



Universidade do Algarve
Faculdade de Ciências do Mar e
Ambiente

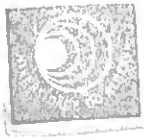
**CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS QUENTES E DE BAIXA
SALINIDADE AO LONGO DA PLATAFORMA CONTINENTAL
ANGOLANA (1982-1999)**

Dissertação de Mestrado em Estudos Marinhos e Costeiros

Bomba-Bazik Sangolay

FARO

2004



Universidade do Algarve
Faculdade de Ciências e do Mar

**CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS QUENTES E DE BAIXA
SALINIDADE AO LONGO DA PLATAFORMA CONTINENTAL
ANGOLANA (1982-1999)**

Dissertação para a obtenção do grau de mestre em Estudos Marinhos e Costeiros, Ramo de Gestão dos Ecossistemas Marinhos e Costeiros

por

Bomba-Bazika Sangolay

FARO

2004

UNIVERSIDADE DO ALGARVE
SERVIÇO DE DOCUMENTAÇÃO

14/12/04 60039

51.164
CAN-COL

Departamento de Oceanografia – Instituto de Investigação Marinha.
República de Angola

Orientador: Doutor **Paulo José Relvas de Almeida**, Professor Auxiliar da Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente da Universidade do Algarve

Data: 23 de Setembro de 2004

CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS QUENTES E DE BAIXA SALINIDADE AO LONGO DA PLATAFORMA CONTINENTAL ANGOLANA (1982-1999)

JÚRI:

Presidente: Doutor **Tomasz Boski**, Professor Associado com Agregação da Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente da Universidade do Algarve.

Vogais: Doutor **Paulo José Relvas de Almeida**, Professor Auxiliar da Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente da Universidade do Algarve.

Doutor **Henriques Manuel dos Santos Coelho**, Professor Auxiliar Convidado da Universidade Lusófona de Humanidades e Tecnologia.

Doutor **Carlos Sérgio Borges de Carvalho da Rocha**, Professor Auxiliar da Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente da Universidade do Algarve

A meus pais,

Kuenda Augusto Nkosi e Lusau Juliana Bomba.

- AGRADECIMENTOS -

A Deus, por me ter poupado durante os repetidos momentos de crise financeira.

A Fundação Calouste Gulbenkian, pelo auxílio financeiro concedido.

A Direcção do Instituto de Investigação Marinha "IIM", pelo seu apoio financeiro e concepção de dados utilizados.

Ao "Institute Marine Research de Bergen" IMR, e em especial, ao Dr. Marek Ostrowski, por autorizar a utilização dos dados das imagens Satélites, bem como pelos conhecimentos passados.

Ao meu incansável orientador Prof. Doutor Paulo Relvas, pela indispensável ajuda, colaboração, transmissão de conhecimentos, e pela imprescindível orientação na realização deste trabalho.

A minha queridíssima esposa Ndumba Maria Sangolay e aos nossos filhos, que souberam suportar a minha prolongada ausência.

A banca examinadora, pela predisposição em analisar este trabalho.

Ao amigo Ricardo Sanchez, pela indispensável ajuda, colaboração e apoio concedidos na elaboração dos gráficos sobre a circulação geostrófica.

A Prof. Doutora Isabel Ambar, pelas valiosas sugestões e também pelos experientes conselhos.

A Prof. Doutora Margarida Castro, pela ajuda no tratamento dos dados utilizados neste trabalho.

A Zélia Coelho, pela constante preocupação em ajudar nos processamentos diversos.

Ao inesquecível amigo Domingos Azevedo, pela sua disponibilidade em ajudar nos processos de aquisição e tratamento de dados.

A todos meus professores do curso, pelos conhecimentos passados durante o decorrer do curso.

A todos que, directa ou indirectamente, contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, com atenção, sugestões, críticas e/ou amizade.

Resumo

O principal objectivo deste trabalho consiste no estudo de alguns processos de mesoescala que ocorrem nas águas costeiras Angolanas, com ênfase na caracterização dos episódios de águas quentes e de baixa salinidade que têm ocorrido no Verão Austral na região compreendida entre 5°S e 13°S.

Foram utilizados dados de observações de detecção remota obtidas no domínio de infravermelho térmico que cobre a região acima referida assim como dados de observações *in situ* das campanhas de investigação realizadas duas vezes/ano nesta região desde 1994 até 2002.

Da análise de dados de temperatura de superfície do mar (TSM) obtidos com AVHRR foi possível identificar 4 ciclos sazonais, nomeadamente a Grande Estação Quente (Fevereiro-Abril), Grande Estação Fria (Julho-Setembro), a Pequena Estação Quente (Novembro e Janeiro) e a Pequena Estação Fria (Dezembro). Dos ciclos identificados, a Pequena Estação Fria é considerada como um fenómeno costeiro por se revelar apenas nas estações mais costeiras. A análise da série temporal da TSM obtida através de detecção remota mostra uma tendência positiva de cerca de 0.13°C por ano. Verificou-se uma descontinuidade entre 1992 e 1993 que permitiu dividir a série temporal duas épocas (pré-industrial: 1982-1992 e pós-industrial: 1993-1999). Removendo a descontinuidade, não se evidencia uma grande discrepância entre ambos os períodos.

As observações AVHRR e as observações *in situ* permitiram revelar a existência de águas quentes e pouco salinas ao largo, que tendem a progredir para a costa até finais de Abril ou meio de Maio em anos de condições oceanográficas normais. De acordo com o resultado obtido neste trabalho, as principais fontes de águas quentes e menos salinas são: *i*) as águas oriundas do rio Congo fluindo para Norte onde alcança a corrente Gabão-Congo (G-CC) próximo de 2°S onde as águas deflectem para o largo e são transportadas para Sul; *ii*) a contra-corrente equatorial Sul (SECC) oriunda da costa Brasileira introduz águas quentes na costa Atlântico Sudeste devido à relaxação dos ventos observada nesta época do ano. A acção conjunta dessas correntes origina a formação da corrente de Angola com escoamento para Sul transportando águas quentes e menos salinas. No decorrer de Benguela Niño, verifica-se um aumento considerável da TSM junto a litoral sugerindo o papel preponderante das chuvas torrenciais que ocorrem na região do Equador assim como a contribuição das descargas fluviais nos processos de mistura e circulação oceânica costeira. Contudo, o comportamento da salinidade é semelhante ao observado nos outros anos, ou seja, a salinidade é mais elevada junto a costa. Ao aproximar-se da estação fria, devido a intensificação dos ventos alísios do quadrante Sul, as águas quentes são repelidas para o largo. Neste período ocorre o afloramento costeiro de forma mais abrangente e com línguas ou bolsas de água fria mais desenvolvidas, fenómeno que ocorre esporadicamente em algumas localizações (segmentos de Moita Seca-N'zeto e Ponta do Morro-Lobito) durante o Verão Austral.

A análise das distribuições horizontais de vectores velocidade geostrófica à superfície permitiu identificar giros anticiclónicos junto à foz dos rios Congo e Ambriz assim como em outras localizações. Estes vórtices anticiclónicos resultam possivelmente da acção da pluma fluviais pois que os giros ciclónicos são mais frequentes no Inverno Austral, como resposta do afloramento costeiro.

Palavras chaves: *Termoclina, Afloramento, Dome, Estação, Geostrófica, Frente*

Title: Characterization of warm, low-salinity Events along the Angolan Shelf (1982-1999)

Abstract

The aim of the present work consists in the study of some mesoscale processes that took place along the Angolan coast, with emphasis on characterization of Warm and low-salinity events along the Angolan shelf, mainly between 5°S and 13°S. To describe those features, infrared and visible satellite imagery that cover Angolan coast (1982 to 1999) and in situ hydrological observation gathered during 9 oceanographic research cruises (from 1994 to 2002) are used.

Sea surface temperature (SST) from AVHRR sensor was used to identify four seasonal cycles, namely a warm large season (WLS: from February to April), cold large season (CLS: from July to September), warm small season (WSS: November and January) and cold small season (CSS: on December). Among those time periods the CSS period is identified as a coastal phenomenon. The SST from remote sensing shows a positive Trend of about 0.13°C per year. The SST time series shows a discontinuity between 1992 and 1993, dividing the time series in two periods (pre-industrial: from 1982 to 1992 and after-industrial: from 1993, dividing the time series to 1999). The trend in each period doesn't show a significant difference.

Summary analyse of both, AVHRR imagery observations and in situ oceanographic data revealed the presence of warm and low salinity events offshore, progressing to the coast before the end of April/half May, in normal oceanographic conditions. According to the present study, the main sources of warm and less saline water are *i*) the Congo river plume flowing northward, that reach the Gabon-Congo current (G-CC) at about 2°S, where this water turn offshore and flow southward; *ii*) The south equatorial counter-current (SECC) from Brazilian coast introduce warm water due to wind relaxation observed during summer. Both G-CC and SECC currents flow southward, advecting warm and low salinity.

During the Benguela Niño an increase of the SST of the coastal waters is observed showing the predominant role of torrential rains that took place in this period in Equatorial region as well as the river plume *input* on mix process and coastal oceanic circulation. The behaviour of the salinity is similar to the other year, that means higher onshore than offshore. During the winter periods, due the intensification of northward winds, warm waters are repelled offshore. In this period, intensive upwelling take place along all coastal zone and patches of cold water are more developed. The upwelling phenomenon appears sporadically in some local place during Summer, namely at Ponta Moita Seca-N'zeto zone and Ponta do Morro-Lobito area.

Plumes from Angolan rivers affect geostrophical circulation mainly at Congo river, where speeds reach its maximum of order of 150 cm/s during the Summer period. The plume *input* is also responsible by anticyclones gyres whose centre present high temperature and lower salinity when compared with surrounding areas. On the Cold season, cyclones gyres are observed, suggesting that this features result from upwelling phenomenon due the intensification of northward wind.

Key-words: *Thermocline, Upwelling, Dome, Season, Geostrophic, Fronts*

Lista dos Acrónimos

AAF:	Águas Profundas do Atlântico
AC:	Águas Costeiras
ACAS:	Água Central do Atlântico Sul
AIA:	Água Intermediária Antártica
ATAS:	Tropicais do Atlântico Sul
AVHRR:	Advanced Very High Resolution Radiometer
CA:	Corrente de Angola ”
CB:	Corrente de Benguela
CBO:	Corrente de Benguela Oceânica
CCB:	Corrente costeira de Benguela
CCES:	Contra-corrente Equatorial Sul
CES:	Corrente Equatorial Sul
CG:	Corrente da Guiné
CG-C:	Corrente Gabão-Congo
CLS:	cold large season
CORSA:	Cloud and Ocean Remote Sensing Around Africa
CSS:	cold small season
CTD:	Conductivity, temperature, Depth
DA:	Dome de Angola
ENSO:	El Niño Southern Oscillation
GEF:	Grande Estação Fria
GEQ:	Grande Estação Quente
F.A-B:	Frente entre as correntes de Angola e Benguela
FAO:	Food and Agriculture Organization of the United Nations
FOE:	Funções Ortogonais Empíricas
IIM:	Instituto de Investigação Marinha de Angola
IMR:	Marine Research Institute
JRC:	Joint Research Centre
mn:	Milhas náuticas
NOAA-7:	National Oceanographic and Atmospheric Administration 7
PEF:	Pequena Estação Fria
PEQ:	Pequena estação quente

R/V:	Research Vessel
SAA:	Anticiclone do Atlântico Sul
SAI:	Space Applications Institute
SCES:	Sub-Corrente Equatorial Sul)
SSM:	Salinidade à superfície do mar
SST:	Sea surface temperature
T-S:	Diagrama Temperatura e Salinidade
TSM:	Temperatura de superfície do mar
WLS:	warm large season
WSS:	warm small season
ZITC:	Zona Inter-tropical de Convergência

Capítulo I

1 Revisão Bibliográfica sobre Circulação e Regimes Hidrográficos do Oceano Costeiro de Angola

1.1 Introdução

O oceano costeiro de Angola, que compreende a bacia hidrográfica de Angola e a plataforma continental com cerca de 90 km de largura a Sul do rio Congo e 30 km junto a Luanda, situa-se entre a República Popular do Congo (Brazaville) no Norte e a da Namíbia no Sul, ocupando uma faixa litoral com cerca de 1650 km entre as latitudes 5° S e 17° 15' S.

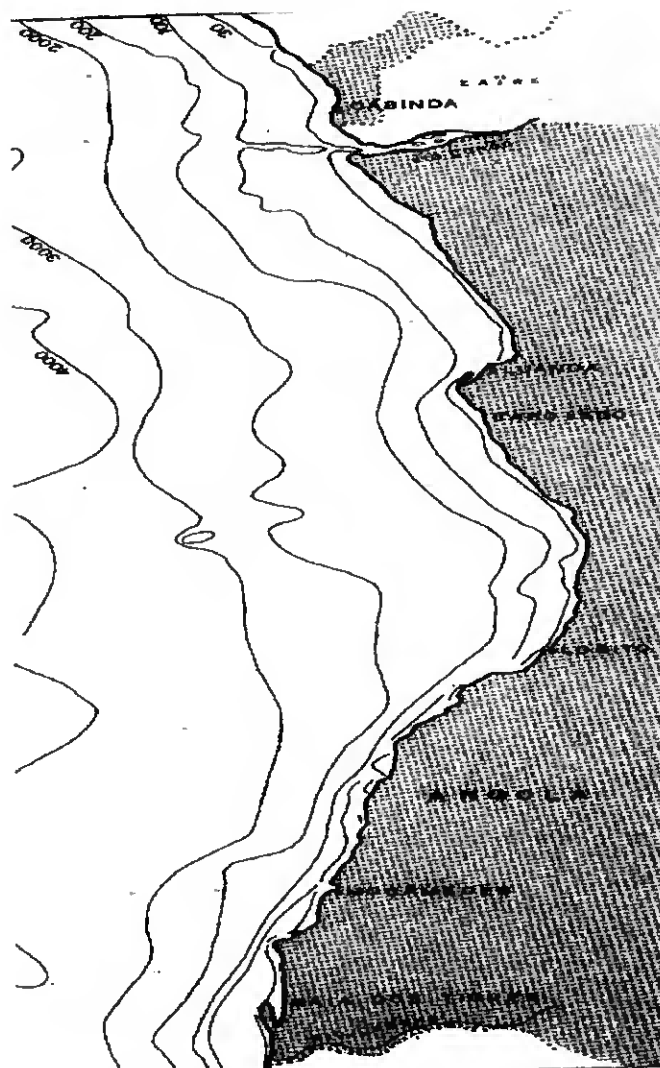


Figura 1 – Faixa litoral de Angola com a respectiva Bacia hidrográfica

Esta costa que, embora esteja sob a influência de clima tropical (5° S – 13° S) e subtropical (13° S -17° S) (*Ehrlich et al., 1977*), pode ser enquadrada na circulação global do Atlântico Sudeste que descreve as características gerais da circulação à superfície e em profundidade.

Para melhor compreender a circulação do largo do oceano costeiro de Angola no contexto geral da circulação do Atlântico Sul e Sudeste, procede-se neste capítulo à descrição sumária das características mais frequentes e/ou comuns da circulação à superfície e em profundidade do Atlântico Sul. Como o objectivo do estudo incide na caracterização dos eventos quentes decorrentes no oceano costeiro de Angola, informações mais actualizadas e detalhadas da circulação à superfície permitirão contribuir na compreensão dos mecanismos de propagação quer das massas de águas como dos processos decorrentes na camada superior (camada de mistura) presentes nesta região oceânica. Deste modo, a descrição da maior parte de resultados das campanhas de investigação levadas a cabo pelo Instituto de Investigação Marinha de Angola "IIM" durante o período pós-independência, associada a outros trabalhos realizados por outros cientistas regionais e internacionais, pode permitir complementar o conhecimento dos fenómenos oceanográficos das águas costeiras Angolanas.

1.2 Circulação Oceânica no Atlântico Sul e Sudeste

Neste capítulo começamos por considerar o oceano como um todo. De uma maneira geral, a circulação oceânica resulta fundamentalmente de vários factores dos quais se destacam a circulação induzida pelo vento e a circulação termohalina.

i) Circulação Induzida pelo Vento

Como a atmosfera e o oceano estão em constante contacto, os três sistemas de vento descritos por *Mann and Lazier (1996)* geram, as principais correntes superficiais marinhas

Os ventos alísios acima referidos induzem as correntes equatoriais, comuns a todos os oceanos. Nos oceanos Atlântico e Pacífico por exemplo, tais correntes são interceptadas pelos continentes e desviadas para o norte e para o sul, deslocando-se daí ao longo das fronteiras Oeste dos oceanos, sendo estas consideradas as maiores e mais fortes correntes oceânicas superficiais. Porém, o movimento das correntes está associado à rotação da Terra em direcção a leste modificando, deste modo, a direcção do movimento das massas de água por deflexão para a direita no hemisfério Norte (em sentido horário) e para a esquerda no hemisfério Sul (em sentido anti-horário) respectivamente. Esta deflexão das massas de água é chamada "efeito de Coriolis". Em suma, a circulação induzida pelo vento tem efeitos directos na circulação das camadas superficiais, nas ondas de superfície e no afloramento de águas da sub-superfície (upwelling).

ii) Circulação Termohalina

Quanto à circulação termohalina, são na sua maioria, correntes marinhas profundas causadas pela heterogeneidade dos campos de densidade da água do mar. Estas correntes, referem-se aos movimentos de água induzidos por variações espaciais da densidade como consequência das variações de temperatura e/ou salinidade em alguma região oceânica.

O aumento de densidade pode ocorrer devido ao excesso de evaporação das águas da camada superior de oceanos ou ainda à formação de gelo e conseqüente aumento de salinidade das águas circunvizinhas. Deste modo, o aumento da densidade na superfície faz com que estas águas afundem e desloquem as águas profundas, dando origem a uma circulação termohalina, neste caso um fluxo vertical de água superficial, mergulhando a uma profundidade intermediária ou próxima ao fundo, dependendo da densidade dessa água.

De acordo com a lei da conservação de massa, produz-se um fluxo horizontal, com as águas previamente afundadas deslocando as antigas residentes no local. Como o processo de formação de águas densas está principalmente ligado à redução de temperatura ou aumento de salinidade, geralmente as correntes termohalinas originam-se em altas latitudes. Estas águas frias e densas afundam e lentamente fluam em direcção ao Equador.

A circulação termohalina profunda com uma velocidade média de cerca de 1 cm.s^{-1} é, assim, importantíssima no estabelecimento das características do oceano profundo. O conteúdo relativamente alto de oxigénio das águas profundas em relação às águas mais superficiais reflecte sua origem polar. Assim, a circulação termohalina é o resultado da variação da densidade numa região limitada, de modo que a acção diferencial da gravidade gera movimento relativo.

Outro factor que pode dar origem a circulações termohalina é a diluição das águas da camada superior de oceanos causada pela intrusão das águas de rios ou ainda através de descarga de chuvas torrenciais. A presença de gradientes horizontais no campo da massa faz com que haja gradientes horizontais da pressão dando origem a circulação na horizontal

1.2.1 Caracterização da circulação superficial e costeira no Atlântico Sul

A Figura 1.2 apresenta a circulação típica à superfície no Atlântico Sul, a qual se fundamenta num grande giro anticiclónico subtropical associado a outros giros ciclónicos mas de dimensão menor e variável, como é caso de "rings" formados pelo encontro de correntes de Benguela e Agulhas junto à costa da África do Sul, a bacia hidrográfica de Angola e o Dome de Angola.

O ramo Sul do giro anticiclónico subtropical do Atlântico Sul resulta da convergência das correntes do Brasil e das Malvinas associado à corrente Antártica Circumpolar. Este ramo, ao alcançar o continente Africano, funde-se com as águas da

corrente das Agulhas, alimentando deste modo a corrente fria de Benguela. Esta, apesar de apresentar ramificações para Oeste devido ao efeito da força de Coriolis, flui paralelamente à costa Sudoeste africana em direcção a Norte.

Nas latitudes 17° S – 16° S, zona denominada de Frente entre as correntes de Angola e Benguela "FA-B", ocorrem características oceanográficas particulares. Nesta zona, a CB sofre um desmembramento: *i*) um ramo mais costeiro do que a corrente de Angola "CA" fluindo lentamente para o Norte até próximo dos 13° S, ou mais além em condições anómalas, característica mais evidente no período da Grande Estação Fria "GEF", isto é, entre Junho e Setembro, e *ii*) o segundo ramo com deflexão para Oeste, denominado Corrente de Benguela Oceânica "CBO" que converge com as águas da corrente quente de Angola, rumo para Oeste com uma velocidade estimada em 50 cm.s⁻¹. Este ramo constitui o limite Oeste do Giro de Angola. Estas correntes são predominantemente forçadas pelos ventos alísios de direcção Sudoeste (*Shannon, 1985*).

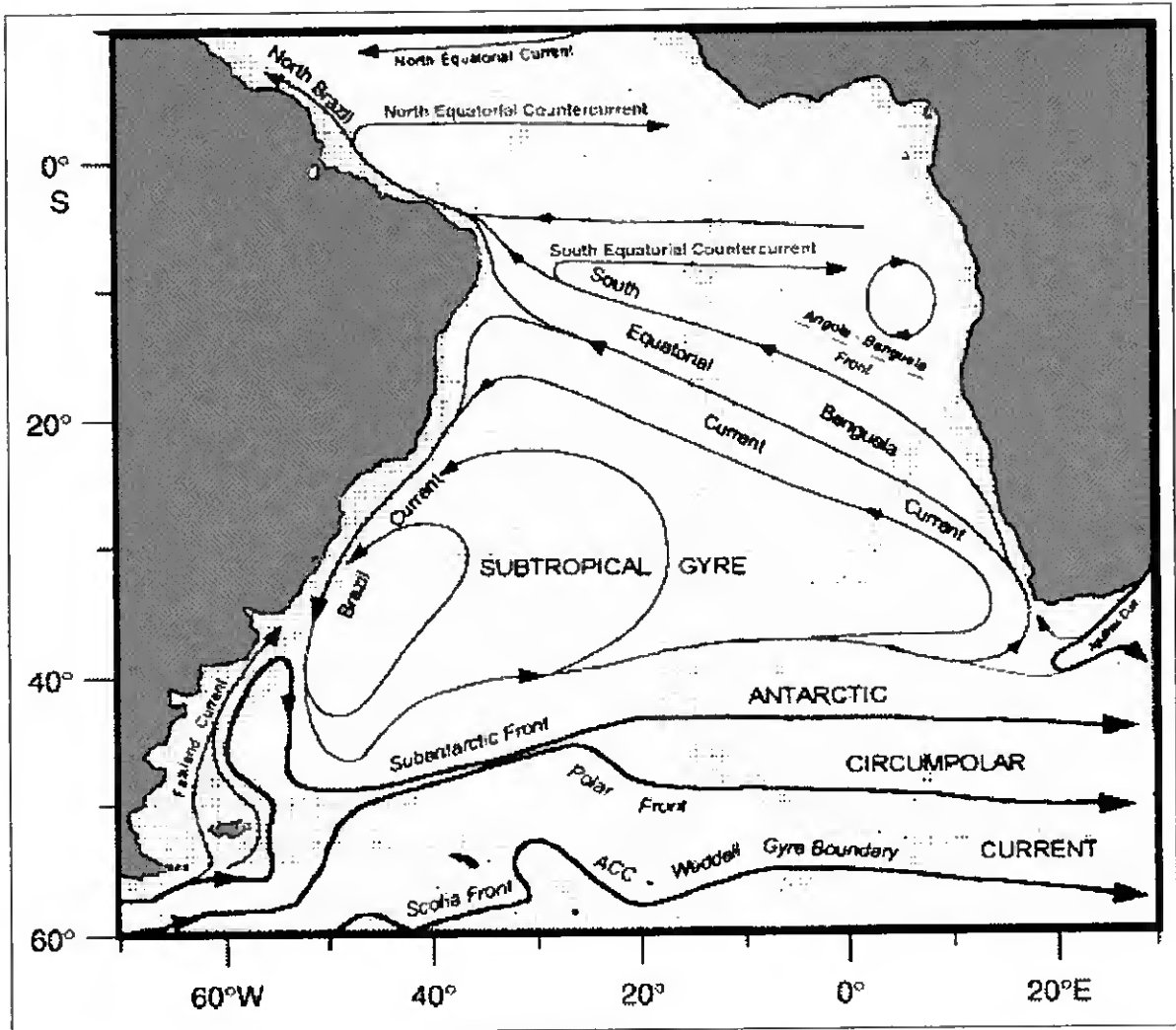


Figura 1.2 : Circulação oceânica à grande escala no Atlântico Sul. Este esquema mostra a trajetória da corrente de Benguela no período da Grande Estação Quente (verão) nas latitudes 15 S – 40 S; 20E–32W revelando os limites da extensão da "B.C." e o seu papel na formação dos giros no Atlântico Sul (Oberhänsli, 1991) ^{175 SR}

A Corrente Equatorial Sul "CES" do Atlântico Sul que, por vezes no decorrer do seu escoamento para Oeste atravessa o Equador, define o limite Norte do giro Subtropical do Atlântico Sul. Ao alcançar a costa brasileira, esta corrente sofre um desmembramento (Fig.1.1) que resulta na formação de *i*) Corrente das Guianas de direcção Norte e *ii*) a Corrente do Brasil dirigida para o Sul, sendo esta corrente, o limite da extensão do giro subtropical do Atlântico Sul.

A semelhança do encontro de Corrente de Angola "CA" e Corrente de Benguela, ressalta-se também a região da convergência Subtropical que, em parte, é alimentada pelas correntes do Brasil (pouca densa) e das Malvinas (mais densa).

1.2.1.1 Caracterização do Giro Subtropical do Atlântico Sul e Formação do Giro ciclónico da Bacia Hidrográfica de Angola e o Dome de Angola (DA)

Ao observar o mapa da circulação produzido por *Oberhänsli (1991)* (**Fig.1.2**), a convergência das correntes do Brasil e das Malvinas no Oeste do Atlântico Sul, e a convergência das correntes de Benguela e de Angola no Leste, e considerando o deslocamento da Zona Inter-tropical de Convergência (ZITC) para o Norte durante a GEF, nomeadamente em Agosto (*Altunaga J. Z., 1999; Gouriou Y., 1993; Mann and Lazier., 1996*), verifica-se que o giro subtropical do Atlântico é uma estrutura de maior escala neste período (**Fig.1.1**).

Com o alargamento da estrutura do giro Subtropical, as correntes de Angola enfraquece-se e ocorre uma translação da Frente entre as correntes de Angola e Benguela mais para o Norte. Este fenómeno traz como consequência *i)* o possível alargamento da estrutura ciclónica da Bacia hidrográfica de Angola chamado "Giro de Angola e o desaparecimento da estrutura do Dome de Angola "DA", *ii)* o enfraquecimento à superfície da Contra-corrente Equatorial Sul "CCES" e *iii)* a intensificação das CB, com velocidade máxima de cerca de 20 cm.s^{-1} , e CES com escoamento mais ao Norte, mantendo no entanto, a deflexão para Oeste e *iv)* a possível travessia do Equador pela corrente costeira de Benguela (CCB) e um dos ramos da CES durante este período.

No decorrer da Grande Estação Quente (Verão Austral), o movimento de recessão efectuado pelo ramo deflectido da Corrente Oceânica de Benguela "CBO" e a CES permite *i)* o retraimento do giro Subtropical do Atlântico Sul próximo da área "costa Brasileira –

costa Sul-africana” (Fig.1.2) e, *ii*) em simultâneo, o retraimento do giro que ocorre na bacia hidrográfica de Angola mais a Sul e o reaparecimento da estrutura do Dome de Angola.

1.2.2 Circulação no Oceano Costeiro de Angola

O Oceano Costeiro de Angola, zona sob a influência de clima Tropical (5°S – 13°S) e Subtropical (13°S – 17°S), apresenta na sua essência, características oceanográficas distintas. Esta diferenciação deve-se, em termos de condições oceanográficas, a 3 factores principais: *i*) o tipo de clima predominante em cada zona acima referida, *ii*) os diferentes regimes hidrológicos que governam o Norte e Centro da costa angolana, e o Sul e *iii*) o sistema de ventos que predomina no Norte e no Sul da costa Angolana durante as estações do ano.

Grande Estação Quente (GEQ=Verão)

Durante o decorrer da grande estação quente (GEQ), Fevereiro - Maio, a região costeira do Sul de Angola é alvo de fortes ventos alísios que sopram paralelamente à costa em direcção ao Equador, dando origem ao fenómeno do afloramento costeiro ou “upwelling”, evento que traz águas do fundo ricas em sais nutritivos. Esta ocorrência define uma das características oceanográficas da região localizada entre as latitudes 13°S e 17° 10’S. A estrutura da Frente acima referida é mais desenvolvida nesta época do ano entre os paralelos 16°S e 16° 50’S. Nesta área, a convergência das águas da corrente Quente de Angola, pobre em nutrientes, e as da corrente de Benguela, ricas em nutrientes, demarca a zona de transição entre o Ecossistema Tropical da parte Norte e o Ecossistema induzido pelo regime de afloramento da região Sul (*Lass et al., 2000 in Schmidt et al., 2001*).

Estudos em TSM-satélite realizados por *Meeuwis and Lutjeharms (1990)* revelam que a Frente térmica entre as correntes de Angola e Benguela é uma estrutura permanente,

sendo esta muito notória nas Estações Quentes (Fev-Maio e, Novembro e Janeiro) (*Dr. Fridtjoff Nansen preliminares cruises Reports 1994; 1996; 1997 and 1998*).

No decorrer da GEQ (Verão), o limite Norte da Frente pode ser localizado nas proximidades de 14° 30' S com uma temperatura média na ordem de 22.5°-23.6°C. O limite Sul da Frente é habitualmente localizado aos 16° 50'S e a sua temperatura média corresponde a 20.3°-20.8° C, podendo atingir valores maiores em condições climáticas extremas (condições de Benguela El Niño). Em média, entre a GEQ e a Primavera o comprimento da Frente pode estender-se até 1000 km da costa para alto mar (*Schmidt et al., 2001*).

Aparte o afloramento costeiro e a estrutura da Frente que são as características influentes, sugere-se também a divergência das águas da BC nesta região. Estudos realizados por *Ekman (1905)* revelam que, a presença da divergência no leste de um oceano resulta do vector - vento que actua na superfície do oceano e com orientação para o Equador. A componente do vento que sopra paralelamente à costa vai dar origem a um transporte de massa de água na camada superior que é o transporte de *Ekman*, o qual é perpendicular à direcção do vento e para esquerda desta no Hemisfério Sul. Este Transporte é função de tensão do vento (τ) e expresso através da equação:

$$\vec{\tau} = \rho_a C_D \vec{V} \sqrt{(u^2 + v^2)} \quad (1)$$

em que ρ_a é a densidade do ar, $C_D = 1.2 \times 10^{-3}$ o coeficiente do atrito e \vec{V} o vector da velocidade do vento, com componentes u (zonal, positiva para Leste) e v (meridional, positiva para Norte).

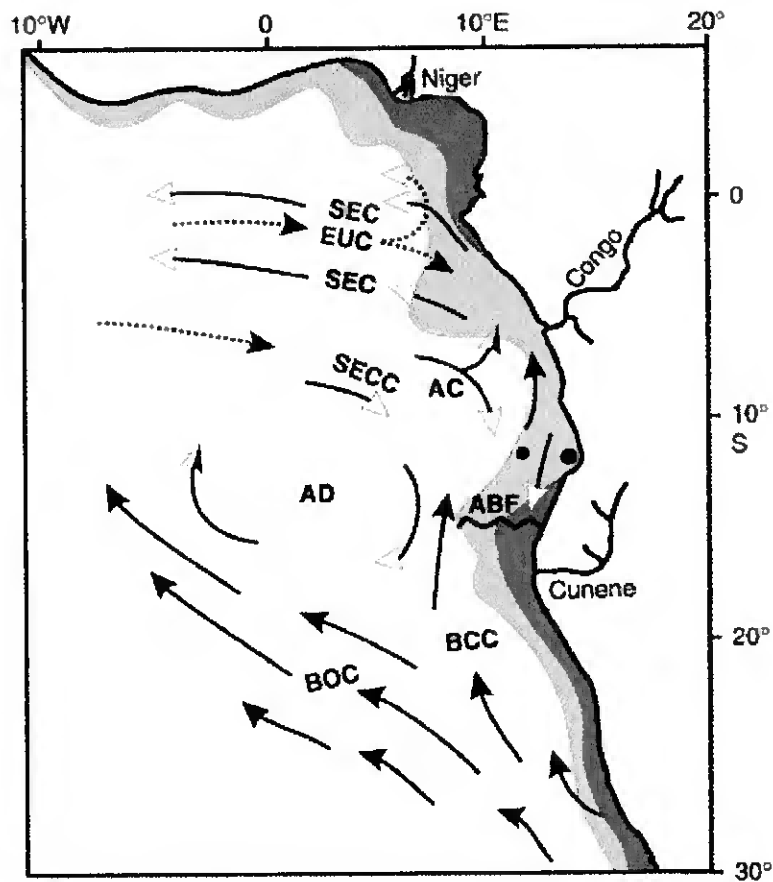


Figura 1.3 – Principais correntes predominantes no oceano costeiro de Angola (Schneider et al., 1996): (as setas com cabeça cheia e branca indicam correntes fria e quente, respectivamente); AC= corrente de Angola, AD=Dome de Angola, A-BF= Frente de correntes de Angola e Benguela, BCC=corrente costeira de Benguela, BOC=corrente oceânica de Benguela, SECC=contra-corrente Equatorial Sul, SEC=corrente Equatorial Sul, EUC=Sub-corrente Equatorial (http://www.agso.gov.au/odp/publications/175_SR/chap_19/c19_f1.htm)

O transporte de Ekman é igual a:

$$E = \frac{|\vec{\tau}|}{f} \quad (2)$$

onde $f = 2\Omega \text{Sen}\phi$ é o parâmetro de Coriolis. Ω é a velocidade de rotação da terra e ϕ a latitude do local.

A região costeira compreendida entre 5° S – 13° S, constituída pelas zonas Norte e Centro da costa angolana é caracterizada pela presença de águas quentes que definem a CA, a qual tem a sua origem na junção da CCES, do ramo Sul da Sub-corrente Sul Equatorial

”SCES” e a corrente da Guiné (conhecida regionalmente por Corrente Gabão-Congo ”CG-C” devido à sua excursão pelas costas destes países).

A outra característica hidrográfica na costa Angolana não menos importante, consiste na estrutura de afloramento do alto mar, o Dome de Angola ” DA”, cujo cume está centrado entre 10°S e 9°E a uma profundidade de 20 m (*Mazeika, 1967*). Esta estrutura apresenta características oceanográficas diferentes relativamente às áreas circundantes: temperaturas baixas, característica de águas do fundo e a presença de baixa salinidade (S=35.5 no Dome de Angola contra 35.8 - 36.0 nas áreas circundantes). Segundo este autor, este facto deve-se possivelmente à mistura vertical com as águas do rio Congo.

Grande Estação Fria GEF (Inverno)

Os estudos oceanográficos conduzidos por vários autores (*Lass et al., 2000; Signorini et al., 1999; McClain et al., 1993 e Mazeika., 1967*) e os resultados das recentes campanhas de investigação realizadas pelo *R/V Dr. Fridtjoff Nansen (1985-2003)* especificamente para o oceano costeiro de Angola revelam que, durante o período entre Junho e princípio de Setembro (*GEF = Inverno Austral*), predomina na camada superior do oceano costeiro de Angola, a corrente costeira de Benguela ” CCB”. Com intensificação do regime de ventos alísios e conseqüente enfraquecimento da corrente de Angola *CA*, a ” CCB” flui em direcção a Norte, alcançando uma profundidade superior de 20 m (profundidade média alcançada durante a GEQ em determinadas áreas). É exactamente nesta época (GEF) que há desaparecimento da estrutura de Dome de Angola.

Contrariamente aos primeiros estudos levados a cabo pelo programa Nansen que confirmava o desaparecimento físico da corrente de Angola durante o Inverno Austral, resultados obtidos em Agosto de 2003 revelam a existência desta corrente mais ao largo visto que na faixa costeira predomina a CCB.

1.2.2.1 Descrição Sumária da Extensão das Correntes e das Estruturas do Oceano Costeiro de Angola

Giro de Angola:

Com base na análise geostrófica, estudos realizados por *Moroshkin et al.*, (1970) e os estudos conduzidos por *Gordon and Bosley (1991)* revelaram que a corrente de Angola é o ramo Leste do giro ciclónico de Angola cujo centro está localizado entre 13°S e 4°E (*Stramma and England., 1999; Oberhänsli, 1991*) e delimitado entre as latitudes 5°S e 15°S. Segundo estes autores acima mencionados, a formação deste giro com a circulação no sentido das agulhas de relógio deve-se aos ventos Nordeste e à morfologia da topografia da plataforma continental da costa Angolana. O bordo Norte do giro é limitado pela SCES que flui para Leste, (*Reid, 1964; Molinari et al., 1981; Molinari, 1982*) e a CCES, ramos que alimentam a corrente de Angola. O giro apresenta uma camada de água à superfície que sofre a acção do vento cujo efeito se faz sentir até cerca de 300 m de profundidade quando a corrente de arrasto atinge uma velocidade de 50 cm.s^{-1} na faixa costeira.

Corrente de Angola:

A corrente de Angola constitui o ramo Leste giro de Angola e ocupa uma camada superficial com cerca de 100 m de profundidade. Esta corrente, centrada aproximadamente na plataforma continental limitada entre 250 m a 300 m de batimetria (*Morshkin et al., 1970*) e com a velocidade que varia entre 50 a 70 cm.s^{-1} (*Moroshkin et al., 1970; Dias, 1983a, 1983b*), é uma junção da CCES, a SCES e o ramo da sub-corrente Gabão-Congo (*Schmidt, 2001; Waconge and Piton, 1992*), oriundo da corrente da Guiné, a qual ao atingir as latitudes 1°S e 6°S encontra como barreira as águas do rio Congo, deflectindo para Oeste até a batimetria de 250 m. Ao moverem-se para Sul, em oposição à direcção dos ventos alísios e da corrente de Benguela (*Hirst and Hastenrath, 1983*), as águas da corrente de

Angola podem, por vezes, alcançar a costa da Namíbia, com ênfase no decorrer Benguela Niño.

Para caracterizar mais detalhadamente a estrutura oceanográfica da CA, *Moroshkin et al.*, (1970) procedeu a análise de dados e correspondentes mapas de distribuição das correntes e através dos quais estes autores identificaram 3 particularidades: *i)* apresenta um escoamento rápido dirigido para Sul; *ii)* ocupa uma faixa da plataforma continental muito estreita e *iii)* uma maior estabilidade na extensão da plataforma ocupada. A massa de água transportada pela CA tem uma temperatura média superior a 24°C com uma salinidade correspondente a 36.4 (*Lass et al.*, 2000) e ao atingir uma temperatura menor que o valor referido (isto é possível deslocando-se do Norte para Sul), segundo estes autores, a água torna-se menos salina, provavelmente devido a permanente ocorrência do afloramento observada a Sul de Angola. Os avanços e recuos das águas da CA é um fenómeno frequente e é associado ao afloramento costeiro que ocorre na costa Angolana assim como ao avanço e recuo da zona inter-tropical de convergência ZITC (*Meeuwis and Lutjeharms*, 1990; *O'Toole*, 1980; *Altunaga J. Z.*, 1999; *Gouriou Y.*, 1993; *Mann and Lazier*, 1996).

