UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO-UFPE
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS-CTG
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA-DOCEAN
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

An analysis of water properties in the western tropical Atlantic using observed data and numerical model results

ALEX COSTA DA SILVA

Recife/Brasil
2006

ALEX COSTA DA SILVA

An analysis of water properties in the western tropical Atlantic using observed data and numerical model results

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências, na área de Oceanografia Abiótica.

Orientador: Dr. Moacyr Araujo

Co-orientador: Dr. Bernard Bourlès

Recife/Brasil
2006

Silva, Alex Costa da
An analysis of water properties in the western tropical Atlantic using observed data and numerical model results / Alex Costa da Silva. – Recife : O Autor, 2006.
Xix, 135 folhas : il., fig., tab.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Oceanografia, 2006.

Inclui bibliografia.

1. Oceanografia física – Águas do Atlântico tropical – Propriedades físicas – Massas de água. 2. Modelo numérico – Circulação termohalina – Pluma d'água amazônica. 3. Camada de barreira – Estudo da formação. I. Título.

551.46	**CDU(2.ed.)**	**UFPE**
551.46	**CDU(22.ed.)**	**BC2006-253**

ALEX COSTA DA SILVA

An analysis of the water properties in the western tropical Atlantic using observed data and numerical model results

Tese apresentada pela seguinte banca examinadora em 02/02/2006.

Titulares:

Dr. Moacyr Araújo de Cunha Filho (Orientador/UFPE)

Dr. Bernard Bourlès (Orientador/IRD, Brest)

Dr. Héctor Raúl Montagne Dugrós (DF/UFPE)

Dr. Jacques Servain (IRD, Brest)

Dr. José Oribe Rocha de Aragão (ITEP)

Suplentes:

Dr. Silvio José de Macêdo (UFPE)

Dr. Paulo Travassos (UFRPE)

Dr. Paulo Nobre (CPTEC/INPE)

Aos meus pais,
Maria Lucia Costa da Silva
e
Francisco Sales da Silva, pelo amor e apoio que recebo ao longo da vida.

Agradecimentos

Aos meus irmãos (Alan, Elen e Brendo) pelo companheirismo e amor que obtivemos durante todos esses anos.

A ma chérie (Nadège), pour son amour, son amitié, son affection, etc..., qui m'ont fortifié comme personne dans les moments heureux comme dans les moments difficiles.

Ao professor, amigo e companheiro Dr. Moacyr Araujo pela sua orientação e principalmente pela sua confiança, que me indicou o caminho, o começo e o fim de um passo importante de minha vida, camuflada em uma tese.

Merci à mon ami Dr. Bernard Bourlès, qui a bien voulu m'accueillir au centre IRD de Brest, mais aussi pour m'aider à prendre confiance en moi grâce à ses précieux conseils.

A minha tia Ana Maria, pelo apoio e consideração recebidos durante estes anos.

Agradeço ao Dr. Maâmar El-Robrini por ser a primeira pessoa que abriu a porta da oceanografia, dando-me a oportunidade de alcançar novos conhecimentos.

Je remercie Yves DuPenhoat et sa famille pour m'avoir si bien accueilli à Toulouse.

Agradeço aos meus amigos paraenses amantes do mar (Maria de Lourdes e Eugênio Frazão) por ainda me suportarem durantes todos esses anos.

Agradeço à Dra. Carmen por me acolher no LOFEC, sempre me respeitando, como sendo um dos seus filhos de tese.

Agradeço aos meus amigos lofequianos e ex-lofequianos (Marcelo, Fabio, Marcus, Isaac, Lidriane, Jaime, Pedro, Josafat, Doris, Patricia, Fabiana) pela amizade e companheirismo.

Agradeço a minha turma de mestrado e doutorado principalmente a Christina pela sua grande amizade.

Agredeço aos meus amig(as)os (Marcelo, Lucio, Olhão, Peruana, Jorge, Paula, Paulo, Birovisque, etc.), com quem tive o prazer de conviver sob o mesmo teto.

A todos os funcionários do DOCEAN, pela amizade e simpatia.

Merci à Dominique Dargone pour sa disponibilié, son amitié et pour ses conseils sur Matlab.

Je remercie aussi Daniel Corre et Stanislas pour la partie informatique, ainsi que toute l'équipe IRD de Brest (Bertrand Gobert, Anne Lebourges, Yves Gouriou; Patrick Marchesiello, Jacques Grelet, …).

Merci à Rémy Chuchla et Eric Morize pour tous les bons moments passés ensemble.

A tripulação do NOc. Antares, pelo apoio indispensável recebido durante as coletas de campo.

A CAPES, pela concessão de Bolsa de Pesquisa, em cuja vigência este trabalho foi concluído.

Agradeço aos membros da banca examinadora pelas sugestões, no qual me ajudaram a finalizar esta tese.

E a todos aqueles que, de uma forma ou outra, contribuíram para a realização deste trabalho.

Resumo

Este trabalho apresenta uma análise de dados hidrográficos coletados em quatro campanhas oceanográficas do programa REVIZEE/SCORE-N. Estas campanhas foram realizadas durante os períodos de Março-Maio de 1995, Outubro-Novembro de 1997, Maio-Junho de 1999, e Julho-Agosto 2001, na área da Plataforma Continental do Amazonas e região oceânica adjacente. Esta área corresponde a Zona Econômica Exclusiva do Norte do Brasil (ZEE-N). As informações obtidas *in situ* foram complementadas com os resultados do Experimento ATL6 – Projeto CLIPPER, realizado com a versão 8.1 do modelo numérico francês de circulação oceânica geral OPA. As análises dos dados hidrográficos permitiram descrever a variação sazonal e espacial das quatro massas de água encontradas na região: Água Costeira (AC), Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e Água Intermediária da Antártica (AIA). Através das medidas observacionais e dos resultados numéricos foi possível avaliar o deslocamento da massa de água amazônica, que atingiu mais de 300 km de distância perpendicular à costa durante o período de máxima descarga do rio (Abril-Maio), mas que foi deslocada para Noroeste durante a época de baixas vazões do rio (Outubro-Novembro). Os resultados indicaram também que a ACAS sofre uma expansão de cerca de 70 m (49°W) e de 220 m (50°W) durante o período de transição das descargas fluviais, projetando-se sobre a plataforma. As análises permitiram identificar a descarga fluvial de águas doces, e o afluxo de águas sub-superficiais de máxima salinidade provenientes do Atlântico Sul, transportadas para a região pelo sistema Corrente Sul Equatorial (CSE)/Corrente Norte do Brasil (CNB)/Sub-corrente Norte do Brasil (SCNB), como os dois principais processos que contribuem para a formação das Camadas de Barreira (CB) na área de estudo. Durante Março-Maio, período correspondendo às altas descargas do rio Amazonas, foram observadas espessuras de CB da ordem de 50 m, governadas pelo estabelecimento de uma forte picnoclina induzida pela mudança brusca do gradiente de salinidade no interior da camada isotérmica. Na investigação dos principais mecanismos físico-oceanográficos de conexão entre a ZEE-N e o Oceano Atlântico tropical, verificou-se a ocorrência sistemática de intrusão sub-superficial de águas do Atlântico Sul via SCNB, que após retroflexão (43°W), alimenta as sub-correntes equatoriais (SCE e SCNE). As análises das estações localizadas mais ao Norte da região estudada (49°W), e os resultados das simulações do Experimento ATL 6 mostraram a presença de águas provindas do Atlântico Norte na área de estudo, identificando a Sub-corrente de Fronteira Oeste (SCFO) (alimentada a 50°W pela recirculação da CNE), como principal responsável pelo transporte das águas do Atlântico Norte para a ZEE-N.

Abstract

This work presents an analysis of the hydrographic data collected during four oceanographic cruises performed at different periods of the year: boreal late winter/spring (March-May 1995), boreal fall (October-November 1997), boreal spring (May-June 1999) and boreal summer (July-August 2001), along the Amazon Shelf and adjacent oceanic area. This area corresponds to the Northern Brazil/ Exclusive Economic Zone (EEZ). Hydrographical observations were complemented with the results of the ATL6 experiment of the CLIPPER project, based on the OPA 8.1 code. The analysis of hydrographic data allowed to describe the seasonal and space variation of the four water masses: Coastal Water (CW), Tropical Surface Water (TSW), South Atlantic Central Water (SACW) and Antarctic Intermediary Water (AIW).

In this study observational and modelling studies have shown strong seasonal situations of river discharge, the river plume (CW) extended a further 300 km distance perpendicular to the coast, during maximum discharge (April-May). Results suggest that SACW is strongly expanded during the transition river flow regime (about 70 m at 49° W and 220 m at 50° W), projecting itself on the shelf.

Analysis have shown that the freshwater discharge from the rivers and the advection of the subsurface maximum salinity waters formed in the region of the subtropical gyres are transported to the study area by the South Equatorial Current (SEC)/North Brazil Current (NBC)/North Brazil Undercurrent (NBUC). These two processes contribute to the Barrier Layer (BL) formation in the study region. During March-May (high river discharge), high BL thickness (50 m) was clearly determined the formation of a salt-induced marked pycnocline within a deeper isothermal layer. Analysis have shown that the subsurface water masses found in connection with the EEZ and Tropical Atlantic Ocean are formed in the south and transported by the NBUC. Near 43° W another part of the South Atlantic Waters are deviated eastward by the retroflection the NBUC feeding the EUC and the NEUC. The analysis performed from hydrographic data and results of the ATL6 Experiment showed also the presence of Northern Atlantic Waters in the study region, suggesting the intrusion of these waters in the region (50° W) by the Western Boundary Undercurrent, through the recirculation of the North Equatorial Current (NEC).

Lista de Figuras

Capítulo 2

Figura 2.1. Mapa da Plataforma Continental do Amazonas, demonstrando a localização da foz do rio Amazonas. As isóbatas de 20 m e de 100 m marcam os limites da Plataforma interna e externa.

Figura 2.2. Climatologia da Temperatura do Ar e da Precipitação em Macapá, Belém e São Luís (Fonte: http://www.cptec.inpe.br).

Figura 2.3. Distribuições das taxas de precipitações mensais ($mm.dia^{-1}$) geradas ao longo da longitude de 49° W, durante o ano de 1999. Os dados foram obtidos do endereço http://www.cpc.noaa.gov.

Figura 2.4. Intensidade e direção dos ventos na região do Oceano Atlântico tropical, obtidas através de informações do satélite *QuikScat* (http://winds.jpl.nasa.gov/missions/quikscat/index.cfm), durante o mês de março de 2001. O quadrado vermelho no mapa identifica a costa Norte brasileira.

Figura 2.5. Intensidade e direção dos ventos na região do Oceano Atlântico tropical, obtidas através de informações do satélite *QuikScat* (http://winds.jpl.nasa.gov/missions/quikscat/index.cfm), durante o mês de setembro de 2001. O quadrado vermelho no mapa identifica a costa Norte brasileira.

Figura 2.6. Transeção das correntes zonais ao longo de 45°W, apresentando a máxima velocidade da CNB em torno de 100 m de profundidade, e a máxima velocidade da SCNE próximo de 3°N (cortesia de B. Bourlès).

Figura 2.7. Mapa esquemático de correntes superficiais (linhas continuas) e correntes sub-superficiais (linhas tracejadas). CNB – Corrente Norte do Brasil, SCNB – Sub-corrente Norte do Brasil, CCNE – Contra-corrente Norte Equatorial, CSEn – Corrente Sul Equatorial norte, CSEc – Corrente Sul Equatorial central, CSEs – Corrente Sul Equatorial sul, SCSE – Sub-corrente Sul Equatorial, CCSE – Contra-corrente Sul Equatorial, SCE – Sub-corrente Equatorial, SCNE – Sub-corrente Norte Equatorial, CNE – Corrente Norte Equatorial, SCFO – Sub-corrente Fronteira Oeste. As isóbatas de 20 m, 100 m e 2000 m são representadas no mapa.

Figura 2.8. Diagrama T-S, mostrando a identificação de quatro massas de água com seus respectivos valores termohalinos característicos da: Água Costeira - AC (em verde); Água Tropical – AT (em vermelho); Água Central do Atlântico Sul – ACAS (em azul); Água Intermediária da Antártica - AIA (em preto).

Figura 2.9. Imagem da borda Oeste do Oceano Atlântico tropical, obtida a partir do satélite *SeaStar* (*SeaWifs*), indicando a influência da pluma do rio Amazonas através de concentração de clorofila. Os vetores de corrente superpostos à imagem representam a influência da CNB e CCNE, medidos durante o cruzeiro oceanográfico SO 151 - R/V Sonne, entre as profundidades de 60-125 m (Fonte: Brandt *et al.*, 2002).

Capítulo 3

Figura 3.1. Perfis verticais de temperatura e salinidade, indicando: (a) a termoclina coincidindo com a haloclina; e (b) uma situação onde se tem a presença de uma Camada de Mistura (CM) acima da termoclina, induzindo a formação de uma Camada de Barreira (CB).

Figura 3.2. Figura esquemática da zona de frente de salinidade, associada ao mecanismo de subducção e posterior formação de Camada de Barreira (Fontes: Vialard & Delecluse, 1998; Cronin & McPhaden, 2002).

Capítulo 4

Figuras do artigo

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo, indicando as estações de coleta (CTD), os transectos verticais Perfis (A/S) e (W), e a Corrente Norte do Brasil (CNB), fluindo para noroeste ao longo da margem continental amazônica.

Figura 2. Diagrama T-S realizado a partir dos dados coletados ao longo do Perfil (A/S) durante o período de descarga máxima (o), período de transição de descarga máxima para mínima (•), e durante o período de descarga mínima (Δ). No diagrama são identificadas as quatro massas de água da região, com seus respectivos limites isopicnais (σ_θ): $\sigma_\theta \leq 21{,}6$ registra o limite de influência da AC; o limite entre AT e ACAS é marcado pela isopicna $\sigma_\theta = 24{,}5$; e o limite ACAS–AIA é definido pela isopicna $\sigma_\theta = 27{,}1$.

Figura 3. Distribuição horizontal das profundidades limites entre a AC e a AT na PCA e região oceânica adjacente durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997).

Figura 4. Distribuição horizontal das profundidades limites entre a AT e a ACAS na PCA e região oceânica adjacente durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997).

Figura 5. Distribuição horizontal das profundidades limites entre a ACAS e a AIA na PCA e região oceânica adjacente durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997).

Figura 6. Distribuição vertical das massas de água ao longo do transecto Perfil (A/S) durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997).

Figura 7. Distribuição vertical das massas de água ao longo do transecto Perfil (W) durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997).

Capítulo 5

Figura 5.1. Mapas de distribuição de salinidade superficial durante: (a) período de máxima descarga do rio Amazonas; e (b) período de mínima descarga do rio Amazonas.

Figura 5.2. Mapas de distribuições de salinidade superficial (valores médios de 5 dias), geradas através do Projeto CLIPPER 6 (ATL6), durante o ano de 1999: (a) Janeiro 15th; (b) Fevereiro 15th; (c) Março 15th; (d) Abril 15th; (e) Maio 15th; (f) Junho 15th; (g) Julho 15th; (h) Agosto 15th; (i) Setembro 15th (j) Outubro 15th; (k) Novembro 15th; e (l) Dezembro 15th.

Figuras do artigo

Figure 1. Map of the Amazon shelf and adjacent oceanic area, showing the location of the CTD stations; location of the three transects: 500 km north of the Amazon River (Transect 1); in front of the Amazon River mouth (Transect 2); and in front of the Gurupi River mouth (Transect 3).

Figure 2. Sea surface salinity distributions observed during 4 oceanographic cruise periods: (a) boreal late winter/spring (March–May 1995); (b) boreal spring (May–June 1999); (c) boreal summer (July–September 2001); (d) boreal fall (October-December 1997).

Figure 3. Salinity sections along the transect 01, obtained during 2 periods: (a) Oct. 1997, (b) May 1999; Transect 02 obtained during: (c) Oct.1997, (d) May 199 and Transect 03 obtained during: (e) Nov. 1997, (f) June 1999.

Figure 4. Snapshot of the sea surface salinity obtained from model results in boreal spring ((a) Apr. 95 (b) May 99), boreal summer ((c) Aug. 2001), and boreal fall ((d) Nov. 1997).

Capítulo 6

Figure 6.1. Esquema exemplificando o isolamento das águas quentes e poucas salinas da Camada de Mistura (a e b), com relação às águas frias profundas: (a) na região da Plataforma Amazônica (c). A diferença entre as Camada de Mistura (CM) e a Camada Isotérmica (CT) é definida por Camada de Barreira (CB).

Figuras do artigo

Figure 1. Study area and location of CTD profiling stations and offshore normal transects. Dashed lines represented isobaths 20m, 100m and 2000m depths. (a) CTD stations during March-May 1995, (b) CTD stations during July-September 2001, and (c) CTD stations during October-December 1997.

Figure 2. Scatter diagrams (Z_M *vs.* Z_T) of the western equatorial Atlantic (3°S-7°N, 40°W-52°W) for three selected periods: (a) Mar-May - boreal spring/peak flow of the Amazon River; (b) July-September - boreal summer and transition period from high to low Amazonian discharges; and (c) October-December - boreal autumn and lowest continental flows.

Figure 3. Spatial distribution of isothermal layer depth (Z_T), mixed layer depth (Z_M), and barrier layer thickness (*BLT*) during the Amazon river high discharge season (Mar-May) and detail of Z_T, Z_M and temperature (°C) distribution for a transect in front of the Amazon river mouth.

Figure 4. Spatial distribution of isothermal layer depth (Z_T), mixed layer depth (Z_M), and barrier layer thickness (*BLT*) during the Amazon river transition discharge season (Jul-Sep) and detail of Z_T, Z_M and temperature (°C) distribution for a transect in front of the Amazon river mouth (transect P).

Figure 5. Spatial distribution of isothermal layer depth (Z_T), mixed layer depth (Z_M), and barrier layer thickness (*BLT*) during the Amazon low discharge season (Oct-Dec) and detail of Z_T, Z_M and temperature (°C) distribution for a transect in front of the Amazon river mouth (transect P).

Figure 6. Vertical hourly evolution of temperature, salinity, isothermal layer depth (Z_T) and mixed layer depth (Z_M) at N52 hydrographic station on May 20th 1999 relative to the local tidal surface oscillation above the mean sea level (η).

Figure 7. Vertical hourly evolution of temperature, salinity, isothermal layer depth (Z_T) and mixed layer depth (Z_M) at N52 hydrographic station on September 13th 2001 relative to the local tidal surface oscillation above the mean sea level (η).

Figure 8. Evolution of heat storage per unit of layer thickness for the isothermal, mixed and *BL* layers at station N52 during May 1999.

Figure 9. Evolution of heat storage per unit of layer thickness for the isothermal, mixed and *BL* layers at station N52 during Sep 2001.

Figure 10. (a) Salinity distribution along the transect Q, May 1995; (b) Schematic representation of the *BL* formation at Amazonian shelf break area.

Capítulo 7

Figura 7.1. Mapa da costa Norte brasileira indicando a estrutura de circulação oceânica na região de estudo e suas conexões com o Oceano Atlântico tropical: Correntes superficiais são representadas por linha

cheias, enquanto que as sub-correntes são representadas por linhas tracejadas: CNB – Corrente Norte do Brasil, CCNE – Contra-corrente Norte Equatorial, CSE – Corrente Sul Equatorial, SCE – Sub-corrente Equatorial, SCNE – Sub-corrente Norte Equatorial, CNE – Corrente Norte Equatorial. Os pontos repesentam oas localizações das estações oceanográficas do Program REVIZEE/SCORE-N, e as estrelas representam os locais onde as origens de massa de água foram investigadas.

Figura 7.2. Diagramas T/S plotados a partir dos dados termodinâmicos obtidos entre as profundidades de 5-900 m, ao longo da costa Norte brasileira durante: (a) Março de 1995 (triângulo), Maio de 1999 (círculo) e Outubro de 1997 (cruz), na porção Norte da região de estudo (49,3°W–6,7°N); e (b) Maio de 1995 (triângulo), Junho de 1999 (círculo), Julho de 2001 (estrela) e Novembro de 1997 (cruz), na porção Sul da região de estudo (41,1°W–1,84°S). Em todas as figuras as linhas azuis são usadas para definir as características da Água do Atlântico Norte (*NAW*); linhas vermelhas indicam Água do Atlântico Sul (*SAW*); e as linhas verdes refere-se a Água do Atlântico tropical Leste (*EAW).*

Figura 7.3. Diagramas S/O_2 plotados a partir dos dados termodinâmicos e hidrológicos obtidos ao longo da costa Norte brasileira durante: (a) Maio de 1999 (círculo) e Outubro de 1997 (cruz), na porção Norte da região de estudo (49.3°W– 6.7°N); e (b) Junho de 1999 (círculo), Julho de 2001 (estrela) e Novembro de 1997 (cruz), na porção Sul da região de estudo (41.1°W–1.84°S). Em todas as figuras os números representam à profundidade em que foram coletados os dados de S/O_2; as linhas azuis são usadas para definir típicas feições de Água do Atlântico Norte (*NAW*); linhas vermelhas indicam Água do Atlântico Sul (*SAW*); e as linhas verdes referem se a Água do Atlântico tropical Leste (*EAW).*

Figura 7.4. Exemplo de distribuição vertical de salinidade nos primeiros 500 m de profundidade ao longo da transeção paralela à costa Norte Brasileira (ver Figura 7.1), no período de Março de 1995. As linhas tracejadas indicam as posições das isopicnas σ_θ = 24.5, 26.25, 26.75 e 27.70. Um maior detalhamento da figura é realizado na Seção 7.2 deste Capítulo.

Figura 7.5. Resultados numéricos do Experimento ATL6, Projeto CLIPPER. Saídas médias de 5 dias (centralizadas no meio do mês, ou seja, nos dias 15 de cada mês). Distribuições horizontais de correntes e salinidade em sub-superfície (150 m de profundidade), durante o ano de 1995: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e (l) Dezembro.

Figuras do artigo

Figure 1. Map of the north Brazilian zone. Dots are the locations of the CTD stations and the stars are the locations on which the water masses origins were investigated. Surface and subsurface currents area represented by solid and dashed lines, respectively. NBC - North Brazil Current, NECC – North Equatorial Countercurrent, SEC – South Equatorial Current, EUC – Equatorial Undercurrent, NEUC – North Equatorial Undercurrent, NEC – North Equatorial Current. The stars are the locations on which water masses origin were investigated (T/S diagrams). Isobaths 20 m, 100 m and 2000 m depth are also represented.

Figure 2. Vertical distribution of salinity from the surface down to 500m depth along transects almost parallel to the coastline (see Figure 1) during: (a) late winter/spring 1995, (b) spring 1999, (c) summer 2001, and (d) fall 1997. The superimposed dashed lines (white) indicate the depth of the σ_θ = 24.5, 26.25, 26.75 and 27.70 isopycnals surface. Vertical dashed (black) lines represent the locals on which the T/S diagrams were traced for water mass analysis (section b), associated to the positions where SMW cores were observed.

Figure 3. T/S diagrams plotted from 5 – 900 m field data at of the stations along north Brazilian shore (see Figure 2): (a) T/S diagram obtained from 42ºW/43ºW data, (b) T/S diagram obtained from 45.5ºW, (c) T/S diagram obtained from 49ºW/49.2ºW data. Green lines represent late winter/spring 1995 data; Red lines represent spring 1999 data; Yellow lines represent summer 2001 data; and Blue lines represent fall 1997. In all figures the bold lines are used to define typical T/S features of the North Atlantic Water (NAW), South Atlantic Water (SAW), and the Eastern Tropical Atlantic Water (EAW).

Figure 4. Horizontal distribution of salinity and velocity during REVIZEE cruises from field data and from CLIPPER model results: (a) field data for late winter/spring 1995, (b) model results for April 1995, (c) field data for spring 1999, (d) model results for May 1999, (e) field data for summer 2001, (f) model results for August 2001, (g) field data for fall 1997, (h) model results for November 1997. Dashed lines represent the position of the isobaths 20 m, 100 m and 2000 m.

Lista de Tabelas

Capítulo 3

Tabela 3.1. Campanhas oceanográficas realizadas durante o Programa REVIZEE/SCORE-N.

Tabela 3.2. Configuração do Experimento ATL6 - Projeto CLIPPER.

Capítulo 4

Tabelas do artigo

Tabela 1. Síntese das perfilagens de CTD obtidas durante as expedições oceanográficas do Programa REVIZEE, Região Norte, utilizadas neste trabalho.

Tabela 2. Valores de temperatura (ºC) e salinidade (ups) característicos das respectivas massas de água observadas na área de estudo.

Capítulo 6

Tabelas do artigo

Table 1. Summary of CTD measurements taken during the REVIZEE expedition in Northern Brazil (1995-2001).

Table 2. Major heat balance components at the ocean-atmosphere interface at N52, or a 24-hour period during May 1999 and Sep 2001 in the same place. Source: COADS (da Silva *et al.*, 1994).

Capítulo 7

Tabela do artigo

Table 1. The number of CTD stations collected during four REVIZEE Cruises.

