser notado na posição $08^{\circ} 24'N$ e $050^{\circ} 50'W$, no período de 09 a 15 de abril de 1987, ao largo da costa do Amapá (BR) e Guiana Francesa. A Figura 5.5, que é a série de tempo para o mesmo ano da imagem e para a mesma posição geográfica, mostra que o resfriamento é bastante pronunciado, com a TSM chegando a cerca de $20^{\circ}C$, se repetindo três semanas após com cerca de $25^{\circ}C$.



Fig. 5.4 - TSM de 09 a 15 de abril de 1987.

Uma análise para o período compreendido entre 1986 e 1989, como mostrado na Figura 5.6, indica que a ocorrência é distinta daquela mostrada na Figura 5.3, uma vez que aconteceu unicamente no ano de 1987 para esta posição geográfica, sugerindo um fenômeno transitório localizado. Johns et al. (1990) coletaram dados correntométricos na margem continental da Guiana Francesa entre setembro de 1987 e setembro de 1988, com três correntômetros fundeados na posição média de $07^{\circ} 30'N$ e $052^{\circ} 30'W$. Eles constataram que esta é a região de retroflexão da CNB para compor a CCNE, além de ser um local de flutuação daquela corrente. A análise de imagens históricas

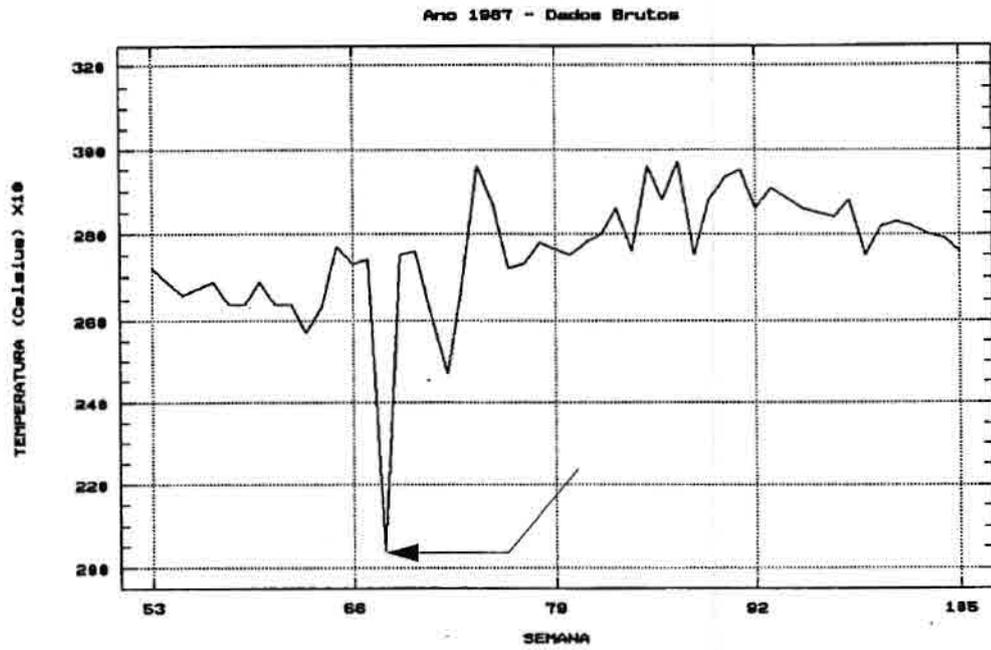


Fig. 5.5 - Série de tempo do ano de 1987 para a posição 08° 24'N / 050° 50'W, dados brutos.

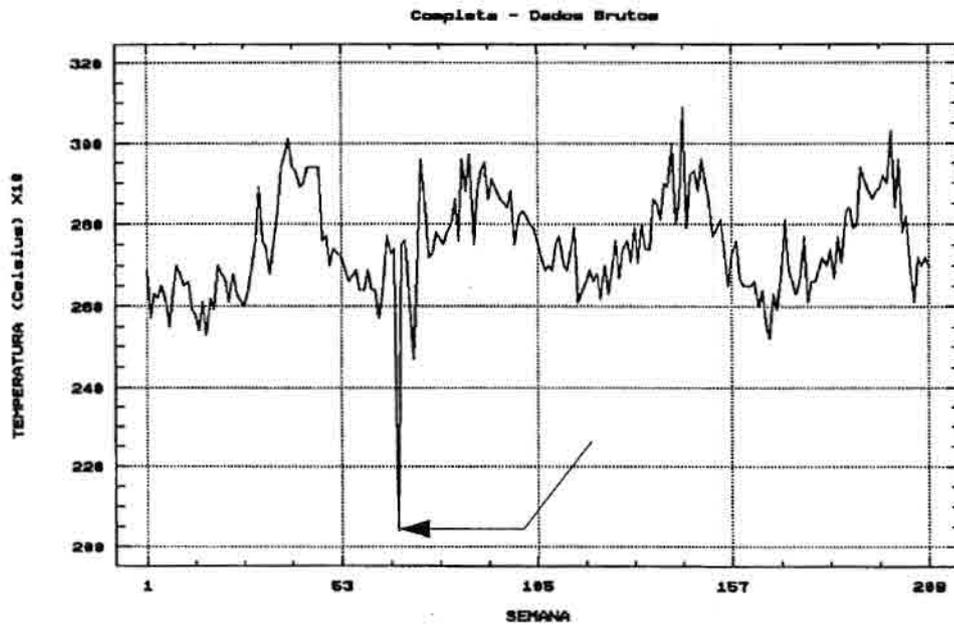


Fig. 5.6 - Série de tempo de 1986 a 1989 para a posição 08° 24'N / 050° 50'W, dados brutos.

CZCS sugeriu que estas oscilações estão relacionadas com a geração de vórtices naquela região, o que pode estar ligado com o aparecimento da área de resfriamento presente na imagem temática.

Estes vórtices têm sido descritos na literatura como aparecendo repetidamente em dados hidrográficos, nas posições 04°N e 08°N, na forma anticiclônica e com longa duração, denominados vórtices "Amazonas" e "Demerara", respectivamente (op. cit., 1990). O vórtice Demerara aparece particularmente bem desenvolvido no outono boreal.

A Figura 5.7 mostra agora um aquecimento anormal para a região próxima à analisada na Figura 5.4. Nesta nova posição, 06° 38'N e 047° 51'W, no período de 20 a 27 de agosto de 1987, vê-se que uma grande área aquecida, com temperaturas chegando a 32°C, está concentrada próximo à foz do Amazonas. Nesta época do ano, a CNB tem uma diminuição de intensidade e a retroflexão dentro da CCNE é menos expressiva. Esta redução de fluxo sugere que a descarga do Amazonas se retenha um período maior naquela área antes de sua dispersão para oeste junto com a corrente.



Fig 5.7 - TSM de 20 a 27 de agosto de 1987.

As Figuras 5.8 e 5.9 mostram que este fenômeno ocorreu significativamente apenas em uma semana de 1987, o que o descaracteriza como um processo de longa duração e grande estabilidade. Cabe ressaltar que esta análise leva em consideração as resoluções temporal e espacial do arquivo de dados. Assim, este fenômeno de aquecimento pode ter ocorrido outras vezes, porém se sua duração foi inferior a uma semana na mesma região, tendo sido pouco significativo (temperatura média pouco acima da média da área), seu efeito acabou desaparecendo pela média semanal da TSM. Ou ainda, a aquisição de dados AVHRR para aquela região, quando da ocorrência do fenômeno, pode ter sido impedida pela presença de nuvens.

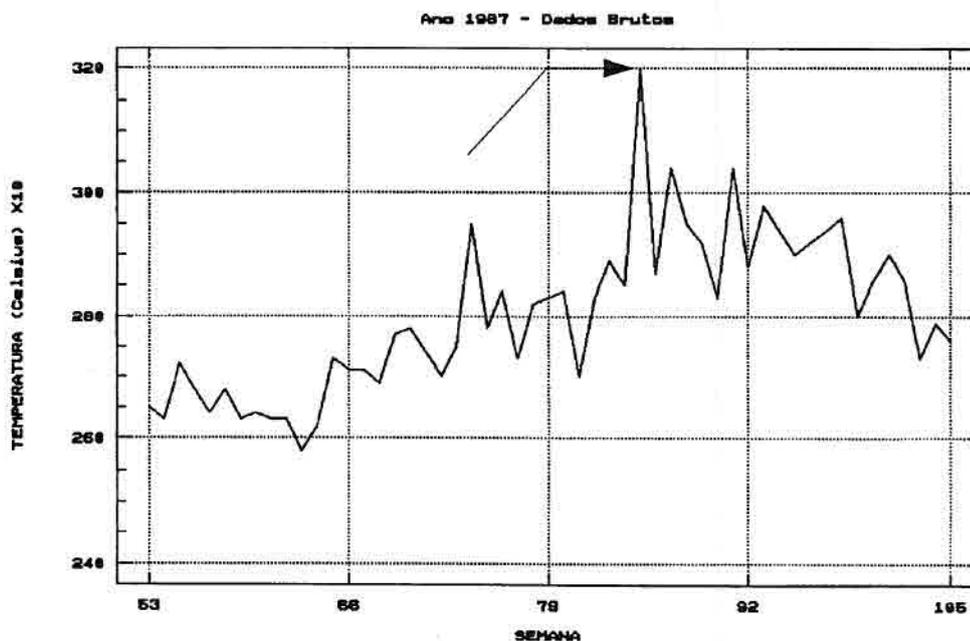


Fig. 5.8 - Série de tempo do ano de 1987 para a posição 06° 38'N / 047° 51'W, dados brutos.

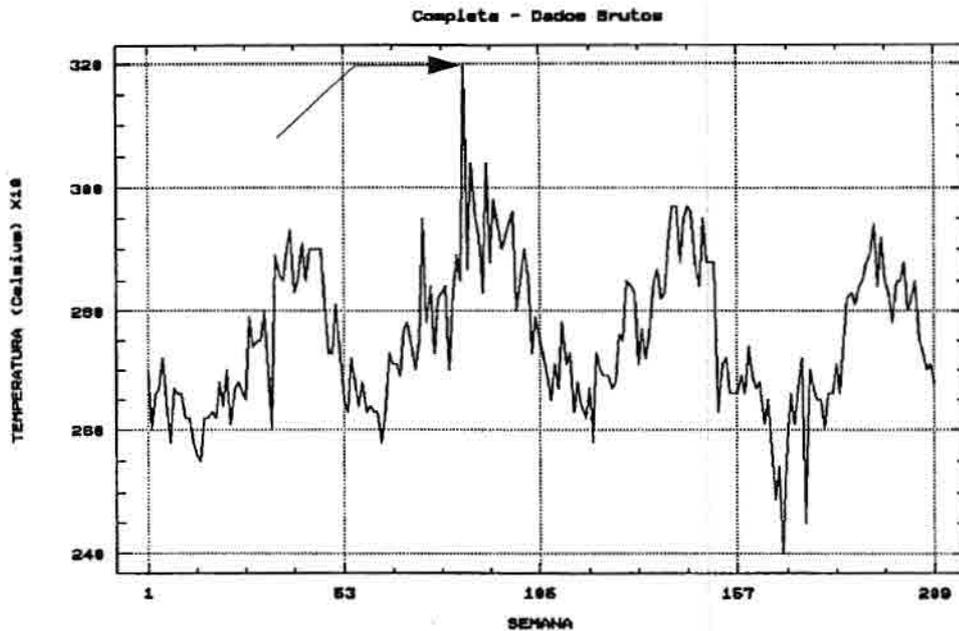


Fig 5.9 - Série de tempo de 1986 a 1989 para a posição 06° 38'N / 047° 51'W, dados brutos.

Na imagem apresentada na Figura 5.10, referente à média semanal da TSM no período de 29 de janeiro a 04 de fevereiro de 1987, pode-se observar na posição 03° 39'N e 010° 46'W uma região bastante aquecida, próxima à costa da Libéria. Outro núcleo aquecido aparece na mesma imagem, mas agora na posição 05° 14'N e 014° 59'W.

Arnault (1987) descreveu esta região como sendo predominada pela CCNE e pela CGE, com fluxos para leste e sudeste respectivamente. A CCNE tem uma reversão suave para oeste entre janeiro e junho, porém, a leste de 020°W há dois máximos de fluxo para leste, um entre agosto e outubro e outro entre janeiro e fevereiro. Desta forma, constata-se que estamos situados na área e na época da intensificação da CCNE.

Esta é uma região de intenso cisalhamento entre a CCNE e CGE com a CSE. Brown et al. (1989) descreveram esta região como sendo caracterizada por uma maior estabilidade, superior à das massas



Fig. 5.10 - TSM de 29 de janeiro a 04 de fevereiro de 1987.

d'água adjacentes, onde a temperatura é normalmente mais elevada nos meses de janeiro, fevereiro e março. Eles se referiram à esta área como "Domo da Guiné" e discutiram que as condições oceanográficas geradoras desse fenômeno ainda não são perfeitamente conhecidas.

As Figuras 5.11 e 5.12 mostram que esse fenômeno ocorreu novamente em meados de março, não acontecendo mais significativamente no ano de 1987. Porém, a série completa mostra que existe um aquecimento característico dos primeiros meses de cada ano, ocorrendo nova elevação significativa em meados de abril de 1989, com a temperatura subindo a mais de 30°C. Na imagem do início de fevereiro (Figura 5.10) a temperatura chegou a 30,5°C.

Ainda para a mesma região, a Figura 5.13, referente ao período de 02 a 08 de abril de 1987, revelou que a elevação da temperatura atingiu seu valor extremo de 32,6°C, o maior valor de TSM registrado para aquele ano em toda a região de estudo.

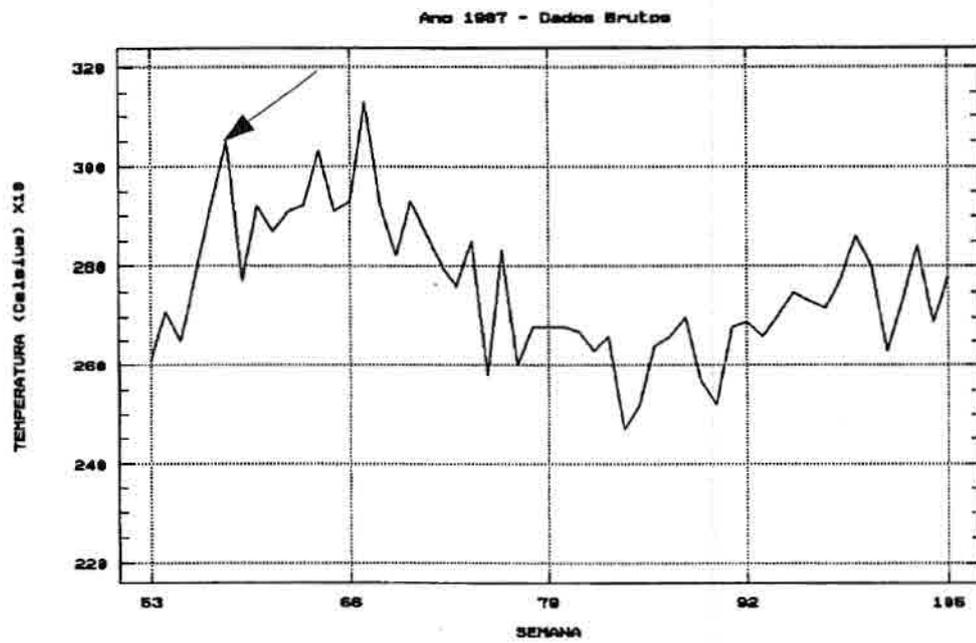


Fig. 5.11 - Série de tempo do ano de 1987 para a posição 03° 39'N / 010° 46'W, dados brutos.

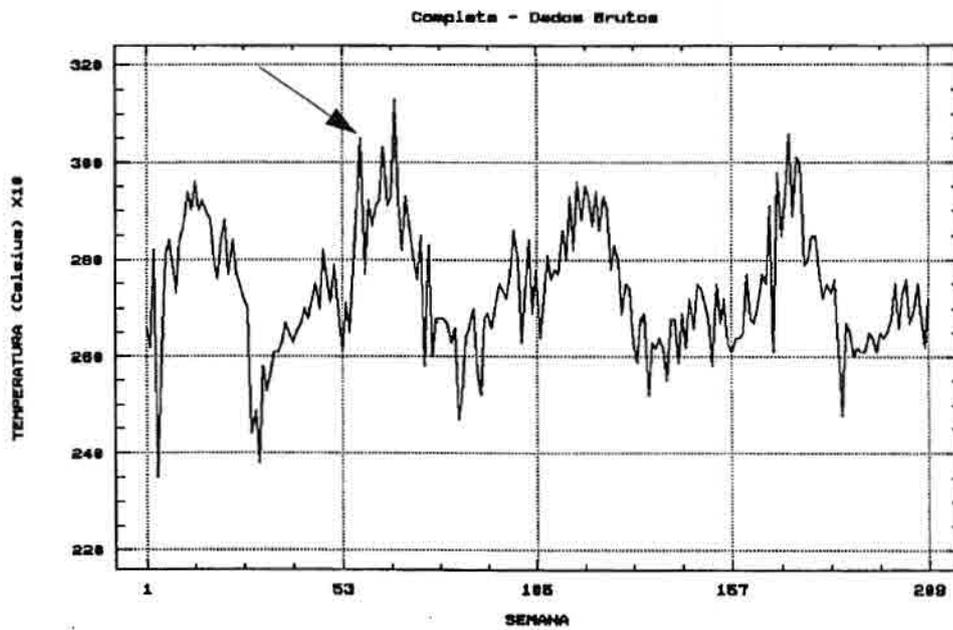


Fig. 5.12 - Série de tempo de 1986 a 1989 para a posição 03° 39'N / 010° 46'W, dados brutos.



Fig. 5.13 - TSM de 02 a 08 de abril de 1987.

Como mencionado no subitem 2.2.1, Brown et al. (1990) descreveram o transporte de Ekman sobre o Atlântico Equatorial (volume total de água transportada em ângulo reto com a direção do vento na camada do oceano onde o efeito da tensão do vento possa ser sentido) como sendo para a esquerda do vento no hemisfério sul, para a direita no hemisfério norte e na direção do vento sobre o equador. Assim, sabendo que os alíseos sopram obliquamente ao equador, o transporte resultante é para fora da região equatorial, criando como consequência uma área de "divergência equatorial", causadora da ressurgência equatorial.

Esta ressurgência equatorial pôde ser visualizada na Figura 5.14, que é a imagem da TSM para o período de 07 a 13 de maio de 1987, bem como na Figura 5.15, referente ao período de 14 a 20 de maio. Na Figura 5.14, o núcleo da ressurgência encontra-se na posição $00^{\circ} 08'N$ e $014^{\circ} 59'W$, ocorrendo na Figura 5.15 em $00^{\circ} 23'S$ e $008^{\circ} 39'W$, com temperaturas mínimas de $22^{\circ}C$ e $23,4^{\circ}C$, respectivamente.



Fig. 5.14 - TSM de 07 a 13 de maio de 1987.



Fig. 5.15 - TSM de 14 a 20 de maio de 1987.

A Figura 5.16, que se refere à posição analisada na Figura 5.14, mostrou que a ressurgência equatorial foi bastante evidente no ano de 1987, tendo atingido um outro mínimo após o final de julho, quando a temperatura chegou a 19°C. Pode-se notar que este fenômeno não se repetiu tão significativamente nos demais anos, para a mesma posição.

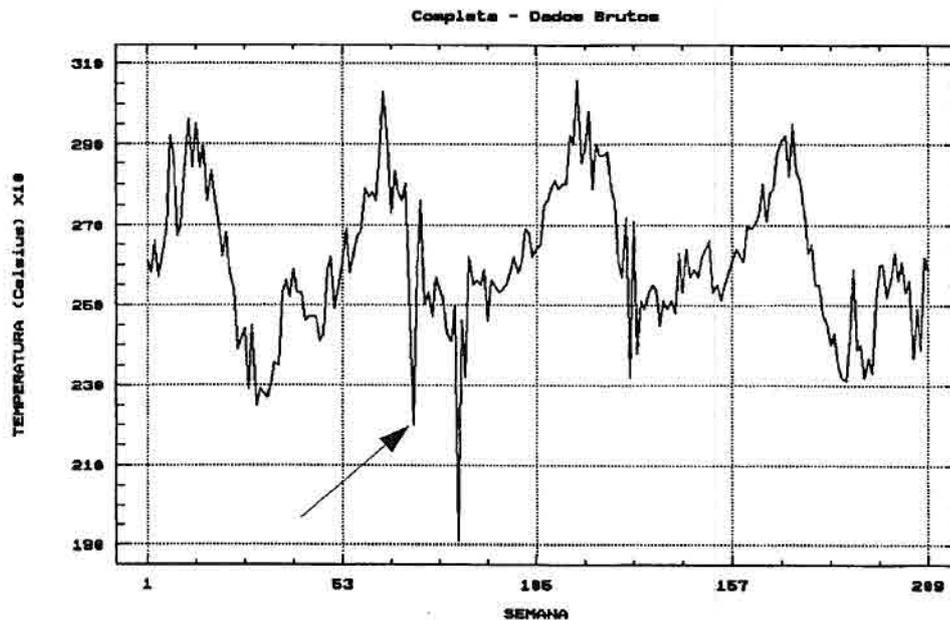


Fig. 5.16 - Série de tempo de 1986 a 1989 na posição 00° 08'N / 014° 59'W, dados brutos.

Este mínimo de 19°C encontra-se na região de resfriamento do Atlântico Sul, descrita por Hastenrath e Lamb (1977) como uma grande área de água fria orientada zonalmente, ao sul do equador, na região oriental do Atlântico, com forte gradiente meridional próximo ao equador, se desenvolvendo de abril a junho e decaído entre setembro e outubro. Porém, é evidente que a ressurgência aparece de forma mais significativa que o próprio resfriamento do Atlântico Sul.

A Figura 5.17, referente à posição analisada na Figura 5.15, revelou que o fenômeno de ressurgência equatorial foi isolado no ano de 1987 naquela posição. Os mínimos de TSM ocorreram em mea-

dos de agosto de cada ano, dentro da área de resfriamento do Atlântico, chegando a 21,5°C. Na área de ressurgência visualizada na Figura 5.15, o valor mínimo de TSM foi de 23,4°C na terceira semana de abril.

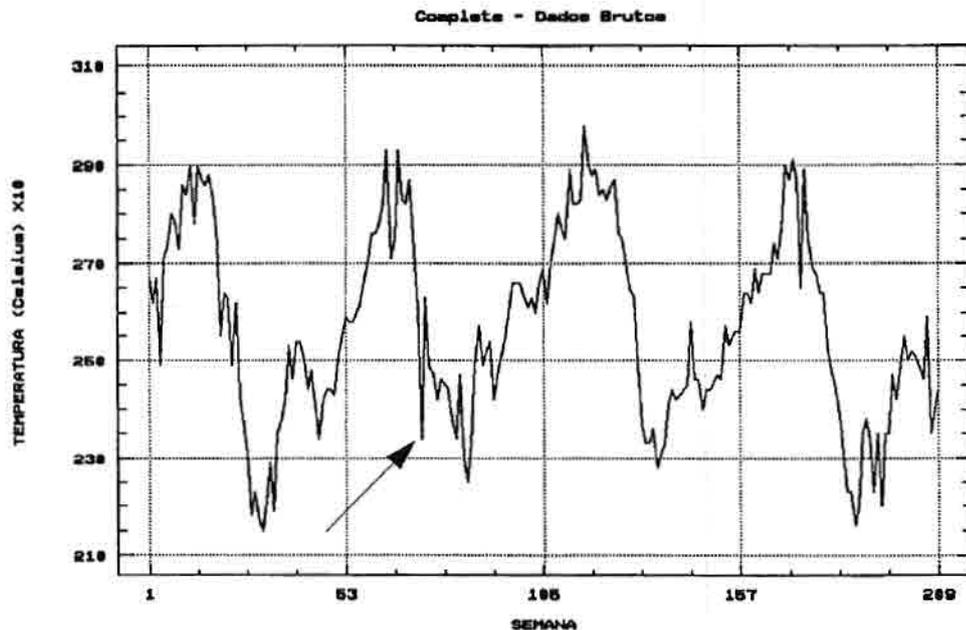


Fig. 5.17 - Série de tempo de 1986 a 1989 na posição 00° 23'S / 008° 39'W, dados brutos.

Reverdin (1985) descreveu que, em escala planetária, as trocas de calor entre a atmosfera e o oceano são caracterizadas pelo aquecimento do oceano nos trópicos e resfriamento em altas latitudes. Para o Atlântico, Hastenrath e Lamb(1977) mostraram que uma grande parte do aquecimento ocorre numa faixa estreita ligeiramente ao sul do equador, na parte leste da bacia, bem como em certas áreas costeiras, como ao longo da costa no Golfo da Guiné.

Para ele (op. cit., 1985), o aquecimento da água associado com as correntes que fluem em direção aos pólos na parte ocidental do Atlântico, contribuem para a redistribuição meridional de calor próximo à superfície. Essa redistribuição do calor ganho da atmosfera não é exclusivamente horizontal. Uma transferência vertical turbulenta de

pequena escala é bastante forte próxima ao equador, onde é associada frequentemente com a produção de ressurgência na camada superficial.

A descrição acima corresponde ao que pôde ser visualizado nas Figuras 5.14 e 5.15, sugerindo que esta metodologia de transformar arquivos de TSM em imagens temáticas é um recurso bastante útil na análise visual de processos oceanográficos com assinatura termal superficial.

Assim como Hastenrath e Lamb (1977), Picaut et al. (1985) também observaram que no Atlântico Equatorial uma língua de água fria começa a se formar próximo ao equador em maio, a oeste do Golfo da Guiné, atingindo seu maior desenvolvimento no mês de agosto. A temperatura mínima chega a 23°C e a língua alcança a posição mais ocidental a 030°W, com seu decaimento ocorrendo entre setembro e outubro. Indubitavelmente, este é o processo oceanográfico periódico de maior predominância no Atlântico Equatorial e Sul, e pode ser claramente visualizado nas imagens temáticas. O conjunto de imagens mostrado a seguir, dá uma idéia da formação, desenvolvimento e decaimento dessa língua de água fria. A Figura 5.18, relativa ao período de 04 a 10 de junho de 1987, mostra o início do processo. Na Figura 5.19, de 09 a 15 de julho de 1987, já se identificam áreas com temperaturas inferiores a 23°C, com a língua já bastante desenvolvida. A Figura 5.20, de 23 a 30 de julho, mostra que a água fria já tomou por completo o Golfo da Guiné, chegando a aparecer temperaturas inferiores a 22°C na costa de Angola. A Figura 5.21, de 31 de julho a 05 de agosto, apresenta o processo em sua fase de pleno desenvolvimento, com registro de temperaturas abaixo de 20°C no litoral de Angola; já a Figura 5.22, de 24 a 30 de setembro, mostra uma retração do processo em direção a leste, porém as temperaturas mais baixas, inferiores a 19°C, se estendem em direção ao Golfo da Guiné, penetrando no litoral de Angola, Congo, Gabão e Camarões. E, finalmente, a Figura 5.23 de 29 de outubro a 04 de novembro, apresenta o dissipação do processo, com uma intrusão de água mais aquecida no Golfo da Guiné e um conseqüente recuo das águas mais frias em direção ao sul.



Fig. 5.18 - TSM de 04 a 10 de junho de 1987.



Fig. 5.19 - TSM de 09 a 15 de julho de 1987.



Fig. 5.20 - TSM de 23 a 30 de julho de 1987.



Fig. 5.21 - TSM de 31 de julho a 05 de agosto de 1987.



Fig.5.22 - TSM de 24 a 30 de setembro de 1987.



Fig. 5.23 - TSM de 29 de outubro a 04 de novembro de 1987.

A Figura 5.25 representa a série de tempo para o mesmo período da Figura anterior, porém para a posição $10^{\circ} 00'S$ e $012^{\circ} 58'E$, ou seja, o canto inferior direito das imagens temáticas, na região onde foram registradas as menores temperaturas por ocasião do aparecimento da língua de água fria. Paradoxalmente, nesta região próxima à capital de Angola, Luanda, também foram registradas temperaturas bastante elevadas no mês de março de cada ano.

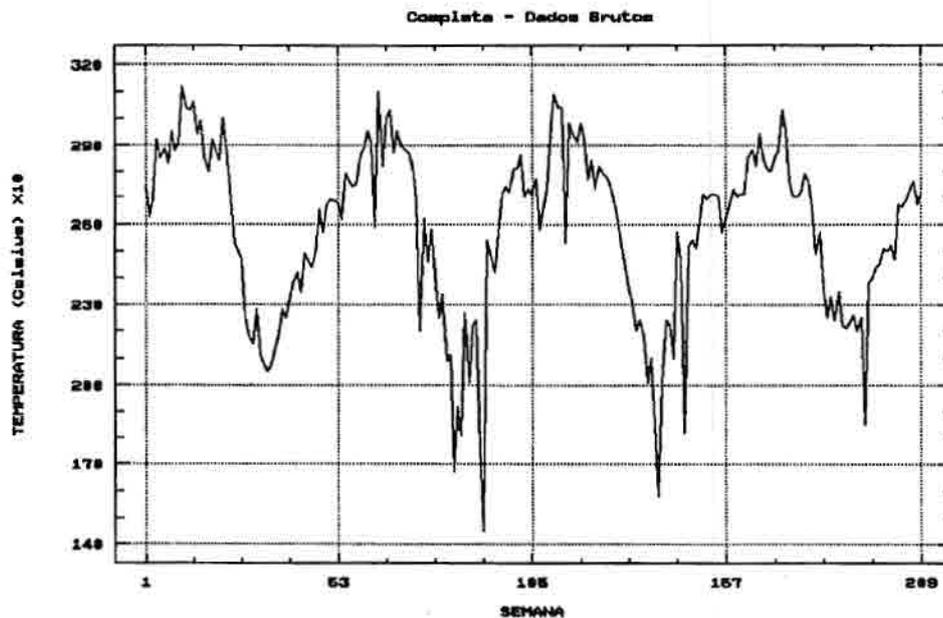


Fig. 5.25 - Série de tempo de 1986 a 1989 na posição $10^{\circ} 00'S$ / $012^{\circ} 58'E$, dados brutos.

A Figura 5.26, que é a imagem temática para o período de 12 a 18 de março, mostra uma região bastante aquecida ao redor na posição definida na Figura anterior, com temperaturas superiores a $30^{\circ}C$, além de um núcleo onde o valor máximo chega a ultrapassar $31^{\circ}C$.

A análise da Figura 5.25 mostra uma intensificação no processo de intrusão de água mais fria quando se comparam os anos de 1987 e 1986. As temperaturas máximas praticamente não se alteram ao longo dos quatro anos, mantendo-se em torno de $31^{\circ}C$. Mas as mínimas

passam de 20,5°C em 1986 para 14,5°C em 1987, 15,8°C em 1988 e 18,5°C em 1989, numa tendência à regularidade observada no começo da série. Esta análise sugere que possivelmente o fenômeno do El Niño ocorrido no biênio 1986/87 no Pacífico, de alguma forma tenha influenciado a marcha anual das massas de água fria que avançam sobre o Golfo da Guiné.



Fig. 5.26 - TSM de 12 a 18 de março de 1987.

A tendência de elevação da temperatura mínima revela que esta anomalia no ciclo anual tenha deixado de ocorrer a partir de 1989. Os valores mínimos de temperatura encontrados e a intensidade do processo sugerem que essas massas d'água frias costeiras sejam oriundas mais de processos de ressurgência costeira do que pela intrusão natural da língua sazonal. Esta observação coincide com a intensificação dos alísios de sudeste na região leste do Atlântico Equatorial, sobre o Golfo da Guiné, durante o inverno do hemisfério sul, quando a ITCZ atinge sua posição mais ao norte, de 15°N, em agosto. A direção dos alísios tende a afastar as camadas superiores de água da região costeira de Angola, dando oportunidade ao afloramento de águas mais frias oriundas das camadas mais profundas. Nesta área do litoral de Angola ocorrem tradicional-

mente fenômenos de ressurgência, o que de certa forma reforça a hipótese em evidência.

Todavia, uma última questão a ser levantada, e que aparentemente não possui uma resposta imediata, vai de encontro às observações anteriores. Sabemos que um dos efeitos do El Niño sobre o Atlântico é o de reduzir os fenômenos de ressurgência costeira no Golfo da Guiné, pela intensificação das correntes aquecidas para leste em direção àquela área. Um estudo mais profundo deverá ser levado a efeito para explicar porque, então, a ressurgência costeira registrada na Figura 5.25 foi mais intensa no ano de 1987, ano este em que seu efeito deveria ter sido atenuado.