Corrente de Benguela :

A corrente de Benguela divide-se em dois ramos (CBO e CCB) a partir do troço 16° 50'S e 17° 00'S, zona da Frente entre as correntes Angola e Benguela (*Peterson and Stramma* 1991, *Wedepohl et al.*, 2000). O ramo com maior volume de água fria deflecte para Oeste, constituindo o limite Oeste do giro de Angola. O desvio das águas para Oeste mostra o efeito de vento sobre a corrente de Benguela (*Shannon and Agenbag*, 1987), como factor determinante na convergência das águas das CB e CA assim como na divergência da CB verificada nesta zona do Atlântico Sudeste (*Rouault, M.*, 2002).

Referenciada no século XIX como corrente Equatorial Sul por *James Rennell* (1832), descrição que lhe foi atribuída por fluir para o Norte, a BC tem como limite Norte o Equador onde o seu escoamento é desviado abruptamente na sua totalidade para Oeste.

Estudos realizados por *Garzoli et al.*, (1996) permitiram definir que em média, o escoamento das águas da corrente de Benguela na costa Angolana estará muito confinado junto a costa. Para definir as características da extensão da corrente de Benguela da costa para o mar aberto, *Shannon* (1985) estimou a largura da BC em 200-300 km. Trabalhos mais recentes levados a cabo por *Wedepohl et al.*, (2000) revelaram que no Sul do continente (18°S - 30°S), a corrente de Benguela ocupa uma faixa média de 200 km de largura, e à medida que flui para o Norte vai se expandindo e pode atingir cerca de 750 km durante a GEF. Contudo, por vezes, o enfraquecimento do escoamento dificulta a localização do limite em direcção ao mar e o carácter sazonal do vento pode influenciar a avaliação da velocidade média da corrente assim como o transporte de massa de águas.

Dome de Angola:

Uma importante das características do oceano costeiro de Angola consiste na estrutura térmica ciclónica localizada na área sob a influência das águas quentes da CA, vulgarmente designado por Dome de Angola "DA", cujo centro se situa entre 10°S e 9°E (*Lass et al.*, 2000). Segundo *Mazeika* (1967), descobridor desta estrutura, o Dome é um afloramento do alto mar que, resulta de uma aspiração máxima e local de *Ekman* (*McClain and Firestone* 1993). É uma região do mar com circulação ciclónica (anticiclónica) submetida a um regime de ventos fracos e convergentes (*Greiner, E. and Y. Du Penhoat*, 2001) em que a sua presença física se faz sentir na Estação Quente (verão). A sua extensão e duração dependem da intensidade e oscilação horizontal de ventos de direcção Sudeste (*Signorini et al.*, 1999).

A salinidade de água no cume do Dome de Angola (35.5) é inferior à das águas circundantes (35.8-36.0). Estudos feitos por *Mazeika (1967)*, revelam que a baixa salinidade do Dome deve-se possivelmente ao processo de mistura vertical das águas afloradas com as do rio Congo, tornando-se o Dome de Angola uma zona de retenção das águas do rio Congo. O baixo teor de oxigénio é, segundo este autor, uma das características mais comuns desta estrutura e que este fenómeno é atribuído ao afloramento e consequente actividade biológica. A evaporação desempenha um papel preponderante sob a acção mecânica dos ventos, tornando o processo físico muito complexo.

O Dome de Angola é também muito influenciado pela acção da circulação das correntes a grande escala (CES, CB e CA). Ela é uma estrutura dinâmica, pois dados medidos *in situ (Gammesrod et al., 1998)* revelaram a posição do Dome de Angola entre 10°S – 12°S e 10°E – 12°E alargando a posição inicial (10°S e 9°E) definida por *Voituriez and Herbland (1982)*. Esta particularidade permite definir o Dome de Angola como uma estrutura térmica móvel cuja extensão é delimitada pelas posições acima referidas. Aparentemente, as características particulares desta estrutura baseiam-se na massa de água à superfície ser estática e na circulação interna das massas de águas do fundo. Para confirmar esta evidência, *Tomczak, (1998)* procedeu a análise das massas de águas e identificou massas de águas antigas provenientes do centro do Atlântico Sul abaixo da termoclina sazonal com baixo teor de oxigénio ($< 1\text{ml.l}^{-1}$).

Frente de correntes Angola e Benguela ” F.A-B”:

A formação desta estrutura ocorre, por vezes, no troço 15°S-16° 50’S. Porém ela é mais desenvolvida frequentemente entre 16°S e 16° 50’S, zona em que a corrente de Angola converge com a corrente de Benguela para formar a zona de transição vulgarmente conhecida por F.A-B (*Meeuwis and Lutjeharms 1990*), demarcando assim uma zona de

transição das águas quentes de Angola (Ecossistema Tropical) e as águas frias da corrente de Benguela (Ecossistema de Afloramento) (*Lass et al., 2000*).

Ao analisar detalhadamente as imagens da TSM obtidas via satélite, *Meeuwis and Lutjeharms (1990)* constataram que a F.A-B reveste o carácter de um sistema permanente à superfície do mar e que se move de Leste para Oeste numa série de fracos impulsos mas muito notório na GEQ (Janeiro - Abril). Por outro lado, estes autores recolheram informações a respeito da extensão e gradiente de temperatura da A-BF. De acordo com os resultados obtidos, a fronteira Norte da Frente pode ser encontrada nas proximidades de 14°S-15°S com uma temperatura média de 22.5 ± 0.9 °C. A parte Sul está localizada entre 16°-16° 50'S com uma temperatura média de 20.6 ± 0.6 °C. O gradiente médio da temperatura observado em toda extensão é cerca de 1° em 72 km, excepto na região costeira próximo das saliências da linha de costa onde diminui para cerca de 1° em 250 km da costa.

1.2.2.2 Principais Rios e a sua Contribuição nos Processos Marinhos da Costa Angolana

No Hemisfério Sul, a força de Coriolis deflecte os escoamentos para esquerda. A acção da força de Coriolis faz com que, os rios ao entrar no oceano provoquem correntes circulares nas plataformas continentais dos oceanos (*Odum et al., 1987*). No caso concreto da costa Angolana, este facto tem sido confirmado pelos resultados obtidos durante as campanhas de investigação levado a cabo pelo programa Nansen, um programa conjunto entre a República de Angola e o Reino da Noruega. No entanto, na GEF (Inverno), o efeito da força de Coriolis tem sido contrariado pelo prolongamento da corrente de Benguela "CB" mais para o Norte da zona de divergência (16°S – 14°S): Isto é, as águas dos rios são desviadas para Norte durante este período, nesta região.

O rio Congo localizado a 6° 05'S desagua as suas águas no oceano costeiro de Angola. Este é o terceiro rio em termos de caudal a nível mundial (após o Amazonas). De acordo com *Binet et al., (1983a)*, a variação do caudal do rio Congo associada à variação da precipitação na zona tem uma repercussão acentuada em termos dos níveis de salinidade à superfície na região costeira sob a influência do clima tropical (5°S – 13°S).

Embora as características dos processos advectivos e convectivos da salinidade revelarem a tendência do aumento deste parâmetro para o Sul (13°S) serem atribuídas às descargas das águas do rio Congo (*Quilanda Fidel, 2001; Binet et al., 1983a*), a figura abaixo e a descrição dos rios nela apresentados poderão de forma sumária ilustrar o enigma "baixa salinidade no oceano costeiro Norte - Centro de Angola".

Rio Chilungo – Nasce na República Popular do Congo Brazzaville (5° 50'S) e desagua no porto de Lãdana na província de Cabinda. É uma zona sob influência do clima equatorial tendo como principal característica, o prolongamento da época chuvosa (mais de 8 meses).

Rio Congo – é o segundo rio de maior caudal após o Amazonas, cuja a bacia hidrográfica ocupa uma área de 30.052 km². Nasce no alto Chicapa, província da Lunda Sul correndo para o Norte até entrar no território da República do Congo Democrático e possui como principais afluentes o Cassai alimentado por rios Luachimo, Chiumbe, Luembe e o Luangue; Cuíto alimentado por Cuango e seus afluentes e, outros afluentes do Congo Democrático. O rio Congo tem sempre um regime regular no seu caudal, embora o seu nível baixe de vários metros nos finais da época chuvosa (*Altunaga., 1999*)

Rio Mbridge – Nasce junto do Mbanza-Congo e desagua próximo de N'zeto (7° 05'S) com uma bacia hidrográfica de 17.020 km² (zona de elevada precipitação)

Rios Loge, Dande e Bengo são rios cujas nascentes encontram-se localizadas na província do Uige, zona com maior pluviosidade e desaguam a Norte de Luanda. Embora sejam

riachos, o facto de terem as suas fontes localizadas numa zona com maior índice de precipitação, estes rios podem ter um impacto considerável nos processos de mistura que ocorrem nesta zona.

Rio Kwanza – é o maior rio de Angola com cerca de 1000 km de extensão e uma bacia hidrográfica que ocupa uma área de 147.690 km². Nasce no Sul da província do Bié percorrendo uma vasta região caracterizada pelas abundantes chuvas na Grande Estação Quente e desagua no mar, 70 km a Sul de Luanda. Os seus principais afluentes são o rio Luando e o Lucala localizados na província do Cuanza Norte, zona de maior precipitação.

Rio Longa – Nasce no planalto Central, província do Cuanza Sul (zona com maior pluviosidade) e tem a sua foz a algumas dezenas de Kms a Norte de Porto Amboim

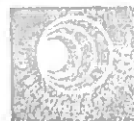
Rio Kuvo – tem a sua fonte localizada na província do Huambo, zona de maior precipitação, e corre na direcção Sudeste-Noroeste até ao Atlântico onde desagua a alguns Kms ao Sul do Porto Amboim

Rio Catumbela – Com a fonte localizada a Norte de Caconda, província da Huila e é alimentado pelo principal afluente o rio Cubal, rio que atravessa uma ampla zona pluviosa na Grande Estação Quente (verão). O rio Catumbela desagua a Sul do Lobito (12° 25'S)

Para o Sul do rio Catumbela, a maior parte dos cursos de água que se pode encontrar até rio Kunene, são de regime intermitente, em especial os que atravessam o deserto de Namibe; nomeadamente o rio Caporolo, Namangando, Bentiba, Giraul e Curoca. Este regime constitui, de forma sumária, o possível factor preponderante da ausência de baixa salinidade nesta região.

05'S). Os principais afluentes do rio Kunene são Calai, Cuvelai, Caculavar e Colui e, apresenta uma bacia hidrográfica de 96.400 km².

Como se vê, é grande a importância do escoamento terrestre. Esta informação é ignorada pela maioria dos investigadores, minimizando o papel desempenhado pelas águas destes rios nos processos do regime hidrográfico da região costeira de Angola. Em geral, pode-se dizer que, o regime dos rios angolanos é pluvioso, com o máximo nas estações de chuvas. Com esta descrição dos rios que desaguam no oceano costeiro de Angola, pode-se definir as flutuações do clima que regulam a precipitação no interior de Angola como principal influência no padrão da variabilidade dos caudais dos rios e conseqüentemente pode interferir na presença de baixos níveis de salinidade na região Norte-Centro da costa marinha de Angola.



Com finalidade de localizar facilmente as regiões da costa onde tiveram impacte as descargas das águas procedentes dos rios, foi apenas identificada a embocadura do rio Congo como a única a apresentar um canhão mais desenvolvido e profundo, permitindo evidenciar deste modo a sua maior contribuição nos processos de mistura que ocorrem na zona Norte do oceano costeiro de Angola.

1.2.3 Regime de Ventos

O ambiente oceânico é fundamentalmente condicionado pelas variações do clima no espaço e no tempo. Um dos factores determinantes nos ecossistemas marinhos reflecte-se ao vento. Estudos levados a cabo por *Y. Gouriou (1993)* apontam dois centros de acção permanentes localizados no oceano Atlântico no que concerne à circulação de ventos nas camadas baixas de atmosfera: *i)* o centro de altas pressões dos Açores no Atlântico Norte e *ii)* o centro de altas pressões de Santa Helena no Atlântico Sul. Estes dois centros

constituam o factor determinante que gera os sistemas anticiclónicos cujo fluxo domina o ambiente marinho no Atlântico.

O Programa Nansen, um projecto conjunto entre a República de Angola e o Reino da Noruega, tem procedido a análise de dados recolhidos durante as campanhas de investigação para caracterizar mais detalhadamente o regime de ventos que predomina na zona costeira de Angola. Com os resultados obtidos, foram identificados dois campos de ventos distintos: *i*) campo dos ventos do quadrante Sul que, por vezes, são deflectidos para Leste ou para Oeste e que ocorre no Norte, e *ii*) o campo dos ventos alísios orientados permanentemente para Oeste que ocorre no Sul de Angola.

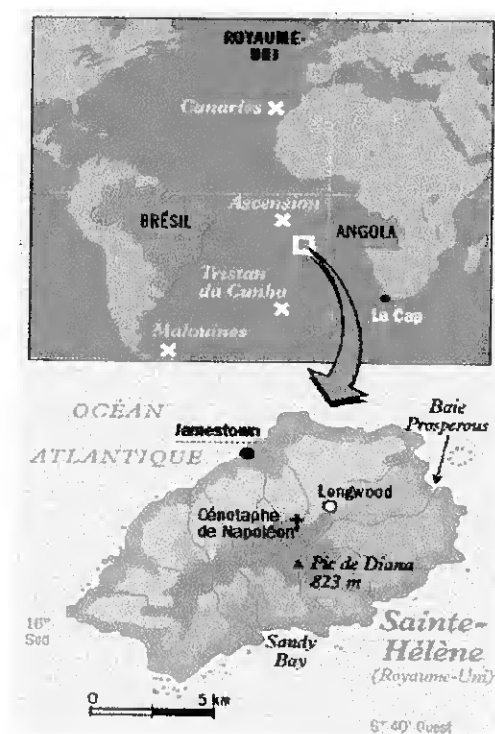
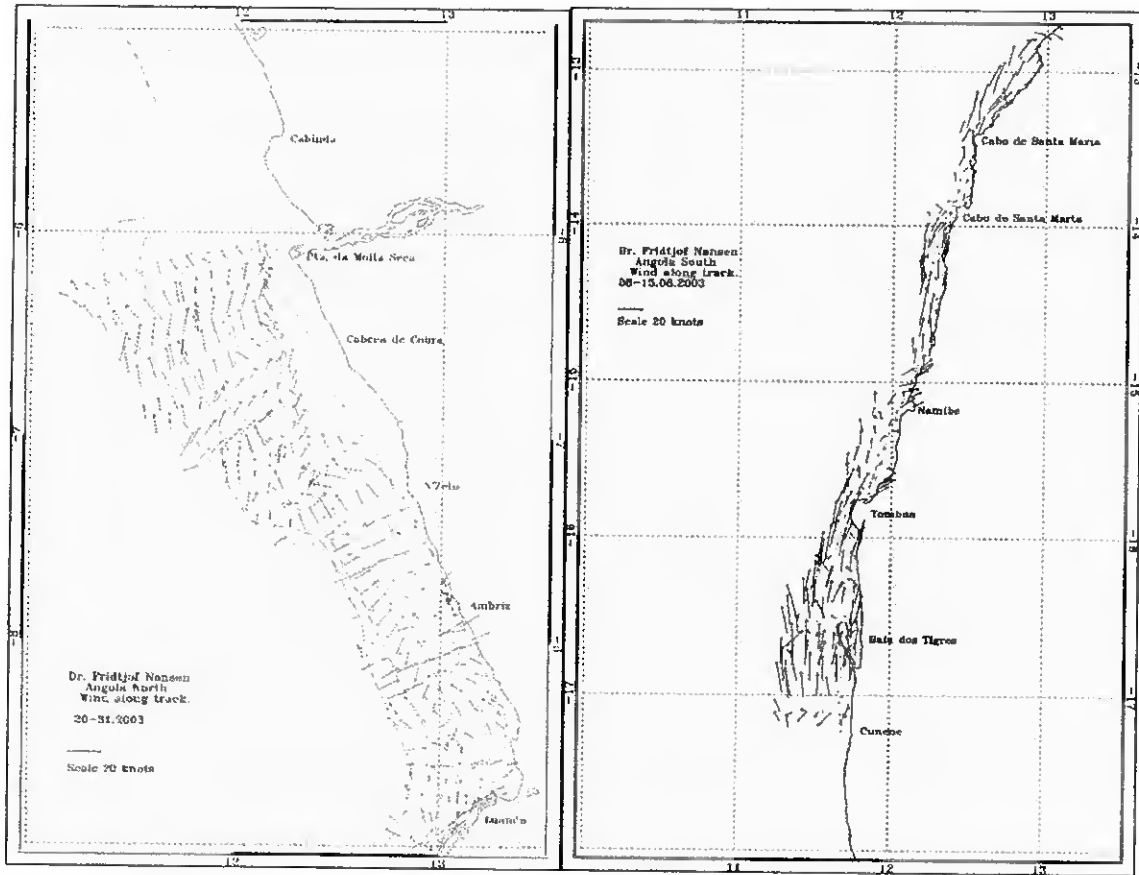


Figura 1.5 – Localização de "Sainte- Hélène no Atlântico Sul (*Encyclopédie - océan Atlantique*)



a)

b)

Figura 1.5.1 – Regime de ventos que vigore no oceano costeiro de Angola (a-Norte e b-Sul) na Grande Estação Fria (Agosto 2003)

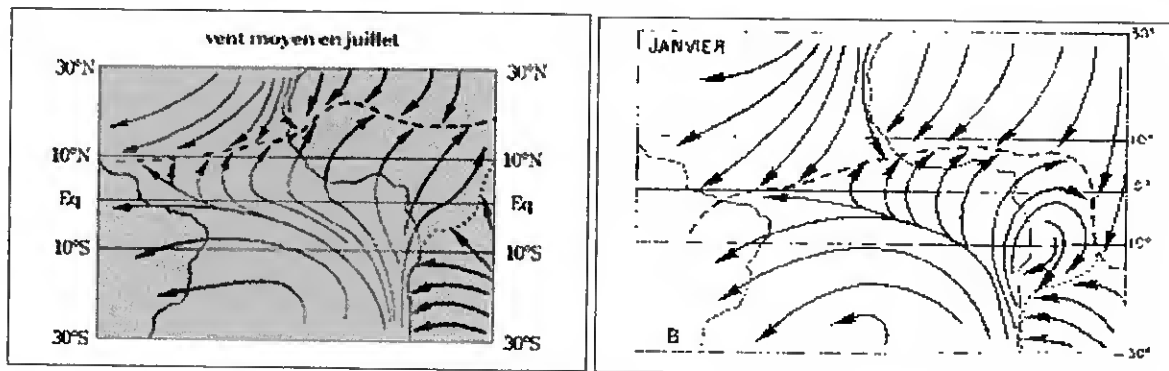


Figura 1.5.2 - Ventos médios no Atlântico em Julho e Janeiro (E. Greiner and Y. Du Penhoat., 2001)

No Atlântico Sul, o centro dos ventos anticiclónicos está localizado cerca de 28°S, no centro do Atlântico Sul (próximo de cerca de 20°W) e a sua intensidade é máxima (5-7 m.s⁻¹) no período da Grande Estação Fria (Julho – Setembro).

O padrão dos gradientes horizontais no campo da pressão induz um regime de ventos característico de uma circulação num sistema de baixa pressão. A diminuição da pressão no interior do continente Africano, provocada por forte aquecimento da Terra, vai dar origem ao desvio de ventos para Leste. É exactamente o que acontece na região costeira Norte-Centro de Angola. As Figuras 1.5.1a e 1.5.2 apresentam ventos alísios típicos deflectidos para Leste revelando a existência de um centro de baixas pressões no interior do continente Africano, estendendo-se até a zona inter-tropical de convergência ZITC (*Mann and Lazier, 1996*), uma zona de ventos irregulares e fracos, situada sobre os trópicos.

De igual modo, a **Fig.1.5.1b** e também a **Fig.1.5.2** mostram que os ventos alísios do quadrante Sul observados a Sul de Angola e que sopram durante esta época no troço 17°S – 16°S estão associados ao centro de alta pressão localizado na região de Santa Helena. Estes ventos alísios são permanentes nesta área estendendo-se até Cabo Lopez, ilustrando as condições meteorológicas gerais numa situação típica de GEF.

Capítulo II

2 Descrição de ciclos sazonais, e da variabilidade sazonal e inter-anual dos padrões de meso-escala no oceano costeiro de Angola

2.1 Introdução

No âmbito do programa CORSA "Cloud and Ocean Remote Sensing Around Africa" financiado pela Food and Agriculture Organization of the United Nations "FAO", procedeu-se à colheita de dados de Temperatura de Superfície do Mar "TSM" obtidos pelo Advanced Very High Resolution Radiometer "AVHRR" no período compreendido entre 1982 e 1999.

O ciclo sazonal é o principal sinal da interacção oceano - atmosfera no Atlântico tropical. O período e as características da evolução sazonal na Zona Inter-tropical de Convergência "ZITC" e da TSM, que dependem do acoplamento dinâmico entre ambos e dos contrastes entre Terra-Oceano, ainda não são inteiramente compreendidos. Parte da variabilidade inter-anual pode ser entendida como mudanças no período ou na amplitude do ciclo sazonal. O entendimento dos mecanismos envolvidos e seus impactos são importantes questões a serem estudadas.

Sobrepostos ao ciclo sazonal existem dois modos inter-anuais de variabilidade oceano-atmosfera no Atlântico tropical, com importantes consequências no clima regional da África e América do Sul. O primeiro modo de variabilidade climática no Atlântico tropical é similar ao El Niño Southern Oscillation "ENSO" no Pacífico, com manifestações focadas principalmente próximo ao Equador (*Zebiak, 1993; Chang et al., 1997*). Este modo equatorial varia em escalas sazonais e inter-anuais. Durante a Estação Quente, os ventos alísios do Leste equatorial Atlântico são fracos, contribuindo para uma elevação da TSM nas latitudes 6°S-13°S (*Cruise Report Dr Fridtjoff Nansen, 2003*) e no Golfo de Guiné. Na

fase oposta (fria) isso inverte-se, os ventos alísios aumentam e a temperatura da superfície diminui. Estes eventos quentes e frios ocorrem em longo período no Oceano costeiro de Angola (4 a 6 meses) e em um curto período no Golfo de Guiné (numa escala de semana a meses) e provocam fortes impactos climáticos na região (*Wagner and da Silva, 1994*). O segundo modo de variabilidade inter-anual é caracterizado por um gradiente de TSM entre as regiões a Norte e a Sul do Equador. Este é chamado Dipolo do Atlântico (e.g. *Moura and Shukla, 1981; Servain, 1991; Huang and Shukla, 1997*). Este modo envolve variações de fases opostas na TSM em cada hemisfério entre 5° N-30° N e 5° N-20° S, em escalas sazonais, inter-anuais e decadais (*Gouriou, 1993*).

As anomalias de TSM entre os hemisférios estão intimamente ligadas com a posição e intensidade do ZITC (*Moura and Shukla, 1981; Folland et al., 1986; Servain, 1991; Enfield and Mayer, 1995*). Secas na África sub-Sahara são frequentemente vistas como associadas a uma ampla banda de anomalias de TSM através do Atlântico tropical Norte/Sul (*Lamb, 1978 a,b; Hastenrath and Lamb, 1977a,b, and 1978; Folland et al., 1986*). Também o conhecido ciclo de seca do Nordeste está estreitamente ligado com a variabilidade da TSM no oceano Atlântico Tropical (*Hastenrath and Heller, 1977; Chu and Hastenrath, 1981; Moura and Shukla, 1981; Hastenrath, 1984a; Lough, 1986; Rao et al., 1993; Enfield, 1996; Harzallah et al., 1996; Wainer and Soares, 1997*). Em particular um evento de dipolo quente a Norte e frio a Sul está associado com uma intensificação da ZITC para uma região a Norte de sua posição normal, causando secas na região Nordeste e fortes chuvas no Sahel.

As variações de baixa frequência nos ventos e na TSM não parecem ser auto-sustentáveis, ou seja, necessitam de um estímulo externo para iniciarem suas oscilações (*Zebiak, 1993*). O ENSO é uma provável "fonte" desse estímulo externo (*Delécluse et al.,*

1994), pois baixos índices deste fenómeno, ou seja, segundo este autor, condições quentes no Pacífico, estão associados a fortes ventos no Oeste Atlântico e *vice-versa* permitindo, assim, o deslocamento Oeste-Leste ou recuo Leste-Oeste das águas quentes na costa Brasileira. Existe uma correlação significativa entre o ENSO e as anomalias da TSM no Atlântico Tropical Norte (*Enfield and Mayer, 1997; Penland and Matrasova, 1998*), que se mostra apenas desfasada de alguns meses.

2.2 Dados e Métodos

Em aplicação desde 1978, os satélites de orbital da série TIROS-n/NOAA são de alta precisão e equipados com um radiómetro de varrimento multi-canal (Advanced Very High Resolution Radiometer "AVHRR"). O AVHRR é um radiómetro de varrimento multi-canal de alta resolução instalado a bordo dos satélites de orbita polar da série NOAA-7 (National Oceanographic and Atmospheric Administration). A área da cobertura do CORSA é situada entre os 0°S – 40°S e 2°W – 29°E. Com uma faixa de varrimento de cerca de 360 linhas e um campo de visão instantâneo de 1.4 miliradianos, o AVHRR recebe radiação electromagnética simultânea em cinco canais (bandas espectrais):

- i) Canal1 (0.58 – 0.68 μm) - canal no domínio do visível,
- ii) Canal2 (0.725 – 1.10 μm) – canal no domínio do infravermelho próximo e
- iii) três canais no domínio do infravermelho térmico (Canal 3: 3.55 – 3.93 μm ; Canal 4: 10.3 – 11.3 μm e Canal 5: 11.5 – 12.5 μm). A informação que provêm das três últimas bandas, isto é, informação registada na banda espectral 3 – 14 μm permite avaliar o campo da temperatura da superfície do mar com uma resolução espacial de 4.5 km x 4.5 km correspondente a um pixel de imagem e um comprimento de cada linha de varrimento a superfície do Globo de cerca de 2240 km. As imagens térmicas obtidas nesta banda, são adequadas para o estudo das águas superficiais das zonas costeiras oceânicas, pois,

permitem detectar os padrões de mesoescala das distribuições superficiais de temperatura do mar e a sua consequente evolução no tempo e no espaço. As temperaturas resultantes de sensores de AVHRR com o espectro 3 – 14 μm correspondem à emissão pelas moléculas junto a superfície, isto é, uma camada com espessura de 0.1 mm vulgarmente conhecida por "pele" do oceano.

O principal objectivo do programa CORSA é de observar a ocorrência do afloramento costeiro, "upwelling", com especial ênfase nos ecossistemas marinhos de Benguela e África Noroeste. Os dados são recolhidos uma vez durante o dia e uma durante a noite. Os dados uma vez calibrados radiometricamente (usando a função de Plank), são convertidos em grandezas físicas, TSM e, posteriormente, são comparados com os dados determinados *in situ* (Nykjaer and Van Camp, 1994). As TSM obtidas no domínio de infravermelho térmico permitem conhecer a temperatura do limite máximo da camada de nuvem, ou a temperatura de superfície do mar na ausência das nuvens.

Para melhor identificar dos eventos quentes, foram extraídos TSM médias mensais em algumas localizações das secções de Ponta de Moita Seca (6° 05'S), Ambriz (7° 48'S), Ponta das Palmeirinhas (9° 10'S), Ponta do Morro (10° 42,7'S) e Lobito (12° 20'S). As localizações seleccionadas coincidem com secções onde foram recolhidos dados de temperatura e salinidade desde 1994 até a presente data, durante as campanhas de investigação (Fig.2.1). Na obtenção de TSM foi utilizado um software "sst Processor" em conjunto com SURFER. As temperaturas obtidas a partir do AVHRR correspondem à temperaturas médias mensais numa área de aproximadamente 4.5X4.5 km correspondente a um pixel de imagem. A partir dos valores de TSM extraídos das imagens foram construídas curvas representativas de ciclos sazonais nas diversas localizações em estudo.

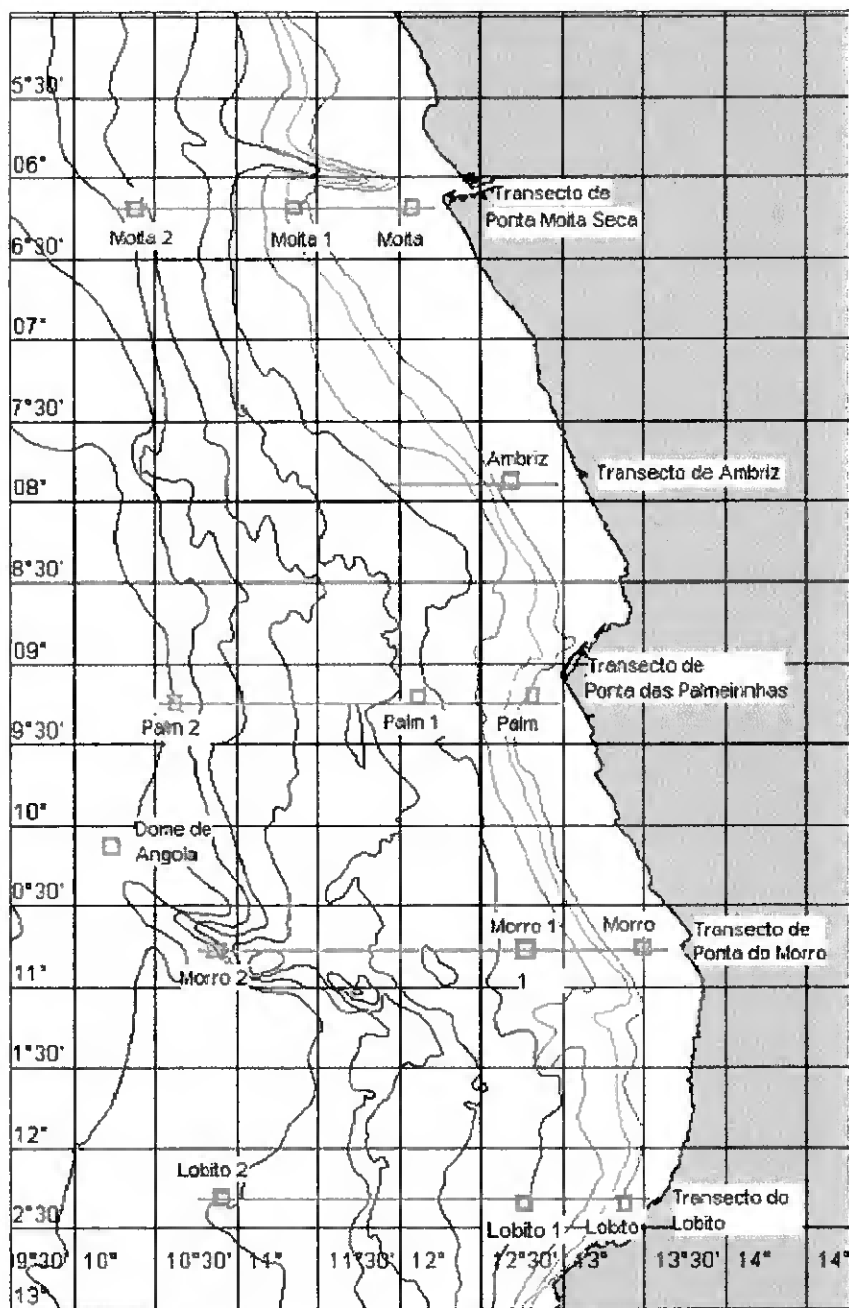


Figura 2.1 – Localização das secções de Ponta Moita Seca (Moita, Moita 1 e Moita 2), Ambriz, Ponta das Palmeirinhas (Palm, Palm 1 e Palm 2), Ponta do Morro (Morro, Morro 1 e Morro 2) e Lobito (Lobito, Lobito 1 e Lobito 2) estando assinalados com o símbolo □ indicando os locais onde foram extraídos das imagens AVHRR as temperaturas de superfície.

Na tabela abaixo estão representados os valores médios totais anuais da temperatura de superfície do mar e a listagem das localizações mais costeiras onde foram extraídas as TSM no período compreendido entre 1982 e 1999. Esta tabela fornece informações sobre as

variações inter-anuais dos padrões das médias de TSM ao longo do oceano costeiro de Angola.

<i>Ano</i>	<i>Dome</i>	<i>Moita</i>	<i>Ambri</i>	<i>Palm</i>	<i>Morro</i>	<i>Lobito</i>
1982	23.33	23.24	22.30	22.59	22.26	22.57
1983	23.60	23.45	22.77	23.04	22.73	22.64
1984	25.30	25.05	24.42	24.62	24.45	24.81
1985	24.18	23.96	23.07	23.09	23.29	23.35
1986	24.43	24.04	23.11	23.38	23.63	23.76
1987	24.62	24.77	23.79	24.07	23.78	23.89
1988	24.75	24.74	23.69	24.10	23.78	24.09
1989	24.89	24.66	23.97	24.11	24.11	24.06
1990	24.66	24.64	23.75	23.77	23.44	23.42
1991	24.33	24.08	23.32	23.53	23.51	23.25
1992	24.52	24.12	23.67	23.78	23.52	23.83
1993	25.77	26.01	25.11	25.28	25.36	25.52
1994	25.45	25.45	24.75	24.51	24.44	25.10
1995	25.58	25.72	25.17	25.32	25.21	25.42
1996	25.07	25.49	24.69	24.79	24.97	25.22
1997	25.12	24.99	24.27	24.36	24.47	24.48
1998	26.25	26.19	25.45	25.38	25.53	26.07
1999	25.88	25.85	25.17	25.34	24.93	25.20

Tabela 2.1 – Médias totais anuais de TSM nas localizações de Ponta Moita Seca, Ambriz, Ponta das Palmeirinhas, Ponta do Morro, Lobito e Dome de Angola

2.3 – Resultados e Discussão

As imagens utilizadas neste capítulo foram imagens médias mensais tendo permitido identificar, na maior parte, o início da invasão das águas quentes ao longo da costa oceânica de Angola assim como os respectivos e consecutivos eventos mais quentes.

2.3.1 Ciclos sazonais da Temperatura no Oceano Costeiro de Angola

Neste ponto são analisados ciclos sazonais da TSM em localizações situadas na plataforma continental. Ao proceder ao estudo de flutuação da TSM procedentes das

imagens AVHRR, recorreu-se à análise temporal da variabilidade da TSM usando três variantes: *i*) ao longo da costa oceânica numa análise meridional, *ii*) perpendicular a costa numa análise zonal e, *iii*) uma análise de variação inter-anual da TSM.

O termo "ciclos sazonais" da TSM permite-nos pensar na mudança deste parâmetro em função de tempo mas de forma cronológica, e por conseguinte, na caracterização das águas superficiais do oceano em cada época. Na escala mundial, os factores mais influentes na mudança deste parâmetro são a pressão atmosférica e o vento (*Leo Nykjær and Lieve Van Camp., 1994*). Assim, embora tendo o comportamento regular, mostram variações espaciais e temporais. Uma vez caracterizado o comportamento global do parâmetro em estudo, são identificadas nas secções abaixo as principais estações do ano do oceano costeiro de Angola.

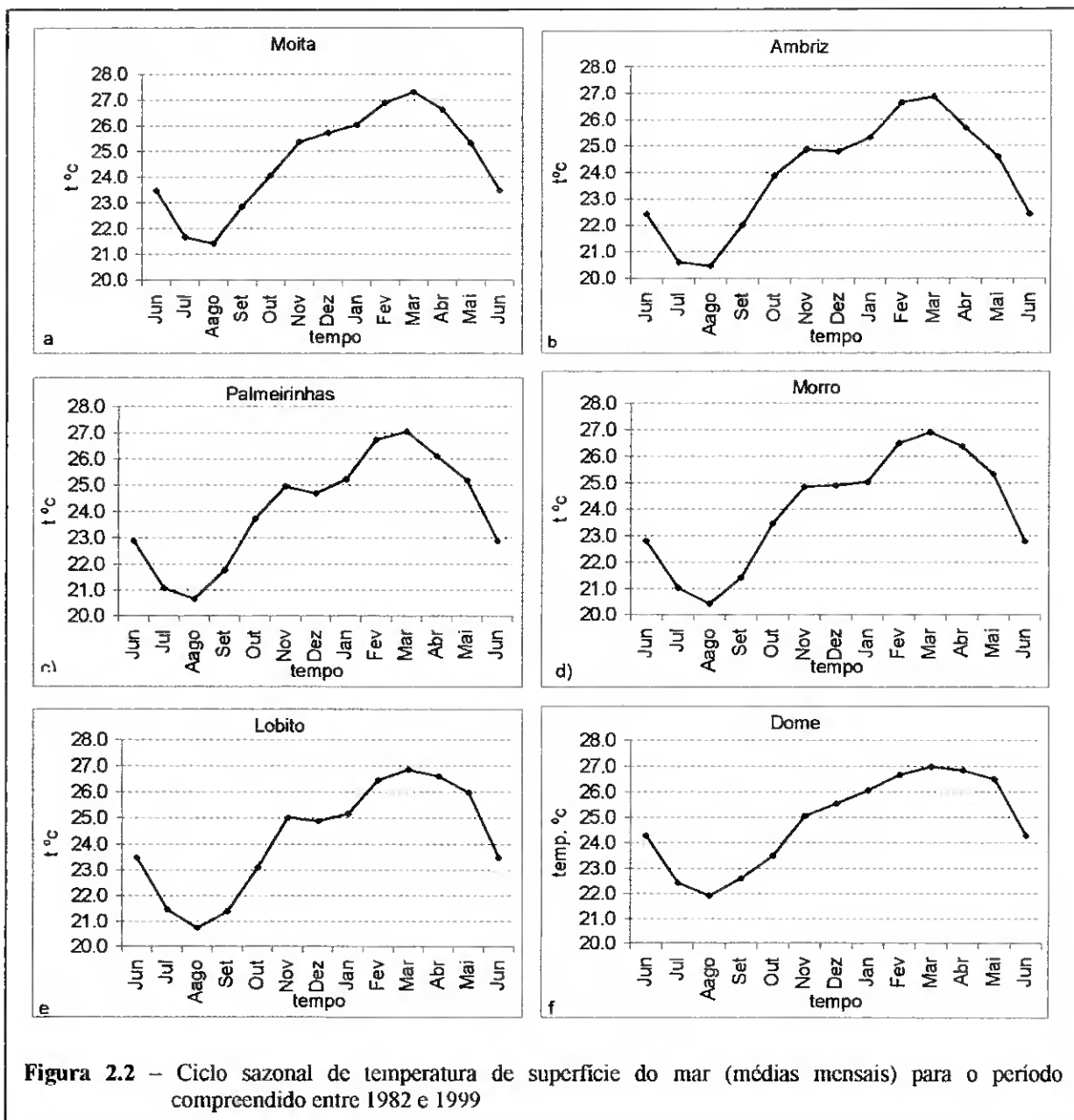
2.3.1.1 Variação Meridional da TSM na Plataforma Continental

Na **Fig.2.2** é apresentado o ciclo sazonal da TSM com base em médias mensais durante o período de 1982-1999 nas localizações de Ponta Moita Seca, Ambriz, Ponta das Palmeirinhas, Ponta do Morro e Lobito. Os ciclos representados nas **Figs.2.2 b.c.d.e** e **2.3** confirmam as 4 estações identificadas por *Dias (1971)* nomeadamente: *i*) a Grande Estação Quente (Fevereiro – meado de Maio), *ii*) a Grande Estação Fria (Junho – Setembro), *iii*) as Pequenas estações Quentes (Novembro e Janeiro) e *iv*) a Pequena Estação Fria (Dezembro). O ciclo sazonal em Ponta Moita Seca (**Fig.2.2a**), área localizada na embocadura do rio Congo (6° 05'S), não apresenta a Pequena Estação Fria (PEF). Esta ausência pode ser associada à influência do clima equatorial. Segundo *Gouriou (1993)*, este facto deve-se na fraca variação térmica do oceano (1° a 3°C) verificada nesta Região. Para confirmar a hipótese de *Gouriou (1993)*, procedeu-se ao cálculo das anomalias das temperaturas médias mensais em Ponta Moita Seca, relativamente a média dos vários anos e a maior anomalia

ou diferença foi encontrada em Março com valor de 2.59°C que está no intervalo definido por este autor. Esta localização revelou também um comportamento anómalo relativamente as restantes localizações costeiras (**Fig.2.3**) por se encontrar próximo do Equador (*Carton and Huang 1994*).