Lista de Abreviaturas

Massas de Água

AC: Água Costeira

ACAS: Água Central do Atlântico Sul

AIA: Água Intermediária da Antártica

AT: Água Tropical

Correntes Oceânicas

CB: Corrente do Brasil

CCNE: Contra-corrente Norte Equatorial

CCSE: Contra-corrente Sul Equatorial

CNB: Corrente Norte do Brasil

CNE: Corrente Norte Equatorial

CPFO: Corrente Profunda de Fronteira Oeste

CSE: Corrente Sul Equatorial

CSEc: Corrente Sul Equatorial central

CSEe: Corrente Sul Equatorial equatorial

CSEn: Corrente Sul Equatorial norte

CSEs: Corrente Sul Equatorial sul

SCE: Sub-corrente Equatorial

SCFO: Sub-corrente de Fronteira Oeste

SCNB: Sub-corrente Norte do Brasil

SCSE: Sub-corrente Sul Equatorial

SCNE: Sub-corrente Norte Equatorial

Programas e Projetos

AMASSEDS: A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study

CLIVAR: Climate Variability and Predictability

ECLAT: Etudes CLimatiques dans l'Atlantique Tropical

FOCAL: Français Ocean Climat Atlantique Equatorial

GOOS: Global Ocean Observing System

PIRATA: Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic

REVIZEE: Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva

SACC: South Atlantic Climate Changes
SCORE-N: Sub-Comitê da Região Norte
TOGA: Tropical Ocean-Global Atmosphere
WESTRAX: Western Tropical Atlantic Experiment
WOCE: World Ocean Circulation Experiment

Outras
(L)ADCP: (Lowered) Acoustic Doppler Current Profiler
CB: Camada de Barreira
CT: Camada Isotérmica
CM: Camada de Mistura
CTD: Conductivity Temperature Depth
DOCEAN: Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco
ECMWF: Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme
ENOS: El Niño Oscilação Sul
IFM: Institut für Meereskunde am der Universität Kiel
IFREMER: Institut Français de Recherche pour la Exploitation de la Mer
IRI: International Research Institute for Climate Prediction
LABMON: Laboratório de Modelagem dos Oceanos
LEGI: Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels
LEGOS: Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
LODYC: Laboratoire d'Océanographie Dynamique et Climatologie
LOFEC: Laboratório de Oceanografia Física, Estuarina e Costeira do Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco
LPO: Laboratoire de Physique des Océans
PPGO/DOCEAN: Programa de Pós-Graduação em Oceanografia do Departamento de Oceanografia
SHOM/CMO: Service Hydrographique et Océanographique de la Marine/Centre Militaire d'Océnographie
TSM: temperatura da superfície do mar
UFPE: Universidade Federal de Pernambuco

IRD: Institut de Recherche pour le Développement

ZCIT: Zona de Convergência Intertropical

ZEE/N: Zona Econômica Exclusiva Norte do Brasil

Sumário

AGRADECIMENTOS III

RESUMO V

ABSTRACT VI

LISTA DE FIGURAS VII

LISTA DE TABELAS XIV

CAPITULO 1 1

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS 1

CAPITULO 2 6

ESTADO DO CONHECIMENTO 6

2.1. ASPECTOS FISIOGRÁFICOS *6*

2.3. CIRCULAÇÃO OCEÂNICA DE LARGA ESCALA *19*

2.4. MASSAS DE ÁGUA *23*

2.5 DINÂMICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO AMAZONAS *26*

CAPITULO 3 31

METODOLOGIA 31

3.1. BASE DE DADOS - O PROGRAMA REVIZEE *31*

3.2. CAMADAS DE BARREIRA *34*

3.3. O PROJETO CLIPPER – EXPERIMENTO ATL6 ..... *39*

CAPITULO 4 43

ESTRUTURA DE MASSAS DE ÁGUA 43

4.1. SÍNTESE DOS RESULTADOS *43*

4.2. ARTIGO Variação Sazonal da Estrutura de Massas de Água na Plataforma Continental do Amazonas e Área Oceânica Adjacente (Silva, A.C., Araujo, M. & Bourlès, B.) *45*

CAPITULO 5 58

A PLUMA DE ÁGUA AMAZONICA 58

5.1. SÍNTESE DOS RESULTADOS *58*

5.2. ARTIGO Análysis of the Amazon Water Lenses along the North Brazilian Coast (Silva, A.C., Araujo, M. & Bourlès, B) *63*

CAPITULO 6 77

FORMAÇÃO E VARIAÇÃO DE CAMADAS DE BARREIRA 77

6.1. SÍNTESE DOS RESULTADOS *77*

6.2. ARTIGO Seasonal Changes in the Mixed and Barrier Layers in the Western Equatorial Atlantic (Silva, A.C., Araujo, M., Medeiros, C., Silva, M. & Bourlès, B) *79*

CAPITULO 7 95
HIDROLOGIA E CIRCULAÇÃO DE SUB-SUPERFICIE 95
7.1. SÍNTESE DOS RESULTADOS 95
7.2. ARTIGO Subsurface Hydrology and Circulation off the Amazon mouth inferred from in situ measurements and numerical model results (Silva, A.C., Bourlès, B., Araujo, M. & Santos, M.L.) 105
CAPITULO 8 122
CONCLUSÃO E TRABALHOS FUTUROS 122
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS 127

Capítulo 1

Introdução e Objetivos

A borda oeste do Oceano Atlântico tropical tem sido considerada nos últimos anos pela comunidade científica nacional e internacional como uma zona de grande importância para compreensão da circulação oceânica global, transformando-se numa região-chave para o maior entendimento dos mecanismos de transferência de calor e massa que ocorre entre os hemisférios.

Esta região é influenciada por forçantes de natureza distintas, como por exemplo, as correntes de fronteira oeste, ventos alísios, oscilações de marés e pelo aporte de água doce oriunda do rio Amazonas. Este último influi sobre a distribuição de salinidade nas águas tropicais, e de forma indireta, na variabilidade da temperatura superficial dos oceanos, através da formação de Camadas de Barreira (Lukas & Lindström, 1991; Sprintal & Tomczac, 1992).

A circulação na borda oeste do Oceano Atlântico tropical é particularmente complexa, apresentando uma forte variabilidade associada a diferentes escalas sazonais e espaciais (Johns *et al.*, 1990; Bourlès *et al.*, 1999a,b). Na sua porção superficial, as águas quentes e

salinas do hemisfério Sul transitam em direção ao Norte, via Corrente Norte do Brasil (CNB). Em sub-superfície, as águas frias formadas no Atlântico Norte são transportadas para o Sul via Corrente Profunda de Fronteira Oeste (CPFO).

Na borda oeste do Oceano Atlântico tropical se encontra a Plataforma Continental do Amazonas, que chega a atingir em torno de 330 km de extensão próximo da foz do rio Amazonas (Flood & Damuth, 1987). Esta Plataforma apresenta um pronunciado gradiente horizontal de salinidade, associado a fenômenos físicos diversos (oscilações de marés, correntes costeiras, ventos alísios, etc.).

Diversos programas científicos nacionais e multinacionais (CLIVAR, ECLAT, WESTRAX, REVIZEE, ETAMBOT, AMASSEDS, GOOS, PIRATA, SACC, entre outros) foram e/ou vêm sendo desenvolvidos visando o melhor conhecimento da circulação e da dinâmica do Oceano Atlântico tropical. Tais investimentos têm possibilitado a identificação de particularidades relacionadas às variabilidades das características oceânicas do Atlântico tropical e de suas influências nas vidas de milhões de pessoas (Hastenrath, 1984). Estudos de parâmetros oceanográficos chaves têm-se mostrado primordiais para melhor compreender as variações climáticas. A temperatura da superfície do mar (TSM), por exemplo, parece apresentar correlações significativas com os regimes de chuvas no Caribe (Hastenrath, 1984; Enfield, 1996), com as faltas de chuva verificadas nas regiões sul do Saara africano (Lamb, 1978; Lough, 1986) e no interior da Região Nordeste do Brasil (Moura & Shukla, 1981), assim como com as altas pluviosidades observadas na faixa costeira leste do Nordeste Brasil (Moura *et al.,* 2000). Todos estes fatores transformam a borda oeste do Oceano Atlântico tropical, adjacente à costa das regiões Nordeste e Norte do Brasil, num laboratório natural, único em sua dimensão no Planeta.

Este trabalho foi desenvolvido com base no conjunto de dados oriundos de quatro campanhas oceanográficas realizadas durante o Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva – Programa REVIZEE. Trata-se, em nosso conhecimento, do maior conjunto de informações acerca da variabilidade espaço-sazonal das propriedades termohalinas ao longo da fronteira oeste brasileira do Oceano Atlântico tropical. Este projeto interdisciplinar envolveu geólogos, químicos, físicos e biólogos; o autor desta tese participou como coordenador da sub-área de Oceanografia Física do Sub-Comitê da Região Norte (SCORE-N).

Uma parte deste trabalho foi desenvolvido no LEGOS (*Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales*) em Toulouse, e no centro IRD (*Institut de Rercherche pour le Dévellopement*) de Brest, durante um ano de estágio do autor na França. Esta cooperação permitiu, entre outros, complementar a análise dos dados de mar com os campos numéricos de alta resolução obtidos a partir do Experimento ATL6 do Projeto francês CLIPPER, simulação de referência que vem sendo sistematicamente utilizada em estudos da dinâmica da porção tropical da bacia do Atlântico (Treguier *et al,.* 2003; Arhan *et al.,* 2006).

Os objetivos deste trabalho são, considerando a análise das propriedades termohalinas coletadas *in situ* durante os cruzeiros oceanográficos do programa REVIZEE/SCORE-N, e dos campos hidrográficos e cinemáticos gerados numericamente:

(a) caracterizar e identificar as massas de águas atuantes na região da Plataforma Continental do Amazonas e região oceânica adjacente, em uma escala de tempo espacial e sazonal;

(b) caracterizar a variabilidade espacial e sazonal de uma pluma de água de baixo valor de salinidade formada pela descarga do rio Amazonas;

(c) caracterizar a variabilidade espacial e sazonal da espessura das camadas isotérmica, de mistura, e de barreira, e os principais mecanismos formadores desta última na região estudada;

(d) analisar os padrões de variabilidade espaço-sazonal das propriedades termodinâmicas (T/S) em sub-superfície e suas interações com as correntes de fronteiras, a partir da comparação entre as observações *in situ* e os resultados numéricos.

Este documento foi organizado em Capítulos, abordando-se progressivamente os objetivos acima descritos. Dessa forma, o Capítulo 2 traz uma descrição da região estudada com base nos estudos pretéritos realizados, e enfatizando-se as forçantes e características físico-oceanográficas da região. O Capítulo 3 descreve a metodologia utilizada em campo e em laboratório, complementada com a descrição da configuração numérica adotada no Experimento ATL6 do Projeto CLIPPER. Nos Capítulos 4 a 7 são discutidas as principais contribuições deste estudo. Em cada um destes Capítulos é apresentado inicialmente uma síntese dos resultados, seguida de cópia do respectivo artigo científico, já publicado ou em fase final de preparação para publicação. A variação sazonal das massas de água na área de estudo é objeto de discussão no Capítulo 4, enquanto que o Capítulo 5 aborda a distribuição espaço-temporal da pluma de baixa salinidade do rio Amazonas. O Capítulo 6 é dedicado à análise dos mecanismos de formação de Camadas de Barreira na região costeira e oceânica Norte do Brasil, e no Capítulo 7 é discutido o papel da circulação sub-superficial de meso-escala sobre as origens das

massas de água na região de estudo, identificando as suas principais formas conexão com o Oceano Atlântico tropical.

Por fim, no Capítulo 8 são apresentadas as conclusões do trabalho, e as considerações para a continuidade das pesquisas.

Capítulo 2

Estado do Conhecimento

2.1. ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

A Plataforma Continental do Amazonas (referenciada a seguir por PCA) é localizada entre os paralelos 2ºS, 6ºN e meridianos 44ºW, 52ºW, estendo-se geograficamente desde o cabo Orange no Amapá, até a Bahia de Turiaçú, no Maranhão. A PCA possui um gradiente suave da costa até a isóbata de 130 m, que marca a quebra da plataforma continental (Nittrouer & Demaster, 1986). Na frente da foz do rio Amazonas a plataforma atinge uma largura de 330 km, destacando-se nesta área o cone do Amazonas, com um comprimento de 700 km, sub-divididos em parte superior, médio e inferior (Flood & Damuth, 1987). Mais para Norte a PCA possui extensão de cerca de 210 km (em frente ao Cabo Norte), e de 125 km no Cabo Orange.

A Plataforma Continental do Amazonas é normalmente dividida em Plataforma Continental interna, intermediária e externa (Figura 2.1). A Plataforma Continental interna apresenta um gradiente suave, da ordem de 1:4.000, sendo limitada ao norte pela isóbata de 40 m. A isóbata de 20 m é marcada por uma série de irregularidades, que desenham pequenas

reentrâncias em frente à quase todos os sistemas estuarinos atuais do rio Amazonas (Kuehl *et al.*, 1982).

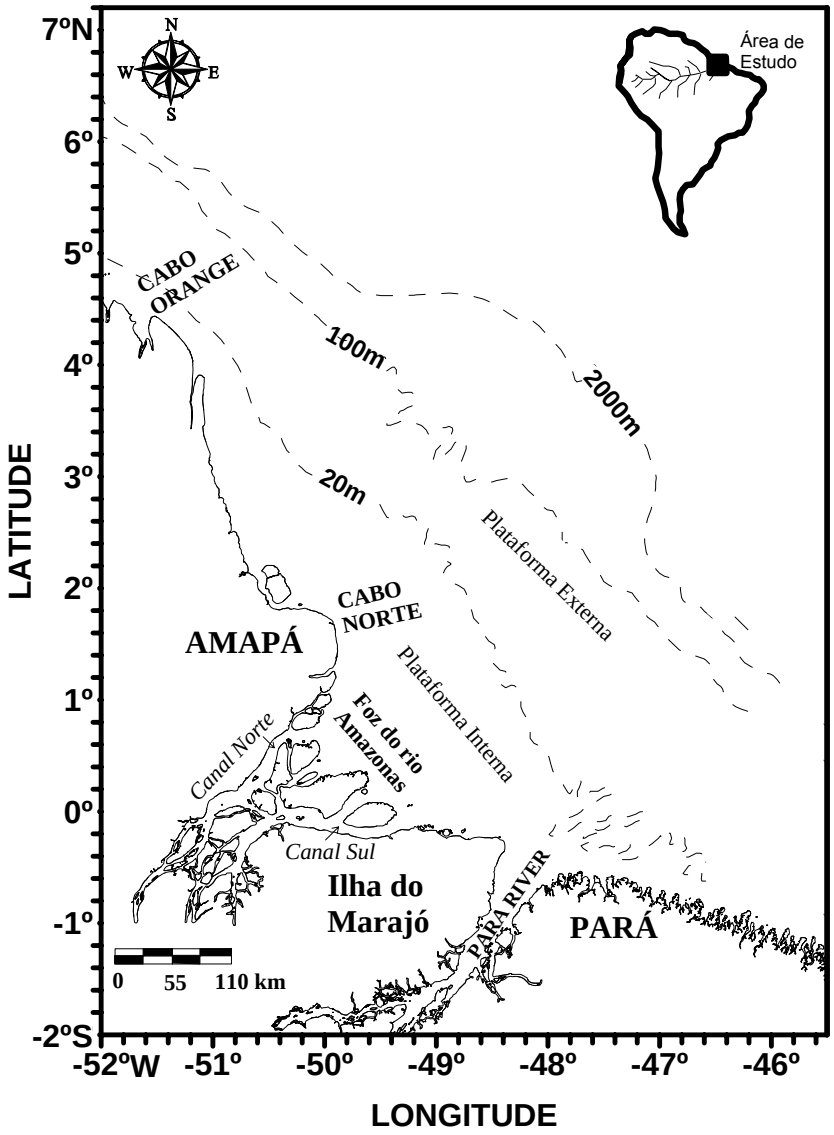


Figura 2.1. Mapa da Plataforma Continental do Amazonas, demonstrando a localização da foz do rio Amazonas. As isóbatas de 20 m e de 100 m marcam os limites da Plataforma interna e externa.

A Plataforma Continental intermediária é a área mais inclinada, com um gradiente de 1:300, situada entre as isóbatas de 40 m e de 60 m

(Kuehl *et al.*, 1982). Esta parte da PCA é marcada por uma série de feições erosivas. Na Plataforma Continental intermediária, a espessura das camadas de lama diminui à medida que nos afastamos da costa, onde a taxa de acumulação é menor (Kuehl *et al.*, 1982).

A Plataforma Continental externa situa-se entre as isóbatas de 40 m e de 80 m, apresentando um gradiente de 1:2000 (Kuehl *et al.*, 1982). Nesta área pode-se observar as principais feições erosivas da PCA, marcadas principalmente nas isóbatas de 80 m, que se comporta como uma linha sinuosa, apresentando importantes endentações longitudinais e paralelas. Os comprimentos das feições mais importantes atingem 130 km, e largura de 10 km, assemelhando-se aos sistemas flúvio-estuarinos atuais.

Na foz do rio Amazonas se encontra a Ilha do Marajó, com uma área de cerca de 80.000 km^2. Ao norte da Ilha do Marajó encontram-se os dois canais principais de descarga do rio Amazonas: Canal Norte e Canal Sul. Estes canais desembocam na Plataforma Continental interna, numa profundidade média de 15 m, que se mantém por cerca 100-200 km além da foz do rio (Geyer *et al.,* 1996).

2.1.1. Cobertura sedimentar na Plataforma Continental do Amazonas

Sedimentos ricos em lama dominam a Plataforma Continental interna do Amazonas (ao largo e ao norte do sistema Pará-Amazonas), alcançando a isóbata de 60 m, e com mais expressão em frente ao Golfão Amazônico. O conteúdo de areia nestes sedimentos é geralmente menor que 1% (Coutinho, 1995). A transição dos depósitos lamosos da Plataforma Continental interna para os depósitos arenosos e de cascalho da Plataforma Continental intermediária e externa coincide com o gradiente relativamente abrupto entre a cunha transparente (de lama) e o fundo altamente refletivo de areia (Coutinho, 1995).

A Plataforma Continental intermediária é recoberta por areia quartzosa fina, em alguns locais com presença de cascalho constituído por detritos de algas e recifes que tem sido retrabalhado desde o Holoceno, e com teores de $CaCO_3$ inferiores a 25%. Ao norte do rio Pará os grãos de areia são mais subarcoseanos e angulosos que ao sul, onde predominam grão ortoquartzíticos, subangulosos a arredondados (Coutinho, 1995).

Ao largo dos Cabos Orange e Norte, em áreas de depósitos relictos (entre as isóbatas de 60 m e de 100 m) são encontrados areias e cascalhos ricos em oólitos, moluscos e foraminíferos bentônicos.

Na Plataforma Continental externa é constituída uma terceira fácies de areia quartzosa biodetrítica, composta por sedimentos ricos em carbonato, dominando a maior parte desta porção da PCA (Milliman & Barreto, 1975). Na frente do rio Pará, ocorrem sedimentos do tipo *maerl*, e entre 40 m e 100 m de profundidade há importantes ocorrências de recifes algálicos (Coutinho, 1995). Já na Plataforma Continental Externa do Amapá alguns sedimentos apresentam fortemente coloridos por óxido de ferro, contendo litoclásticos, apresentando a mesma natureza arcoseana dos sedimentos que circulam o Golfão Amazônico (Coutinho, 1995).

2.1.2. Material em suspensão na Plataforma Continental do Amazonas

Durante o período de descarga máxima o sistema fluvial amazônico descarrega na PCA em torno de 1,1 a 1,3 x 10^9 ton.ano^{-1} de material em suspensão (Kineke & Sternberg, 1995). Cerca de 85%-95% dos sedimentos descarregados são compostos de partículas de silte e argila, resultado de uma dinâmica costeira altamente energética (Nittrouer & DeMaster, 1986).

Kineke & Stemberg (1995) revelam que a distribuição e o transporte do Material em Suspensão (MES) na PCA são em parte controlados pelo fluido de lama (*fluid muds*) presente na região. De fato, altas

concentrações de sedimentos (> 10 $g.l^{-1}$) são acumulados próximo ao fundo, criando estratificações, inibindo o processo de mistura vertical, e reduzindo à dissipação turbulenta na camada-limite de fundo (Trowbridge & Kineke, 1994). Na Plataforma Continental interna e intermediária, o fluido de lama cobre uma região que varia sazonalmente entre 5.700-10.000 km^2, com uma espessura de cerca de 7 m.

Próximo à superfície do mar a concentração de MES apresenta com valores menores que 0,1 $g.l^{-1}$. Já próximo ao fundo, as concentrações são tipicamente altas, apresentando-se valores máximos próximo à foz do rio e a norte do Cabo Norte, e valores inferiores em direção à região oceânica (Kineke & Sternberg, 1995).

2.2. FORÇANTES METEOROLÓGICAS

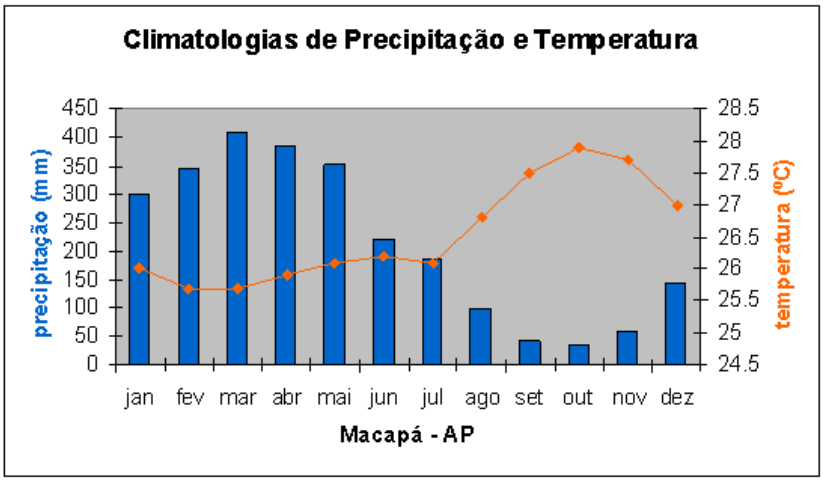
A Amazônia possui a maior bacia hidrográfica do mundo e é recoberta por uma floresta equatorial de clima quente e úmido, possuindo características bastante peculiares. O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) classifica a Amazônia Brasileira com o clima do tipo Equatorial (http://www.ibge.gov.br). A seguir, damos alguns dados meteorológicos, climatológicos e oceanográficos obtidos nos sítios internet do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (http://www.inmet.gov.br) e do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (http://www.cptec.inpe.br), além de referências a estudos realizados.

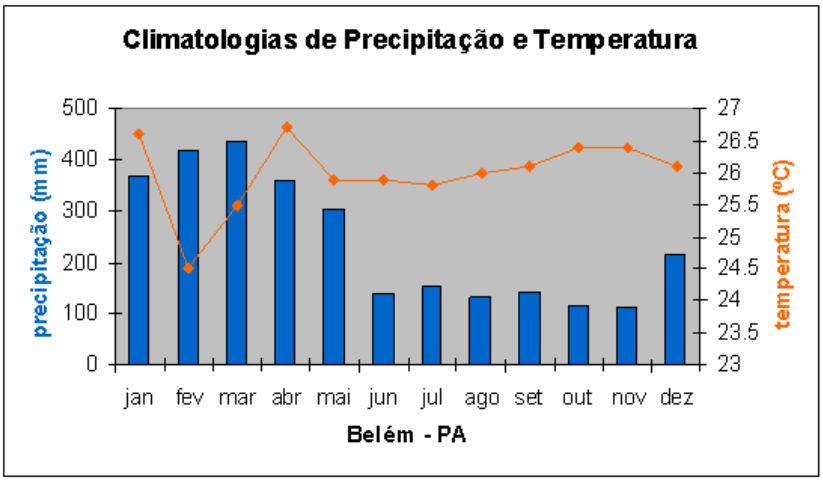
O total médio anual de precipitação na Amazônia Brasileira é um dos mais altos do globo terrestre, atingindo valores de 3300 mm, com mais de 250 dias de chuva em algumas áreas. As chuvas do setor norte são devidas, principalmente, ao posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que se move meridionalmente durante o ano. No setor sul, as chuvas são causadas, principalmente, pelo avanço das frentes frias do sul. O trimestre mais chuvoso vai de março a maio no norte a janeiro a

março no sul. O trimestre mais seco vai de setembro a novembro no norte a junho a agosto no sul.

A floresta contribui com 50% da chuva e a outra metade decorre da advecção da umidade do Oceano Atlântico (Salati *et al.*, 1979). Durante a época chuvosa, grandes nuvens convectivas dos gêneros cumulus e cumulonimbus causam as chuvas. Parte dessas nuvens se formam no período da tarde, pois a radiação solar aquece o dossel da floresta e a troposfera superficial causando a evapotranspiração típica das florestas tropicais. Esse aquecimento e a evapotranspiração são a forçante física do movimento de ar atmosférico ascendente. Então, o vapor d'água é transportado para os níveis médios e altos da troposfera onde atinge regiões mais frias e condensa, gerando as nuvens convectivas e liberando calor latente de condensação. A intensa atividade convectiva produz grandes gotas d'água através do processo de colisão-coalescência e as chuvas são torrenciais na maioria dos casos. A Amazônia é responsável por uma parte do transporte do calor latente das regiões tropicais (estimada em 7%) para as regiões de latitudes mais altas.

Na área de estudo, a precipitação total média anual é de 3300 $mm.ano^{-1}$, e o principal sistema meteorológico que causa as chuvas é a ZCIT. Nessa área, são observadas chuvas mais fortes e com mais freqüência durante os meses de janeiro a maio (cinco meses mais chuvosos), quando a ZCIT se move em direção ao sul e alcança a área costeira e oceânica ao largo das costas do Maranhão, Pará e Amapá (veja Figura 2.2). Nessa área costeira o trimestre mais seco vai de setembro a novembro quando a ZCIT está no Hemisfério Norte. As poucas chuvas desse trimestre mais seco são devidas às influências das linhas de instabilidade associadas à brisa marítima (Figueroa & Nobre, 1990; Marengo, 1995), aos Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS) e às perturbaçõe e ondas de leste.





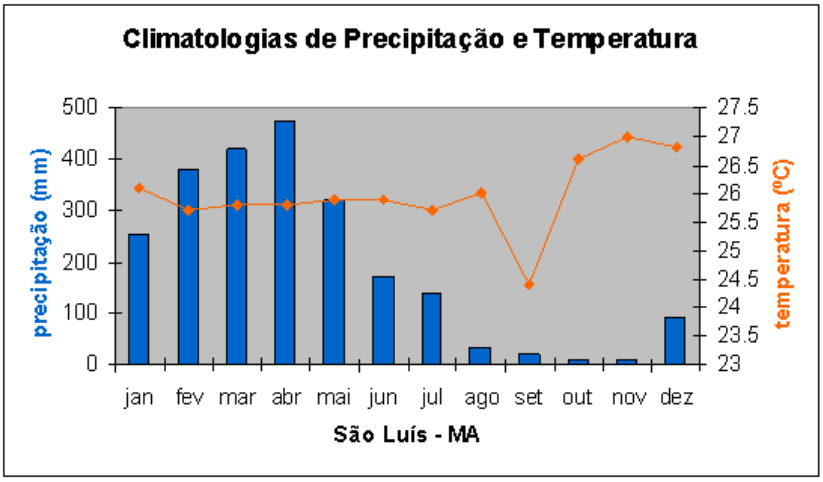


Figura 2.2. Climatologia da Temperatura do Ar e da Precipitação em Macapá, Belém e São Luís (Fonte: http://www.cptec.inpe.br).