5.2 - OSCILAÇÕES INTRASSAZONAIS

Como descrito no início deste trabalho, tem-se por objetivo demonstrar a potencialidade das imagens temáticas de TSM na identificação de processos oceanográficos com assinatura superficial não tão evidente quanto vórtices, domos aquecidos, ressurgência costeira e equatorial, ou mesmo a língua de água fria sazonal descrita na maioria dos atlas climatológicos, fenômenos estes facilmente visualizados nestas imagens. Esses processos oceanográficos cuja assinatura termal superficial é apenas um de seus sinais dizem respeito à constatação da presença de oscilações longas no Atlântico Equatorial, tais como as ondas de Rossby, que podem ser visualizadas pelo efeito que causam sobre as isotermas de gradiente acentuado (as frentes oceanográficas) que separam massas d'água distintas, e cuja assinatura termal superficial é evidente.

De posse de todo o conjunto de imagens temáticas para o ano de 1987, passou-se a analisar oscilações nas frentes oceanográficas no intuito de obter uma indicação da presença destas ondas longas.

5.2.1 - REGIÃO DE AMOSTRAGEM

Steger e Carton (1991) usaram o arquivo de dados de TSM da NOAA-NESDIS, referente ao período de 1984-1990, gerando imagens semanais com o objetivo de registrar mudanças sazonais e intrassazonais na posição das frentes oceanográficas entre a água equatorial

fria e as águas mais aquecidas ao norte e ao sul. As alterações destas frentes revelaram a presença de ondas longas na extensão da frente mais ao norte, como relatado anteriormente por Legeckis e Reverdin (1987). Estes usaram bóias de deriva e dados de TSM extraídos de satélite para revelar uma primeira descrição espacial e temporal dessas ondas, observando essas oscilações a leste de 010°W sobre o equador. No entanto, Steger e Carton se prenderam à região equatorial a leste de 030°W .

Richardson e Reverdin (1987), usando dados coletados como parte dos programas SEQUAL (Seasonal Response of the Equatorial Atlantic Experiment) e FOCAL (Programme Français Océan et Climat das l'Atlantique Equatorial), observaram três tipos diferentes de oscilações nesta região do Atlântico: o primeiro foi um meandro se propagando lentamente na região oeste da CCNE, aparentemente causado pela retroflexão da CNB dentro daquela corrente; o segundo foi uma oscilação na região leste da CCNE, entre 025° - 030°W , de setembro de 1983 a fevereiro de 1984; e o terceiro foram oscilações de curto período e propagação rápida, que podem ter sido causadas pelo forte cisalhamento entre a CCNE e a CSE. Todos os fenômenos foram observados na latitude média de 05°N .

Garzoli e Richardson (1989) estudaram a variabilidade da CCNE em 028°W , para as latitudes de 00° , 03° , 06° e 09°N , concluindo pelo deslocamento meridional desta corrente em um período longo. A amplitude do ciclo anual da CCNE foi, no máximo, até 06°N e mais intenso em 1983 do que em 1984.

Johns et al. (1990) observaram a CCNE e a CNB na região ao redor de 08°N e $052^{\circ} 30'\text{W}$, detectando flutuações de baixa frequência dominadas por um período de 40-60 dias bem definido. Estas oscilações podem ter sido provocadas pela geração quasi-periódica de vórtices na região da retroflexão da CNB. Efetuando outro tipo de análise sobre os dados registrados pelos "moorings" na região, eles interpretaram estas oscilações intrassazonais de grande amplitude como sendo geradas pela propagação para oeste de ondas de Rossby. Existem evidências de que estas oscilações não estejam restritas às regiões costeira e próximo à margem continental, apresentando grande extensão zonal.

Picaut e Verstraete (1976), efetuando medidas do nível médio do mar e de TSM na região do Golfo da Guiné, registraram a presença de oscilações com períodos de 40-60 dias, supostamente originadas em resposta a uma oscilação de mesmo período observada na atmosfera.

Com o objetivo de extrair séries temporais de pontos de amostragem na região onde supostamente se detecte a ocorrência de oscilações de longo período, baseado nos trabalhos realizados anteriormente, selecionaram-se três posições na área de estudo. Estes pontos de amostragem receberam as seguintes denominações:

- S5 → 05° 04'N / 051° 54'W
- S6 → 05° 04'N / 041° 53'W
- S7 → 05° 04'N / 031° 51'W.

Para a latitude aproximada de 05°N, foram escolhidos três posições distantes zonalmente de cerca de 10° de longitude, o que equivale nesta latitude a 597,72 milhas náuticas, ou 1106,97 km. Juntamente com estes três pontos, um outro foi selecionado por estar aproximadamente na mesma latitude, porém na margem leste do Atlântico Equatorial. Tal ponto foi:

- S4 → 05° 14'N / 014° 59'W.

Este novo ponto de amostragem dista 1867,46 km do ponto S7, que é o ponto mais oriental da sequência definida inicialmente. A seleção deste ponto foi, em princípio, feita para caracterizar a região denominada "Domo da Guiné", porém um outro ponto definido a sudeste deste melhor representou tal fenômeno.

Ficou estabelecido, desta maneira, a utilização dos pontos S5, S6, S7 e S4 (na sequência de oeste para leste) para a caracterização de oscilações intrassazonais que pudessem ter ocorrido da região do Atlântico Equatorial no período de 1986 a 1989.

5.2.2 - IDENTIFICAÇÃO VISUAL DO PROCESSO

Para que se pudesse identificar visualmente a existência de oscilações de longo período na região de amostragem, foi confeccionada uma figura onde se acompanhasse a evolução das frentes oceanográficas que dividem massas d'água com TSM distintas. Foram selecio-

nadas as isothermas de 26°C e 27°C para esta finalidade, representativas das frentes existentes na região de latitude média de 05°N.

Na Figura 5.27 vê-se como evoluíram as isothermas de 26°C (pontilhada) e 27°C (contínua) nas imagens temáticas do ano de 1987.

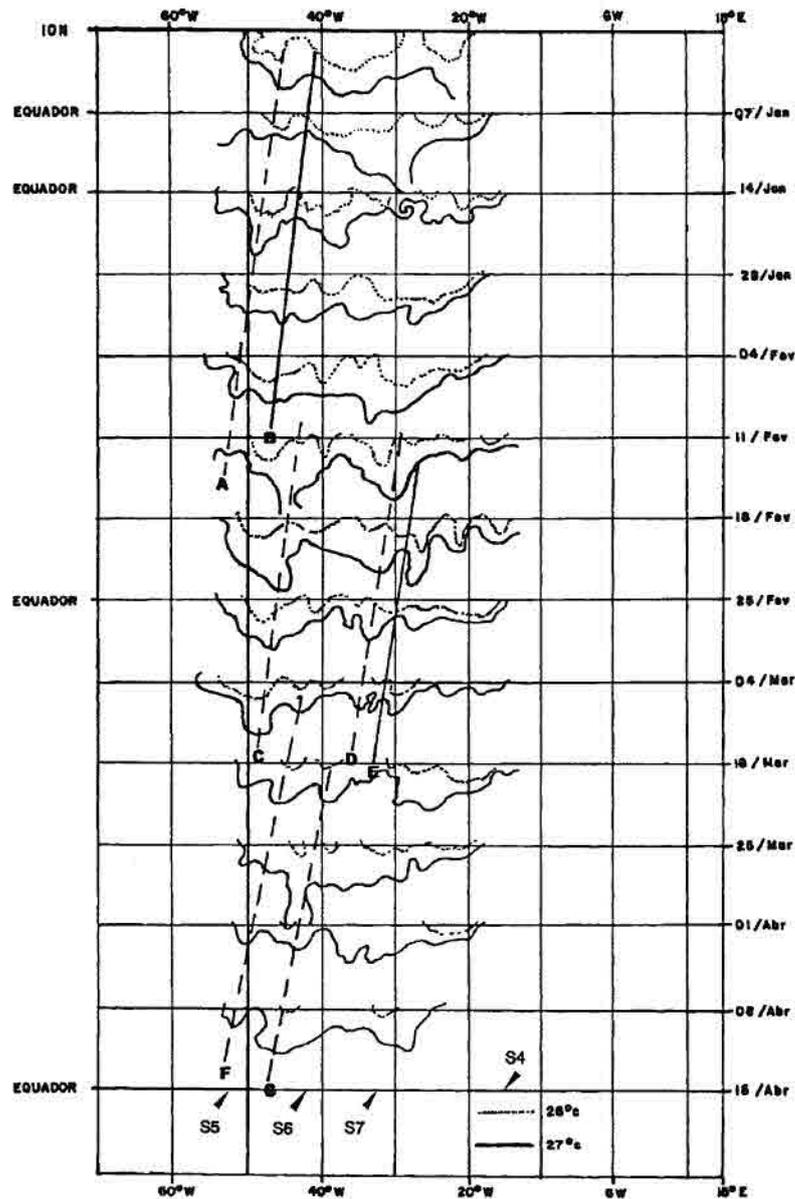


Fig. 5.27 - Representação esquemática multitemporal das isothermas de 26°C e 27°C.

Nesta Figura, a linha ao lado da qual se encontra a data de referência da imagem (último dia do período de abrangência da imagem, e.g., 07/JAN refere-se à imagem do período de 01 a 07 de janeiro de 1987) representa o equador, e a linha imediatamente acima a latitude de 10°N. Assim na faixa entre 0° e 10°N foram desenhadas as isotermas para cada imagem, na região entre 060° e 010°W. Foram usadas treze imagens temáticas para esta finalidade, cobrindo os primeiros 105 dias do ano de 1987, período este em que as isotermas de 26° e 27°C apareceram melhor definidas. Os pontos de amostragem também estão representados.

A maneira como a Figura 5.27 foi construída parece evidenciar a presença de ondas equatoriais longas de modo subjetivo. Porém, um diagrama tempo-longitude, como o mostrado a seguir na Figura 5.27a, atesta o deslocamento das isotermas para oeste, confirmando os resultados observados na Figura anterior. A Figura 5.27a foi construída da mesma forma que a 5.27, porém todos os valores de temperatura são os encontrados sobre o paralelo de 05°N.

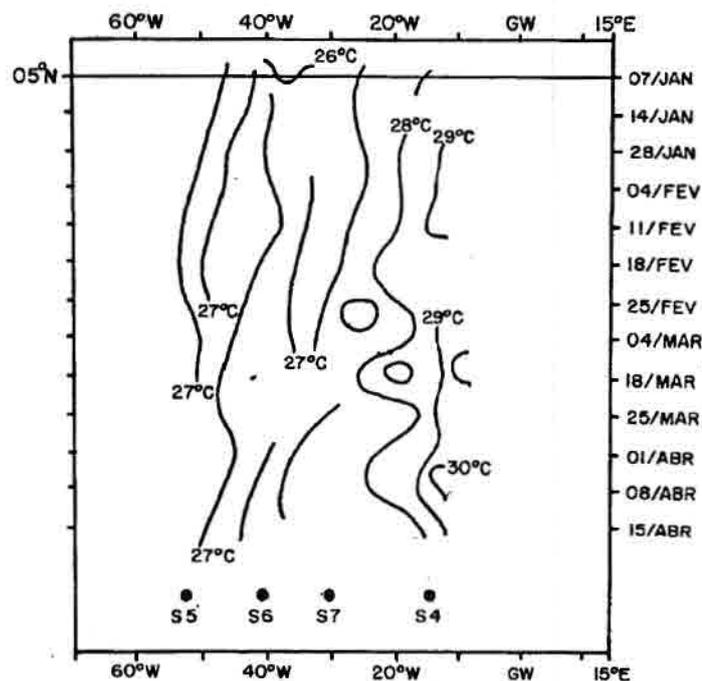


Fig. 5.27a - Diagrama tempo-longitude das isotermas de 26°C a 30°C, para a latitude de 05°N.

Observa-se na Figura 5.27a uma semelhança muito grande com as formas da Figura 5.27. Os deslocamentos registrados entre 07 de janeiro e 11 de fevereiro, principalmente nas isotermas de 26 e 27°C, aparecem bem caracterizados em ambas as Figuras. O mesmo pode ser observado entre o período de 25 de março a 15 de abril, onde parece haver um aumento de velocidade dessas propagações, uma vez que as linhas de deslocamento se apresentam de maneira mais inclinada, quando comparadas com as linhas referentes aos períodos anteriores. Desta forma, a Figura 5.27 será utilizada para avaliação das ondas longas registradas.

Das imagens utilizadas na confecção da Figura 5.27, algumas já foram apresentadas anteriormente. Seguindo uma sequência cronológica temos as Figuras 4.5, 5.10, 5.26, 5.1, 5.13 e 5.4. A Figura 5.28, que é a imagem referente ao período de 22 a 28 de janeiro de 1987, e a 5.29, para o período de 19 a 25 de fevereiro, também ilustram as oscilações das isotermas de 26°C e 27°C.



Fig. 5.28 - TSM de 22 a 28 de janeiro de 1987.

Na Figura 5.27 foram desenhadas cinco linhas que representam o que se poderiam chamar de "cavados" (linhas tracejadas), numa representação de um perfil de uma onda, além de duas "cristas" (linhas contínuas), referentes às oscilações das frentes oceanográficas. Ficou evidente o movimento para oeste das cristas e cavados durante todo o período de observação. O deslocamento representado pelas linhas A e B são apresentados com a mesma inclinação das linhas traçadas em C, D e E, o que vem a sugerir que as oscilações possuem a mesma velocidade de fase. Já as linhas F e G indicam um aumento na velocidade de fase, em função do aumento da inclinação.



Fig. 5.29 - TSM de 19 a 25 de fevereiro de 1987.

Como se conhece a escala das imagens temáticas, fica fácil calcular a velocidade de fase de cada linha traçada na Figura 5.27, bastando para isso medir o deslocamento zonal para oeste da linha no período de sua ocorrência. Desta forma, foram encontradas as seguintes velocidades de fase:

LINHA	PERÍODO DE OBSERVAÇÃO	VELOCIDADE
A	42 dias	17,1 cm/s
B	35 dias	17,9 cm/s

LINHA	PERÍODO DE OBSERVAÇÃO	VELOCIDADE
C	28 dias	20,8 cm/s
D	28 dias	20,2 cm/s
E	28 dias	20,8 cm/s
F	28 dias	38,4 cm/s
G	21 dias	38,4 cm/s.

Estes valores são bastante coerentes com aqueles encontrados por Steger e Carton (1991). A intensificação da velocidade de fase das oscilações é coincidente com o deslocamento para o norte da ITCZ, que se posiciona nesta região entre março e abril, e também coincidente com a redução da intensidade dos alíseos de nordeste.

O comprimento das oscilações representadas também pôde ser estimado. Considerando a distância entre as linhas A e B como $\frac{1}{2} \lambda$, a oscilação completa (λ) teria cerca de 1007 km. A distância entre as linhas C e D representaria λ com aproximadamente 1355 km. Já a distância entre as linhas D e E equivaleria a $\frac{1}{2} \lambda$, conseqüentemente λ seria igual a 697 km, praticamente a metade da distância encontrada entre as linhas C e D. Coincidentemente, a distância λ entre as linhas F e G mediu 670 km, um valor bem próximo ao anterior. A variabilidade do comprimento e da velocidade de fase destas oscilações não permitiu uma análise imediata mais conclusiva.

5.2.3 - ANÁLISE ESTATÍSTICO-TEMPORAL DO PROCESSO

Até este ponto analisaram-se as oscilações intrassazonais exclusivamente no domínio espacial, pelo exame visual das imagens temáticas geradas. A partir de agora, a análise será procedida no domínio do tempo. Serão analisadas as séries temporais dos pontos S5, S6, S7 e S4, com a finalidade de melhor quantificar estas oscilações.

As Figuras 5.30, 5.31, 5.32 e 5.33 representam as séries de tempo de TSM para os quatro pontos de amostragem (S5 a S4), para o período de 1986 a 1989.

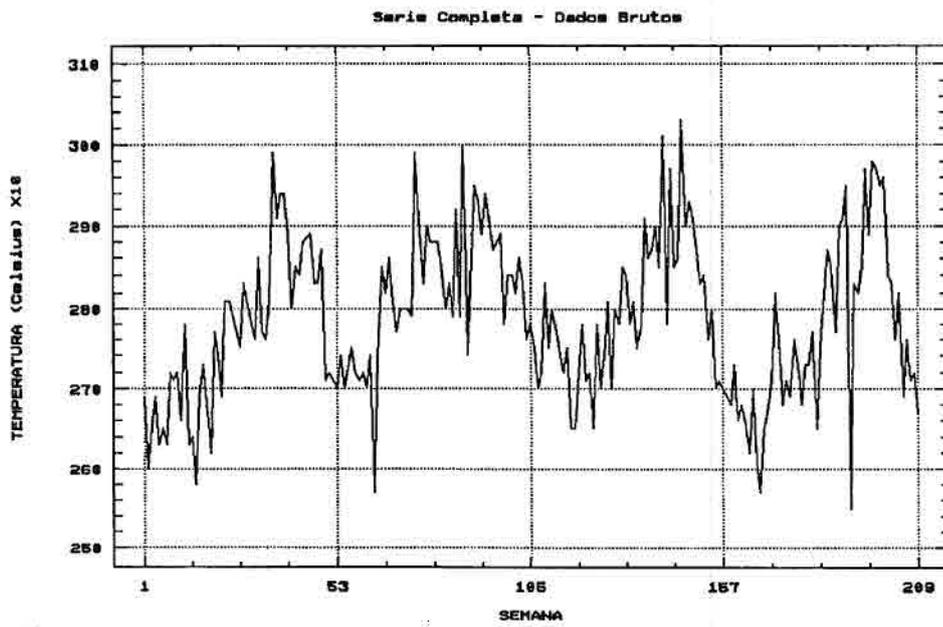


Fig. 5.30 - Série de tempo para a posição S5, dados brutos.

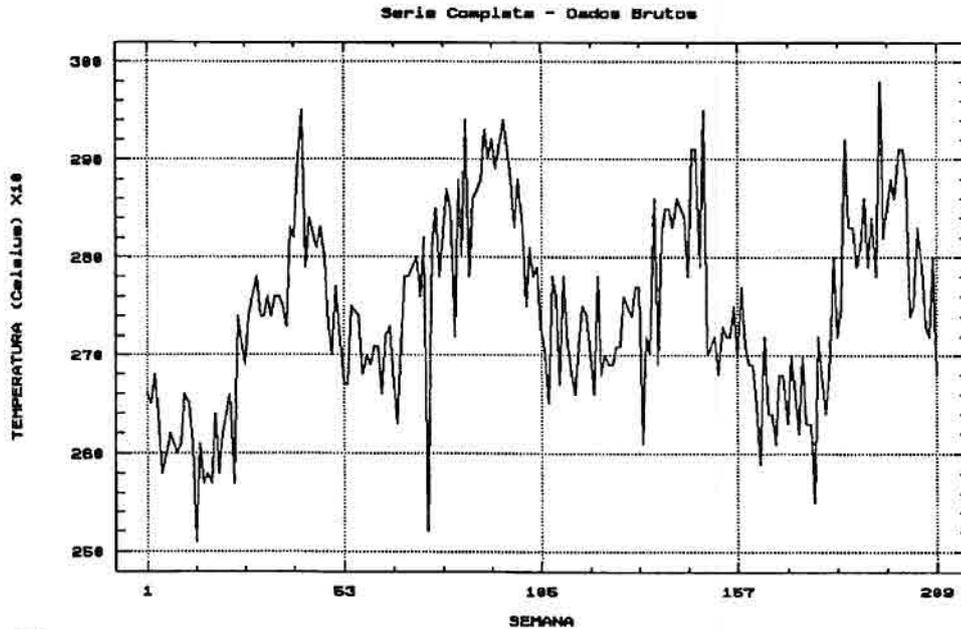


Fig. 5.31 - Série de tempo para a posição S6, dados brutos.

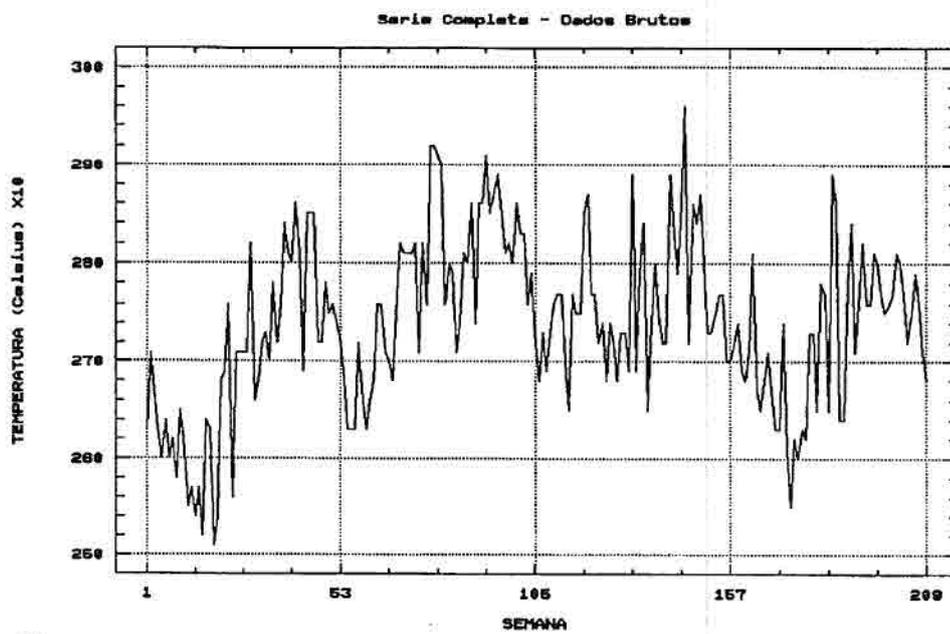


Fig. 5.32 - Série de tempo para a posição S7, dados brutos.

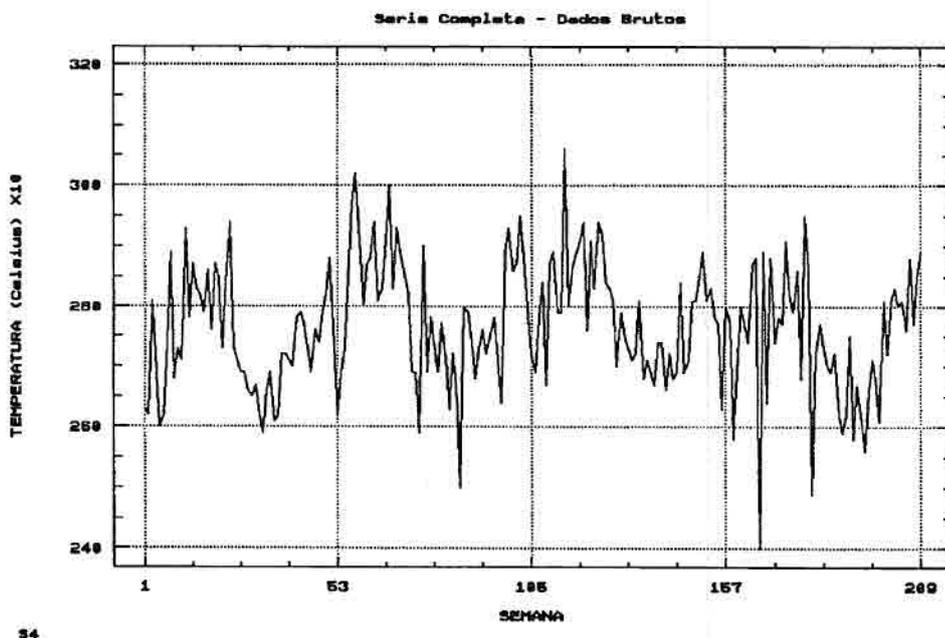


Fig. 5.33 - Série de tempo para a posição S4, dados brutos.

Para as séries S5, S6 e S7, nota-se um comportamento anual semelhante, com as temperaturas médias declinando no primeiro trimestre, se elevando no segundo e terceiro trimestres, declinando finalmente no quarto trimestre. Já a série S4 se comporta de modo distinto, com elevação da temperatura no primeiro trimestre, declínio no segundo e terceiro trimestres e nova elevação no quarto trimestre.

A série S5 apresenta dois "episódios frios" bem marcantes, um em 1987 com 25,7°C e outro em 1989 com 25,5°C. A série S6 mostra uma redução significativa da temperatura em 1987 com 25,2°C, o mesmo ocorrendo em duas ocasiões na série S4 em 1989, com 24,0°C e 24,9°C. Da mesma forma, "episódios quentes" podem ser visualizados em todas as séries.

5.2.4 - FILTRAGEM DAS SÉRIES DE TEMPO

Como os dados de TSM representam a média semanal das temperaturas obtidas, para cada pixel, por imagens de Sensoriamento Remoto, existe uma variação muito grande entre a média de uma semana e a média da semana subsequente, o que causa um efeito de "ruído" na série. Para minimizar este efeito, optou-se pela filtragem das séries temporais.

Todos os procedimentos descritos a partir deste ponto foram implementados através do "software" estatístico "STATGRAPHICS - STATistical GRAPHICS System by Statistical Graphics Corporation, © 1989 by STCS, Inc., version 4.0".

Para que o efeito do ruído fosse minimizado sem que houvesse perda da informação, foi necessário escolher um suavizador que suprimisse as altas frequências, deixando passar as baixas frequências, quais sejam, as variações de TSM. Godin (1972) sugere para esta situação o uso de uma janela de suavização conhecida como "Hanning", que consiste simplesmente num filtro linear com um conjunto de três valores sucessivos distantes entre si de um intervalo de amostragem, sendo estes valores 0,25, 0,50 e 0,25. Este filtro é conhecido também como "filtro cosseno" devido à sua representação espacial. A aplicação deste filtro normalizado sobre a série se fez através de uma média móvel ponderada. O resultado da aplicação do filtro sobre as séries pode ser visualizado nas Figuras 5.34, 5.35, 5.36 e 5.37.

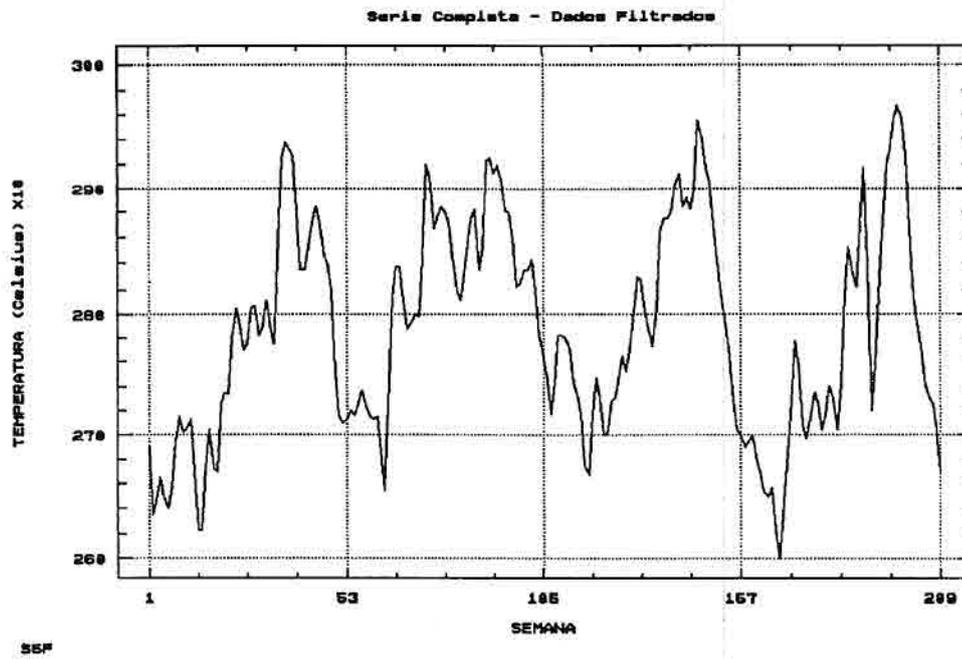


Fig 5.34 - Série de tempo para a posição S5, dados filtrados.

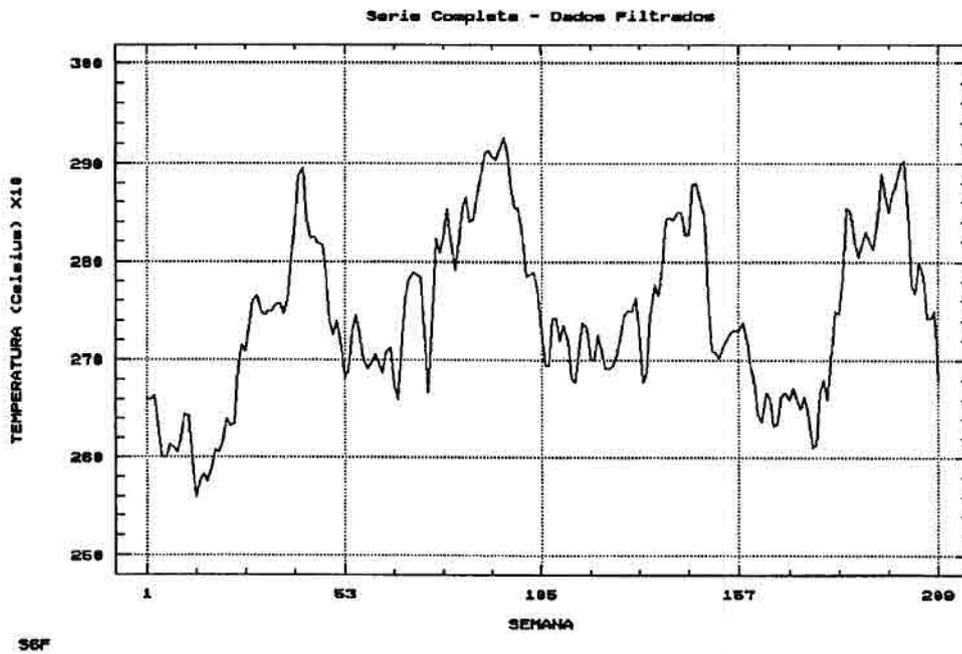


Fig. 5.35 - Série de tempo para a posição S6, dados filtrados.

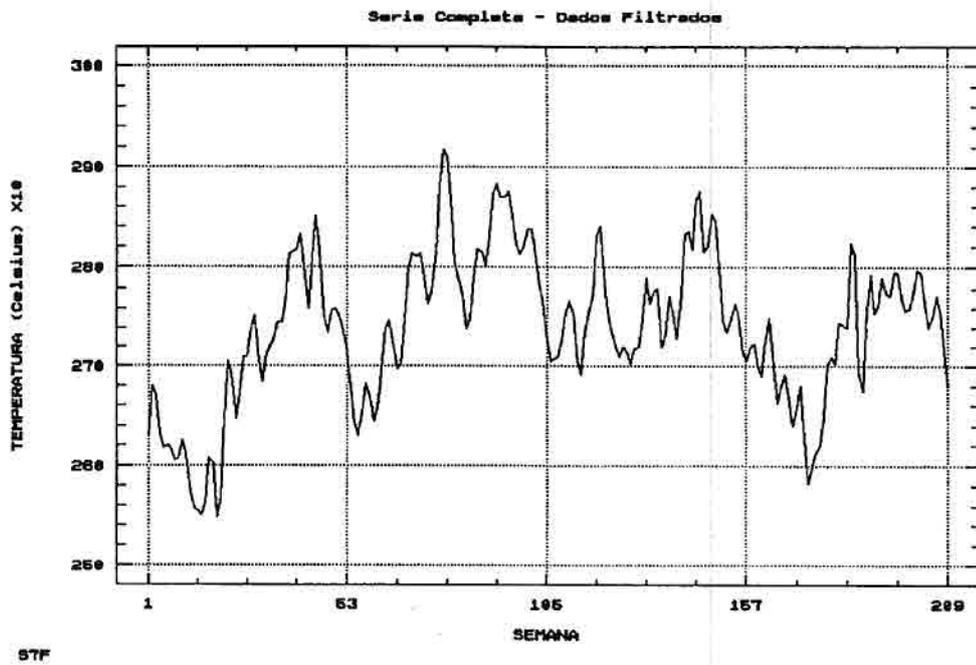


Fig. 5.36 - Série de tempo para a posição S7, dados filtrados.