Foi observado que a Pequena Estação Fria (PEF) também não ocorre no Dome de Angola (**Fig.2.2 f**), sugerindo assim que a PEF é um fenómeno puramente costeiro. Tendo sido identificado como um fenómeno tropical resultante do arrefecimento causado pelo afloramento das águas sub-superficiais, a PEF surge como resposta ao deslocamento das águas costeiras superficiais para Oeste sob o efeito dos ventos alísios de Sudeste (*Verdière, A. C. et al., 2003, Isidore et al., 2003*). Fenómeno similar ocorre ao largo da costa Indiana e Sri Lanka (Oceano Índico) durante este período (Outubro-Novembro). Segundo *Duvel et al., (2002)*, na região do Equador, onde os ventos geralmente são fracos, os ventos do Oeste aparecem em cada inter-moção (Abril-Maio e Outubro-Novembro). Devido a fraco efeito de rotação da terra a volta do Equador, os ventos incrementam a corrente zonal. A presença desta corrente faz-se sob ondas equatoriais de Kelvin, resultantes dos ventos do Oeste. Este facto pode ser relacionado com o que se passa na Ponta Moita seca, zona localizada a 6°S sob influência de clima equatorial e condições semelhantes às descritas por este autor.

Ao analisar a variação ao longo da costa, a TSM apresenta um comportamento semelhante em todas as áreas seleccionadas, sendo os valores médios máximos observados em Março e os mínimos em Agosto de cada ano. O resultado obtido é comparável com *Rouault (2003)* onde é relacionado a ocorrência dos eventos quentes especiais (Benguela Niños) nos meses de Março e Abril com o período em que as temperaturas atingem o valor médio máximo (>28°C na Região Norte de Angola).



A temperatura de água do mar reveste um carácter não somente ecológico mas também pode servir como indicador da ocorrência ou não de determinados processos físicos nos oceanos. Também é sabido que este parâmetro varia de forma gradual com a latitude, facto este demonstrado pelo resultado obtido na análise de dados da TSM do período em estudo (Fig.2.3). A TSM mensal média observada, durante o período em

análise, na Ponta Moita Seca é superior às das outras áreas costeiras situadas a Sul, excepto o Lobito que apresentara temperaturas médias superiores em Maio (Fig.2.3).

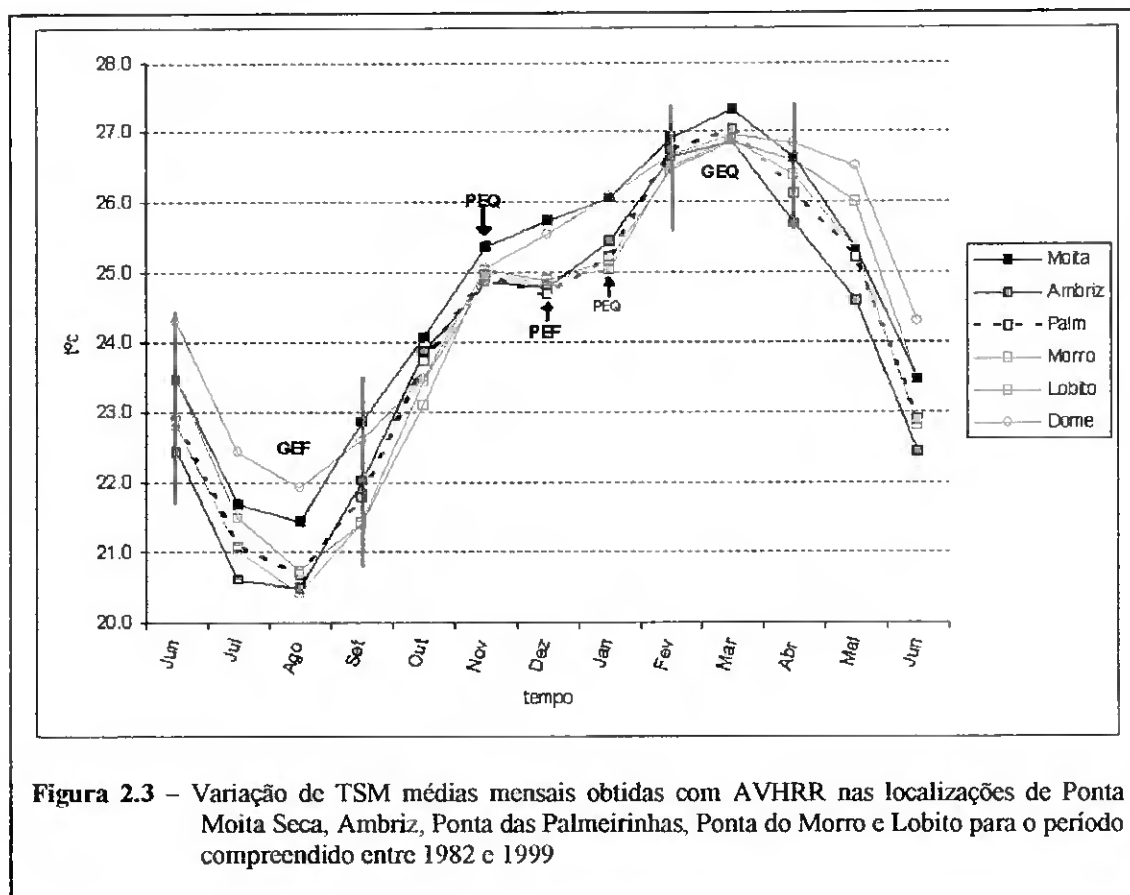


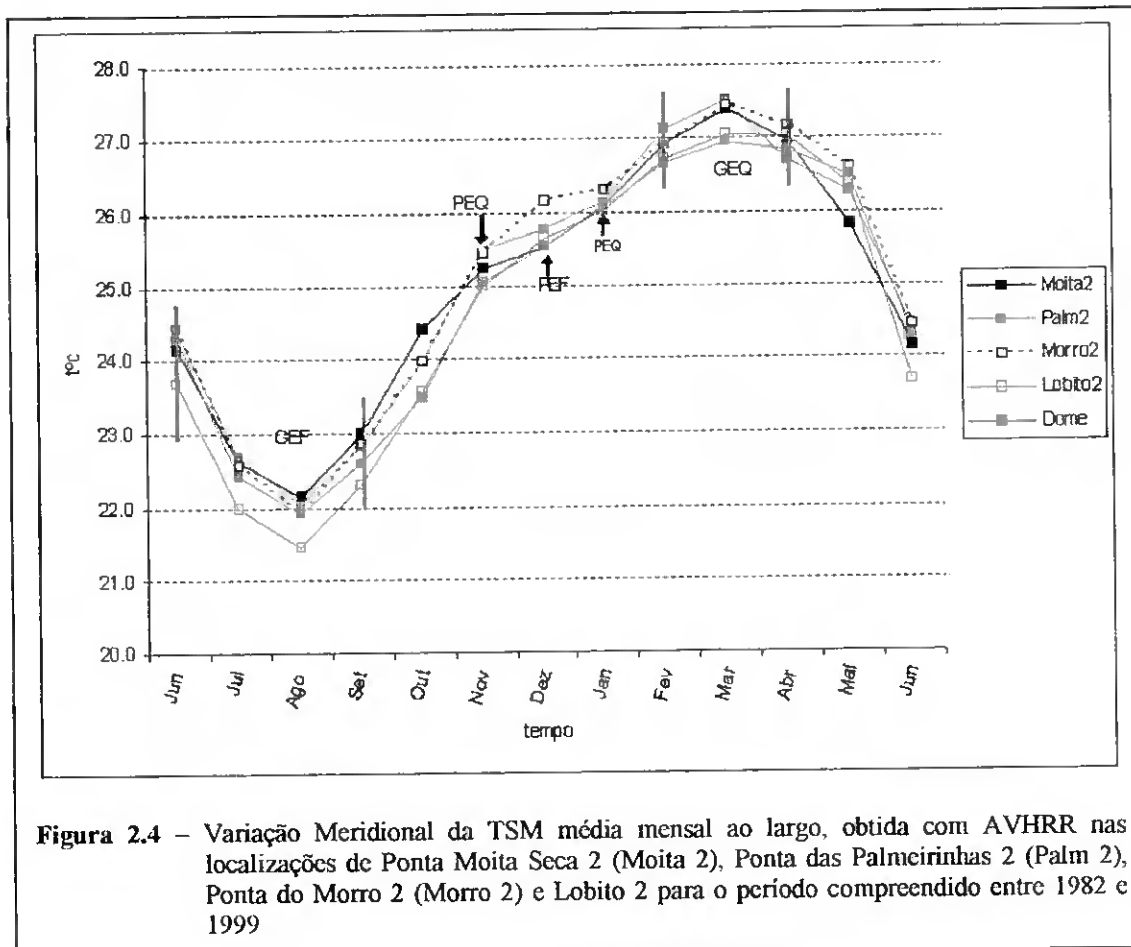
Figura 2.3 – Variação de TSM médias mensais obtidas com AVHRR nas localizações de Ponta Moita Seca, Ambriz, Ponta das Palmeirinhas, Ponta do Morro e Lobito para o período compreendido entre 1982 e 1999

As Localizações costeiras situadas a Sul da Ponta Moita Seca, nomeadamente Ambriz, Ponta das Palmeirinhas, Ponta do Morro e Lobito, apresentam uma variação sazonal de TSM similar entre si. Esta homogeneidade da temperatura pode resultar do sistema de ventos dominante (geralmente fraco) na GEQ, de direcção variável mas com predominância para Oeste nesta zona e gerido pelo Anticiclone do Atlântico Sul vulgarmente conhecido por "SAA", muito influente na circulação da corrente de Angola (Peterson-Whyte and Tyson, 1988; Kuderskiy, 19629).

É interessante verificar a variação linear da TSM em toda a costa durante os meses de Setembro a Novembro caracterizando a transição da GEF para PEQ. O mês de Agosto é caracterizado pelos valores mínimos de TSM. Esta característica sazonal pode estar associada ao regime de ventos alísios observado na circulação oceânica desta região (*Boyd et al., 1987; Yury, 1996*). A **Fig.2.3** apresenta níveis da TSM relativamente bastantes similares entre Ponta das Palmeirinhas e Lobito, e entre Ambriz e Ponta do Morro nesta época do ano. Este facto, pode estar relacionado com a protuberância e/ou com a configuração costeira e a topografia, visto que o par Palmeirinhas-Lobito tem o formato de línguas de terra muito salientes para o mar e governa uma faixa de plataforma continental muito reduzida (ver as linhas batimétricas da **Fig.2.1**). No caso do par Ambriz-Morro, apresenta uma configuração de Baías (zonas resguardadas) e com uma faixa da plataforma continental relativamente larga (**Fig.2.1**). Esta justificação parece ser a mais provável já que estudos feitos por *Gouriou (1993)*, mostraram que os factores que mais afectam a variação da TSM são a tensão do vento, a topografia e o contorno da linha costeira.

2.3.1.2 Variação Meridional de TSM ao largo (Fora da plataforma continental)

Nesta secção são analisados ciclos sazonais de TSM nas localizações de Ponta Moita 2 (Moita 2), Ponta das Palmeirinhas 2 (Palm 2), Ponta do Morro 2 (Morro 2) e Lobito 2, áreas situadas ao largo (fora da plataforma continental) usando temperaturas médias mensais. A faixa mais oceânica sob influência da corrente de Angola e do regime oceânico constitui a área mais sensível em termos de flutuação térmica. Nas áreas mais oceânicas de Angola, verifica-se a ocorrência das águas quentes que caracterizam a corrente de Angola (*Stromme et al., 1989; Sannon, 1985*).



As Figs.2.3 e 2.4 mostram que durante este período (Abril-Maio), as águas na zona da Ponta do Morro e do Lobito tornam-se mais quentes que as águas da zona Norte (25.98°C contra 25.32°C no litoral e 26.59°C contra 25.83°C ao largo), revelando um comportamento semelhante da TSM em ambas faixas (na plataforma continental e no largo) nesta parte Sul. O resultado obtido é consistente com *Shannon (1985)* e *Boyd et al., (1987)*. Este facto pode ser associado aos ventos de direcção para Sul que ocorrem ao largo, opostos aos ventos do quadrante sul que tem tido lugar junto à costa nesta estação do ano (*Stromme et al., 1989; Shannon, 1985; Boyd et al., 198; Binet, 1983a*). A acção destes ventos de direcções opostas faz com que as águas fiquem contidas na faixa localizada entre ambos campos de ventos formando estruturas circular. O desfaseamento da temperatura na

faixa oceânica do Lobito demonstra a influência do regime da CB e do afloramento como resultado da intensificação dos ventos alísios para Oeste durante o Inverno Austral.

Na análise da **Figura 2.4**, verifica-se que, ao largo, a TSM atinge o seu máximo em Março e o mínimo em Agosto de forma consistente com o que ocorre na plataforma (**Fig.2.3**). Os valores máximos variam entre 27.3°C (Ponta Moita Seca) e 26.9°C (Lobito) e os mínimos entre 21.9°C (no DA) e 20.4°C (Ambriz e Ponta do Morro), respectivamente.

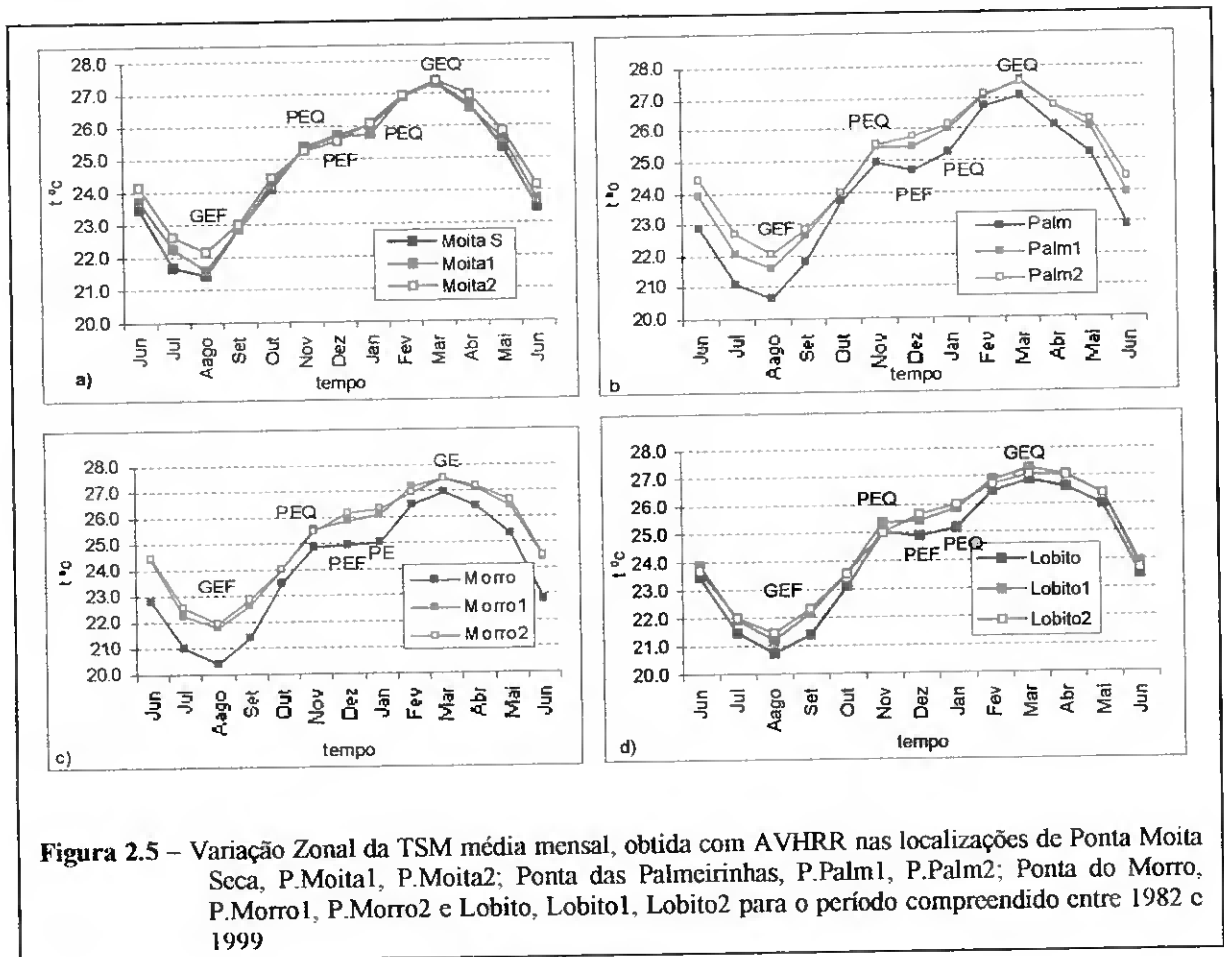
2.3.1.3 Variação Zonal de TSM (da costa para Largo)

Nesta secção, faz-se a análise comparativa dos padrões de variabilidade sazonal da TSM entre a costa e o largo. As localizações de cada secção onde foram extraídas as TSM médias mensais, encontram-se assinaladas na **Fig.2.1**. Os respectivos ciclos sazonais das secções estão representados na **Fig.2.5**.

O padrão da variabilidade da temperatura superficial do mar no oceano costeiro de Angola em direcção ao mar aberto tem comportamento semelhante em toda região costeira. Verifica-se que a temperatura aumenta da costa para o largo, excepto em Ponta Moita Seca (**Fig.2.5 a**). As grandes diferenças de temperatura ocorrem entre as localizações mais costeiras e as do largo, sendo esta diferença muito pronunciada nas épocas frias (GEF e PEF) em Ponta das Palmeirinhas, Ponta do Morro e no Lobito (**Fig.2.5 b.c.d**).

As áreas mais ao largo apresentam valores similares nas estações quentes (GEQ e PEQ) cujo comportamento é uniforme nos meses de Outubro-Novembro, Fevereiro-Abril. Esta lógica sequencial observada nas **Fig.2.5 a.b.c** durante os períodos acima referidos é consistente com a intensificação dos ventos Norte-Sul no lado Oeste do Atlântico Sul que permitem a deslocação das águas quentes da costa Brasileira para Leste (*Cane and Zebiak, 1985; Wyrki, 1986*), e com a relaxação dos ventos alísios na costa Leste do Atlântico Sul (*Gammelsrød et al., 1998; Boyd et al., 1987*). Estes factores provocam o decaimento da

velocidade da corrente costeira (o valor típico de 30cm/s habitual chega a descer para 15cm/s como ocorreu em Março 1995 durante o Benguela Niño: *Gammelsrod et al., 1998*), e por conseguinte, um decaimento no processo de mistura entre as águas costeiras mais frias e as águas quentes ao largo (acumulação das águas quentes nesta faixa) do litoral de Angola.



A **Figura 2.5** permitiu também revelar que as áreas localizadas nos extremos Sul e Norte da região em estudo são identificadas como zonas com maior amplitude térmica entre a costa e o largo sugerindo, deste modo, que estas localizações se encontram sob influência de dois regimes hidrológicos: *i*) a localização do Lobito está sujeita à influência do regime das correntes de Benguela-Angola e dos ventos relativamente fortes e, *ii*) a Ponta Moita Seca alimentada pelo sistema binário "Tropical-Equatorial" com ventos fracos (**Fig.1.2**).

Em suma, os valores máximos e mínimos da TSM observados na GEQ e na GEF, características sazonais do Atlântico Sudeste, podem ser associados ao regime de ventos alísios que actuam na circulação oceânica desta região (Boyd *et al.*, 1987; Yury, 1996). Um enfraquecimento (fortalecimento) dos alísios na região pode causar um enfraquecimento (fortalecimento) da circulação nesta região e uma diminuição (aumento) da inclinação da termoclina tropical, levando aos eventos extremos quentes e frios meridionais respectivamente. Em outras palavras, a termoclina é mais profunda no primeiro caso e muito pouca profunda no segundo caso.

2.3.2 Variação Inter-anual da TSM do Oceano costeiro de Angola (Série Temporal)

i) Tendência de TSM no Oceano Costeiro de Angola

Na **Figura 2.6a** encontra-se representada tendência de TSM observada no Oceano Costeiro de Angola (Atlântico Sudeste), desde 1982 a 1999. De igual modo, encontram-se representadas as temperaturas médias anuais para as localizações mais costeiras de Ponta Moita Seca, Ambriz, Ponta das Palmeirinhas, Ponta do Morro e Lobito. Estes valores anuais da TSM tiveram por base, os valores médios mensais obtidos pelas imagens AVHRR. Pelo método de mínimos quadrados, foi ajustada uma recta que representa a tendência da temperatura desde 1982 até 1999.

Ao analisar a variação inter-anual, verificou-se que ela contém uma tendência crescente desde 1982 a 1999. Esta tendência revela um aumento médio da temperatura no oceano costeiro de Angola na ordem de 0.13°C por ano. Este valor é bastante elevado se for comparado com a tendência global de TSM observada no oceano mundial. Contudo, observa-se uma certa descontinuidade no aumento da TSM entre 1992 e 1993. Esta descontinuidade pode estar relacionada com efeito antropogénicos. De facto, esta

descontinuidade coincide com a expansão das plataformas petrolíferas, observada desde o início da década noventa, na região em estudo.

Este resultado está de acordo com *Cane et al.*, (1997) que, na sua pesquisa usando análises de Funções Ortogonais Empíricas "FOE", relaciona a tendência positiva da TSM como resposta conjunta da variabilidade natural e dos efeitos antropogénicos. O resultado obtido (**Figura 2.6a**) permitiu evidenciar que a série temporal de temperatura apresenta uma notória tendência, para a ocorrência de duas épocas distintas: uma com temperaturas mais baixas no início e outra com temperaturas mais elevadas no final. Assim, pode se definir as duas épocas: *i*) a pré-industrial (1982-1992) cuja temperatura varia entre 23.0°C e 24.8°C e *ii*) a pós-industrial (1993-1999) apresentando temperatura de 24.0°C - 25.4°C (http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/vol4/french/pdf/wg1sum.pdf, *Bottomley et al.* 1990). Nota-se que, de um modo geral, para anos de Benguela Niño, as anomalias do Atlântico Subtropical Sul são positivas, indicando um maior aquecimento anómalo da superfície do mar no Hemisfério Sul (*Bottomley et al.* 1990).

ii) Eventos Extremos

Para melhor identificar os Eventos Quentes Específicos, procedeu-se uma análise simples calculando os desvios relativos a tendência da TSM como a diferença entre os valores da temperatura média anual observada e a temperatura média esperada, sendo esta última calculada a partir da equação de regressão linear.

Os anos mais quentes ou mais frios (chamados anos extremos) são os que apresentam o valor de desvio superior a $\pm 0.8^{\circ}\text{C}$, adoptado como critério de selecção dos anos extremos (**Fig.2.6b**). Por essa definição, os anos de 1984, 1987, 1988, 1993, 1995 e 1998 foram definidos como os anos mais quentes por apresentarem um desvio médio a volta de $\geq 0.8^{\circ}\text{C}$, sendo 1984 e 1993 destacados como anos de Benguela Niños (com 1.66°C

e 1.40°C, respectivamente). De acordo com o critério para a selecção dos anos extremos, foram identificados como anos mais frios: 1982, 1991, 1992 no período pré-industrial Angolano e 1997 o ano mais frio da época pós-industrial Angolano.

Por outro lado, desde 1982 ocorreram 2 episódios quentes (1984 e 1993) que caracterizam o evento de Benguela Niño com um ciclo de 9 e/ou 10 anos bem definido (**Fig.2.6b**). Tal facto pode estar associado à tendência global evolutiva da TSM na Terra. Independentemente não apresentar uma anomalia equivalente ao critério da selecção, o ano 1995 teve um grande impacto em termos ecológico e mereceu a consideração como ano de Benguela Niño. O critério utilizado neste trabalho (0.8°C) está próximo do valor de anomalia da TSM (+1.0°C) usado por Yury (1996) como critério para a definição dos anos mais secos na região do deserto de Kalahari (África do Sul).

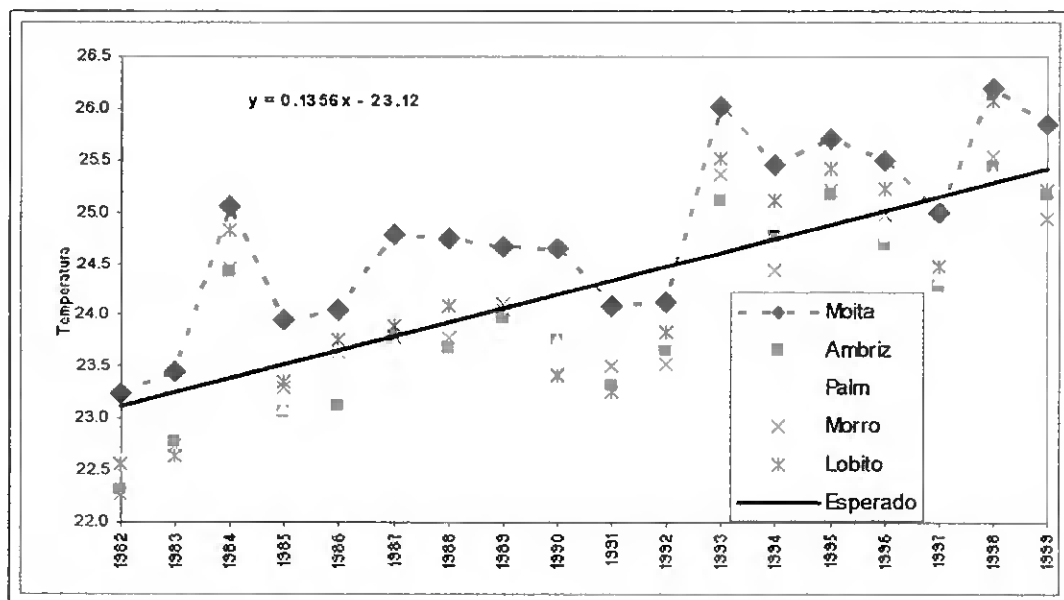


Figura 2.6a – Recta ajustada sobre o resultado esperado da tendência de TSM na costa Angolana no período compreendido entre 1982 e 1999 e, correspondentes anomalias com destaque em 1984, 1993, 1995 e 1998, anos mais quentes.

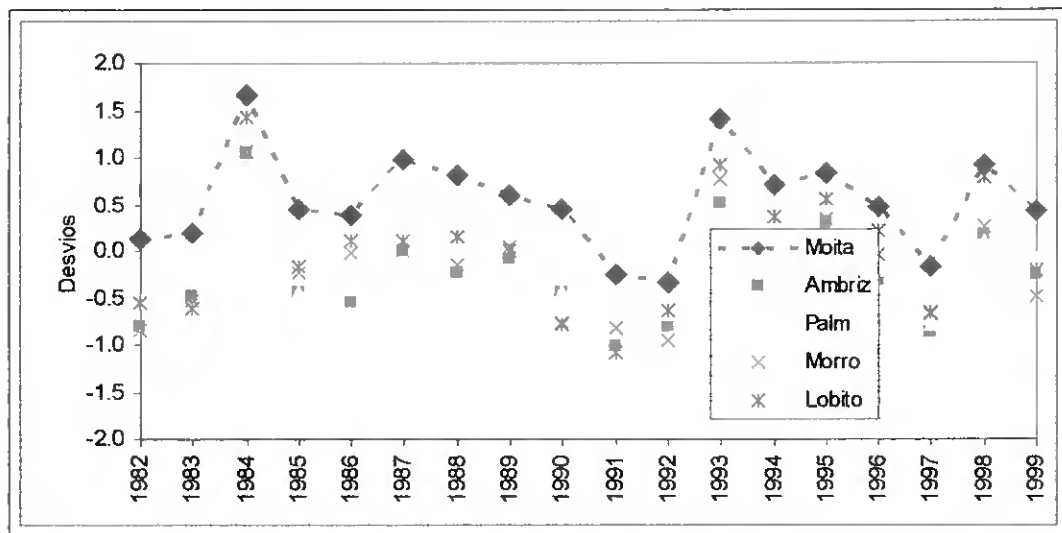


Figura 2.6b – Representação de anomalias em função de desvios relativos a tendência e o respectivo ciclo dos Eventos mais quentes (Benguela Niño) que ocorrem na costa Sudeste do Atlântico Sul.

Os episódios quentes aqui seleccionados apresentam uma aproximação com a ocorrência dos episódios do El-Niño no Pacífico. É interessante saber que, o episódio mais quente de 1984 do Atlântico Sul ocorreu logo após o El-Niño de 1982-1983 no Pacífico (ou ocorreram quase em simultâneo tendo em conta a evolução da temperatura desde 1982 até 1984, ano do pico), assim como o evento de 1993 no Atlântico Sul ocorreu após o El-Niño 1991-1992. Independentemente de não apresentar anomalias em número superior ou sequer igual às do critério de selecção, o ano de 1995 teve um grande impacto em termos da ecologia, tendo sido considerado como ano de Benguela Niño no Atlântico Sul. De acordo com a **Fig.2.6a**, em 1998 verificaram-se as TSM mais elevadas no oceano costeiro de Angola (com 26.19°C média anual), apesar da anomalia relativamente a tendência não ultrapassar o critério estabelecido. Segundo o relatório do grupo de trabalho sobre o balanço de mudança climática realizado em 2001, a temperatura média na superfície do Globo aumentou em cerca de 0.6°C±0.2°C, tendo destacado 1998 como ano mais quente desde 1861 (http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/vol4/french/pdf).

As simulações numéricas de *Góes (2001)* indicam que, no decorrer dos eventos extremos frios, há um fortalecimento da circulação na região equatorial induzida principalmente pela Corrente Equatorial Sul "CES" e pela Sub-corrente Equatorial "SCES". O aumento do transporte dessas correntes provoca um incremento da tensão de corte entre ambos escoamentos resultando num transporte vertical de água fria na costa Oeste do Atlântico e um reabastecimento de águas quentes na costa Leste. Por outro lado, durante os eventos quentes, há um enfraquecimento/fortalecimento da "CES" e da "SCES" no largo Oeste/Leste do Atlântico Sul. Assim, pelo mesmo mecanismo citado, o transporte vertical diminui/aumenta, ocorrendo a supressão/presença da água fria sazonal.

Estudos recentes feitos por *Yury (1996)* revelam que os ciclos anuais de ventos são dominados pela constante mudança de ventos nas regiões Centro ($9^{\circ} 10'S - 13^{\circ}S$) e Subtropical do Atlântico Sul ($13^{\circ}S - 17^{\circ} 15'S$). A componente meridional do vento do Leste no Equador sofre um declínio na GEQ do ano e a componente zonal apresenta valores muito baixos na GEF. Esta variação de vento deve-se à mudança de posição e intensificação do Anticiclone Atlântico Sul "SAA" nas latitudes médias (*Mason, 1995*).

A evolução dos campos de TSM observada no período de 1982 a 1984 (**Fig.2.6a**) no Oceano Atlântico Tropical mostra, o maior período com subida contínua da TSM. Por outro lado, a análise das anomalias de TSM (**Fig.2.6b**) permitiu caracterizar a Ponta Moita Seca como zonas sob influência do sistema Equatorial (desvios com valores mais elevados) e as restantes áreas apresentam um regime tropical (desvios com valores muito similares)

2.4 – Conclusões

Na análise sobre o comportamento sazonal meridional e zonal e, inter-anual meridional da TSM para a caracterização dos Eventos Quentes observadas nas águas do oceano costeiro de Angola, foram relevantes as seguintes observações:

- 1 - O ciclo sazonal de TSM apresenta um comportamento semelhante em toda região em estudo, ilustrando com evidência quatro distintas Estações do ano, sendo identificada a PEF como fenómeno costeiro e/ou associado ao afloramento costeiro. Por outro lado, o ciclo sazonal no oceano costeiro de Angola é caracterizado por um padrão de variação local.
- 2 – Um considerável aumento médio de TSM foi observado na zona da Ponta Moita Seca em relação as restantes áreas da região, revelando o aquecimento das águas circundantes pelas águas oriundas do rio Congo, do Norte e do largo.
- 3 – Existe um emparelhamento em termos de variação da TSM entre Ambriz e Ponta do Morro (temperaturas baixas) e Ponta das Palmeirinhas e Lobito (elevadas temperaturas) durante a GEQ e o inverso na GEF
- 4 - O aumento da TSM em direcção ao largo revela uma variação mais pronunciada na GEF do que na GEQ.
- 5 – O padrão da TSM do Dome é semelhante ao da zona da Ponta Moita Seca durante a PEF, revelando características típicas do sistema Equatorial.
- 6 – A série de temperatura apresenta uma visível tendência crescente na ordem de $0.13^{\circ}\text{C}/\text{ano}$ que pode estar associada não somente com mudança global de clima mas também devido a efeitos antropogénicos. Este facto permitiu caracterizar a tendência em duas épocas: *i*) uma pré-industrial com um incremento suave de temperatura e uma amplitude maior (1.8°C) e, *ii*) a outra pós-industrial ou seja, época da expansão da indústria com um considerável aumento de temperatura e uma amplitude menor (1.4°C).

Capítulo III

3 Análise de Imagens Satélites Obtidas no Domínio do Infravermelho

Térmico

3.1 Introdução

No presente capítulo procede-se a uma análise de dados de temperatura da superfície do mar da série temporal (1982-1999) nas águas da costa angolana obtidos através do AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) e disponíveis na base de dados do programa CORSA (Cloud and Ocean Remote Sensing Around Africa).

3.2 DADOS E MÉTODOS

Neste trabalho foram analisadas cerca de 862 imagens, na forma de médias semanais, distribuídas por 17 anos (1982 – 1999). Estas imagens cobrem as águas costeiras angolanas da área em estudo (5° S – 13° S) e foram obtidas na Estação da Recepção de dados de Space Applications Institute "SAI" do European Joint Research Centre "JRC" com sede em Ispra, Itália. Algumas imagens encontram-se parcialmente contaminadas pela nebulosidade

A partir das imagens disponíveis desta série temporal bem documentada (1982 – 1999), foi possível identificar o início da época em que ocorrem estruturas superficiais de água quente ao longo da zona costeira angolana, assim como o acompanhamento das suas respectivas evoluções ao longo do ano.

Em seguida analisaram-se mais detalhadamente estruturas de água quente observadas num conjunto de 288 imagens seleccionadas, na forma de médias semanais da TSM distribuídas por doze períodos (umas na Estação Quente e outras na Estação Fria de cada ano), correspondentes aos anos em que se realizaram observações *in situ* (Tabela 3.1). Deu-se particular atenção aos períodos de transição das estações Fria e Quentes.

<i>Ano</i>	<i>Período de campanha na Grande Estação Quente</i>	<i>Número de imagens seleccionadas</i>	<i>Período de campanha na Grande Estação Fria</i>	<i>Número de imagens seleccionadas</i>
1994	29 /Fev.- 15 / Mar	3	03/Ago – 19/Set	6
1995	27/Fev. – 01/Abril	5	26/Ago – 13/Set	3
1996	29/Fev. – 25/Mar	4	16/Jul – 07/Ago	4
1997	27/Fev. – 18/Mar	4	08/Ago – 01/Set	4
1998	03 -18/ Março	3	29/Jul – 19/Ago	4
1999	04 – 26/Março	4	06 – 24/Ago	4

Tabela 3.1 – Anos e respectivos períodos das campanhas de investigação e as imagens TSM obtidas com AVHRR correspondentes a estes períodos

Para descrever os eventos de água quente comportamento dos filamentos, escolheu-se a região situada entre as coordenadas 5° S - 13° S e 8° 30'E – 13°30'E (**Fig.3.1**) onde o fenómeno da invasão de águas com elevadas temperaturas é muito frequente, estendendo-se da zona de alto mar (largo) até à zona mais costeira da região em estudo. Por outro lado, a delimitação da zona até 13°S deveu-se ao facto de, a Sul desta região, dominar o sistema de Benguela, ecossistema de clima temperado, onde a presença das águas quentes se faz sentir apenas na GEQ e/ou na GEF em eventos especiais (Benguela Niño).

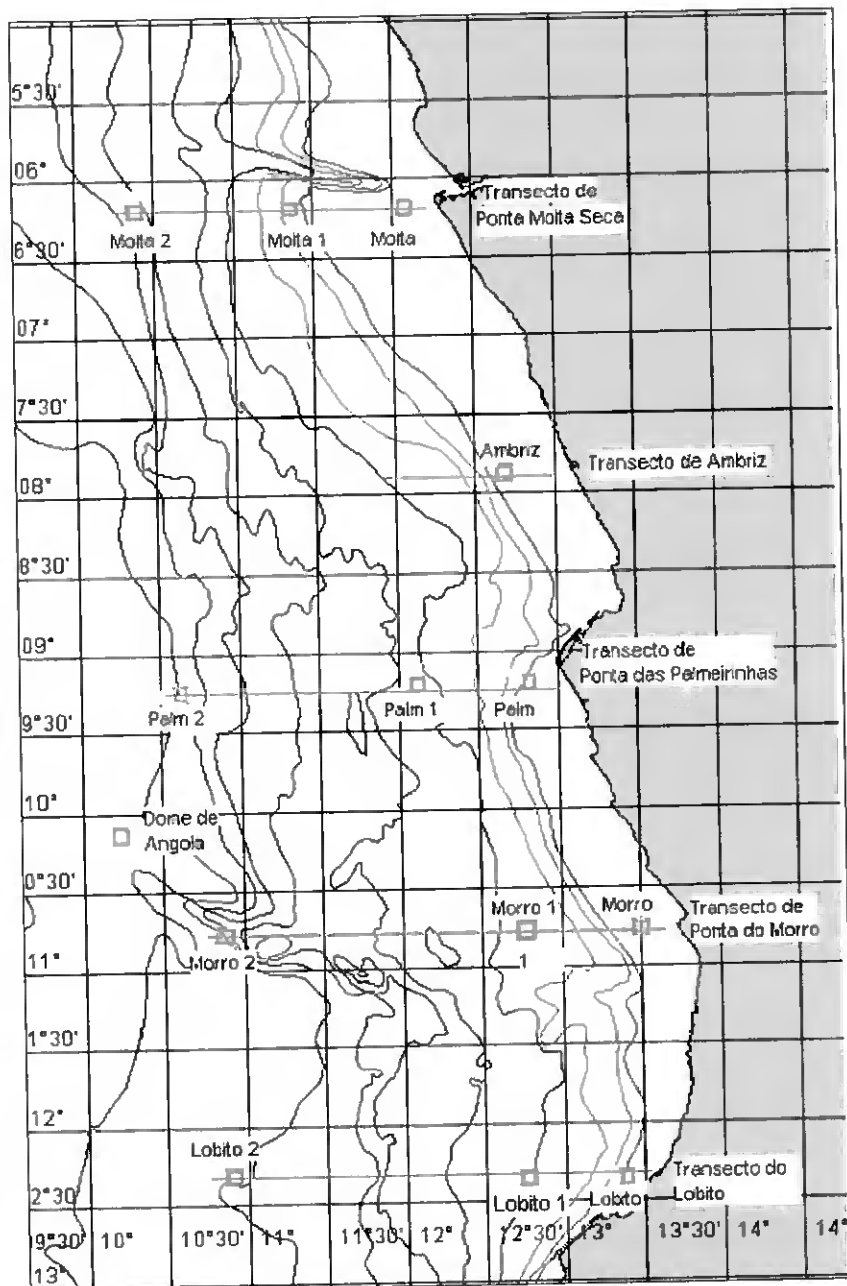


Figura 3.1 – Representam-se as localizações (com símbolo □) onde foram extraídos os valores da TSM analisados no capítulo anterior e os transectos comuns (—) às campanhas oceanográficas que se realizaram, duas vezes por ano (uma na GEQ e outra na GEF), entre 1994 e 2003 e que serão analisadas detalhadamente no capítulo IV.