O fenômeno dos VCAS foi estudado por Aragão, em 1975, e causam precipitação tanto no Nordeste do Brasil como na Amazônia. Os VCAS são, também, conhecidos como baixas frias (“cold lows”) e atuam sobre outras regiões do Brasil nos meses de novembro a abril, preferencialmente. A atuação dos VCAS ocorre de forma muito irregular já que estes sistemas, na dependência de seu posicionamento, podem produzir tanto chuvas intensas como estiagens em qualquer região. Eles variam muito de posição e não possuem uma sub-região preferencial para atuar. As chuvas ocorrem nas bandas de nebulosidade que circundam o seu centro, enquanto que, neste centro, o movimento subsidente inibe a formação de nuvens. Esses sistemas podem permanecer atuando durante semanas. Caso o seu tempo de vida oscile de uma a três semanas, os períodos de estiagens nas áreas abaixo do seu centro são denominados veranicos.

Em uma transeção realizado ao longo da longitude de 49° W, gerados através dos dados coletados e analisados pelo CPC (*Climate Prediction Center*, USA – maiores informações no site www.cpc.noaa.gov) durante o ano de 1999 (Figura 2.3). Notou-se que durante os meses de Janeiro-Maio foram registradas elevadas taxas de precipitações na região, atingindo seu máximo valor no final do mês de abril (13 $mm.dia^{-1}$) e ocorrendo as menores taxas de precipitações entre os meses de Julho-Outubro.

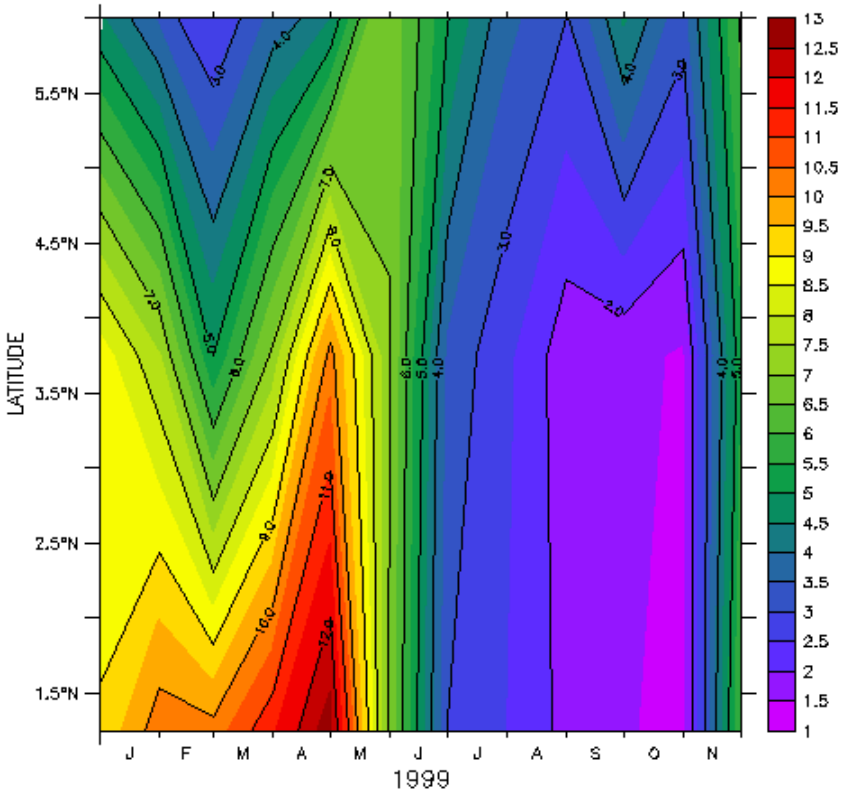


Figura 2.3. Distribuições das taxas de precipitações mensais (mm.dia^{-1}) geradas ao longo da longitude de 49° W, durante o ano de 1999. Os dados foram obtidos do endereço http://www.cpc.noaa.gov.

As ondas de leste sobre o Atlântico equatorial apresentam comprimento de onda médio de 2000 a 3000 km, freqüência de ocorrência de 3 a 4 dias e velocidade de propagação de 6° de longitude.dia^{-1} (Reed. *et al.*, 1988; Mota, 1997). Cohen *et al.* (1995) mostraram que, na costa, a magnitude do vento intensifica-se devido à passagem das ondas de leste.

A Temperatura do Ar na área de estudo é típica das regiões equatoriais com temperaturas médias mensais variando de 24^0 a 28^0 C. A temperatura do Ar Mínima Média Anual é de 22^0 C e a temperatura do Ar Máxima Média Anual é de 30^0 C. Em dias isolados, podem ocorrer eventos onde a Temperatura do Ar seja superior aos 30^0 C ou inferior aos 22^0 C, dependendo da forte insolação na ausência de sistemas meteorológicos atuantes ou com o avanço de frentes frias do sul que causam o fenômeno da friagem, respectivamente.

Santos & Cohen (1998) revelaram que durante os períodos chuvoso de 1995 e o menos chuvoso de 1997, próximo à costa, entre 2º N e 0º, foi observada uma extensa área onde a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) foi superior à Temperatura do Ar. Nas demais áreas, uma análise revelou que a Temperatura do Ar é maior do que a TSM nos horários noturnos no período chuvoso, e menor no período menos chuvoso. Isso é, provavelmente, devido ao fato de que a TSM resfria quando está chovendo e aquece mais pela radiação solar direta quando não chove.

Reuter & Cohen (1998) identificaram que a Temperatura do Ar foi, relativamente, maior no período chuvoso de 1995, cobrindo mais áreas e atingindo valores maiores ou iguais a 28º C. No período menos chuvoso de 1997, as áreas cobertas foram de maior extensão. Durante a noite, nos dois períodos estudados ocorreu um resfriamento da Temperatura do Ar em relação ao dia. Durante o período noturno, a Umidade Relativa do Ar foi maior do que nas áreas de intensa insolação diurna.

A insolação totaliza 2400 a 2700 horas de brilho do Sol durante o ano (média climatológica) na área de estudo. Esses valores são altos quando comparados com os valores na oeste da Amazônia e no centro do Pará que são da ordem de 1800 a 2100. Na Amazônia Brasileira, entre 5º N e 10º S, os valores climatológicos da radiação incidente no topo da atmosfera alcançam valores máximos de 36.7 $MJ.m^{-2}.dia^{-1}$ entre dezembro/janeiro e valores mínimos de 30.7 $MJ.m^{-2}.dia^{-1}$ entre junho/julho (Salati & Marques, 1984). Estes valores são reduzidos pela atmosfera, mas em média, os valores de radiação solar incidente à superfície são da ordem de 16-18 $MJ.m^{-2}.dia^{-1}$.

Com relação à umidade relativa, os dados climatológicos (média anual) alcançam valores entre 80 a 90%. Podemos dizer que o clima predominante na Plataforma Continental do Amazonas adjacente à costa do Amapá é de úmido a super-úmido. Sempre, a umidade relativa da

Amazônia tem valores altos. Sempre chove quando esses valores altos alcançam 3 km de altura a partir da superfície.

A flutuação dos ventos na área de estudo ocorre em escala de dias, semanas e meses. Geralmente, eles são mais fortes de janeiro a julho, fluindo de nordeste, no sentido quase perpendicular à costa, atingindo uma velocidade de 10 $m.s^{-1}$ (em torno de 45% de freqüência), embora 20% dos ventos neste mês sopram do quadrante este, aproximadamente. O restante dos ventos sopram de outros quadrantes. De outubro a dezembro, os ventos têm freqüências quase idênticas com relação aos quadrantes nordeste e leste.

Na Figura 2.4 e 2.5, damos exemplos da intensidade e direção dos ventos no Atlântico Tropical, obtidas através de informações do satélite QuikScat (http://winds.jpl.nasa.gov/missions/quikscat/index.cfm), nos meses de março e de setembro de 2001. Nesse ano, predominaram os ventos alísios de NE em março e ventos alísios de E em setembro na área de estudo.

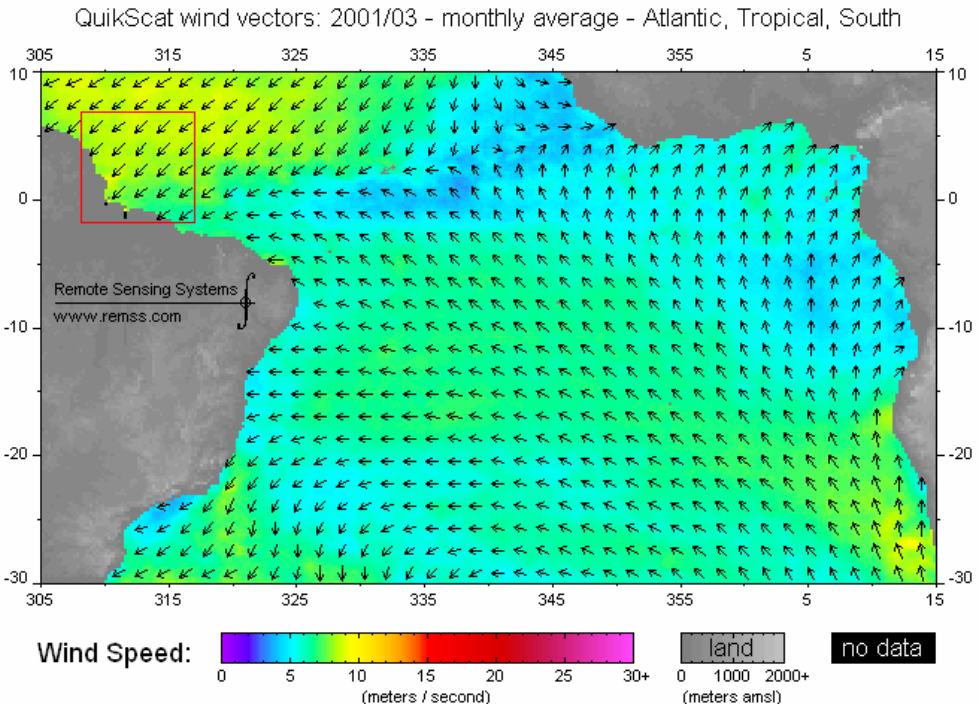


Figura 2.4. Intensidade e direção dos ventos no Atlântico Tropical, obtidas através de informações do satélite *QuikScat* (http://winds.jpl.nasa.gov/missions/quikscat/index.cfm), durante o mês de março de 2001. O quadrado vermelho no mapa identifica a área de estudo.

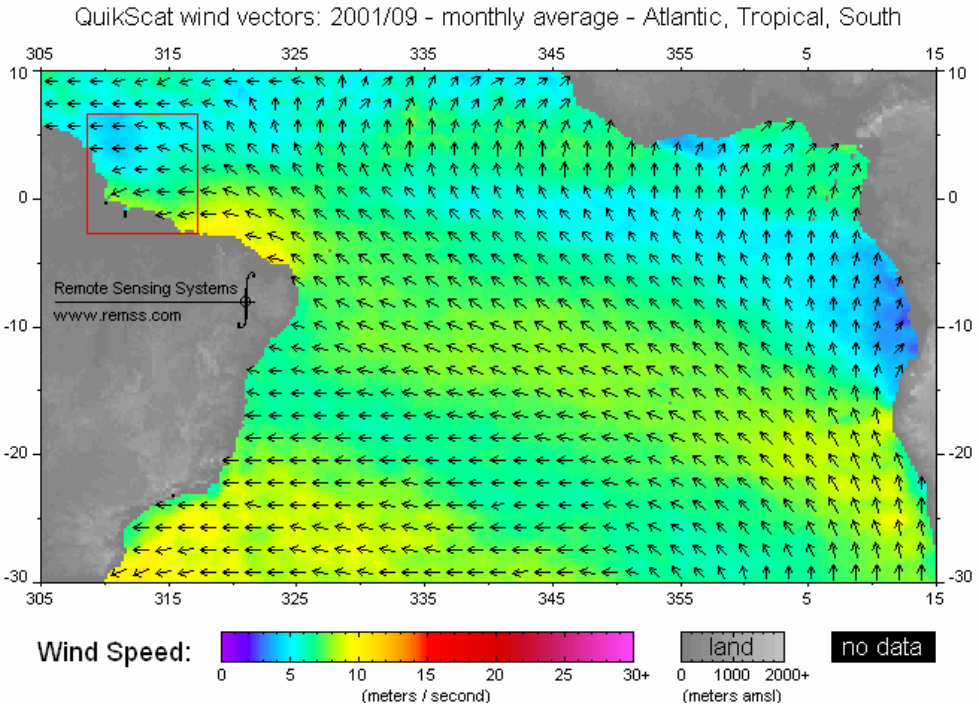


Figura 2.5. Intensidade e direção dos ventos no Atlântico Tropical, obtidas através de informações do satélite *QuikScat* (http://winds.jpl.nasa.gov/missions/quikscat/index.cfm), durante o mês

de setembro de 2001. O quadrado vermelho no mapa identifica a área de estudo.

Lopes & Cohen (1998) observaram, durante o período chuvoso de 1995 (março-maio), um centro de máximo valor de velocidade próximo de 2,5º N e 47º W. No período menos chuvoso de 1997 (outubro-novembro), observaram um centro de máxima velocidade deslocando-se de leste, junto ao litoral em torno de 1,5º N e 49º W. Eles ainda revelaram que os centros de máxima pressão atmosférica são mais intensos durante os horários noturnos, no período chuvoso de 1995, gerando ventos com intensidade de 12 $m.s^{-1}$ durante o dia e 14 $m.s^{-1}$ à noite. Já, no período menos chuvoso de 1997, foram observadas intensidades de 10 $m.s^{-1}$ durante o dia e de 14 $m.s^{-1}$ durante a noite.

Santos & Cohen (1998), compararam a distribuição da nebulosidade total durante o período chuvoso de 1995 e menos chuvoso de 1997, e observaram que a cobertura de nuvens é, em geral, maior durante o dia para ambos os períodos. Isso não é de causar estranheza, pois o aquecimento diurno causa a formação de nuvens convectivas e até de cirrus oriundos de cumulonimbus. Quando a área esta sob domínio da ZCIT há uma maior quantidade de nuvens durante o dia e a noite. Quando fora da influência da ZCIT, observa-se um máximo na quantidade de nuvens durante o dia e um mínimo durante a noite, indicando a dissipação de nuvens no período noturno.

Finalmente, falando da evaporação, esta variável meteorológica, (tão importante, também, para modelar a TSM) exibe valores climatológicos de 800 a 1200 mm anuais na Amazônia Brasileira. Isso é pouco quando comparado com os valores do Nordeste do Brasil, por exemplo, que mostra valores maiores que 2800 mm. Também, isso é esperado, pois com muito mais nebulosidade e precipitação e tendo uma floresta tropical que retém a umidade abaixo do dossel, a Amazônia não deixa a água evaporar com facilidade. Embora exista uma alta evapotranspiração, a precipitação local

devolve metade do que evapotranspira. E, como se espera, os meses de maior evaporação são aqueles que chovem menos, enquanto evapora mais nos meses mais secos.

Todo o clima da Amazônia e da área de estudo é modelado pelos fenômenos de El Nino/Oscilação do Sul (ENSO) e Dipolo do Atlântico. Mas, isso é uma outra estória.

2.3. CIRCULAÇÃO OCEÂNICA DE LARGA ESCALA

A região do Oceano Atlântico tropical é caracterizada pela presença de diversas correntes e contra-correntes aproximadamente zonais (Figura 2.6), que fazem parte dos giros tropicais e equatoriais. Ao Norte do equador, a Corrente Norte Equatorial (CNE) separa o Giro Subtropical do Atlântico Norte do Giro Tropical, enquanto que a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE) serve de limite entre o Giro Tropical e o Giro Equatorial. Mais ao Sul, a Corrente Sul Equatorial (CSE) separa o Giro Equatorial do Giro Subtropical do Atlântico Sul.

Com a Corrente do Atlântico Sul localizando-se aproximadamente ao longo do Paralelo 40^0S (Stramma & Peterson, 1990), e com a Corrente de Benguela deixando à costa da África a cerca de 30-35° S, verifica-se que o Giro Sutropical Atlântico possui uma forma bem mais triangular do que o seu correspondente do hemisfério Norte (Peterson & Stramma, 1991). Enquanto que a CNE se apresenta como um fluxo relativamente largo e contínuo, a CSE é aparentemente formada por três ramos zonais, separados por contra-correntes de intensidades relativamente fracas (Stramma, 1991; Silveira *et al.*, 1994). A parcela de fluxo situada ao norte da Sub-corrente Sul Equatorial (SCSE) é denominada de CSE norte (CSEn); a porção situada entre a SCSE e CCSE é denominada CSE central (CSEc), enquanto que o fluxo situado ao sul da CCSE é conhecido por CSE sul (CSEs) (Molinari, 1982).

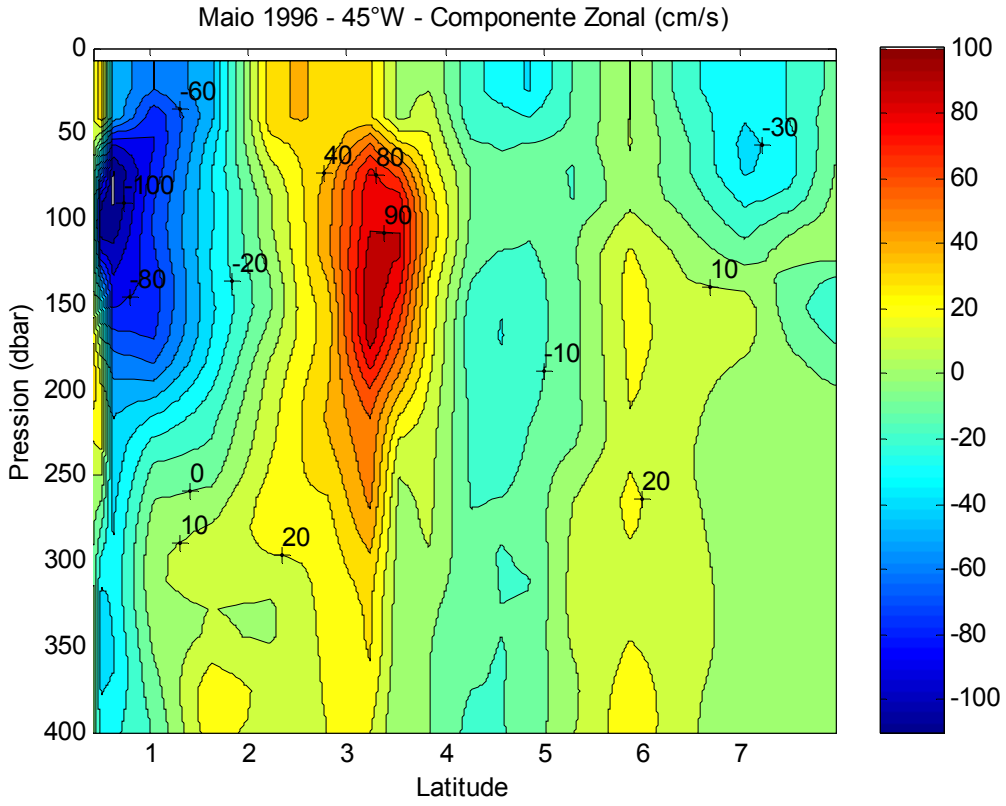


Figura 2.6. Transeção das correntes zonais ao longo de 45°W, apresentando a máxima velocidade da CNB em torno de 100 m de profundidade, e a máxima velocidade da SCNE próximo de 3ºN (cortesia de B. Bourlès).

No que se refere à região de estudo, a circulação próximo da superfície é caracterizada pela presença da Corrente Norte do Brasil (CNB) e sua componente em subsuperfície a Sub-corrente Norte do Brasil (SCNB). Estas são formadas a partir da bifurcação da CSE, que alimenta o sistema CNB/SCNB. Após essa bifurcação, o sistema de CNB/SCNB transporta água quente do Atlântico Sul para Noroeste, ao longo da costa brasileira, atravessando e cruzando o equador em direção ao Atlântico Norte (Figura 2.7). A CNB sofre variação ao longo da costa norte brasileira, as quais dependem, sobretudo de padrões dos ventos e da localização desses padrões no trajeto da corrente.

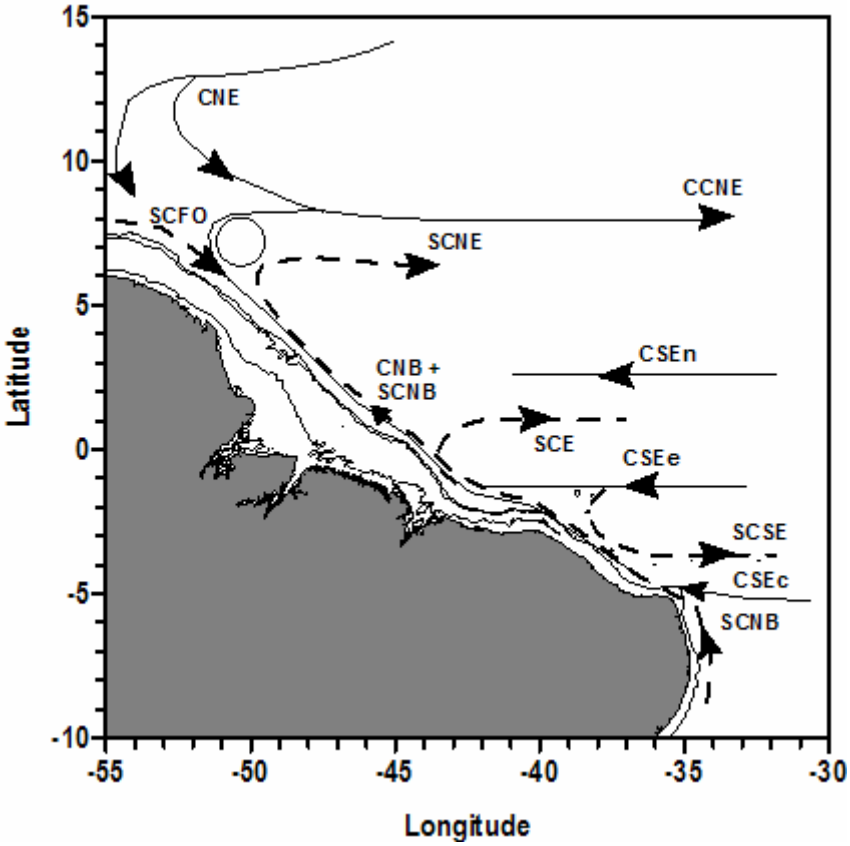


Figura 2.7. Mapa esquemático de correntes superficiais (linhas continuas) e correntes sub-superficiais (linhas tracejadas). CNB – Corrente Norte do Brasil, SCNB – Sub-corrente Norte do Brasil, CCNE – Contra-corrente Norte Equatorial, CSEn – Corrente Sul Equatorial norte, CSEc – Corrente Sul Equatorial central, CSEe – Corrente Sul Equatorial equatorial, SCSE – Sub-corrente Sul Equatorial, SCE – Sub-corrente Equatorial, SCNE – Sub-corrente Norte Equatorial, CNE – Corrente Norte Equatorial, SCFO – Sub-corrente Fronteira Oeste. As isóbatas de 20 m, 100 m e 2000 m são representadas no mapa.

Ao longo de 44°W o sistema da CNB/SCNB transporta cerca de 35 Sv a 36 Sv (1 Sv = 10^6 m^3 s^{-1}) em direção ao equador, com uma amplitude de variação sazonal média de 3 Sv (Johns *et al.*, 1998; Schott *et al.*, 1998; Bourlès *et al.*, 1999a). Em geral, a máxima velocidade da CNB é localizada na isopicna de 24,5, com fluxo em torno de 60–100 $cm.s^{-1}$. Segundo Richardson *et al.* (1994), a CNB flui ao longo da quebra da PCA, sobre o talude, predominantemente no sentido Noroeste, e com velocidades da

ordem de 50-100 $cm.s^{-1}$. Johns *et al.* (1998) estimaram valores de transporte da CNB adjacente à costa amazônica (4ºN-45ºW) variando entre 35 Sv nos meses de julho-agosto e 13 Sv em abril-maio.

Mais ao norte, nas proximidades do estado do Amapá, esta corrente de fronteira sofre sazonalmente uma retroflexão para leste, alimentando a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE), e contribuindo para formação de vórtices/turbilhões anticiclônicos (Johns *et al.*, 1990; Didden & Schott, 1993; Fratantoni *et al.*, 1995; Schott *et al.*, 1998). Resultados baseados na análise de imagens de satélite e de observações *in situ* demonstram que estes turbilhões em superfície desprendem-se da retroflexão e se deslocam para noroeste ao longo da costa da Guiana. Estas estruturas constituem num dos principais mecanismos de transporte das águas superficiais do Atlântico equatorial e Atlântico sul em direção ao Atlântico norte, fazendo parte da Célula de Circulação Meridional (*Meridional Overtuning Circulation*) (Didden & Schott, 1993; Johns *et al.*, 1990; Richardson *et al.*, 1994; Fratantoni *et al.*, 1995; Garzoli *et al.*, 2003).

Estudos anteriores indicaram também que o sistema CNB/SCNB alimenta, através de sua retroflexão, outras correntes, em diferentes períodos, profundidades e latitudes (Schott *et al.*, 1995; Bourlès *et al.*, 1999b). Estas incluem a: Sub-corrente Sul Equatorial (SCSE), Sub-corrente Norte Equatorial (SCNE), a Sub-corrente Equatorial (SCE) e a Contra-corrente Norte Equatorial (CCNE). Schott *et al.* (2003) observaram a presença da SCNE na latitude de 4°-5°N, evidenciando que esta é alimentada por águas do Atlântico Norte via a recirculação da Corrente Norte Equatorial (CNE). Bourlès *et al.*, (1999a,b) indicaram ainda que a parte mais superficial da SCNE alimenta a CCNE, e que sua porção mais profunda conecta-se com a Sub-corrente de Fronteira Oeste (SCFO). Todas estas constatações fazem com que a área de estudo deste trabalho seja considerada por muitos como um dos locais de circulação oceânica mais complexa do Planeta.