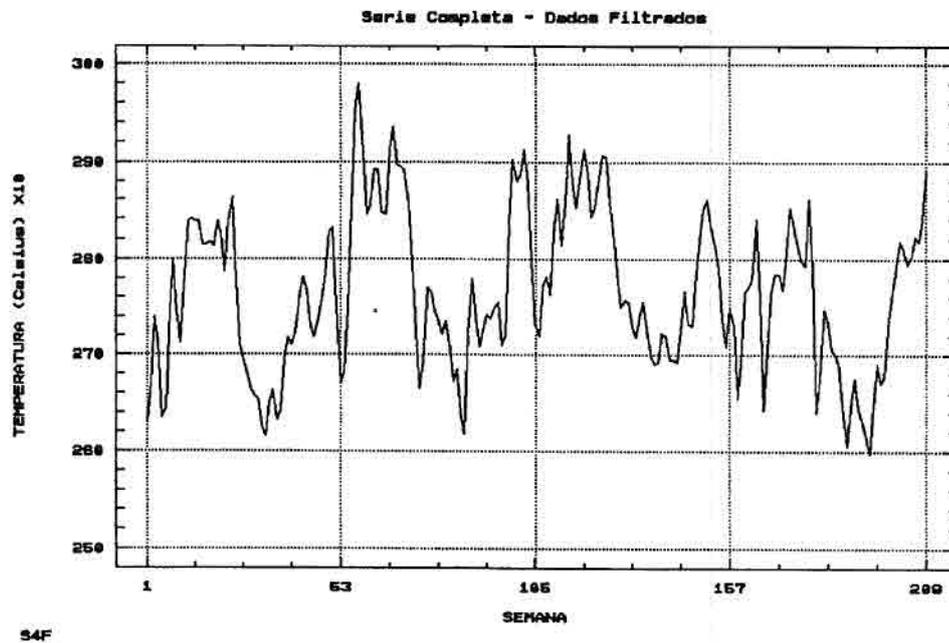


Fig. 5.37 - Série de tempo para a posição S4, dados filtrados.

Cabe aqui fazer duas observações quanto à implementação da média móvel. A primeira diz respeito aos valores ausentes nas séries temporais. Nas séries brutas existem semanas com ausência de informação, acarretando "buracos" na série; o "software" utiliza o procedimento de interpolação linear desses "buracos" entre os dois vizinhos mais próximos (anterior e posterior) antes de efetuar a média móvel. A segunda observação se refere ao tamanho da série filtrada. As séries brutas de quatro anos possuem 209 valores cada, que após a filtragem se reduzem a 207 (em virtude do filtro linear possuir três valores); isto ocorre porque a média móvel suprime um dado no início e um no final da série bruta. Para que as séries bruta e filtrada pudessem ser comparadas deveriam ter, obrigatoriamente, o mesmo tamanho, o que foi conseguido pela inclusão de um dado no início e outro no final das séries filtradas, voltando estas a possuírem 209 dados. Os dados utilizados para esta finalidade foram os primeiro e último dados das séries brutas.

Após a filtragem, a visualização do ciclo anual de cada série ficou mais clara. Percebe-se que a região ocidental do Atlântico Equatorial norte tem um ciclo anual dominado pela redução da temperatura nos três primeiros meses do ano, enquanto que a região oriental obedece a um ciclo anual que se inicia pela elevação da temperatura nos três primeiros meses. As séries S6 e S7 possuem maior variabilidade na amplitude térmica anual, diferindo das séries S5 e S4, que observaram uma regularidade ao longo dos quatro anos.

O efeito da filtragem sobre as séries pode ser melhor observado nas Figuras 5.38 e 5.39, que são as séries anuais de 1987 e 1989 para a posição S5.

Nestas Figuras, as linhas legendadas por S5 representam os dados brutos, enquanto que as legendadas por S5F representam os dados após a filtragem. Apesar do filtro utilizado ser suave e de pequena extensão (3 pontos), o resultado é bastante significativo, removendo todas as oscilações de alta frequência, preservando apenas as variações de temperatura de média e baixa frequências.

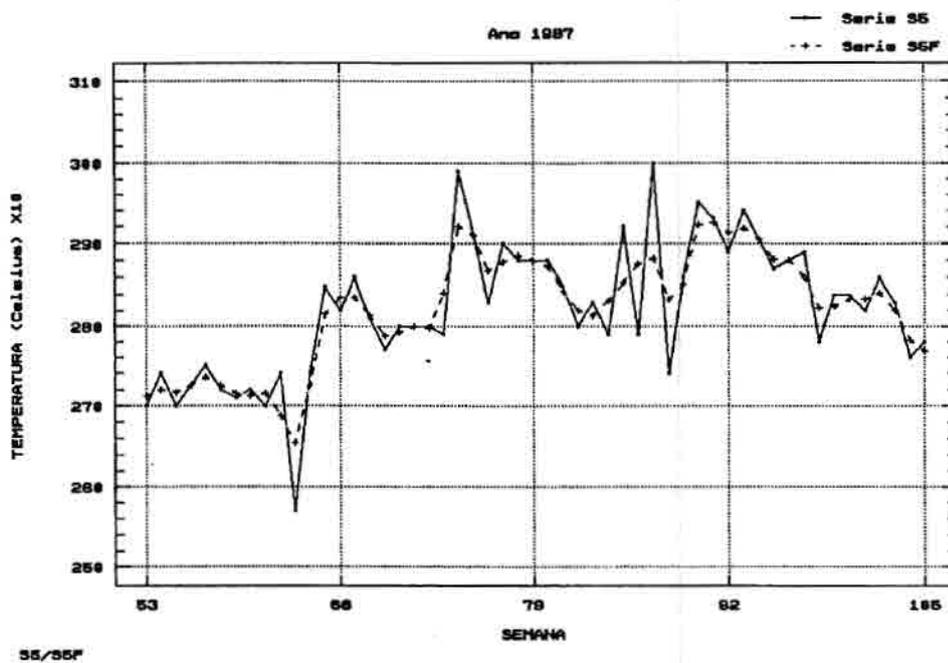


Fig. 5.38 - Série de tempo na posição S5, ano de 1987.

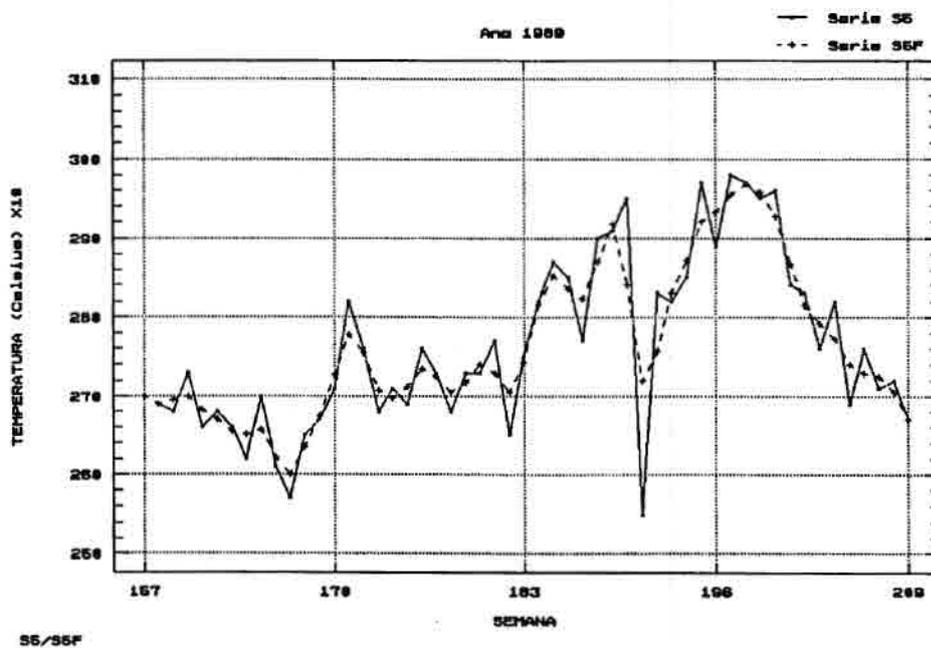


Fig. 5.39 - Série de tempo na posição S5, ano de 1989.

5.2.5 - SUMÁRIO ESTATÍSTICO

Outra maneira de se avaliar a suavização das séries é através de parâmetros estatísticos como a variância, que representa o desvio médio quadrático de todas as possíveis observações da série em relação à sua média, ou como o desvio padrão, que é simplesmente a raiz quadrada da variância, usado para deixar a unidade de medida do parâmetro da mesma forma que a série original. A amplitude, diferença entre o maior e menor valor da série, também expressa bem o efeito da filtragem. A Tabela 5.1 contém o sumário estatístico das séries completas brutas e filtradas.

TABELA 5.1 - SUMÁRIO ESTATÍSTICO PARA AS SÉRIES BRUTAS E FILTRADAS (VALORES EM °C)*

SÉRIE	MÉDIA	VARIÂNCIA	DESVIO PADRÃO	VALOR MÍNIMO	VALOR MÁXIMO	AMPLITUDE
S5	27,83	0,95	0,97	25,5	30,3	4,8
S6	27,44	0,90	0,95	25,1	29,8	4,7
S7	27,36	0,73	0,85	25,1	29,6	4,5
S4	27,65	1,11	1,05	24,0	30,6	6,6
S5F	27,86	0,73	0,85	26,0	29,67	3,67
S6F	27,46	0,73	0,85	25,6	29,26	3,66
S7F	27,39	0,57	0,75	25,47	29,17	3,7
S4F	27,65	0,65	0,80	25,97	29,8	3,82

(*) exceto a variância.

O efeito da suavização nas séries é reduzir a sua variância. Tanto a variância quanto o desvio padrão por si só não representam muito quando observados isoladamente. Estes parâmetros estatísticos são úteis quando comparados entre as séries, mostrando uma tendência de aproximação do valor médio ou central (quando o desvio padrão é pequeno) ou uma tendência de espalhamento (desvio padrão grande). Podemos perceber que a série S4 é a que possui a forma mais espalhada, com o maior desvio padrão e a maior amplitude, apesar de sua média ser bem próxima à das demais séries. Porém, após a filtragem, o seu desvio padrão se aproximou mais das outras séries, ficando

a amplitude mais coerente com as demais. Isto comprova a validade na utilização do filtro até mesmo como um homogeneizador das séries.

5.2.6 - TESTE PARA UMA DISTRIBUIÇÃO NORMAL

Neste ponto do trabalho desejou-se saber se as séries de tempo obedeciam a uma distribuição normal ou próxima à normal.

Inicialmente vamos definir o conceito do que vem a ser "curtose". A curtose é o grau de achatamento de uma distribuição, considerado usualmente em relação a uma distribuição normal. A distribuição que tem seu pico relativamente alto é denominada "leptocúrtica", enquanto que a distribuição que tem o topo achatado é denominada "platicúrtica". A distribuição normal, que nem é muito pontiaguda nem muito achatada, é denominada "mesocúrtica". O valor do coeficiente de curtose para uma distribuição normal é igual a zero, positivo para uma distribuição leptocúrtica e negativo para uma platicúrtica.

Os valores do coeficiente de curtose para as séries filtradas foram:

- S5 → -0,93
- S6 → -0,76
- S7 → -0,12
- S4 → -0,68,

o que demonstra que todas as séries são platicúrticas, ou com o topo achatado, porém muito próximas de uma distribuição normal. A Figura 5.40 mostra o histograma de frequências da série filtrada do ponto S5, para os quatro anos, com uma curva normal ajustada sobre ele, o que mesmo visualmente já indica uma proximidade muito grande da série com uma distribuição normal.

A Figura 5.41 é o histograma com uma curva normal ajustada para a série do ponto S7. Pode-se notar que a curva normal ajustada é mais pontiaguda do que a da Figura 5.40, não tendo o topo achatado, indicando um valor de coeficiente de curtose mais próximo de zero que o calculado para a série S5.

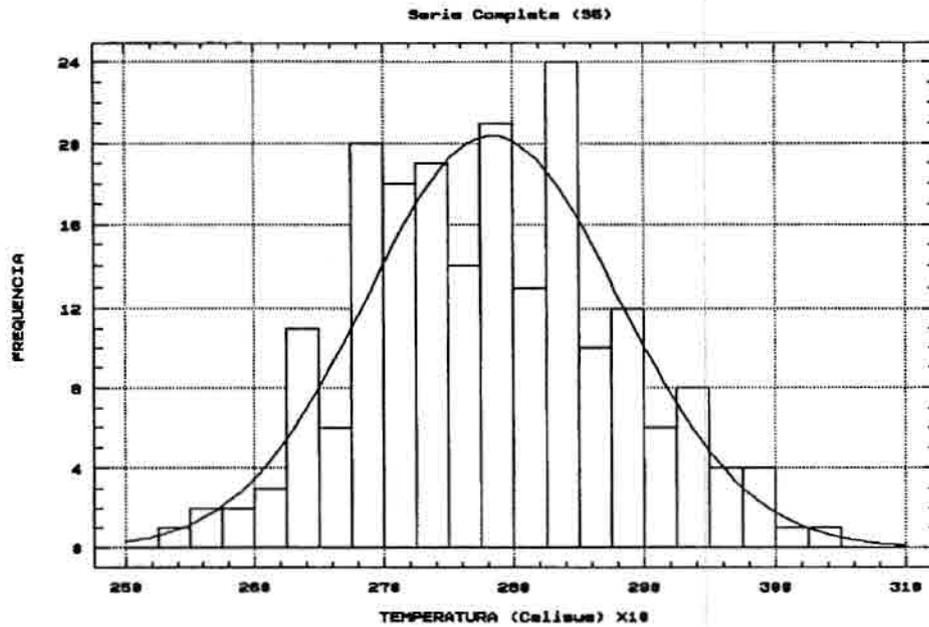


Fig. 5.40 - Histograma da série de tempo para a posição S5, dados filtrados, com uma curva normal ajustada.

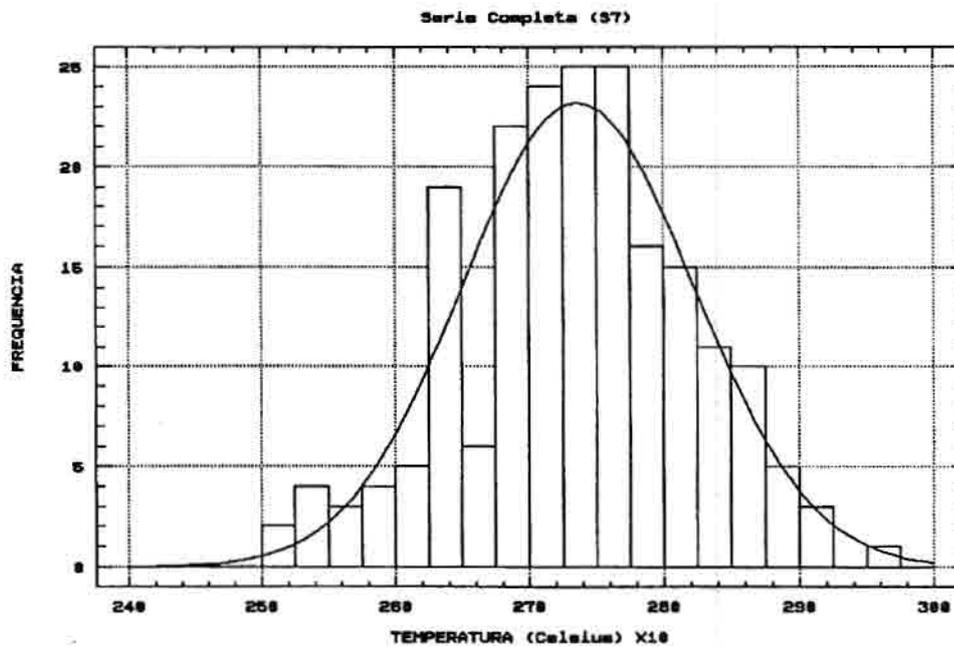


Fig. 5.41 - Histograma da série de tempo para a posição S7, dados filtrados, com uma curva normal ajustada.

A avaliação do coeficiente de curtose para cada ano individualmente indicou que as distribuições são platicúrticas, mas também muito próximas de uma distribuição normal. Isto nos levou a acreditar que pudéssemos considerar todas as séries de tempo analisadas como possuindo uma distribuição equivalente à normal.

5.2.7 - TESTE DO QUI-QUADRADO (χ^2)

Uma vez tendo determinado que as séries de tempo empregadas neste estudo obedecem a uma distribuição muito próxima à normal, desejou-se saber se a série de quatro anos para cada posição de amostragem possuía alguma anomalia interna, ou seja, era necessário determinar o quanto a distribuição de um ano da série era parecida com a distribuição dos demais anos da mesma série.

O problema comumente encontrado na estatística elementar é aquele de comparar a distribuição de observações de uma amostra com alguma distribuição padrão definida inicialmente. O teste normalmente utilizado para este fim é o teste do qui-quadrado (χ^2), que testa dados aleatórios que possuam distribuição normal, identificando a afinidade de ajustamento de uma série com outra.

Se amostras de tamanho n são tomadas de uma população normal tendo média μ e desvio padrão σ_0 , cada observação dentro da amostra pode ser padronizada por

$$Z = \frac{x - \mu}{\sigma_0} \quad (5.1)$$

Os valores padronizados de Z são elevados ao quadrado e somados, formando um novo parâmetro estatístico

$$\sum Z^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i - \mu}{\tau} \right)^2 \quad (5.2)$$

denominado "qui-quadrado". Ele varia de amostra para amostra. A distribuição do qui-quadrado (plotagem de todas as amostras possíveis de tamanho n) é dependente do grau de liberdade e está relacionada com o tamanho da amostra (Davis, 1986).

O grau de liberdade (ν) é definido como o número de observações numa amostra menos o número de parâmetros estimados a partir da amostra. Em outras palavras, o grau de liberdade é o número de observações em excesso àqueles necessários para estimar os parâmetros da distribuição (op. cit., 1986).

Para cada posição de amostragem, o ano de 1987 (ano este utilizado para gerar as imagens temáticas) foi testado contra os demais da mesma série, utilizando o qui-quadrado. O resultado pode ser visualizado na Tabela 5.2. Para este teste foram utilizados os dados brutos, a fim de que se evitasse a indução de qualquer tipo de erro.

TABELA 5.2 - TESTE DO QUI-QUADRADO PARA AS QUATRO POSIÇÕES DE AMOSTRAGEM

POSIÇÃO	FREQU. OBSERV.	FREQU. ESPER.	QUI-QUADRADO	GRAUS DE LIBERDADE	NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA%
S5	87	86	21,39	44	0,998
S5	87	88	15,27	46	0,999
S5	87	89	25,30	47	0,995
S6	87	86	23,91	44	0,994
S6	87	88	15,40	46	0,999
S6	87	89	14,14	47	0,999
S7	87	86	24,50	44	0,992
S7	87	88	16,32	46	0,999
S7	87	89	18,78	47	0,999
S4	87	86	31,92	44	0,912
S4	87	88	19,86	46	0,999
S4	87	89	43,69	47	0,610

Ao se tentar a fixação de uma decisão, é conveniente a formulação de hipóteses ou de conjecturas a cerca da população. Essas suposições, que podem ou não ser verdadeiras, são denominadas "hipóteses estatísticas". Se uma hipótese for rejeitada quando deveria ser aceita, diz-se que foi cometido um "erro do tipo I". O nível de significância (α), expresso na Tabela 5.2, indica a probabilidade máxima, em

porcentagem, de testar uma hipótese estabelecida e de se sujeitar a cometer um erro do tipo I (Spiegel, 1984).

Existem tabelas que fornecem os valores críticos de qui-quadrado por ν graus de liberdade e para diferentes níveis de significância. Tomando como referência a tabela publicada em Davis (1986, Tabela 2.18, p. 83), e reproduzida no Apêndice B, temos que

GRAUS DE LIBERDADE	NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA		
	5%	2,5%	1%
30	43,77	46,98	50,89
40	55,76	59,34	63,69
50	67,50	71,42	76,15
60	79,08	83,30	88,38

Os valores de qui-quadrado encontrados na Tabela 5.2 são bem inferiores àqueles críticos para graus de liberdade entre 40 e 50 e com níveis de significância de 1%, que é o nível mais exigente na rejeição de uma hipótese correta.

Esta observação conduz à conclusão de que as séries para todos os pontos de amostragem são bastante coerentes interanualmente. Em cada ponto de amostragem, a diferença entre a distribuição do ano de 1987 e dos demais anos da mesma série é muito pequena, ou seja, este ano se ajusta muito expressivamente com os demais. Assim, a partir deste ponto, podemos afirmar que as séries de tempo são compostas por sequências anuais cujas distribuições são muito semelhantes, para um mesmo ponto de amostragem. Em outras palavras, para cada ponto, podemos considerar a união das quatro sequências anuais de TSM como uma série perfeitamente coerente.

5.2.8 - REMOÇÃO DA TENDÊNCIA

Uma série de tempo é uma função x aleatória, ou não-determinística, de uma variável independente t . As séries de TSM utilizadas neste trabalho são discretas, não sendo possível prever o instante seguinte da série, apenas a sua tendência de continuidade.

Experiências realizadas com muitos exemplos de séries temporais revelaram certos movimentos, ou variações, característicos,

alguns dos quais, ou todos, estando presentes em graus diversos. Os movimentos característicos das séries temporais podem ser classificados em quatro tipos principais:

- movimentos de longo prazo ou seculares, referentes à direção geral segundo a qual parece que o gráfico da série temporal se desenvolve, em um longo intervalo de tempo;
- movimentos ou variações cíclicas, referentes às oscilações a longo prazo ou aos desvios em torno da reta ou da curva de tendência. Estes ciclos podem ser ou não periódicos;
- movimentos ou variações estacionais (ou sazonais), que dizem respeito a padrões idênticos, ou quase idênticos, que uma série temporal parece obedecer durante os mesmos meses de anos sucessivos; e
- movimentos irregulares ou aleatórios, que se referem aos deslocamentos esporádicos das séries temporais (Spiegel, 1984).

Desta forma, observando novamente as Figuras 5.34, 5.35, 5.36 e 5.37, podemos identificar os seguintes movimentos característicos: estacionais (ou sazonais), representados pelos ciclos anuais de cada série; movimentos irregulares, oscilações presentes ao longo de toda a série; e cíclicos, pelos desvios ao redor do valor médio. O único movimento que não é claramente identificado nas séries é a tendência, ou movimento de longo prazo, e de todos os movimentos discutidos anteriormente, este é o que impede a correta comparação de uma série temporal com outra.

Com vimos, todas as séries obedecem a uma distribuição próxima à normal. Então, como poderemos comparar duas séries medidas na mesma unidade, porém com média e desvio padrão diferentes? Isto é conseguido facilmente se as séries forem centradas sobre uma mesma média. O procedimento mais óbvio seria subtrair um valor suficiente de uma série (ou adicionar este valor a outra série) para que as médias se movessem até a coincidência. Porém, o que se faz mais frequentemente é subtrair de uma curva (ou reta) ajustada à série cada observação individual da mesma, até que toda a série fique centrada em zero. Desta forma, as séries centradas na mesma média podem ser facilmente comparadas.

O propósito do estudo da tendência de uma série é saber, inicialmente, se existe esta tendência e como ela se caracteriza. Em segundo lugar, é permitir a sua remoção e a comparação das séries

normalizadas, pela colocação do valor central em zero. E, finalmente, permitir a elaboração dos espectros de frequência das série sem correr o risco de mascaramento das frequências mais baixas pela presença do sinal marcante que a tendência provoca neste tipo de análise.

Para o ajustamento das curvas que representariam a tendência das séries, foram testados três modelos, descritos a seguir com suas respectivas equações:

- linear $\rightarrow y = a + bx$
- quadrático $\rightarrow y = a + bx + cx^2$
- multiplicativo $\rightarrow y = ax^b$.

Destes modelos, o que apresentou menor erro médio foi o linear, tanto para as séries de quatro anos, quanto para as séries anuais. É evidente que a tendência de uma série de quatro anos é diferente da tendência de cada ano individualmente da mesma série. Foi feita, então, a opção da remoção da tendência pelo modelo linear.

A Tabela 5.3 apresenta os resultados da análise de regressão procedida sobre as séries completas e anuais, onde os coeficientes da reta de ajuste foram determinados.

**TABELA 5.3 - COEFICIENTES DO MODELO DE AJUSTE LINEAR
(MODELO: $Y = A + BX$)**

SÉRIE	INTERSEÇÃO (a)	DECLIVIDADE (b)
S5	276,77	0,017
S6	270,58	0,038
S7	270,64	0,031
S4	277,21	-0,006
S5-86	265,24	0,407
S5-87	259,56	0,283
S5-88	245,35	0,260
S5-89	209,61	0,364
S6-86	257,87	0,449
S6-87	250,05	0,365
S6-88	253,28	0,165
S6-89	206,33	0,372
S7-86	257,43	0,433

(continua)

Tabela 5.3 - Conclusão.

SÉRIE	INTERSECÇÃO (a)	DECLIVIDADE (b)
S7-87	252,40	0,323
S7-88	261,11	0,114
S7-89	234,57	0,205
S4-86	274,86	-0,033
S4-87	290,56	-0,144
S4-88	301,93	-0,176
S4-89	272,33	0,009

Utilizando-se estes coeficientes para ajustar as retas do modelo linear, o resultado deste ajuste teve uma correlação média em torno de 61% para a série S5, 64,5% para a série S6, 59% para a S7 e 51% para a S4, que foram os valores de correlação mais elevados encontrados dentre os modelos de ajuste testados.

Nos valores apresentados na Tabela 5.3, a temperatura encontra-se na escala original do arquivo (multiplicada por dez). Nesta Tabela, percebemos que nos pontos de amostragem S5, S6 e S7 as tendências anual e interanual são de uma elevação da temperatura média, mais significativa na posição S6. Já a posição S4 apresenta uma tendência de declínio da temperatura média ao longo dos quatro anos. A análise ano a ano para as posições de S5 a S7 indica que a maior tendência de elevação ocorreu em 1986, seguida de 1989, com exceção da posição S7, onde a segunda maior tendência ocorreu em 1987. As menores tendências foram registradas no ano de 1988. Na posição S4, o declínio mais intenso ocorreu em 1988, praticamente sendo nulo em 1989.

As Figuras 5.42 a 5.45 mostram o resultado da remoção da tendência das séries filtradas.

Após a remoção da tendência, sabemos que se um novo ajuste linear for feito, a reta ajustada resultante terá a interseção e a declividade iguais a zero.

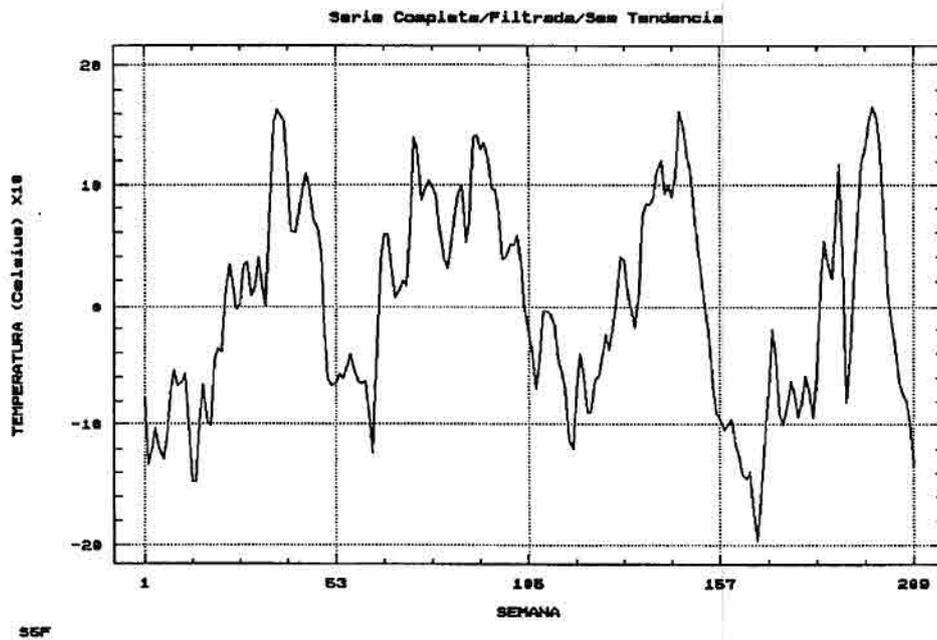


Fig. 5.42 - Série de tempo na posição S5, dados filtrados, tendência removida.

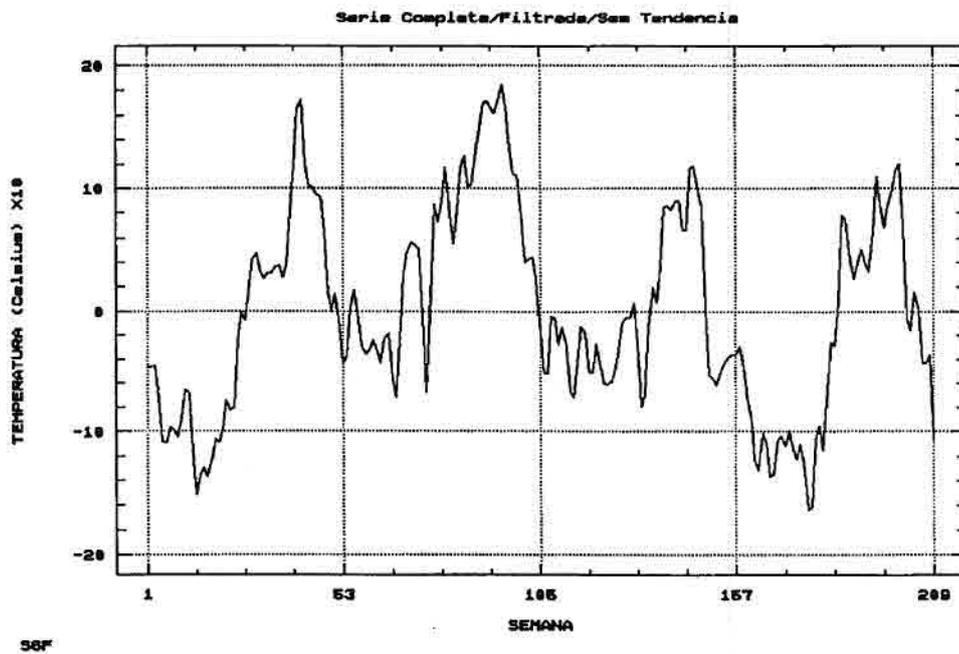


Fig 5.43 - Série de tempo na posição S6, dados filtrados, tendência removida.

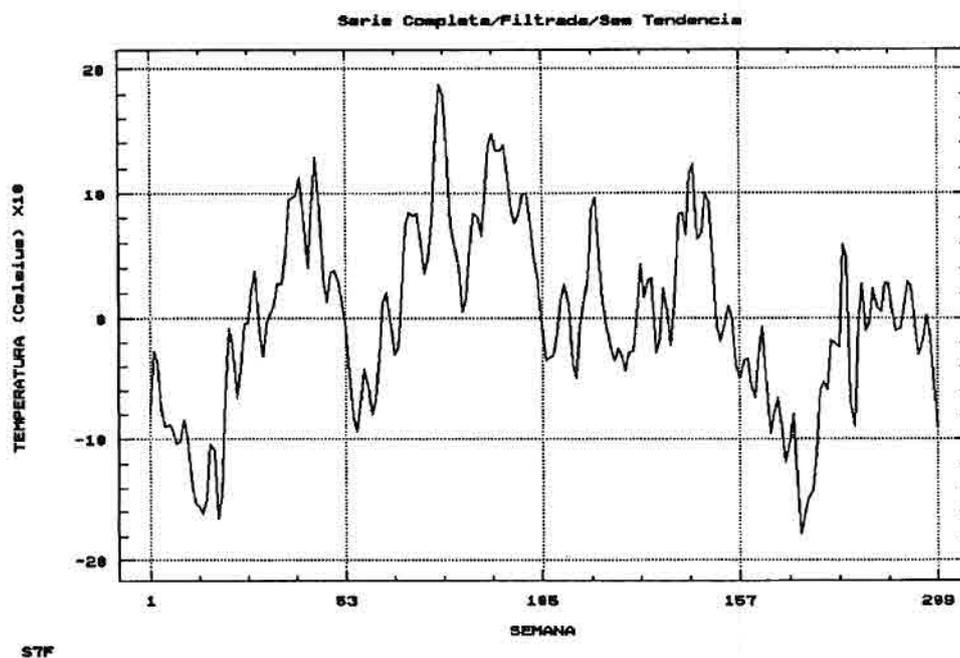


Fig. 5.44 - Série de tempo na posição S7, dados filtrados, tendência removida.