3.3 Variabilidade das Estruturas de Água Quente no Espaço e no Tempo

Uma das mais importantes características da TSM observada neste estudo da série temporal (1982-1999) consistiu no tempo de início do evento em análise. Por outro lado, a

ocorrência dos eventos quentes específicos, Benguela Niños do Atlântico Sul, têm lugar com uma periodicidade aproximada de 10 anos como definido por outros autores (*Sevain and David M. Legler, 1986; Gammelsrød et al., 1998; Jury et al., 2002*). O resultado de análise das imagens satélites obtidas por infravermelho térmico permitiu definir, o mês de Novembro como período em que se inicia a presença de águas quentes na maior parte da região em estudo. Contudo, como descrito na metodologia sobre a evolução do fenómeno em causa, procedeu-se a uma análise periódica das imagens de TSM correspondentes a períodos da realização das campanhas de investigação permitindo deduzir o seguinte:

i) Imagens de TSM em 1994

No início da GEQ, as bolsas de águas quentes com valores próximo de 30°C estão localizadas na zona de transição (a cerca de 40 a 50 km da costa), evidenciando a faixa mais costeira o fenómeno de afloramento costeiro identificado para água mais fria (tom verde: ver Fig.3.2).

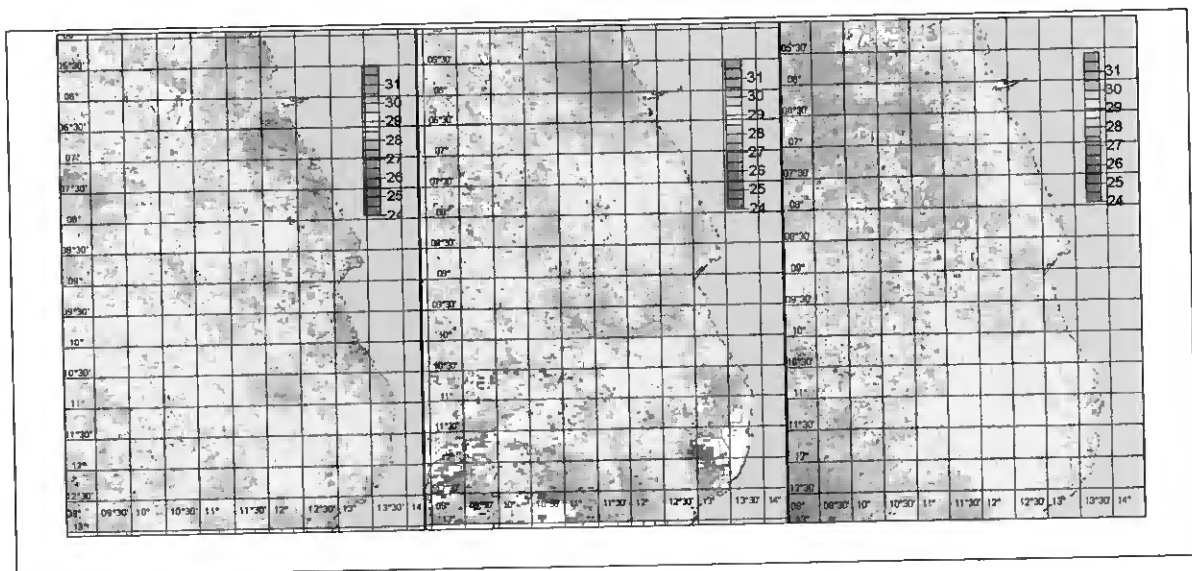


Figura 3.2 - Média semanal de TSM satélites na Grande Estação Quente de 1994 (4ª Semana de Fevereiro, 3ª e 4ª Semana de Março); as manchas brancas representam a nebulosidade

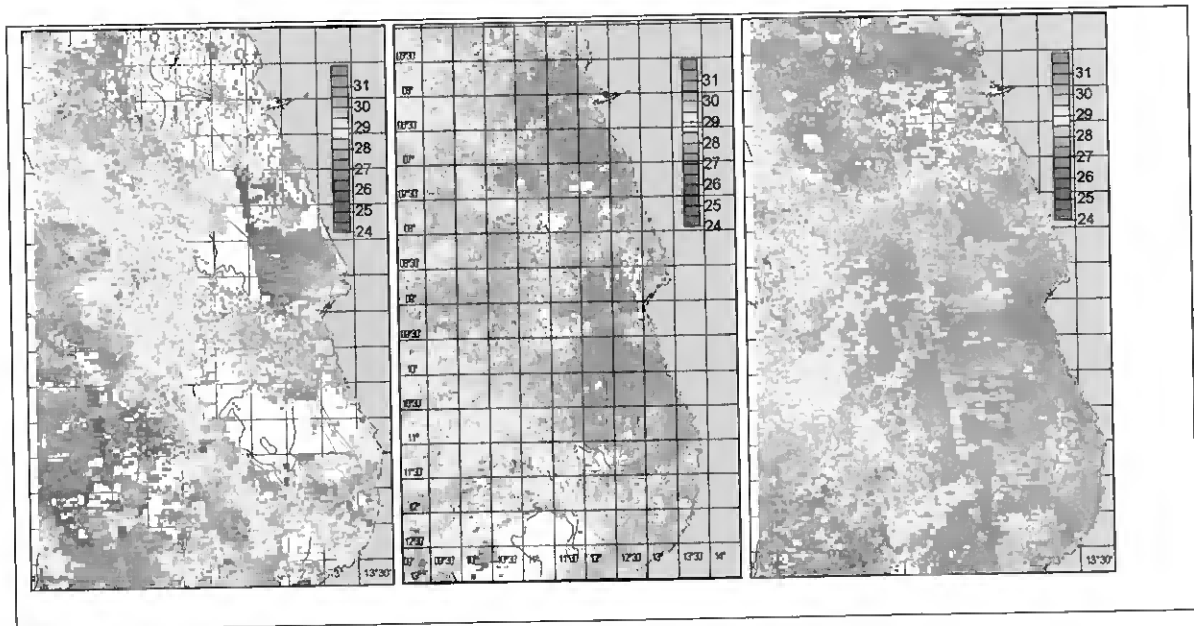
O começo do mês de Março é caracterizado pela invasão da região costeira por águas quentes, em especial junto das embocaduras de rios Congo e Ambriz, e a Sul deste. Neste mesmo período observa-se também a ocorrência de bolsas de água fria ao largo, principalmente entre os paralelos $6^{\circ} 15' S - 7^{\circ} 40' S$ ocupando toda a plataforma continental, e $9^{\circ} 30' S - 13^{\circ} S$ e $9^{\circ} E - 13^{\circ} 30' E$. Apesar da invasão das águas frias nessas áreas, observara-se ainda a existência de bolsas ou línguas de águas quentes.

ii) Imagens de TSM em 1995

Considerado como ano de "Benguela Niño" (*Gammelsrød et al., 1998*), 1995 evidenciou-se por atingir valores de TSM da ordem de $32^{\circ}C$ junto à faixa costeira, com ênfase na zona da embocadura do rio Congo e na maior parte da zona Centro ($9^{\circ}S-13^{\circ}S$). A análise da **Fig.3.3** revela que, devido às águas mais quentes se localizarem na faixa mais costeira na GEQ, o Benguela Niño pode ser caracterizado como um fenómeno costeiro. Estas águas fluam em todas as direcções e anulam aparentemente a presença da corrente costeira de Benguela, característica da região em estudo, inibindo o transporte das águas sub superficiais para a superfície e alterando todo ecossistema da faixa costeira (ausência total de águas frias junto à litoral).

Depois de Agosto, mês caracterizado por baixos valores de temperaturas e intenso afloramento, as águas quentes em formato de línguas ou bolsas são, na sua maioria, localizadas a Norte e/ou disseminadas ao largo. Nos primeiros dias de Setembro, as estruturas de águas quentes estavam sendo repelidas para Norte pelas águas afloradas, sendo o rio Congo ($6^{\circ} 05' S$) caracterizado como fonte de abastecimentos das águas quentes. Baseado no resultado obtido, pode dizer-se que, durante a GEQ quando ocorre Benguela Niño, o padrão da circulação nas faixas costeira e adjacente pode ser caracterizado pelo escoamento das águas para Sul. Na GEF, as condições parecem não se alterar com

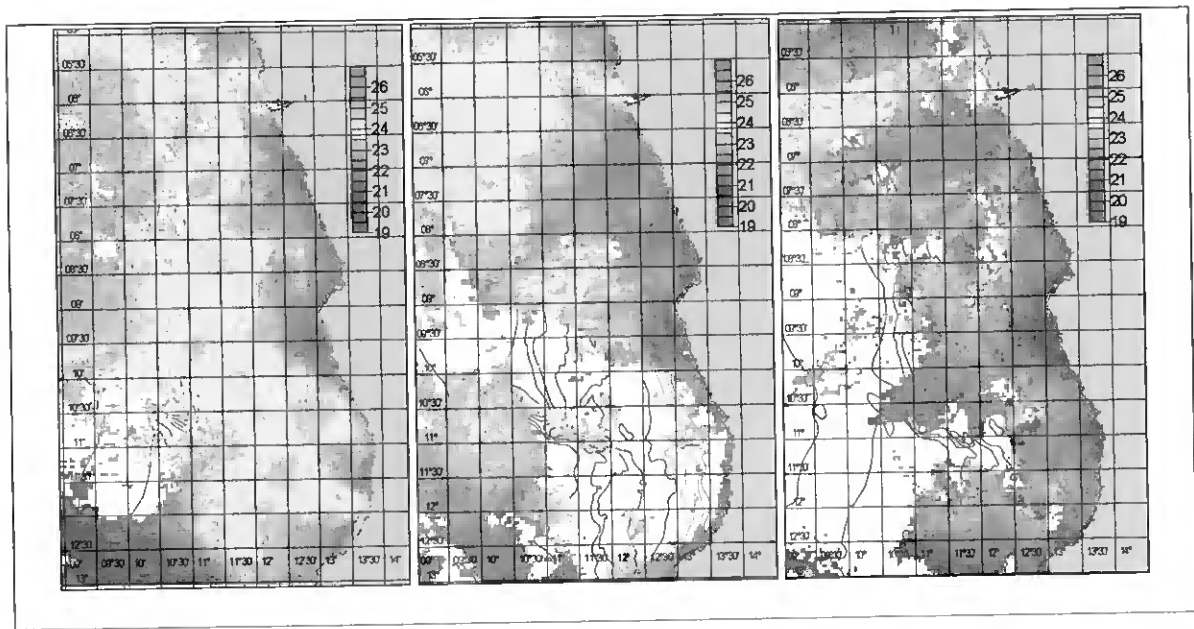
ocorrência de Benguela Niño relativamente a anos normais: mantendo-se a invasão das águas quentes da circulação costeira para Norte indicando a presença da corrente costeira de Benguela (Schneider et al., 1996).



Figuras 3.3 - Média semanal de TSM satélites na Grande Estação Quente de 1995 (4ª Semana de Fevereiro, 1ª e 2ª Semana de Março)

iii) *Imagens de TSM em 1996*

Em virtude das TSM se manterem altas, o evento quente de 1996 foi caracterizado de prosseguimento de Benguela Niño. Apesar de ambos anos (1995 e 1996) não serem compatíveis em termos de movimentos de avanço e recuo das estruturas de águas quentes, e assim como o de valores de TSM, o carácter repetitivo comum dos padrões de circulação é muito similar: o escoamento das águas quentes a Sul do Atlântico Sudeste é muito saliente. De acordo com a distribuição das TSM da Fig.3.4, pode-se observar que, de um modo geral, a GEF do período em análise foi marcada pela ocorrência de um afloramento muito pronunciado; a maior parte da linha costeira desta região apresenta águas com temperatura a volta de 20°C em 96 (Fig.3.4: de 6° 40'S a 13°S), contra 21.5°C observados em 1995

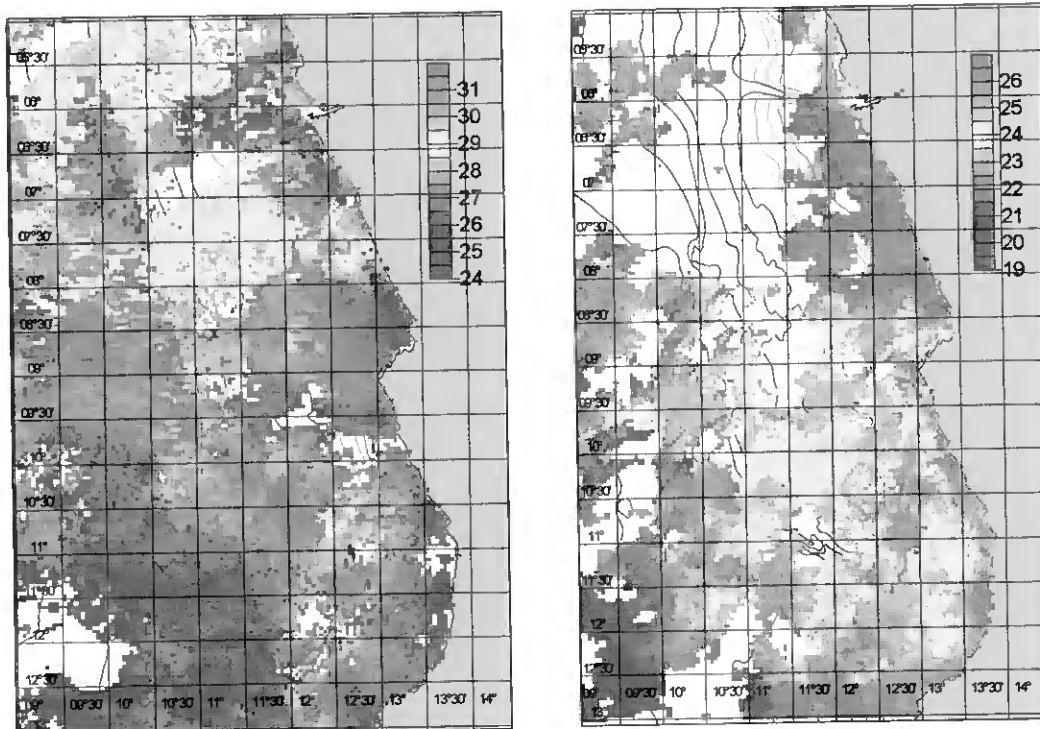


Figuras 3.4 - Média semanal de TSM satélites na Grande Estação Fria de 1996 (3ª e 4ª Semana de Julho, e 1ª Semana de Agosto); as manchas brancas representam a nebulosidade

iv) Imagens de TSM em 1997

A análise das imagens de TSM obtidas em 1997 mostra que, para além valores mais baixos de TSM obtidos em 1982, o período em estudo (1997) constitui o mais frio desde 1992, sendo este facto ilustrado pela presença de águas frias em toda plataforma continental com valor mínimo de temperatura a volta de 24°C contra os 28°C-30°C habituais nesta estação do ano (**Fig.3.5a**).

Em contraste, temperaturas elevadas ($\approx 26^{\circ}\text{C}$) começaram a ser geradas já nos finais de Agosto e princípio de Setembro (**Fig.3.5b**). Face a este resultado e ao observar a natureza das bolsas de águas quentes identificadas, sugere-se que o aparecimento dessas bolsas de águas quentes pode surgir dos efeitos de ventos da linha costeira e do largo fluindo em sentidos opostos provocando o aumento do volume de água, a uma retenção e consequente aquecimento (*Cane and Zebiak, 1985; Wyrtki., 1986*). Deve registar-se o afloramento pronunciado que ocorre sobretudo a Norte dos 9° 30'S.



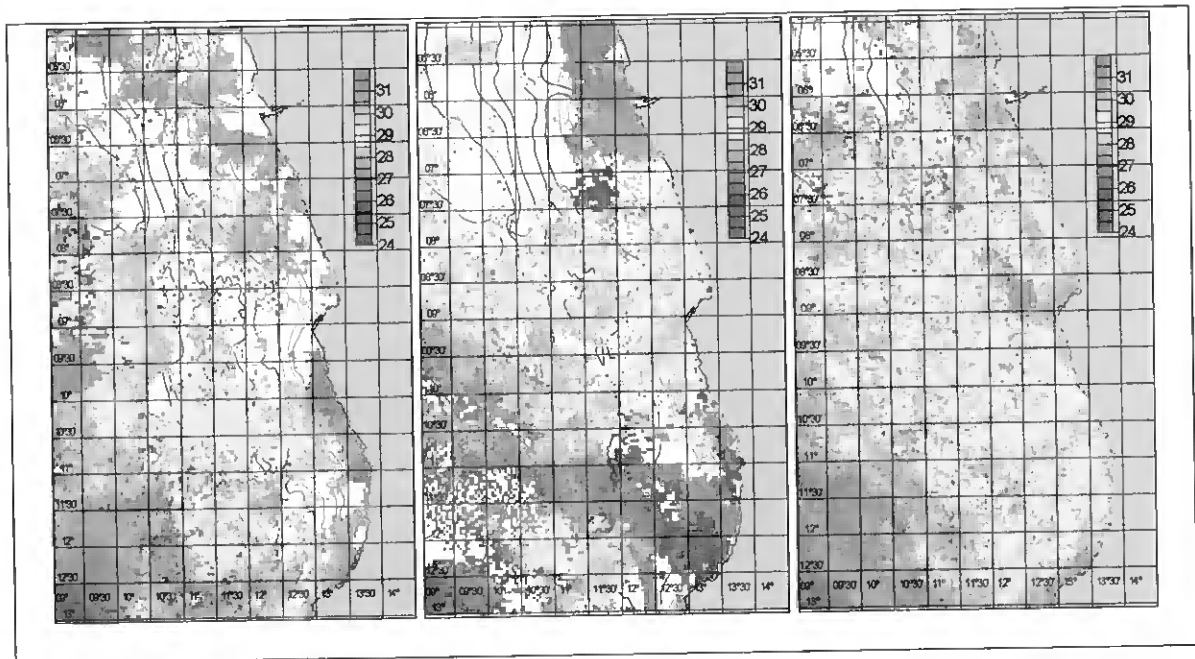
a)

b)

Figura 3.5ab - Média semanal de TSM satélites a) na Grande Estação Quente (2ª semana de Março) e b) na GEF (3ª semana de Agosto) de 1997; as manchas brancas representam a nebulosidade

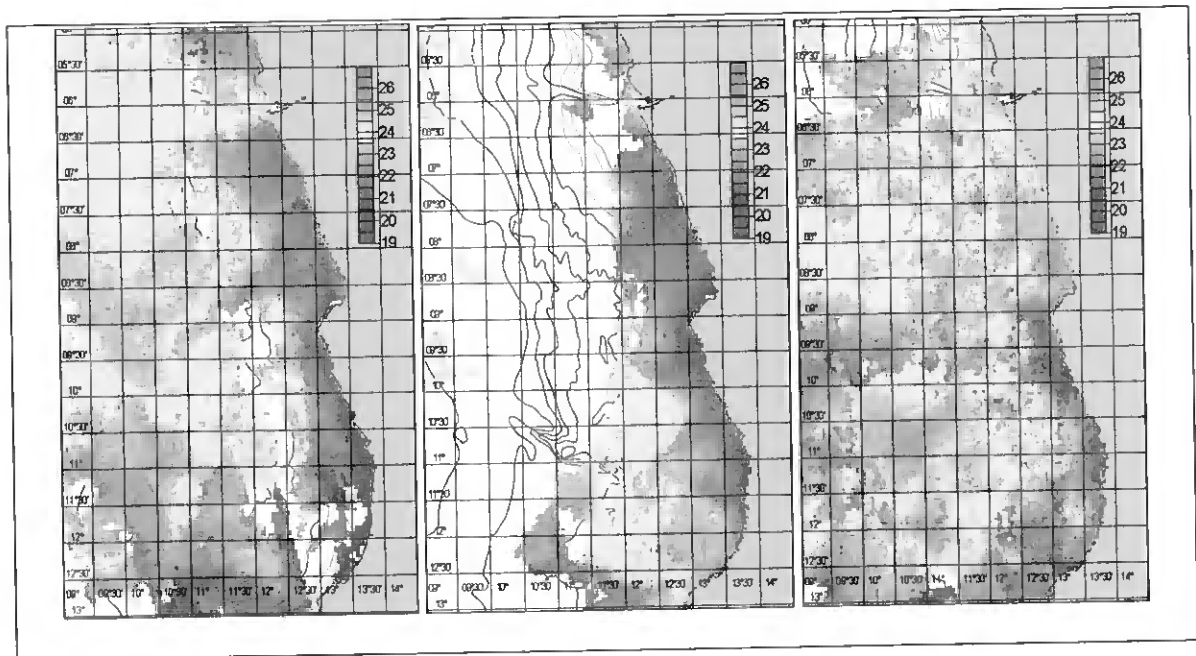
v) *Imagens de TSM em 1998*

O comportamento similar exibido pelas bolsas de água quente durante a GEQ de 1998 com as estruturas de 1995 baseia-se apenas na localização (por se encontrarem junto a linha da costa). Porém a dinâmica destas línguas de águas quentes está caracterizada de uma maneira vulnerável visto que, de uma semana para outra, as bolsas das águas quentes foram sujeitas a vários movimentos de avanço e recessão (**Fig.3.6**). Este tipo de comportamento sugere ter havido uma constante mudança de condições atmosféricas, em especial mudança de direcção e magnitude do vento, responsável pelo escoamento rápido ou latente das águas de superfície.



Figuras 3.6 - Média semanal de TSM satélites na Grande Estação Quente de 1998 (1ª, 2ª e 3ª Semana de Março); as manchas brancas representam a nebulosidade

Outro facto saliente consistiu na permanência das águas frias ao largo e na parte mais a Sul da região em estudo (**Fig.3.6**). Temperaturas superiores ou iguais a 30°C estavam localizadas apenas na zona Norte (acima de 8° 30'S). Durante o Inverno austral (**Fig.3.7**), as águas quentes são repelidas para o largo devido a surgimento de água fria junto a costa, indicador de afloramento costeiro. Para o final de Agosto, o enfraquecimento do regime de afloramento possibilitou a invasão da região costeira pelas águas quentes do largo. Nota-se que, junto a embocadura do rio Congo, é persistente a ocorrência de águas relativamente quentes revelando forte impacto do caudal deste rio no ecossistema costeiro. Importa sublinhar a presença de filamentos de água fria, orientados de forma oblíqua, que caracterizam o mecanismo de propagação das águas quentes provenientes da costa Brasileira (*E. Greiner and Y. Du Penhoat, 2001*) e a intensificação do afloramento do Atlântico Sudeste.



Figuras 3.7 - Média semanal de TSM satélites na Grande Estação Fria de 1998 (4ª Semana de Julho, 1ª e 4ª Semana de Agosto); as manchas brancas representam a nebulosidade

vi) Imagens de TSM em 1999

Apesar de o escoamento das águas apresentar maior mobilidade em termos da evolução das bolsas de água quente em direcção a Sul, a estação quente de 1999 (**Fig.3.8**) apresenta características similares às de 1998 (temperaturas com valores à volta de 31.5°C). De ressaltar, a distribuição espacial da água quente, sobretudo na 3ª Semana de Março. A mancha de água quente com forte contraste térmico (8° 30'S-10° 30'S) parece resultar do efeito do vento conforme referido na análise de 1997.

O padrão de superfície verificado durante a estação fria (**Fig.3.9**) revela grande contraste relativamente a GEQ; o afloramento costeiro domina a grande parte da região originado pelas águas frias costeiras interrompidas pela presença do rio Congo. O enfraquecimento do afloramento ocorreu principalmente na zona do Lobito (12° 30'S) e na

região de Luanda (9°S-9° 30'S), ou seja, em regiões de resguarda por saliência de linha de costa.

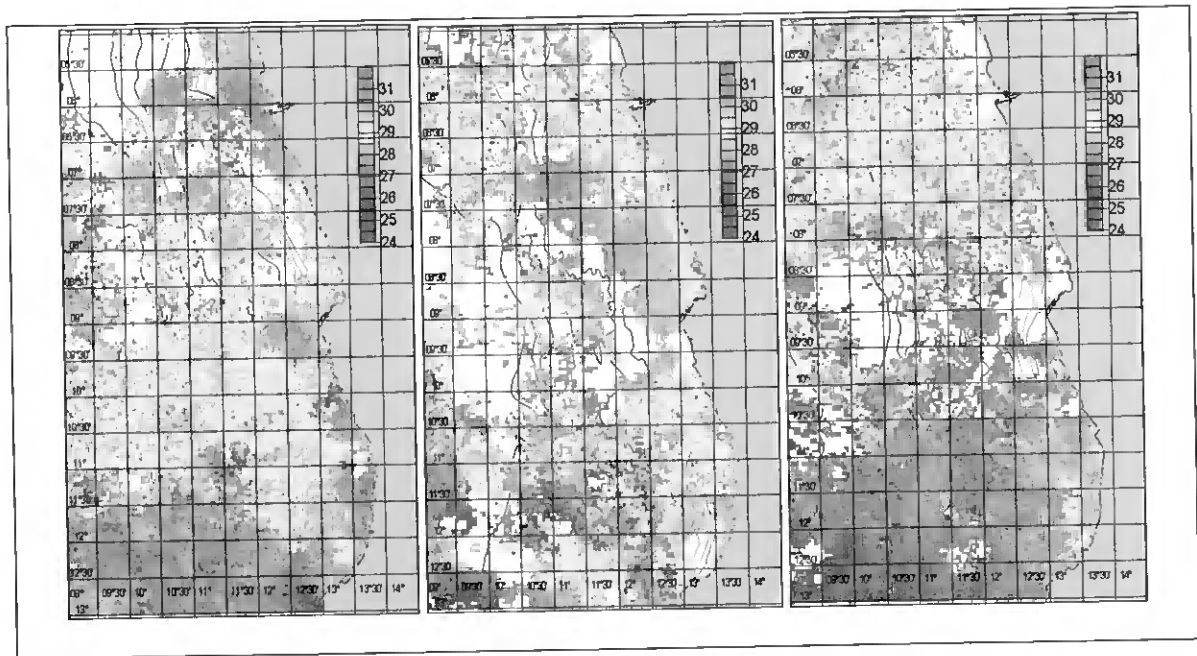


Figura 3.8 - Média semanal de TSM satélites na Grande Estação Quente de 1999 (4ª Semana de Fevereiro, 1ª e 3ª Semana de Março); as manchas brancas representam a nebulosidade

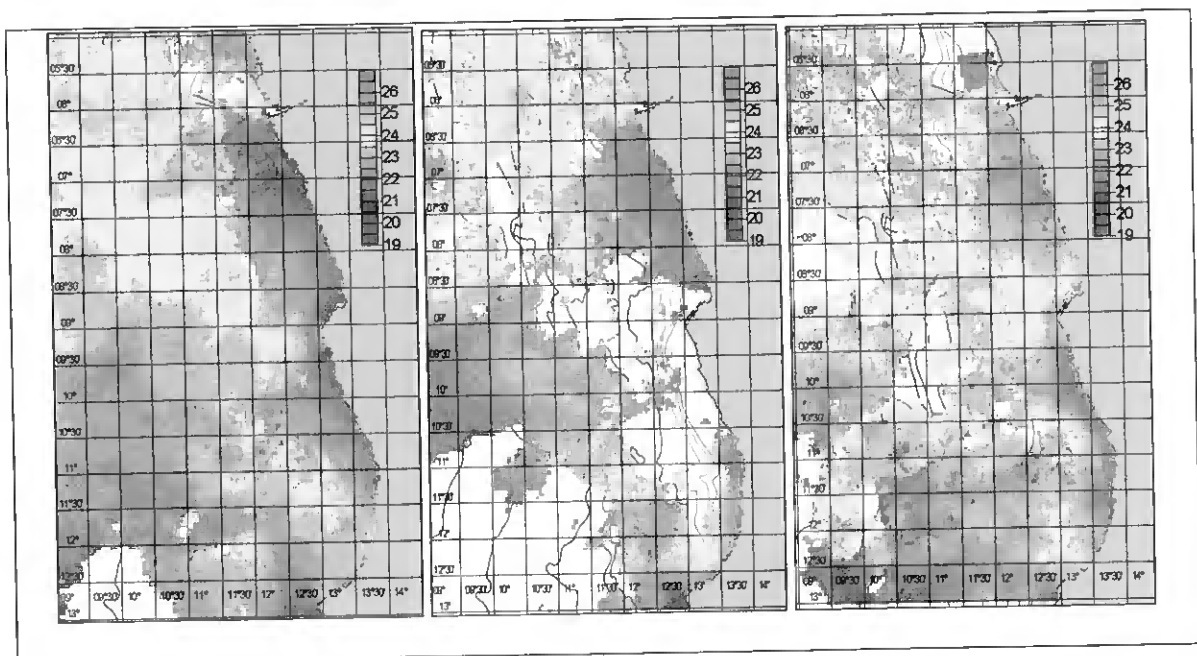


Figura 3.9 - Média semanal de TSM satélites na Grande Estação Fria de 1999 (4ª Semana de Julho, 1ª e 3ª Semana de Agosto); as manchas brancas representam a nebulosidade

3.4 Discussão

Da análise do arquivo de imagens de 862, verifica-se maior contraste térmico entre a costa e o largo durante a GEF (por ex. ver a **Fig.3.2**; 4ª Semana de Fevereiro). Este facto resulta de maior sinal de afloramento durante a estação fria. Desta forma, a intrusão de águas quentes procedentes do rio Congo apresenta um sinal térmico maior durante esta estação com escoamento para Norte, confirmando a existência da corrente costeira de Benguela (*Schneider et al., 1996*), a qual é pouco documentada

O desenvolvimento bem definido de línguas de águas quentes junto das embocaduras dos rios Congo, Ambriz, Kwanza e Queve (**ver Fig.1.4**) indicam que estes rios têm forte influência na estrutura da TSM, em especial durante os eventos de Benguela Niño.

Uma característica marcante do padrão do afloramento na GEF consiste na permanência das águas frias junto a linha costeira da zona situada entre 9°S e 10°S, e Lobito-Benguela (12°S-13°S) que, parece estar associado a efeitos de protuberância (*Kelly, 1985; Kosro and Huyer, 1986; Nykjaer et al., 1988*) devido a configuração da linha costeira destas áreas.

A análise das imagens térmicas TSM obtidas com o método AVHRR em ambas épocas (GEQ e GEF) mostra que o padrão térmico característico da existência das águas quentes na costa angolana consiste numa faixa contínua, e/ou abruptamente interrompida, de águas quentes, com uma largura variável. Esta faixa de águas quentes que, de um modo geral, toma a forma de uma língua, procede de três fontes: *i*) águas quentes provenientes do largo (costa Oeste do Atlântico Sul), *ii*) águas procedentes do Norte (águas da corrente da Guiné em junção com as águas do rio Congo) e *iii*) águas quentes dos rios (continentais) que se propaguem para toda plataforma continental da região em estudo durante o período

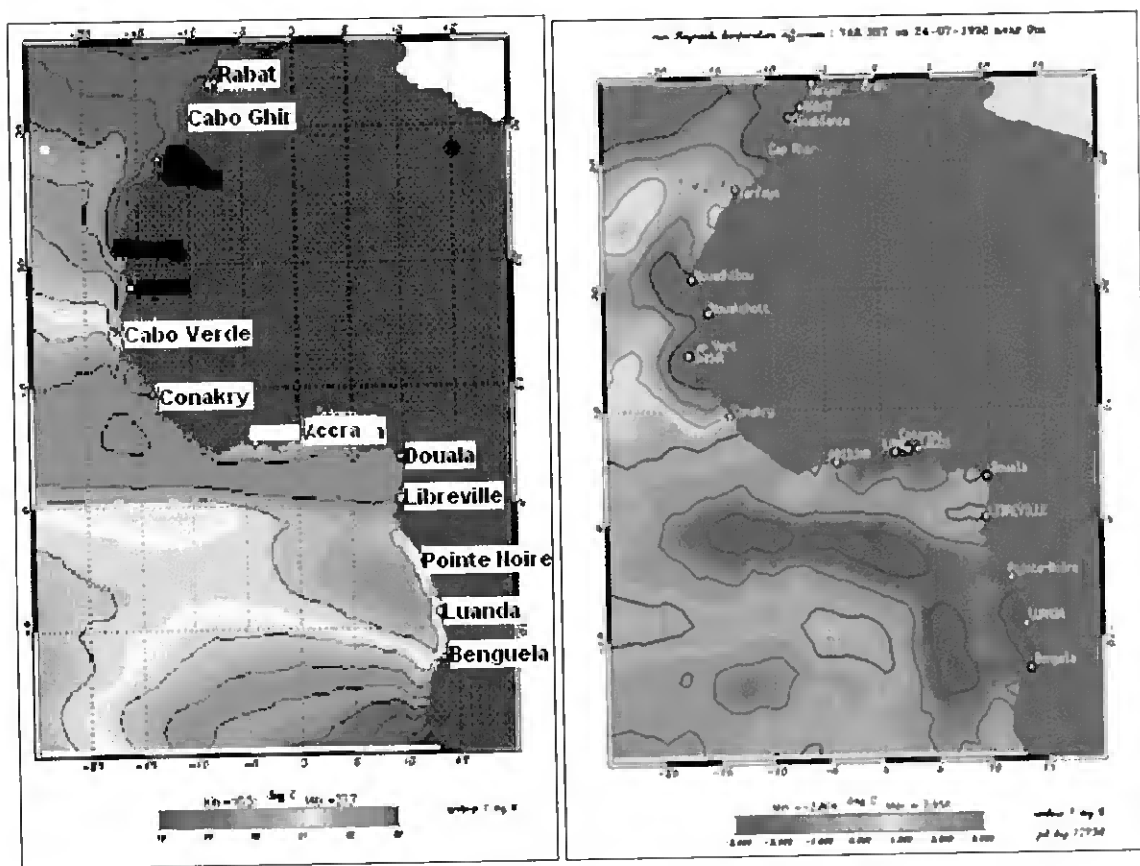
compreendida entre Março e Abril (ver por ex. **Figs.3.2, 3.7 e 3.9**). De acordo com a sua evolução, a estrutura contínua de água quente identificada no início da época (GEQ) e localizada para além dos 200 m de batimétrica, progride para a margem costeira durante os eventos de anos normais apresentando uma espessura muito fina. Este facto poderá ser aclarado no capítulo IV.

Durante a ocorrência dos Eventos Quentes Específicos (Benguela Niños), as águas quentes sob influência da corrente de Angola, propagam-se em todas as partes do oceano e, em particular, para Sul. No decorrer destes eventos (Benguela Niños), as estruturas ou bolsas de águas quentes estão localizadas junto a orla costeira e efectuem o movimento contrário, isto é, o transporte de águas quentes é efectuado em direcção ao largo, progredindo para Sul. A diminuição da tensão do vento e a presença de altas temperaturas durante o Benguela Niño, faz com os processos verticais de mistura da camada superior do mar sejam inibidos dando lugar apenas aos processos de advecção (movimentos horizontais das águas).

De acordo com a transição de um ano para outro, a permanência de águas quentes foi, estimada na ordem de 4 a 6 meses (Novembro-Maio excepto o Dezembro, mês da ocorrência da PEF (*Dias., 1971*)). De maneira geral, o transporte de águas quentes é efectuado de forma zonal, de costa para o largo ou vice-versa durante os eventos quentes de anos normais, e de forma meridional nos anos de Benguela Niño. Este comportamento é de carácter local e, tem ocorrido em todas as GEQ, podendo, estar associado à intensificação do stress do vento.

O presente trabalho considera Março e Agosto como os meses centrais de máximo e mínimo, respectivamente, em termos da TSM, e admite a latitude 13° S como o limite Sul da ocorrência dos eventos quentes na GEQ. O mecanismo de propagação das águas quentes

procedentes do largo, identificado neste estudo é semelhante ao demonstrado por *E. Greiner and Y. Du Penhoat (2001)*. Com base em simulações da evolução da TSM obtida por um modelo numérico, os autores ilustram o mecanismo de propagação das águas quentes no Atlântico Sul e Equatorial. A simulação evidencia o modo de transporte de águas quentes pelas correntes equatorial Sul "CES" e da Guiné "CG" para o Atlântico Sudeste (**Fig.3.10a**) durante o Verão Equatorial. O padrão descrito por estes autores é coerente com o padrão observado neste estudo durante a GEQ (ver **Fig.3.2 e 3.6**).



a)

b)

Figura 3.10 – TSM em médias anuais da série temporal 1993-98 proveniente do MERCATOR (*E. Greiner and Y. Du Penhoat , 2001*) durante a GEQ (a) e a GEF (b), respectivamente

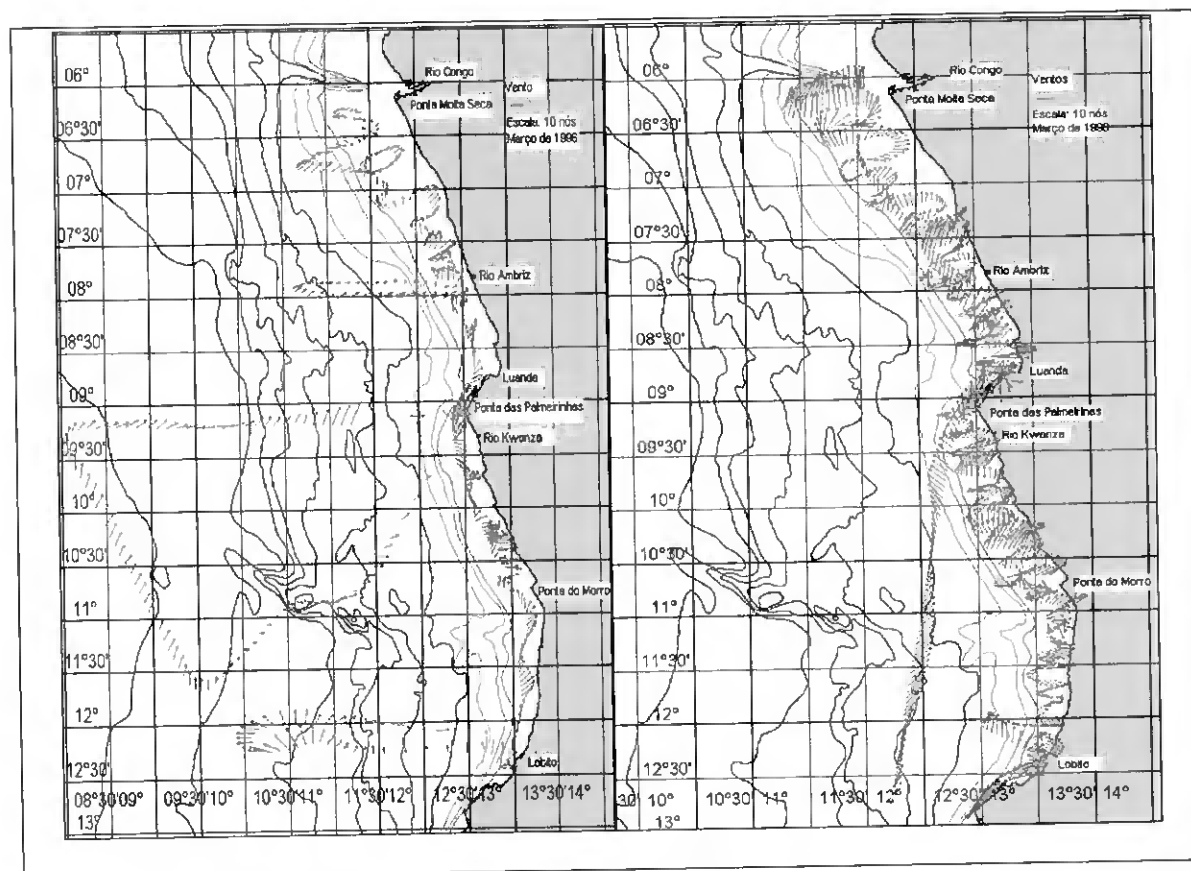
Durante a estação fria (GEF), as estruturas de águas quentes estão localizadas mais ao largo, e uma parte da zona costeira (<500 m) do oceano de Angola encontra-se sob influência do fenómeno de afloramento costeiro (ver por ex. **Fig.3.4**). De acordo com a observação do arquivo de imagens, o tempo de permanência dos filamentos de água fria é consistente com *Lutjeharms and Stockton (1987)* na costa Sudoeste Africana (1 a 2 semanas). Nas Figuras **3.4 e 3.5b**, a distribuição geográfica das estruturas de água fria que simbolizam a ocorrência de afloramento corresponde a situação apresentada por *E. Greiner and Y. Du Penhoat, (2001)* (**Fig.3.10b**).