2.4. MASSAS DE ÁGUA

Valores determinados de temperatura e salinidade (referenciadas a seguir por T/S) definem os tipos de águas ou massas de água nos oceanos. Estas massas de água se distribuem de acordo com seus suas densidades. À medida que isto acontece, as massas de água tendem a se deslocar ao longo da coluna d'água encaixar na coluna d'água, provocando o que se denomina de circulação termohalina.

A maneira mais comum de se identificar uma massa de água é, portanto, através da medição de temperatura e salinidade. Em alguns casos, a concentração de oxigênio dissolvido no meio, o nível de transmissão de luz, entre outros, também podem ser utilizados na caracterização das massas de água.

As informações de temperatura e salinidade geram o Digrama T-S, conforme exemplificado na Figura 2.8. De acordo com a combinação dos valores destas variáveis de estado, podem-se distinguir basicamente as seguintes massas de água: massas de água superficiais (normalmente situada nos primeiros 100 m da coluna d'água), centrais (100–500 m), intermediárias (500-1000 m), profundas (1000–3000 m), e de fundo (em contato com o assoalho oceânico, em geral abaixo de 3000 m).

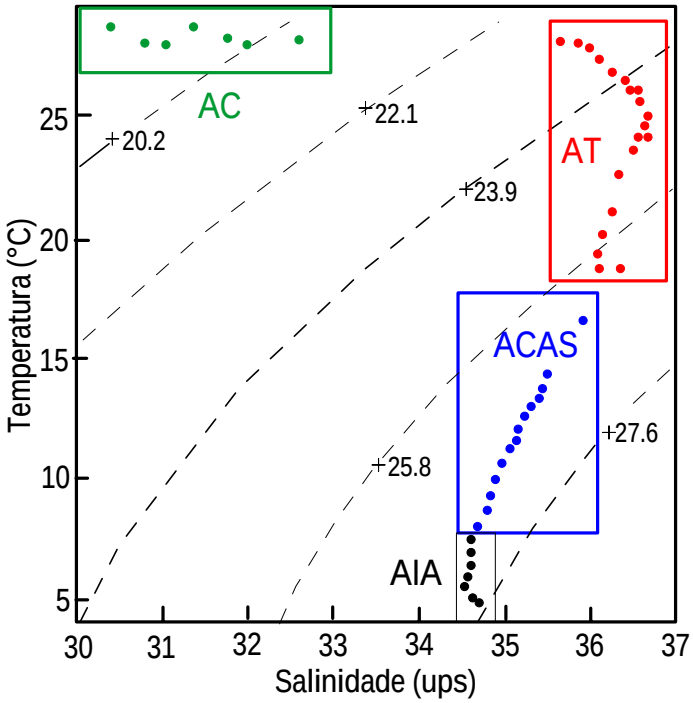


Figura 2.8. Diagrama T-S, mostrando a identificação de quatro massas de água com seus respectivos valores termohalinos característicos da: Água Costeira - AC (em verde); Água Tropical – AT (em vermelho); Água Central do Atlântico Sul – ACAS (em azul); Água Intermediária da Antártica - AIA (em preto).

Em nosso trabalho, nos limitaremos apenas à análise das massas de água superficial, central e intermediária existentes na área de estudo. Isto se deve ao fato de que as perfilagens realizadas nos cruzeiros oceanográficos do Programa REVIZEE/SCORE-N se limitaram à profundidade de 1000 m. Dessa forma tem-se:

- Água Costeira (AC): definida na região de estudo como uma água de baixo valor de salinidade e elevado valor de temperatura, ou seja, resultante de uma considerável diluição de água do mar com água doce provenientes de drenagem terrestre. As águas superficiais que se encontram na Plataforma interna do Amazonas constituem um exemplo típico deste tipo de água. Fator interessante é a característica superficial e transitória da presença destas águas na área de estudo, ocorrendo mais significativamente em períodos subseqüentes à época de descargas dos

rios no oceano. Por exemplo, as análises de temperatura e salinidade neste trabalho identificaram que esta massa de água é encontrada nestes períodos até cerca de 300 km oceano a dentro, além da PCA (Silva, 2000; Silva & Robrini, 2003; Silva *et al.*, 2005a,b). Verticalmente, Curtin (1986) observou, através de análises de transmissividade de luz na Plataforma Amazônica, que a massa de água costeira limita-se a aproximadamente 12 m de profundidade;

- Água tropical (AT): considerada como uma água de elevado valor de salinidade e de temperatura devido, sobretudo à elevada evaporação características das baixas latitudes. De acordo com Schott & Stramma (1998) e Stramma *et al.* (2005), na AT encontra-se ainda a Água de Máxima Salinidade (AMS), com temperaturas variando de 18°C a 26°C e salinidade superiores a 37. A AT é encontrada em superfície na PCA e região oceânica adjacente, sendo trazida para região estudada principalmente pela ação da Corrente Norte do Brasil (CNB);

- Água Central do Atlântico Sul (ACAS): trata-se de uma massa de água localizada em geral abaixo da profundidade de 100 m. Segundo Tomczak & Godfrey (1994), a ACAS na região do Atlântico Sul apresenta-se no Digrama T-S através curvas semelhantes àquelas observadas no Oceano Índico e no Pacífico Ocidental Sul. Isto pode ser explicado considerando que uma parte da água central do Oceano Índico é retroflectada com a Corrente das Agulhas, sendo deslocada para a costa brasileira através da Corrente de Benguela (CB) e da Corrente Sul Equatorial (CSE), sendo transportada em seguida para equador via sistema CNB/SCNB. Já a contribuição do Oceano Pacífico se dá através do estreito de Drake, resultando na presença da ACAS na região de confluência da Corrente do Brasil com a Corrente das Malvinas (Gordon, 1981). Relacionados a outros fatores (ex: mecanismos de ressugência, etc.) o topo da ACAS pode, por vezes, deslocar-se para a superfície, aportando consigo elevados valores de nutrientes. Estas águas ricas, alcançando a

zona fótica da coluna d'água, podem proporcionar um incremento na produtividade primária, e conseqüentemente na transferência de massa e energia para os níveis tróficos superiores. Por exemplo, em nosso trabalho foi evidenciada a penetração sazonal da ACAS na região de quebra do talude da PCA, afetando as estruturas isopicnais e interferindo na dinâmica oceânica local;

- Água Intermediária da Antártica (AIA): formada no Atlântico Sul, numa região da camada superficial circumpolar. Em baixas latitudes, a AIA está em geral localizada abaixo da ACAS. Por exemplo, as distribuições das propriedades termohalinas mostradas nos capítulos subseqüentes indicam, para nossa área de estudo, a presença do topo da AIA em intervalos de profundidades situadas entre 400 m e 620 m.

2.5 DINÂMICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO AMAZONAS

A Plataforma Continental do Amazonas é uma região de alta energia, resultado da combinação e sinergia de processos como a enorme descarga de massas de água continentais, ação de ventos alíseos durante todo ano, baixa geostrofia, marés importantes, e elevada descarga de partícula e sedimento provindos do rio Amazonas. A seguir serão analisados alguns destes aspectos.

2.5.1. A descarga do rio Amazonas

O rio Amazonas se estende desde os Andes, cruzando a floresta Amazônica até o Atlântico, e cobrindo uma área de aproximadamente 7 x 10^6 km^2, sendo considerada a maior bacia hidrográfica do mundo (Nittrouer & DeMaster, 1986). Este descarrega em torno de 180.000 $m^3.s^{-1}$ de água doce no Oceano Atlântico, contribuindo com cerca de 18% do total de água doce continental lançada nos oceanos (Oltman, 1968; Muller-Karger *et al.*, 1988). Essa vazão varia sazonalmente, com máximo

em torno de 220.000 $m^3.s^{-1}$ em Maio, e mínimo em torno de 100.000 $m^3.s^{-1}$ em Novembro (Geyer *et al.*, 1996). O maior volume de água doce (cerca de 65% da descarga total) passa através do Canal Norte (ver Figura 2.1), que durante o período de máxima descarga veicula uma vazão de cerca de 160.000 $m^3.s^{-1}$, correspondendo a uma velocidade da ordem de 80 cm s^{-1} (Geyer *et al.*, 1996).

O suprimento de sólidos que chega na plataforma continental está avaliado entre 1,1 e 1,3 x 10^9 $ton.ano^{-1}$ (Meade *et al.*, 1985; Kineke & Sternberg, 1995), correspondendo de 7% a 9% da descarga sedimentar lançadas nos oceanos (Carvalho & Cunha, 1998).

2.5.2. A pluma de água doce do rio Amazonas

A grande quantidade de água doce descarregada pelo rio Amazonas na PCA forma uma pluma superficial de baixa salinidade (S < 34) próximo à sua foz (Figura 2.9). Esta água doce se mistura com águas da plataforma, estendendo-se para Noroeste ao longo da costa durante o período de Janeiro a Julho, e para Nordeste durante o período de Julho a Dezembro, sob influência retroflexão da CNB ao encontrar a Plataforma Continental externa (Muller-Karger *et al.*, 1988).

A pluma formada pela descarga do rio Amazonas possui uma extensão de centenas de quilômetros em direção ao mar aberto, e mais de 1000 km em direção Noroeste, penetrando no Oceano Atlântico Norte (Gibbs, 1970; Hellweger & Gordon, 2002; Silva *et al.*, 2005a,b).

Lentz (1995) observou que a pluma se estende para leste até 200-300 km entre Junho e Dezembro, e até cerca de 400-500 km de Março a Maio, quando a descarga do rio Amazonas é máxima. A profundidade da pluma amazônica é em média de 7,3 ± 2,9 m, variando espacialmente e sazonalmente. Segundo este mesmo autor, durante o período de Janeiro a Junho, a pluma se localiza a cerca de 5ºN e 52ºW, e se desloca em direção

ao Caribe. Entre Agosto e Outubro cerca de 70% da água de baixa salinidade é transportada para Leste pela retroflexão da CNB, enquanto que o restante 30% é desviado em direção ao Caribe (Lentz, 1995).

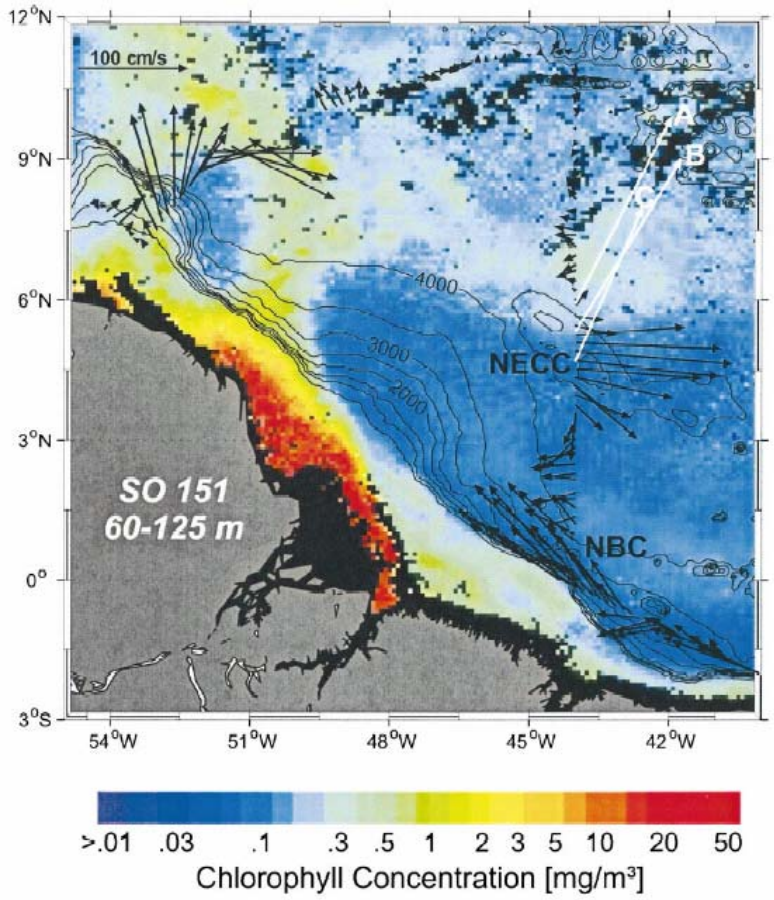


Figura 2.9. Imagem da borda Oeste do Oceano Atlântico tropical, obtida a partir do satélite *SeaStar* (*SeaWifs*), indicando a influência da pluma do rio Amazonas através de concentração de clorofila. Os vetores de corrente superpostos à imagem representam a influência da CNB e CCNE, medidos durante o cruzeiro oceanográfico SO 151 - R/V Sonne, entre as profundidades de 60-125 m (Fonte: Brandt *et al.*, 2002).

Muller-Karger *et al.* (1988) utilizaram imagens de satélites (coletadas entre Novembro de 1978 e Dezembro de 1982) e trajetórias de derivadores (entre 1983 e 1986), para evidenciar um padrão sazonal da distribuição espacial da pluma do rio Amazonas, confirmando sua relação com a

variação da descarga continental. Estes autores também verificaram que, entre os meses de Junho e Janeiro de cada ano, a pluma é redirecionada pela retroflexão da CNB, e transportada pela Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE) em direção ao continente africano. Durante os meses de Fevereiro e Maio, a contra-corrente e a retroflexão diminuem significativamente, e as águas de baixa salinidade se deslocam para noroeste, em direção ao mar do Caribe. Paluszkiewicz *et al.* (1995) e Kourafalou *et al.* (1996) verificaram ainda que a pluma de água doce é conduzida no mesmo sentido das ondas de Kelvin equatoriais, sendo este processo inibido pela inclinação da PCA.

2.5.3. As marés na Plataforma Continental do Amazonas

Um importante esforço de investigação das características físico-oceanográficas e geológicas da PCA foi realizado entre os anos de 1989 e 1991, no âmbito do Projeto AMASSEDS (*A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study*). Neste período foram levantadas informações acerca da circulação costeira sobre a plataforma, de suas feições faciológicas, e do balanço e potencial de transporte de sedimentos na região (Beardsley *et al.*, 1995; Lentz, 1995; Lentz & Limeburner, 1995; Geyer *et al.*, 1996).

As análises realizadas a partir das informações coletadas *in situ* indicaram que a maré semidiurna é a principal forçante astronômica na área da PCA, possuindo amplitudes de onda de cerca de 0,8 m nas proximidades do talude continental, e alcançando valores de 1,5 a 3,5 m ao longo da costa. A amplitude da principal componente de maré (M2) registrada na região alcança valores de até 3,5 m (na costa, nas proximidades da Ilha de Maracá, estado do Amapá), e amplitudes de 1,5 m na embocadura dos rios Amazonas e Pará (Beardsley *et al.*, 1995).

As correntes de marés são orientadas principalmente na direção transversal da plataforma continental, chegando a atingir 200 $cm.s^{-1}$ em frente à foz do rio Amazonas (Beardsley *et al.*, 1995). Estas correntes

incidem e fluem perpendicularmente sobre as isóbatas, durante os períodos de maré alta e baixa. A natureza curvilínea das isóbatas condiciona interações diferentes ao longo da plataforma continental. Nas regiões mais rasas situadas ao sul da PCA, a maré se comporta como ondas progressivas, se propagando em direção à foz do rio. Ao norte, estas se propagam como ondas quase estacionárias (ao noroeste do rio Amazonas, entre Cabo Norte e Cabo Cassipore, e a sudeste do rio Pará) (Beardsley *et al.*, 1995).

Capítulo 3

Metodologia

3.1. BASE DE DADOS - O PROGRAMA REVIZEE

Os dados utilizados neste trabalho foram coletados durante quatro campanhas oceanográficas realizadas pelo *NOc. Antares* na região da Plataforma Continental Norte do Brasil e região oceânica adjacente. Estes cruzeiros fizeram parte das atividades do Programa REVIZEE (Programa Nacional de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva). O objetivo principal do Programa REVIZEE foi realizar um levantamento dos recursos vivos (e dos fatores abióticos correlacionados) presentes na Zona Econômica Exclusiva brasileira.

O Programa REVIZEE, sob coordenação da Comissão Interministerial de Recursos do Mar (CIRM), é resultado do compromisso que o Brasil assumiu perante a Organização das Nações Unidas (ONU), ao ratificar em 1988 a Convenção Internacional da Lei do Mar, em validade desde 1994. De acordo com o artigo 55 da Acta final aprovada na Terceira Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar ocorrido em 1982, "A Zona Econômica Exclusiva é uma zona situada além do mar territorial e a este adjacente, sujeito ao regime jurídico especifico estabelecido na presente parte, segundo o qual os direitos e a jurisdição do Estado

costeiro e os direitos e liberdades dos demais Estados são regidos pelas disposições pertinentes da presente Conversão". O Brasil tem, portanto, na sua ZEE, direitos de soberania para fins de exploração e aproveitamento, conservação e gestão dos recursos naturais, vivos ou não vivos, das águas sobrejacentes ao leito do mar, do leito e seu subsolo, além de outras atividades com vista à exploração e aproveitamento da zona para fins econômicos, como a produção de energia a partir das águas, marés, correntes e ventos.

A Zona Econômica Exclusiva (ZEE) brasileira apresenta uma extensão de cerca de 3,5 milhões de km^2, tendo como limites, ao norte, a foz do Rio Oiapoque e a fronteira lateral marítima com a Guiana Francesa e, ao sul, o Chuí e a fronteira lateral marítima com o Uruguai, projetando-se para o largo, até 200 milhas náuticas da costa, e incluindo, ainda, as áreas circunvizinhas ao Atol das Rocas, aos arquipélagos de Fernando de Noronha e de São Pedro e São Paulo e às Ilhas Trindade e Martins Vaz.

Em virtude da grande extensão da ZEE brasileira, o programa de Avaliação do Potencial Sustentável dos Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (Programa REVIZEE) subdividiu a mesma em quatro grandes regiões, de acordo com suas peculiaridades oceanográficas, biológicas e tipo de substrato dominante. Estas foram: a Costa Sul, que vai do Chuí ao Cabo São Tomé; a Costa Central, que se estende do Cabo de São Tomé até Salvador, incluindo as Ilhas de Trindade e de Martins Vaz; A Costa Nordeste, que vai de Salvador até a foz do rio Parnaíba, incluindo o Arquipélago de Fernando de Noronha, o Atol das Rocas e o Arquipélago de São Pedro e São Paulo; e finalmente, a Costa Norte, que engloba a área compreendida entre a foz do rio Parnaíba e a foz do rio Oiapoque.

Este trabalho, portanto, está inserido nas metas do Programa REVIZEE em execução na Zona Econômica Exclusiva Norte do Brasil

(ZEE/N), que se estende desde o limite externo do Mar Territorial, de 12 milhas de largura, até 200 milhas náuticas.

As quatro campanhas oceanográficas do SCORE-N foram realizadas em épocas diferentes do ano, associadas às distintas situações de aporte continental de água doce, ou seja: durante o período de descarga mínima do rio Amazonas (Outubro-Dezembro de 1997), durante a descarga máxima do rio Amazonas (Março-Junho de 1995/Abril-Junho de 1999), e durante o período de transição de máxima para mínima descarga (Julho-Setembro de 2001) (Tabela 3.1).

Tabela 3.1. Campanhas oceanográficas realizadas durante o Programa REVIZEE/SCORE-N.

Camp.	Período	Hidrologia	No. Perfis CTD
N-I	Março-Maio 1995	Descarga máxima	194
N-II	Outubro-Dezembro 1997	Descarga mínima	177
N-III	Abril-Maio 1999	Descarga máxima	202
N-IV	Julho-Setembro 2001	Trans. Máx. → Mín.	151

O conjunto de dados analisados correspondem a 724 perfis verticais contínuos de temperatura e salinidade obtidos com equipamento CTD *Sea Bird Electronics SBE911plus*, equipado com bomba centrífuga e sensores de alta resolução para medições de condutividade (resolução = 0,00004 S m^{-1}), temperatura (resolução = 0,0003º C) e pressão (resolução = 0,068 db). A salinidade foi calculada com os algoritmos da escala prática (PSS-178) adotada pela UNESCO, em função dos valores de condutividade elétrica, temperatura e pressão (UNESCO, 1981). A técnica utilizada para a determinação do teor do oxigênio dissolvido na água, coletada através de

Rossette acoplada ao CTD, foi derivada do Método de Winkler, descrito em Strickland & Parson (1972).

Durante todos os cruzeiros o CTD foi operado até cerca de 1000 m de profundidade, com velocidade descendente de 1 m s^{-1}, e uma freqüência de amostragem de 24 Hz. Nas perfilagens o equipamento foi mantido conectado a uma plataforma de bordo *SBE 11plus*, o que permitiu um acompanhamento em tempo real da aquisição dos dados, e uma primeira verificação de sua qualidade.

3.2. CAMADAS DE BARREIRA

Em uma situação clássica no oceano, sua camada superficial se apresenta relativamente homogênea em temperatura, salinidade e densidade, fazendo com que a base da camada de mistura seja determinada pela picnoclina (local de mudança brusca no gradiente vertical de densidade), que no geral coincide com a posição da termoclina (local de mudança brusca no gradiente vertical de temperatura). A Figura 3.1 apresenta dois exemplos de perfis verticais de temperatura e de salinidade, obtidos na borda oeste do Atlântico tropical durantes as campanhas do Programa REVIZEE/SCORE-N. A Figura 3.1a mostra a situação clássica, onde a profundidade da haloclina (local de mudança brusca no gradiente vertical de salinidade) praticamente coincide com a profundidade da termoclina. Já a Figura 3.1b coloca em evidência uma situação menos habitual, onde se tem a presença de uma estratificação de salinidade nos 20 primeiros metros de profundidade, ou seja, acima da posição da termoclina. A presença desta estratificação salina irá induzir à formação de uma camada superficial de mistura não necessariamente limitada pela localização do gradiente máximo de temperatura. Neste caso, existirão duas picnoclina bem definidas: uma situada mais superficialmente, induzida pela variação brusca do gradiente de sal; e outra, mais profunda, resultante da variação importante do gradiente

vertical de temperatura. A distância que separa a base da camada de mistura (estratificada em salinidade) e o topo da termoclina é o que definimos por Camada de Barreira (CB) (Lukas & Lindstrom,1991; Silva *et al.*, 2005a).

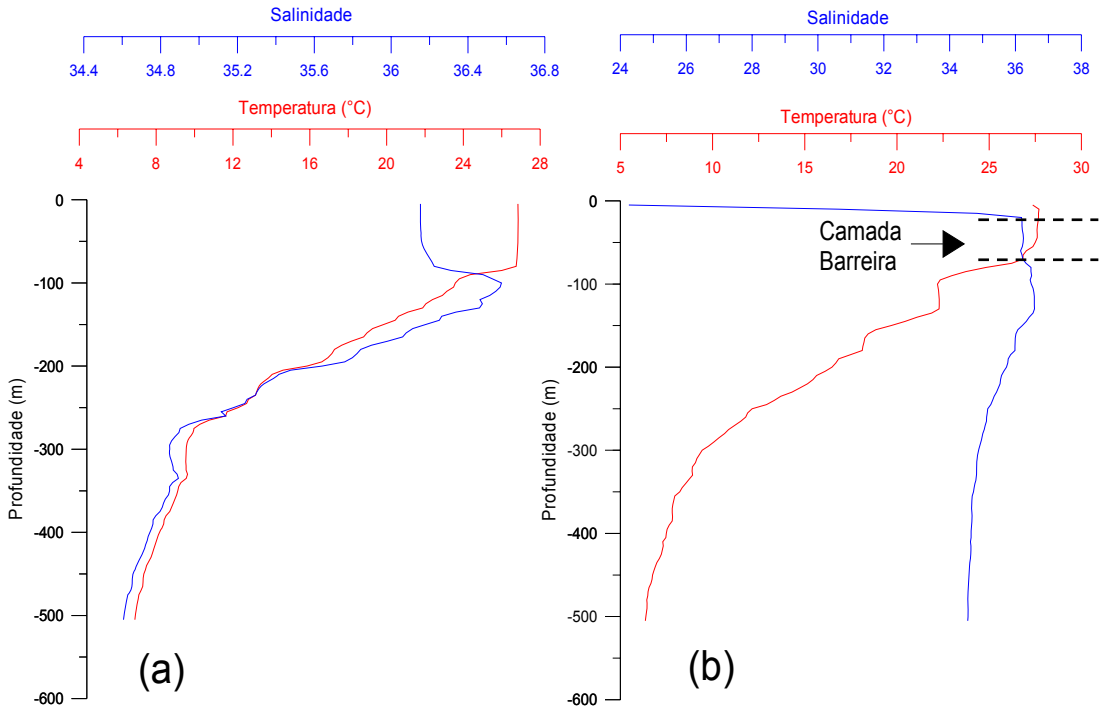


Figura 3.1. Perfis verticais de temperatura e salinidade, indicando: (a) a termoclina coincidindo com a haloclina; e (b) uma situação onde se tem a presença de uma Camada de Mistura (CM) acima da termoclina, induzindo a formação de uma Camada de Barreira (CB).

O estudo da Camada de Barreira é principalmente motivado por sua influência no fluxo de calor entre o oceano e a atmosfera, em grande parte influenciada pela temperatura da superfície do mar (TSM). O efeito principal da CB é promover o maior isolamento da camada superficial dos oceanos, dificultando a troca de calor entre a Camada de Mistura (CM) mais aquecida, e o oceano interior, mais frio. Estas mudanças

influenciam, portanto, TSM (Lukas & Lindstrom, 1991). Um aprofundamento da CM, sobre o efeito de cisalhamento eólico, por exemplo, pode provocar a intrusão da CM dentro das águas mais frias da termoclina, ou vice versa, ocorrendo um resfriamento da CM. Com a presença da CB, tem-se um bloqueio (ou redução) da difusão vertical de temperatura e energia na camada superficial dos oceanos, que combinado com o aquecimento dos fluxos solares, pode provocar um aumento na TSM.