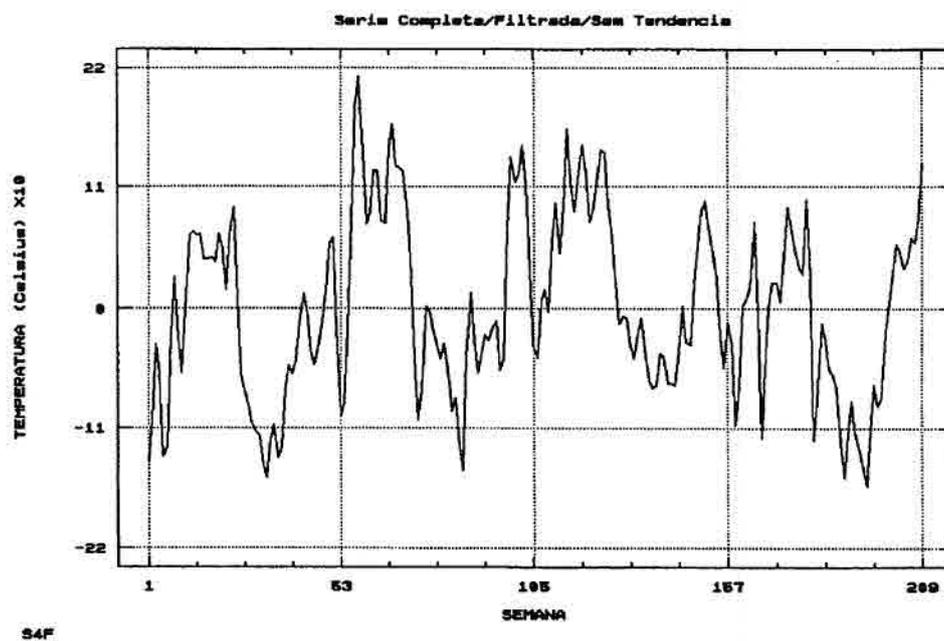


Fig. 5.45 - Série de tempo na posição S4, dados filtrados, tendência removida.

5.2.9 - DETERMINAÇÃO DAS FREQUÊNCIAS SIGNIFICATIVAS

As oscilações registradas nos pontos de amostragem, cuja velocidade de fase e comprimento já foram estimadas, carecem ainda de uma determinação mais conclusiva quanto às frequências presentes. A simples análise visual das séries de tempo não nos indica nada além dos ciclos anual e sazonal. É necessário estabelecer um processo de análise que indique quais são as frequências significativas.

Um modo comumente utilizado para analisar séries de tempo em estatística é através da estimativa do espectro de frequência, que permite a decomposição da variância do dado em contribuições sobre todo o campo de frequências. Esta análise se baseia na representação das séries como uma soma de curvas senoidais para as frequências. Este procedimento é implementado através da Transformada Rápida de Fourier (FFT - Fast Fourier Transform), sendo em seguida plotado o quadrado das amplitudes das senóides. O gráfico resultante, denominado "espectro de frequência estimado", é escalado de tal forma que se a média das séries é igual a zero, a soma das ordenadas do espectro de frequência será igual à soma dos quadrados dos valores da série.

A FFT é simplesmente um algoritmo, ou seja, um método particular de executar uma série de cálculos, que opera a Transformada Discreta de Fourier muito mais rapidamente que outros métodos. Este algoritmo requer somente $n \log_2 n$ operações aritméticas, enquanto procedimentos alternativos necessitam n^2 operações (Davis, 1986). Uma excelente introdução à FFT, incluindo a discussão da aritmética complexa, pode ser encontrada em Rayner (1971).

A Figura 5.46 é o espectro de frequência estimado para a série filtrada e com tendência removida da posição S5.

Como o algoritmo utilizado pelo "Statgraphics" emprega no cálculo da ordenada a soma dos quadrados das amplitudes dos coeficientes das equações de Fourier, o valor resultante para uma determinada frequência, se esta for extremamente significativa (como é o caso da frequência referente ao ciclo anual), será muito alto.

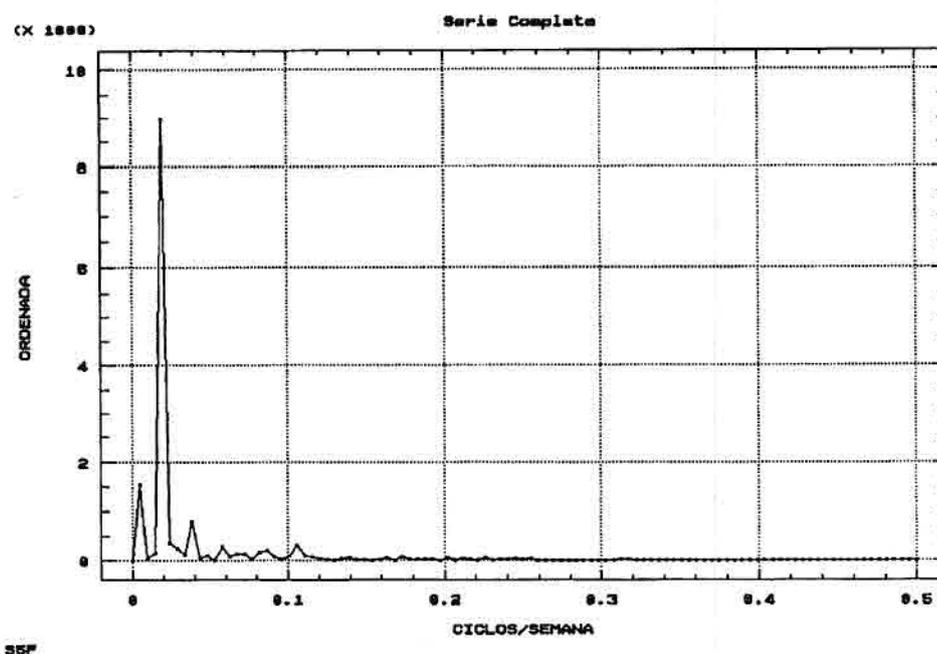


Fig. 5.46 - Espectro de frequência estimado para a posição S5, série completa.

Na Figura acima, sobressaem apenas os três primeiros "picos", cujas frequências são 0,00481, 0,01923 e 0,03846 ciclos/semana, o que equivalem a períodos de 208, 52 e 26 semanas, respectivamente. Estes períodos representam a própria série (frequência fundamental utilizada na decomposição da série) e os ciclos anual e semi-anual. Tal fato também ocorre, como é previsível, nas séries completas referentes aos pontos S6, S7 e S4. A única diferença é no espectro de frequência referente à posição S6, onde o ciclo semi-anual aparece com um valor de ordenada bem pequeno, quando comparado com os valores das outras séries. No nosso estudo daremos maior atenção às frequências maiores do que as supramencionadas.

Para que o resultado do espectro de frequência pudesse ser melhor visualizado, foram reduzidas as escalas das ordenadas, de modo a que melhor aparecessem as frequências maiores que o ciclo semi-anual. A Figura 5.47 é o mesmo espectro de frequência da Figura 5.46, porém a escala das ordenadas, que originalmente era de 0-10.000, agora é de apenas 0-400. Podemos ver nessa nova Figura que os três pri-

meiros picos relacionados anteriormente foram "cortados", evidenciando agora as demais frequências.

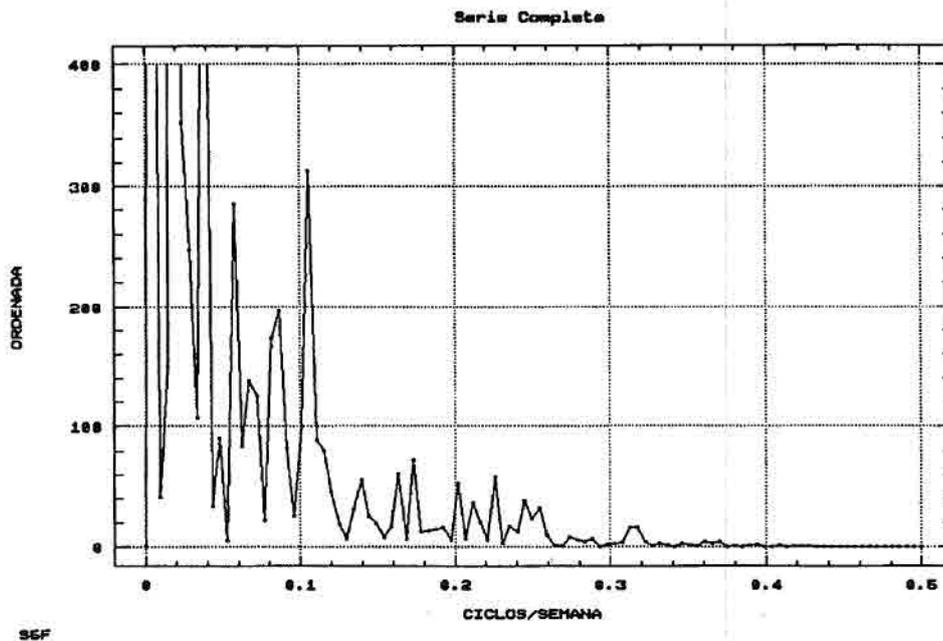


Fig. 5.47 - Espectro de frequência para a posição S5, série completa, re-escalado.

Nesta Figura existem várias frequências que poderiam ser chamadas de significativas, como a de 0,10577 ciclos/semana, que equivale ao período de 9,45 semanas, ou 66 dias. Cabe aqui fazer a seguinte pergunta: como saber se esta frequência é realmente significativa, ou seja, como saber se este pico denota uma frequência dominante no espectro ou é apenas a decorrência de um somatório de sinais aleatórios ou ruídos que ainda não foram filtrados?

Com o intuito de dirimir esta dúvida, adotou-se a metodologia a seguir descrita.

5.2.9.1 - CÁLCULO DO PATAMAR DE INCERTEZA

McClain et al. (1985), fazendo um estudo comparativo entre os dados de TSM extraídos de imagens AVHRR e coletados por navios, chegaram ao resultado final de que a diferença entre as medições foi da ordem de 0,3-0,4°C (com o dado de satélite sendo menor que o de navio), com desvio padrão de 0,5-0,6°C. Usando uma técnica refinada para os dados do satélite NOAA-9, eles obtiveram uma diferença de -0,1°C, com desvio padrão de 0,5°C. De um modo prático, eles recomendam que se considere a precisão do algoritmo da Universidade de Miami como sendo de 0,5°C.

Partindo-se deste valor, foi gerada uma série de números aleatórios cuja extensão coincidia com a das séries de tempo (209 valores). O intervalo de geração dos números aleatórios foi de $-5 \leq n \leq +5$ que na escala de temperatura das séries de tempo equivale ao intervalo de $-0,5^\circ\text{C} \leq \text{TSM} \leq 0,5^\circ\text{C}$. Esse intervalo já levou em consideração o fato das séries de tempo estarem normalizadas após a remoção da tendência.

Vimos, todavia, que as séries de tempo foram filtradas para que pudessem ser removidas as altas frequências, processamento este que deverá ser observado também sobre a série aleatória, para que possa ficar compatível estatisticamente com os dados de TSM. O resultado da geração da série aleatória filtrada e normalizada pode ser visto na Figura 5.48.

Após a filtragem, a média da série aleatória se reduziu de 0,21 para 0,20, com variância passando de 9,034 para 3,343. A amplitude original de 9,94 agora ficou em 8,61. O valor do coeficiente de curtose de -0,53 indica que sua distribuição é muito próxima de uma normal, o que se ajusta com muita propriedade aos dados das séries de tempo. Para a filtragem, utilizou-se a mesma janela de suavização empregada nas séries de tempo, a "Hanning", adotando-se os mesmos pesos para os coeficientes.

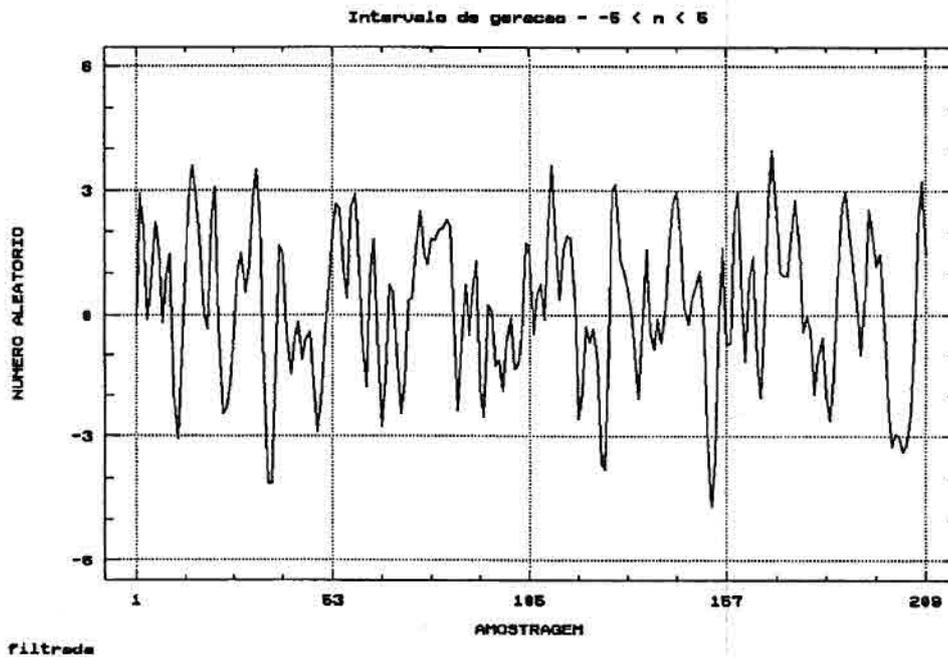


Fig. 5.48 - Série de tempo de números aleatórios.

De posse da série aleatória filtrada e normalizada, gerou-se o seu espectro de frequência, com o objetivo de se determinar as frequências de maior evidência e os valores de ordenada correspondentes. Neste caso, as frequências não têm um significado muito especial como a ordenada, por se tratar de uma série de números aleatórios. O espectro resultante é mostrado na Figura 5.49.

Como o intervalo de geração dos números aleatórios representa o erro da metodologia de obtenção da TSM a partir dos dados do AVHRR ($0,5^{\circ}\text{C}$), ou a própria precisão do método, a maior ordenada no espectro de frequência representada na Figura 5.49 indica o limite inferior a partir do qual as ordenadas dos demais espectros deve ser desconsiderada, por haver uma grande probabilidade destes valores serem decorrentes de sinais aleatórios. Assim, o maior valor de ordenada produzido por uma série aleatória filtrada e normalizada, com uma amplitude equivalente à precisão do método de obtenção da TSM, é igual a 55,5418 na frequência de 0,03846. Aquele valor será o patamar dos demais espectros de frequência das séries reais, limite abaixo do qual todos os sinais encontrados podem ser oriundos de um fenômeno natural ou, em igual probabilidade, originados pelo somatório de vários

sinais aleatórios. Este será o "patamar de incerteza". As frequências encontradas nos espectros das séries reais, cujas ordenadas sejam inferiores a 55,5, serão consideradas frequências "não significativas".

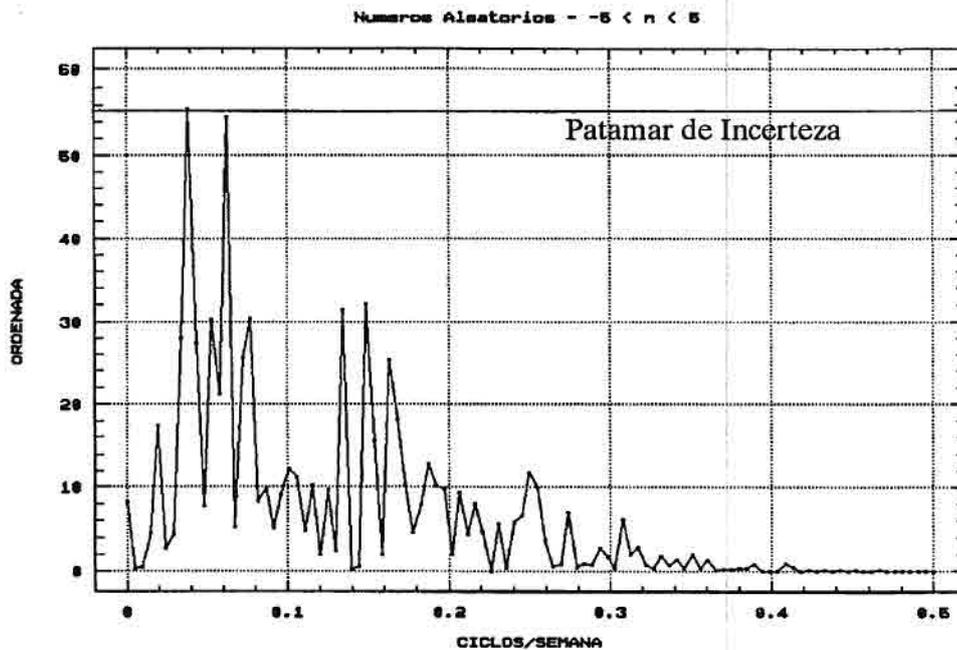


Fig. 5.49 - Espectro de frequência da série de números aleatórios.

Voltando à análise da Figura 5.47, traçando um linha imaginária no patamar de 55,5, observa-se que muitas frequências possuem ordenadas muito acima deste valor, podendo assim serem consideradas significativas. Para esta posição de amostragem (S5), considerando apenas as frequências significativas maiores que o ciclo semi-anual, temos os seguintes valores:

FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	ORDENADA	PERÍODO (semanas - dias)
0,04808	91,0075	20,8 - 146
0,05769	284,3910	17,3 - 121
0,06731	137,6020	14,9 - 104
0,08654	156,9430	11,6 - 81
0,10577	312,9970	9,5 - 66
0,17308	72,8905	5,8 - 40

Estes são os principais sinais presentes na série S5, sendo os mais significativos os de 121 dias, 81 dias (possivelmente referente ao ciclo sazonal) e o de 66 dias. Este último, sem dúvida, constitui uma oscilação intrassazonal, tendo sido ainda o maior sinal encontrado após o ciclo semi-anual.

5.2.9.2 - MÉTODO ALTERNATIVO DE CÁLCULO DO ESPECTRO

O "Statgraphics" é um "software" comercial e, como tal, tem seus algoritmos computacionais inacessíveis aos usuários. Existem várias maneiras de se obter um espectro de frequência usando a FFT ou mesmo a série de Fourier clássica. É bastante temeroso aceitar sem restrições o resultado do espectro de frequência calculado pelo "software", uma vez que não temos acesso aos programas-fonte. O ideal é que se tenha um termo de comparação.

Lorenzetti (1976) utilizou uma extensão de um programa para análise espectral desenvolvido por Everett J. Fee (Fee, 1969) para caracterizar as oscilações do nível do mar em Cananéia (SP) e Bom Abrigo (SP), através das análises dos espectros de energia dessas oscilações. A listagem deste programa encontra-se no Apêndice C. Este mesmo programa foi utilizado para calcular o espectro de frequência para as séries de tempo de TSM dos pontos de amostragem, para que se pudesse fazer uma comparação dos resultados. Diferente do "Statgraphics", este programa, doravante denominado "FORTRAN", permite o uso de uma janela espectral com tamanho variável que se queira considerar, alterando os graus de liberdade com que as frequências são calculadas. A janela espectral utilizada é a Tukey, cujo efeito é extrair as frequências mais significativas, evitando que apareçam no espectro sinais contaminantes, conhecidos como "ruídos de fundo" (maiores detalhes sobre a janela espectral Tukey podem ser encontrados em Jenkins e Watts (1969), p. 239-248).

A janela espectral é um filtro no domínio da frequência, diferente do filtro "Hanning" por exemplo, que é um suavizador no domínio do tempo. A variação no tamanho da janela espectral acarreta uma maior suavização no espectro de frequência. Quanto maior a janela espectral, menores os graus de liberdade e a largura de banda, deixando o espectro mais detalhado; quanto menor a janela, maiores os graus de liberdade e a largura de banda, resultando num espectro mais

suavizado (Jenkins e Watts, 1969). O programa FORTRAN opera séries de tempo cujas quantidades de termos sejam potências de 2 (séries que tenham 2^n termos).

A Figura 5.50 mostra o espectro de frequência para a posição S5, usando o mesmo conjunto de dados utilizado para a geração do espectro da Figura 5.47, empregando três tamanhos de janela espectral, desde a mais detalhada (104, equivalente à série completa, $n/2$ termos da série), passando pela intermediária (52, equivalente a $n/4$) até a de maior suavização (26, equivalente a $n/8$ termos da série).

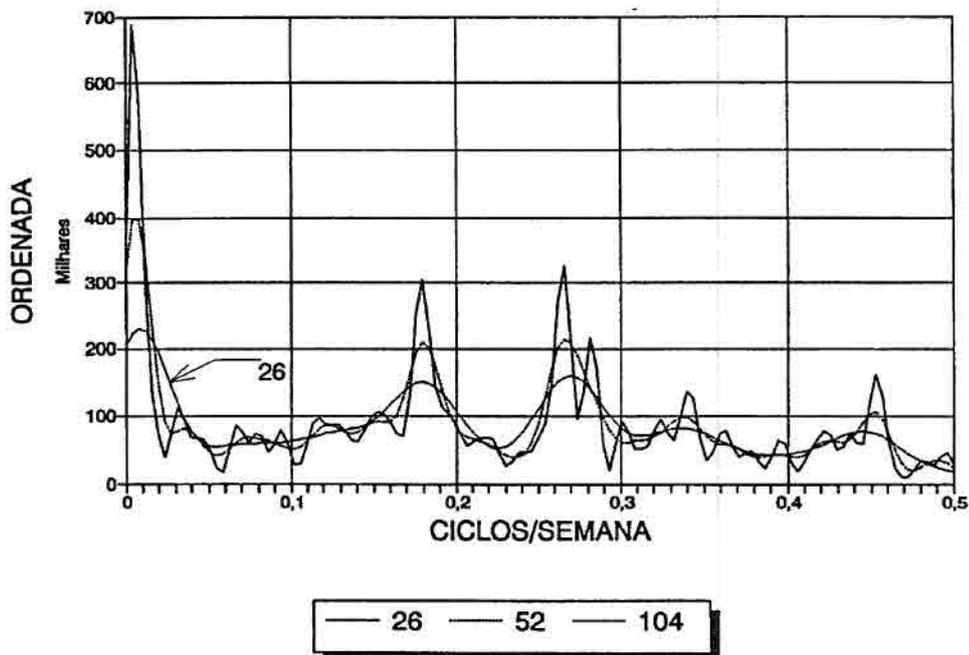


Fig. 5.50 - Espectro de frequência para a posição S5, série completa, programa FORTRAN.

Como podemos observar, quando comparados os espectros da Figura acima com aquele mostrado na Figura 5.47, as diferenças são bastante marcantes, aparecendo sinais onde outrora nada de significativo ocorreu, além de aparecer uma dispersão em torno do valor mais proeminente. Esta grande diferença se deve ao fato da Figura 5.47 ser um espectro de frequência sem filtragem, enquanto que a Figura 5.50 é

o mesmo espectro, porém tendo sofrido um processo de filtragem pelo uso de uma janela espectral.

Na Figura 5.50, as frequências dominantes foram as seguintes:

FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	ORDENADA	PERÍODO (semana - dias)
0,003906	687.940	265,0 - 1.792
0,031250	112.150	32,0 - 224
0,066406	85.851	15,1 - 105
0,117188	96.202	8,5 - 60
0,152344	106.080	6,6 - 46
0,179688	304.710	5,6 - 39
0,265625	326.940	3,8 - 26
0,281246	216.740	3,6 - 25
0,339847	137.370	2,9 - 21
0,453124	162.370	2,2 - 15

Os períodos coincidentes (ou aproximados) com aqueles obtidos na Figura 5.47 foram os de 105, 60 e 39 dias, sendo os demais outros sinais que o primeiro programa não revelou. Agora apareceram ciclos bem pronunciados de 39 dias e 26/25 dias, caracterizando bastante um período de oscilações intrassazonais, além de outros períodos bem curtos, como 21 e 15 dias.

Ficou evidente que os dois programas ("Statgraphics" e FORTRAN) operam as séries de tempo de forma diferente. O primeiro executa a FFT sem proceder qualquer tipo de janelamento espectral, utilizando $n/2$ elementos da série. O segundo programa, como visto, permite o uso de uma janela espectral de tamanho variável para filtragem do espectro, o que sem dúvida suaviza o espectro resultante, eliminando os ruídos de fundo.

Porém, resta saber ainda se o "Statgraphics" apresenta um espectro de frequência que, apesar de não sofrer nenhum tipo de suavização por meio de janelas espectrais, representa com precisão todas as frequências presentes nas séries, mesmo que contaminadas por ruídos de fundo. Esta comprovação se faz necessária pela disparidade de resultados encontrados nos dois caminhos seguidos anteriormente. Só a partir desta comprovação poderá se proceder a comparação entre os métodos.

Com a finalidade de dirimir este tipo de dúvida, criou-se um programa em linguagem "BASIC" para calcular o espectro de frequência de uma série pela análise clássica de Fourier, sem lançar mão de qualquer algoritmo mais sofisticado. O resultado deste programa deverá ser testado contra o espectro de frequência equivalente executado pelo "Statgraphics", o que validará ou desqualificará aquela metodologia. Se o resultado for positivo, o "Statgraphics" continuará sendo usado no restante do estudo; caso seja negativo, a análise clássica de Fourier passará a ser utilizada em lugar deste.

Barros (1972) define o conjunto de funções contínuas reais, de variáveis reais, num intervalo fechado $[a,b]$ como $C[a,b]$. Sejam f, g duas funções quaisquer pertencentes a $C[a,b]$, e $\omega \in C[a,b]$ uma função denominada "peso", tal que $\omega(x) > 0$ para $a < x < b$. Será indicado, então, por $(f|g)$ o número real definido por

$$(f|g) = \int_a^b \omega(x) f(x) g(x) dx \quad (5.3)$$

A aproximação de $f(x)$ no intervalo $[0, 2\pi]$

$$a_0 + a_1 \cos x + b_1 \sin x + \dots + a_n \cos nx + b_n \sin nx \quad (5.4)$$

pelo método dos mínimos quadrados, quando

$$(f|g) = \int_0^{2\pi} f(x) g(x) dx$$

é chamada de "análise harmônica". Os termos

$$a_k \cos kx + b_k \sin kx$$

podem ser colocados na forma

$$A_k \sin(kx + \phi_k)$$

onde

$$A_k = (a_k^2 + b_k^2)^{1/2} \quad e \quad (5.5)$$

$$\operatorname{tg} \phi_k = a_k / b_k \quad (5.6)$$

e são chamados de "harmônicos de ordem k ". O termo A_k é denominado "amplitude" e ϕ_k "ângulo de fase".

Se utilizarmos

$$(f|g) = \sum_{j=1}^{2m} f(x_j) g(x_j) \quad (5.7)$$

com $x_j = \frac{\pi}{m} j$ ($j = 1, 2, \dots, 2m$), estaremos fazendo uma análise harmônica aproximada. No caso discreto, os coeficientes da equação seriam dados por

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{1}{2m} \sum_{j=1}^{2m} f(x_j) \\ a_k &= \frac{1}{m} \sum_{j=1}^{2m} f(x_j) \cos kx_j, \quad 1 \leq k < m \\ b_k &= \frac{1}{m} \sum_{j=1}^{2m} f(x_j) \sin kx_j, \quad 1 \leq k < m \end{aligned} \quad (5.8)$$

Assim, o programa BASIC para o cálculo aproximado do espectro da série passou a ser:

```

10 DIM (AM)500,A(500),B(500),C(500),F(500),FQ(500)
20 PRINT "NR DE PONTOS DA AMOSTRA?"
30 INPUT N
40 ARQ$="SAFO.DAT"
42 OPEN ARQ$ FOR INPUT AS#1
44 FOR I=1 TO N
46 INPUT #1,AM(I)
48 NEXT I
50 CLOSE #1
80 FOR K=1 TO N/2
90 A(K)=0.0 : B(K)=0.0
100 FOR J=1 TO N
110 X=3.141592*J/(N/2)
120 AL=AM(J)*COS(X*K)
130 A(K)=A(K)+AL
140 OL=AM(J)*SIN(X*K)
150 B(K)=B(K)+OL
180 NEXT J
190 A(K)=A(K)/(N/2)
200 B(K)=B(K)/(N/2)

```

```

210 C(K)=A(K) ^ 2+B(K) ^ 2
230 NEXT K
240 ARQ1$="SAIDA"
242 OPEN ARQ1$ FOR OUTPUT AS#2
244 FOR IJ=1 TO N/2
246 FQ(IJ)=IJ/N
248 PRINT #2 ,USING "####";IJ; ; PRINT #2 ,USING "#####";
C(IJ); ; PRINT #2 ,USING "#.###";FQ(IJ)
250 NEXT IJ
252 CLOSE #2
254 STOP
256 END

```

Este programa, com 31 linhas de comando, calcula a série de Fourier do modo mais primitivo, por assim dizer, e até mesmo do modo mais confiável. A série S5 foi submetida ao programa no mesmo formato de entrada usado para o "Statgraphics", ou seja, filtrada e com a tendência removida. Para que se pudessem obter valores altos para as ordenadas, as variáveis A(K) e B(K) não foram divididas por N/2, deixando assim C(K) de representar a potência das oscilações. O resultado do programa foi plotado usando os recursos da planilha eletrônica "QUATTRO PRO, © 1991 by Borland Internacional Inc., version 3.0", o mesmo recurso empregado para plotar os resultados do programa FORTRAN. A Figura 5.51 mostra o espectro de frequência resultante.

Novamente os períodos de 208, 52 e 26 semanas apareceram bastante significativos. Ampliando a escala das ordenadas, cujo resultado é visto na Figura 5.52, e comparando os valores com aqueles obtidos na Figura 5.47, identificamos uma semelhança visual muito grande. Uma análise mais cuidadosa das frequências significativas indicou uma similaridade acima da esperada, o que comprova que o "Statgraphics" é bastante adequado para efetuar este tipo de processamento.

A Figura 5.53 é o espectro de frequência para o ponto de amostragem S6, que apresentou algumas frequências próximas às da posição S5, porém não tão significativas. A Figura 5.54 é o espectro da mesma posição executado pelo programa BASIC, apresentado aqui com o objetivo de permitir uma comparação visual entre os métodos.

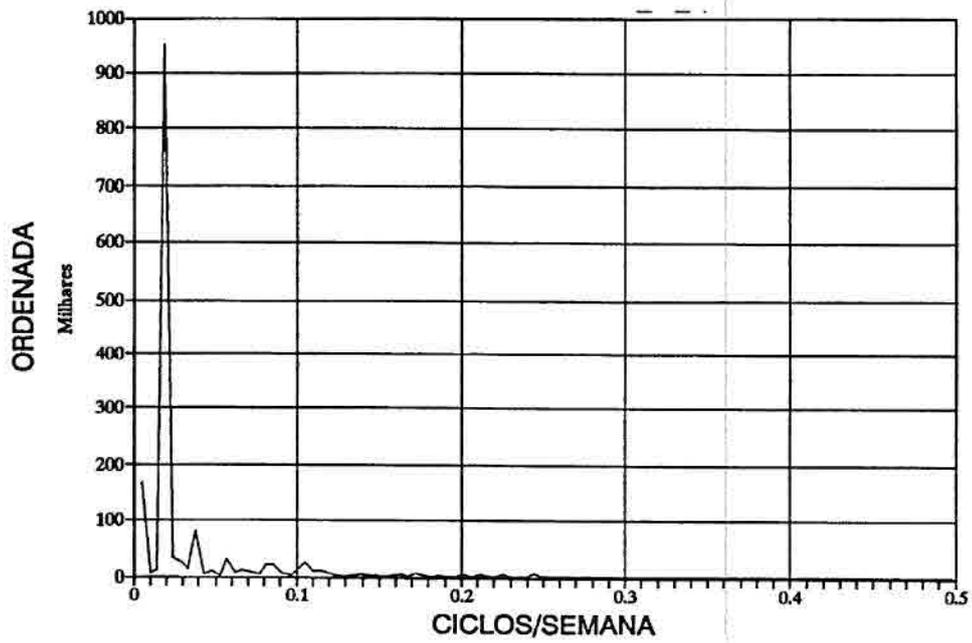


Fig. 5.51 - Espectro de frequência para a posição S5, série completa, programa BASIC.