3.5 Campos de Ventos à Superfície do Oceano Costeiro de Angola

Para cada uma das Estações Quentes aqui estudados foi associado um campo de vento correspondente ao período da realização da campanha de investigação. Os dados foram recolhidos na estação meteorológica, instalada a bordo do navio Dr Fridtjoff Nansen, do "Marine Research Institute (IMR)/Bergen" colocado ao serviço da FAO, equipada com um Sensor Aanderaa. Devido ao elevado número de dados, para melhor caracterizar o padrão de distribuição dos vectores da tensão do vento, foi aplicada um filtro média móvel de ordem 7. Esta análise visa descrever os campos de ventos, condições favoráveis ou não à manutenção das águas quentes na costa Angolana durante a GEQ.

Na **Fig.3.11ab** está representado a situação típica da GEQ, que mostra a tensão do vento à superfície durante os cruzeiros de investigação referentes à GEQ dos anos 1996 e 1998. As observações indicam condições de ventos relativamente calmos predominantemente dos quadrantes Sul, Sudeste e Oeste. É de destacar a intensificação e o alinhamento do vento em relação a linha de costa nas zonas proeminentes (cabos) da costa Angolana, e o padrão de relaxamento nas zonas resguardadas pelos cabos. Este padrão do

vento explica, via teoria *Ekman*, a intensificação do afloramento costeiro nos cabos e o seu enfraquecimento nas zonas de sombras.



a) b)
Figura 3.11 – Campos do vento em a) Março de 1996 e b) Março de 1998, respectivamente

Nas duas GEQ analisadas, foram observados padrões similares de distribuição dos vectores ventos quer a Norte e quer a Sul do Ambriz. Verifica-se uma intensificação da componente meridional do vento a Norte do Ambriz relativamente a região mais a Sul, destacando-se, porém, uma predominância dos ventos do quadrante Sudeste em Março de 1996 na maior parte do oceano de Angola. A análise de campos do vento no Atlântico Sudeste destaca dois regimes de vento durante o Verão Austral: *i*) os ventos do largo soprando do Sul para Leste e *ii*) o regime de ventos costeiros caracterizado pela flutuação mas predominantemente para Norte. O resultado obtido neste trabalho é consistente, visto que a presença das águas quentes identificadas junto a linha costeira (**Fig.3.4 e 3.7**) pode

ser associada ao enfraquecimento do stress do vento observado durante as campanhas de investigação realizadas entre Fevereiro e Março de 1996 e 1998 (Fig.3.11). Este facto revela a existência da estreita relação entre os ventos e as TSM.

Os ventos ao longo da costa de Angola são em geral fracos. Enquanto que durante as GEQs, a velocidade média do vento é de 5.5 m/s (11 nós) predominantemente do quadrante Sudoeste, atingiu contudo, valores de 8 a 9 m/s na região da Ponta Moita Seca. Na GEF (Fig.3.12), a velocidade média ronda a volta de 9 a 12 m/s mantendo-se predominantemente dos quadrantes Sul e Sudoeste. A extensão de águas afloradas observada durante as campanhas do Inverno Austral de 1995 e 1996 (Fig.3.4), destaca um episódio de ventos fortes e constantes do quadrante Sul, favorável à ocorrência de afloramento costeiro. As imagens (4ª Semana de Agosto 95; 1ª e 2ª Semana de Agosto 96) que mostraram estruturas mais desenvolvidas foram as obtidas após aquele episódio de ventos favoráveis ao upwelling. As bolsas ou línguas de água fria foram, no entanto, identificadas em todas as imagens anteriores até 6 de Setembro, verificando-se uma progressão para o largo ou recessão na direcção da costa, como resposta às flutuações da componente meridional do vento.

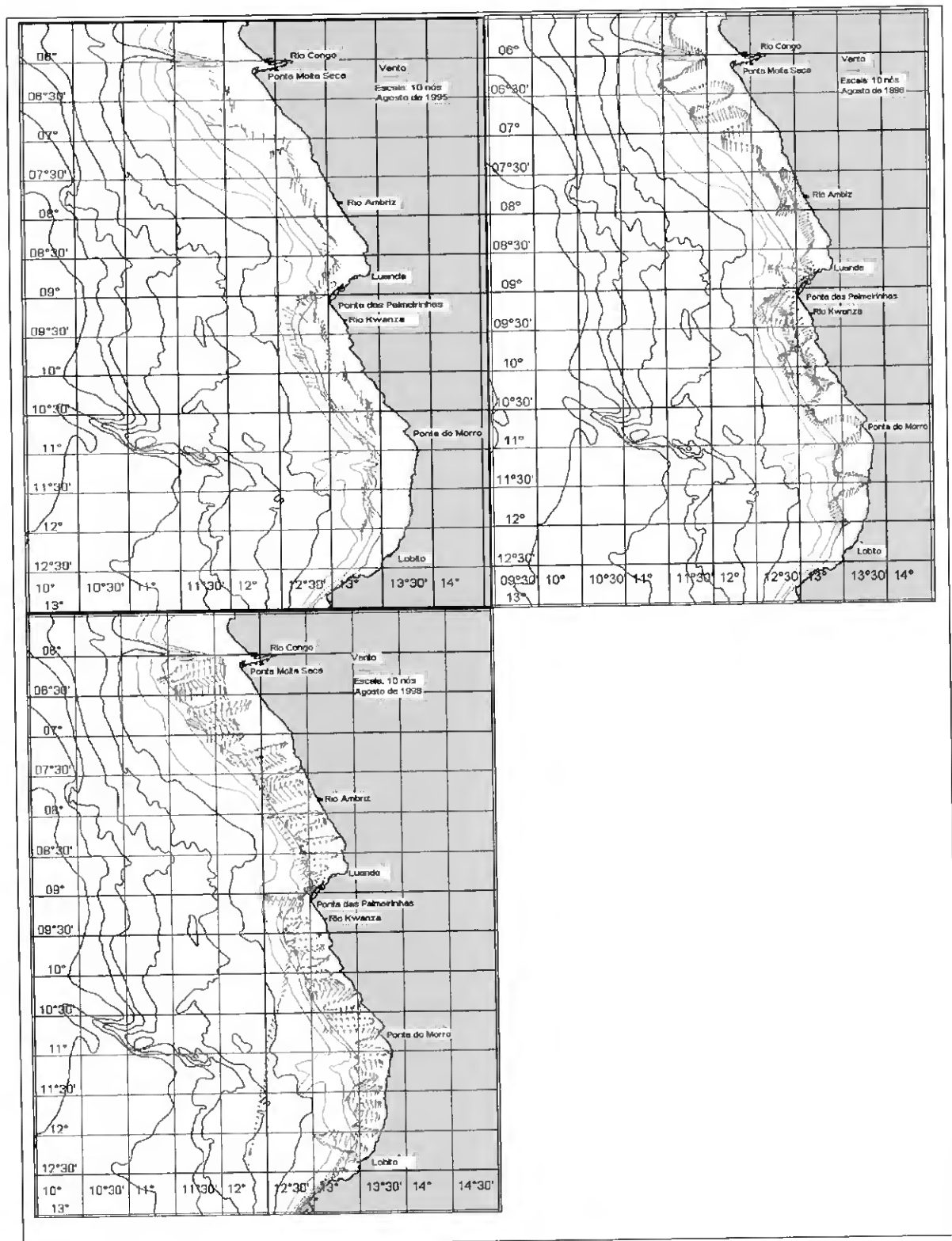


Figura 3.12 – Campos do vento em Agosto de a) 1995, b) 1996 e c) 1998, respectivamente. Unidade utilizada: 10 nós (5.1 m/s)

Contudo, embora se verifique um padrão similar de circulação do vento em ambas as estações (GEQ e GEF) que, consiste na distribuição do quadrante Sul, existe uma grande discrepância em termos intensidade do vento. Esta diferença reflecte-se na diminuição acentuada da magnitude de velocidade durante a GEQ. Este facto permite concluir que, o padrão caracterizado pela presença de águas quentes junto à costa é devido ao enfraquecimento do vento no decorrer do Verão austral e o aparecimento das águas frias junto à faixa costeira ocorre como resposta da intensificação dos ventos.

O facto de, em Março-Abril, a ZITC apresentar sua posição mais austral (*Moura and Shukla, 1981; Folland et al., 1986; Enfield and Mayer, 1995*), e as estruturas de água quente locais decrescerem na faixa mais costeira no Norte, onde a componente meridional da velocidade do vento se apresenta de Sul para Norte, característica dos ventos Alísios de Sudoeste, podendo ser sugeridas as latitudes de 12°S e 13°S como o limite Sul propício da ocorrência do afloramento mais intenso do Atlântico Sudeste.

3.6 Conclusões:

O estudo de eventos quentes associados a campos de ventos para cada época dos eventos em análise permitiu mostrar o seguinte:

- i) O aparecimento das estruturas de água fria bem desenvolvidas ocorre após os episódios dos ventos do quadrante Sul, forte e constantes, com duração de cerca de semanas ou meses, que tem tido lugar nos meses Julho - Setembro com ênfase em Agosto. Em contraste, o aparecimento de água quente ocorre durante a relaxação dos ventos ou quando se verifica um aumento significativo do vento para Leste sendo o pico observado em Março

- ii) Uma vez formadas estas estruturas, elas mantiveram-se até ao final da GEF/(GEQ) tendo as suas assinaturas térmicas persistido à superfície, mesmo quando ocorreram curtos episódios de ventos do quadrante Sul/(Norte) favorável à "upwelling"/("downwelling").
- iii) As extensões para o largo das águas frias apresentaram uma resposta relativamente rápida (da ordem de semanas ou meses) às flutuações da componente meridional do vento;
- iv) Assim, as bolsas de águas quentes apresentaram progressões para o largo ou recessões no sentido da costa, em resposta, respectivamente, a ciclos de intensificação ou de enfraquecimento do vento, da forma semelhante ao observado por *Fiúza (1983)* e por *Sousa (1986)* no caso da Península Ibérica.
- v) A intensificação dos ventos em tornos dos cabos da costa Angolana e a relaxação nas zonas resguardadas, explicam o padrão de temperatura costeira observado nestas áreas: água mais fria nos cabos e relativamente quente nas zonas resguardadas no decorrer da GEF e vice-versa na GEQ.

Capítulo IV

4. Observações *in situ* Durante as Campanhas com R/v Dr Fridtjoff Nansen (1994-2002) e com Satélites (1982-1999) ao Longo do Atlântico Sul da Costa Angolana

4.1 Introdução

Com objectivo de fazer um estudo comparativo, procedeu-se neste capítulo à análise de dados procedentes das observações *in situ* e os obtidos por detecção remota nos períodos de 1994-2002 e 1982-1999. A descrição dos parâmetros oceanográficos e da dinâmica geostrófica observados durante as campanhas de investigação vai permitir caracterizar os padrões de variabilidade e circulação das estruturas de águas quentes, previamente identificados à superfície em imagens de satélite no capítulo anterior.

4.2 Dados e Métodos

Desde 1994 a 2003 foram realizadas um total de 20 campanhas de Investigação durante as épocas de GEQ e GEF, com cerca de 3045 estações oceanográficas dispostas em várias secções das quais foram seleccionadas 5 ao longo da costa continental Angolana para o presente estudo. Na Figura 4.1 estão representadas as secções seleccionadas com as respectivas estações oceanográficas incluindo o percurso utilizado durante as referidas campanhas. Os principais parâmetros recolhidos foram a temperatura, salinidade e oxigénio dissolvido (não referido neste trabalho) utilizando um CTD (Conductivity, temperature, Depth) *Seabird 911+ CTD Profiler*, calibrado de fábrica e conectado a um computador que regista os dados no servidor usando um software "Seasave". A distância entre as estações ao longo de cada secção foi de 5 milhas náuticas (mn) passando ao dobro ou triplo em casos específicos (Ex. estudo sobre o Dome de Angola). As amostras de salinidade para calibração foram determinadas com o salinómetro "Guildline Portasal salinometer". Os

dados da salinidade foram calibrados usando uma regressão linear entre os dados medidos com CTD e, os dados de amostras recolhidas a superfície e no fundo através de garrafas Ninskin. Os dados de temperatura foram pré-avaliados por formas a corrigir os erros induzidos nas medições devido ao não-alinhamento dos tempos de resposta dos sensores de temperatura em relação à profundidade, e remover os dados onde foram detectadas inversões de pressão. Posteriormente foram submetidos ao programa de controlo de qualidade (Nan-sis). Os dados corrigidos foram submetidos à interpolação linearmente da profundidade até ao fundo, para níveis de pressão com 1 db (≈ 1 m) de intervalo. A cobertura das secções de CTD têm sido feita de modo rotineiro ao longo de todos anos de investigação.

Os dados meteorológicos foram registados numa estação meteorológica "Aanderaa" instalada a bordo do navio com ênfase na direcção e velocidade de ventos, temperatura atmosférica, intensidade da incidência solar e a TSM, sendo o registo dos dados efectuado em cada 1 mn.

A Figura 4.1 mostra a área de estudo limitada a Norte pelo paralelo 5°S e a Sul pelo paralelo 13°S. As localizações das secções padrão e respectivas estações oceanográficas da região de estudo estão sinalizadas com barras azuis e pontos vermelhos.

Por fim procedeu-se à análise objectiva dos parâmetros em estudo nos níveis horizontais de 5m e 25m e secções verticais seleccionadas (até ± 200 m) correspondentes às latitudes de 6°05'S, 7°10'S, 9°20'S, 10°50'S e 12°20'S para caracterização e análise das condições oceanográficas da região prospectada. A escolha de 200 m de profundidade deveu-se ao objectivo específico do estudo e também pelo tipo de evento a ser caracterizado.

4.3 Campos à Superfície

4.3.1 Temperaturas Superficiais do Mar com Imagens de TSM AVHRR

Do conjunto dos dados de TSM disponíveis, obtidos no domínio do infravermelho térmico, correspondente ao período em estudo, procedeu-se a selecção das imagens médias semanais obtidas na Estação da Recepção de dados, Space Applications Institute "SAI" do European Joint Research Centre "JRC" do CORSA, correspondentes às datas das campanhas realizadas pelo navio R/v DR. Fridtjoff Nansen.

Ao analisar as imagens pode observa-se que, durante as campanhas, a intrusão das águas quentes na costa Angolana está bem presente em todas as Estações Quentes, tendo o seu início em Novembro de cada ano e estendendo-se zonalmente para o largo até meados de Maio

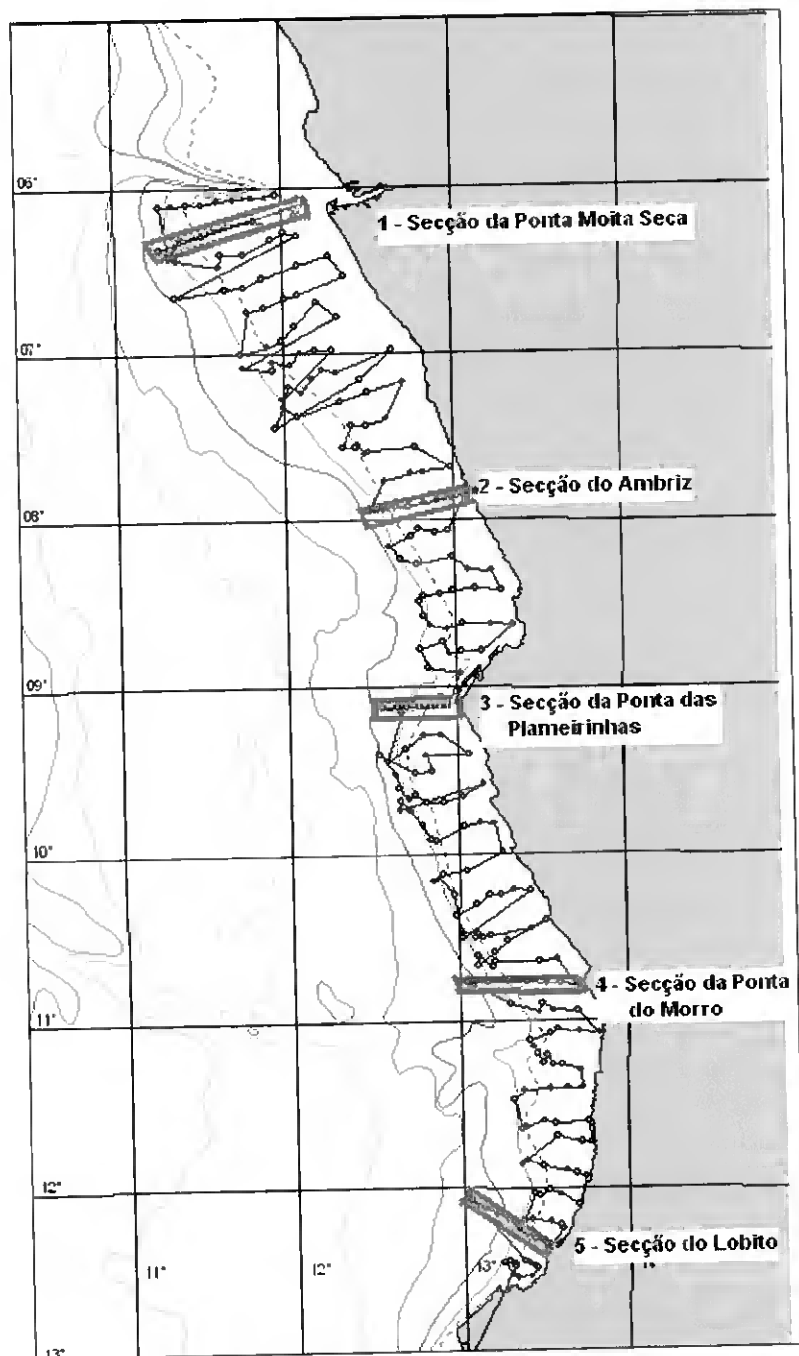


Figura 4.1 – Mapa de localização das secções padrões com o percurso habitual e as respectivas estações oceanográficas onde se efectuaram as recolhas da maior parte de dados observados *in situ*.

4.3.2 Resultados e Discussão

Na secção abaixo, procede-se à construção dos campos da TSM e Salinidade à superfície do mar "SSM" (considerada a 5 m de profundidade) observada durante as campanhas de investigação realizadas ao longo da costa Angolana. A distribuição horizontal destes parâmetros serve como um estudo base na comparação com as imagens satélites de TSM obtidas com AVHRR. De maneira sintética, fez-se uma análise mais detalhada de ano para ano. Também foram sujeito a análise perfis de temperatura e correspondentes perfis de salinidade para o estudo de comportamento de ambos os parâmetros na coluna de água.

4.3.3 Caracterização Hidrológica à Superfície utilizando dados satélites no Domínio de Infravermelho Térmico e Dados medidos *in situ*.

Nas **Figs.4.2 e 4.3** estão apresentadas as temperaturas de superfície do mar e salinidade de superfície referentes a GEQ de 1994 e 1995, respectivamente. O resultado obtido evidencia a existência de uma língua superficial de água relativamente quente e pouco salina ao longo de toda a região, separada da costa por uma faixa estreita de água relativamente fria e salina, logo, mais densa. Esta observação está de acordo com o padrão de circulação superficial nesta região e nesta Estação do ano. A referida circulação consiste numa corrente superficial que constitui a corrente Quente de Angola (*Dias, A., 1982a; Shannon et al., 1987; Binet, 1983a*) que transporta para Sul águas quentes procedentes da corrente Gabão - Congo, que é o prosseguimento do ramo da corrente da Guiné, e do rio Congo (*Wauty, 1977*).

A presença de uma faixa estreita de águas mais frias e salinas junto à costa, deve-se a possível afloramento costeiro que se tem observado nesta época do ano ao longo da costa angolana (*Cruise report Dr. Fridtjof Nansen, 1989; 1994*). Este afloramento de águas sub-

superficiais é a resposta dos ventos favoráveis que, esporadicamente, se fortalecem originando o deslocamento das águas superficiais para o largo. O afloramento observado é mais desenvolvido nos troços $6^{\circ}20'S-7^{\circ}S$, $9^{\circ}S-9^{\circ}50'S$ e $10^{\circ}50'S-12^{\circ}30'S$ (Fig.4.2).

A evidência das línguas superficiais de água quente proveniente do Norte e do largo é mais saliente junto à orla superior do canhão do rio Congo, e junto à foz do rio Ambriz. Na região do canhão do rio Congo, verificou-se uma estrutura giratória de salinidade cujo centro representa o valor mínimo da região e, a Sul, a presença de uma frente salina entre os paralelos $6^{\circ} - 6^{\circ}30'S$.

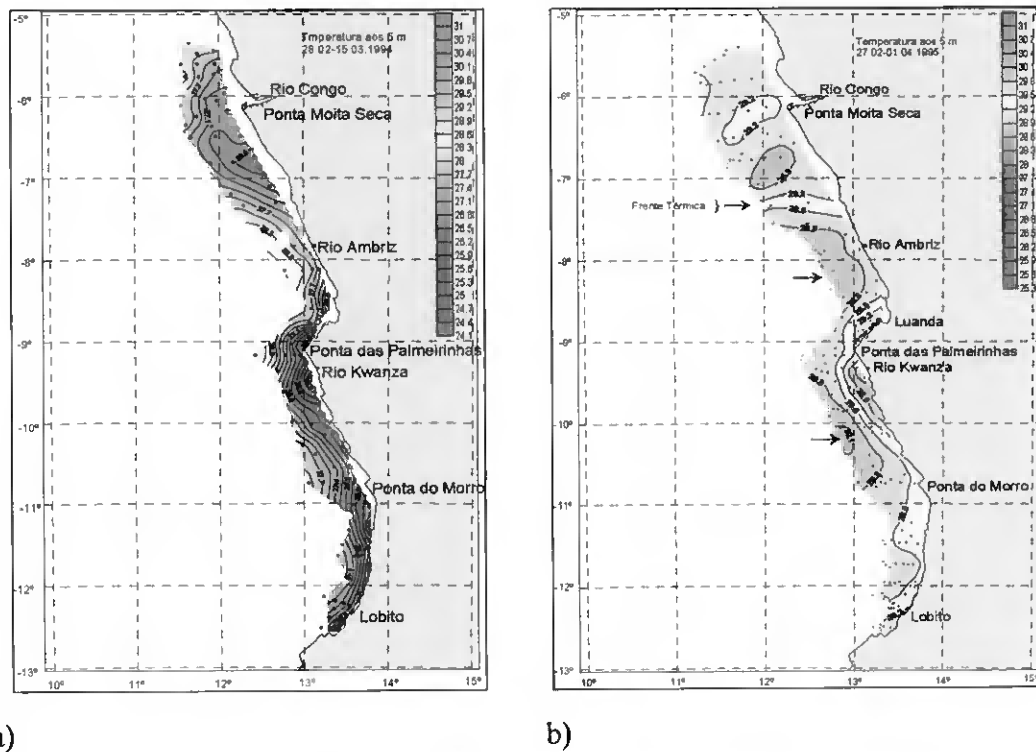
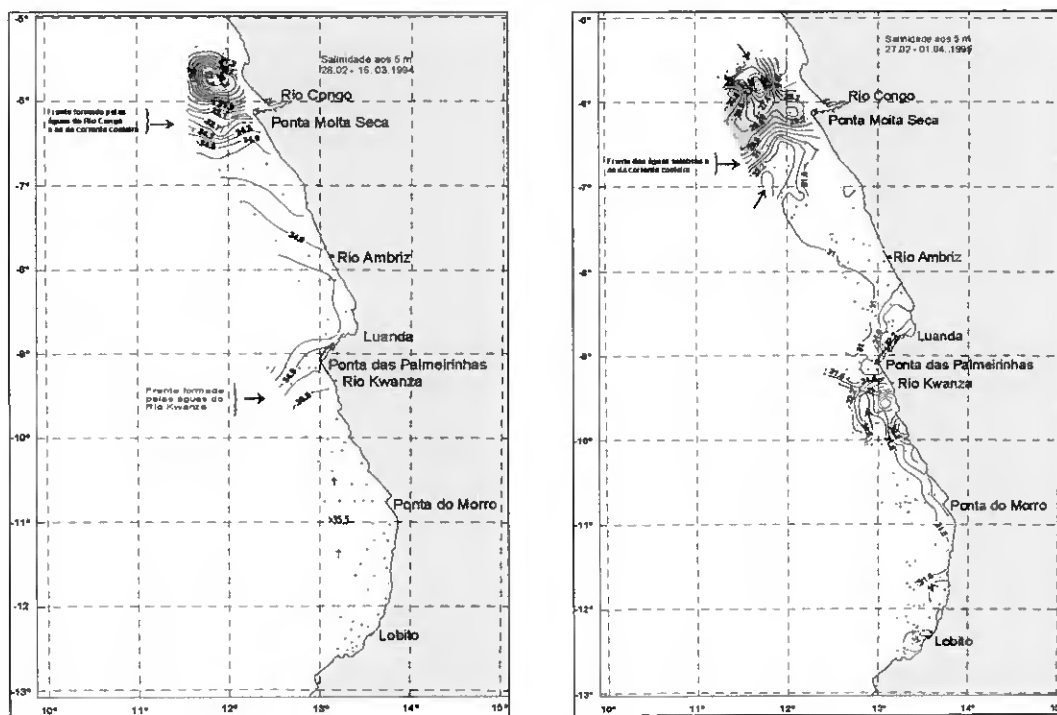


Figura 4.2 – Campo de temperatura aos 5 m de profundidade em a) Março de 1994 e b) Março de 1995, respectivamente, durante o Verão Austral

O padrão do campo de temperatura obtido em Março de 1995 assemelha-se ao de 1994, excepto na parte situada a Norte do Ambriz ($7^{\circ}40'S$) que, devido ao aumento de temperatura e precipitação, factores características do Benguela Niño do Atlântico Sul

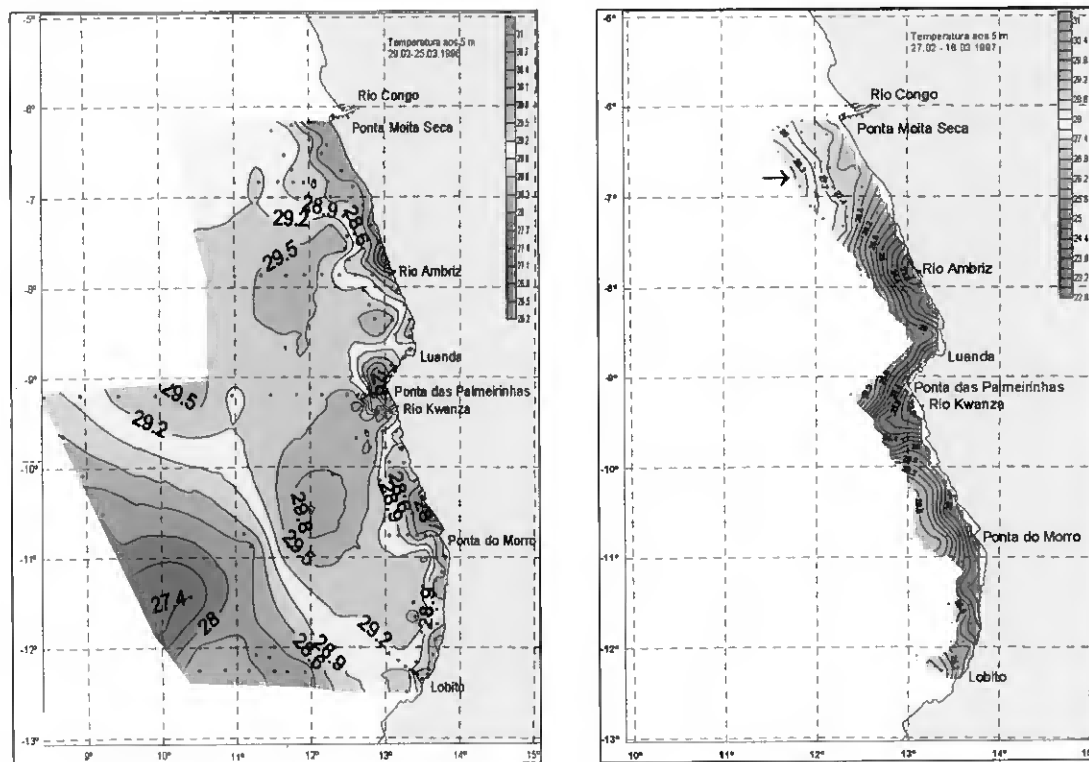
(Gammesrød *et al.*, 1998) ocorrido neste ano, apresentou uma estrutura de uma frente térmica e salina pronunciada (Figs.4.2 e 4.3). Como referido no capítulo 3 e nesta secção, o ano de Benguela Niño teve o valor máximo de temperatura a superfície (5 m) cerca 30°C, observado junto a embocadura do rio Ambriz e na área situada entre 10°S e 10° 30'S, sendo o valor mínimo encontrado (28.4°C) junto a foz do rio Kwanza.



a) b)
Figura 4.3 – Campo de Salinidade aos 5 m de profundidade em a) Março de 1994 e b) Março de 1995 respectivamente

O cruzeiro realizado na GEQ de 1996 (Fig.4.4) cobriu uma área mais vasta em direcção ao largo do que os restantes cruzeiros analisados. Analisando-se o padrão de distribuição espacial da TSM e SSM na campanha de Março de 1996 (Figura 4.4 e 4.5), pode ser observado que a faixa de transição apresenta, predominantemente, uma língua de água quente e pouca salina progredindo e estreitando-se para o Sul. Também é notória a presença de água fria e mais salina ao largo na região Sul. O resultado obtido nesta secção sugere que o limite Oeste da corrente quente de Angola está localizado a aproximadamente

a 11° E entre os paralelos 10°S e 12°S. A configuração obtida dos campos da TSM e SSM sugere que, mais a Norte, a CA é mais larga e flui do oceano aberto.

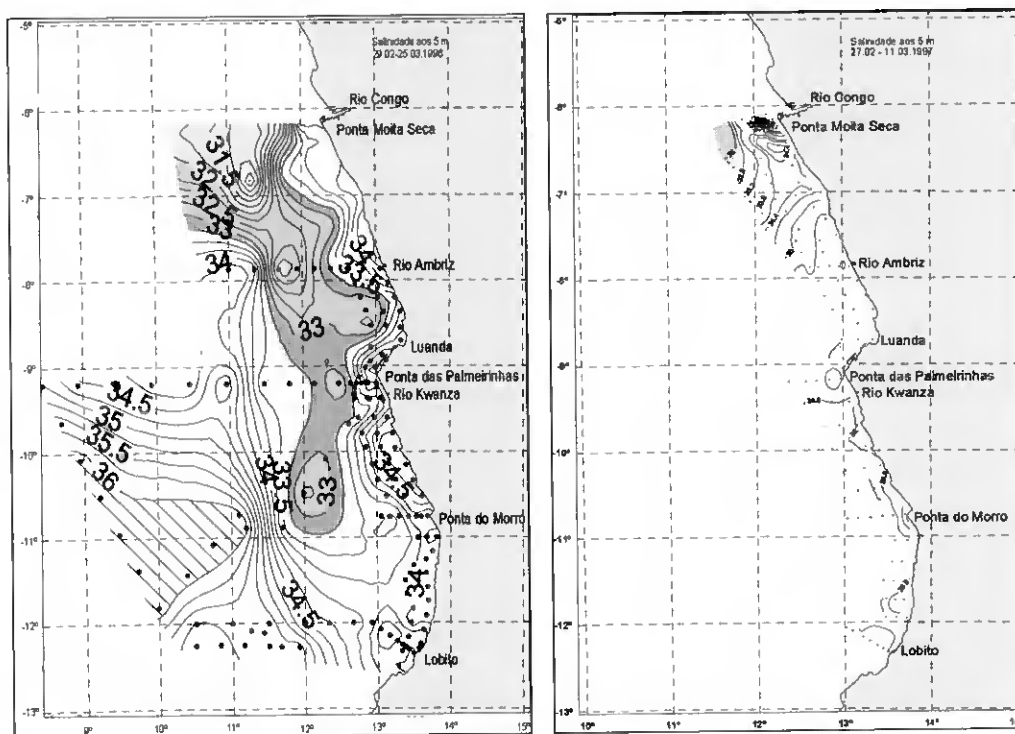


a) b)
Figura 4.4 – Campo de temperatura aos 5 m de profundidade em a) Março de 1996 e b) Março de 1997, respectivamente, durante o Verão Austral

O comportamento decrescente da corrente de Angola, caracterizado por água quente e pouco salina, parece estar relacionado com a distribuição dos campos do vento predominante nesta região (*Binet et al., 2001*): i) ao largo da zona Sul ocorrem ventos de maiores magnitudes em direcção Sudoeste e ii) na faixa costeira ocorrem ventos fracos do quadrante Sul e/ou Sudoeste (**Fig.3.11a e b**). Estes ventos explicam, através do mecanismo do afloramento costeiro, o aparecimento de água fria junto a costa.

De um modo geral, a frente térmica entre as águas costeiras mais frias e as águas quentes da CA, mostra uma configuração ondulatória. A invasão da região costeira pelas águas quentes do largo ocorre de forma intermitente com intervalo espacial comparável,

sugerindo a formação de meandros na CA. A língua de águas quente e pouca salina observada entre a faixa costeira e a mais oceânica caracteriza o padrão da circulação do oceano Atlântico Sudeste e, em particular, a da corrente de Angola.



a) b)
Figura 4.5 – Campo de salinidade aos 5 m de profundidade em 1996 e 1997, respectivamente, durante o Verão Austral

Foram identificadas como principais características da corrente de Angola, as temperaturas com valor próximo de 28.8°C e uma salinidade mínima equivalente a 33.5 por serem os valores mais representativos encontrados neste estudo. Na maior parte das figuras em análise, a distribuição horizontal isotérmica e isohalina apresenta configurações mais ou menos paralelas à costa, indicando que a variação Norte-Sul destes parâmetros é menos pronunciada do que a variação costa - largo.

É interessante notar-se que os campos de TSM obtidos a partir das observações *in situ* são consistentes com os mesmos campos obtidos por detecção remota e apresentados no capítulo anterior. A definição da CA e as águas frias afloradas ao largo da costa são bem

identificáveis em ambos os casos. Obviamente, tem que ocorrer alguma discrepância pois, as observações *in situ* são realizadas a 5 m de profundidade e as escalas temporais diferem.

As configurações circulares das isohalina identificadas no bordo Norte do canhão do rio Congo confirmam o estudo feito por *Odum et al., (1988)* em termos de a intrusão de águas do rio ser responsável por giros oceânicos. Na análise de imagens obtidas com AVHRR e na distribuição horizontal de TSM *in situ*, verifica-se um transporte da maior parte de águas oriundas do rio Congo para Norte. O escoamento destas águas, por vezes, vai até Cabo Lopez (Gabão: 2°S) onde, devido à forma saliente da linha costeira, estas águas são deflectidas para o largo. Daí, elas misturam-se com as águas quentes e pouca salinas provenientes da Baía de Biafra (corrente Gabão-Congo): as águas da Baía de Biafra que, ao receber águas quentes e salinas oriundas da corrente da Guiné, sofrem uma diluição devido as chuvas torrenciais da zona Equatorial. Estas águas são transportadas para Sul através da corrente Gabão-Congo (*Binet et al., 2001*) que é um prosseguimento da corrente da Guiné (*Stramma et al., 1999*) e a partir do Cabo Lopez faz junção com as águas do rio Congo. Ao atingir os 5°S e 6°S estas águas são espalhadas na plataforma Angolana formando a corrente quente de Angola. Este facto mostra a consistência com o resultado obtido neste estudo (**Fig.4.4 e 4.5**).

Durante a GEF, o comportamento da salinidade é totalmente distinto ao observado na GEQ visto que o seu teor aumenta da costa para o largo (**Fig.4.6 e 4.7**) e de Norte para Sul. O valor máximo ($S > 36.0$) foi encontrado durante as campanhas de Julho - Agosto e Agosto - Setembro de 1997e 1998 na área situada entre os paralelos 10° 20'S e 12° 30'S (**Figs.4.7'ab**: ver anexo), e também junto a embocadura do rio Congo em 2000. A este teor de salinidade ($S > 36.0$) correspondeu uma temperatura média de 22°C, caracterizando assim

as águas do bordo Leste do giro ciclónico de Angola (Corrente de Angola: *Lass et al., 2000*) e Águas Tropicais do Atlântico Sul (*Miranda, 1982*).