A CB também inibe a penetração vertical de energia cinética turbulenta gerada, por exemplo, pela ação eólica, fenômeno discutido por Vialard & Delecluse (1998a,b) no Pacifico oeste. Esta redução da difusão turbulenta vertical gera um impacto sobre advecção horizontal e também sobre as estruturas verticais das correntes, com a aceleração das águas superficiais em relação às águas subjacentes.

Estudos têm mostrado a implicação destes diferentes efeitos da CB sobre o fenômeno da ENSO (El Ninõ/Southern Oscillation). Lukas & Lindstrom (1991) examinaram a reação da CB aos fortes jatos de ventos de oeste no Oceano Pacifico equatorial. Estes jatos de vento podem destruir a estratificação da salinidade, causando assim o resfriamento da CM, e a conseqüente modificação do balanço térmico do oceano superficial.

Sprintall e Tomczak (1992) descreveram diferentes mecanismos de formações de CB, de acordo com as características físico-oceanográficas de três diferentes regiões. No caso do Atlântico oeste, os autores sugerem que o principal mecanismo de formação de CB é a presença de Águas de Máxima Salinidade (AMS), formadas nos giros subtropicais como resultado da elevada evaporação. Neste caso, estas águas seriam subductadas e transportadas em direção ao equador pela CNE no hemisfério Norte e pela CSE no hemisfério Sul. Os mesmos autores também colocaram em evidência o papel das precipitações e a influências

dos aportes de águas fluviais advectadas pelas correntes, contribuindo no processo de formação de CB. A Figura 3.2, retirada do trabalho de Vialard & Delecluse (1998b), resume o mecanismo de formação de CB no Oceano Pacifico. Nele, uma frente de águas quentes e salinas é subductada sob águas de baixa salinidade, que por sua vez são advectadas para leste sob efeito do cisalhamento gerado pelos ventos de oeste. Esta frente de água salina forma um gradiente halino dentro de uma camada isotérmica, podendo inclinar-se pela ação de um fluxo horizontal, até produzir uma estratificação vertical (Cronin & McPhaden, 2002).

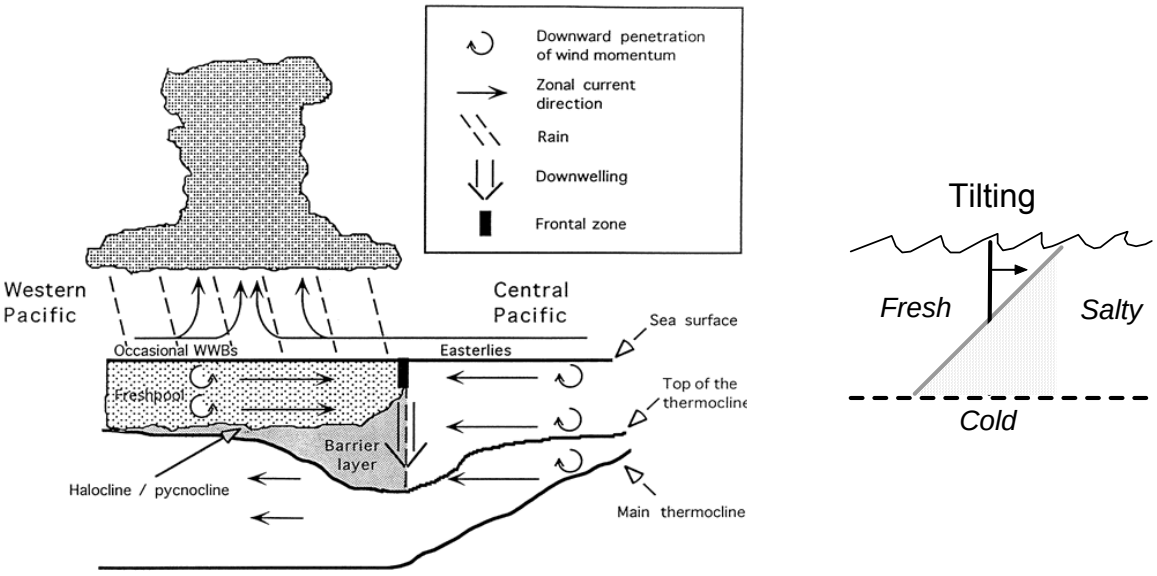


Figura 3.2. Figura esquemática da zona de frente de salinidade, associada ao mecanismo de subducção e posterior formação de Camada de Barreira (Fontes: Vialard & Delecluse, 1998b; Cronin & McPhaden, 2002).

A definição da espessura da camada de mistura (Z_{MIX}) é baseada no critério da densidade (σ_t), sendo determinada pela profundidade na qual a densidade $\sigma_{t,Z_{MIX}}$ é igual à densidade na superfície $\sigma_{t,0}$, acrescida do incremento em σ_t correspondente a uma determinada variação de temperatura ΔT considerada, ou seja:

$$\sigma_{t,Z_{MIX}} = \sigma_{t,0} + \Delta T \frac{\partial \sigma_t}{\partial T} \quad (1)$$

Onde ΔT (^oC) é o incremento de temperatura desejado, e $\frac{\partial \sigma_t}{\partial T}$ ($kg.m^{-3}.^oC^{-1}$) é o coeficiente de expansão térmica da água para os valores de temperatura e salinidade específicos (calculado, por exemplo, a partir de Blanck (1999)). A eq. (1) permite, dessa forma, calcular a profundidade de camada de mistura como sendo igual à profundidade onde a densidade potencial é dada pela densidade da superfície do mar, acrescida da contribuição equivalente a uma variação pré-determinada ΔT. Considerando-se agora a profundidade da termoclina (Z_{ISOT}) como sendo aquela onde o valor de temperatura é igual à temperatura da superfície subtraída de ΔT, tem-se:

$$ECB = Z_{ISOT} - Z_{MIX} \quad (2)$$

Onde ECB (m) é a espessura da camada de barreira.

Sprintall e Tomczak (1992) analisaram, a partir das eqs. (1) e (2), e com base na climatologia *Levitus*, as possíveis diferenças existentes entre as profundidades do topo da termoclina e da camada superior bem misturada em três regiões oceânicas tropicais (30^o N – 30^o S). Estas foram: Oeste do Pacífico equatorial; Norte do Atlântico equatorial; e Golfo de Bengala, no Leste do Oceano Indico. As análises indicam uma diferença positiva entre estas duas profundidades ($ECB = Z_{ISOT} - Z_{MIX}$) que variou nas três regiões entre 10 e 50 m. Esta variação, segundo os autores, seria resultado de distintos mecanismos geofísicos.

No caso do Pacífico oeste, região marcada por elevados índices de Precipitação, a camada de barreira é essencialmente resultado do balanço negativo Evaporação-Precipitação (E-P), chegando-se até a identificar sub-regiões onde a variação na espessura dessa camada estaria diretamente associada aos valores de (E-P). No caso do Atlântico equatorial central,

região onde predomina o mecanismo de evaporação, as camadas de barreira encontradas seriam sobretudo resultantes do transporte invernal das águas superficiais mais salinas encontradas nas regiões de Convergência Subtropical. Este transporte se daria via bombeamento de Ekman e subducção através das superfícies isopicnais. Estas camadas mais salinas, situando-se na Águas Centrais equatoriais seriam advectadas para oeste pela ação do sistema de correntes equatoriais.

Já para a região do Golfo de Bengala, Oceano Índico equatorial, as camadas de barreira encontradas estariam associadas aos importantes fluxos de água doce provenientes do sistema fluvial Ganges-Bramaputra-Irrawaddy, que durante o período das monções de sudoeste, manteriam uma camada isohalina mais rasa e situada dentro da camada isotérmica superficial. Uma situação semelhante pode ser encontrada na porção oeste do Atlântico equatorial, onde o aporte de águas continentais provenientes do sistema Amazonas-Orinoco induz igualmente a formação de camadas de barreira de espessura significativa (Pailler *et al.* 1999, Silva *et al.* 2005a e b). Como nós veremos mais adiante, este mecanismo foi evidenciado a partir dos dados do programa REVIZEE/SCORE-N.

3.3. O PROJETO CLIPPER – EXPERIMENTO ATL6.

Durante os anos de 80 e 90, o grupo francês do Programa WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*) concentrou seus esforços na investigação da dinâmica das regiões oceânica do Atlântico sul e equatorial, particularmente sobre as suas bordas oeste e leste. Dessa forma, durante as campanhas do Programa WOCE, foram realizados vários cruzeiros oceanográficos, quando foram geradas informações hidrológicas e cinemáticas destas áreas, obtidas a partir de perfilagens de CTD, medições de (L)ADCP, lançamento de traçadores transitórios, altimetria por satélites, etc..

Paralelamente a estas atividades, foram também desenvolvidos programas de pesquisa específicos e complementares, como por exemplo, o Projeto CLIPPER. O Projeto CLIPPER foi elaborado em 1996 sob a forma de um programa comunitário de pesquisa e desenvolvimento, no horizonte temporal definido de quatro anos (1997-2000). O Projeto CLIPPER teve a responsabilidade científica e técnica de 5 laboratórios franceses: LEGI (Grenoble), LPO (Brest), LODYC (Paris), LEGOS (Toulouse), e o SHOM/CMO (Brest). O objetivo principal do Projeto foi realizar experimentos numéricos de alta resolução visando validar e explorar cientificamente a modelisação da circulação oceânica da bacia do Atlântico, em modo forçado pela atmosfera, e em modo acoplado oceano-atmosfera.

O Projeto CLIPPER foi desenvolvido com base na realização de quatro configurações básicas de simulação (ou Experimentos), todas elas simuladas através da versão 8.1 do código numérico paralelizado OPA, desenvolvido pelo LODYC (Paris). Os resultados apresentados e utilizados neste nosso trabalho foram gerados a partir do Experimento ATL6, considerada e utilizada por diferentes grupos de pesquisadores como a simulação de referência para o Oceano Atlântico tropical. (Madec *et al.*, 1998; Michel & Tréguier, 2002; Arhan *et al.*, 2006).

O domínio de integração do Experimento ATL6 compreende o oceano Atlântico limitado por 98,5°W–30°E em Longitude, e 75ºS-70ºN em Latitude, preenchida por uma malha de gride horizontal médio de 1/6º (Gride Mercator). A resolução horizontal gerada aumenta de cerca de 4,8 km nas altas latitudes (limites N-S, Mares de Weddell e Labrador), para cerca de 18,5 km no equador. Verticalmente, o oceano foi discretizado em 42 níveis sigma, resultando em uma resolução de 12 m na superfície e de pouco mais de 200 m nas regiões mais profundas (abaixo de 1500 m de profundidade).

As condições iniciais de temperatura (T) e salinidade (S) utilizadas no Experimento ATL6 foram obtidas a partir da climatologia de Reynaud *et al.* (1998), derivada das medições realizadas nas campanhas do Programa WOCE. Nas simulações foram utilizadas forçagens "realista" de ventos, fluxos de calor e de água doce, obtidas para o período do Programa WOCE (1980-1999). Estas informações foram complementadas com os dados diários do *Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (ECMWF)*, para os demais períodos de simulação. Ao mesmo tempo, uma nova climatologia mensal de aporte fluvial de águas doce foi fornecida através da publicação da UNESCO (1996).

Os resultados do modelo para o Experimento ATL6, utilizado neste trabalho representam uma média de cinco dias. A Tabela 3.2 apresenta uma síntese da configuração do Experimento ATL6. Maiores informações pode ser obtidas consultando documentação específica do Projeto CLIPPER (Barnier *et al.*, 2001), ou visitando seu endereço na *web* (http://www.ifremer.fr/lpo/clipper/).

Tabela 3.2. Configuração do Experimento ATL6 – Projeto CLIPPER.

Característica	Descrição
Domínio integração	Oceano Atlântico – (98,5ºW-30ºE)-(70ºN-75ºS)
Malha horizontal	C-Arakawa, 1/6º (Mín. 4,8 km; Máx. 18,5 km)
Malha vertical	42 níveis sigma (Sup. 12 m; Fundo 200 m)
Passo de integração	Δt = 1080 s
Difusividade horizontal	Bi-Laplaciano horizontal - 5,5 x 10^{10} $m^4.s^{-1}$
Contorno lateral aberto	- 68°Oeste (Passage de Drake): Seções sinópticas (T/S) de Roether *et al.* (1993). Transporte barotrópico calculados a partir da hipótese barotrópica de Killworth (1992). - 30°Leste: Seções sinópticas (T/S) de Park *et al.* (1997). Transporte barotrópico calculado considerando 70 Sv na Corrente das Agulhas, e 15 Sv na Corrente Antártica. Correção linear entre as duas para obter um transporte de 140 Sv. - 70°Norte :Climatologia (T/S) de Reynaud *et al.* (1998). Transporte barotrópico de 1 Sv. - 8°O (Golfo de Cadix): Climatologia (T/S) de Reynaud (Reynaud *et al.*, 1998) e transporte barotrópico.
Forçantes superficiais	Fluxos de calor, massa (água doce) e quantidade de movimento (ventos) a partir da Base ECMWF e da Unesco (1996).

Capítulo 4

Estrutura de Massas de Água

4.1. SÍNTESE DOS RESULTADOS

Este Capítulo é dedicado a uma análise da variação sazonal da estrutura de massas de água na região de estudo. Esta análise é realizada a partir das medidas termodinâmicas (T/S) obtidas durante as campanhas do Programa REVIZEE/SCORE-N. Estas campanhas foram realizadas em diferentes períodos do ano, correspondendo a distintas situações de aporte de águas continentais, ou seja: mínima descarga do rio Amazonas (Outubro/1997), máxima descarga fluvial (Maio/1999), e durante o período de transição (de máxima para mínima) descarga do rio (Agosto/2001).

Os resultados confirmam a presença de das quatro massas de água encontradas na região da Plataforma Continental do Amazonas e região oceânica adjacente, a saber: Água Costeira (AC), Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), e Água Intermediária da Antártica (AIA).

Além de descrever a distribuição espacial (tridimensional) destas massas de água observada durante os diferentes cruzeiros oceanográficos, uma importante contribuição deste capítulo é indicar que o cisalhamento

eólico (ventos alíseos) age sobre a distribuição espacial e temporal das massas de água superficiais (AC e AT), enquanto que a distribuição das massas de água de sub-superfície (ACAS e AIA) é influenciada pela variabilidade sazonal do sistema CNB/SCNB, e pela presença de vórtices anticiclônicos na região de retroflexão da CNB. As transeções verticais perpendiculares à costa, traçadas em diferentes locais da área de estudo, indicam que a ACAS sofre uma expansão de cerca de 70 m (49^{o}W) e de 220 m (50^{o}W) durante o período de transição das descargas fluviais, que corresponde à época de máxima ação da Corrente Norte do Brasil e da Contra-corrente Norte Equatorial. A projeção das águas centrais verificada sobre a Plataforma Continental da Amazônica tem implicações importantes sobre a dinâmica físico-oceanográfica e biológica da região, com repercussões nas atividades pesqueiras.

A Seção seguinte deste Capítulo traz o artigo *Variação Sazonal da Estrutura de Massas de Água na Plataforma Continental do Amazonas e Área Oceânica Adjacente*, publicado na *Revista Brasileira de Geofísica*.

4.2. ARTIGO

Revista Brasileira de Geofísica
RBGf
Brazilian Journal of Geophysics

Revista Brasileira de Geofísica (2005) 23(2): 1-13
© 2005 Sociedade Brasileira de Geofísica
ISSN 0102-261X
www.scielo.br/rbg

VARIAÇÃO SAZONAL DA ESTRUTURA DE MASSAS DE ÁGUA NA PLATAFORMA CONTINENTAL DO AMAZONAS E ÁREA OCEÂNICA ADJACENTE

Alex Costa da Silva[1], Moacyr Araújo[1,2] e Bernard Bourles[3]

Recebido em 22 março, 2005 / Aceito em 22 agosto, 2005
Received on March 22, 2005 / Accepted on August 22, 2005

ABSTRACT. This work analyzes hydrographic properties (temperature and salinity) obtained from three oceanographic cruises performed along the Amazon continental shelf and adjacent oceanic areas of the western equatorial Atlantic. Field data covered three distinct periods and river discharge situation: the maximum river outflow during boreal spring (May 1999); the transition flow period (maximum to minimum discharges) during summer (August 2001), and minimum river flow during autumn (November 1997). The analysis of CTD hydrographic profiles identified four water masses: Coastal Water (CW), Tropical Surface Water (TSW), South Atlantic Central Water (SACW) and Antarctic Intermediary Water (AIW). Results suggest that wind shear variability acts over the horizontal distribution of surface water masses (CW and TSW), while the subsurface waters (SACW and AIW) are influenced by seasonal variability of the NBC transport and the presence of anticyclonic rings at the NBC retroflection area. Vertical transects analysis show that SACW is strongly expanded during the transition river flow regime (about 70 m at 49°W and 220 m at 50°W), which corresponds to the period when NBC and North Equatorial Countercurrent (NECC) reach their maximum strengths.

Keywords: Amazon shelf, Water masses, North Brazil Current, Program REVIZEE.

RESUMO. Este trabalho analisa as informações de temperatura e salinidade obtidas a partir de três cruzeiros oceanográficos realizados na área da Plataforma Continental do Amazonas e região oceânica adjacente. Os dados foram coletados em diferentes períodos do ano, correspondendo a distintas situações de aporte de águas continentais: mínima descarga do rio Amazonas (outubro/1997), máxima descarga fluvial (maio/1999), e durante o período de transição (máxima para mínima) descarga do rio (agosto/2001). Os resultados permitiram descrever a variação sazonal da distribuição tridimensional das quatro massas de água encontradas: Água Costeira (AC), Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e Água Intermediária da Antártica (AIA). Os resultados sugerem que o cisalhamento eólico age sobre a distribuição temporal das águas superficiais (AC e AT), enquanto que a distribuição das massas d´água de subsuperfície (ACAS e AIA) é influenciada pela variabilidade sazonal da Corrente Norte do Brasil (CNB) e pela presença de vórtices anticiclônicos na região de retroflexão da CNB. Os transectos verticais indicam que a ACAS sofre uma expansão de cerca de 70 m (49°W) e de 220m (50°W) durante o período de transição das descargas fluviais, que corresponde à época de máxima ação da CNB e da Contra-corrente Norte Equatorial (CCNE).

Palavras-chave: Plataforma Continental do Amazonas, Massas de água, Corrente Norte do Brasil, Programa REVIZEE.

[1]Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira, Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco – LOFEC/DOCEAN/UFPE, Av. Arquitetura s/n, 50739-540 Campus Universitário, Recife, PE, Brasil. Tel: +55 (81) 21267224; Fax: +55 (81) 2126 8225 ou 8227 – E-mail: acostasil@yahoo.com.br; moa@ufpe.br

[2]Bolsista CNPq.

[3]Institut de Rechercher pour le Développement – IRD, Boite Postale 70, 29280, Plouzané, France Phone: +33.2.98224665; Fax: +33.2.98224514 – E-mail: bernard.bourles@ird.fr

INTRODUÇÃO

A área do oceano Atlântico equatorial adjacente à Região Norte do Brasil é identificada como um sistema marinho de alta energia, resultado da ação combinada da corrente de fronteira oeste, dos ventos alísios, das oscilações de marés, e do lançamento de águas continentais oriundas do rio Pará e sobretudo do rio Amazonas. Este último descarrega em torno de 180.000 m^3s^{-1} de água doce no Oceano Atlântico, contribuindo com cerca de 18% do total de água doce continental lançada nos oceanos (Oltman, 1968; Muller-Karger et al., 1988). Essa vazão varia sazonalmente, com máximo em torno de 220.000 m^3s^{-1} em maio, e mínimo em torno de 100.000 m^3s^{-1} em novembro (Geyer, 1996). A água doce proveniente do rio Amazonas forma uma pluma superficial que pode exceder mais de 200 km oceano adentro e cerca de 1000 km em direção noroeste (Gibbs, 1970; Lentez & Limeburner, 1995).

Além da grande quantidade de movimento resultante do aporte continental, a área da Plataforma Continental do Amazonas (referenciada a seguir por PCA) e região oceânica adjacente, encontra-se sob influência direta da Corrente Norte do Brasil (CNB). Segundo Richardson et al. (1994), a CNB flui ao longo da quebra da Plataforma do Amazonas, sobre o talude, predominantemente no sentido noroeste, com velocidades entre 0,5-1,0 m s^{-1}. Johns et al. (1998) estimaram valores de transporte da CNB adjacente à costa amazônica (4°N- 45°W) variando entre 35 Sv (1 Sv = 10^6 m^3s^{-1}) nos meses de julho-agosto e 13 Sv em abril-maio. Mais ao norte, nas proximidades do estado do Amapá, esta corrente de fronteira sofre sazonalmente uma retroflexão para leste, alimentando a Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE), e contribuindo para formação de vórtices anticiclônicos (Johns et al., 1990; Didden & Schott, 1993; Fratantoni et al., 1995; Schott et al., 1998).

Outro fator importante na dinâmica da região de estudo é associado à variabilidade sazonal do cisalhamento eólico, que transfere distintamente quantidade de movimento da atmosfera para o oceano em função da época do ano. Tratam-se dos ventos alísios, que apresentam uma variação sazonal vinculada às oscilações da Zona de Convergência Inter-Tropical Atmosférica (ZCIT). A ZCIT se localiza predominantemente no hemisfério norte, migrando periodicamente das proximidades do equador em março-abril, para cerca de 5°N, em agosto-setembro (Castro & Miranda, 1998). Esta variação sazonal da zona de convergência faz com que os ventos alísios, atuantes na PCA e área oceânica adjacente, sejam predominantemente de sudeste no período de junho a novembro, e de nordeste nos meses de dezembro a maio (Nittrouer & Demaster, 1996; Geyer et al., 1996).

Este trabalho tem por objetivo analisar a variabilidade sazonal das distribuições espaciais das massas de água existentes na PCA e área oceânica adjacente, durante os períodos de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999), de transição (agosto de 2001), e durante a época de mínima descarga fluvial (outubro de 1997), identificando as forçantes geofísicas potencialmente determinantes destas variabilidades. Este trabalho é um dos produtos científicos do Programa REVIZEE (Programa Nacional de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva).

METODOLOGIA

Área de estudo

A área de estudo compreeende a seção do oceano Atlântico equatorial oeste limitada pelas coordenadas Lat. 2, 5°S - 7°N e Long. 46°W - 51°W. Parte dessa região corresponde à PCA, que se estende desde a foz do rio Pará (PA) até o Cabo Norte (AP). A isóbata de 100 m marca a quebra da plataforma continental (Nittrouer & Demaster, 1986). Na frente da foz do rio Amazonas, a PCA atinge uma largura de 330 km, diminuindo em direção ao Cabo Orange (Flood & Damuth, 1987).

A área de estudo é representada na Figura 1, onde são indicadas as localizações das estações de coleta (CTD), e dos transectos verticais Perfil (A/S) e Perfil (W), perpendiculares à costa. A escolha da localização do Perfil (A/S) para análise nesse trabalho teve como objetivo comparar as características termohalinas das massas de água com as medidas de corrente dos Projetos AMASSEDS *(A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study)* e STACS *(Subtropical Atlantic Climate Studies)*, obtidas através de fundeios e de perfilagens de ADCP *(Acoustic Doppler Current Profiler)* realizadas nos anos 1989-1991 ao longo de um transecto muito próximo do Perfil (A/S) escolhido (Fig. 1, de Johns et al., 1998). Já o Perfil (W), situado na altura do Cabo Orande, Amapá (Figura 1), foi definido com o intuito de também possibilitar a comparação das informações do Programa REVIZEE com as perfilagens de ADCP/Pegasus realizadas na região de retroflexão da CNB por Wilson et al. (1994) e Brown et al. (1992), este último no âmbito do Projeto WESTRAX *(Western Tropical Atlantic Experiment)* (Fig. 2, de BOURLES et al., 1999).

Base de dados

Os dados utilizados neste trabalho foram coletados durante três cruzeiros oceanográficos realizados pelo NOc. Antares na região Norte do Brasil, como parte das atividades do Programa REVIZEE

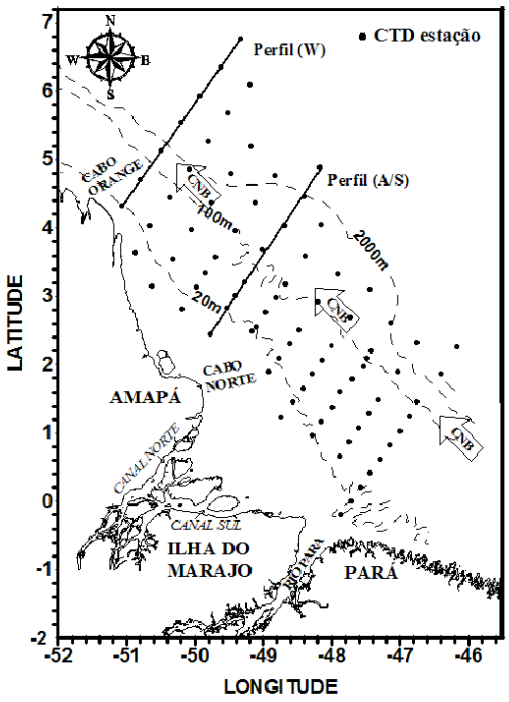


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo, indicando as estações de coleta (CTD), os transectos verticais Perfis (A/S) e (W), e a Corrente Norte do Brasil (CNB), fluindo para noroeste ao longo da margem continental amazônica.

(Programa Nacional de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva). O Programa REVIZEE, sob coordenação da Comissão Interministerial de Recursos do Mar (CIRM), é resultado do compromisso que o Brasil assumiu perante à Organização das Nações Unidas (ONU), ao ratificar em 1988 a Convenção Internacional da Lei do Mar, em validade desde 1994. O objetivo principal do Programa REVIZEE foi realizar um levantamento dos recursos vivos (e dos fatores abióticos correlacionados) presentes na Zona Econômica Exclusiva brasileira.

O conjunto de dados analisados correspondem a 248 perfis verticais contínuos de temperatura e salinidade obtidos com equipamento CTD *Sea Bird Electronics SBE911plus*, equipado com bomba centrífuga e sensores de alta resolução para medições de condutividade (resolução = 0,00004 S m^{-1}), temperatura (resolução = 0,0003°C) e pressão (resolução = 0,068 db). A salinidade foi calculada com os algorítmos da escala prática (PSS-78), adotada pela UNESCO, em função da razão de condutividade elétrica, temperatura e pressão (UNESCO, 1981).