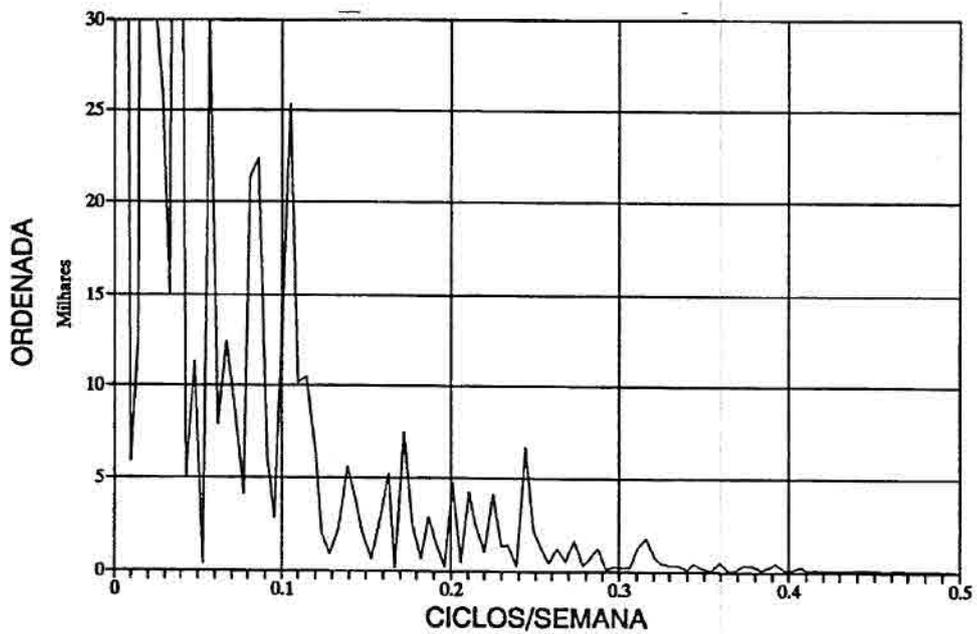


Fig. 5.52 - Espectro de frequência para a posição S5, série completa, programa BASIC, re-escalado.

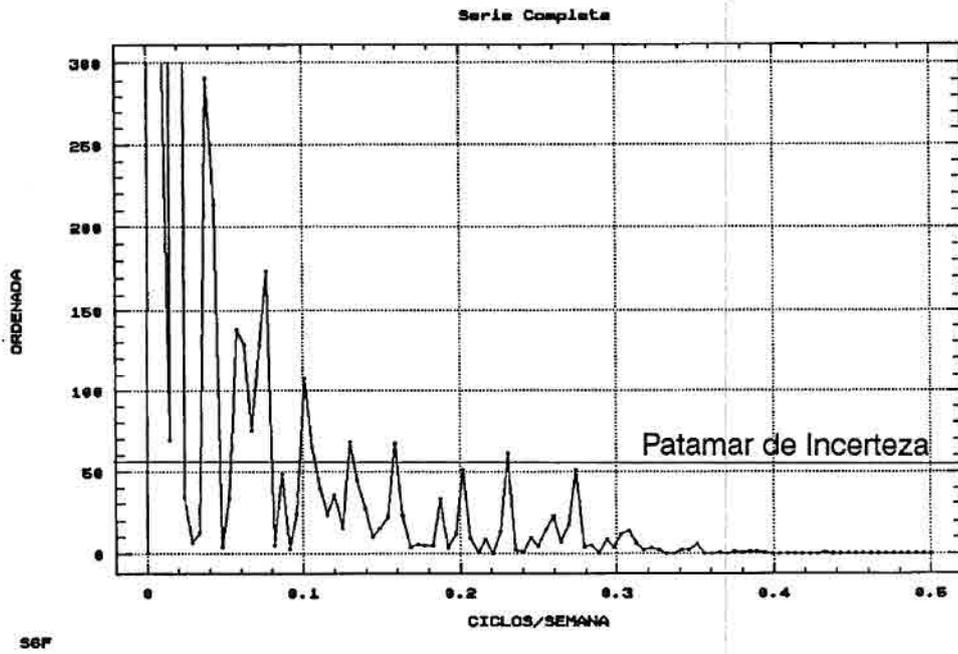


Fig. 5.53 - Espectro de frequência para a posição S6, série completa.

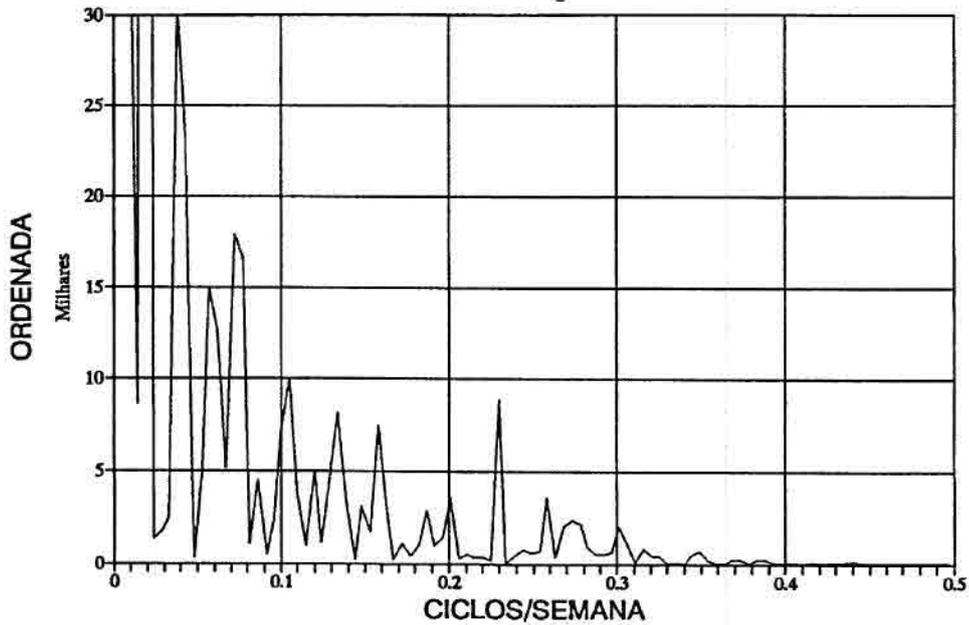


Fig. 5.54 - Espectro de frequência para a posição S6, série completa, programa BASIC.

A Figura 5.55 é o espectro de frequência para a posição de amostragem S6, executado pelo programa FORTRAN, mostrando as diferenças entre as frequências obtidas com e sem o uso de janela espectral.

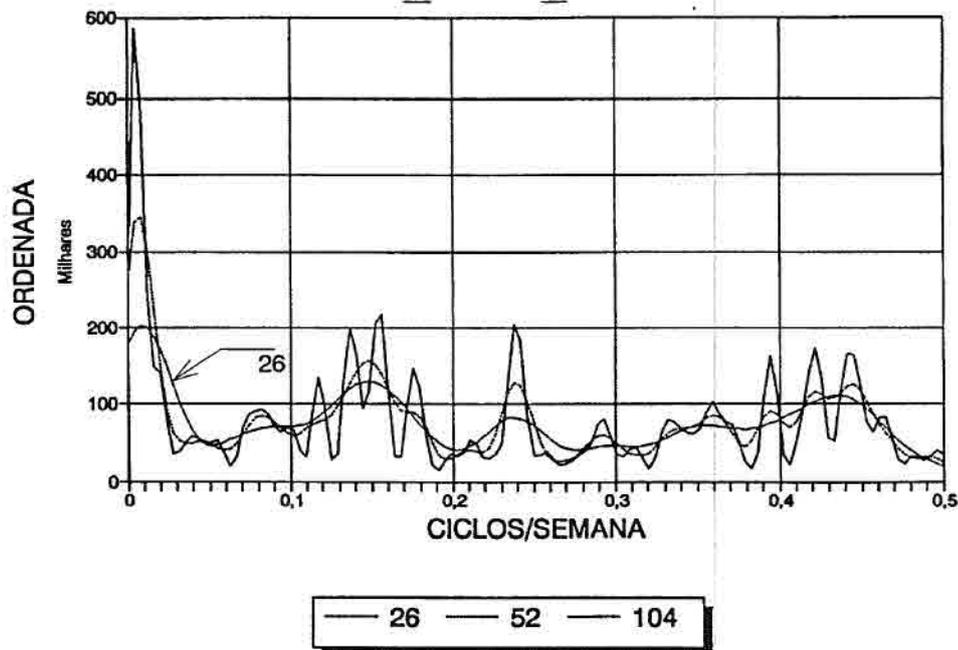


Fig. 5.55 - Espectro de frequência para a posição S6, série completa, programa FORTRAN.

Desta forma, pode-se dizer que o "Statgraphics" é um bom estimador das frequências da série, sem levar em consideração, contudo, se esta possui algum sinal contaminante. Vê-se, desta forma, que à exceção do uso ou não da janela espectral, o "software" é indicado para uma comparação com o programa FORTRAN.

5.2.10 - FREQUÊNCIAS SIGNIFICATIVAS

Como os processamentos dos espectros de frequência podem ser feitos com ou sem o uso da janela espectral, o ideal seria construir uma tabela que sumarizasse as frequências mais significativas obtidas por ambos os métodos, para as séries completas de quatro anos de amostragem. Nesta tabela, seriam conhecidos os pontos de

amostragem e frequências encontradas. Cabe ressaltar que não foi estipulado nenhum patamar de incerteza para o programa FORTRAN, adotando como significativas aquelas frequências que são evidentes usando qualquer tamanho de janela espectral, ou seja, mesmo variando a largura de banda, a frequência encontrada não se desloca de sua posição sobre o espectro.

A opção de usar os dois métodos para obtenção dos espectros de frequência é o de garantir que nenhum sinal significativo seja perdido. O programa FORTRAN, ao eliminar os ruídos de fundo pelo uso da janela espectral, pode estar eliminando também sinais que não possam ser considerados como ruído. Da mesma forma, o "Statgraphics" poderia mostrar sinais que, na realidade, não passam de interferência ao espectro real.

A Tabela 5.4 mostra as frequências significativas para as séries completas de 4 anos, obtidas através dos dois programas. Dos valores obtidos para o programa FORTRAN, serão considerados apenas aqueles menores que 208 semanas, referentes à série completa, em face do espectro de frequência haver apresentado um valor de 256 semanas como primeiro sinal significativo. Da mesma forma, como o objetivo é detectar sinais intrassazonais, somente os períodos menores que 26 semanas (ciclo semi-anual) serão sumarizados.

TABELA 5.4 - FREQUÊNCIAS SIGNIFICATIVAS PARA AS SÉRIES COMPLETAS

SÉRIE	STATGRAPHICS		FORTRAN			
	FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	PERÍODO (sem.-dias)	FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	PERÍODO (sem.-dias)		
S5	(2)	0,05769	17,3 - 121	(8)	0,066406	15,1 - 105
	(3)	0,08654	11,6 - 81	(7)	0,117188	8,5 - 60
	(1)	0,10577	9,5 - 66	(6)	0,152344	6,6 - 46
				(2)	0,179688	5,6 - 39
				(1)	0,265625	3,8 - 26
				(3)	0,281246	3,6 - 25
				(5)	0,339847	2,9 - 21
				(4)	0,453124	2,2 - 15

(continua)

Tabela 5.4 - Conclusão.

SÉRIE	STATGRAPHICS		FORTRAN	
	FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	PERÍODO (sem.-dias)	FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	PERÍODO (sem.-dias)
S6	(2) 0,05769	17,3 - 121	(10) 0,082031	12,2 - 85
	(1) 0,07692	13,0 - 91	(8) 0,117188	8,5 - 60
	(3) 0,10096	9,9 - 69	(3) 0,136718	7,3 - 51
			(1) 0,156250	6,4 - 45
			(7) 0,175781	5,7 - 40
			(2) 0,238282	4,2 - 29
			(9) 0,359376	2,8 - 19
			(6) 0,394524	2,5 - 18
			(4) 0,421870	2,4 - 17
			(5) 0,441404	2,3 - 16
S7	(1) 0,05769	17,3 - 121	(3) 0,082030	12,2 - 85
	(2) 0,07692	13,0 - 91	(2) 0,101562	9,8 - 69
	(4) 0,09615	10,4 - 73	(1) 0,117188	8,5 - 60
	(5) 0,12981	7,7 - 54	(4) 0,136718	7,3 - 51
	(3) 0,17308	5,8 - 40	(5) 0,195313	5,1 - 36
			(6) 0,382819	2,6 - 18
S4	(3) 0,05769	17,3 - 121	(5) 0,089440	11,1 - 78
	(5) 0,06731	14,9 - 104	(8) 0,148438	6,7 - 47
	(6) 0,07692	13,0 - 91	(7) 0,175781	5,7 - 40
	(2) 0,08654	11,6 - 81	(9) 0,195313	5,1 - 36
	(1) 0,09615	10,4 - 73	(2) 0,289059	3,5 - 24
	(11) 0,10577	9,5 - 66	(1) 0,312500	3,2 - 22
	(13) 0,11538	8,7 - 61	(3) 0,332027	3,0 - 21
	(8) 0,13462	7,4 - 52	(4) 0,437503	2,3 - 16
	(10) 0,14904	6,7 - 47	(6) 0,457038	2,2 - 15
	(4) 0,15865	6,3 - 44		
	(7) 0,18750	5,3 - 37		
	(12) 0,20673	4,8 - 34		
	(9) 0,23558	4,2 - 30		

Nesta Tabela, os números entre parênteses indicam a magnitude relativa da ordenada dos picos encontrados no espectro, recebendo o índice (1) o valor mais alto, (2) o segundo maior valor, (3) o terceiro, e assim por diante.

No espectro não filtrado (Statgraphics), as oscilações sazonais de 91 dias estiveram presentes em três das séries, exceção feita à S5, onde o valor mais próximo foi de 81 dias, caracterizando uma dependência muito forte deste tipo de oscilação com as estações climáticas, função do deslocamento anual do Sol sobre a eclíptica. Um outro período de 121 dias também apareceu em todos os pontos de amostragem, evidenciando uma oscilação aparentemente incomum (este valor não corresponde a nenhum harmônico da frequência fundamental do espectro). Este período se posiciona entre os ciclos semi-anual e sazonal, o que sugere ser decorrente de uma componente inercial para o ciclo da TSM na bacia do Atlântico Equatorial. No espectro filtrado (FORTRAN), nem as oscilações sazonais, bem caracterizadas anteriormente, nem este período de 121 dias apareceram claramente. Não devemos esquecer que os valores significativos serão sempre diferentes entre os dois tipos de espectro, uma vez que estes trabalham com passos de frequência diferentes.

Ainda no espectro não filtrado, oscilações em torno de 70 dias apareceram nos quatro pontos de amostragem, porém valores de 54/52 dias só foram encontrados na região mais oriental da bacia, nos pontos de amostragem S7 e S4 (nas posições S5 e S6 não foram detectados períodos significativos menores do que 66 dias). Na posição S7 foi registrado um período bastante evidente de 40 dias, o mesmo ocorrendo na posição S4 com 44 dias. Nesta última posição, houve ainda o registro de um período de 37 dias se sobressaindo sobre outros menos expressivos.

Comparativamente, o espectro filtrado apresentou um período de 60 dias nos três pontos de amostragem mais a oeste, sendo o mais significativo na posição S7. Na posição S4 o período que mais se aproximou foi de 47 dias, com pouca evidência. Os picos de maior valor relativo foram os de 26 dias (posição S5), 45 dias (S6), 60 dias (S7) e 22 dias (S4). Em segundo lugar, foram encontrados os períodos de 39 dias (S5), 29 dias (S6), 69 dias (S7) e 24 dias (S4), sendo estes valores bem próximos, em frequência, aos encontrados com maior valor de ordenada, sem outros períodos intermediários que se sobressaíssem. É importante notar uma certa constância no aparecimento de períodos em torno de 25 dias em três pontos de amostragem, exceto no S7, onde os períodos mais próximos são de 36 e 18 dias.

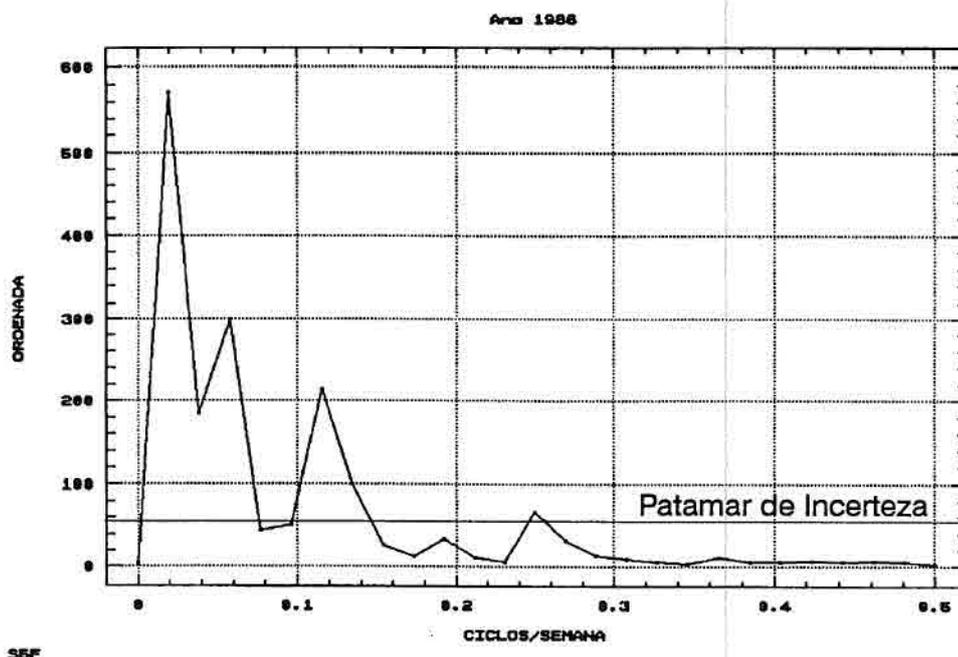
Legeckis e Reverdin (1987) detectaram, através de imagens do satélite NOAA-7, a ondulação da frente oceanográfica orientada zonalmente entre a língua de água fria sazonal e a água mais quente ao norte, entre junho e setembro de 1983. Estas ondulações de baixa frequência, com movimento para oeste, possuíam cerca de 1000 km e tinham um período em torno de 24 dias, a oeste de 010°W . A leste deste ponto, o comprimento se reduzia a cerca de 600 km. A duração destas oscilações foi de três meses.

Pullen et al. (1987) detectaram oscilações semelhantes para o Pacífico Equatorial, com propagação para oeste, comprimento da ordem de 1000 km, período de 25 dias e velocidade de fase de cerca de 46 cm/s.

Estes resultados confirmam os valores encontrados no espectro filtrado, com um período médio de 25 dias aparecendo com constância nos pontos de amostragem. É fato que existe uma certa flutuação em torno deste valor de ponto para ponto, porém é inegável a tendência de se detectar períodos inferiores a 40 dias em qualquer dos espectros de frequência considerados. Exceção ocorre no ponto S7, onde a tendência maior se concentra na obtenção de valores mais característicos em torno de 60 dias, valores estes também detectados nos outros espectros, porém com menor intensidade.

Da mesma forma que os espectros de frequência foram gerados para as séries completas de quatro anos, uma nova análise foi procedida para determinação do espectro de cada ano individualmente. As séries de TSM foram filtradas e tiveram sua tendência anual removida, seguindo o mesmo procedimento adotado para as séries completas, tendo sido obtidos os espectros de frequência com e sem o uso de janela espectral. As Figuras 5.56 e 5.57 mostram, respectivamente, os espectros de frequência para o ano de 1986 na posição S5, bruto e suavizado com a janela espectral.

Como era de se esperar, na Figura 5.56 vê-se a frequência de 0,01923 ciclos/semana aparecer de forma bastante pronunciada, o que equivale ao período de 52 semanas, ou seja, o valor da série anual ou a frequência fundamental do espectro. Este sinal aparece invariavelmente em todos os espectros de frequência não filtrados.



S5F

Fig. 5.56 - Espectro de frequência para a posição S5, ano de 1986.

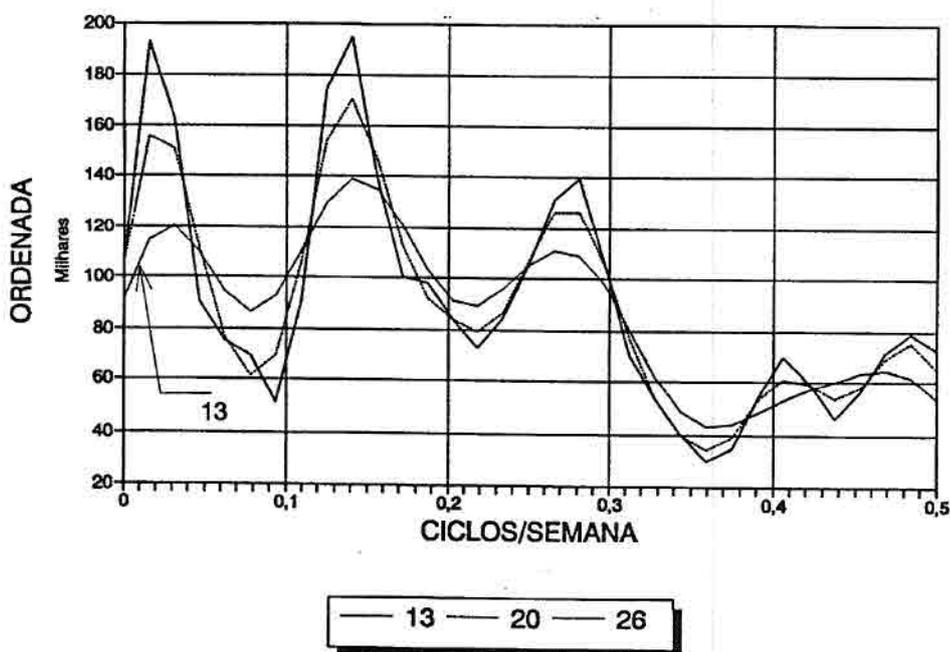


Fig. 5.57 - Espectro de frequência para a posição S5, ano de 1986, programa FORTRAN.

O espectro filtrado, apresentado na Figura 5.57, mostra um valor significativo na frequência de 0,015625 ciclos/semana, equivalente a 64 semanas, apesar da série possuir apenas 52 termos. Isto ocorre pelo fato do programa FORTRAN trabalhar apenas com séries de 2^n termos, o que implica em complementar as séries anuais (que originalmente têm 52 ou 53 termos) até 64 termos. Desta forma, podemos dizer que este sinal de 64 semanas é o representativo da série anual suavizada (ciclo anual).

Uma das grandes dificuldades em interpretar os valores do espectro de frequência obtido pelo programa FORTRAN é causada pela distorção que ocorre quando a frequência fundamental da análise de Fourier é diferente do passo de frequência original da série (ciclo anual e seus harmônicos). Em outras palavras, a série original possui 209 termos, ou semanas, que quando analisadas pelo método clássica de Fourier, fornece uma frequência fundamental de 1/209 ciclos/semana, e seus harmônicos, que casam exatamente com o passo de frequência do fenômeno real que se está estudando. Como sabemos que os sinais dos ciclos anual e semi-anual ocorrem na realidade, eles aparecerão neste tipo de análise de maneira bem pronunciada, além dos demais sinais que por ventura existam na série. Já a série que teve seu tamanho expandido para 2^n termos, a fim de que se procedesse a FFT e a subsequente suavização, possui uma frequência fundamental de 1/256 ciclos/semana, cujo sinal é bem pronunciado, além de seus harmônicos, que sabemos não se ajustam perfeitamente aos sinais do fenômeno real, uma vez que a discretização do espectro continua a ser feita em 104 valores (para as séries completas) ou 26 valores (séries anuais), como no "Statgraphics". Assim, o efeito do programa é distribuir a potência do sinal real pelas componentes satélite, que nada mais são que as frequências discretizadas na FFT vizinhas à frequência do sinal real analisado. Assim é que, a frequência apresentada pelo programa FORTRAN mostra uma região de valores altos em torno do que seria o sinal real existente na série.

Da mesma forma que nas séries completas, as séries anuais revelam a mesma dificuldade de interpretação. Comparando-se as Figuras 5.56 e 5.57 vê-se que o espectro não filtrado revela de forma bastante pronunciada a frequência fundamental, ou a própria série com 52 semanas, o que é revelado implicitamente no espectro filtrado, com um valor pronunciado no período de 64 semanas. Para se ter uma idéia da

distribuição da potência do sinal pelas componentes satélite, fizemos uma comparação relativa dos valores de ordenada obtidos pelos dois métodos. No "Statgraphics" a frequência fundamental de 0,01923 (52 semanas) possui ordenada de 570,822, ladeado por valores de 4,68824 e 184,278, ou seja, um sinal bem destacado no espectro. O programa FORTRAN, de outro modo, apresenta a frequência fundamental de 0,015625 (64 semanas) com ordenada de 192.810, ladeada por valores de 109.100 e 162.180. Aparentemente, a frequência fundamental é um sinal conspícuo, desde que não tenha outros sinais significativos nas redondezas, porém sabemos que o primeiro sinal da série real ocorre em 0,01923, uma vez que a série real possui apenas 52 termos. Esta frequência ocorre no espectro filtrado entre a de valor 0,015625 (com ordenada de 192.810) e a seguinte de 0,03125 (com ordenada de 162.180), podendo ser estas duas frequências consideradas como componentes satélite. Ocorreu, então, que a potência do sinal foi distribuída, dando uma conformação mais amaciada ao espectro. É importante que se tenha este pormenor sempre em mente quando da identificação das frequências significativas expressas no espectro filtrado, o que de forma alguma invalida o método.

Como foi feito anteriormente na Tabela 5.4, uma nova tabela foi confeccionada colocando-se os valores de frequência obtidos para as séries anuais pelos dois métodos, excluindo apenas as frequências fundamentais. Novamente, os números que aparecem entre parênteses na Tabela 5.5 indicam a magnitude relativa das ordenadas dos sinais. O patamar de incerteza foi novamente considerado para os espectros não filtrados.

TABELA 5.5 - FREQUÊNCIAS SIGNIFICATIVAS PARA AS SÉRIES ANUAIS

SÉRIE/ANO	STATGRAPHICS		FORTRAN	
	FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	PERÍODO (sem.-dias)	FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	PERÍODO (sem.-dias)
S5/86	(1) 0,05769	17,3 - 121	(1) 0,140625	7,1 - 50
	(2) 0,11538	8,7 - 61	(2) 0,281246	3,6 - 25
			(3) 0,406256	2,5 - 17

(continua)

Tabela 5.5 - Continuação.

SÉRIE/ANO	STATGRAPHICS		FORTRAN	
	FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	PERÍODO (sem.-dias)	FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	PERÍODO (sem.-dias)
S5/87	(1) 0,05769	17,3 - 121	(2) 0,093750	10,7 - 75
	(2) 0,11538	8,7 - 61	(3) 0,187501	5,3 - 37
			(1) 0,312500	3,2 - 22
S5/88	(1) 0,05769	17,3 - 121	(1) 0,062500	16,0 - 112
	(2) 0,09615	10,4 - 73	(4) 0,156250	6,4 - 45
			(3) 0,218751	4,6 - 32
			(2) 0,281246	3,6 - 25
			(5) 0,374995	2,7 - 19
S5/89	(1) 0,07692	13,0 - 91	(5) 0,140625	7,1 - 50
	(3) 0,11538	8,7 - 61	(4) 0,187501	5,3 - 37
	(2) 0,21154	4,7 - 33	(3) 0,250000	4,0 - 28
			(1) 0,343749	2,9 - 20
			(2) 0,421870	2,4 - 17
S6/86	(1) 0,05769	17,3 - 121	(2) 0,078125	12,8 - 90
	(2) 0,13462	7,4 - 52	(3) 0,171874	5,8 - 41
			(1) 0,250000	4,0 - 28
S6/87	(1) 0,05769	17,3 - 121	(3) 0,140625	7,1 - 50
	(2) 0,07692	13,0 - 91	(1) 0,296877	3,4 - 24
	(3) 0,11538	8,7 - 61	(2) 0,437503	2,3 - 16
	(4) 0,13462	7,4 - 52		
S6/88	(1) 0,03846	26,0 - 182	(1) 0,250000	4,0 - 28
	(2) 0,09615	10,4 - 73	(2) 0,321827	3,0 - 21
			(3) 0,421870	2,4 - 17
S6/89	(1) 0,07692	13,0 - 91	(2) 0,109374	9,1 - 64
	(2) 0,19231	5,2 - 36	(1) 0,171874	5,8 - 41
S7/86	(1) 0,05769	17,3 - 121	(3) 0,140625	7,1 - 50
	(2) 0,11538	8,7 - 61	(2) 0,218751	4,6 - 32
	(3) 0,25000	4,0 - 28	(1) 0,296877	3,4 - 24
S7/87	(1) 0,05769	17,3 - 121	(1) 0,250000	4,0 - 28
	(3) 0,07692	13,0 - 91	(2) 0,312500	3,2 - 22
	(2) 0,13462	7,4 - 52		
	(4) 0,21154	4,7 - 33		

(continua)

Tabela 5.5 - Conclusão.

SÉRIE/ANO	STATGRAPHICS		FORTRAN	
	FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	PERÍODO (sem.-dias)	FREQUÊNCIA (ciclos/semana)	PERÍODO (sem.-dias)
S7/88	(1) 0,03846	26,0 - 182	(2) 0,078125	12,8 - 90
	(2) 0,07692	13,0 - 91	(4) 0,156250	6,4 - 45
			(3) 0,234373	4,3 - 30
			(1) 0,374995	2,7 - 19
S7/89	(1) 0,03846	26,0 - 182	(1) 0,281246	3,6 - 25
	(2) 0,23077	4,3 - 30	(3) 0,390625	2,6 - 18
			(2) 0,453124	2,2 - 15
S4/86	(1) 0,03846	26,0 - 182	(4) 0,109374	9,1 - 64
	(3) 0,07692	13,0 - 91	(2) 0,218750	4,6 - 32
	(4) 0,11538	8,7 - 61	(1) 0,328127	3,0 - 21
	(2) 0,19231	5,2 - 36	(3) 0,437503	2,3 - 16
	(5) 0,23077	4,3 - 30		
S4/87	(2) 0,05769	17,3 - 121	(2) 0,078125	12,8 - 90
	(1) 0,09615	10,4 - 73	(3) 0,312500	3,2 - 22
	(3) 0,19231	5,2 - 36	(1) 0,468757	2,1 - 15
S4/88	(1) 0,03846	26,0 - 182	(3) 0,240000	4,0 - 28
	(2) 0,07692	13,0 - 91	(2) 0,312500	3,2 - 22
	(3) 0,19231	5,2 - 36	(1) 0,374995	2,7 - 19
S4/89	(1) 0,03846	26,0 - 182	(1) 0,078125	12,8 - 90
	(3) 0,07692	13,0 - 91	(2) 0,156250	6,4 - 45
	(2) 0,13462	7,4 - 52	(3) 0,234373	4,3 - 30
	(4) 0,23077	4,3 - 30	(4) 0,359376	2,8 - 19

Numa análise dos espectros não filtrados, podemos constatar que além do ciclo semi-anual (26 semanas), que se faz presente em algumas observações, novamente o ciclo de 121 dias aparece em, pelo menos, um ano de cada ponto de amostragem, confirmando o resultado obtido anteriormente para as séries completas. Da mesma forma, o período sazonal de 91 dias também foi registrado em pelo menos um ano de cada ponto. O ponto S5 é marcado predominantemente por um ciclo de 61 dias, não registrado apenas no ano de 1988. Já no ponto S6, os dois primeiros anos são marcados por um ciclo de 52 dias, voltando este ciclo a aparecer de forma marcante no ponto S7 em 1987 e no ponto S4 em 1989. A região oriental (pontos S7 e S4) parece ser domi-

nada por períodos mais curtos do que a região ocidental, onde podemos encontrar um ciclo bem definido de 36 dias na posição S4, e períodos em torno de 30 dias na posição S7.