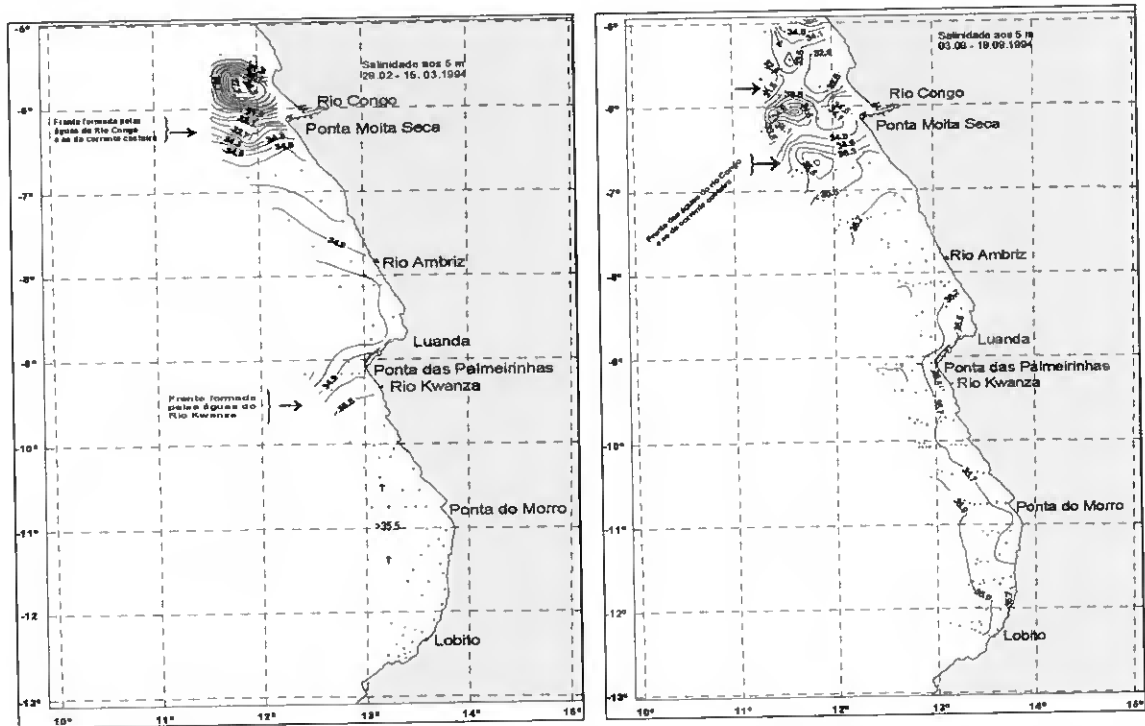


Figura 4.6 – Campo de Salinidade aos 5 m de profundidade em Março e Agosto de 1994 respectivamente

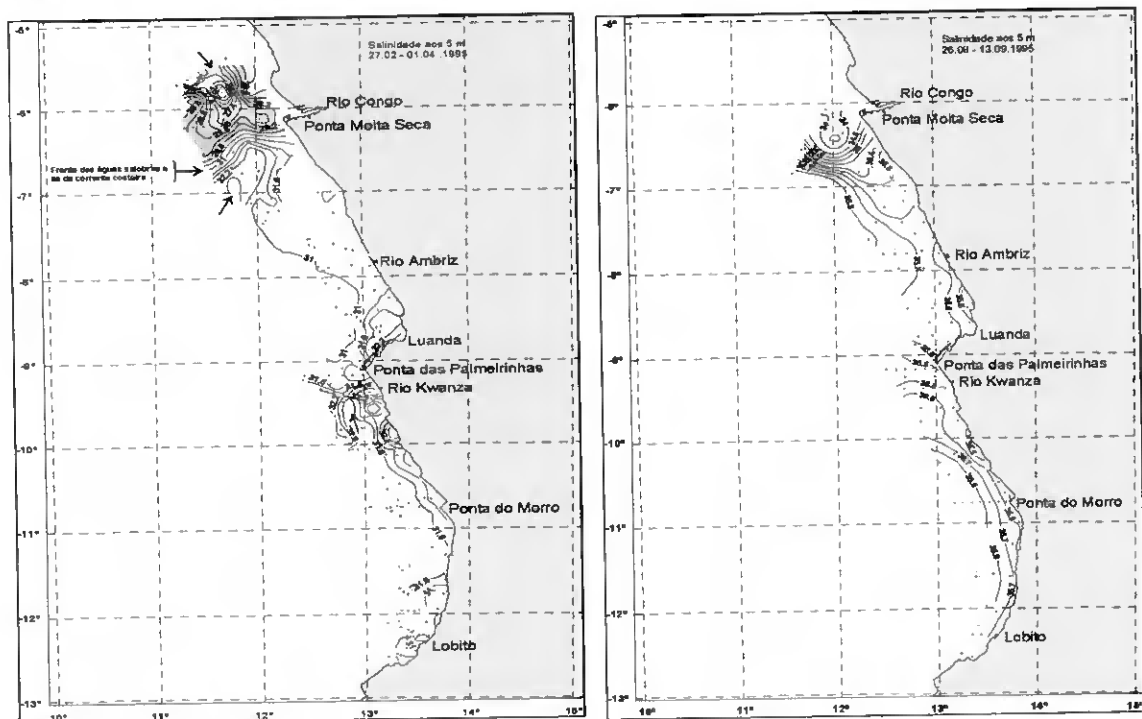


Figura 4.7 – Campo de Salinidade aos 5 m de profundidade em Março e Agosto de 1995 respectivamente

De acordo com a circulação prevalecente nesta Estação do ano, a presença de Frentes salinas (formada entre as águas salobras oriundas de rios e águas costeiras oceânicas) resulta do papel preponderante da água doce oriunda dos rios nos processos de mistura que ocorrem nas camadas superiores do Atlântico Sudeste. Esta estrutura de frente salina (Fig.4.3.b e 4.8.a) é mais desenvolvida durante o Verão austral (Março-Abril) do Atlântico Sul, e em particular, nos anos de Benguela Niño (1995: Fig.4.3.b), como consequência das inundações causadas pelas chuvas torrenciais decorrentes nesta região e nesta época do ano.

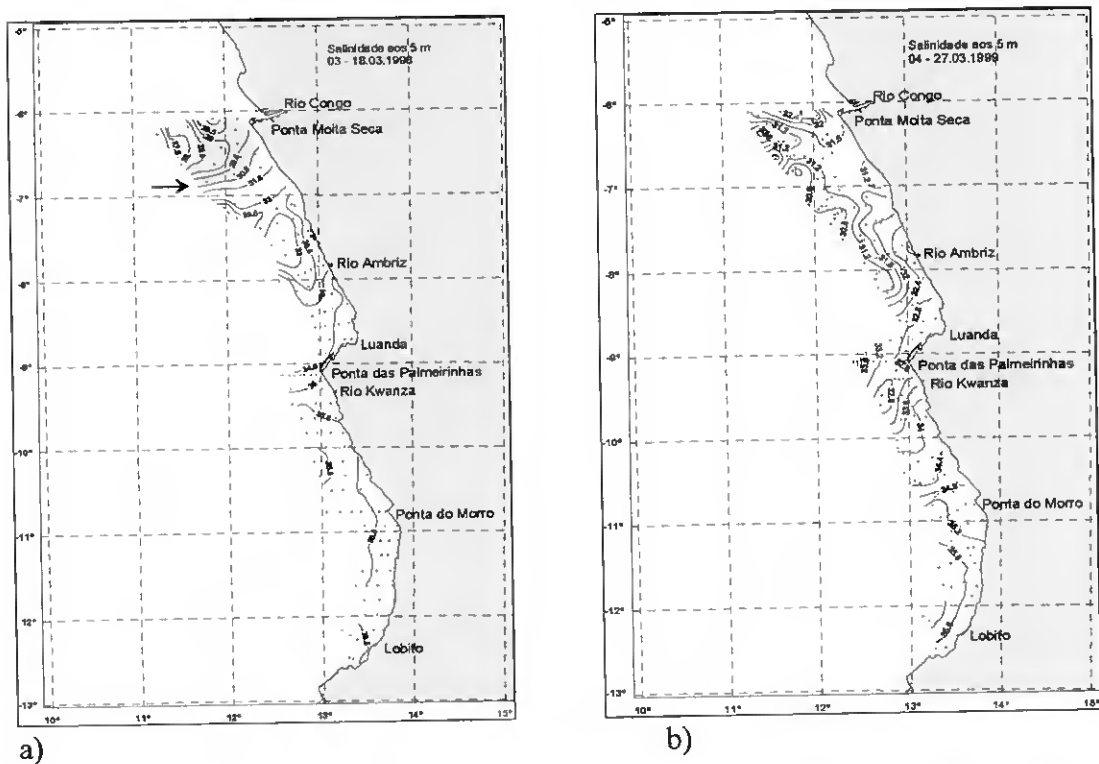


Figura 4.8 – Campo de Salinidade aos 5 m de profundidade em a) Março de 1998 e b) Março de 1999 respectivamente

Um aspecto dos campos de TSM e SSM consiste na orientação das isolinhas ao longo da costa. Esta configuração é muito alterada junto a foz do rio Congo formando-se uma frente estável que pode constituir uma barreira ecológica de recursos marinhos desta região. Este facto é demonstrado pela progressão meridional em direcção a Sul (ver a

deflexão das isolinhas nas **Figs.4.2 e 4.4** da língua de água quente e salobra ($25.7 \leq S \leq 34.0$) identificada nos cruzeiros de ambas estações do ano 1995.

A análise global de campos da TSM observada *in situ* e com AVHRR, revela dois aspectos: *i*) o desvio da pluma de descarga fluvial para o Norte (**Figs.4.4 e, 3.2, 3.4 do Cap. III**) e *ii*) o recuo das águas superficiais quentes e menos salinas para o largo (**Figs 4.4 e 4.5**) definindo a circulação superficial da corrente de Angola.

Em conclusão, os resultados obtidos tanto na GEQ como na GEF neste estudo demonstraram que, em anos normais de condições oceanográficas, existem correntes costeiras locais que, ao fluir para Norte, interagem com a CA muito próximo da linha costeira. Esta interacção resulta, em última análise, da existência do afloramento costeiro nesta zona. Esta hipótese é confirmada pelo alinhamento das isotérmicas nas áreas onde se verifica o afloramento caracterizado pelas águas frias junto a costa.

Ficou também claro que na GEF, a circulação da CA que, durante o Verão austral do Atlântico Sudeste, alcança a batimétrica dos 200 m, é repelida para o largo até próximo da batimétrica de >500 m. Este facto é resultado da intensificação de stress do vento verificado durante o período em análise, explicando, deste modo, a presença massiva das águas afloradas no litoral.

Em eventos quentes especiais (Benguela Niño), a circulação à superfície, devido à diminuição dos ventos, é predominantemente influenciada pelas águas oriundas de rios. Foi ainda relevante o facto de que, apesar das chuvas abundantes que ocorrem durante o Benguela Niño na GEQ, o padrão da distribuição da salinidade a superfície prevalece (faixa costeira com maior teor de salinidade). Em contraste como que se esperava, o "input" fluvial dos rios costeiros de Angola é muito visível na GEF, ao exhibir valores baixos de temperatura e salinidade junto a costa.

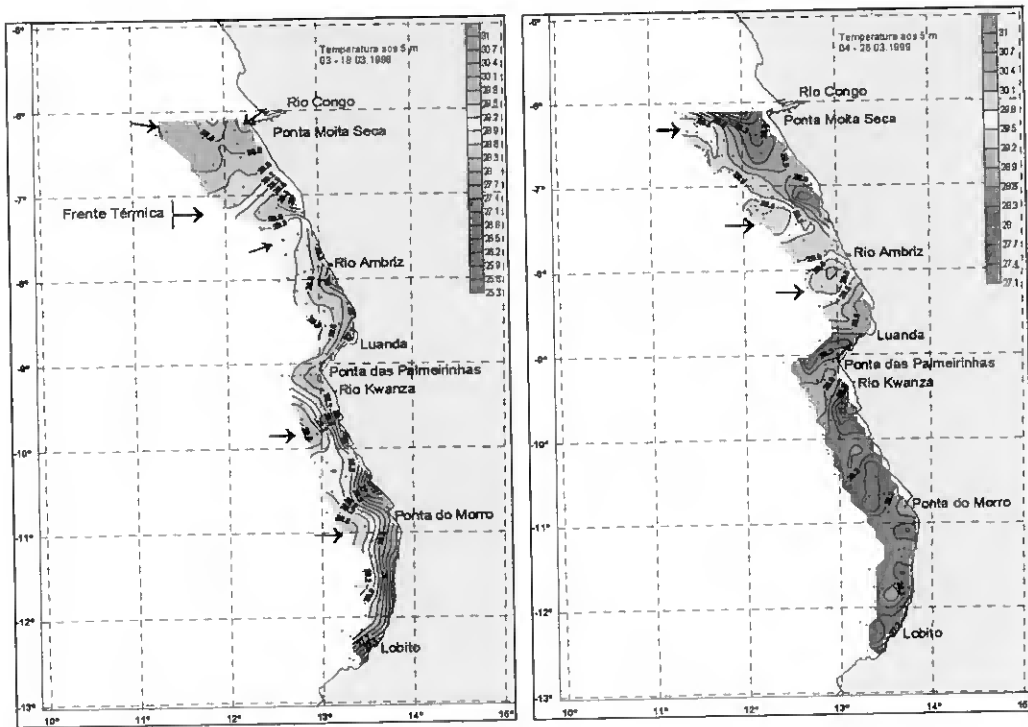


Figura 4.4 – Campo de temperatura aos 5 m de profundidade em 1998 e 1999, respectivamente, durante o Verão Austral

Ao analisar os campos de ventos referidos na secção 3.4 do capítulo anterior e baseando-se nos três factores que dão origem a afloramento costeiro (*i* - acção de ventos que sopram paralelo à linha de costa; *ii* – encontro de águas profundas com um obstáculo, como as cordilheiras oceânicas e *iii* - divergência de correntes costeiras), o afloramento que ocorre na zona de N'zeto ($6^{\circ} 50' S - 7^{\circ} 40' S$) é mais consistente com a divergência das correntes superficiais e/ou com abrupta mudança do vento (**Fig.3.8a**). Contudo, esta questão poderá ter uma resposta afirmativa na análise dos campos de velocidade geostrofica.

4.3.4 Caracterização Hidrológica em Profundidade do Oceano Costeiro

Para o estudo do campo termohalino no Atlântico Sudeste, procedeu-se a análise dos dados recolhidos nas secções padrões apresentadas na **Fig.4.1** durante as campanhas de

investigação realizadas ao longo da costa Angolana (1994-2003) utilizando o diagrama T-S, secções verticais de Temperatura, Salinidade e Distribuições Horizontais de salinidade.

4.3.4.1 Tipo de Massas de Água na Costeira de Angola

Nesta secção, foram traçados diagramas de temperatura em função da salinidade T-S da média total de todas as estações oceanográficas de cada secção utilizando os valores de temperatura e salinidade de 1 em 1 metro até à profundidade máxima medida (1850 m).

O conceito de massa de água é clássico em oceanografia, sendo bastante útil em estudos de padrões de circulação vertical e horizontal dos oceanos. Segundo *Turekian (1973)* massas de água são corpos de água que ocupam uma posição definida na coluna de água oceânica e apresentam uma história comum de formação. A identificação é importante visto que fornece informação sobre a taxa à qual águas de diferentes densidades se misturam. A maneira mais usual e consagrada de identificação destas massas é através da medição de temperatura e salinidade. Esses dois parâmetros caracterizam o *índice termohalino* da massa de água (*Miranda, 1982*).

De acordo com o local de formação e a posição que ocupam na coluna, as massas de água serão classificadas como: Superficial (0 a 100 m), Central (100 a 500 m), Intermediária (500 a 1000 m), Profunda (1000 a 3000 m) e de Fundo (abaixo de 3000 m).

De maneira geral, as águas de grandes profundidades são formadas em altas latitudes e, as mais próximas da superfícies, originárias de latitudes menores. As águas de superfície não se enquadram na categoria de verdadeiras massas de água devido às grandes variações nos parâmetros temperatura e salinidade, como resultado dos processos de mistura locais.

As características termohalinas da camada superior do mar (0-100 m), são muita das vezes, definidas pelas acções do regime hidrológica locais associadas às interacções

binárias "atmosfera-oceano", e em particular, pela influência das descargas fluviais nas zonas mais costeiras.

Na Figura 4.10 estão representados os diagramas T-S representativos de cada uma das secções seleccionadas durante o período de 1994-1999. A hidrologia da região costeira da zona Norte-Centro (5°S-13°S) do oceano costeiro de Angola é basicamente definida pelas Águas Costeiras "AC" quentes e pouca salinas ($T > 25^{\circ}\text{C}$; $S > 33.5$). Essas águas ocorrem na camada superficial (0m a ≤ 25 m), estendendo-se até as proximidades do bordo da plataforma continental superior e no talude e acima da termoclina permanente. Abaixo das AC estão localizadas as Tropicais do Atlântico Sul "ATAS" (25 – 100 m) e em seguida, vem a Água Central do Atlântico Sul "ACAS" (100-700m) e, além dos 800 m, a Água Intermediária Antártica "AIA", e fundo aparecem as Águas Profundas do Atlântico Norte "AAF" (> 1.800 m).

O processo do afloramento costeiro favorece a mistura das águas tropicais e subtropicais (ATAS e ACAS) e contribui para água costeira. Este factor, em conjunto com as descargas dos rios, origina uma salinidade variável das águas Costeiras.

Conforme se verifica também nas TSM, na zona do Lobito, o afloramento é mais frequente devido ao padrão dos ventos alísios e, devido a ausência de grandes rios, verifica-se uma fraca variação da salinidade à superfície.

Este estudo mostra que as ATAS estão localizadas na camada de 40-90 m com temperatura próximo de 23°C e 25°C , excepto no perfil da Ponta Moita Seca ($T = 28.8^{\circ}\text{C}$) exibindo valores salinidade muito baixo ($S < 33.0$) quase em todos os perfis analisados (Fig.4.10a).

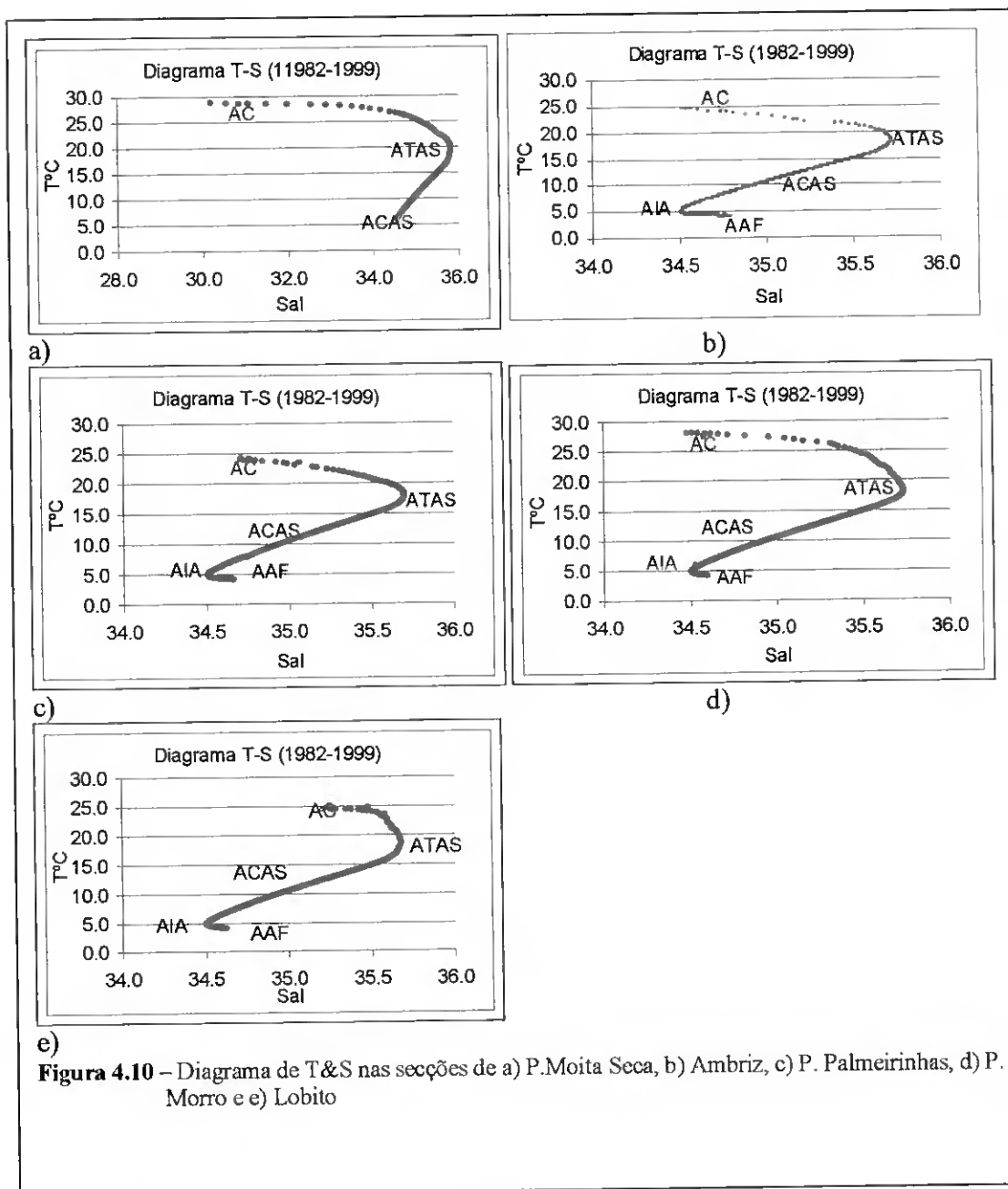


Figura 4.10 – Diagrama de T&S nas seções de a) P. Moita Seca, b) Ambriz, c) P. Palmeirinhas, d) P. Morro e e) Lobito

Segundo *Miranda* (1982), a *ATAS* da costa Oeste do Atlântico Sul é caracterizada pelas elevadas temperaturas e muito salinas ($T > 20^{\circ}\text{C}$ e $S > 36.4$). As características deste tipo de massa de águas são, de um modo geral, coincidentes com as do bordo Leste do giro ciclónico de Angola (próximo de 13°S – 14°S) (*Lass et al.*, 2000). As águas tropicais do Atlântico Sul (*ATAS*) obtidas neste estudo, com características de temperatura ($T \leq 20^{\circ}\text{C}$) e salinidade ($S \leq 36.0$) (*Miranda*, 1982), encontram-se no intervalo descrito por este autor.

É interessante notar que, nas secções localizadas mais a Norte, na camada superior ocorrem temperaturas elevadas ($T \leq 25^{\circ}\text{C}$), e verifica-se a influência de água doce proveniente do Norte, sendo a porção que representa água menos salina maior do que no Sul.

4.3.5 Distribuição Vertical de Temperatura e Salinidade *in situ*

4.3.5.1 Secções Verticais Meridionais e Zonais, e Perfis Verticais de Temperatura e Salinidade durante as campanhas realizadas na GEQ.

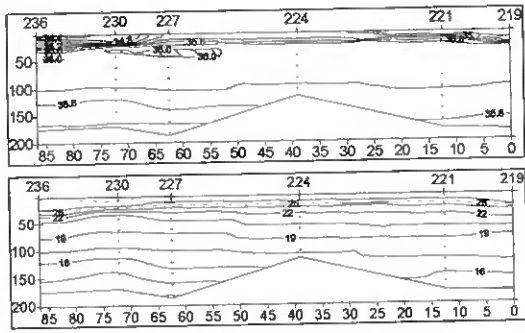
Nesta secção, procedeu-se ao estudo de distribuição vertical dos parâmetros oceanográficos até à batimétrica dos 200m. Na análise das secções meridionais, foram apenas seleccionadas estações localizadas sobre a batimétrica de 200 m. A escolha desta profundidade baseou-se nos objectivos do estudo, ou seja, da variabilidade destes parâmetros ao longo da costa. Para melhor compreender e caracterizar o oceano costeiro de Angola, foram também utilizados perfis e secções verticais de temperatura e salinidade das localizações indicadas no mapa (**Fig.4.1**), durante as campanhas realizadas na GEQ.

Da análise das distribuições verticais da temperatura e salinidade, assim como a dos perfis, pode se observar o seguinte:

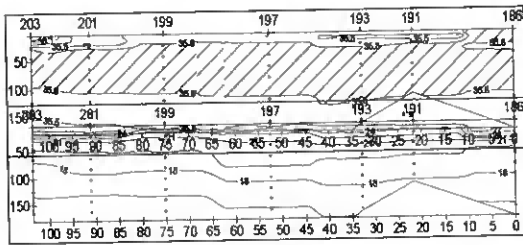
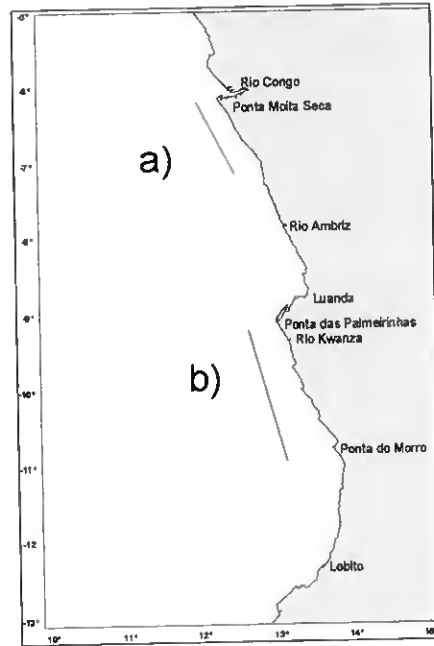
De um modo geral, as águas costeiras ocupam uma camada de mistura média de cerca de 20m de profundidade, sendo a base desta camada limitada por uma isotérmica da ordem de 25°C (**Fig.4.11-14**) correspondente à uma isohalina relativamente variável ($35.0 \leq S \leq 35.5$). No ano 1997, as AC estavam confinadas a uma estreita faixa junto à costa (**Fig.4.13-14**). O aumento do caudal do rio Congo como resposta à intensificação das chuvas torrenciais apresenta uma característica típica de Benguela Niño. Esta característica se baseia na distribuição espacial uniforme da camada de mistura em toda plataforma continental (**Fig.4.11-14**).

Tal como previsto nas hipóteses formuladas, o impacto local da intrusão das águas provenientes de rios é avaliado através do gradiente de distribuição vertical tanto da temperatura como da salinidade (Figs.4.11a.b; 4.12a.b e 4.13-14); as isotérmicas e isohalinas são mais apertadas junto à orla costeira do que ao largo, evidenciando desta forma, o padrão de circulação desta região e os mecanismos de processos de mistura nela decorrentes. Para tal, a pluma das águas do rio Congo confirma o mecanismo de circulação referido na secção anterior ao exibir espessa camada de água doce junto a costa, contrariando a distribuição uniforme da salinidade a superfície no Ambriz, a secção oceanográfica mais próxima.

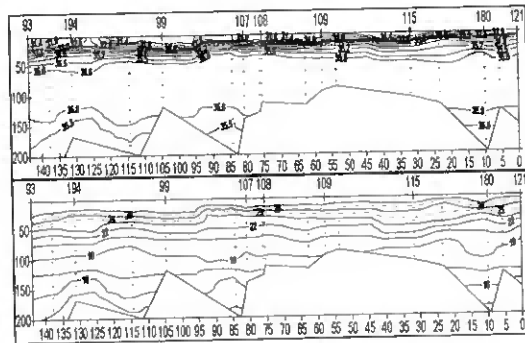
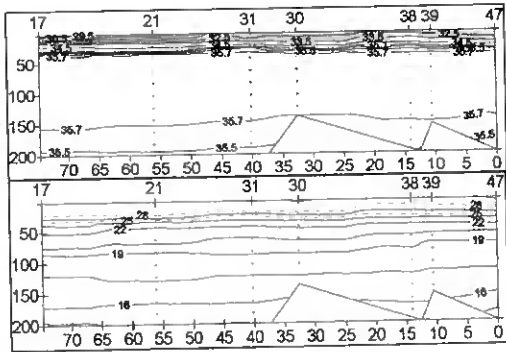
O critério da densidade ou taxa de mistura usado neste trabalho na avaliação do impacto local da água doce, foi mais evidente em 1997, considerado como ano mais frio: *i*) com a excepção da Ponta Moita Seca e Ambriz que foram caracterizados pela presença de baixa e elevada salinidade, respectivamente, as secções localizadas mais a Sul demonstraram a influência de rios locais, sendo esta influência manifesta pela estrutura apertada das isohalinas junto a costa, *ii*) outro facto foi o de se verificar a subida das isolinhas desde a Ponta das Palmeirinhas até Ponta do Morro, indicando a presença das ATAS à superfície ($35.8 \leq S \leq 36.0$) em 1997 e *iii*) a diminuição meridional de Norte para Sul das camadas das AC e ATAS, indicativo da propagação das águas de rios.



a) Ponta Moita Seca–N’zeto (7° 20’ S), Março 1994

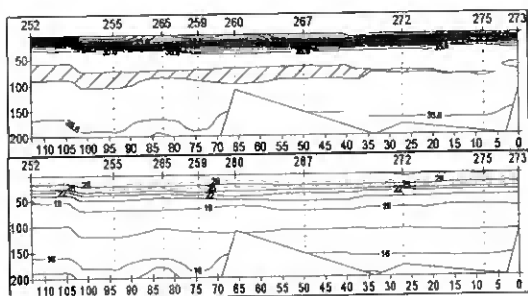


b) Ponta das Palmeirinhas-P. do Morro, Março 1994

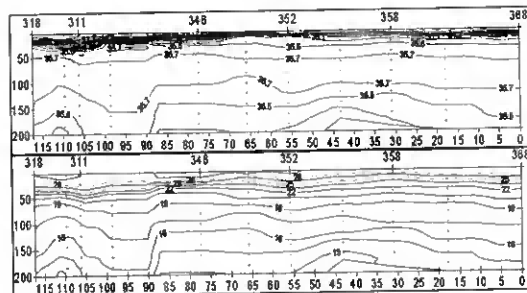


a) Ponta Moita Seca–N’zeto (7° 20’ S), Março 1995 b) Ponta das Palmeirinhas-P. do Morro, Março 1995

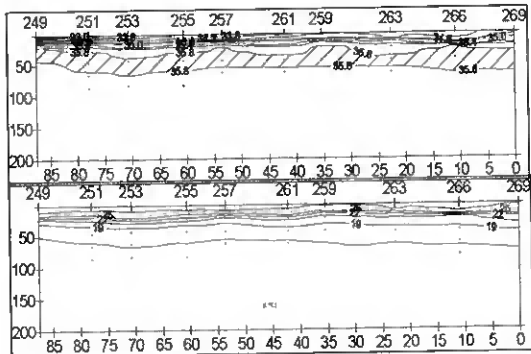
Figura 4.11 - Secções verticais meridionais nos segmentos de a) Ponta de Moita Seca- N’zeto (7° 20’ S), b) Ponta das Palmeirinhas-Ponta do Morro durante as campanhas de Março desde 1994 a 1999. As estações aqui estudadas são aquelas que estão localizadas sobre ou próximo a isobate de 200 m



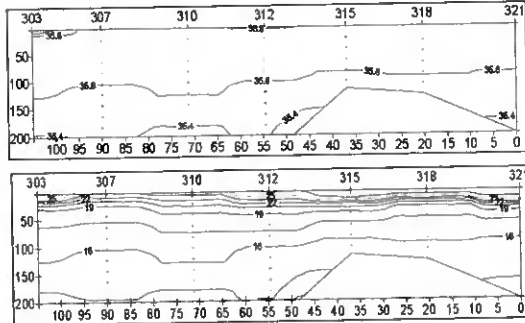
a) Secção da Ponta Moita Seca-N'zeto, Março 1996



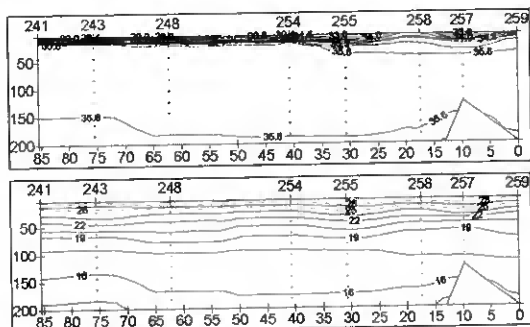
b) Secção da P. das Palm-P. do Morro, Março 1996



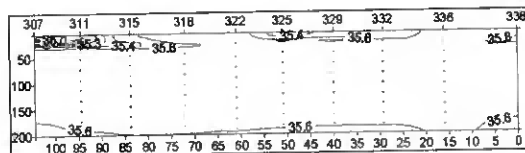
a) Secção da Ponta Moita Seca-N'zeto, Março 1997



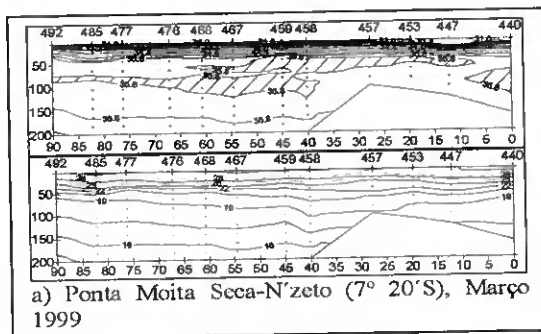
b) Secção da P. das Palm-P. do Morro, Março 1997



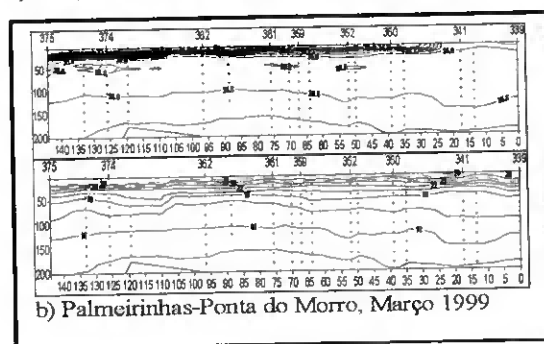
a) Secção da Ponta Moita Seca-N'zeto, Março 1998



b) Secção da P. das Palm-P. do Morro, Março 1998



a) Ponta Moita Seca-N'zeto (7° 20'S), Março 1999



b) Palmeirinhas-Ponta do Morro, Março 1999

Figura 4.12 - Secções verticais meridionais nos segmentos de a) Ponta de Moita Seca- N'zeto (7° 20'S), b) Ponta das Palmeirinhas-Ponta do Morro durante as campanhas de Março desde 1994 a 1999. As estações aqui estudadas são aquelas que estão localizadas sobre ou próximo a isobate de 200 m

A ocorrência de um máximo de salinidade ($35.8 \leq S \leq 36.0$) ao nível da zona da termoclina sazonal, principalmente ao largo (**Fig.4.13-14**), corresponde à entrada de águas tropicais oriundas do Atlântico Oeste. Abaixo dos primeiros 100 m aqui analisados, portanto, a distribuição termohalina revelou a presença das ACAS até cerca de 700m, correspondente ao intervalo de temperatura entre 17° e 5°C. Na camada do fundo está localizada a Água Antártica Intermédia (AIA) com temperatura entre 5° e 4.5°C, conforme se pode observar no diagrama T-S (**Fig.4.10**)

Na zona costeira de Angola, a região de Norte-Centro (5°S-13°S) representa um ponto particular na costa Angolana onde ocorre afloramento da ACAS na Estação Fria e que, segundo estudo feitos por vários autores, marca a transição entre o regime tropical, a norte, e o sistema subtropical temperado, a Sul de 13°S (*Schmidt M., 2001; Lass et al., 2000; Rocha et al., 1975*). Este comportamento foi ainda bem definido durante a campanha de investigação de Março de 1997 em que, o valor máximo médio de temperatura (28°C) do Verão austral do Atlântico Sudeste, foi identificada apenas na Ponta Moita Seca, caracterizando 1997 como ano mais frio desde 1994.

Destaca-se, o afloramento costeiro como resposta da acção de ventos do quadrante Sudoeste que deslocam a água superficial para o largo via transporte de *Ekman*, durante a Estação Quente, favorecendo o aparecimento das ATAS na costa. Este fenómeno é mais frequente na zona do Lobito onde os valores máximos de salinidade, da maior parte de secções, se encontram à superfície (**Fig.4.16** ver anexo).

Em anos de Benguela Niño, caracterizados por ventos fracos e conseqüente enfraquecimento da velocidade da CA, verifica-se um aprofundamento da termoclina sazonal, resultante da acumulação de águas quentes na plataforma continental.

É verificada, por vezes, uma considerável variação de salinidade nas estações mais costeiras de Ponta das Palmeirinhas (Fig.4.14; 1997 e 1999), Ponta do Morro (Fig.4.17 ver anexo; 1995 e 1998), evidenciando a presença das águas fluviais provenientes dos rios Kwanza e Queve respectivamente. O resultado assim obtido permite vislumbrar a contribuição local das águas de rios nos processos que ocorrem no litoral de Angola.