Durante todos os cruzeiros o CTD foi operado até cerca de 1000 m de profundidade, com velocidade descendente de 1 m s^{-1}, e uma frequência de amostragem de 24 Hz. Durante as perfilagens o equipamento foi mantido conectado a uma plataforma de bordo *SBE 11plus*, o que permitiu um acompanhamento em tempo real da aquisição e primeira verificação da qualidade dos dados. A Tabela 1 traz uma síntese dos dados utilizados neste trabalho.

Os três cruzeiros oceanográficos foram realizados épocas diferentes do ano, associadas às distintas situações de aporte continental de água doce, ou seja: durante o período de descarga

Tabela 1 – Síntese das perfilagens de CTD obtidas durante as expedições oceanográficas do Programa REVIZEE, Região Norte, utilizadas neste trabalho.

Hidrologia do rio Amazonas	Período	Qde. perfis de CTD
Descarga mínima	Outubro de 1997	90
Descarga máxima	Maio de 1999	87
Transição máxima-mínima descarga	Agosto de 2001	71

mínima do rio Amazonas (outubro de 1997), durante a descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999), e durante o período de transição de máxima para mínima descarga (agosto de 2001).

RESULTADOS

Diagrama T-S e massas de água

Baseado nas propriedades observadas durante as campanhas de outubro de 1997, maio de 1999 e agosto de 2001, foi possível identificar quatro massas de água na região estudada de acordo com os critérios apresentados na Tabela 2. As distribuições espaciais entre estas massas de água foram identificadas a partir da localização tridimensional dos respectivos valores de limite isopicnais (σ_θ). Neste caso, a isopicna $\sigma_\theta \leq 21,6$ registra o limite de influência da AC; o limite entre AT-ACAS é marcado pela $\sigma_\theta = 24,5$; e o limite entre ACAS-AIA é associado à $\sigma_\theta = 27,1$. Estes valores limites foram definidas a partir dos estudos da DHN (1989), Stramma & Schott (1999) e Barnier et al. (2001).

As massas de água são definidas pelo diagrama T-S, gerado a partir da correlação entre os valores de temperatura (T) e salinidade (S). A Figura 2 apresenta o diagrama T-S obtido a partir dos valores de temperatura e salinidade medidos ao longo das colunas d'água das estações de amostragem do Perfil A (Figura 1).

A Água Costeira (AC) na região de estudo é identificada pelo seu alto valor de temperatura e baixo valor de salinidade, como resultado do aporte de água doce proveniente do rio Amazonas (Curtin, 1986; Dhn, 1989). Na área oceânica, da superfície para o fundo, a primeira massa d' água encontrada na região é a Água Tropical (AT). Abaixo desta registra-se a presença da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), transportada para a região de estudo pela CNB e Sub-Corrente Norte do Brasil (SCNB). A ACAS apresenta baixo valor de salinidade e alto valor de oxigênio dissolvido. No intervalo de 500 m a cerca de 1200 m de profundidade encontra-se a Água Intermediária da Antártica (AIA), com baixo valor de temperatura (Stramma & Schott, 1999; Barnier et al. 2001).

Estrutura vertical das massas de água

Nesta seção são apresentadas as distribuições horizontais das profundidades limites entre as massas de água (AC-AT), (AT-ACAS) e (ACAS-AIA) na região de estudo. Estas profundidades foram obtidas considerando os respectivos limites isopicnais entre as massas d'água, conforme descrito na seção anterior. A Figura 3 apresenta as profundidades limites entre a AC e a AT (profundidade do topo da AT), para os três diferentes períodos de campanha. Durante todos os cruzeiros foi confirmada a influência de uma pluma de água de baixo valor de salinidade provinda do rio Amazonas, que se estende sobre a PCA, conforme evidenciado por Lentez & Limeburner (1995) e Curtin (1986). Na região que sofre influência dessa pluma ocorre o afundamento da AT. Durante os meses de agosto de 2001 e de outubro de 1997 (períodos de transição e de baixa descarga do rio Amazonas) (Figuras 3(A) e (B)), a profundidade do topo da AT sofre um ligeiro afundamento na região noroeste da plataforma amazônica, que nesta ocasião se encontra sobre influência simultânea da CNB e dos ventos alísios de sudeste. Já no mês de maio de 1999 (período de máxima descarga do rio Amazonas) (Figura 3(A)), constata-se que a água doce provinda do rio Amazonas fica confinada na área frontal à sua foz, ocorrendo um afundamento significativo do topo da AT na PCA e na área oceânica adjacente, alcançando profundidades superiores a 25 m. Neste período do ano os ventos alísios de nordeste incidem quase que perpendicularmente às isóbatas, pressionando a pluma para junto da costa, e reduzindo assim sua expansão lateral.

A distribuição horizontal das profundidades que limitam a AT-ACAS nos três períodos estudados é apresentada na Figura 4. Estas distribuições demostraram uma elevação do topo da ACAS sobre a quebra da PCA (isóbata de 100 m). Durante o mês de maio de 1999 (Figura 4(A)), o topo da ACAS se encontra a uma profundidade de cerca de 90 m ao longo da quebra da plataforma, chegando a atingir 70 metros no talude em frente do Cabo Norte, no estado do Amapá. Durante os meses de agosto de 2001 e de outubro de 1997 (Figura 4(B) e (C), respectivamente), observa-se igualmente uma resuspensão da ACAS na região da quebra

Tabela 2 – Valores de temperatura (°C) e salinidade (ups) característicos das respectivas massas de água observadas na área de estudo.

Massa d'água	Temperatura (°C)	Salinidade
Água Costeira (AC)	26,00 – 28,87	$\leq 34,00$
Água Tropical (AT)	$> 18,00$	$> 36,00$
Água Central do Atlantico Sul (ACAS)	5,95 – 18,35	34,52 – 36,40
Água Intermediaria da Antartica (AIA)	4,92 – 5,90	34,48 – 34,78

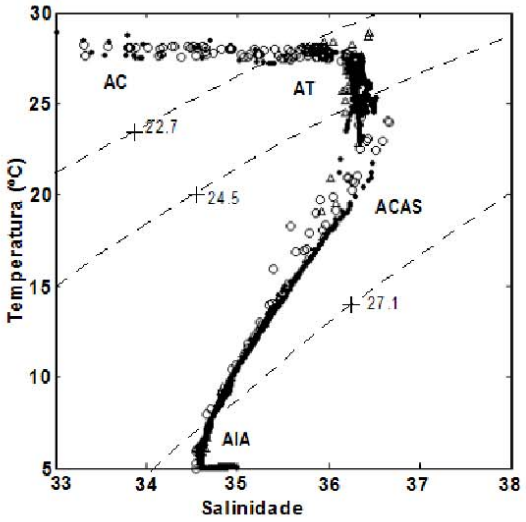


Figura 2 – Diagrama T-S realizado a partir dos dados coletados ao longo do Perfil (A/S) durante o período de descarga máxima (o), período de transição de descarga máxima para mínima (•), e durante o período de descarga mínima (△). No diagrama são identificadas as quatro massas de água da região, com seus respectivos limites isopicnais (σ_θ): $\sigma_\theta \leq 21,6$ registra o limite de influência da AC; o limite entre AT e ACAS é marcado pela isopicna $\sigma_\theta = 24,5$; e o limite ACAS–AIA é definido pela isopicna $\sigma_\theta = 27,1$.

da PCA, principalmente na direção do Cabo Norte e a noroeste deste, tendendo a aumentar sua profundidade com o afastamento da costa. Para estes dois períodos, entretanto, as isóbatas de profundidade limite da AT–ACAS encontram-se mais alinhadas com as isóbatas da PCA, o que não ocorreu durante o período de vazão máxima do rio.

As distribuições horizontais dos limites de profundidade entre as massas de água ACAS e AIA apresentaram durante o mês de outubro de 1997 (Figura 5(C)) uma elevação do topo da AIA ($\approx$ 400 m) próximo à foz do rio e a noroeste desta, e um afundamento desta massa de água na área frontal ao cabo Norte ($\approx$ 500 m). Durante o mês de maio de 1999 (Figura 5 (A)), o topo da AIA também apresentou uma elevação na direção da foz do rio e na região que compreende a quebra da PCA, afundando à medida que aumenta a distância da costa. Durante o mês de agosto de 2001 (Figura 5(B)), verifica-se um afundamento no topo da AIA ($\approx$ 540 m) em toda região estudada.

DISCUSSÃO

A região equatorial oeste do oceano Atlântico vem atraindo uma quantidade significativa de pesquisas científicas, sobretudo nos últimos vinte anos. Em particular, o elevado aporte continen-

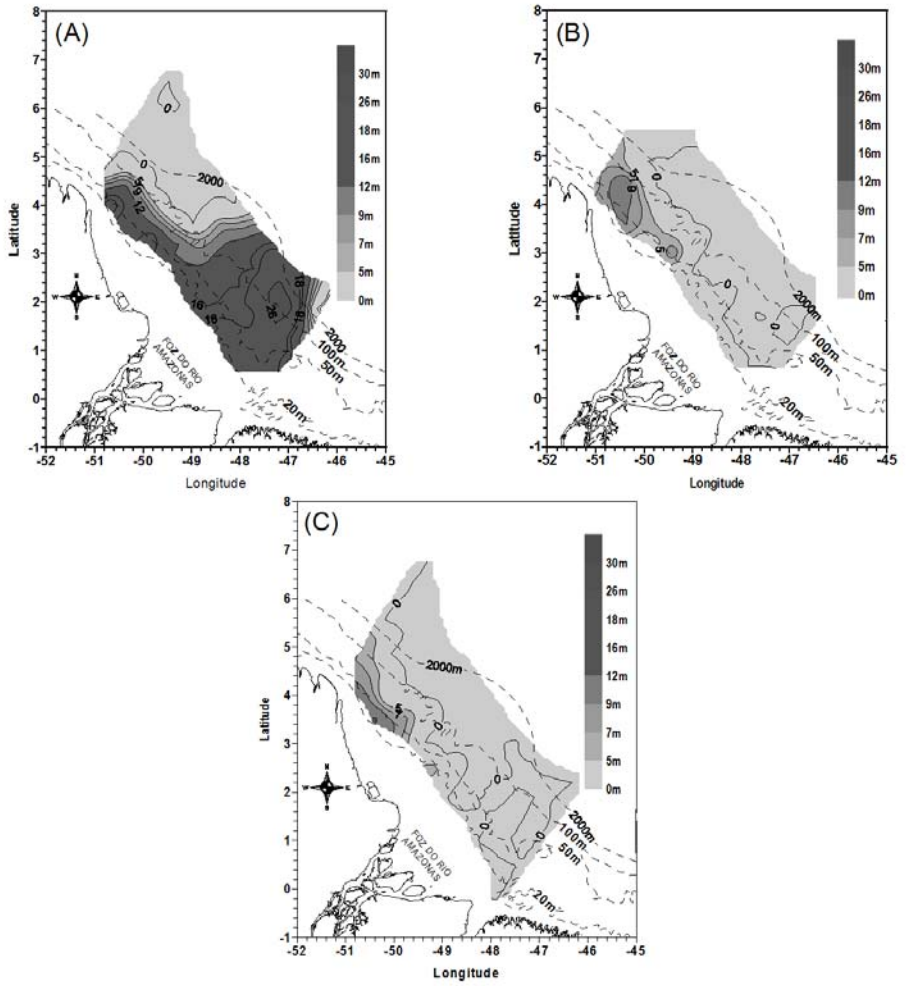


Figura 3 – Distribuição horizontal das profundidades limites entre a AC e a AT na PCA e região oceânica adjacente durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997).

tal de águas doces (rios Amazonas e Pará, entre outros), aliada à presença de fortes correntes de fronteira que são modificadas sazonalmente pela variabilidade do cisalhamento eólico (proximidade da Zona de Convergência Intertropical), transformam a região costeira e oceânica adjacente à costa Norte do Brasil num local privilegiado, para onde convergem as águas superficias quentes do sul e as águas frias profundas do Atlântico norte. Uma análise objetiva dos principais trabalhos desenvolvidos na

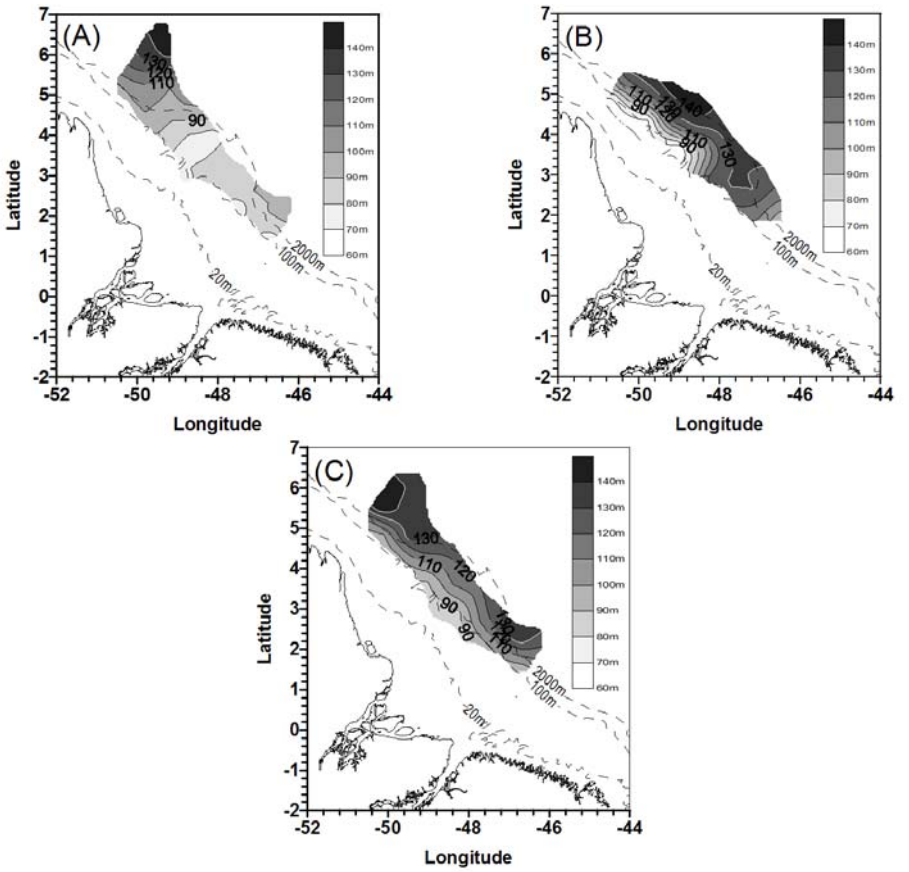


Figura 4 – Distribuição horizontal das profundidades limites entre a AT e a ACAS na PCA e região oceânica adjacente durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997).

região permite classificá-los de acordo com a área de atuação. Num primeiro conjunto, estão os estudos que se concentraram na região da Plataforma Continental Amazônica (limitados à quebra da PCA, isóbata 100 m), que podem ser representados pelos experimentos do Projeto AMASSEDS. Estes esforços possibilitaram uma descrição mais detalhada das massas de água e da dinâmica das correntes de maré sobre a PCA.

O segundo conjunto de trabalhos desenvolvidos na região oeste do Atlântico equatorial se limitara quase que exclusivamente à caracterização da região oceânica adjacente à PCA, na grande maioria das vezes além da isóbata de 1000 m. Assim foram os casos das expedições e experimentos realizados no âmbito dos Projetos STACS (Johns et al., 1998), Westrax (Brown et al., 1992), e mais recentemente pelo Projeto *North Brazil Current Rings Experiment* (Garzoli et al., 2004). Estes trabalhos trouxeram informações até então desconhecidas acerca da variabilidade espaço-temporal da CNB, de sua ligação com a Contra-corrente Norte Equatorial, e do papel dos vórtices anticiclônicos gerados

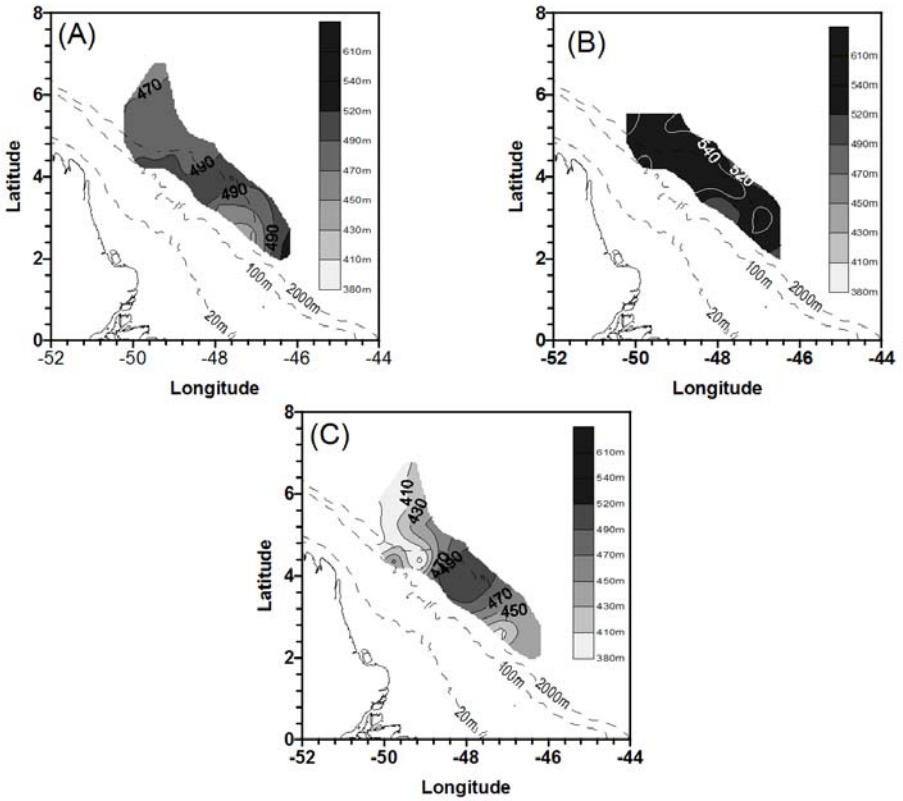


Figura 5 – Distribuição horizontal das profundidades limites entre a ACAS e a AIA na PCA e região oceânica adjacente durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997).

na região de retroflexão da CNB.

Entre a quebra da PCA e a isóbata de 1000 m, entretanto, pouca informação existe. Esta área, que engloba o talude da PCA, é um local-chave para compreensão dos mecanismos de interação entre a plataforma continental a área oceânica adjacente. Visando analisar o domínio e a variabilidade espacial das massas de água nesta região, foram traçados dois transectos verticais perpendiculares à costa, para os meses de maio de 1999, agosto de 2001 e outubro de 1997 (períodos de descarga máxima, transição e mínima do rio Amazonas) (Figura 1). A Figura 6 corresponde ao Perfil (A/S) e a Figura 7 representa o Perfil (W).

Os resultados para o transecto Perfil (A/S) demostram que, durante todos os períodos de coleta, foi registrada uma massa de Água Costeira (AC) de baixo valor de salinidade ($\leq$ 34) e alto valor de temperatura, dando origem à formação de haloclina que se situou em torno de 10 m a 20 m de profundidade (Figura 6).

No mês de maio de 1999 (Figura 6(A)) observa-se a presença superficial da AC até cerca de 310 km de distância da costa. Nesta época do ano, a ação dos ventos alísios de nordeste minimizam o transporte da pluma de água doce para noroeste. Durante o mês de agosto de 2001 (Figura 6(B)), foi observada a presença de AC até aproximadamente 212 km de distância da costa, enquanto que

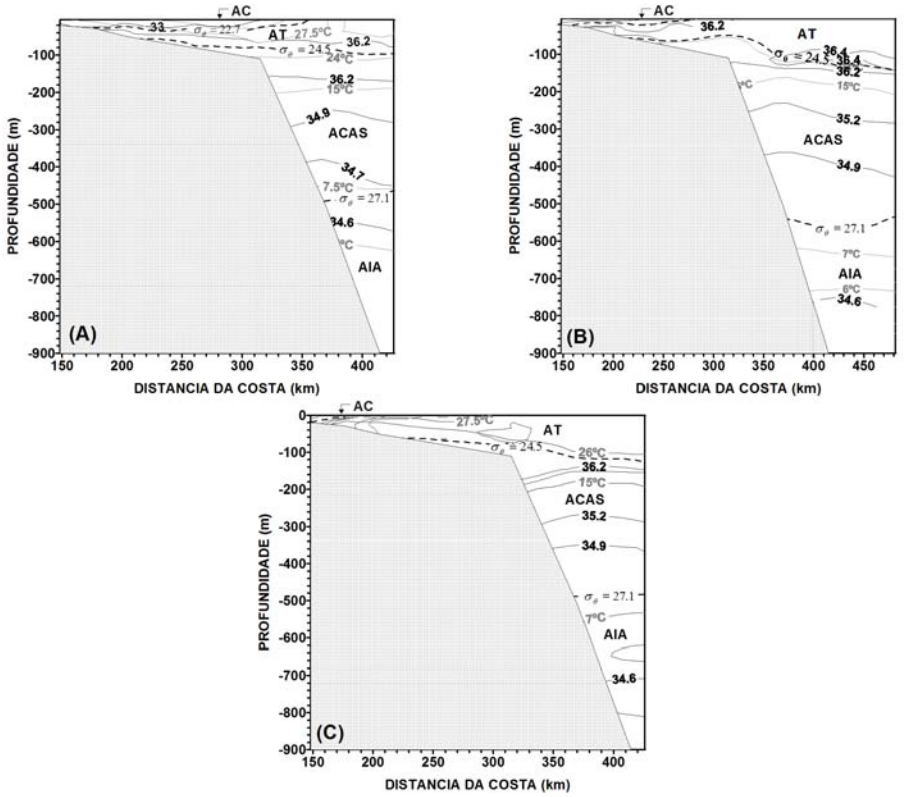


Figura 6 – Distribuição vertical das massas de água ao longo do transecto Perfil (A/S) durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997).

no mês de outubro de 1997 (Figura 6(C)) a pluma atingiu 140 km de distância da costa. A ação dos ventos alísios de sudeste, característicos destas épocas do ano, facilitam o transporte da pluma para noroeste, distribuindo-a mais homogeneamente ao longo de toda a costa amazônica.

Os gráficos da Figura 6 indicam que a AT esteve presente abaixo da AC na área da PCA, e na superfície nas regiões que não sofrem influência das águas do rio Amazonas. Abaixo da AT, até a profundidade de aproximadamente 490 m a 550 m, foi identificada a presença da ACAS, e sob esta, a AIA (Figura 6). Durante o mês de maio de 1999 (Figura 6(A)), o topo da ACAS foi registrado na profundidade de 70 m ao longo do Perfil A. No mês de agosto de 2001 (Figura 6(B)), observa-se uma elevação do topo da ACAS, invandido a plataforma (chegando a atingir uma profundidade de 50 m), e em seguida aumentando sua profundidade com o afastamento da costa. Durante o mês de outubro de 1997 (Figura 6(C)), o topo da ACAS também apresenta uma elevação próximo à da quebra do talude da plataforma (isóbata 100 m), atingindo uma profundidade de 80 metros. Assim como para as outras épocas do ano, observa-se o neste período um aumento desta profundidade à medida que se adentra no oceano. Nos meses de maio de 1999 e outubro de 1997, o topo da AIA no Perfil A se localizou a uma profundidade de cerca de 490 m. No mês de agosto de 2001 este sofreu um maior rebaixamento atingindo

a profundidade de 550 m (Figura 6).

Ainda com relação ao Perfil (A/S), um conjunto significativo de medidas de corrente foi obtida no âmbito dos Projetos AMASSEDS *(A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study)* e STACS *(Subtropical Atlantic Climate Studies)* (Johns et al., 1998). Estas medições foram realizadas exatamente ao longo de um transecto perpendicular à costa (muito próximo do Perfil (A/S), Figura 1). Os resultados destas análises indicaram que a CNB possui uma grande variabilidade sazonal nesta latitude. Durante os meses de abril-maio, que engloba a época de descarga máxima do rio Amazonas, verificou-se que a CNB se mantem praticamente estreita e confinada à região de talude da PCA, transportando cerca de 13 Sv (menor valor anual). Já durante os meses de julho-agosto, época que coincide com o período de transição entre as maiores e menores vazões do rio, a CNB se transforma numa corrente de fronteira mais larga e mais profunda, alcançando valores de transporte da ordem de 36 Sv (máximo transporte anual) (Johns et al., 1998). Os dados do Programa REVIZEE indicam, para este último período, uma expansão da ACAS (Figura 6(B)), quando comparado ao mês de maio de 1999 (Figura 6(A)). Esta expansão da ACAS, traduzida por uma elevação relativa de seu topo e afundamento relativo de sua base (que corresponde ao topo da AIA), coincide, portanto, com o período de máximo transporte da CNB naquela latitude.

Os transectos apresentados na Figura 7 foram traçados a partir dos dados do Programa REVIZEE, obtidos ao longo do Perfil (W) (Figura 1). A distribuição espacial das massas de água nesta região diferem significativamente daquela observada no Perfil (A/S), Figura 6. Analisando-se inicialmente as águas superficiais, observa-se que a pluma de massa de água costeira fica restrita a cerca de 140 km de distância da costa no mês de maio de 1999 (Figura 7(A)), expandindo-se consideravelmente oceano adentro (270 km) no mês de agosto de 2001 (Figura 7(B)). Estas distribuições são qualitativamente opostas àquelas verificadas nos transectos do Perfil (A/S), situado mais próximo à foz do rio Amazonas, quando se obteve, inversamente, uma maior penetração oceânica da pluma de água doce no período de descarga máxima (Figura 6(A)), e um menor alcance da pluma durante a época de transição das vazões (Figura 6(B)).