Os espectros filtrados apresentam o sinal do ciclo sazonal (90 dias) em pelo menos um ano de cada ponto de amostragem, exceto em S5. O resultado mais interessante encontrado foi que todos os valores de período cuja ordenada era bastante significativa situaram-se abaixo de 50 dias, exceto em S5 para o ano de 1988, onde o maior valor corresponde ao período de 112 dias. Isto indica uma tendência muito forte em caracterizar oscilações cujo ciclo esteja dentro do sazonal. Isto já ocorreu nos espectros filtrados das séries completas, onde a faixa de períodos situou-se entre 22 e 69 dias. Existe, porém, uma variabilidade muito grande de ano para ano, e de ponto para ponto, não havendo uma constância de determinado período por mais de dois anos consecutivos. Períodos de 22 a 28 dias aparecem mais frequentemente, sugerindo uma concordância com a maior concentração de períodos em torno de 25 dias encontrados para as séries completas.

Lau e Peng (1987), testando uma teoria para a origem das oscilações intrassazonais da atmosfera tropical, concluíram pela predominância das oscilações de baixa frequência em um amplo período de 30 a 60 dias, normalmente referidas como oscilações de 40-60 dias, cuja propagação se dá em direção a leste. Picaut e Verstraete (1976) já haviam sugerido que estas oscilações intrassazonais na atmosfera seriam as geradoras de oscilações semelhantes no oceano, com efeitos sobre a TSM e o nível médio.

Weisberg e Weingartner (1988), utilizando dados correntométricos e de TSM dos programas SEQUAL/FOCAL (028°W, sobre o equador), evidenciaram a presença de ondas de instabilidade na CSE. Imediatamente após o intensificação dos alíseos de sudeste, o fluxo da CSE acelera para oeste, dando origem a pacotes de ondas com periodicidade centrada em 25 dias, velocidade de fase de 50 cm/s e comprimento de cerca de 1000 km. Flutuações semelhantes foram constatadas por Garzoli e Richardson (1989) sobre a CCNE.

Weisberg et al. (1986) já haviam mencionado sobre as ondas de instabilidade de período característico de 30 dias na região equatorial, a 028°W, cuja durabilidade era de apenas dois ou três períodos.

De um modo mais conclusivo, podemos afirmar que durante o verão-outono do hemisfério sul, na latitude média de 05°N, as frentes oceanográficas de 26°C e 27°C exibem uma excursão meridional para oeste, em formato de ondas, de comprimento variando entre 1355 e 620 km, com velocidade de fase de 17,1 a 38,4 cm/s. As oscilações com maior comprimento apresentam menores velocidades de fase, comparadas com as ondas mais curtas com maiores velocidades de fase.

Os espectros de frequência dos pontos de amostragem dentro da região de estudo evidenciaram períodos significantes de 121 dias e 91 dias, sugerindo estar este último ligado ao ciclo sazonal. Nada pôde se afirmar do período de 121 dias. Períodos intrassazonais de 70/60 dias ocorreram em toda a região, porém períodos de 54/52 dias são percebidos mais expressivamente na parte oriental da bacia oceânica. Existe uma certa constância na identificação de ciclos em torno de 25 dias ao longo do paralelo de 05°N. A análise dos espectros de frequência para cada ano individualmente confirma o resultado de que a região oriental tende a exibir períodos mais curtos de oscilações que a região ocidental. Todos os períodos mais expressivos encontrados situam-se abaixo de 50 dias, caracterizando bem as oscilações intrassazonais. Períodos entre 22 e 28 dias aparecem mais frequentemente, indicando uma tendência em caracterizar um período média de 25 dias.

5.2.11 - CORRELAÇÃO ENTRE AS SÉRIES

Existe um tipo de análise estatística que permite a comparação de duas séries de tempo, com o objetivo de determinar a posição de correspondência pronunciada entre elas: é a correlação cruzada. Esta análise permite saber o quanto intensa é a relação entre as séries e a defasagem de tempo entre as posições de máxima equivalência. As séries a serem analisadas não precisam ser do mesmo tamanho, assim um pedaço de uma série pode ser movido sobre a outra série e comparado sucessivamente. É fundamental, no entanto, que o intervalo de amostragem (ΔT) seja o mesmo em ambas as séries. A correlação cruzada é usada mais apropriadamente para comparar séries que possam ter uma interdependência temporal (Davis, 1986).

A variância pode ser entendida como o desvio médio quadrático de todas as possíveis observações de uma população, e pode ser definida pela equação

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2}{n} \quad (5.9)$$

O procedimento usado para calcular a variância de uma única propriedade pode ser estendido para o cálculo da medida da variabilidade de um par de propriedades. Esta medida chama-se "covariância", e representa a variância conjunta de duas variáveis sobre sua média comum. A covariância pode ser definida por

$$COV_{ij} = \frac{\sum_{i=1}^n x_{ij} x_{ik} - \frac{\sum_{i=1}^n x_{ij} \sum_{i=1}^n x_{ik}}{n}}{n - 1} \quad (5.10)$$

Quando se deseja estimar o grau de interrelação entre variáveis de uma maneira não influenciada pelas unidades de medição, utiliza-se o "coeficiente de correlação", que pode ser definido como

$$r_{ij} = \frac{COV_{ij}}{\sigma_i \sigma_j} \quad (5.11)$$

onde σ_i e σ_j são os desvios padrão das amostras.

Pelo fato do coeficiente de correlação ser uma razão, ele é um número adimensional. Como a covariância pode ser igual mas nunca exceder o produto dos desvios padrão das amostras, o valor do coeficiente de correlação varia de +1 a -1. Uma correlação de +1 indica uma relação direta perfeita entre as duas variáveis; uma correlação de -1 indica que uma variável muda inversamente em relação a outra. Entre estes dois extremos estão as relações não tão perfeitas (Davis, 1986).

A autocorrelação (interrelação de uma série com ela mesma) é sempre simétrica em relação ao intervalo (ou "lag") zero. Já na correlação cruzada esta simetria não mais existe, pelas diferenças entre as duas séries. Devemos lembrar que cada "lag" nas séries de tempo de TSM equivalem a uma semana.

O procedimento de comparação entre as séries é semelhante ao da autocorrelação, sendo que naquela análise o coeficiente de correlação é calculado de uma série para ela mesma. Na correlação cruzada, o coeficiente de correlação é calculado de uma série sobre outra.

A correlação cruzada entre as séries de pontos de amostragem diferentes pode ser feita de duas maneiras: pela comparação das séries completas de quatro anos, ou pela comparação da série anual de um ponto com a série do mesmo ano de outro ponto. Para este tipo de análise foram usadas as séries filtradas e com a tendência removida. A Figura 5.58 mostra a correlação cruzada entre as séries completas dos pontos S5 e S6.

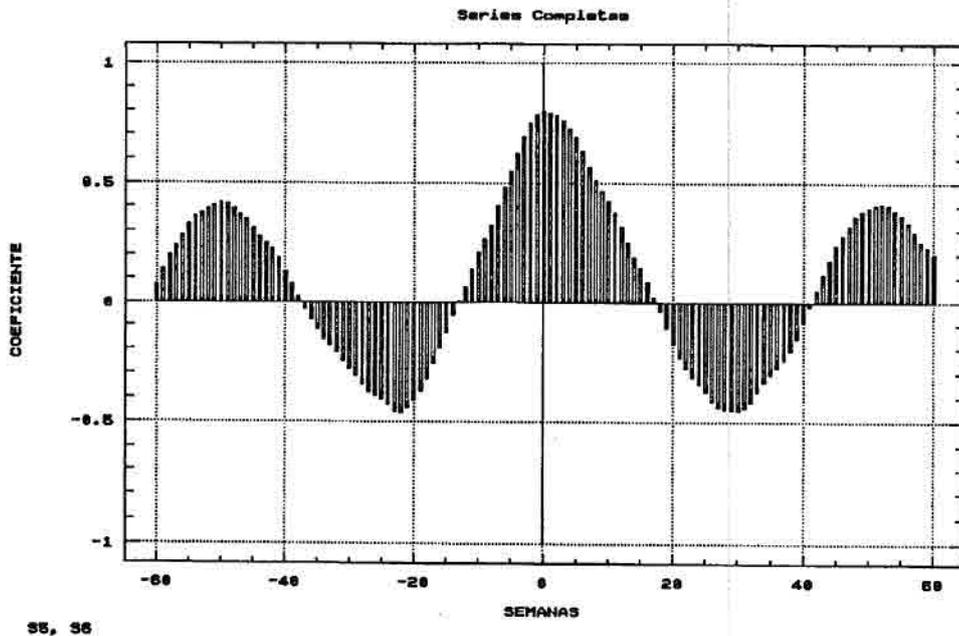


Fig. 5.58 - Correlação cruzada entre os pontos S5 e S6, séries completas.

Pode-se perceber que a maior correlação entre as séries ocorreu no "lag" de zero semanas, o que indica que não há defasagem entre elas: as duas séries variam da mesma maneira, e os máximos e mínimos de uma delas ocorrem no mesmo instante que na outra. O coeficiente de correlação neste ponto foi de 0,797 ou 79,7%. Um segundo

máximo de correlação de 41,1% ocorreu no "lag" de 52 semanas, o que coincide perfeitamente com o ciclo anual. No ramo negativo, o valor de 41,6% foi encontrado no "lag" -50. Os valores de correlação próximos a zero ocorreram nos "lags" 17 e 41, com o mínimo de -45,3% no "lag" 30, o que caracterizam a sazonalidade da TSM. Vale lembrar que esta análise é possível em face destes dois pontos terem um comportamento bastante similar quanto à variabilidade da TSM. A Figura 5.59 mostra a correlação cruzada entre os pontos S5 e S7.

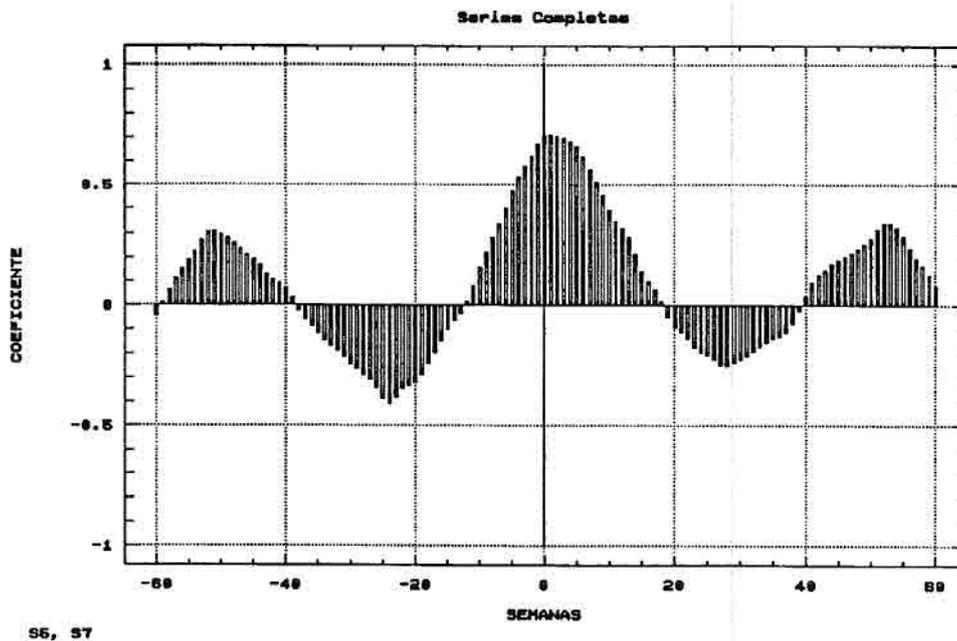


Fig. 5.59 - Correlação cruzada entre os pontos S5 e S7, séries completas.

Esta Figura é muito semelhante à anterior, sendo agora a maior correlação registrada no "lag" de 1 semana com 71,3%. Isto significa que os máximos e mínimos da série S5 ocorreram uma semana antes daqueles registrados no ponto S7, sugerido a princípio um deslocamento da oscilação de TSM de oeste para leste.

A Figura 5.60, que é a correlação cruzada entre os pontos S5 e S4, mostrou o que já era esperado: as séries são praticamente

opostas, e que os máximos e mínimos da série S5 só coencidem com os equivalentes da série S4, com 57,2% de correlação, no "lag" de 24 semanas. Isto evidencia uma defasagem entre as séries de um período praticamente semi-anual.

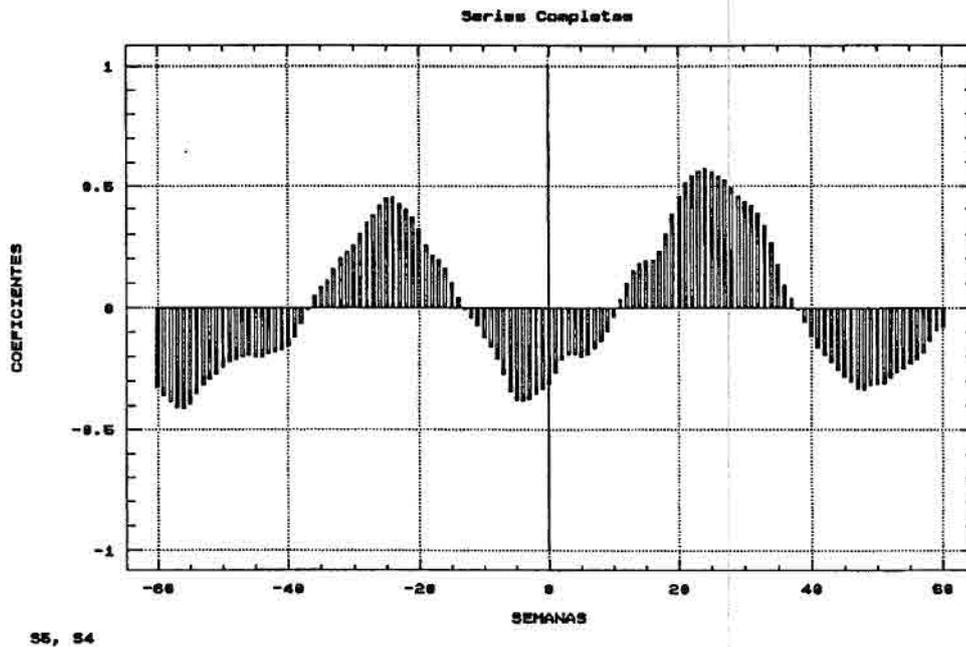
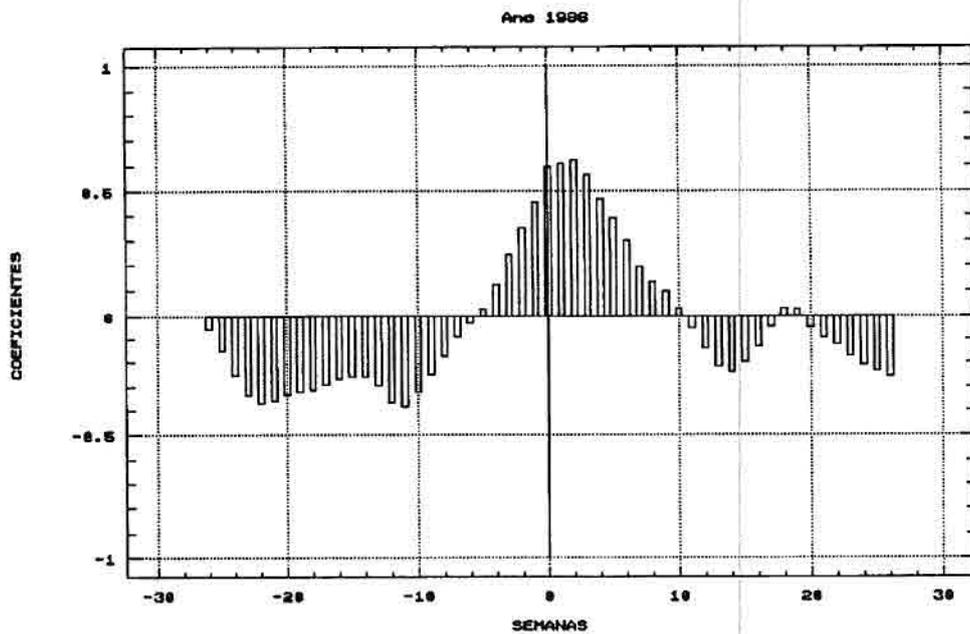


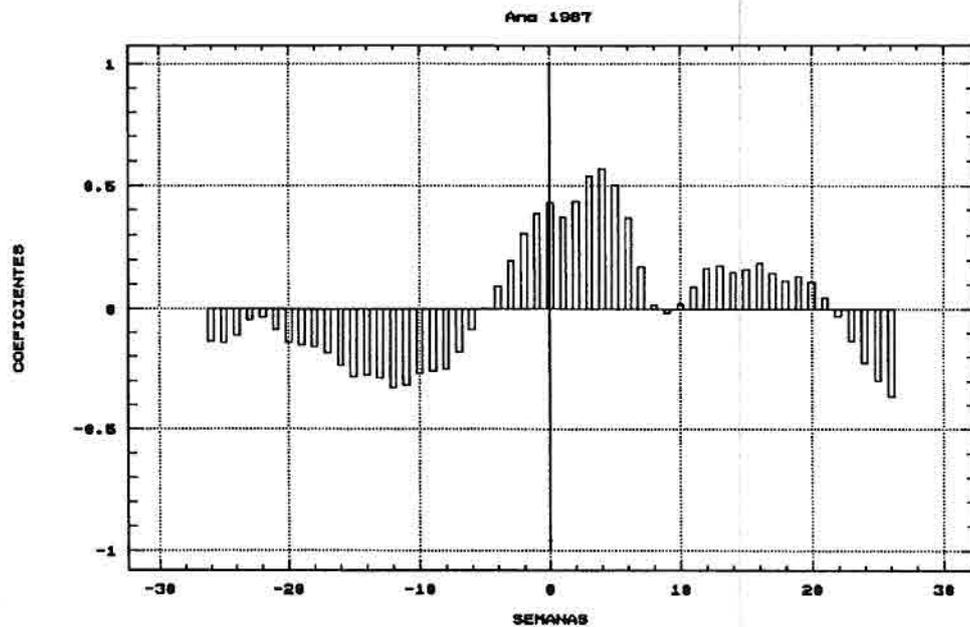
Fig. 5.60 - Correlação cruzada entre os pontos S5 e S4, séries completas.

Fazendo agora uma comparação ano a ano, podemos ter uma correlação cruzada como a mostrada na Figura 5.61, referente aos pontos S5 e S6 para o ano de 1986. Nesta Figura vê-se que existe uma correlação máxima no "lag" de 2 semanas com 62,1%, indicando que as oscilações da série S5 ocorreram duas semanas antes que aquelas registradas na série S6, no ano de 1986. Novamente, isto volta a sugerir um deslocamento das oscilações de oeste para leste. No ano de 1987, a defasagem foi de 4 semanas com 56,8% de correlação, como mostrado na Figura 5.62.



S5, S6

Fig. 5.61 - Correlação cruzada entre os pontos S5 e S6, ano de 1986.



S5, S6

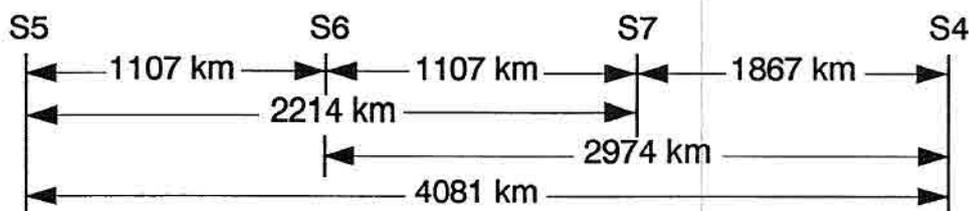
Fig. 5.62 - Correlação cruzada entre os pontos S5 e S6, ano de 1987.

A Tabela 5.6 mostra as possíveis combinações de correlação cruzada entre os pontos, para as séries completas e anuais, apresentando os valores de máxima correlação e os "lags" correspondentes.

TABELA 5.6 - COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO CRUZADA ENTRE AS SÉRIES COMPLETAS E ANUAIS E AS RESPECTIVAS DEFASAGENS

PONTOS DE AMOSTRAGEM (Entrada → Saída)	COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO (%)	DEFASAGEM (Semanas)
S5 → S6	79,4	0
S5 → S7	71,3	1
S5 → S4	57,2	24
S6 → S7	78,4	0
S6 → S4	58,0	22
S7 → S4	58,1	21
S5 → S6 (86)	62,1	2
S5 → S6 (87)	56,8	4
S5 → S6 (88)	79,1	-1
S5 → S6 (89)	76,4	0
S5 → S7 (86)	62,5	1
S5 → S7 (87)	61,5	0
S5 → S7 (88)	48,8	0
S5 → S7 (89)	38,7	0
S5 → S4 (86)	51,3	-16
S5 → S4 (87)	38,0	24
S5 → S4 (88)	47,1	-22
S5 → S4 (89)	41,7	-21
S6 → S7 (86)	78,0	0
S6 → S7 (87)	51,6	0
S6 → S7 (88)	63,2	3
S6 → S7 (89)	61,8	0
S6 → S4 (86)	53,9	-18
S6 → S4 (87)	43,2	-22
S6 → S4 (88)	54,0	-23
S6 → S4 (89)	55,1	15
S7 → S4 (86)	47,1	17
S7 → S4 (87)	38,8	24
S7 → S4 (88)	41,2	5
S7 → S4 (89)	53,2	15

Sabemos que os pontos de amostragem S5 e S6 distam entre si 1107 km, o mesmo ocorrendo entre os pontos S6 e S7. Logo, os pontos S5 e S7 distam entre si 2214 km. A distância entre os pontos S7 e S4 é de 1867 km.



No subitem 5.2.2 calculamos a velocidade de fase das oscilações identificadas visualmente, encontrando valores de 17,1, 17,9, 20,2, 20,8 e 38,4 cm/s, com deslocamentos no sentido de leste para oeste. Podemos, então, saber qual seria o tempo necessário para que uma determinada crista ou cavado que passasse por um ponto alcançasse o ponto contíguo. A Tabela 5.7 calcula este tempo para a menor, intermediária e maior velocidades de fase, entre as possíveis combinações de pontos de amostragem.

TABELA 5.7 - TEMPO NECESSÁRIO PARA PERCORRER A DISTÂNCIA ENTRE OS PONTOS DE AMOSTRAGEM (EM SEMANAS)

DISTÂNCIA	17,1 cm/s	20,8 cm/s	38,4 cm/s
S5 – S6	10,7	8,8	4,8
S5 – S7	21,4	17,6	9,5
S5 – S4	39,5	32,4	17,6
S6 – S4	28,8	23,6	12,8
S7 – S4	18,1	14,8	8,0

A menor distância entre os pontos de amostragem seria percorrida entre 4,8 e 10,7 semanas; já a maior distância necessitaria entre 17,6 e 39,5 semanas.

Comparando-se as Tabelas 5.6 e 5.7, percebemos que a maior concordância ocorre entre os pontos S5 e S4, que são os dois pontos de amostragem extremos. Um período entre 17,6 e 39,5 semanas era o esperado para uma maior correlação entre as séries daqueles pontos, sendo encontrado um "lag" de 24/22 semanas como a melhor

concordância. Porém, para distâncias menores, como entre S6 e S4, ou mesmo entre S7 e S4, era de se esperar uma maior correlação com períodos menores que o anterior, constatando-se que isto não veio a ocorrer pela existência novamente dos "lags" de 24/22 semanas. Tal fato sugere que o período medido entre S5 e S4 não representa a propagação das oscilações entre esses pontos, e sim uma defasagem semi-anual entre os ciclos de TSM, fato este que continua a ocorrer com os demais pontos a oeste da bacia quando comparados com o ponto S4. Esta observação conduz à conclusão de que a região ocidental da bacia (pontos S5, S6 e S7) possuem um ciclo anual de TSM defasado de um período semi-anual da região mais oriental (representado pelo ponto S4). Outros pontos na região mais oriental devem ser analisados para que se possa confirmar este fato.

De um modo geral, qualquer medida de correlação cruzada entre o ponto S4 e um outro selecionado, conduziu à defasagem de $\pm 24/22$ semanas.

As combinações entre os demais pontos (S5, S6 e S7) levam a correlações máximas com "lags" muito variáveis, porém nunca maiores do que 4 semanas, abaixo do menor tempo necessário para o deslocamento entre duas posições contíguas. A correlação também é quase sempre positiva, indicando que o sinal ocorre primeiro na posição mais a oeste e depois se repete na mais a leste.

Tanto estas observações, quanto a constância do período de 24 semanas entre qualquer posição e o ponto S4, nos levam a acreditar que a correlação cruzada entre as séries não é um bom estimador do deslocamento das oscilações longas registradas. Este tipo de análise indica, apenas, o quanto o ritmo das variações de TSM de um ponto é correlacionado com o ritmo de outro ponto de amostragem, evidenciando o quanto esta correlação é defasada no tempo.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Na parte final deste trabalho serão sumarizados os resultados encontrados, oferecendo recomendações para futuros estudos a serem desenvolvidos.

6.1 - CONCLUSÕES SOBRE A METODOLOGIA

Ficou evidente, ao final deste estudo, que a metodologia empregada para transformar os arquivos de TSM pertencentes ao NODS/JPL em imagens temáticas, utilizando um Sistema de Informação Geográfica, atende perfeitamente os requisitos de identificação visual dos processos oceanográficos que possuem assinatura termal superficial. Apesar da incompatibilidade inicial entre o formato dos dados NODS/JPL e o padrão utilizado pelo SGI-INPE, foi possível encontrar uma metodologia que permitisse a sua conversão.

As limitações encontradas quanto ao "hardware" empregado (unidades de gravação/leitura de discos flexíveis de 5 1/4" de baixa densidade e velocidade de processamento da CPU para conversão dos arquivos) não inibiram a adaptação dos dados e sua posterior transformação em imagem, apenas tendo afastado a possibilidade de tratar, de forma integrada, toda a região geográfica de abrangência dos arquivos (entre os paralelos de 20°N e 20°S). A geração de imagens exclusivamente para o ano de 1987 foi outra decorrência destas limitações.

O fato do SGI-INPE admitir que uma matriz de dados irregular seja a entrada comumente utilizada pelos usuários para representação de um determinado parâmetro, conduz a um procedimento padrão de geração de grade regular (refinamento) antes que se obtenha uma imagem temática deste parâmetro. Isto obriga aos usuários que já possuem seus dados numa grade regular (como no nosso caso), a que os submetam a um processo de interpolação muitas vezes desnecessário. O objetivo desta manipulação é permitir a conversão do formato dos dados de raster para vetorial, a fim de permitir sua apresentação por meio de imagens temáticas, que são arquivos vetoriais da categoria

"área". Isto fez com que os dados de TSM fossem obrigatoriamente interpolados antes que as imagens temáticas pudessem ser geradas. A interpolação provocou um desvio máximo em relação aos dados brutos da ordem de 1,0°C, o que não chegou a afetar de modo significativo a análise conjunta destes dados.

As imagens temáticas obtidas no SGI-INPE atenderam às expectativas de revelar a distribuição dos campos de temperatura da superfície. É bastante trabalhoso, porém exequível, converter os arquivos de dados de TSM no formato VAX backup em imagens temáticas deste parâmetro, utilizando um Sistema de Informação Geográfica instalado num ambiente computacional tipo AT-286. É importante lembrar que um ambiente VAX é indispensável para a leitura das fitas que contêm os dados brutos.

6.2 - CONCLUSÕES SOBRE OS RESULTADOS E SUA ANÁLISE

Tendo-se obtido êxito em converter os arquivos NODS/JPL num formato compatível com o SGI-INPE, o que resultou na viabilidade de geração de imagens temáticas de TSM, foi possível proceder sua análise visual, conduzindo à identificação dos processos oceanográficos cuja assinatura termal superficial foi evidenciada.

Uma região bastante fria na costa da Guiné foi identificada, com centro em 09° 17'N / 017° 16'W, na imagem de 19 a 25 de março de 1987 (Fig. 5.1). A análise temporal procedida neste ponto (Fig. 5.3) indicou que este processo ocorreu pelo menos duas vezes por ano entre 1986 e 1989, sugerindo um comportamento semelhante à ressurgência para aquele local. Este processo ocorreu sempre nos três primeiros meses de cada ano, indicando estar relacionado com o período de maior intensidade dos alíseos de nordeste. Esta região encontra-se sob a influência da CCNE e da CGE.

Um processo semelhante ao mostrado no caso anterior foi identificado na imagem de 09 a 15 de abril (Fig. 5.4), com posição central agora em 08° 24'N / 050° 50'W, ao largo da Guiana Francesa. Ao contrário da ocorrência anterior, este processo esteve isolado no ano de 1987, como visto na série de tempo (Fig. 5.6) correspondente à mesma posição geográfica. Esta área é dominada pela retroflexão da CNB dentro da CCNE, além de ser um local de geração de vórtices. A área onde

ocorreu tal processo corresponde à posição aproximada do vórtice "Demerara".

No período entre 20 e 27 de agosto de 1987, a imagem temática (Fig. 5.7) evidenciou uma região bastante aquecida com centro em $06^{\circ} 38'N / 047^{\circ} 51'W$, na área conhecida como "Cone do Amazonas". Este processo foi coincidente com a redução na intensidade da CNB, o que veio a sugerir uma maior permanência das águas aquecidas que afluem do Amazonas naquela região, antes que possam se dispersar para noroeste juntamente com a CNB. A região aquecida se estendeu desde o litoral até cerca de $10^{\circ}N$. A série de tempo correspondente (Fig. 5.9) indicou que o fenômeno foi isolado em 1987, podendo estar associado ao comportamento anormal na bacia do Atlântico por ocasião do fenômeno do El Niño, em virtude da redução mais significativa da CNB neste período.

A imagem de 29 de janeiro a 04 de fevereiro (Fig. 5.10) evidenciou a região de aquecimento ao largo do litoral da Libéria conhecida como "Domo da Guiné". Esta é a região de forte cisalhamento das CCNE e CGE com a CSE, o que dá origem a uma área de maior estabilidade, superior às massas d'água adjacentes, onde a temperatura se apresenta mais elevada de janeiro a março. A série de tempo para a posição $03^{\circ} 39'N / 010^{\circ} 46'W$ (Fig. 5.12) indicou que o processo voltou a ocorrer significativamente em abril de 1987 e 1989. Visualmente, a imagem de 02 a 08 de abril de 1987 (Fig. 5.13) mostrou, para a mesma região, que a elevação da temperatura chegou a ultrapassar os $32^{\circ}C$. As condições oceanográficas geradoras desse processo ainda não são perfeitamente conhecidas.

Na região de divergência equatorial, onde é provável a ocorrência de ressurgência, identificou-se este processo nas imagens de 07 a 13 e de 14 a 20 de maio de 1987 (Fig. 5.14 e 5.15). Na posição de amostragem da série de tempo referente à imagem de 07 a 13 de maio (Fig. 5.16), ficou claro que o processo ocorreu mais intensamente no final de julho de 1987, não ocorrendo mais nesta posição entre 1986 e 1989. Na série de tempo correspondente à imagem de 14 a 20 de maio (Fig. 5.17), o processo se mostrou menos evidente, onde apenas um pequeno sinal em 1987 apareceu isoladamente, não sobreposto ao resfriamento sazonal da região sul do Atlântico Equatorial. Esta ressur-

gência equatorial pode estar associada à transferência vertical turbulenta de calor de pequena escala que ocorre nesta região.

Na sequência das Figuras 5.18 a 5.23 foi mostrada a evolução da língua de água fria que ocorre todos os anos na região sul equatorial do Atlântico, com registro de temperaturas superficiais inferiores a 19°C em 1987. O processo mostrado ocorreu do início de junho a início de novembro daquele ano. A série de tempo para a posição média de ocorrência do processo, em 04° 58'S / 001° 58'W (Fig. 5.24), revelou um comportamento anual da TSM praticamente senoidal, com uma amplitude térmica da ordem de 7°C.

A imagem de 12 a 18 de março de 1987 (Fig. 5.26) evidenciou uma região bastante aquecida no litoral de Angola, com a temperatura chegando a ultrapassar 31°C. Esta região também sofreu o resfriamento sazonal causado pelo avanço da língua de água fria, o que acarretou uma amplitude térmica que chegou a mais de 16°C em 1987, como registrado na série de tempo para a posição 10° 00'S / 012° 58'E (Fig. 5.25). O ano de 1987 registrou a temperatura mínima de 14,5°C, com uma tendência de elevação deste valor nos anos de 1988 (15,8°C) e 1989 (18,5°C).