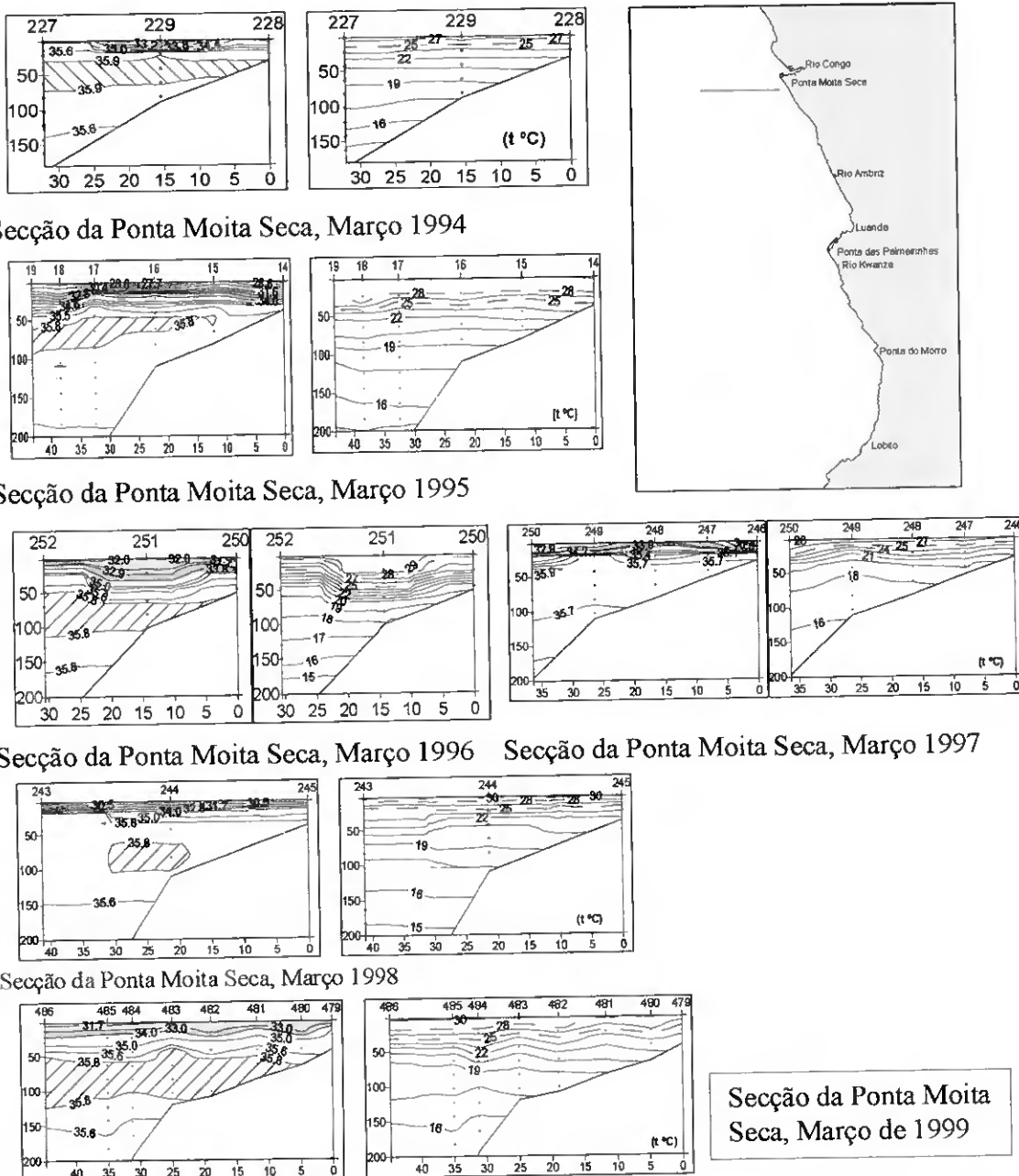
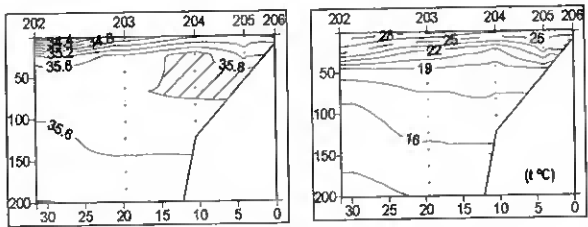
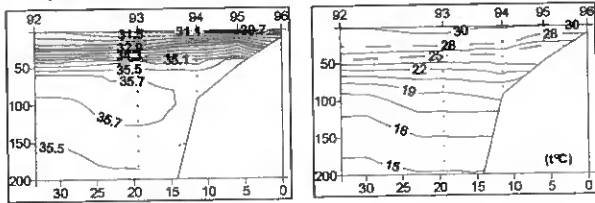


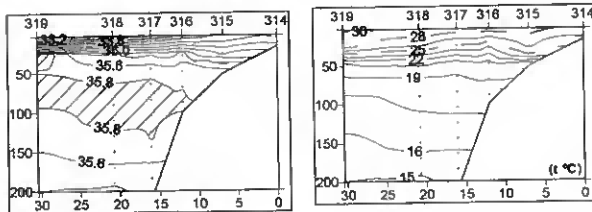
Figura 4.13 – Secções verticais de salinidade e temperatura na localização de Ponta Moita Seca das campanhas de investigação desde 1994 à 1999



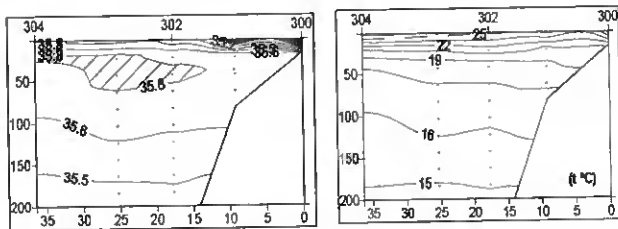
Secção de Ponta das Palmeirinhas, Março 1994



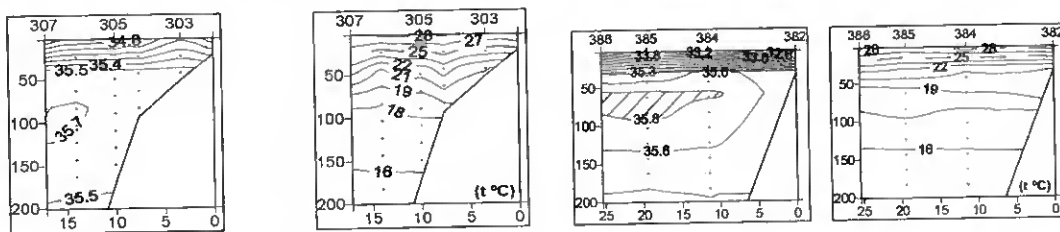
Secção de Palmeirinhas, Março 1995



Secção de Ponta das Palmeirinhas, Março 1996



Secção de Palmeirinhas, Março 1997



Secção das Plameirinhas, Março 1998

Secção de Palmcirinhas, Março 1999

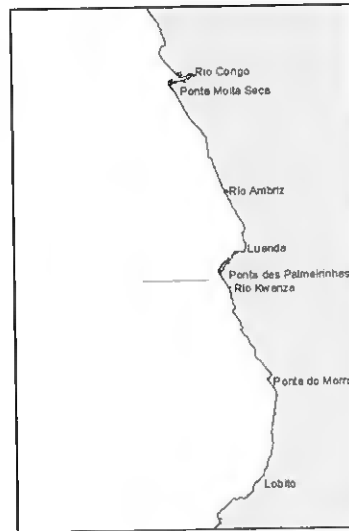
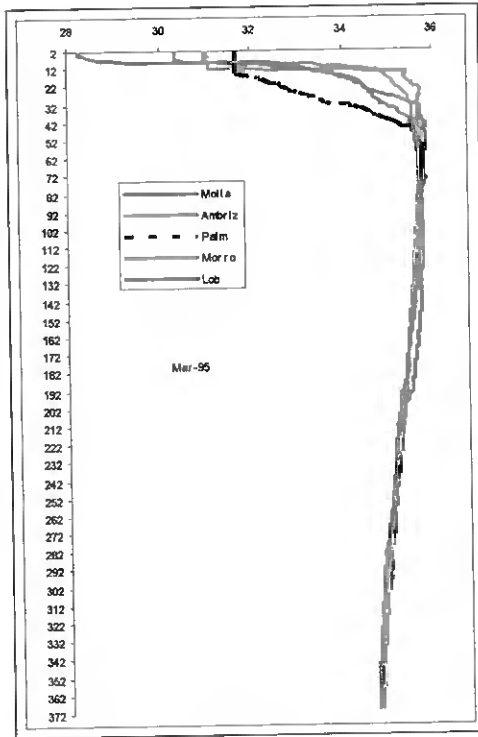
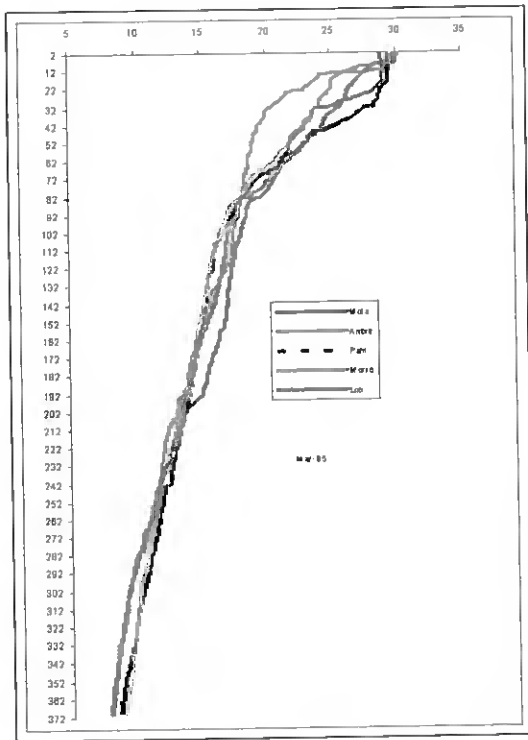
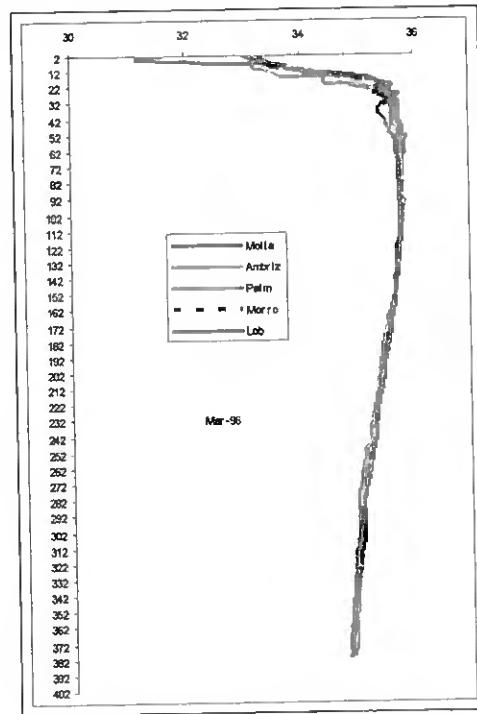
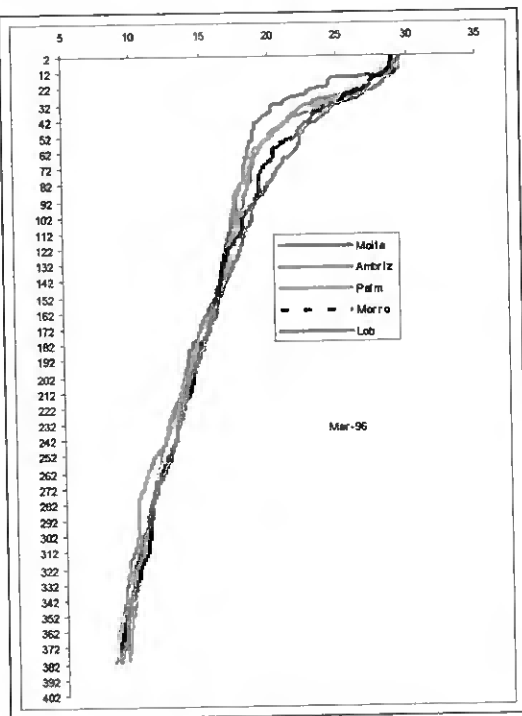


Figura 4.14 – Secções verticais de salinidade e temperatura na localização de Ponta das Palmeirinhas das campanhas de investigação desde 1994 à 1999



a)



b)

Figura 4.15 – Perfil de temperatura e salinidade nas localizações de Ponta Moita Seca, Ambriz, Ponta das Palmeirinhas, Ponta do Morro e Lobito durante as campanhas de Março de a) 1996 e b) 1995

4.3.5.2 Distribuições Horizontais e Verticais Zonais de Temperatura e Salinidade durante as campanhas realizadas na GEF.

Devido a pouca variação da salinidade durante a GEF, foram utilizadas apenas distribuições horizontais da salinidade e secções verticais perpendicular à costa.

Na região em estudo ocorrem variações sazonais consideráveis em termos de salinidade e conseqüentemente uma diversidade de massa de água à superfície; durante a GEF, na plataforma inferior (largo), verifica-se uma predominância da ATAS em todas as localizações (Fig.4.19-20). Abaixo desta massa de água ocorre a intrusão da ACAS formando uma termoclina muito pronunciada, em particular na zona Sul. Porém, esta estrutura é menos desenvolvida uma vez comparada com a termoclina obtida na GEQ. Nota-se também uma considerável variação de salinidade em termos da distribuição espacial e vertical junto a foz do rio Congo.

A tendência ascendente das isolinhas para a costa, evidencia o movimento ascendente das águas do fundo. Este facto é observado durante a GEF, mas não é comum no decorrer da estação quente, verificando-se, contudo em algumas localizações (Norte do Ambriz e no troço entre 9° 30'S – 11°S).

Na GEF de 1994 e 1996, as águas com elevados níveis de salinidade transportada para o Norte fazem uma Frente Salina marcante com as águas menos salinas oriundas do Norte e do Rio Congo (Fig.4.18). É de destacar a presença da isotérmica de 20°C à superfície com uma acentuada inclinação em quase todas as secções da série temporal em estudo (1994-2002), indicativo da ocorrência de afloramento costeiro durante o Inverno austral. A localização espacial da isotérmica das 20°C nas secções verticais de temperatura permitem sugerir que, aos efeitos do vento podem ser associada à influência da insolação solar (Boyd *et al.*, 1987) e protuberância da linha de costa (Kelly, 1985; Kosro and Huyer,

1986; Nykjaer et al., 1988). Estes dois factores justificam a semelhança na distribuição desta isotérmica de 20°C entre Ambriz e Ponta do Morro, e entre Ponta das Palmeirinhas e Lobito (Fig.4.18-20).

Apesar de se encontrar numa estação do ano menos chuvosa, durante o Benguela Niño de 1995, verificou-se a permanência das águas fluviais na Ponta Moita Seca ($S \approx 33,2$), em Ambriz ($S \approx 35,2$) e na Ponta do Morro ($S \approx 35,2$) resultantes dos rios Congo, Ambriz e Queve, respectivamente (Fig.4.19). Um transporte de águas salobras provenientes do Norte em direcção a Sul é bem definido pela deflexão das isohalinas na Ponta Moita Seca formando uma Frente Salina nesta área. Este facto mostra que, o afloramento permanente que ocorre nesta zona, pode resultar do efeito da divergência entre a corrente costeira fluindo para CA com escoamento para Sul.

Entre Agosto e Setembro de 1997, foi destacada a presença da ATAS, caracterizada pelos níveis elevados de salinidade a superfície em todas secções verticais da salinidade e na distribuição horizontal deste parâmetro (Fig.4.21). Este comportamento foi similar ao de Agosto de 1998.

A evidência no comportamento das isohalinas, sob a forma de língua estendendo-se para Norte observada em Agosto de 1999, mostra uma situação muito diferente em comparação com o observado nos anos anteriores. A corrente costeira com escoamento para Norte é evidenciada pelo encontro destas águas com as águas do rio Congo arrastando estas últimas para o Norte e, possivelmente reforçada, pelo ramo Norte da contra-corrente Equatorial Sul.

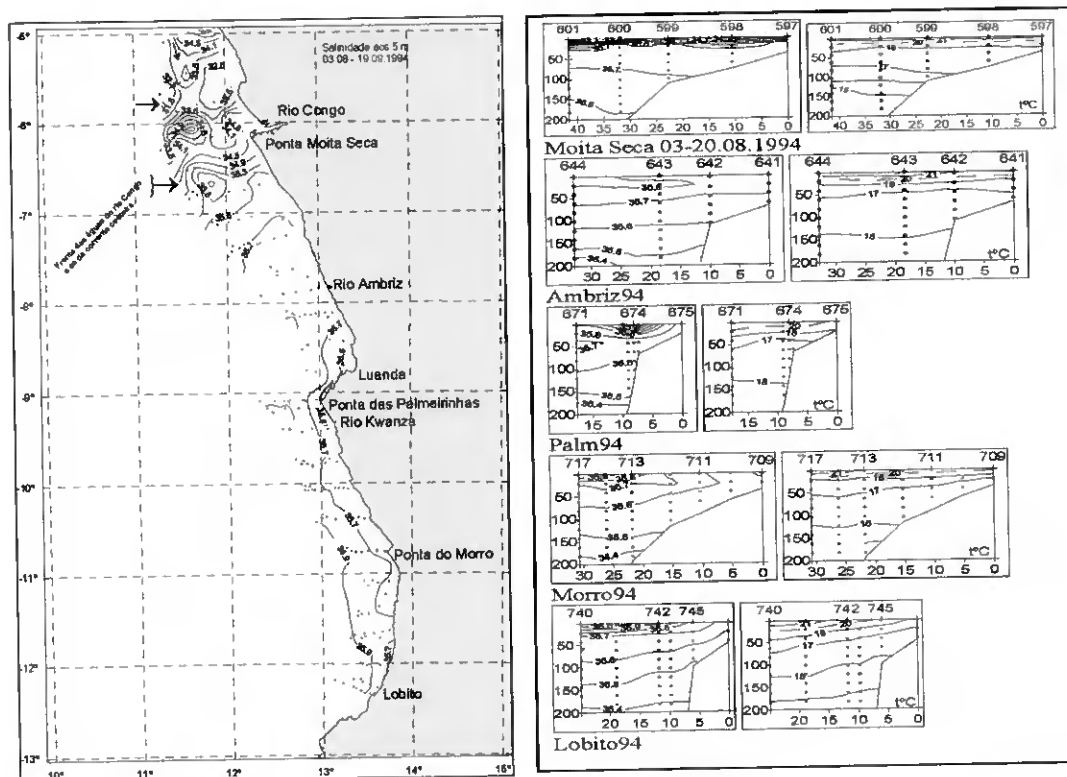


Figura 4.18 – Distribuição horizontal da SSM aos 5m e com correspondentes secções de Temperatura (°C) e Salinidade ($\times 10^{-3}$) do cruzeiro realizado entre 03.08 – 19.09.1994

Em Agosto de 2000, embora se verifique a presença da ATAS ($S \geq 36.0$) a Sul da foz do rio Congo e a Sul do Lobito, a situação volta à normalidade, com o reaparecimento de águas fluviais na plataforma continental e o aparecimento bem evidente de uma frente entre as águas fluviais à superfície e as ATAS ao largo.

É interessante observar que na Ponta das Palmeirinhas, a presença de águas de baixa salinidade se faz sentir tanto nas estações mais costeiras como nas mais afastadas indicando assim a circulação das águas costeiras para o largo e para Norte. O resultado obtido caracteriza um arrastamento da camada superficial via corrente costeira do quadrante Sul, observada nesta área durante a GEF (Figs.4.19-20). Este tipo de estruturas denomina-se uma lente de água (Chicharo et al., 2003), caracterizada pela "baixa" salinidade ($34.8 \leq S \leq 35.0$) e é alimentada pela intensificação invernal das descargas de vários rios da

costa Angolana, que em condições ‘típicas’ de GEF (i.é, com afloramento costeiro) se circunscribe à plataforma junto à costa (*Peliz et al., 2002b,c* in *Chicharo et al., 2003*) e, é mais pronunciada a Norte da foz do rio Kwanza. Segundo estes autores, situações de afloramento costeiro, como por exemplo as observadas durante as campanhas de Agosto de 1994, 1998 e 2000, águas com estruturas típicas podem estender-se para além dos limites da plataforma sob a forma de uma camada fina com menos de 25 m de profundidade, sobrepondo-se à corrente costeira, cuja temperatura e salinidade são mais elevadas (**Figs.4.18 e 4.20**).

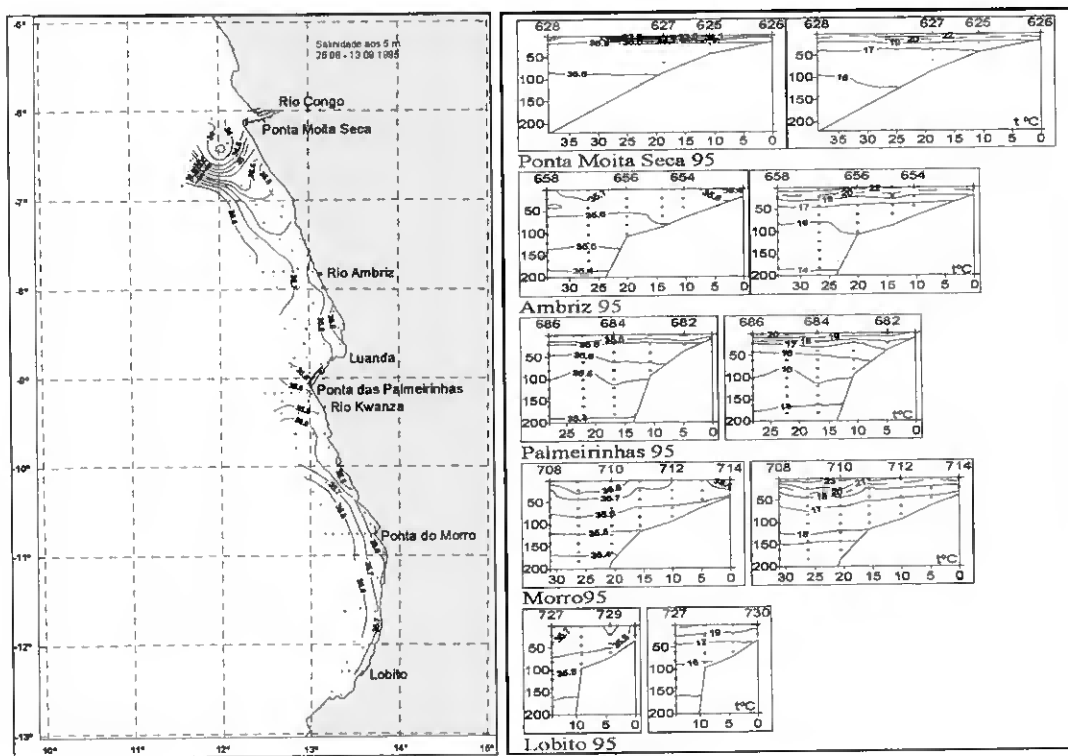


Figura 4.19 – Distribuição horizontal da SSM aos 5m com correspondentes secções de Temperatura (°C) e Salinidade ($\times 10^{-3}$) do cruzeiro realizado entre 26.08 – 13.09.1995

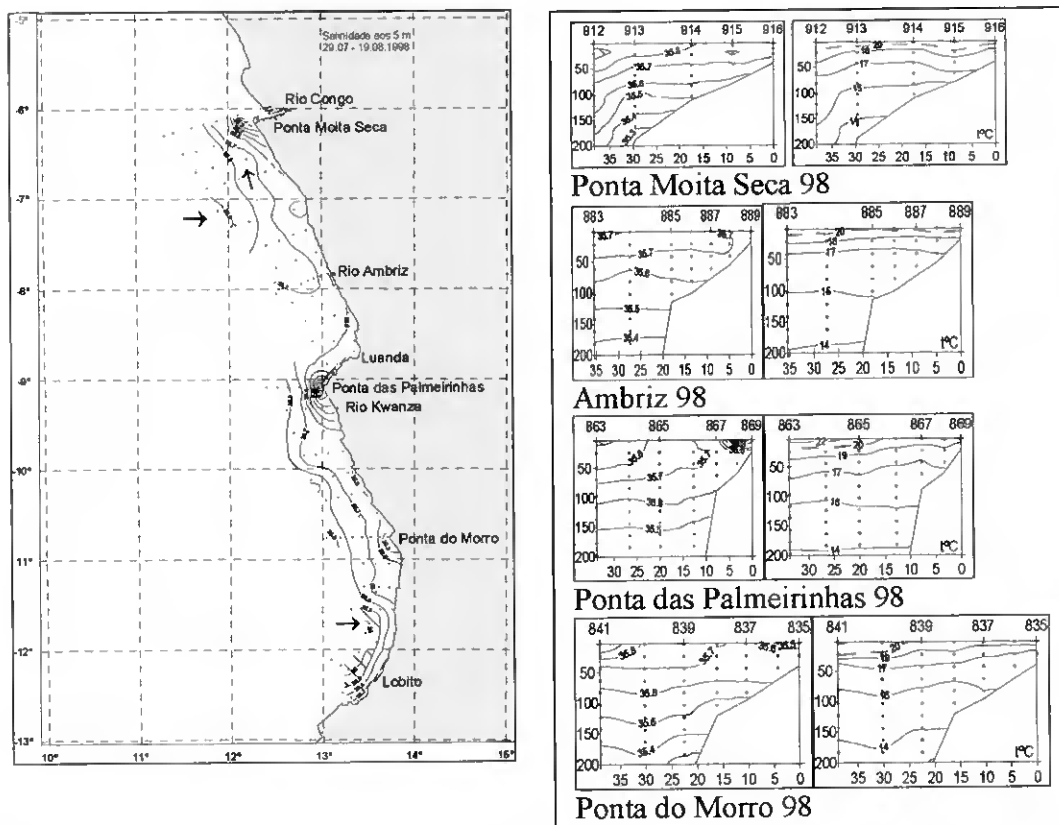


Figura 4.20 – Distribuição horizontal da SSM aos 5m e com correspondentes secções de Temperatura (°C) e Salinidade ($\times 10^{-3}$) do cruzeiro realizado entre 03 – 19.08.1998

Resultado obtido nestas campanhas é também consistente com a opinião destes autores em termos do campo de salinidade que identifica a descarga do rio apresentar valores relativos singularmente elevados junto à costa, o que indica que sofreu uma deslocação para o largo e ficou afastado da linha da costa em consequência do afloramento de águas junto a esta (Santos *et al.*, 2001 in Chicharo *et al.*, 2003). Também ficou patente que, as águas sub-superficiais observadas junto a costa explicam o afloramento típico desta região do Atlântico Sudeste. De acordo com o resultado obtido na análise das distribuições verticais, verifica-se um aumento de salinidade com a profundidade somente na camada situada entre 0 e 60 m de profundidade. Abaixo de 60 m, observa-se um decréscimo da salinidade, mantendo-se esta estrutura quer na GEQ quer na GEF. Esta explica o afloramento costeiro do regime tropical (águas subtropicais afloradas com maior

salinidade) e o afloramento costeiro do regime de Benguela (água do fundo aflorada com baixa salinidade). A este factor, pode também associar-se o aumento da altura da termoclina que, de modo geral, atinge uma profundidade de 50 m durante Benguela Niño (Gammesrød et al, 1998) contra 15 a 25 m encontrado nos anos normais. A análise de camadas de 10, 20 e 25 m de profundidade demonstrou a existência de vários giros ilustrando a diferença entre a dinâmica das águas superficiais e as de profundidade.

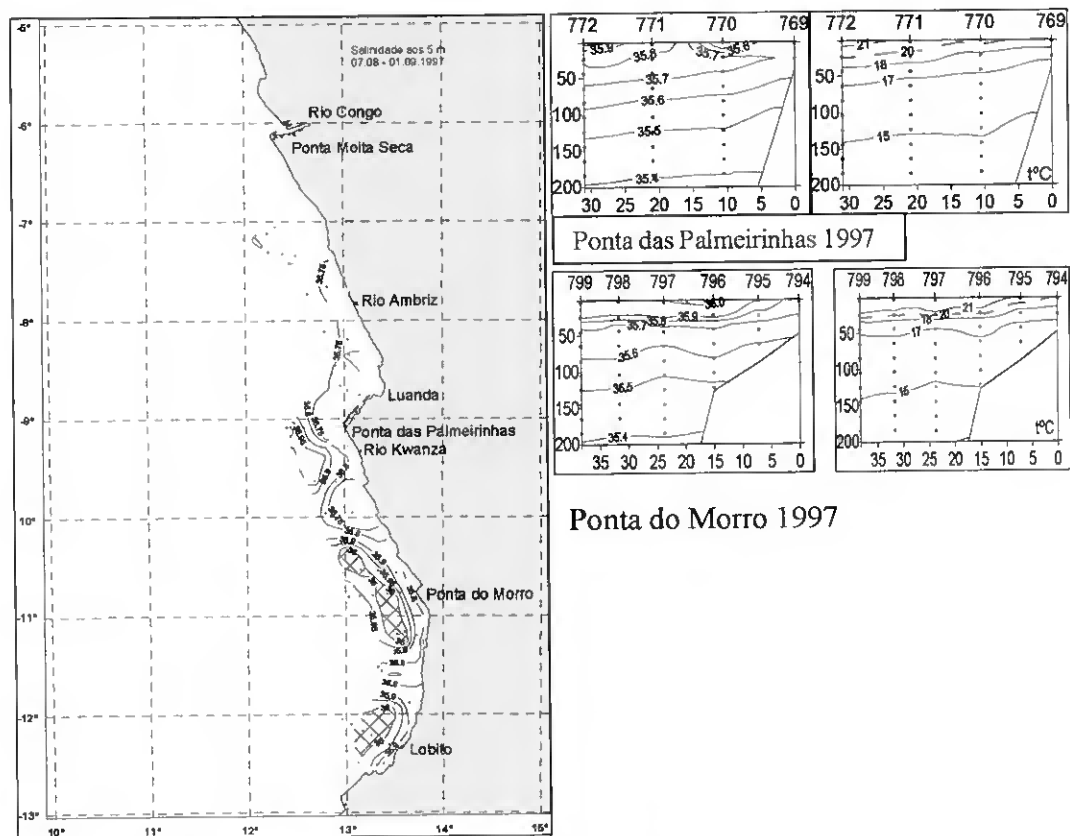


Figura 4.21 – Distribuição horizontal da SSM aos 5m e com correspondentes secções de Temperatura (°C) e Salinidade ($\times 10^{-3}$) do cruzeiro realizado entre 04–18.08.2000

4.4 CORRENTES GEOSTRÓFICAS

Com base nos perfis verticais de temperatura e salinidade amostradas durante os cruzeiros, foram calculadas as velocidades geostróficas médias entre cada pare de estação. O cálculo foi realizado utilizando o software standard "MATLAB, Surfer".

O presente estudo incide sobre as águas costeiras, o que inclui a plataforma continental onde as profundidades não são elevadas. Desta forma, escolheu-se para nível de referência a profundidade de 50 m. Com isto, pretendeu-se estudar o movimento geostrofico das águas superficiais relativamente ao nível de <50 m, que aqui é considerado o nível de movimento nulo. Uma vez que a termoclina típica observada nesta região ocorre, em geral, acima dos 50 m, espera-se observar a cinemática desta fina camada superficial, possivelmente influenciada pelas descargas fluviais.

Durante os anos em análise, pode-se perceber uma maior actividade do oceano costeiro de Angola durante a GEQ relativamente a GEF. As velocidades observadas no decorrer da GEQ são, em geral, superiores às observadas durante a GEF. Em ambas as estações, verifica-se aumento de intensidade de corrente de Sul para Norte. No entanto, no decorrer da GEF, os vectores velocidades apresentam um comportamento mais regular.

As grandes perturbações dos campos de velocidades ocorrem durante a GEQ, em geral, associadas à intrusão das águas oriundas dos rios e saliência da linha da costa. Durante a GEF, verifica-se a ausência relativa destas perturbações. Esta variação sazonal está associada com o regime mais intenso da precipitação durante a GEQ.

É interessante notar-se que as maiores velocidades e as maiores perturbações do campo da velocidade ocorreram na GEQ de 1995, ano de Benguela Niño, com elevadas precipitações.

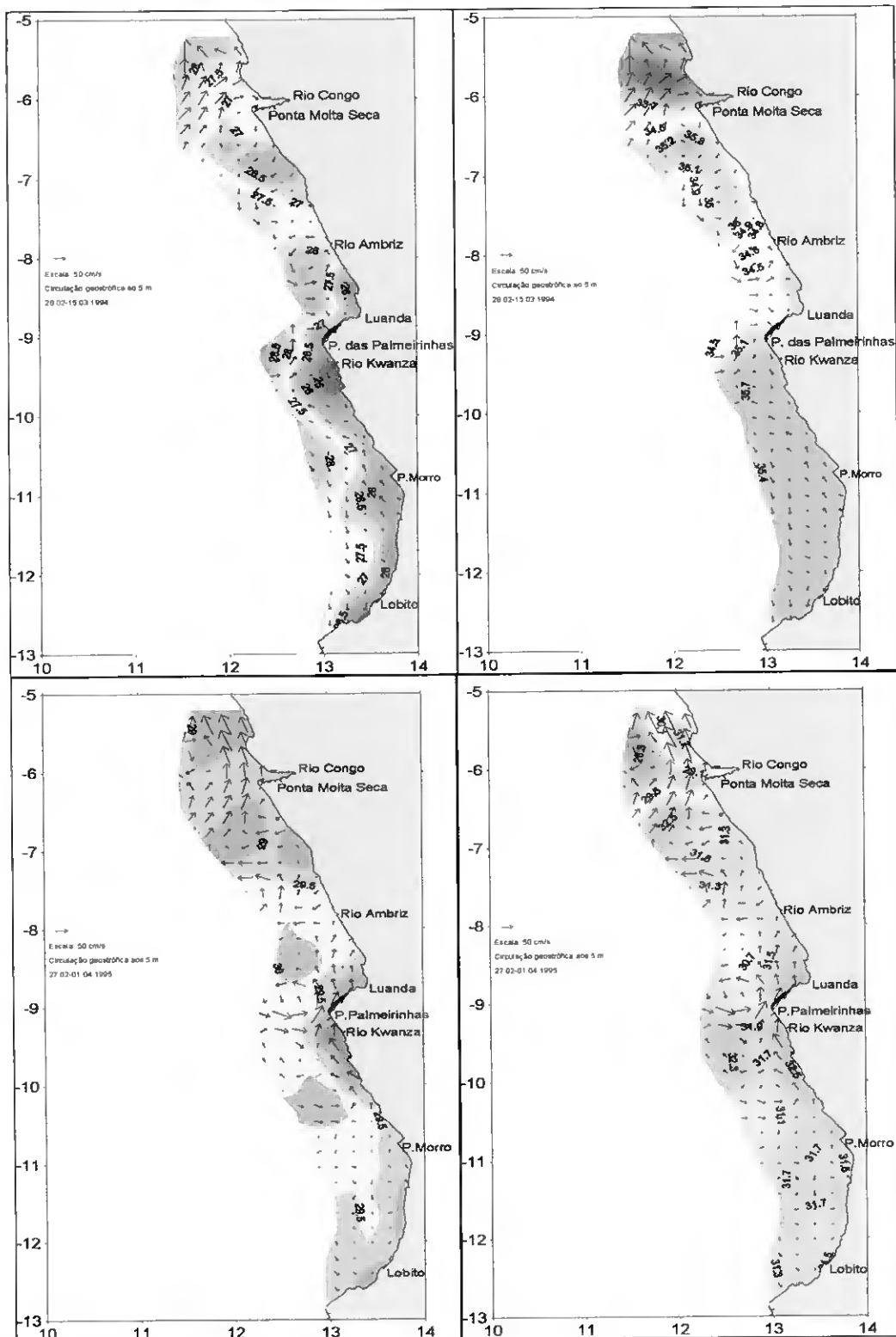


Figura 4.22 – Relação do campo da corrente geostrófica com temperatura e salinidade a 5 m no cruzeiro de Março de 1994 e 1995, durante a GEQ

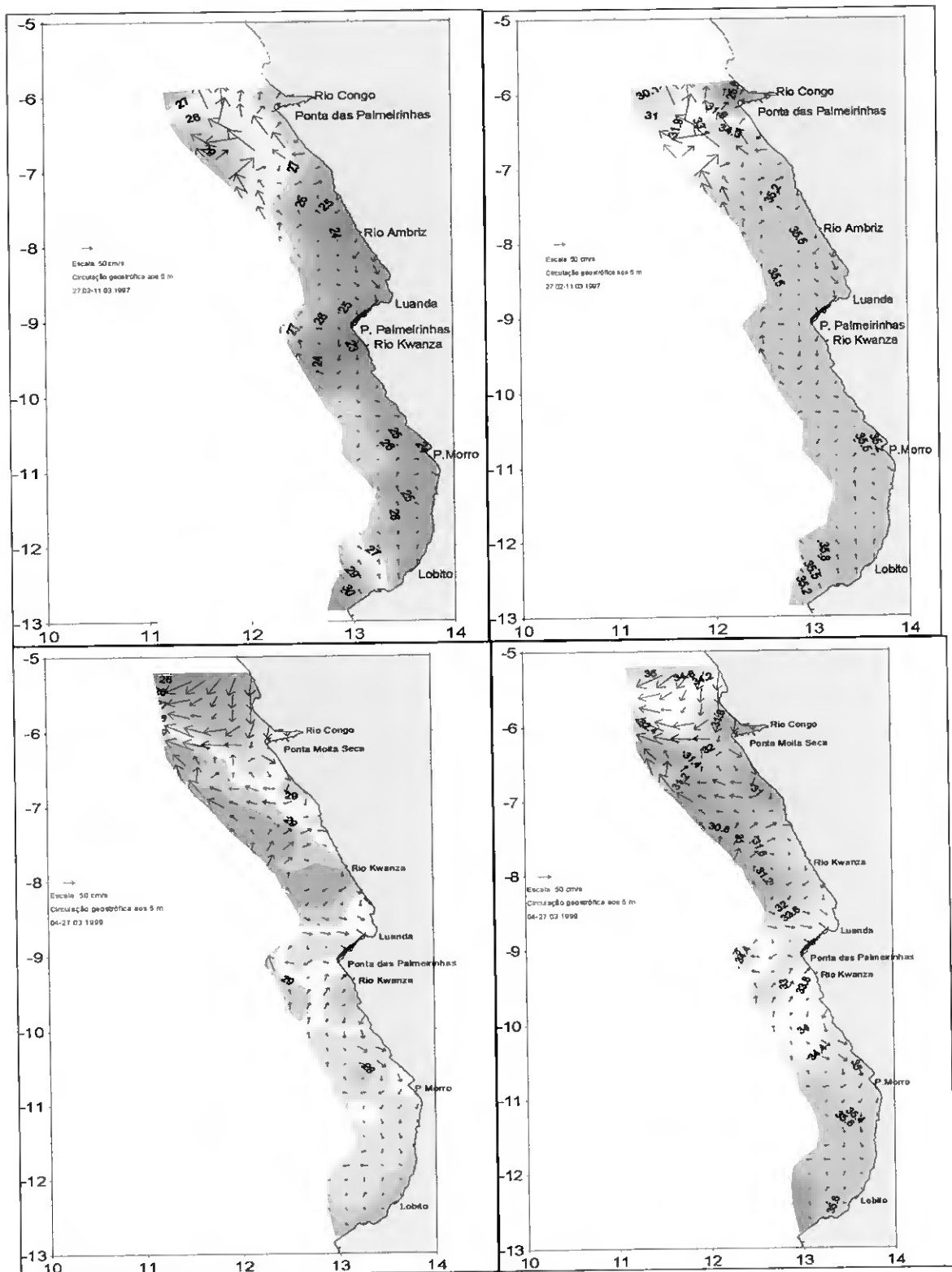


Figura 4.23 – Relação do campo da corrente geostrófica com temperatura e salinidade a 5 m no cruzeiro de Março de 1997 e 1999, durante a GEQ

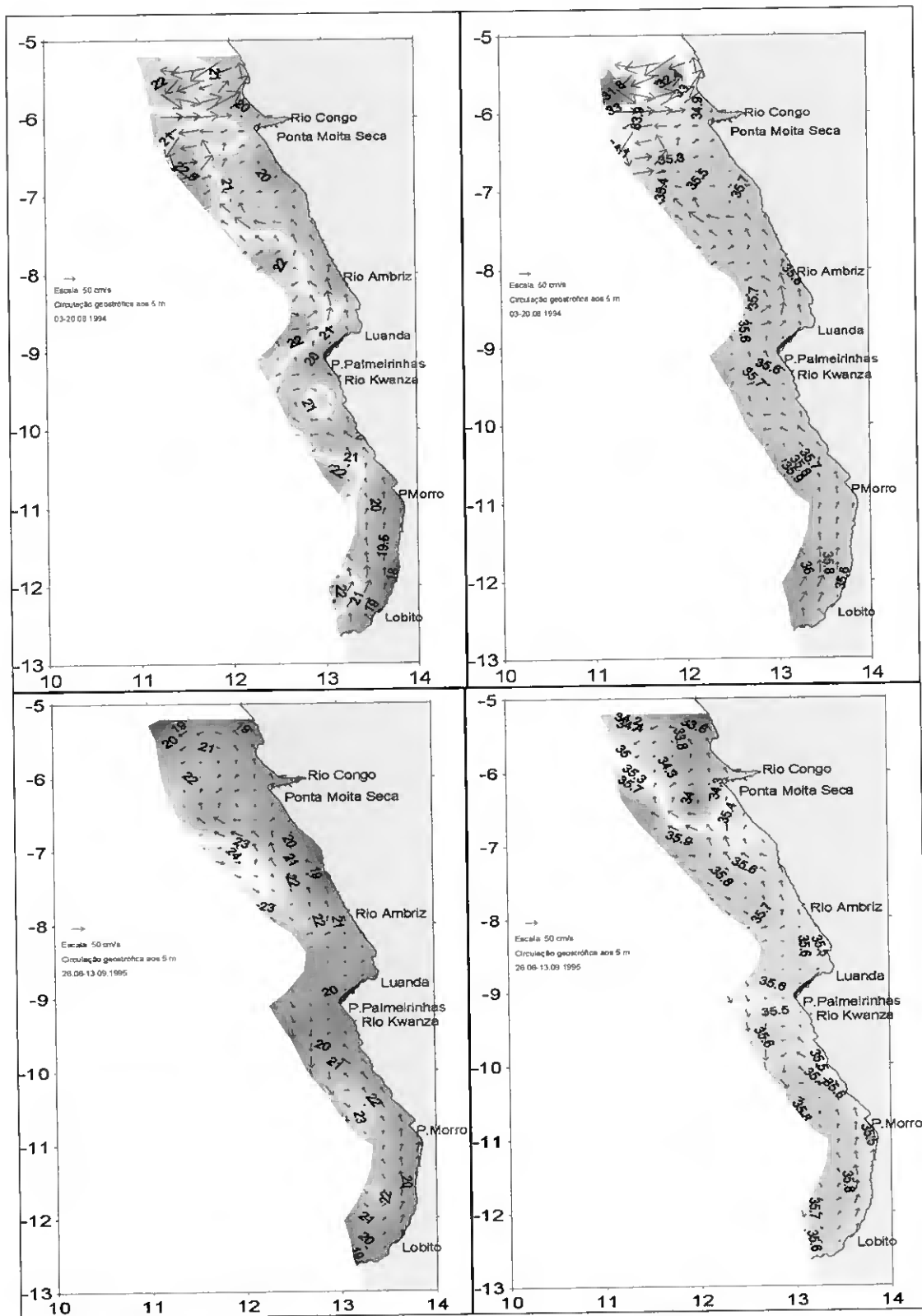


Figura 4.24 – Relação do campo da corrente geostrofica com temperatura e salinidade a 5 m no cruzeiro de Agosto de 1994 e 1995, durante a GEF

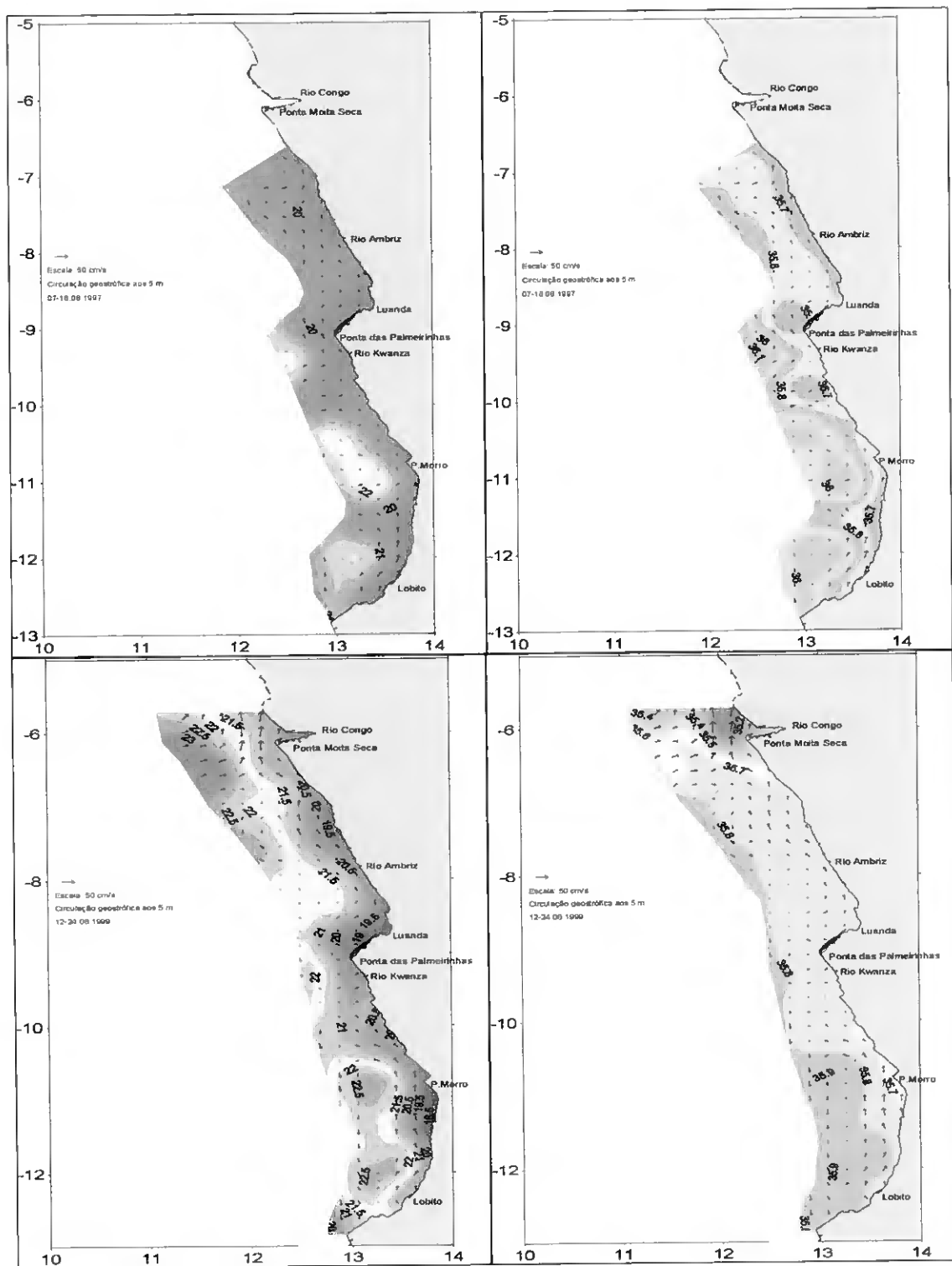


Figura 4.25 – Relação do campo da corrente geostrófica com temperatura e salinidade a 5m no cruzeiro de Agosto de 1997 e 1999, durante a GEF

Este comportamento bastante complexo baseia-se na formação de vórtices (Fig.4.22-25) anticiclónicos cujo centro é caracterizado por uma massa de água com baixa salinidade e elevadas temperaturas. A presença destas estruturas giratórias pode ser relacionada a intrusão das águas provenientes dos rios, responsável de correntes circulares (Odum et al., 1987) e também pela ramificação da CCES (Tomczak, 1998).