A Água Tropical ao longo do Perfil (W) esteve presente abaixo da AC na região da PCA. Abaixo desta zona, até profundidades de aproximadamente 400 m a 620 m (em função da época do ano), foi igualmente constatada a presença da ACAS, e abaixo desta, a AIA (Figura 7). No que se refere à sazonalidade, verifica-se um comportamento aproximadamente semelhante com relação à localização do topo da ACAS nas três épocas do ano. Esta situou-se a cerca de 70 m nas proximidades de quebra da PCA, sofrendo um rebaixamento com o afastamento da costa (até aproximadamente 140 m na área oceânica).

Situações nitidamente distintas, entretanto, são observadas quando se comparam as profundidades limite entre as massas de água ACAS e AIA ao longo do Perfil (W). Neste caso, durante os meses de outubro de 1997 (Figura 7(C)) e de maio de 1999 (Figura 7(A)), o topo da AIA na região do Perfil (W) se localizou entre 400 m e 450 m, respectivamente. Já para o mês de agosto de 2001, verifica-se que houve um rebaixamento significativo do limite ACAS-AIA, que atingem uma profundidade de 620 m (Figura 7(B)). Este cenário caracteriza uma expansão considerável do domínio das águas centrais no mês de agosto, quando comparado aos outros períodos analisados, o que certamente tem relação com a dinâmica das correntes de fronteira existentes na região. As análises de Bourlès et al. (1999), realizadas a partir das perfilagens de ADCP e correntometria Pegasus (Wilson et al. (1994); Brown et al. 1992), por exemplo, indicam que os períodos de agosto e setembro se caraterizam por intensa atividade de formação de vórtices anticiclônicos subsuperficiais na área do Perfil (W). Mais recentemente, as medidas de ADCP/Ecosonda invertida analisadas por Garzoli et al. (2004), no âmbito do Projeto *North Brazil Current Rings Experiment* (1999-2000), confirmam ser o mês de setembro o período de máximo transporte para sudeste das águas da CNB que são retroflectadas na costa amazônica. Esta época do ano coincide com o período de máxima ação da Contra-corrente Norte Equatorial (CCNE), que é em parte alimentada pela retroflexão da CNB. Esta intensa atividade, por exemplo, não é, nem verificada nos meses de março-abril, período em que a CCNE não foi observada na região estudada (Garzoli & Katz, 1983), nem durante o mês de maio, quando a intensidade da CNB é mínima (Johns et al., 1998; Garzoli et al., 2004). Em sua análise, Garzoli et al. (2004) sugerem ainda que a ocorrência quase que simultânea dos picos do transporte pela CNB e de transporte de volume d'água retroflectado pela CCNE, favorecem a formação de vórtices anticiclônicos, gerando um maior deslocamento da CNB no sentido noroeste.

CONCLUSÕES

Este trabalho analisa informações hidrográficas obtidas na região da Zona Econômica Exclusiva brasileira compreendendo a Plataforma Continental Amazônica área oceânica adjacente. Trata-se de uma contribuição ao conhecimento da variação sazonal da estrutura termohalina numa porção do oceano ainda pouco pesquisada. Expedições e experimentos anteriores se restringiram, seja

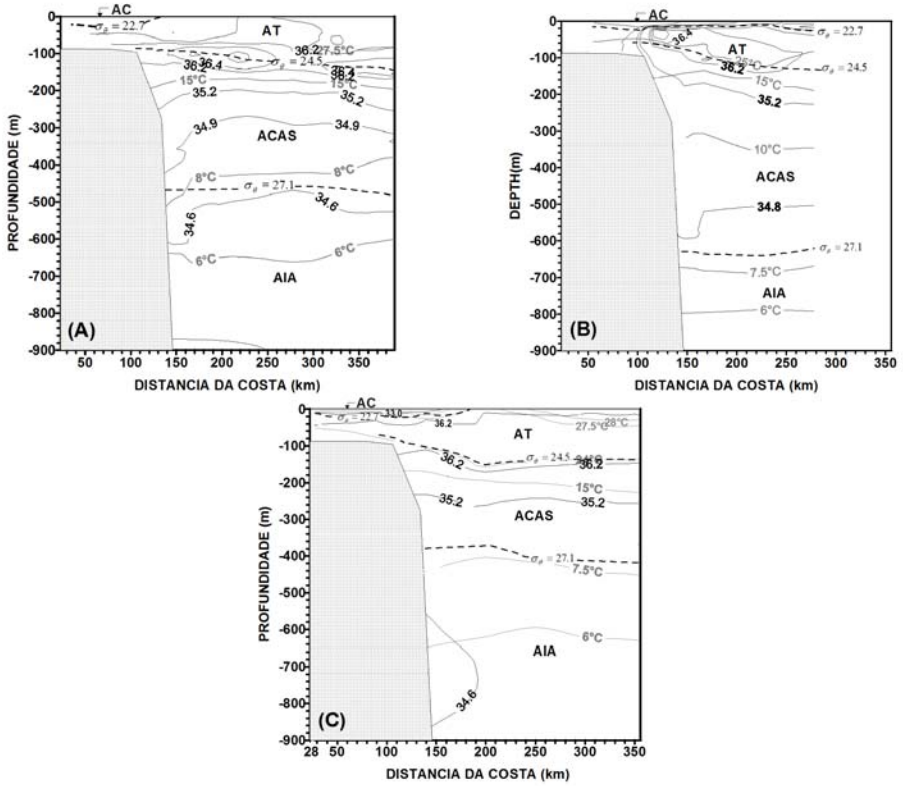


Figura 7 – Distribuição vertical das massas de água ao longo do transecto Perfil (W) durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997).

exclusivamente à região da PCA (limitada à isóbata 100 m), seja à região oceânica de profundidades superiores a 1000 m.

As análises das observações sinópticas, obtidas através do Programa REVIZEE, mostraram que durante o período de máxima descarga (maio de 1999), a influência de uma pluma de água de baixo valor de salinidade provinda do rio Amazonas se estende oceano a dentro, muito além dos limites da PCA. Esta época coincide com o período em que se verifica o menor fluxo da CNB, paralelo à costa, com ventos alísios de nordeste incidindo quase que perpendicularmente às isóbatas. Estes fatores terminam por inibir o transporte para noroeste da pluma de água doce, o que foi claramente observado durante as épocas de máximo transporte da CNB, favorecido também pela ação dos alísios de sudeste (período de transição entre as vazões máxima e mínima do rio).

Os resultados aqui apresentados indicaram ainda que a distribuição espaço-temporal das massas d'água de subsuperfície (ACAS e AIA) pode ser qualitativamente explicada a partir da variabilidade sazonal do transporte da Corrente Norte do Brasil (CNB), de sua conexão com a Contra-corrente Norte Equatorial (CCNE), e da presença de vórtices sub-superficiais na região de retroflexão da CNB. Os transectos analisados mostraram que a ACAS sofre uma expansão vertical de cerca de 70 m durante o período de transição das descargas fluviais, quando comparada às demais épocas do ano (Perfil (A/S), 49°W). Nesta ocasião observou-se uma intrusão significativa das águas oceânicas

(ACAS) sobre a PCA. Ao norte (Perfil (W), 50°W), neste mesmo período do ano, esta expansão vertical é bem mais importante, chegando a atingir 220 m de coluna d'água. Estes cenários, que caracterizam uma expansão considerável do domínio das águas centrais no mês de agosto, coincidem com a ocorrência quase que simultânea dos picos do fluxo para noroeste da CNB, e de transporte de volume d'água retroflectado pela CCNE, favorecendo a formação vórtices anticiclônicos, sobretudo na região setentrional da área de estudo (Perfil (W), 50°W).

Por fim, deve-se ressaltar que, embora em baixa latitude, o ajuste baroclínico da CNB também contribue para a intrusão (expansão) da ACAS no talude e PCA. Um interessante via para a continuidade deste trabalho nos parece associada à investigação da importância relativa destes processos (descarga fluvial, intensificação e ajuste baroclínico da CNB) sobre a variabilidade da estrutura de massas de água observada. Nesse sentido, a modelagem matemática da circulação oceânica na área de estudo aparece com uma ferramenta privilegiada para quantificação dos mecanismos envolvidos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Dr. Maâmar El-Robrini, Coordenador do Sub-Comitê Norte do Programa REVIZEE, e sua equipe, pela disponibilização dos dados de CTD, assim como os Comandantes e tripulações do NOc. Antares, Marinha do Brasil, pelo esforço e dedicação demonstrados durante todas as expedições oceanográficas. O primeiro autor agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela concessão de Bolsa de Doutorado.

REFERÊNCIAS

BARNIER B, REYNAUD T, BECKMANN A, BONING C, MOLINES JM, BARNARD S & JIA Y. 2001. On the seasonal variability and eddies in the North Brazil Current: insight from model intercomparison experiments. Progress in Oceanography, 44: 195–230.

BOURLES B, MOLINARI RL, JOHNS E, WILSON WD & LEAMAN KD. 1999. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989-1991). Journal of Geophysical Research, 104: 1361–1375.

BROWN WS, JOHNS WE, LEAMAN KD, McCREARY RL, MOLINARI RL, RICHARDSON PL & ROOTH C. 1992. A western tropical Atlantic experiment (WESTRAX). Oceanography, 5: 73–77.

CASTRO BM & MIRANDA LB. 1998. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. The Sea, 11: 209–251.

CURTIN TB. 1986. Physical observation of the plume region of the Amazon River during peak discharge. II. Water masses. Continental Shelf Research, 6: 53–71.

DHN. 1989. Diretoria de Hidrografia e Navegação. CXXXV Comissão Oceanográfica. Operação Pavassas I. NOc. "Almirante Saldanha" (28/06 a 19/09/87). Marinha do Brasil, Rio de Janeiro, 28 p.

DIDDEN N & SCHOTT FA. 1993. Eddies in the North Brazil Current retroflection region observed by Geosat altimetry. Journal of Geophysical Research, 98(11): 20,121–20,131.

FLOOD RD & DAMUTH JE. 1987. Quantitative characteristics of sinuous distributary channels on the Amazon. Bulletin of the American Geology Societry, 98: 728–738.

FRATANTONI DM, JOHNS WE & TOWNSEND TL. 1995. Rings of the North Brazil current: their structure and behavior inferred from observations and a numerical simulation. Journal of Geophysical Research, 100(6): 10633–10654.

GARZOLI SL & KATZ E. 1983. The forced annual reversal of the Atlantic North Equatorial Countercurrent. Journal of Physical Oceanography, 13: 2082–2090.

GARZOLI SL, FFIELD A, JOHNS WE & YAO Q. 2004. North Brazil Current retroflection and transports. Journal of Geophysical Research, 109, C01013, doi:10.1029/2003JC001775.

GEYER WR, BEARDSLEY RC, LENTZ SJ, CANDELA J, LIMEBURNER R, JOHNS WE, CASTRO BM & SOARES ID. 1996. Physical oceanography of the Amazon Shelf. Continental Shelf Research, 16: 575–616.

GIBBS RJ. 1970. Circulation in the Amazon river estuary and adjacent Atlantic ocean. Journal of Marine Research, 28: 113–123.

JOHNS WE, LEE TN, SCHOTT FA, ZANTOPP RJ & EVANS RH. 1990. The North Brazil Current retroflection: seasonal structure and eddy variability. Journal of Geophysical Research, 95: 22103–22120.

JONHS WE, BEARDSLEY RC, CANDELA J, LIMEBURNER R & CASTRO BM. 1998. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. Journal of Physical Oceanography, 28: 103–128.

LENTZ S & LIMEBURNER R. 1995. The Amazon river plume during AMASSEDS: Spatial characteristics and salinity variability. Journal of Geophysical Research, 100(2): 2355–2375.

MULLER-KARGER FE, MCCLAIN CR & RICHARDSON PL. 1988. The dispersal of the Amazon's water. Nature, 333: 56–69.

NITTROUER CA & DEMASTER DJ. 1986. Sedimentary Process on the Amazon Continental Shelf: Past, Present and Future Research. Continental Shelf Research, 6: 5–50.

NITTROUER CA & DEMASTER DJ. 1996. The Amazon shelf setting: tropical, energetic, and influenced by large river. Continental Shelf Research, 16: 553–574.

OLTMAN RE. 1968. Reconaissance investigation of discharge and water quality of the Amazon River. *US. Geological Survey Circular 552*, Washigton DC. 16 p.

RICHARDSON PL, ARNAULT S, GARZOLI S & BROWN WS. 1994. North Brazil Current retroflection eddies. Journal of Geophysical Research, 99: 997–1014.

SCHOTT FA, FISCHER J & STRAMMA L. 1998. Transports and pathsways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. Journal of Physical Oceanography, 28: 1904–1928.

STRAMMA L & SCHOTT F. 1999. The mean Flow Field of the tropical Atlantic Ocean. Deep Sea Research II, 46: 279–303.

UNESCO. 1981. Background papers and supporting data on the Practical Salinity Scale 1978, Technical Papers Marine Sc., 37: 144 pp.

WILSON WD, JOHNS E & MOLINARI RL. 1994. Upper layer circulation in the western tropical north Atlantic ocean during August 1989. Journal of Geophysical Research, 99: 22513–22523.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

Alex Costa da Silva. Geólogo pela Universidade Federal do Pará (UFPA) em 2000, atuando especificamente no Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros da UFPA. Participou de Projetos como MADAM (Manejo e Dinâmica nas Áreas de Manguezais), e REVIZEE/SCORE-NO (Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva/Sub-Comitê Região Norte), atuando neste último como coordenador da Subárea de Oceanografia Física. Doutorando em fase de conclusão do Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira, Departamento de Oceanografia da UFPE (LOFEC/DOCEAN).

Moacyr Araujo. Engenheiro civil pela Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Mestre em Hidráulica e Saneamento pela Universidade de São Paulo (USP) e Doutor em Física e Química do Meio-ambiente pelo *Institut National Polytechnique de Toulouse* (INPT/França). Professor Adjunto do Departamento de Oceanografia da UFPE desde 1998, lotado no Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira (LOFEC), aonde vem desenvolvendo atividades de ensino e pesquisas em Oceanografia Física costeira e oceânica. Vice-coordenador da Subárea de Oceanografia Física do Programa REVIZEE/SCORE-NE (Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva/Sub-Comitê Região Nordeste).

Bernard Bourles. Doutor em Oceanografia Física pela *Université de Paris VI*, com especialização na dinâmica do oceano Atlântico tropical. Pesquisador do *Institut de Recherche pour le Developement* – IRD/França desde 1997, participando ativamente em programas oceanográficos internacionais (STACS-WESTRAX, WOCE), e franceses (NOE, CITHER, ETAMBOT e EQUALANT). Responsável pela parte francesa do Projeto PIRATA (*Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic*) desde 2002, e pelos programas EGGE (Estudo da Circulação Oceânica e de sua Variabilidade na Camada superior do Oceano Atlântico Tropical Leste) e AMMA (Análises Multidisciplinar da *Mousson* Africana).

Capítulo 5

A Pluma de Água Amazônica

5.1. SÍNTESE DOS RESULTADOS

No Capítulo anterior foi evidenciado que a Plataforma Continental do Amazonas encontra-se sob forte influência de uma massa de água costeira (AC), identificada pelo seu alto valor de temperatura e baixo valor de salinidade. Esta massa de água é formada pelo aporte fluvial proveniente, sobretudo, do rio Amazonas. Neste Capítulo buscou-se analisar, com mais detalhes, a variabilidade espacial e temporal desta massa de água costeira de baixo valor de salinidade, referenciada a seguir por pluma de água amazônica.

Através das medidas *in-situ* do Programa REVIZEE/SCORE-N, e de resultados do Experimento ATL6 do Projeto CLIPPER, foi possível avaliar o deslocamento desta pluma de água amazônica, associando-a com a variabilidade sazonal da dinâmica oceânica local (ventos, correntes, etc.). Os resultados mostraram a formação de uma pluma de água amazônica próximo da foz do rio Amazonas, chegando a atingir, durante o período de máxima descarga do rio Amazonas (Abril-Maio de 1999), mais de 300 km de distância perpendicularmente à costa. Já durante o período de mínima descarga do rio Amazonas (Outubro-Novembro de 1997), esta se restringe

a 50 km de distância da costa (Figura 5.1). Em ambas as situações, a haloclina situou-se a cerca de 20 m de profundidade.

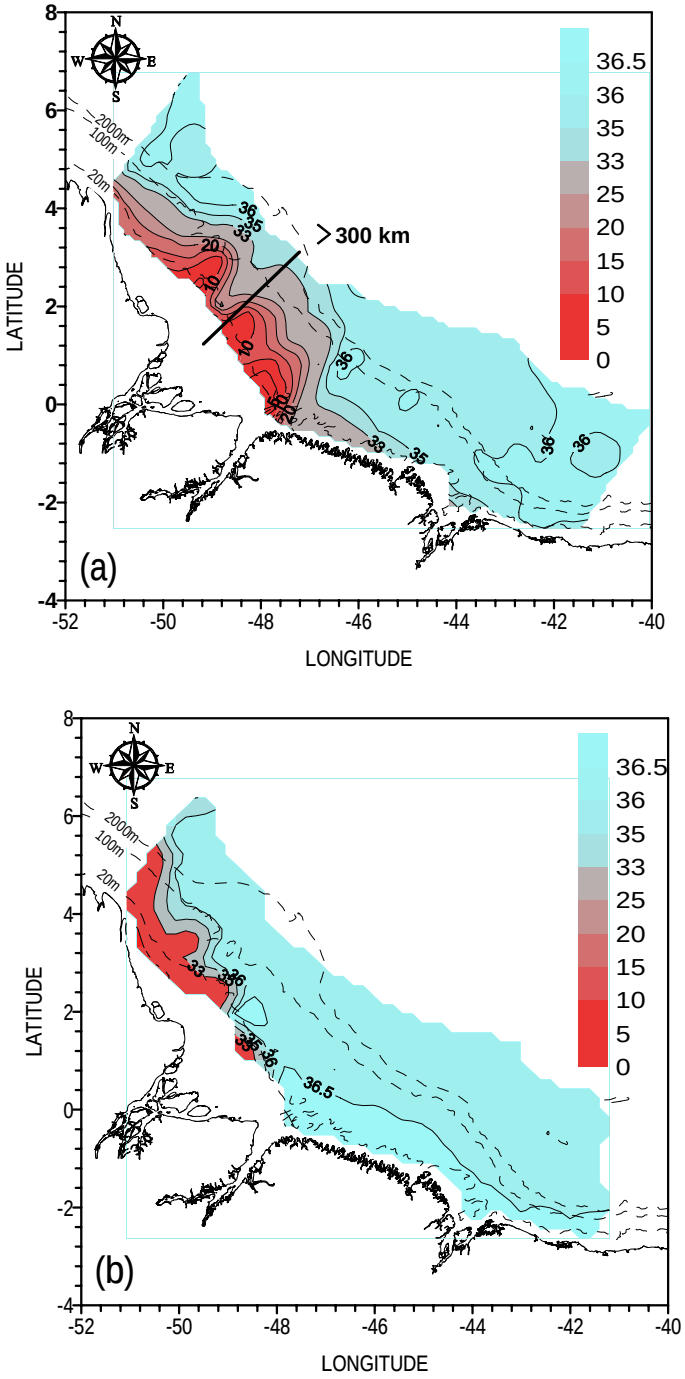


Figura 5.1. Mapas de distribuição de salinidade superficial durante: (a) período de máxima descarga do rio Amazonas; e (b) período de mínima descarga do rio Amazonas.

As medidas de mar e os resultados da simulação ATL6 indicaram ainda que durante os meses de Abril-Maio de 1999 (Figura 5.2d – 5.2e) ocorre um deslocamento da pluma para sudeste da foz do rio Amazonas, ao longo e próximo da costa, o que não foi observado durante os meses de Outubro-Novembro de 1997. Os campos de salinidade numéricos também confirmam a existência de um transporte para leste de parte desta pluma de água amazônica, resultante da retroflexão da CNB, observada próximo de 8°N de Latitude durante o mês de agosto (Figura 5.2h – 5.2i).

Por fim, destaca-se também que os resultados do modelo OPA 8.1 indicaram que a distribuição da pluma d'água de baixo valor de salinidade está diretamente relacionada à variabilidade sazonal e espacial das correntes de fronteiras, e da intensidade/direção dos ventos atuantes na região de estudo (Figuras 5.2a - 5.2l).

Uma análise mais detalhada da evolução espaco-temporal da pluma amazônica é objeto do artigo intitulado *Analysis of the Amazonian Waters Lenses along the North Brazilian Coast*, apresentado na próxima Seção, e que se encontra pronto para ser submetido a um periódico científico.

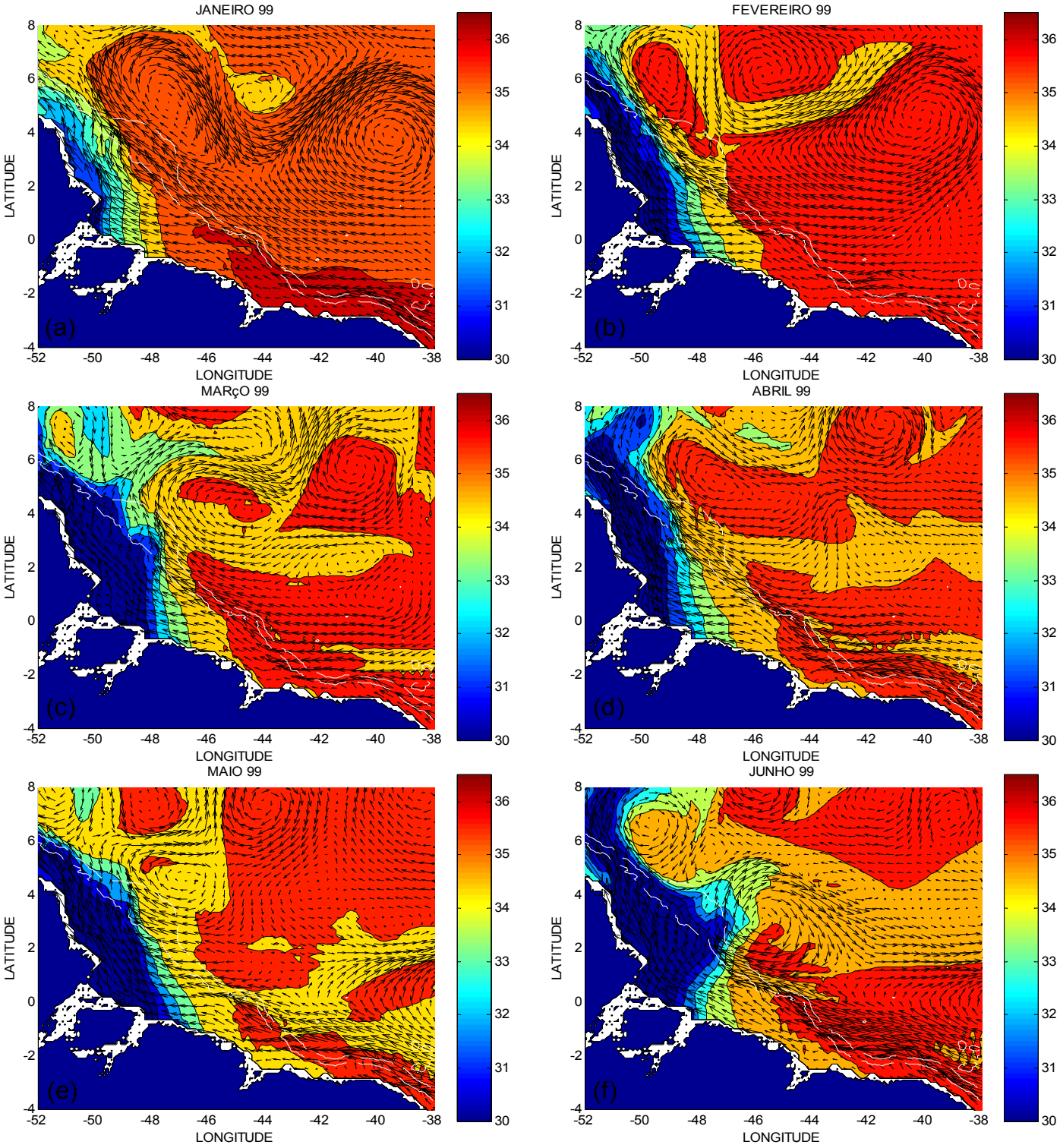


Figura 5.2. Mapas de distribuições de salinidade superficial (valores médios de 5 dias), geradas através do Projeto CLIPPER 6 (ATL6), durante o ano de 1999: (a) Janeiro 15th; (b) Fevereiro 15th; (c) Março 15th; (d) Abril 15th; (e) Maio 15th; (f) Junho 15th; (g) Julho 15th; (h) Agosto 15th; (i) Setembro 15th (j) Outubro 15th; (k) Novembro 15th; e (l) Dezembro 15th.