Quanto à identificação de oscilações longas na região do Atlântico Equatorial, pode-se dizer que a metodologia empregada possibilitou o reconhecimento visual deste processo, pela forma sinuosa como as frentes oceanográficas, situadas em torno de 05°N, se apresentaram. A representação multitemporal das isotermas de 26°C e 27°C (Fig. 5.27) evidenciou o deslocamento para oeste do que se batizou serem "cristas" e "cavados" destas oscilações longas, cujo período constatou-se ser intrassazonal. Como a escala das imagens temáticas era conhecida, bem como o período correspondente a cada deslocamento, foi possível calcular a velocidade de fase de tais oscilações. As oscilações detectadas à oeste de 040°W, entre janeiro e início de fevereiro de 1987, tinham velocidades de fase de 17,1 e 17,9 cm/s. Aquelas registradas entre fevereiro e meados de março apresentaram velocidades de fase de 20,2 e 20,8 cm/s. A partir de meados de março até meados de abril, os valores de velocidade de fase registrados foram de 38,4 cm/s. Estes valores estão coerentes com aqueles normalmente encontrados para as oscilações registradas nessa região. O que se percebeu foi um

aumento gradual da velocidade de fase entre janeiro e abril de 1987, coincidente com a redução da intensidade dos alíseos.

O comprimento destas oscilações variaram de 1007 e 1355 km, no período entre janeiro e fevereiro, até 697 e 670 km entre março e abril. A redução do comprimento das oscilações foi coincidente com o aumento da velocidade de fase. Um estudo mais minucioso, considerando as diversas possibilidades de relação de dispersão dessas oscilações, poderá testar a coerência entre a redução no comprimento e o aumento na velocidade de fase.

A análise estatística das séries de tempo dos quatro pontos selecionados para amostragem permitiu extrair as frequências significativas destas oscilações. A filtragem destas séries por um filtro "Hanning" possibilitou uma visualização mais clara do ciclo anual de cada ponto, evidenciando que a posição S4 tem o ciclo anual de TSM defasado das demais posições de um período de cerca de 26 semanas. Estatisticamente, as séries são muito parecidas, sendo a referente à posição S4 a que apresentou maior variabilidade antes da filtragem. Todas as séries apresentaram uma distribuição muito próxima à normal. O teste do qui-quadrado mostrou que todas as séries são bastante coerentes interanualmente; cada série testada não apresentou nenhum ano muito anômalo em relação aos demais anos da mesma série. A análise de regressão revelou que todas as séries completas e anuais, para os pontos de amostragem S5, S6 e S7, apresentaram uma tendência de elevação da TSM ao longo do período de observação; o ponto S4 apresentou uma tendência de redução da TSM, apenas não registrada no ano de 1989.

Após a remoção da tendência foi possível calcular perfeitamente os espectros de frequência das séries completas e anuais. Para as séries completas, desconsiderando os períodos maiores do que 26 semanas, foram registrados valores de 17,3 semanas, equivalente a 121 dias, em todos os pontos de amostragem, uma oscilação aparentemente incomum, sugerindo ser decorrente de uma componente inercial da TSM com período situado entre o semi-anual e o sazonal. O período sazonal (13 semanas ou 91 dias) ficou bastante evidente em todos os pontos de amostragem, exceção ao ponto S5, onde o valor mais próximo foi de 81 dias, caracterizando um período um pouco mais reduzido. Períodos em torno de 70 dias foram registrados em todos os

pontos, porém períodos significativos de 54/52 dias foram observados nos pontos mais a leste (S7 e S4), em comparação com os menores períodos de 69/66 dias registrados para os pontos S5 e S6.

Ainda para a posição S7, um período bastante significativo de 40 dias foi observado, coincidente com um de 44 dias observado em S4, que também apresentou outro período significativo de 37 dias. O espectro de frequência filtrado revelou uma convergência dos períodos significativos para 25 dias, exceto no ponto S7 onde os valores mais próximos foram de 36 e 18 dias.

Ficou evidente que o período médio de 25 dias aparece com constância nos pontos de amostragem. Existem flutuações ponto a ponto, porém é inegável a tendência do aparecimento de períodos significativos inferiores a 40 dias, principalmente nos espectros filtrados.

Uma observação dos espectros de frequência não filtrados para as séries anuais evidenciou a presença do período atípico de 121 dias em pelo menos um ano de cada ponto de amostragem, bem como o ciclo sazonal de 91 dias. A posição S5 foi marcada, predominantemente, por um período de 61 dias; as posições S6, S7 e S4 tenderam a apresentar um período médio em torno de 54 dias. Novamente os pontos mais orientais (S7 e S4) exibiram períodos mais curtos que os ocidentais, em torno de 36/30 dias, confirmando os resultados obtidos para as séries completas.

Os espectros filtrados das séries anuais apresentaram valores de período abaixo de 50 dias para todos os sinais significativos, resultando numa tendências muito forte em caracterizar oscilações cujo ciclo esteja dentro do sazonal. Existe uma variabilidade muito grande nos períodos ano a ano e de ponto para ponto, não havendo uma constância de determinado valor. Porém, períodos de 22 a 28 dias aparecem mais frequentemente, sugerindo uma concordância com a tendência de se caracterizar períodos em torno de 25 dias nas séries completas.

Podemos afirmar que a análise efetuada permitiu reconhecer, de maneira bastante segura, a presença de oscilações com período intrassazonal na região do Atlântico Equatorial, na latitude média de 05°N. Houve uma diversidade muito grande nos períodos registrados, porém os pontos de amostragem mais a leste (S7 e S4) sempre exibiram períodos significativos menores que aqueles registrados nos pontos

mais a oeste (S5 e S6). Os espectros de frequência não filtrados tenderam a apresentar períodos significativos maiores do que os calculados nos espectros filtrados. Em ambos, porém, os períodos significativos estiveram sempre abaixo de 50 dias. Um período médio de 25 dias representou a tendência de todas as análises procedidas, podendo ser considerado como representativo dos pontos de amostragem.

A correlação cruzada entre as séries não revelou ser um bom estimador do deslocamento das oscilações registradas. Confirmou, todavia, a defasagem que existe entre o ciclo de TSM dos pontos S5, S6 e S7 com aquele registrado em S4, caracterizado em $\pm 24/22$ semanas.

Finalmente, podemos dizer que foi possível reconhecer visualmente vários processos oceanográficos com assinatura termal superficial, utilizando como base o conjunto de dados de TSM do NODS/JPL. A análise estatística das oscilações registradas em pontos de amostragem situados no paralelo de 05°N, evidenciou a presença de oscilações longas, cujo período característico foi intrassazonal.

6.3 - RECOMENDAÇÕES

Durante a realização deste trabalho foi feita uma animação das 47 imagens geradas para o ano de 1987, dentro do ambiente do SGI-INPE. Porém, tentativas sem êxito foram feitas no sentido de registrar esta animação em vídeo. Para trabalhos futuros, sugere-se continuar tentando uma gravação desta sequência de imagens, uma vez que este procedimento em muito auxilia no reconhecimento da evolução dos campos de TSM ao longo do ano. Fenômenos como a língua de água fria sazonal têm sua dinâmica superficial revelada por uma animação deste tipo.

É desejável se obter melhores recursos de "hardware", para que se tenha a possibilidade de tratar conjuntos de dados semanais de maior volume, o que conduzirá à possibilidade de gerar imagens de maiores áreas geográficas. Acreditamos que com a implementação do "SPRING", que é o Sistema de Tratamento de Imagens e Informação Geográfica em ambiente UNIX para estações de trabalho tipo "SUN", este problema estará resolvido. O ideal seria tratar todo o conjunto de dados dentro do sistema "SEAPAK", "software" desenvolvido especialmente para análise de dados deste tipo. No SEAPAK, cuja com-

patibilidade imediata com os dados do NODS/JPL é de 100%, seria possível desenvolver uma série de estudos em função das imagens geradas pelo "software". Seria possível integrar a geração de imagens e suas análises dentro de um único ambiente, economizando tempo, e tendo a disposição recursos de manipulação para fins exclusivamente oceanográficos não disponíveis nos Sistemas de Informação Geográfica convencionais.

Quanto à caracterização das oscilações intrassazonais encontradas, sugere-se um estudo mais detalhado, não estatístico, no sentido de determinar se estas são decorrentes da propagação de ondas planetárias, como as ondas de Rossby por exemplo, ou se são originadas por outras perturbações. A análise estatística permite reconhecer se existem ou não tais oscilações, porém é difícil ir mais além sem mergulhar no campo da Oceanografia Física.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arnault, S. Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drift. **Journal of Geophysical Research**, 92(C5):5076-5088, May 1987.
- Barros, I.Q. **Introdução ao cálculo numérico**. 1.ed. São Paulo, Edgard Blücher, 1972. 114 p.
- Brown, J.; Colling, A.; Park, D.; Phillips, J.; Rothery, D.; Wright, J. **Ocean circulation**. 1.ed. Oxford, Open University e Pergamon, 1989. 238 p.
- Burrough, P.A. **Principles of geographical information systems for land resources assessment**. 1.ed. Oxford, Clarendon Press, 1986. 193 p.
- Callison, R.D.; Robinson, I.S.; Blackburn, D.A.; Cracknell, A.C.; Cummings, D.L. **Some marine applications of satellite and airborne remote sensing: a computer-based learning module - MARINF/70**. Paris, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), 1989. 90 p.
- Davis, J.C. **Statistics and data analysis in geology**. 2.ed. New York, John Wiley & Sons, 1986. 646 p.
- Dudhia, A. Noise characteristics of the AVHRR infrared channels. **International Journal of Remote Sensing**, 10(4-5):637-644, 1989.
- ENGESPAÇO. **Sitim 150, sistema de informação geográfica**. 1.ed. São José dos Campos, INPE, 1990.
- Fee, E.J. **Digital computer programs for spectral analysis of time series**. Special Report nr 6 - Center for Great Lakes Study, University of Wisconsin, Milwaukee, 1969.
- Felgueiras, P.A.; Erthal, G.J.; Dias, L.A.V. Uma metodologia para densificação de grade regular retangular. In: II Simpósio Brasileiro de Computação Gráfica e Processamento de Imagens. **Anais**. Águas de Lindóia, São Paulo, 26-28 abril, 1989.

- Garzoli, S.L.; Katz, E.J. Winds at St. Peter and St. Paul rocks during the first SEQUAL year. **Geophysical Research Letters**, 11(8):715-718, Aug. 1984.
- Garzoli, S.L.; Richardson, P.L. Low-frequency meandering of the Atlantic north equatorial countercurrent. **Journal of Geophysical Research**, 94(C2):2079-2090, Feb. 1989.
- General Sciences Corporation (GSC). **METPRO workstation training manual**. GSC, Laurel, Maryland, 1988. 32 p.
- Gill, A.E. **Atmosphere-ocean dynamics**. 1.ed. New York, Academic, 1982. 662 p.
- Godin, G. **The analysis of tides**. 1.ed. Liverpool, Liverpool University Press, 1972. 264 p.
- Halpern, D. **Contents of the JPL/NODS data archives**. Caltech's Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, 1990. 19 p.
- Hastenrath, S.; Heller, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 103(435):77-92, Jan. 1977.
- Hastenrath, S.; Lamb, P.J. **Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific oceans**. 1.ed. Wisconsin, The University of Wisconsin Press, 1977. 111 p.
- Hoflich, O. Climate of the south Atlantic ocean. In: Van Loon, H. **World survey of climatology: climates of the oceans**. 1.ed. Amsterdam, Elsevier, 1985. v. 15, cap. 1, p. 1-192.
- Ikeda, Y.; Steverson, M.R. Time series analysis of NOAA-4 sea surface temperature (SST) data. **Remote Sensing of Environment**, (7):349-360, 1978.
- Jenkins, G.M.; Watts, D.G. **Spectral analysis and its applications**. 2.ed. San Francisco, Holden-Day Inc., 1969. 523 p.

- Johns, W.E.; Lee, T.N.; Schott, F.A.; Zantopp, R.J.; Evans, R.H. The north Brazil current retroflexion: seasonal structure and eddy variability. **Journal of Geophysical Research**, 95(C12):22,103-22,120, Dec. 1990.
- Lau, K.-M.; Peng, L. Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I: basic theory. **Journal of Atmospheric Sciences**, 44(6):950-972, Mar. 1987.
- Legeckis, R.; Reverdin, G. Long waves in the equatorial Atlantic ocean during 1983. **Journal of Geophysical Research**, 92(C3):2835-2842, Mar. 1987.
- Levitus, S. **Climatological atlas of the world oceans**. Rockville, U.S. Department of Commerce/National Oceans and Atmospheric Administration, 1982. 173 p. (NOAA Professional Paper 13).
- Lockwood, J.G. **World climatology: an environmental approach**. 1.ed. London, Edward Arnold Publ., 1974. 330 p.
- Lorenzetti, J.A. **Aplicação da técnica de análise espectral cruzada ao estudo da correlação entre as oscilações do nível médio do mar observadas em Cananéia e Bom Abrigo**. (Dissertação de Mestrado) - Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1976.
- McClain, C.R.; Pichel, W.G.; Walton, C.C. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperature. **Journal of Geophysical Research**, 90(C6):11,587-11,601, Nov. 1985.
- McPhaden, M.J. Equatorial sea surface temperature variations on seasonal time scale. In: Nihoul, J.C.J., ed. **Hydrodynamics of the equatorial oceans**. 1.ed. Amsterdam, Elsevier, 1983. p. 1-15.
- Metcalf, W.G.; Stalcup, M.C. Origin of the Atlantic equatorial undercurrent. **Journal of Geophysical Research**, 72(20):4959-4975, Oct. 1967.

- Minnett, P.J. Satellite infrared scanning radiometers - AVHRR and ATSR/M. NATO ASI Series. **Proceedings of the NATO Advanced Study Institute on Microwave Remote Sensing for Oceanographic and Marine Weather-Forecast Models**. Dundee-U.K., August 14-September 3, 1988.
- Molinari, R.L. Observations of eastward currents in the tropical south Atlantic ocean: 1978-1980. **Journal of Geophysical Research**, 87(C12):9707-9714, Nov. 1982.
- _____ Observations of near-surface currents and temperature in the central and western tropical Atlantic ocean. **Journal of Geophysical Research**, 88(C7):4433-4438, May 1983.
- Molinari, R.L.; Voituriez, B.; Duncan, P. Observations in the subthermocline undercurrent of the equatorial south Atlantic ocean: 1978-1980. **Oceanologica Acta**, 4(4):451-456, 1981.
- Muller-Karger, F.E.; McClain, C.R.; Richardson, P.L. The dispersal of the Amazon's water. **Nature**, 333:57-59, May 1988.
- Neiburger, M.; Edinger, J.G.; Bonner, W.D. **Understanding our atmospheric environment**. 2.ed. San Francisco, W.H. Freeman and Company, 1982. 453 p.
- Philander, S.G.H. Unusual conditions in the tropical Atlantic ocean in 1984. **Nature**, 322(6076):236-238, July 1986.
- Picault, J.; Servain, J.; Busalacchi, A.J.; Seva, M. Interannual variability versus seasonal variability in the tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, 11(8):787-790, Aug. 1984.
- Picault, J.; Servain, J.; Lecomte, P.; Seva, M.; Lukas, S.; Rougier, G. **Climatic atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature 1964-1979**. Brest, Universite de Bretagne Occidentale/University of Hawaii, 1985. 467 p.
- Picault, J.; Verstraete, J.-M. Mise en évidence d'une onde de 40-50 jours de période sur les côtes du Golfe de Guinée. **Cah. ORSTOM, sér Océanographique**, XIV(1):3-14, 1976.

- Pullen, P.E.; Bernstein, R.L.; Halpern, D. Equatorial long wave characteristics determined from satellite sea surface temperature and in situ data. **Journal of Geophysical Research**, 92(C1):742-748, Jan. 1987.
- Rao, P.K.; Holmes, S.J.; Anderson, R.K.; Winston, J.S.; Lehr, P.E.; ed. **Weather satellites: systems, data, and environmental applications**. 1.ed. Boston, American Meteorological Society, 1990. 503 p.
- Rayner, J.N. **An introduction to spectral analysis**. 1.ed. London, Pion Ltd., 1971. 174 p.
- Reverdin, G. Heat budget of the tropical Atlantic ocean - seasonal upwelling. **Deep-Sea Research**, 32(3):363-368, Mar. 1985.
- Richardson, P.L.; McKee, T.K. Average seasonal variation of the Atlantic equatorial currents from historical ship drifts. **Journal of Physical Oceanography**, 14(7):1226-1238, July 1984.
- Richardson, P.L.; Reverdin, G. Seasonal cycle of velocity in the Atlantic north equatorial countercurrent as measured by surface drifters, current meters, and ship drifts. **Journal of Geophysical Research**, 92(C4):3691-3708, Apr. 1987.
- Richardson, P.L.; Walsh, D. Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts. **Journal of Geophysical Research**, 91(C9):10,537-10,550, Sep. 1986.
- Robinson, I.S. **Satellite oceanography: an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists**. 1.ed. West Sussex, Ellis Horwood, 1985. 455 p.
- Sabins Jr., F.F. **Remote sensing: principles and interpretation**. 2.ed. New York, W.H. Freeman and Company, 1987. 449 p.
- Schott, F.A.; Boning, C.W. **Evaluation of the WOCE model in the western equatorial Atlantic upper-layer circulation**. Submitted to **Journal of Geophysical Research**, June 1990.
- Schwalb, A. **The TIROS-N/NOAA A-G satellite series**. Washington D.C., 1978. 75 p. (NOAA Technical Memorandum NESS 95).

- _____. **Modified version of the TIROS-N/NOAA A-G satellite series (NOAA E-J) - advanced TIROS-N (ATN).** Washington D.C., 1982. 23 p. (NOAA Technical Memorandum NESS 116).
- Servain, J.; Lukas, S. **Climatic atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature 1985-1989.** Brest, Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, 1990. 133 p.
- Servain, J.; Picault, J.; Busalacchi, A.J. Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic ocean depicted by sixteen years of sea surface temperature and wind stress. In: Nihoul, J.L.J., ed. **Coupled ocean-atmosphere models.** 1.ed. Amsterdam, Elsevier, 1985. cap. 16, p. 211-237.
- Servain, J.; Seva, M.; Lukas, S.; Rougier, G. Climatic atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature 1980-1984. **Ocean-Air Interactions**, 1(2):109-182, July 1987.
- Slater, P.N. **Remote sensing: optics and optical systems.** 1.ed. Reading, Addison-Wesley, 1980. 575 p.
- Smith, E. **A user's guide to the NOAA advanced very high resolution radiometer multichannel sea surface temperature data set, produced by the university of Miami/rosenstiel school of marine and atmospheric science.** NASA Ocean Data System, Caltech's Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, 1990. 15 p.
- Sparkman Jr., J.K. NOAA polar orbiting sensor systems: today and tomorrow. **International Journal of Remote Sensing**, 10(4-5):609-612, 1989.
- Spiegel, M.R. **Estatística.** 2.ed. São Paulo, McGraw-Hill, 1984. 454 p.
- Steger, J.M.; Carton, J.A. Long waves and eddies in the tropical Atlantic ocean: 1984-1990. **Journal of Geophysical Research**, 96(C8):15,161-15,171, Aug. 1991.
- Weisberg, R.H.; Colin, J. Equatorial Atlantic ocean temperature and current variations during 1983 and 1984. **Nature**, 322(6076):240-243, July 1986.

- Weisberg, R.H.; Hickman, J.H.; Tang, T.Y.; Weingartner, T.J. **Velocity and temperature observations during the Sequal experiment at the equator, 28°W.** Raleigh, North Caroline State University, 1986. 54 p.
- Weisberg, R.H.; Weingartner, T.J. Instability waves in the equatorial Atlantic ocean. **Journal of Physical Oceanography**, 18(11):1641-1657, Nov. 1988.

APÊNDICE A

LISTA DE ARQUIVOS NODS/JPL

Listing of save set(s)

Save set: MCSST.BCK
Written by: OPER
UIC: 000100,000100
Date: 9-JAN-1991 08:54:33.20
Command: BACKUP/LIST=MCSST_INHP_ATT_115*.41* B10000 50,100
Operating system: VAX/VMS version V5.4
BACKUP version: V5.4
CPU ID register: 013009FC
Node name: _STANS:
Written on: _STANS:MTAD:
Block size: 8192
Group size: 10
Buffer count: 18

EDATA.VIANNAIMVB6001.001:1	860	7	JAN-1991	13:54
EDATA.VIANNAIMVB6008.001:1	860	7	JAN-1991	13:54
EDATA.VIANNAIMVB6015.001:1	860	7	JAN-1991	13:54
EDATA.VIANNAIMVB6022.001:1	860	7	JAN-1991	13:54
EDATA.VIANNAIMVB6029.001:1	860	7	JAN-1991	14:07
EDATA.VIANNAIMVB6036.001:1	860	7	JAN-1991	14:07
EDATA.VIANNAIMVB6043.001:1	860	7	JAN-1991	14:12
EDATA.VIANNAIMVB6050.001:1	860	7	JAN-1991	14:15
EDATA.VIANNAIMVB6057.001:1	860	7	JAN-1991	14:20
EDATA.VIANNAIMVB6065.001:1	860	7	JAN-1991	14:25
EDATA.VIANNAIMVB6071.001:1	860	7	JAN-1991	14:25
EDATA.VIANNAIMVB6078.001:1	860	7	JAN-1991	14:25
EDATA.VIANNAIMVB6085.001:1	860	7	JAN-1991	14:25
EDATA.VIANNAIMVB6092.001:1	860	7	JAN-1991	14:25
EDATA.VIANNAIMVB6099.001:1	860	7	JAN-1991	15:00
EDATA.VIANNAIMVB6106.001:1	860	7	JAN-1991	15:00
EDATA.VIANNAIMVB6113.001:1	860	7	JAN-1991	15:11
EDATA.VIANNAIMVB6120.001:1	860	7	JAN-1991	15:11
EDATA.VIANNAIMVB6126.001:1	860	7	JAN-1991	15:11
EDATA.VIANNAIMVB6134.001:1	860	7	JAN-1991	15:17
EDATA.VIANNAIMVB6141.001:1	860	7	JAN-1991	15:31
EDATA.VIANNAIMVB6148.001:1	860	7	JAN-1991	15:31
EDATA.VIANNAIMVB6155.001:1	860	7	JAN-1991	15:31
EDATA.VIANNAIMVB6162.001:1	860	7	JAN-1991	15:41
EDATA.VIANNAIMVB6169.001:1	860	7	JAN-1991	15:45
EDATA.VIANNAIMVB6183.001:1	860	7	JAN-1991	15:49
EDATA.VIANNAIMVB6190.001:1	860	7	JAN-1991	15:50
EDATA.VIANNAIMVB6197.001:1	860	7	JAN-1991	15:50
EDATA.VIANNAIMVB6204.001:1	860	7	JAN-1991	15:50
EDATA.VIANNAIMVB6210.001:1	860	7	JAN-1991	16:03
EDATA.VIANNAIMVB6218.001:1	860	7	JAN-1991	16:06
EDATA.VIANNAIMVB6225.001:1	860	7	JAN-1991	16:06
EDATA.VIANNAIMVB6232.001:1	860	7	JAN-1991	16:10
EDATA.VIANNAIMVB6239.001:1	860	7	JAN-1991	16:17
EDATA.VIANNAIMVB6246.001:1	860	7	JAN-1991	16:21
EDATA.VIANNAIMVB6253.001:1	860	7	JAN-1991	16:21
EDATA.VIANNAIMVB6260.001:1	860	7	JAN-1991	16:25
EDATA.VIANNAIMVB6267.001:1	860	7	JAN-1991	16:25
EDATA.VIANNAIMVB6274.001:1	860	7	JAN-1991	16:25
EDATA.VIANNAIMVB6281.001:1	860	7	JAN-1991	16:29
EDATA.VIANNAIMVB6288.001:1	860	7	JAN-1991	16:29
EDATA.VIANNAIMVB6295.001:1	860	7	JAN-1991	16:34
EDATA.VIANNAIMVB6302.001:1	860	7	JAN-1991	16:34
EDATA.VIANNAIMVB6315.001:1	860	7	JAN-1991	16:34

[DATA.VIANNAJMV86322.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV86330.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV86336.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV86344.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV86351.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV86365.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87007.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87014.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87028.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87035.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87042.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87049.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87056.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87063.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87070.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87077.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87084.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87091.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87098.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87105.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87112.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87119.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87133.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87140.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87147.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87154.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87161.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87168.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87175.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87189.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87196.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87203.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87211.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87217.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87224.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87231.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87239.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87245.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87252.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87259.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87266.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87273.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87280.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87293.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87308.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87315.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87322.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87329.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87336.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87343.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87350.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87357.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV87364.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88006.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88013.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88020.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88027.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88034.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88041.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88048.OUT:1

860 7-JAN-1991 16:05
860 7-JAN-1991 16:08
860 7-JAN-1991 17:02
860 7-JAN-1991 17:05
860 7-JAN-1991 17:08
860 7-JAN-1991 17:11
860 8-JAN-1991 07:25
860 8-JAN-1991 07:27
860 8-JAN-1991 07:32
860 8-JAN-1991 07:35
860 8-JAN-1991 07:38
860 8-JAN-1991 07:41
860 8-JAN-1991 07:45
860 8-JAN-1991 08:00
860 8-JAN-1991 08:10
860 8-JAN-1991 08:18
860 8-JAN-1991 08:22
860 8-JAN-1991 08:25
860 8-JAN-1991 08:31
860 8-JAN-1991 08:35
860 8-JAN-1991 08:41
860 8-JAN-1991 08:44
860 8-JAN-1991 08:51
860 8-JAN-1991 08:57
860 8-JAN-1991 09:01
860 8-JAN-1991 09:05
860 8-JAN-1991 09:09
860 8-JAN-1991 09:13
860 8-JAN-1991 09:17
860 8-JAN-1991 09:23
860 8-JAN-1991 09:29
860 8-JAN-1991 09:33
860 8-JAN-1991 09:37
860 8-JAN-1991 09:42
860 8-JAN-1991 09:47
860 8-JAN-1991 09:51
860 8-JAN-1991 09:54
860 8-JAN-1991 09:57
860 8-JAN-1991 10:01
860 8-JAN-1991 10:06
860 8-JAN-1991 10:10
860 8-JAN-1991 10:14
860 8-JAN-1991 10:17
860 8-JAN-1991 10:37
860 8-JAN-1991 10:41
860 8-JAN-1991 10:44
860 8-JAN-1991 10:50
860 8-JAN-1991 10:55
860 8-JAN-1991 11:15
860 8-JAN-1991 11:37
860 8-JAN-1991 11:52
860 8-JAN-1991 12:26
860 8-JAN-1991 12:31
860 8-JAN-1991 12:46
860 8-JAN-1991 12:49
860 8-JAN-1991 12:49
860 8-JAN-1991 13:00
860 8-JAN-1991 13:17
860 8-JAN-1991 13:26
860 8-JAN-1991 13:33

[DATA.VIANNAJMV88055.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88062.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88069.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88076.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88084.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88090.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88097.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88104.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88111.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88118.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88125.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88132.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88139.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88146.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88152.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88160.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88167.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88174.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88181.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88188.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88195.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88202.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88209.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88215.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88222.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88230.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88237.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88244.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88251.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88258.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88265.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88272.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88279.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88286.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88293.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88300.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88307.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88321.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88327.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88335.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88342.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88349.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88355.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV88363.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89004.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89012.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89018.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89025.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89031.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89039.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89046.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89053.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89059.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89067.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89073.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89080.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89089.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89095.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89102.OUT:1
[DATA.VIANNAJMV89108.OUT:1

860 8-JAN-1991 13:46
860 8-JAN-1991 14:21
860 8-JAN-1991 14:39
860 8-JAN-1991 14:46
860 8-JAN-1991 14:54
860 8-JAN-1991 15:02
860 8-JAN-1991 15:09
860 8-JAN-1991 15:15
860 8-JAN-1991 15:23
860 8-JAN-1991 15:29
860 8-JAN-1991 15:36
860 8-JAN-1991 15:42
860 8-JAN-1991 15:50
860 8-JAN-1991 15:57
860 8-JAN-1991 16:02
860 8-JAN-1991 16:08
860 8-JAN-1991 16:12
860 8-JAN-1991 16:16
860 8-JAN-1991 16:21
860 8-JAN-1991 16:26
860 8-JAN-1991 16:30
860 8-JAN-1991 16:33
860 8-JAN-1991 16:36
860 8-JAN-1991 16:39
860 8-JAN-1991 16:42
860 8-JAN-1991 16:45
860 8-JAN-1991 16:48
860 8-JAN-1991 16:51
860 8-JAN-1991 16:54
860 8-JAN-1991 16:57
860 8-JAN-1991 17:01
860 8-JAN-1991 17:04
860 8-JAN-1991 17:07
860 8-JAN-1991 17:10
860 8-JAN-1991 17:13
860 8-JAN-1991 17:16
860 8-JAN-1991 17:19
860 8-JAN-1991 17:22
860 8-JAN-1991 17:25
860 8-JAN-1991 17:28
860 8-JAN-1991 17:31
860 8-JAN-1991 17:34
860 8-JAN-1991 17:37
860 8-JAN-1991 17:40
860 8-JAN-1991 18:00
860 8-JAN-1991 18:03
860 8-JAN-1991 18:06
860 8-JAN-1991 18:09
860 8-JAN-1991 18:12
860 8-JAN-1991 18:15
860 8-JAN-1991 18:18
860 8-JAN-1991 18:21
860 8-JAN-1991 18:24
860 8-JAN-1991 18:27
860 8-JAN-1991 18:30
860 8-JAN-1991 18:33
860 8-JAN-1991 18:36
860 8-JAN-1991 18:39
860 8-JAN-1991 18:42
860 8-JAN-1991 18:44

[DATA.VIANNA]MV89115.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89123.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89129.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89136.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89143.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89151.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89157.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89165.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89173.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89178.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89186.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89193.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89200.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89208.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89214.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89221.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89227.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89235.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89242.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89249.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89255.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89263.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89270.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89277.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89284.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89291.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89298.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89304.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89312.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89319.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89326.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89333.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89340.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89346.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89354.DUT:1
 [DATA.VIANNA]MV89360.DUT:1

B60 8-JAN-1991 18:47
 B60 8-JAN-1991 18:50
 B60 8-JAN-1991 18:53
 B60 8-JAN-1991 18:56
 B60 8-JAN-1991 18:59
 B60 8-JAN-1991 19:02
 B60 8-JAN-1991 19:05
 B60 8-JAN-1991 19:08
 B60 8-JAN-1991 19:11
 B60 8-JAN-1991 19:14
 B60 8-JAN-1991 19:17
 B60 8-JAN-1991 19:20
 B60 8-JAN-1991 19:23
 B60 8-JAN-1991 19:26
 B60 8-JAN-1991 19:29
 B60 8-JAN-1991 19:32
 B60 8-JAN-1991 19:35
 B60 8-JAN-1991 19:38
 B60 8-JAN-1991 19:41
 B60 8-JAN-1991 19:44
 B60 8-JAN-1991 19:47
 B60 8-JAN-1991 19:50
 B60 8-JAN-1991 19:53
 B60 8-JAN-1991 19:56
 B60 8-JAN-1991 19:58
 B60 8-JAN-1991 20:01
 B60 8-JAN-1991 20:04
 B60 8-JAN-1991 20:07
 B60 8-JAN-1991 20:10
 B60 8-JAN-1991 20:13
 B60 8-JAN-1991 20:16
 B60 8-JAN-1991 20:19
 B60 8-JAN-1991 20:22
 B60 8-JAN-1991 20:25
 B60 8-JAN-1991 20:28
 B60 8-JAN-1991 20:31

Total of 200 files, 172000 blocks
 End of save set

APÊNDICE B

TABELA DE VALORES CRÍTICOS DE QUI-QUADRADO

TABLE 2.18 Critical Values of χ^2 for ν Degrees of Freedom and Selected Levels of Significance