O facto do escoamento costeiro ser predominantemente para Norte sugere que as águas quentes transportadas pela corrente de Angola são repelidas para fora da plataforma continental adquirindo o carácter mais oceânico durante a Estação Fria e aproximando-se junto a costa durante a GEQ.

A distribuição horizontal das correntes geostróficas permitiu revelar o padrão da circulação do quadrante Sul, com a velocidade de escoamento mais elevada (≤ 25 cm/s) a Norte do rio Kwanza quer na GEQ como na GEF na plataforma continental e, em particular, na foz do rio Congo (≥ 50 cm/s).

Importa salientar que as estruturas ciclónicas obtidas neste estudo, centradas entre $6^{\circ} 40'S-12^{\circ} 15'E$ e $8^{\circ} 10'S-12^{\circ} 50'E$ (Fig.4.22-23); $6^{\circ} 02'S-11^{\circ} 35'E$ (Fig.4.24) e, $5^{\circ} 55'S-11^{\circ} 05'E$, $7^{\circ} 30'S-12^{\circ} 05'E$ e $10^{\circ} 15'S-13^{\circ} E$, ao apresentar temperaturas e salinidade relativamente baixas no centro do giro, confirmam o afloramento das águas superficiais como resultado da divergência da corrente oriunda do largo

Também se observaram giros anticiclónicos na Ponta das Palmeirinhas, na zona entre Ponta do Morro e Lobito (Fig4.22) e junto a área de Ambriz, porém o centro destas estruturas é alimentado por bolsas de água relativamente quente e baixa salinidade, evidenciando, deste modo, o carácter de convergência das correntes nestas áreas (Pond and Pickard, 1978).

Face ao resultado neste estudo, pode sugerir-se que o afloramento costeiro observado ao longo da costa Angolana pode ocorrer de duas formas: *i*) em zonas de natureza divergente das correntes ou *ii*) ao longo da costa por acção directa dos ventos do Sul.

Os campos da TSM obtidos com AVHRR e já analisados no capítulo III suportam os resultados obtidos pela análise feita neste capítulo dos parâmetros obtidos *in situ*. Verifica-se a consistência entre a orientação e magnitude dos vectores velocidade com as descargas fluviais e com o transporte de águas quentes e de baixa salinidade para a costa via escoamento da CA. A consistência entre as imagens e as condições oceanográficas revela-se também na formação de giros anticiclónicos cujo centro é caracterizado pelas águas quentes e pouco salina, assim como na presença de águas frias em locais onde se observam ramificação da CA e/ou uma divergência entre a CA e a corrente costeira (Figs.4.22; 3.2 e 4.3). Para além disso, as zonas onde se verifica uma relaxação dos ventos (Figs.3.11ab), são caracterizadas pela presença de águas quentes. Este padrão é muito frequente nos troços Ambriz – Luanda e Ponta do Morro – Norte do Lobito.

Importa salientar que o carácter de Benguela Niño, presente no ano 1995, e que consiste na propagação das águas quentes em todas as direcções é bem definido pela orientação e grandeza dos vectores velocidade da circulação geostrófica, pelas frequentes perturbações exibidas pela distribuição espacial da salinidade e pela disseminação das bolsas de águas quentes no oceano de Angola.

Verifica-se também a concordância da extensão das águas afloradas com a magnitude e a deflexão dos vectores velocidade para o largo revelando, por um lado, a intensificação do afloramento costeiro local e, por outro lado, a tendência de formar filamentos de água fria. Esta particularidade é muito frequente durante a GEF.

As frentes térmicas e salinas observadas na área de Ponta Moita Seca e junto à foz do rio Kwanza mostram um comportamento semelhante com os vectores velocidade e são consistentes com o padrão de distribuição espacial da TSM obtida com AVHRR.

A formação de giros ciclónicos onde o centro é caracterizado por temperaturas e salinidade relativamente elevadas quando comparadas com os mesmos parâmetros das áreas circundantes, característica típica da divergência entre correntes, é mais frequente no decorrer da GEQ.

4.5 Conclusões

A análise conjunta da distribuição horizontal da corrente à superfície (Figs.4.22-23) revela padrões de circulação similares com os padrões do campo de salinidade. Os aspectos mais salientes da circulação desta análise indicam:

- i) que os dados de TSM obtidos com AVHRR e os dados *in situ* são concordantes e revelam o mecanismo da propagação de águas quentes na parte inferior da plataforma continental progredindo para costa na GEQ no decorrer de anos normais e de costa para o largo, aquando da ocorrência de Benguela Niño. Na GEF, as águas quentes são repelidas para o largo como resposta da intensificação afloramento costeiro.
- ii) a existência de uma corrente costeira de velocidade muito reduzida, que transporta para Norte as águas mais salinas resultantes, possivelmente, do afloramento costeiro. Este jacto é bem desenvolvido entre 10° 15'S-11° 30'S e 5°S-7°S (Fig.4.22), sendo a velocidade muito maior junto a área da embocadura do rio Congo;
- iii) a presença de uma corrente de direcção Sul "CA", identificada na faixa batimétrica superior a 50 m, sendo a sua velocidade maior quando comparada com a corrente costeira de direcção Norte, durante a GEQ e fraca na GEF,
- iv) a formação de frentes térmica e salina nos troços 6°S-7° 20'S e 9°S-9° 30'S.

Capítulo V

5. Conclusões Finais

Os resultados obtidos neste estudo mostram a importância quer dos métodos de detecção remota quer dos métodos de observações *in situ*, para o conhecimento da ocorrência dos Eventos Quentes que ocorrem em algumas regiões costeiras dos oceanos, como é o caso do oceano costeiro de Angola. A combinação destas observações permite caracterizar no espaço e no tempo a hidrologia e a cinemática das estruturas são observadas na camada superior dos oceanos e obter informações sobre a sua dinâmica. Assim, utilizando ambos os métodos, pode-se inferir sobre as relações entre vários factores ambientais (temperatura, salinidade, velocidade) e meteorológicos (ventos) em toda a plataforma continental. Desta forma, as principais conclusões baseadas nos resultados obtidos no presente trabalho são:

i) Ciclos Sazonais e inter-anuais

Neste trabalho, foi possível definir que, das 4 estações do ciclo sazonal identificados por Afonso Dias (1971), a pequena estação fria "PEF" que ocorre na costa Angolana durante o mês de Dezembro é um fenómeno costeiro possivelmente associado a afloramento, sendo os restantes associados quer a mudanças meteorológicas e, em particular, à relaxação ou à intensificação e magnitude dos ventos (*Binet et al., 1983a*). De referir que, as épocas de grande estação quente (GEQ), grande estação fria (GEF) e pequena estação quente (PEQ) apresentam um padrão similar e de variação local. Esta última particularidade foi demonstrada pela existência de um emparelhamento em termos da variação de temperatura superficial do mar (TSM) entre Ambriz e Ponta do Morro (temperaturas baixas), que são áreas resguardadas e, Ponta das Palmeirinhas e Lobito (elevadas temperaturas), que são áreas de saliência costeira.

O aumento da TSM em direcção ao largo revela uma variação mais pronunciada na GEF do que na GEQ, sendo este aumento muito considerável na zona mais a Norte (Ponta Moita Seca) em relação as restantes áreas da região, revelando o aquecimento das águas circundantes pelas águas oriundas do rio Congo, do Norte e do largo.

No decorrer das estações frias o Dome e a Ponta Moita Seca assemelham-se no padrão da TSM e o Dome mostra comportamento similar às localizações mais costeiras durante as estações quentes, excepto o Lobito.

A análise da série temporal 1982-1999, em termos de anomalias de temperatura, apresentou uma tendência crescente que pode estar associada não somente com mudança global de clima mas também devido a efeitos antrópicos?

Face a este resultado (tendência crescente), será necessária uma monitorização contínua das condições oceânicas e atmosféricas sobre a plataforma do oceano costeiro de Angola, afim de apurar as razões reais deste aumento de TSM nesta área.

ii) Análise de imagens satélites obtidas no domínio do infravermelho térmico e

Campos de ventos à superfície do oceano costeiro de Angola

O estudo de eventos quentes associados à campos de ventos para cada época em análise permitiu aclarar às seguintes evidências:

O aparecimento das estruturas de água fria/(quente) bem desenvolvidas ocorre durante os episódios de ventos do quadrante Sul (e/ou em condições de downellig), forte e constantes, com duração de cerca de semanas ou meses, que tem tido lugar em Julho-Setembro/(Fevereiro-Abril).

As bolsas de águas quentes apresentaram movimento de progressões para o largo ou de recessões no sentido da costa, em resposta a ciclos de intensificação ou de enfraquecimento do vento, da forma semelhante ao observado por *Fiúza (1983)* e por *Sousa (1986)* no caso

da Península Ibérica. Deste modo, os maiores índices das estruturas de águas afloradas e da sua localização, parecem estar associadas à variabilidade sazonal ou local dos ventos do quadrante Sul e também da posição da Zona Inter-tropical de Convergência (ZITC). A intensificação dos ventos em tornos dos cabos da costa Angolana e a relaxação nas zonas resguardadas, explicam o padrão de temperatura costeira observada nestas áreas: água mais quente nas zonas resguardadas e mais fria junto aos cabos.

A evidência do escoamento das descargas fluviais oriundas do rio Congo predominantemente para Norte, associada à corrente costeira da mesma direcção observada nesta zona, e o facto de se verificarem águas menos salinas ao largo quando comparadas com as águas costeiras podem sugerir que a baixa salinidade observada no Atlântico Sudeste resulta da mistura das águas transportadas pela corrente Gabão-Congo com as águas do rio Congo. Estas águas por sua vez são transportadas para Sul pela corrente de Angola, respondendo a uma das perspectivas neste estudo.

As observações das estruturas ou bolsas de água quente mostram uma estreita relação dos padrões de meso-escala e são consistentes com o mecanismo de propagação descrito por *E. Greiner and Y. Du Penhoat., (2001)*.

iii) Observações *in situ* Durante as Campanhas com R/v Dr Fridtjoff Nansen (1994-2002) incluindo a circulação geostrófica e com Satélites (1982-1999) ao Longo do Atlântico Sul da Costa Angolana

A influência da corrente de Angola adquire um carácter mais costeiro na zona Sul, sendo este facto evidenciado pelo estreitamento e deslocamento da língua de água com baixo teor de salinidade para faixa costeira e elevadas temperaturas.

Os factores relevantes na caracterização dos eventos quentes e de baixa salinidade no oceano costeiro de Angola (5°S-13°S) consistem na manutenção/recuo de águas muito quentes ($\geq 28^{\circ}\text{C}$) condicionada pela circulação das correntes costeiras divergentes, pelo

fluxo de águas oriundas de rios locais (chuvas torrenciais) e, em particular, do caudal do rio Congo, da batimetria e relevo submarino, da insolação solar e da tensão de ventos.

As observações *in situ* são consistentes com os padrões observados nas imagens AVHRR revelando a ocorrência de afloramento costeiro activo durante a GEF e moderado na GEQ do litoral de Angola.

A camada superficial, com uma espessura de cerca de 40m de profundidade termina numa forte termoclina que limita as águas tropicais do Atlântico Sul com uma salinidade característica de cerca de ($S \approx 35.9 \pm 2$).

As configurações penetrantes das línguas de águas quentes para a costa, observadas frequentemente nas áreas de embocadura do rio Congo, do Ambriz e no segmento Ponta do Morro-Norte do Lobito, são características típicas da corrente de Angola que ao fluir para Sul sofre uma meandrização.

No oceano costeiro de Angola, a circulação geostrófica é influenciada pelas descargas fluviais que ocorrem durante a GEQ e que são responsáveis da formação de giros ciclónicos, caracterizadas por elevada temperatura e baixa salinidade. Os giros anticiclónicos com temperatura relativamente elevada e altos níveis de salinidade são mais frequentes no decorrer da GEF, sugerindo-se a divergência da CA e a corrente costeira como responsável de formação destes vórtices.

Importa destacar os vectores velocidade da corrente geostrófica mais desenvolvidos (por vezes com uma velocidade ≥ 150 cm/s junto à foz do rio Congo) durante a estação quente, demonstrando assim o papel preponderante das águas fluviais nos processos de meso-escala que ocorrem na costa Angolana.

Bibliografia

- Altunaga J. Z., 1999:** Geografia 8ª Classe. Ministério da Educação da República de Angola, 24 – 44 pp.
- Arhan, M. and N. Wienders 2000** Rapport d'Activité 1999 : Le Courant Sud Equatorial et l'export d'eau « chaude » de l'Atlantique Sud vers l'Atlantique Nord
- Bilan 2001 des changements climatiques:** Les éléments scientifiques. Résumés du Groupe de travail I du GIEC. Contribution du Groupe de travail I au troisième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat : http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/vol4/french/pdf/wg1sum.pdf
- Binet D., 1983a** – Phytoplancton et production primaire des regions côtières à upwellings saisoniers dans le Golfe de Guinée. Ed. OSTROM. Paris [P3]. *Océanographie Tropical*, **18** (2) : 331 – 355pp.
- Bottomley, M, Ck Folland, J Hsiung, Re newell, & D.E Parker. 1990:** Global Ocean Surface Temperature Atlas “GOSTA”. Meteorological Office, Bracknell, UK and the Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, EUA. 20p.
- Bourles Bernard, 2003:** Composantes oceanographiques d'AMMA
- Boyd, A.J., J. Salat and M.Masó, 1987:** The intrusion of relatively saline water on the shelf off northern and central Namibia. *S. Afr. J. mar Sci.* **5**: 107-120 pp.
- Boyer, D., J. Cole, and C. Bartholome, 2000:** Southwestern Africa: Northern Benguela Current region. *Marine Pollution Bulletin*, **41**: 123-140 pp.
- Brandini, F.P., R.M. Lopes, K.S. Gutseit, H.L. Spach and R. Sassi, 1997:** Planctonologia na plataforma continental do Brasil. Diagnose e revisão bibliográfica. FEMAR, Rio de Janeiro. 196pp.
- Busalacchi, 1999:** Biological and physical signatures in the tropical and subtropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research* **104**: 18367-18382 pp.
- Cane, M.A, A.C Clement, A. Kaplan, Y. Kushnir, D. Pozdnyakov, R Seager, S.E Zebiak and R. Murtugudde, 1997:** Twentiethcentury sea surface temperature trends. *Science*, **275**: 957-960 pp.

- Carton, J.A and B. Huang, 1994:** Warm events in the tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**: 888-893 pp.
- Castro-Filho, B.M. DE, L.B. de Miranda and S.Y.Miyao, 1987:** Condições oceanográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba. *Boletim do Instituto Oceanográfico, São Paulo* **35** (2): 135-151 pp
- Chang, P., L. Ji, and H. Li, 1997:** A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature*, **385**, 516-518 pp.
- Chang, Y.-P. , C.-C. Chang, L.-W. Wang, M.-T. Chen, C.-H. Wang, and Ein-Fen Yu., 1999:** Planktonic Foraminiferal Sea Surface Temperature Variations in the Southeast Atlantic Ocean: A High-Resolution Record MD962085 of the Past 400,000 Years from the IMAGES II - NAUSICAA Cruise TAO, **10**, (1), 185-200 pp.
- Chícharo, M.A., Esteves, E., Santos, A.M.P., Santos, A., Peliz, A., Ré, P., 2003:** Are sardine larvae caught off northern Portugal in winter starvin? An approach examining nutritional conditions. *Marine Ecology Progress Series*. **257**: 303-309 pp
- Chu, P.S. and S. Hastenrath, 1981:** Diagnostic studies of Brazil climate: preliminary results. Department of Meteorology, University of Wisconsin, Madison, Wisconsin, 237 pp
- Cruise Reports DR. Fridtjof Nansen, 2003:** Surveys of the fish resources of Angola Preliminary Cruise Report No 2/2003. Survey of the pelagic resources: 20 July – 19 August NORAD/FAO PROJECT GCP/INT/730/NOR
- Cruise reports "DR. Frdtjof Nanse" 1994:** Surveys of the resources of Angola. Preliminary Cruise reports N° 1/94. 21February – 16 March.
- Cruise reports "DR. Frdtjof Nanse" 1997:** Surveys of the resources of Angola. Preliminary Cruise reports N° 1. Survey of the pelagic resources 25February – 20 March.
- Dardengo, L.V. and L.C. Ferreira da Silva, 1998:** Análise comparativa dos dados oceanográficos físicos da região central da costa brasileira para condições de primavera - Programa REVIZEE. In: XI Semana Nacional de Oceanografia, Resumos. Fundação Universidade do Rio Grande, Rio Grande. 354-356.
- Delécluse, P., J. Servain, C. Levy, K. Arpe and L. Bengtsson, 1994:** On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-1983 ENSO, *Tellus*, **46A**, 448-464

- Dias, C.A., 1983b:** Preliminary report on the physical oceanography off southern Angola, March and July 1971. *Collection of Scientific Papers International Commission for the Southeast Atlantic Fisheries*, **10**: 103-116 pp.
- Dias, C. A., 1971:** Relatório anual da Missão de estudos Bioceanológicos e de Pescas de Angola, 1 – 9 pp.
- Duvel, J-P., M. Fieux, R. Molcard and J. Vialard, 2002:** Observations et modélisation du système couplé océan-atmosphère dans l’Océan Indien tropical. Vasco - Cirene - ITF
- Ehrlich P. R., John P. Holden and W. H. Freeman., 1977:** *Ecoscience: Population, Resources and Environment.* , New York.
- Enfield, D. B. and D. A. Mayer, 1997:** Tropical Atlantic SST variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **102**, 929-945 pp
- Enfield, D.B., 1996:** Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3305-3308
- Enfield, D.B. and D.A. Mayer, 1995:** Tropical Atlantic SST variability and its relations to Pacific SST and western hemisphere rainfall, In: *Proceedings from the ACCP Principal Investigators Meeting, May, 1995*, A. Wilburn, Ed., University Corporation for Atmospheric Research, 181-185
- Ekman V.W., 1905:** On the influence of the Earth’s rotation on Ocean Currents. *Arkiv for Matematik, Astronomi o. Fysik*, **2**(11): p. 1 - 53
- England., 1999:** On the water masses and mean circulation of the South Atlantic ocean. *Jgr*, **104**(C9): **20**: p. 863 - 883.
- Fairbridge, Rhodes W., 1966:** *The Encyclopedia of Oceanography.* Van Nostrand Reinhold Co., 3: p.
- Fidel Q., 2001:** Spatial and Temporal variability o coastal Temperature and salinity in Angolan Water 17 pp.
- Folland, C and D.E Parker, 1995:** Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**: 319-367 pp.
- Folland, C.K., T. Palmer, and D. Parker, 1986:** Sahel rainfall and worldwide sea temperatures: 1901-85. *Nature*, **320**, 602-606 pp
- Gabriella Bianchi., 1986:** Guia de campo para as espécies comerciais marinhas e de águas salobras de Angola (FAO), 3 – 5 pp.

- Gammelsrød T., C. H. Bartholomae, D.C. Boyer, V.L.L.Filipe and M.J. O’toole, 1998:** Intrusion of warm surface water along the Angolan-Namibian coast in February-March 1995; The 1995 Benguela Niño, *S. Afr. J. Mar. Sci.*, **19**, 41-56 pp
- Garzoli, S.L. and A.L. Gordon, 1996:** Origins and variability of the Benguela Current. *Journal of Geophysical Research*, **101**: 897-906 pp.
- Góes, M. 2001:** Circulação no Atlântico Tropical para Eventos Extremos. Dissertação de Mestrado – Instituto Oceanográfico da USP, São Paulo. 87pp.
- Gordon, A. L. and K.L Bosley., 1991 -** Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **38**(Suppl. 1A):S323 -- S343 pp,
- Gouriou, Y. and J. Toole, 1993:** Mean circulation of the upper layers of the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **98**: 22495-22520
- Greiner. E. et Y. Du Penhoat, 2001 :** Upwelling équatorial. *La lettre trimestrielle de MERCATOR*. **3**: 1-19 pp.
- Harzallah, A., J.O. Rocha De Aragao, and R. Sadourny, 1996:** Interannual rainfall variability in North-East Brazil: Observation and model simulation. *Inter. J. Climatology*, **16**, 861-878 pp
- Hastenrath, S., 1984:** Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1097-1107 pp.
- Hastenrath, S. and P.J. Lamb, 1978:** Heat budget atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific oceans. *University of Wisconsin Press*, 103 pp.
- Hastenrath, S. and P.J. Lamb, 1977a:** Climate Atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific oceans. *University of Wisconsin Press*, 112 pp.
- Hastenrath, S. and P.J. Lamb, 1977b:** Some aspects of circulation and climate over the eastern Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1280-1287 pp.
- Hastenrath, S., and L. Heller, 1977:** Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **110**, 411-425 pp.
- Hirst, A.C., and S. Hastenrath, 1983:** Atmosphere-ocean mechanisms of climate anomalies in the Angola-Tropical Atlantic sector. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**: 1146–1157 pp.
- Huang, B., and J. Shukla, 1997:** An examination of AGCM simulated surface stress and low level winds over the tropical Pacific ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, in press.

- Isidore, D., M. Marcel, B. B. Clobite, N. Dominique, L. Camille, N. N. J. Sulpice, M. Victor, L. Auguste, M. Lucien, B. Michel, L. Dieudonné, M. Noël, B. H. Aline, M. Bienvenue, 2003:** Rapport de la vulnérabilité et adaptation. Secteur zone côtière. (Congoclimatchange.org).
- Jury, M.R., David B. E., Jean-Luc Mélice, 2002:** Tropical monsoons around Africa: Stability of El Niño-Southern Oscillation associations and links with continental climate, **107**, C10, 3151 pp
- Kostianoy, G. A. 1996:** Mesoscale structure and variability of the Angola-Benguela frontal zone. Benguela Dynamics Symp.
- Kuderskiy, S. K., 1962:** Some peculiarities of currents in the region off South West Africa (in Russian), Tr. Balt. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr., **9**, 39-45 pp
- Lamb, P.J., 1978a:** Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-Saharan weather anomalies. *Tellus*, **30**: 240-251 pp.
- Lamb, P.J., 1978b:** Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent sub-Saharan weather anomalies; 1967 and 1968. *Mon. W. Rev.*, **106**: 282- 291 pp
- Lass H.U., M. Schmidt, V. Mohrholz and G. Naush., 2000:** Hydrographic and Current measurements in the Angola-Benguela Front area. *J.Phys. Oceano.*, **30**: 2589– 2609 pp.
- Mann K.H. and J.R.N. Lazier., 1996:** Dynamics of Marine Ecosystems. Biological-Physical Interactions in the Oceans. 2nd Edition. *Blackwell Science*. 242 – 248 pp
- Mark R Jury 2003:** The coherent variability of African river flows: Composite climate structure and the Atlantic circulation . *Environmental Studies Dept., University of Zululand, South Africa* .Water SA . **29** (1)
- Marques da Cruz, L.M.; F.V. Branco and C.F. Silva, 1999:** Análise das massas de água da região central da costa brasileira, entre Salvador e o Cabo de São Tomé - Programa REVIZEE. In: XII Semana Nacional de Oceanografia. Resumos. 173-175 pp.
- Mason, S. J., 1995:** Sea Surface Temperature – South African rainfall associations, 1910 – 1989. *Int. J. Climatol.* **15**: 119-135 pp
- Mathieu Rouault 2002:** South east tropical Atlantic warm events and Southern African rainfall: A rationale for the extension of PIRATA in the tropical south east Atlantic.

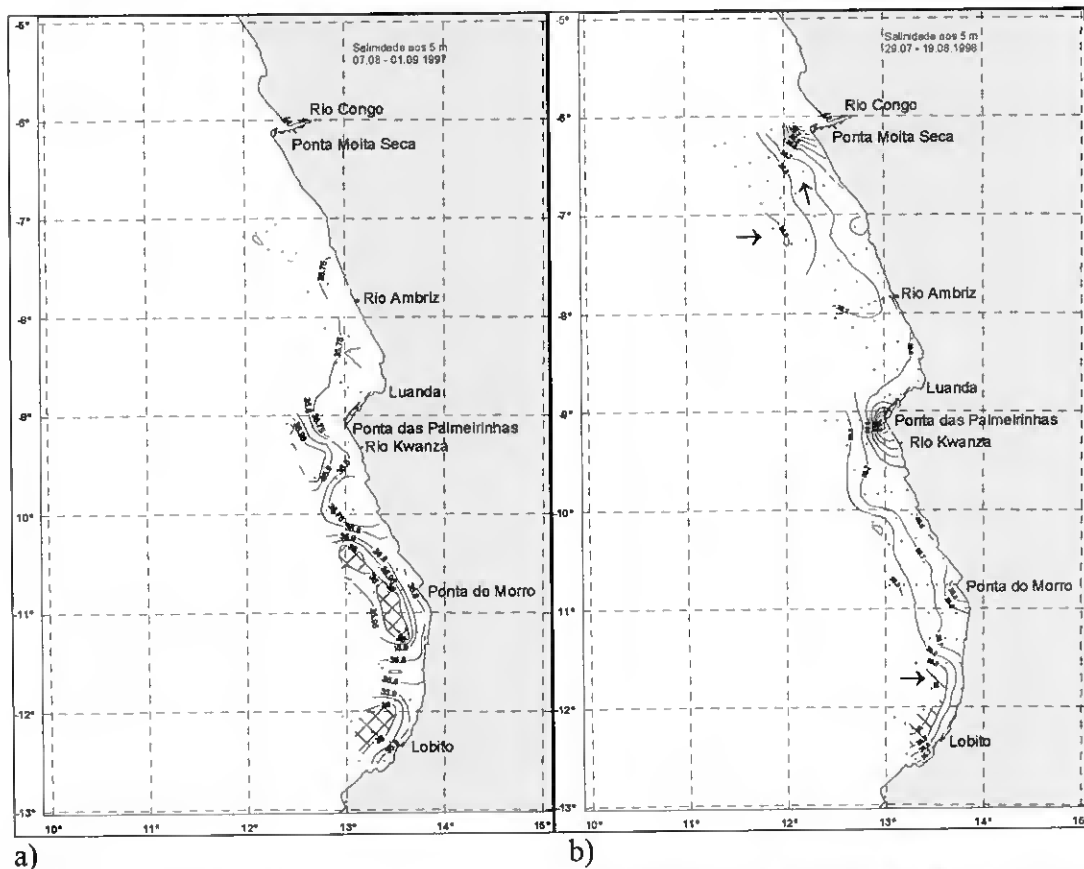
- Matsuura, Y., 1986:** Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre Cabo Frio (RJ) e o Cabo de Santa Marta Grande (SC). *Ciência e Cultura*, **38(8)**: 1439-1450 pp.
- Mazeika P.A, 1967:** Thermal domes in the Eastern Tropical Atlantic Ocean. *Limnology & Oceanography*, **12**: 537 – 539 pp.
- McClain, C. R. and J. Firestone., 1993:** An Investigation of Ekman Up-welling in the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **98(C7)**:12 327 -- 12 339 pp
- Meeuwis J.M e Lutjeharms J.R.E., 1990:** Surface thermal characteristics of the Angola – Benguela Front. *S. Afr. J. mar.Science*, **9**: 27 – 34 pp
- Mercier, H., 2000 -** Rapport d'Activité 1999. WOCE
- Merle, J., 1980:** Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **10**, 464-469 pp.
- Miranda, L.B. 1982:** Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) à Ilha de São Sebastião. Tese de Livre-Docente, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 123-194 p.
- Moroshkin, K. V., V. A. Bubnov, and R. P. Bulatov, 1970:** Water circulation in the eastern South Atlantic Ocean. *Oceanology*, **10(1)**: 27 – 34 pp
- Moura, A. D., and J. Shukla, 1981:** On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **38**: 2653-2675 p
- Nobre, P., 2001:** A Variabilidade inter-anual do atlântico tropical e sua influência no clima da América do Sul. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - (CPTEC). Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais (INPE)
- Nykjaer, L. and L. Van Camp, 1994:** Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *J.Geophysical Res.* **99(C7)**: 14197 – 14207 pp.
- Oberhänsli, H., 1991 -** Upwelling signals at the northeastern Walvis ridge during the past 500,000 years In *Paleoceanography*. **6**: p 53-71
- Odum, H.T., M.T. Brown, D. LaHart. C. Bersok, J. Sendzimir, G.B.Scott, D. Rocha, J. DA, J.D. Milliman, C.I. Santana and M.A. Vicalvi, 1975:** Upper continental margin sedimentation off Brazil. Part V. Southern Brazil. *Contr. Sedimentology* **4**: 117-150 pp.

- O'Toole, M.J., 1980:** Seasonal distribution of temperature and salinity in the surface waters off South West Africa, 1972-1974. *Investigational Report South Africa Sea Fisheries Institute*, **121**: 1-25 pp.
- Peliz, A., Rosa T., Santos AMP, Pissarra J., 2002:** Fronts, Jets and counter flows in the western Iberia upwelling system. *J.Mar Syst.* **35**: 61-77 pp
- Peliz, A., Dubert J., Santos AMP, Le Cann B. (in press):** Winter upper ocean circulation in the Western Iberia basin. Fronts, Eddies and Poleward flows: an overview *Deep-Sea Res.*
- Pond, S. and George L. Pickard 1978:** Introductory Dynamic Oceanography. *Pergamon Press*. 1st Edition. 55-70 pp.
- Penland, C. and L. Matrosova, 1998:** Prediction of tropical Atlantic sea surface temperatures using linear inverse modelling. *J. Climate*, **11**: 483-496 pp.
- Peterson, R.G. and L. Stramma, 1991 -** Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, **26**, 1-73
- Peterson-Whyte, R. A. and P.D.Tyson, 1988:** The Atmosphere and weather of South Africa, pp 211. *Oxford Univ. Press, New York*
- Rao, V. B., M. C. d. Lima, and S. H. Franchito, 1993:** Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. *J. of Climate*. **6**: 1754-1763 pp.
- Reid, J. L., and A. W. Mantyla, 1976:** The effect of the geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern North Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, **81**(18), 3100-3110 pp.
- Rennell, J., 1932:** An investigation of the currents of the Atlantic Ocean, and of those which prevail between the Indian Ocean and Atlantic, J.G.&F. Rivington, London, 299 pp
- Robinson, I. S., 1985 -** Satellite oceanography - an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists. Ingleterra: Ellis Horwood Limited. 455 p.
- Rouault, M., 2003:** South East tropical Atlantic warm events and Southern African rainfall: A rationale for extension of PIRATA in the tropical South east Atlantic. Exchanges-Scientific Contributions. 1-2 pp.
- Santos AMP, Borges. M.F., Grom., S., 2001:** Sardine and horse mackerel recruitment and upwelling of Portugal. *ICES J. Mar Sci.* **58**; 589-596 pp
- Scienceman and N.Meith., 1988:** Environmental Systems and Public Policy. Ecological Economic Program

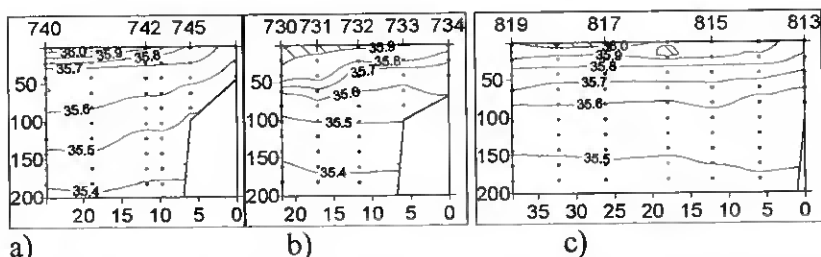
- Servain, J. and David M.Legler, 1986:** Empirical Orthogonal Function Analyses of Tropical Atlantic Sea Surface Temperature and Wind Stress: 1964-1979, **91**, C12, 181-
- Servain, J. 1991:** Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *J. Geophys. Res.*, **96**: 15137-15146 pp.
- Servain, J.; Lukas, S., 1990:** Climatic Atlas of the Tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature, 1985-1989 “. IFREMER, France, 133 pp.
- Schmidt M., 2001:** Second Angola-Benguela Current expedition I. draft
- Schneider, E. K. , R.S. Lindzen & B.P. Kirtman, 1996:** A Tropical Influence on Global Climate. *Schneideretal*, 2-8 pp.
- Shannon, L.V., 1985:** The Benguela Ecosystem, I., Evolution of the Benguela, physical features and processes. *Oceanography and Marine Biology*, **23**: 105-182 pp.
- Signorini, S.R., R.G. Murtuguddo, C.R. McClain, J.R. Christian, J. Picaut, A.J. Skogen, M.D., 1999:** A biophysical model applied to the Benguela upwelling system. *South African Journal of Marine Science*, **21**: 235-249 pp.
- Signorini, S.R., 1978:** On the circulation and the volume transport of the Brazil current between the Cape of the São Tomé and Guanabara Bay. *Deep Sea Research*, **25**: 481-490 pp.
- Stramma, H. and Friedrich Schott, 1999:** The mean flow field of the Tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research II* **46**, 279-303pp
- Stramma, L., 1991:** Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic, *Journal of Marine Research*, **49**, 281-294 pp.
- Stramma, L. and R.G. Peterson, 1989:** Geostrophic transport in the Benguela Current region. *Journal of Physical Oceanography*, **19**: 1440-1448 pp
- Stramma L. and M. Dias, C.A., 1983a:** Note on the evidence of a permanent southward flow of the upper oceanic tropospheric waters off Angola at 12°S. *Collection of Scientific Papers International Commission for the Southeast Atlantic Fisheries*, **10**: 99-102 pp.
- Tomczak, M., 1998:** Shelf and Coastal Oceanography. COMPLETAR ver no compuEMAC . International WOCE Newsletter
- Verdière, A. C., K. Speer, S. Speich, M. Arhan, B. Blanke, B. Ferron, P. Le Grand, H. Mercier, M. Ollitrault, R. Schopp, S. Speich, A.M. Treguier, S. Wacongne, 2003:** La circulation de grande échelle en Atlantique. Theme 1

- Voituriez, B. and A. Herbland, 1982:** Comparaison des systèmes productifs de l'Atlantique Tropical Est: dômes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial. *Rapports et Procès-Verbaux des Réunions Cons. International pour l'Exploration de la Mer*, **180**:114 – 130 pp.
- Wedepohl, P.M., J.R.E. Lurjeharms, and J.M. Meeuwis, 2000:** Surface drift in the south-east Atlantic Ocean. *South African Journal of Marine Science*, **22**, 71-79 pp
- Wacongne, S. and B. Piton, 1992:** The near-surface circulation in the northeastern corner of the South Atlantic Ocean. *Deep Sea Res.*, **39**(7/8):1273 – 1298 pp.
- Wagner, R.G. and A. da Silva, 1994:** Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. *Int. J. Climatology*, **14**, 179-199 pp.
- Wainer, I., and Soares, J., 1997:** North northeast Brazil rainfall and its decadal-scale relationship to wind stress and sea surface temperature. *Geophys. Res. Lett.* **24**: 277-280 pp
- Yury, M.R., 1996:** South-Esat Atlantic Warm Events: Composite evolution and Consequences for Southern African Climate. *S. Afr. J. mar. Sci.* **17**:21-28 pp

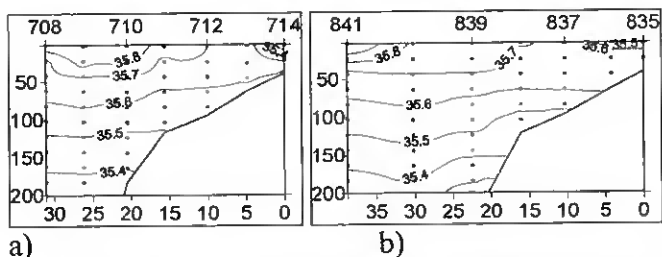
ANEXO



a) b)
Fig.4.7' - Campos de Salinidade durante as campanhas de Agosto de a)1997 e b) 1998



a) b) c)
Fig.4.16 – Secções de Salinidade no Lobito, Agosto de a) 1994; b) 1996 e c) 1997



a) b)
Fig.4.17 – Secções de Salinidade na Ponta do Morro, Agosto de a) 1995 e b) 1998