Number of Degrees of Freedom, ν	Significance Level, α (%)				
	20	10	5	2.5	1
1	1.64	2.71	3.84	5.02	6.63
2	3.22	4.61	5.99	7.38	9.21
3	4.64	6.25	7.81	9.35	11.34
4	5.99	7.78	9.49	11.14	13.28
5	7.29	9.24	11.07	12.83	15.09
6	8.56	10.64	12.59	14.45	16.81
7	9.80	12.02	14.07	16.01	18.48
8	11.03	13.36	15.51	17.53	20.09
9	12.24	14.68	16.92	19.02	21.67
10	13.44	15.99	18.31	20.48	23.21
11	14.63	17.28	19.68	21.92	24.72
12	15.81	18.55	21.03	23.34	26.22
13	16.98	19.81	22.36	24.74	27.69
14	18.15	21.06	23.68	26.12	29.14
15	19.31	22.31	25.00	27.49	30.58
16	20.47	23.54	26.30	28.85	32.00
17	21.61	24.77	27.59	30.19	33.41
18	22.76	25.99	28.87	31.53	34.81
19	23.90	27.20	30.14	32.85	36.19
20	25.04	28.41	31.41	34.17	37.57
21	26.17	29.62	32.67	35.48	38.93
22	27.30	30.81	33.92	36.78	40.29
23	28.43	32.01	35.17	38.08	41.64
24	29.55	33.20	36.42	39.36	42.98
25	30.68	34.38	37.65	40.65	44.31
26	31.79	35.56	38.89	41.92	45.64
27	32.91	36.74	40.11	43.19	46.96
28	34.03	37.92	41.34	44.46	48.28
29	35.14	39.09	42.56	45.72	49.59
30	36.25	40.26	43.77	46.98	50.89
40	47.27	51.81	55.76	59.34	63.69
50	58.16	63.17	67.50	71.42	76.15
60	68.97	74.40	79.08	83.30	88.38
70	79.71	85.53	90.53	95.02	100.43
80	90.41	96.58	101.88	106.63	112.33
90	101.05	107.57	113.15	118.14	124.12
100	111.67	118.50	124.34	129.56	135.81

APÊNDICE C
PROGRAMA "FORTRAN"

```

$ LARGE
  DIMENSION DATZ(2,2000),TITLE(80),PSI(60),WORK(4000),Z(2000)
  DIMENSION DATA1(2,2000),DATA2(2,2000)
  OPEN (5,FILE='DATEP.DAT',STATUS='OLD')
  OPEN (6,FILE='ESPEC.DAT',STATUS='NEW')
  OPEN (9,FILE='tk.dat',STATUS='OLD')
  KREAD=1
  READ(5,1) TITLE
1  FORMAT(80A1)
  READ(5,2)N,DELTAT,NUMSER,LH
2  FORMAT(I5,F5.2,I5,I5)
  WRITE(6,3)TITLE,N,LH,DELTAT,NUMSER
3  FORMAT('1',32X,80A1/21X,'NUMBER OF DATA POINTS = ',I4/55X,'M = ',I
14,/20X,'TIME INTERVAL BETWEEN DATA POINTS = ',F10.5,'TIME UNITS.'/
2,'NUMERO DE SERIES=',I5,/)
C  B1 IS THE STANDARTIZED BANDWIDTH FOR ME TUKEY WINDOW
  B1=1.333
  DEGFRE=(2*N*B1)/LH
C  DEGFRE IS THE NUMBER OR DEGREES OF FREEDOM FOR THE SPECTRAL ESTIMA
C  TES
  BWIDTH=B1/LH
C  BWIDTH IS THE BANDWIDTH OF THE SPECTRAL WINDOW
  WRITE(6,7)DEGFRE,BWIDTH
7  FORMAT(32X,'THE NUMBER OF DEGREES OF FREEDOM IS = ',F9.3,/31X,'BAN
1DWIDTH = ',F10.8,/)
  IF(N-8900)8,8,9
8  CALL INPUT(DATZ,N,DELTAT,NWORK,9,KREAD,LH,Z,F2,VARX)
  IF(NUMSER-2)4,5,11
4  CALL SPEC1(DATZ,N,DELTAT,LH,VARX)
  STOP
5  CALL SPEC2(DATZ,N,DELTAT,KREAD,LH,Z,F2)
  STOP
9  WRITE(6,10)
10  FORMAT('TOO MANY DATA POINTS OR LAGS. JOB TERMINATED')
  STOP
11  WRITE(6,12)
12  FORMAT('NUMBER OF SERIES MUST BE 1 OR 2, JOB TERMINATED.')
  STOP
  END
  SUBROUTINE INPUT(DATZ,N,DELTAT,NWORK,IFILE,KREAD,LH,Z,F2,VARX)
  DIMENSION DATZ(2,2000),NN(1),WORK(4000),Z(2000)
  IF(KREAD-1)53,53,61
53  READ(IFILE,105)(DATZ(1,I),I=1,N)
105  FORMAT(8X,F3.0)
  NCONT=1
  GO TO 77
61  READ(IFILE,105)(DATZ(1,I),I=1,N)
  NCONT=2
77  SUMY=0.0
  SUMXY=0.0
  DO 2 I=1,N
  SUMY=SUMY+DATZ(1,I)
2  SUMXY=SUMXY+DATZ(1,I)*FLOAT(I)
  SUMXY=SUMXY*DELTAT
  F1=0.5*DELTAT*FLOAT(N*(N+1))
  F2=SUMY/FLOAT(N)
  SLOPE=(SUMXY-F1*F2)/(F1*(DELTAT*FLOAT(2*N+1)/3.0-F1/FLOAT(N)))
  AINTER=F2-SLOPE*F1/FLOAT(N)
  FACTOR=SLOPE*DELTAT

```

```

DO 200 J=1,N
200 VARX=VARX+(DATZ(1,J)-F2)**2
   VARX=VARX/(N-1)
   IF(NCONT-1)23,81,23
81 DO 113 I=1,N
113 Z(I)=DATZ(1,I)-F2
23 DO 3 I=1,N
   3 DATZ(1,I)=DATZ(1,I)-AINTER-FACTOR*FLOAT(I)
   IF(NCONT.EQ.2.) GO TO 73
   WRITE(6,33)F2,VARX
33 FORMAT(13X,'MEDIA DA PRIMEIRA SERIE =',F8.4/13X,'VARIANCIA DA PRIM
LEIRA SERIE =',E12.5,/)
   GO TO 60
73 WRITE(6,43) F2,VARX
43 FORMAT(13X,'MEDIA DA SEGUNDA SERIE =',F8.4/13X,'VARIANCIA DA SEGUN
1DA SERIE =',E12.5,/)
60 NWORK=N
   DO 8 I=1,NWORK
8 DATZ(2,I)=0.0
   NN(1)=N
   CALL FOURT(DATZ,NN,1,-1,0,WORK)
   RETURN
   END
SUBROUTINE SPEC1(DATZ,N,DELTAT,LH,VARX)
DIMENSION DATZ(2,2000),WORK(4000),PSI(60),SPECT1(4000),AUX(60)
INTEGER A1
ND2=N/2
ND21=ND2+1
FACTOR=0.5/(FLOAT(ND2)*DELTAT)
DO 700 I=1,ND21
DATZ(1,I)=DATZ(1,I)/FLOAT(N)
700 DATZ(2,I)=DATZ(2,I)/FLOAT(N)
M=LH
PI=3.14159265
IFIN=(1.333*N/LH)+2
PSI(1)=M
DO 345 I=2,IFIN
F=FLOAT(I-1)*FACTOR
AK=2.*PI*F*M
AR=AK/PI
TEST=0.
IF(AR-1)83,84,83
84 A1=I
TEST=TEST+1
GO TO 345
83 PSI(I)=M*(SIN(AK)/AK)*(1/(1-AR*AR))
345 CONTINUE
IF(TEST)25,25,24
24 PSI(A1)=(PSI(A1-1)+PSI(A1+1))/2
25 DO 2031 I=1,IFIN
2031 AUX(I)=PSI(I)
DO 2032 I=1,IFIN
2032 PSI(I)=AUX(IFIN-I+1)
C WRITE(6,999)
999 FORMAT(13X,'J',7X,'PEPSI(J)'/)
C WRITE(6,1001)(J,PSI(J),J=1,IFIN)
1001 FORMAT(10X,I5,5X,F15.4)
DO 1999 I=1,ND21
1999 SPECT1(I)=DATZ(1,I)*DATZ(1,I)+DATZ(2,I)*DATZ(2,I)

```

```

CALL CONF(ND21,LH,PSI,SPECT1,IM,IFIN)
WRITE(6,6)
6 FORMAT('0 LAG', 3X,'FREQ',3X,'PERIOD',4X, ' SPECT1 ',/)
DO 10 I=1,ND21
  FREQ=FLOAT(I-1)*FACTOR
  J=I-1
  IF(I-1)12,12,7
12 PERIOD=999.9999
  GO TO 8
  7 PERIOD=1.0/FREQ
  8 FREQ=FREQ*360.
  WRITE(6,99)J,FREQ,PERIOD,SPECT1(I)
99 FORMAT(I5,3X,F8.4,1X,F10.4,E12.5,E12.5)
10 CONTINUE
  RETURN
  END
  SUBROUTINE SPEC2(DATA1,N,DELTAT,KREAD,LH,Z,F2)
  DIMENSION COSP(2000),QUASP(2000),SPECT1(2000),SPECT2(2000),PSI(60)
  DIMENSION DATA1(2,2000),DATA2(2,2000),NN(1),WORK(4000),DATZ(2,200
10),Z(2000),PREV(1200),AUX(60),HELP(2,1200)
  INTEGER A1
  KREAD=KREAD+1
  CALL INPUT(DATA2,N,DELTAT,NWORK,9,KREAD,LH,Z,F2,VARX)
  ND2=N/2
  ND21=ND2+1
  FACTOR=0.5/(FLOAT(ND2)*DELTAT)
  L=1
  K=2
  DO 700 I=1,ND21
    DATA1(L,I)=DATA1(L,I)/FLOAT(N)
    DATA2(L,I)=DATA2(L,I)/FLOAT(N)
    DATA1(K,I)=DATA1(K,I)/FLOAT(N)
700 DATA2(K,I)=DATA2(K,I)/FLOAT(N)
    DO 1999 I=1,ND21
      COSP(I)=DATA1(1,I)*DATA2(1,I)+DATA1(2,I)*DATA2(2,I)
      QUASP(I)=DATA1(1,I)*DATA2(2,I)-DATA1(2,I)*DATA2(1,I)
      SPECT1(I)=DATA1(1,I)*DATA1(1,I)+DATA1(2,I)*DATA1(2,I)
1999 SPECT2(I)=DATA2(1,I)*DATA2(1,I)+DATA2(2,I)*DATA2(2,I)
    M=LH
    PI=3.14159265
    IFIN=(1.333*N/M)+2
    PSI(1)=M
    DO 345 I=2,IFIN
      F=FLOAT(I-1)*FACTOR
      AK=2.*PI*F*M
      AR=AK/PI
      TEST=0.
      IF(AR-1)83,84,83
84 A1=I
      TEST=TEST+1
      GO TO 345
83 PSI(I)=M*(SIN(AK)/AK)*(1/(1-AR*AR))
345 CONTINUE
      IF(TEST)25,25,24
24 PSI(A1)=(PSI(A1-1)+PSI(A1+1))/2
25 DO 2031 I=1,IFIN
2031 AUX(I)=PSI(I)
      DO 2032 I=1,IFIN
2032 PSI(I)=AUX(IFIN-I+1)

```

```

999 FORMAT(13X,'J',7X,'PEPSI(J)')
C   WRITE(6,1001)(J,PSI(J),J=1,IFIN)
1001 FORMAT(10X,I5,5X,F8.4)
    IM=0
    CALL CONF(ND21,LH,PSI,COSP,IM,IFIN)
    CALL CONF(ND21,LH,PSI,SPECT2,IM,IFIN)
    CALL CONF(ND21,LH,PSI,SPECT1,IM,IFIN)
    IM=1
    CALL CONF(ND21,LH,PSI,QUASP,IM,IFIN)
    ARSPE1=0.
    ARSPE2=0.
    DELTF=(1/(2.*DELTAT))/ND21
    DO 2023 J=1,ND21-1
    ARSPE1=ARSPE1+((SPECT1(J)+SPECT1(J+1))/2.)*DELT
2023 ARSPE2=ARSPE2+((SPECT2(J)+SPECT2(J+1))/2.)*DELT
    ARSPE2=2.*ARSPE2
    ARSPE1=2.*ARSPE1
    WRITE(6,800)ARSPE1,ARSPE2
800  FORMAT(13X,'AREA DO PRIMEIRO ESPECTRO =',E12.5,/13X,'AREA DO SEGUN
1DO ESPECTRO =',E12.5,/)
    WRITE(6,6)
6    FORMAT('0   LAG',3X,'FREQ',3X,'PERIOD',4X,'   (SPEC1)',2X,' (SPE
1C2)',2X,'COHER**2',6X,'PHASE'/)
    DO 10 I=1,ND21
    COHER=(COSP(I)*COSP(I)+QUASP(I)*QUASP(I))/(SPECT1(I)*SPECT2(I))
    PHASE=ATAN2(QUASP(I),COSP(I))*57.29578
    GANHO=SQRT(COSP(I)*COSP(I)+QUASP(I)*QUASP(I))/SPECT1(I)
    GANHO=GANHO*GANHO
    RUIDO=(1.-COHER)*SPECT2(I)
    FREQ=FLOAT(I-1)*FACTOR
    J=I-1
    IF(I-1)12,12,7
12  PERIOD=999.9999
    GO TO 8
7   PERIOD=1.0/FREQ
8   FREQ=FREQ*360.
    WRITE(6,99)J,FREQ,PERIOD,SPECT1(I),SPECT2(I),COHER,PHASE
99  FORMAT(I5,3X,F8.4,1X,F10.4,E12.5,E12.5,1X,F9.5,1X,F10.5)
10  CONTINUE
    DO 510 I=1,ND21
    DATZ(1,I)=COSP(I)/SPECT1(I)
510  DATZ(2,I)=QUASP(I)/SPECT1(I)
    DO 67 I=1,ND21
    HELP(1,I)=DATZ(1,I)
67  HELP(2,I)=DATZ(2,I)
    DO 79 I=1,ND21-1
    DATZ(1,I)=HELP(1,ND21+1-I)
79  DATZ(2,I)=-HELP(2,ND21+1-I)
    DO 89 I=1,ND21
    DATZ(1,ND2+I)=HELP(1,I)
89  DATZ(2,ND2+I)=HELP(2,I)
    NN(1)=N+1
    CALL FOURT(DATZ,NN,1,1,1,WORK)
    DO 103 I=1,N-1,2
103  DATZ(1,I+1)=-DATZ(1,I+1)
    WRITE(6,550)
550  FORMAT(' ',//2X,'FUNCAO RESPOSTA AO IMPULSO'/)
    WRITE(6,560)(I,DATZ(1,I),DATZ(2,I),I=1,N)
560  FORMAT(3(1X,I5,2X,F12.5,2X,F12.5))

```

```

JFIN=500
DO 303 I=JIN,JFIN
PREV(I)=0.
DO 307 J=1,JIN
307 PREV(I)=PREV(I)+DATZ(1,J)*Z(I+1-J)
303 PREV(I)=PREV(I)+F2
WRITE(6,500)
500 FORMAT(1H1,2X,'VALORES PREVISTOS'//)
WRITE(6,508)(I,PREV(I),I=JIN,JFIN)
508 FORMAT(4(1X,I5,F12.5))
2027 RETURN
END
SUBROUTINE CONF(ND21,L,PSI,Y,IM,IFIN)
DIMENSION PSI(1),Y(1),Z(2000),WORKC(2000)
M=IFIN
DO 310 I=1,ND21
WORKC(I)=0.
310 WORKC(I)=Y(I)
DO 252 I=1,ND21
K=I+M-1
252 Z(K)=WORKC(I)
MJ=M-1
DO 300 J=1,MJ
MM=ND21+M+J-1
Z(J)=0.
Z(MM)=0.
300 CONTINUE
JK=ND21+M-1
DO 700 JJ=M,JK
P=PSI(M)*Z(JJ)
Q=0.
DO 390 K=1,MJ
390 Q=Q+(Z(JJ-K)+Z(JJ+K))*PSI(M-K)
700 WORKC(JJ)=P+Q
L=2*(IFIN-1)+1
DO 800 II=M,L
R=0.
IK=II-M
IL=M-IK
DO 395 K=1,JL
395 R=R+Z(II+IK+K-1)*PSI(M-IK-K+1)
IF(IM.NE.0.) GO TO 705
WORKC(II)=WORKC(II)+R
GO TO 800
705 WORKC(II)=WORKC(II)-R
800 CONTINUE
DO 701 K=M,JK
I=K-M+1
Y(I)=WORKC(K)
701 CONTINUE
RETURN
END
SUBROUTINE FOURT(DATZ,NN,NDIM,ISIGN,IFORM,WORK)
DIMENSION DATZ(2),NN(1),WORK(1),IFACT(400)
TWOPI=6.283185307
RTHLF=0.7071067812
IF(NDIM-1)951,1,1
1 NTOT=2
DO 2 IDIM=1,NDIM

```

```

2  NTOT=NTOT*NN(IDIM)
   ISAVE=NTOT
   NP1=2
   DO 910 IDIM=1,NDIM
   N=NN(IDIM)
   NP2=NP1*N
   IF(N-1)920,900,5
5  M=N
   NTWO=NP1
   IFZ=1
   IDIV=2
10  IQUOT=M/IDIV
   IREM=M-IDIV*IQUOT
   IF(IQUOT-IDIV)50,11,11
11  IF(IREM)20,12,20
12  NTWO=NTWO+NTWO
   IFACT(IFZ)=IDIV
   IFZ=IFZ+1
   M=IQUOT
   GO TO 10
20  IDIV=3
   INON2=IFZ
30  IQUOT=M/IDIV
   IREM=M-IDIV*IQUOT
   IF(IQUOT-IDIV)60,31,31
31  IF(IREM)40,32,40
32  IFACT(IFZ)=IDIV
   IFZ=IFZ+1
   M=IQUOT
   GO TO 30
40  IDIV=IDIV+2
   GO TO 30
50  INON2=IFZ
   IF(IREM)60,51,60
51  NTWO=NTWO+NTWO
   GO TO 70
60  IFACT(IFZ)=M
70  ICASE=1
   IFMIN=1
   IIRNG=NP1
   IF(DIM-4)71,100,100
71  IF(IFORM)72,72,100
72  ICASE=2
   IIRNG=NPO*(1+NPREV/2)
   IF(IDIM-1)73,73,100
73  ICASE=3
   IIRNG=NP1
   IF(NTWO-NP1)100,100,74
74  ICASE=4
   IFMIN=2
   NTWO=NTWO/2
   N=N/2
   NP2=NP2/2
   NTOT=NTOT/2
   I=1
   DO 80 J=1,NTOT
   DATZ(J)=DATZ(I)
80  I=I+2
100 IF(NTWO-NP2)200,110,110

```

```

J=1
DO 150 I2=1, NP2, NP1
IF (J-I2) 120, 130, 130
120 I1MAX=I2+NP1-2
DO 125 I1=I2, I1MAX, 2
DO 125 I3=I1, NTOT, NP2
J3=J+I3-I2
TEMPR=DATZ (I3)
TEMPI=DATZ (I3+1)
DATZ (I3)=DATZ (J3)
DATZ (I3+1)=DATZ (J3+1)
DATZ (J3)=TEMPR
125 DATZ (J3+1)=TEMPI
130 M=NP2HF
140 IF (J-M) 150, 150, 145
145 J=J-M
M=M/2
IF (M-NP1) 150, 140, 140
150 J=J+M
GO TO 300
200 NWORK=2*N
DO 270 I1=1, NP1, 2
DO 270 I3=I1, NTOT, NP2
J=I3
DO 260 I=1, NWORK, 2
IF (ICASE-3) 210, 220, 210
210 WORK (I)=DATZ (J)
WORK (I+1)=DATZ (J+1)
GO TO 230
220 WORK (I)=DATZ (J)
WORK (I+1)=0.0
230 IFP2=NP2
IFZ = IFMIN
240 IFP1=IFP2/IFACT (IFZ)
J=J+IFP1
IF (J-I3-IFP2) 260, 250, 250
250 J=J-IFP2
IFP2=IFP1
IFZ = IFZ+1
IF (IFP2-NP1) 260, 260, 240
260 CONTINUE
I2MAX=I3+NP2-NP1
I=1
DO 270 I2=I3, I2MAX, NP1
DATZ (I2)=WORK (I)
DATZ (I2+1)=WORK (I+1)
270 I=I+2
300 IF (NTWO-NP1) 600, 600, 305
305 NP1TW=NP1+NP1
IPAR=NTWO/NP1
310 IF (IPAR-2) 350, 330, 320
320 IPAR=IPAR/4
GO TO 310
330 DO 340 I1=1, I1RNG, 2
DO 340 K1=I1, NTOT, NP1TW
K2=K1+NP1
TEMPR=DATZ (K2)
TEMPI=DATZ (K2+1)
DATZ (K2)=DATZ (K1)-TEMPR

```

```

    DATZ (K1)=DATZ (K1)+TEMPR
340 DATZ (K1+1)=DATZ (K1+1)+TEMPI
350 MMAX=NP1
360 IF (MMAX-NTWO/2) 370,600,600
370 CONTINUE
    MSSSS=MMAX/2
    IF (NP1TW-MSSSS) 930,940,940
930 LMAX=MMAX/2
    GO TO 950
940 LMAX=NP1TW
950 CONTINUE
    DO 570 L=NP1,LMAX,NP1TW
    M=L
    IF (MMAX-NP1) 420,420,380
380 THETA=-TWOPI*FLOAT (L) / FLOAT (4*MMAX)
    IF (ISIGN) 400,390,390
390 THETA=-THETA
400 WR=COB (THETA)
    WI=SIN (THETA)
410 W2R=WR*WR-WI*WI
    W2I=2.*WR*WI
    W3R=W2R*WR-W2I*WI
    W3I=W2R*WI+W2I*WR
420 DO 530 I1=1,I1RNG,2
    KMIN=I1+IPAR*M
    IF (MMAX-NP1) 430,430,440
430 KMIN=I1
440 KDIF=IPAR*MMAX
450 KSTEP=4*KDIF
    IF (KSTEP-NTWO) 460,460,530
460 DO 520 K1=KMIN,NTOT,KSTEP
    K2=K1+KDIF
    K3=K2+KDIF
    K4=K3+KDIF
    IF (MMAX-NP1) 470,470,480
470 U1R=DATZ (K1)+DATZ (K2)
    U1I=DATZ (K1+1)+DATZ (K2+1)
    U2R=DATZ (K3)+DATZ (K4)
    U2I=DATZ (K3+1)+DATZ (K4+1)
    U3R=DATZ (K1)-DATZ (K2)
    U3I=DATZ (K1+1)-DATZ (K2+1)
    IF (ISIGN) 471,472,472
471 U4R=DATZ (K3+1)-DATZ (K4+1)
    U4I=DATZ (K4)-DATZ (K3)
    GO TO 510
472 U4R=DATZ (K4+1)-DATZ (K3+1)
    U4I=DATZ (K3)-DATZ (K4)
    GO TO 510
480 T2R=W2R*DATZ (K2)-W2I*DATZ (K2+1)
    T2I=W2R*DATZ (K2+1)+W2I*DATZ (K2)
    T3R=WR*DATZ (K3)-WI*DATZ (K3+1)
    T3I=WR*DATZ (K3+1)+WI*DATZ (K3)
    T4R=W3R*DATZ (K4)-W3I*DATZ (K4+1)
    T4I=W3R*DATZ (K4+1)+W3I*DATZ (K4)
    U1R=DATZ (K1)+T2R
    U1I=DATZ (K1+1)+T2I
    U2R=T3R+T4R
    U2I=T3I+T4I
    U3R=DATZ (K1)-T2R

```

```

      IF (ISIGN) 490, 500, 500
490  U4R=T3I-T4I
      U4I=T4R-T3R
      GO TO 510
500  U4R=T4I-T3I
      U4I=T3R - T4R
510  DATZ(K1)=U1R+U2R
      DATZ(K1+1)=U1I+U2I
      DATZ(K2)=U3R+U4R
      DATZ(K2+1)=U3I+U4I
      DATZ(K3)=U1R-U2R
      DATZ(K3+1)=U1I-U2I
      DATZ(K4)=U3R-U4R
520  DATZ(K4+1)=U3I-U4I
      KDIF=KSTEP
      KMIN=4*(KMIN-I1)+I1
      GO TO 450
530  CONTINUE
      M=M+LMAX
      IF (M-MMAX) 540, 540, 570
540  IF (ISIGN) 550, 560, 560
550  TEMPR=WR
      WR=(WR+WI)*RTHLF
      WI=(WI-TEMPR)*RTHLF
      GO TO 410
560  TEMPR=WR
      WR=(WR-WI)*RTHLF
      WI=(TEMPR+WI)*RTHLF
      GO TO 410
570  CONTINUE
      IPAR=3-IPAR
      MMAX=MMAX+MMAX
      GO TO 360
600  IF (NTWO-NP2) 605, 700, 700
605  IFP1=NTWO
      IFZ = INON2
      NP1HF=NP1/2
610  IFP2 = IFACT(IFZ)*IFP1
      J1MIN=NP1+1
      IF (J1MIN-IFP1) 615, 615, 640
615  DO 635 J1=J1MIN, IFP1, NP1
      THETA=-TWOPI*FLOAT(J1-1)/FLOAT(IFP2)
      IF (ISIGN) 625, 620, 620
620  THETA=-THETA
625  WSTPR=COS(THETA)
      WSTPI=SIN(THETA)
      WR=WSTPR
      WI=WSTPI
      J2MIN=J1+IFP1
      J2MAX=J1+IFP2-IFP1
      DO 635 J2=J2MIN, J2MAX, IFP1
      I1MAX=J2+I1RNG-2
      DO 630 I1=J2, I1MAX, 2
      DO 630 J3=I1, NTOT, IFP2
      TEMPR=DATZ(J3)
      DATZ(J3)=DATZ(J3)*WR-DATZ(J3+1)*WI
630  DATZ(J3+1)=TEMPR*WI+DATZ(J3+1)*WR
      TEMPR=WR
      WR=WR*WSTPR-WI*WSTPI

```

```

640 THETA=-TWOPI/FLOAT(IFACT(IFZ))
    IF(ISIGN) 650, 645, 645
645 THETA=-THETA
650 WSTPR=COS(THETA)
    WSTPI=SIN(THETA)
    J2RNG=IFP1*(1+IFACT(IFZ)/2)
    DO 695 I1=1, I1RNG, 2
    DO 695 I3=1, NTOT, NP2
    J2MAX=I3+J2RNG-IFP1
    DO 690 J2=I3, J2MAX, IFP1
    DO 680 J1=J2, J1MAX, NP1
    J1MAX=J2+IFP1-NP1
    J3MAX=J1+NP2-IFP2
    DO 680 J3=J1, J3MAX, IFP2
    JMIN=J3-J2+I3
    JMAX=JMIN+IFP2-IFP1
    I=1+(J3-I3)/NP1HF
    IF(J2-I3) 655, 655, 665
655 SUMR=0.
    SUMI=0.
    DO 660 J=JMIN, JMAX, IFP1
    SUMR=SUMR+DATZ(J)
660 SUMI=SUMI+DATZ(J+1)
    WORK(I)=SUMR
    WORK(I+1)=SUMI
    GO TO 680
665 ICONJ=1+(IFP2-2*J2+I3+J3)/NP1HF
    J=JMAX
    SUMR=DATZ(J)
    SUMI=DATZ(J+1)
    OLDSR=0.
    OLDSI=0.
    J=J-IFP1
670 TEMPR=SUMR
    TEMPI=SUMI
    SUMR=TWOWR*SUMR-OLDSR+DATZ(J)
    SUMI=TWOWR*SUMI-OLDSI+DATZ(J+1)
    OLDSR=TEMPR
    OLDSI=TEMPI
    J=J-IFP1
    IF(J-JMIN) 675, 675, 670
675 TEMPR=WR*SUMR-OLDSR+DATZ(J)
    TEMPI=WI*SUMI
    WORK(I)=TEMPR-TEMPI
    WORK(ICONJ)=TEMPR+TEMPI
    TEMPR=WR*SUMI-OLDSI+DATZ(J+1)
    TEMPI=WI*SUMR
    WORK(I+1)=TEMPR+TEMPI
    WORK(ICONJ+1)=TEMPR-TEMPI
680 CONTINUE
    IF(J2-I3) 685, 685, 686
685 WR=WSTPR
    WI=WSTPI
    GO TO 690
686 TEMPR=WR
    WR=WR*WSTPR-WI*WSTPI
    WI=TEMPR*WSTPI+WI*WSTPR
690 TWOWR=WR+WR
    I=1

```

```

DO 695 I2=I3,I2MAX,NP1
  DATZ(I2)=WORK(I)
  DATZ(I2+1)=WORK(I+1)
695 I=I+2
  IFZ=IFZ+1
  IFP1=IFP2
  IF(IFP1-NP2) 610,700,700
700 GO TO(900,800,900,701),ICASE
701 NHALF=N
  N=N+N
  THETA=-TWOPI/FLOAT(N)
  IF(ISIGN) 703,702,702
702 THETA=-THETA
703 WSTPR=COS(THETA)
  WSTPI=SIN(THETA)
  WR=WSTPR
  WI=WSTPI
  IMIN=3
  JMIN=2*NHALF-1
  GO TO 725
710 J=JMIN
  DO 720 I=IMIN,NTOT,NP2
    SUMR=(DATZ(I)+DATZ(J))/2.
    SUMI=(DATZ(I+1)+DATZ(J+1))/2.
    DIFI=(DATZ(I+1)-DATZ(J+1))/2.
    DIFR=(DATZ(I)-DATZ(J))/2.
    TEMPR=WR*SUMI+WI*DIFR
    TEMPI=WI*SUMI-WR*DIFR
    DATZ(I)=SUMR+TEMPR
    DATZ(I+1)=DIFI+TEMPI
    DATZ(J)=SUMR-TEMPR
    DATZ(J+1)=-DIFI+TEMPI
720 J=J+NP2
  IMIN=IMIN+2
  JMIN=JMIN-2
  TEMPR=WR
  WR=WR*WSTPR-WI*WSTPI
  WI=TEMPR*WSTPI+WI*WSTPR
725 IF(IMIN-JMIN) 710,730,740
730 IF(ISIGN) 731,740,740
731 DO 735 I=IMIN,NTOT,NP2
735 DATZ(I+1)=-DATZ(I+1)
740 NP2=NP2+NP2
  NTOT=NTOT+NTOT
  J=NTOT+1
  IMAX=NTOT/2+1
745 IMIN=IMAX-2*NHALF
  I=IMIN
  GO TO 755
750 DATZ(J)=DATZ(I)
  DATZ(J+1)=-DATZ(I+1)
755 I=I+2
  J=J-2
  IF(I-IMAX) 750,760,760
760 DATZ(J)=DATZ(IMIN)-DATZ(IMIN+1)
  DATZ(J+1)=0.
  IF(I-J) 770,780,780
765 DATZ(J)=DATZ(I)
  DATZ(J+1)=DATZ(I+1)

```

```

      J=J-2
      IF (I-IMIN) 775,775,765
775  DATZ(J)=DATZ(IMIN)+DATZ(IMIN+1)
      DATZ(J+1)=0.
      IMAX=IMIN
      GO TO 745
780  DATZ(1)=DATZ(1)+DATZ(2)
      DATZ(2)=0.
      GO TO 900
800  IF (I1RGN-NP1) 805,900,900
805  DO 860 I3=1,NTOT,NP2
      I2MAX=I3+NP2-NP1
      DO 860 I2=I3,I2MAX,NPI
      IMIN=I2+I1RNG
      IMAX=I2+NP1-2
      JMAX=2*I3+NP1-IMIN
      IF (I2-I3) 820,820,810
810  JMAX=JMAX+NP2
820  IF (IDIM-2) 850,850,830
830  J=JMAX+NPO
      DO 840 I=IMIN,IMAX,2
      DATZ(I)=DATZ(J)
      DATZ(I+1)=-DATZ(J+1)
840  J=J-2
850  J=JMAX
      DO 860 I=IMIN,IMAX,NPO
      DATZ(I)=DATZ(J)
      DATZ(I+1)=-DATZ(J+1)
860  J=J-NPO
900  NPO=NP1
      NP1=NP2
910  NPREV=N
920  IF (ISIGN) 951,951,931
931  FACT=2.0/FLOAT(ISAVE)
      DO 947 I=1,ISAVE
947  DATZ(I)=DATZ(I)*FACT
951  RETURN
      ENDFILE (5)
      ENDFILE (6)
      ENDFILE (7)
      END

```