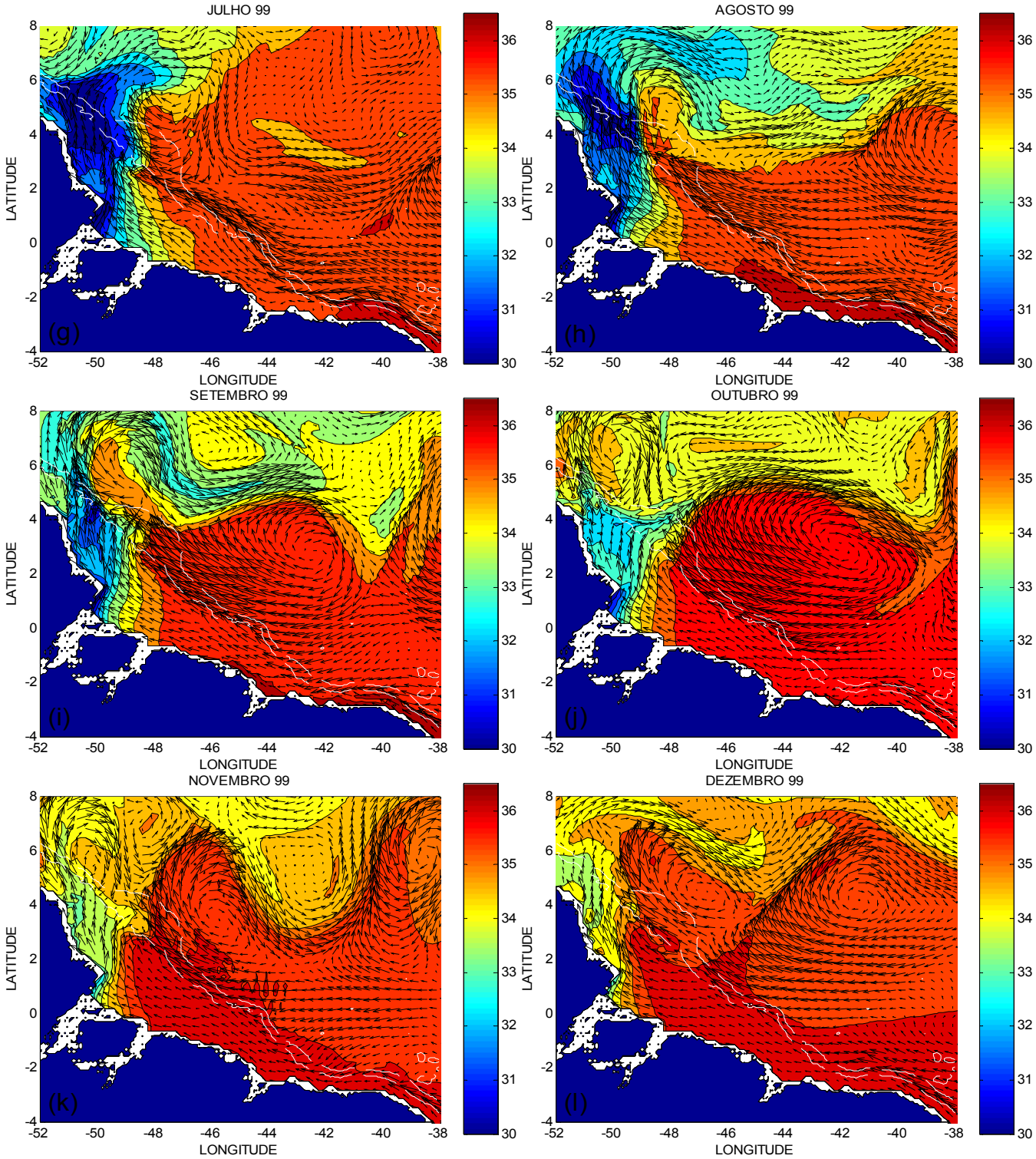


Figura 5.2. (continuação).

5.2. ARTIGO

Analysis of the Amazonian Water Lenses Along the North Brazilian Coast

Alex C. SILVA[1], Moacyr ARAÚJO[1], Bernard BOURLÈS[2]

[1] Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira, Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco – LOFEC/DOCEAN/UFPE
Av. Arquitetura s/n, 50739-540, Campus Universitário, Recife, PE, Brasil
acostasil@yahoo.com.br; moa@ufpe.br

[2] Institut de Rechercher pour le Développement - IRD
Boite Postale 70, 29280, Plouzané, France
bernard.Bourlès@ird.fr

ABSTRACT

The north Brazilian shore is an unusually energetic coastal region that is subjected to strong seasonally-driven variables, such as the Amazon River discharge, North Brazil Current transport, and trade winds. In this paper a partial attention was given to the spreading of the freshwater Amazonian plume over the coastal region limited by the outer margins of the neritic zone. Four cruises of the Brazilian Exclusive Economic Zone Program in the western equatorial Atlantic covered different seasonal periods and situations of river discharge: maximum outflow in boreal late winter/spring (March-May 1995/May-June 1999), transition falling discharge period in summer (July-August 2001), and minimum out flow in fall (October-December 1997). These unpublished field data indicated that the Amazonian Water lenses (< 35 psu) were formed near the Amazon River mouth as freshwater mixed with shelf water. The river plume extended a further 300 km offshore during maximum discharge, and 50 km during minimum discharge. In both situations the halocline is placed at about 20 m depth. Results have shown that during boreal late winter and spring the Amazonian Water lenses moved southwestward along the coast in the north of Brazil, decreasing during the summer and is not observed during boreal fall. Model simulations have confirmed that the Amazon Water lenses are advected to eastward during August 2001, as resulting of the retroflection of the North Brazilian Current around 8°N.

Keywords : *North Brazilian Coast, Amazonian Water Lenses, Sea Surface salinity, Model CLIPPER*

1. INTRODUCTION

The Amazon River basin extends from the Andes across the low Amazon rainforest, with an catchments area of approximately 7 x 10^6 km^2. The mean Amazon River discharge is about 0.15 Sv (1 Sv = 10^6 m^3 s^{-1}), being responsible for about half of all freshwater input into the tropical Atlantic (Baumgartner and Reichel, 1975; Yoo and Carton, 1990). This rate varies 50 % between a maximum in May-June to a minimum in November-December (Richey e*t al*., 1986; Carton, 1991). This fresh water contains an enormous amount of suspended matter which has an important influence over the coastal geomorphology of the northwestern coasts of South America (Prost, 1992) and over nutrient chemistry and biological productivity in the western tropical Atlantic (Calef and Grice, 1967; Gibbs, 1970; Cadee, 1975) as far as the eastern Caribbean (Ryther e*t al*., 1967; Froelich *et al*., 1978; Kidd and Sander, 1979). The enormous Amazonian flow causes a large input of dissolved components and particles into the ocean (Mead *et al*., 1985; Chester, 1990), and freshwater fluxes have shown to be responsible for significant changes in surface thermodynamic properties of large extensions of the tropical Atlantic ocean (Pailler *et al*., 1999).

The major ocean current reaching the Amazon shelf is the North Brazil Current (NBC), a strong western boundary current which originates in the South Equatorial Current (SEC) and flows across the Equator along the continental margin.

According to Johns *et al*. (1998), the magnitude of NBC shows a significant seasonal variation at 4º N, 45°W ranging from a maximum transport of 36 Sv (1 Sv = 1 x 10^6 m^3/s) in July-August, to a minimum of 13 Sv in April-May, with an annual mean value of approximately 26 Sv.

The Amazon Shelf region is dominated by the trade winds, with maximum stress corresponding to the northeast trade winds between the months of December and April, which are oriented roughly perpendicular to the coast (Geyer *et al*., 1996).

Recent publications based on satellite observations (SeaWIFS) data collected in Sept. 1997 - Jun. 2002 demonstrate the Amazon freshwater during June-Sept at about 8°N and 47.5°W as it became entrained in the retroflection of the NBC, carried east by the North Equatorial Counter Current (NECC) (Hu *et al*., 2004). This east flow reaches its maximum value during September 1999 and is weakest during March-April 1999 and April 2000 when the climatological NECC reverses or is not present in the basin (Garzoli *et al*., 2004).

Paradoxically, the Amazonian Water Lenses (hereafter AWL) displacements throughout the Tropical Atlantic and their seasonal variability are still relatively not well known. From historical hydrographic data, Dessier and Donguy, 1994 and Lentz, 1995a show that there are two notable seasonal variations; the AWL extend offshore within the retroflection of the NBC during boreal summer-fall and alongshore toward the Caribbean during winter-spring. Lentz (1995a, 1995b) also discusses about the mean size and structure of the AWL, and interprets their seasonal and spatial changes in the Amazon mouth according to the variability of the river discharge and local wind.

Field observations used herein were obtained as part of the proposed activities for REVIZEE

(Assessment of the Sustainable Potential of the Living Resources of the Exclusive Economic Zone). This is an interdisciplinary program involving many of the major Governmental agencies and private organizations involved in fishery research. Within this Program are projects dealing with a variety of oceanographic disciplines including physics, chemistry, ecology, remote sensing, fish biology, population dynamics and fishing technology.

In this study, we present a large amount of surface synoptic data colleted during four oceanographic cruises performed in 1995, 1997, 1999 and 2001 in the Brazil program "REVIZEE/SCORE-NO" and a combination of the model results (1/6 deg.). From these synoptic data, and assuming that the AWL movements are mainly associated to the surface currents (Metcalf, 1968), we describe combinations of surface currents and salinities to show the Amazonian water lenses evolution and their spatial and time characteristics. We compare these observations to climatology (Lentz, 1995a; Dessier and Donguy, 1994) and observations carried out during the Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study (AMASSEDS: Limeburner *et al*., 1995; Lentz and Limeburner, 1995; Lentz, 1995b; Geyer e*t al*., 1996) off the Amazon mouth, and then discuss these results. We mainly focus our analysis on the temporal and spatial evolution of the AWL to provide further information on the seasonal variability, on the influence of the NBC retroflection and eddies, on the AWL trajectories and to point out evidence of inter-annual variability.

The emphasis of this paper is to point out the monthly changes on the spreading of the AWL over the external Amazon shelf break area and the eastern region of the river Amazon. In the present paper, we compare the shipboard data with CLIPPER model results obtained with a spatial resolution of 1/6° near equator.

2. METHODOLOGY

2.1. Study Area

The total study area comprehends a section of the North Brazil Shore, limited by the 2.5°S and 8ºN in latitude and the longitude 40ºW and 52ºW (Figure 1). Defined broadly, the Amazon system actually contains two river mouth areas, the Amazon proper to the north that contains the North Channel and the South Channel, and a secondary mouth delta defined by the river Pará to the south. The Marajó, the largest fluvial island in the world, separates these two river-mouth areas. Thus, the drainage of the Amazon into the Atlantic Ocean includes the mouths of the River Amazonas and the river Pará and consists of a complex of channels that is at least 300 km wide. The southeast of the southern Amazon mouth area, which extends from near Belém (PARÁ STATE) to Maranhão has relatively small coastal fluvial-drainage systems and development of numerous small-scale estuaries (ex. Gurupi and Parnaiba river). The Amazon continental shelf extends seawards in a gentle slope from the Pará River Mouth (Pará State, Brazil), about 5º N, until Cabo Orange (Amapá State, Brazil); in front of the Amazon River Mouth, the continental shelf reaches up to 330 km in extension.

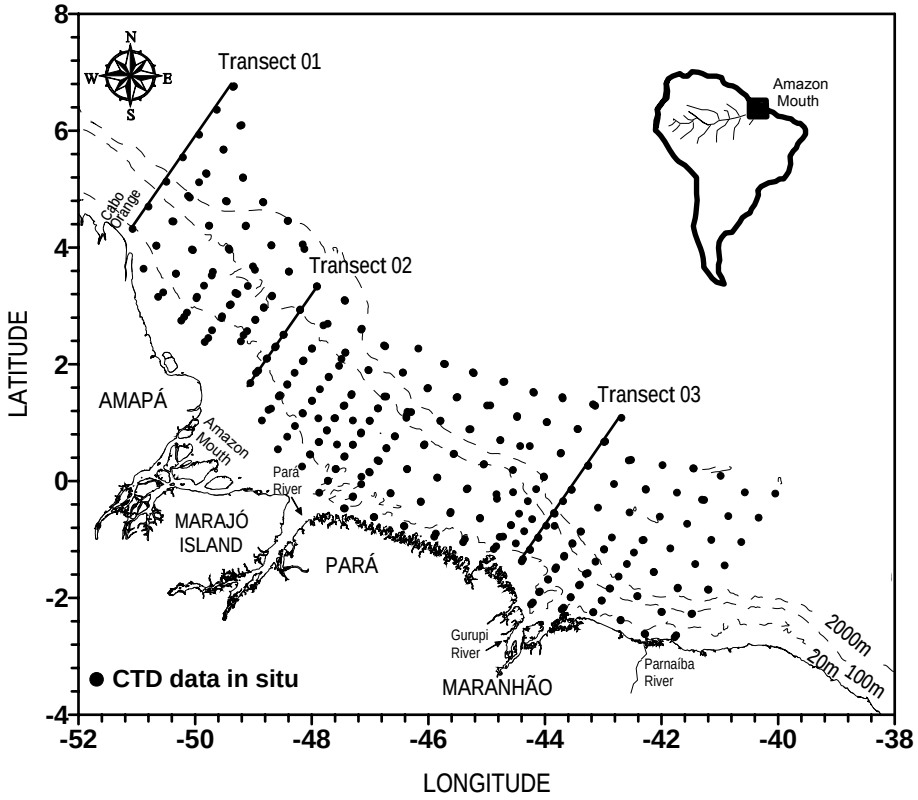


Figure 1. Map of the Amazon shelf and adjacent oceanic area, showing the location of the CTD stations; location of the three transects: 500 km north of the Amazon River (Transect 1); in front of the Amazon River mouth (Transect 2); and in front of the Gurupi River mouth (Transect 3).

2.2. Field Dataset

We have available one of the most complete CTD (Conductivity, Temperature, Depth) data sets obtained along the North Brazil zone, delimited by the 2.5°S and 7ºN latitudes and the longitudes 40ºW and 51ºW. These measurements have been carried out in recent years during the Assessment of the Sustainable Potential of the Living Resources of the Exclusive Economic Zone (REVIZEE/ SCORE-NO, 1995-2001) cruise. The Conductivity (resolution=0.00004 $S.m^{-1}$), Temperature (resolution=0.0003°C) and Pressure (resolution=0.068) data were measured with a Seabird SBE-19 during the 4 cruises. Each survey consisted of 24 transects perpendicular to the coast spaced, field observations included 724 CTD continuous profiles with distance between the CTD profiles about 13 km near Amazon mouth and 55 km offshore (Figure 1). Observations in section 3.3.2 include three transects: about 500 km north of the Amazon river, in front of the Amazon river mouth and in front of the Gurupi river mouth (Figure 1).

2.3. Model description

The CLIPPER Modelling Project is a French contribution to the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). CLIPPER is a project of high resolution modelling of the Atlantic Ocean Circulation, either forced by air-sea fluxes or coupled with an atmospheric model. The model is a suite of Atlantic experiments carried out a 1/6° Atlantic model simulation is forced with daily fluxes and has store 5-day mean output every 5 days. The configurations are based on the OPA code (Madec *et al*., 1998). The horizontal grid is defined on a Mercator projection with a spatial resolution (grid) of 1/6° at the equator. Details of the model are documented in the article (report by

the CLIPPER project team (2000)). The model is initialised using the seasonal climatology of Reynaud *et al*. (1998). The vertical model grid has 42 geopotencial level with a grid spacing of 12 in surface increasing from 200 m below 1500 m. In this work the layer 1 is calculated corresponding to the depth of 5 m during April 1995, May 1999 August 2001 and November 1997, which are directly comparable to the cruises observed. The major interest thought of the computation domain is analysed in a region of the North Brazil Zone characterized by the presence of the freshwater, proceeding from the Amazon River.

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Sea Surface Salinity Seasonal variations

Near-surface salinity contours were obtained as expected for four different stages in the annual hydrological cycle (Figure 2). Surface salinity observations showed that the Amazon River forms a brackish Amazonian Water Lenses (AWL) that extends offshore and northwestward along the continental shelf during all periods of the REVIZEE cruises. This seasonal description has to be related to the seasonal variability of the Amazon River discharge, which is maximum in spring (May/June), decreases in summer (August/September) and minimum around November (Oltman, 1968; Lentz and Limeburner, 1995). Next to the Amazon River mouth, near-surface contours show low-salinity (< 35) water, increasing with distance from the coast for both periods' according to the scenario of each period. In front of the Amazon River mouth, the AWL extends for a further 300 km offshore during boreal spring and 50 km during boreal fall, always northeastward (Figure 2b and 2d). They have shown that Amazon water plumes may accumulate in the vicinity of the Amazon mouth in late winter and spring (Figure 2a and 2b), due to wind events with a northeastward component, when the ITCZ shifts equatorward, which is consistent with the period of maximum precipitation in the region (Figure 2.2). These winds consequently impede or block the normally northwestward Amazon water flow (observed also by Geyer *et al*., 1996). The freshwater lens thus concentrates in a pool of increasing width and is only released northwestward when the wind reverses to its usual southwestward direction. Map have shown a bigger concentration of the AWL in front Amazon mouth in spring 1999 (Figure 2b). This AWL tends to bend northwestward due to the NBC, but spreads all over the inner Amazon shelf during decreases and minimum discharge and over the entire shelf during maximum discharge. It was also noticed that during boreal late winter and spring the AWL moved southwestward along the coast north of the Brazil, decreasing during boreal summer (Figure 4a, b and c) and during boreal fall this was not observed (observed also by Lentz and Limeburner, 1995). During boreal summer and fall a net reduction of AWL is observed, and only a small transfer is verified in the NW direction only, associated with NBC rings as discussed by Hu *et al*., 2004 and near 6°N retroflect for eastward via the NBC/NECC system. This scheme, associated with the freshwaters dispersion around the eddies when present (as discussed by Fratantoni and Glickson, 2002 and Garrafo *et al*., 2003). During AMASSEDS in March 1990 this AWL corresponds to the very fresh water tongue observed (Lentz 1995a; Lentz and Limeburner, 1995; Limeburner *et*

al., 1995), following a period of southeastward winds and preceding a period of increasing salinity north of the Amazon mouth, once the AWL is left, until the maximum Amazon discharge in May.

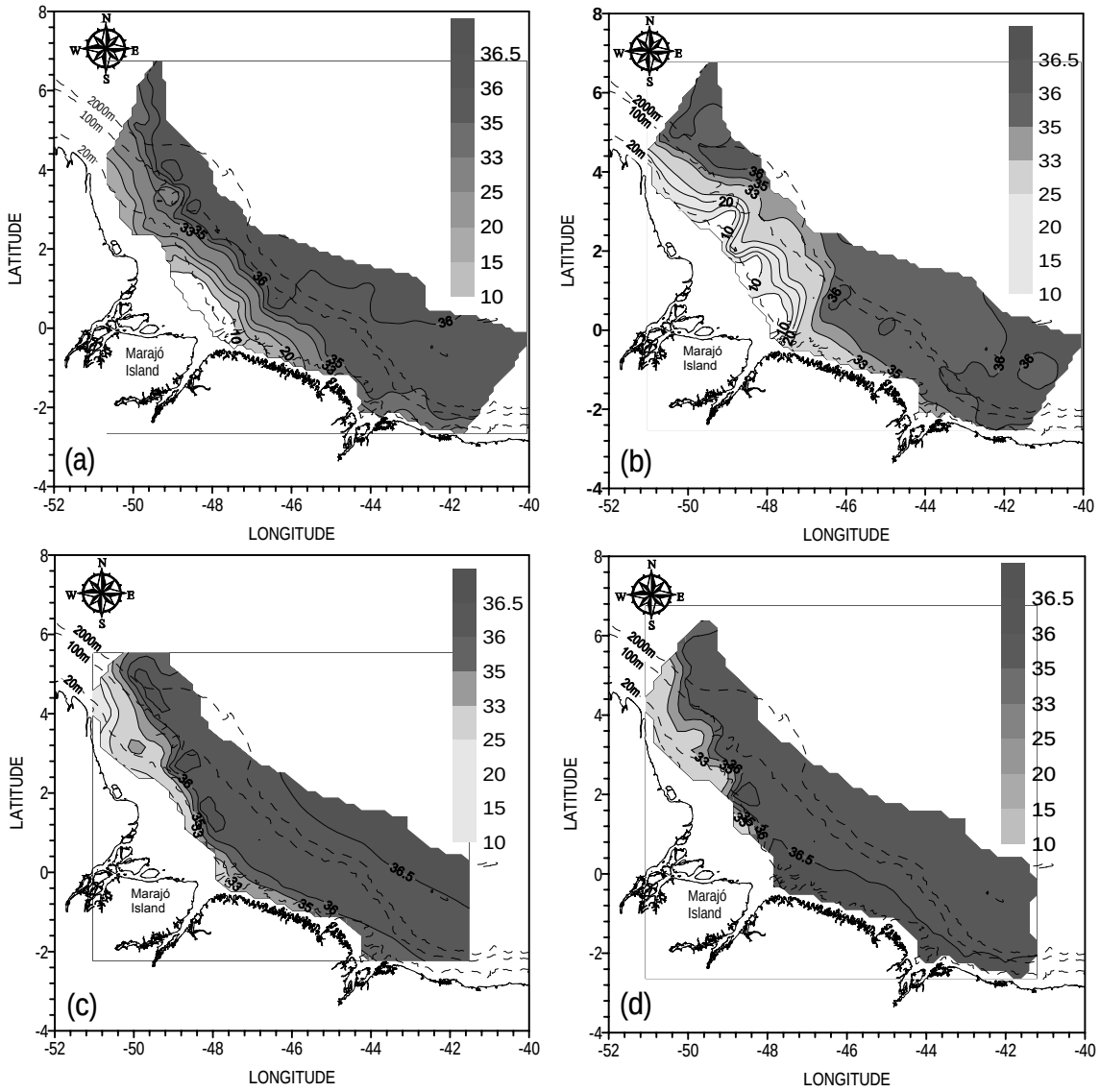


Figure 2. Sea surface salinity distributions observed during 4 oceanographic cruise periods: (a) boreal late winter/spring (March–May 1995); (b) boreal spring (May–June 1999); (c) boreal summer (July–September 2001); (d) boreal fall (October-December 1997).

Near-bottom salinity contours in Figure 3 show the Amazon River plume extending northwestward along the shelf, during both discharge situations, with low-salinity water confined inshore, within the 20 m isobath. The region of minimum salinity gradient occurs near the mouths of the Amazon and Pará Rivers during maximum discharge. The low-salinity near-bottom

water extension was larger southeastward for the May survey, presumably due to the Pará River discharge. In accordance with near-surface salinity, during maximum and minimum discharge, near-bottom salinity tends to increase with distance from the coast.

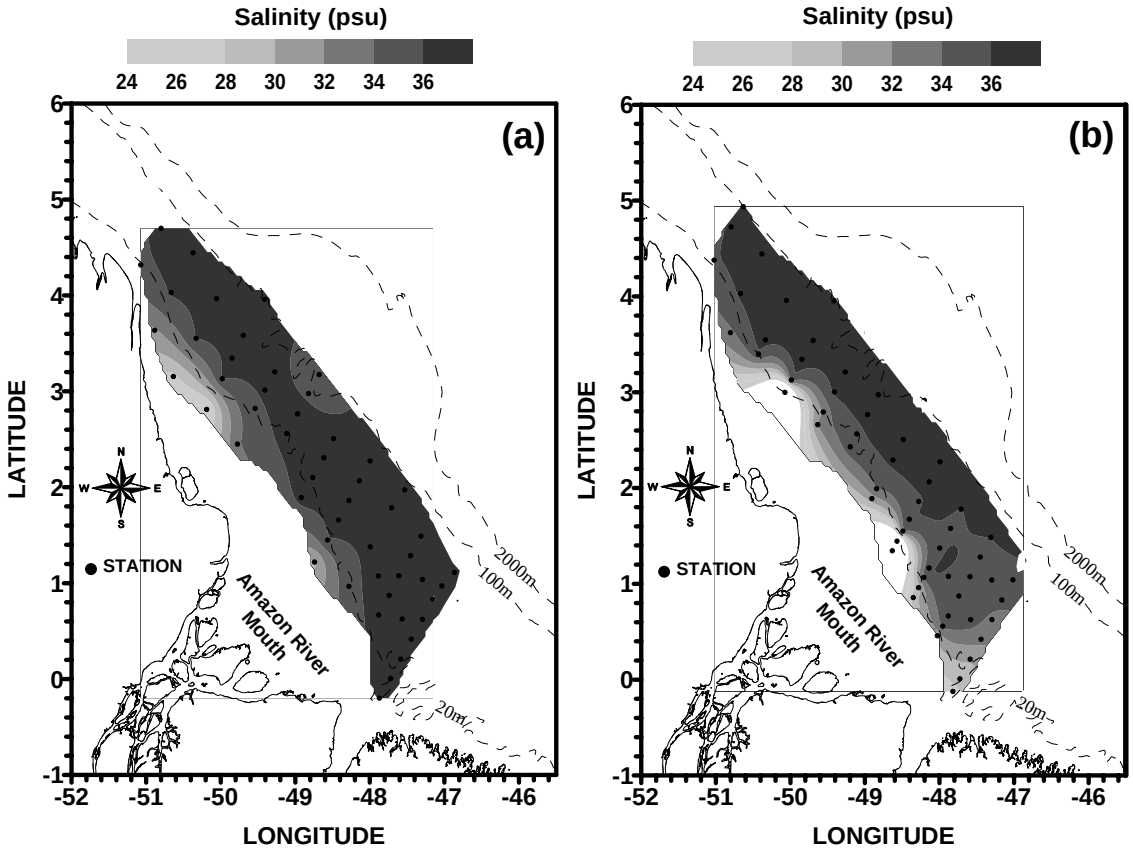


Figure 3. Near-bottom salinity distributions on the Amazon continental shelf obtained during (a) minimum and (b) maximum river discharges.

3.2. Vertical distribution. Transect Analysis.

For a better understanding of the domain and variability of AWL found at the Amazon shelf and in the adjacent oceanic area during boreal spring 1999 and boreal fall 1997 correspondent to maximum and minimum Amazon river discharge periods, three transects perpendicular to the coast are studied: about 500 km north of the Amazon River (Transect 01), in front of the Amazon River mouth (Transect 02) and Transect 03 in front of the Gurupi River mouth near 44°W (Figure 1). In transect 01, shown in Figure 4a and b, during October 1997 and May 1999, the AWL was identified by high temperature and low salinity, influenced by Amazon River's high discharge rates. This AWL occupied the entire water column at coastal stations until 20 - 30 m depth and its displacement was northwestward, parallel to the coast (Figure 4a, b and Figure 2). The same transect shows the presence of a low salinity (33) extending to about 110 km offshore in May 1999 (estimates are based on transect data), having the formation of the halocline around 20 m (observed also by Lentz and Limeburner, 1995). Below these

surface waters, a high salinity core (36.6) may be observed over the Amazon shelf break. For comparative purposes, a salinity of hydrographic data measured for October 1997 shown the presence of a low salinity surface (33) reaching around 160 km and a high salinity core over the Amazon Shelf in transect 01 (Figure 4a).

During May 1999 (Figure 4d) in transect 02, AWL reached 300 km offshore from the coast, associated with southeastward winds may block the northwestward freshwater advection. During this period the water column is strongly stratified, resembling an estuarine salt wedge; the AWL over the Amazon shelf is about 10-20 m thick (in front of the Amazon River mouth) and during October 1997 not observed influences of the AWL, associated with minimum Amazon river discharge, shown in Figure 4c.

Data measured at transect 03 in June 1999 shows a maximum salinity core, with salinity ranging up to 36.4, centered at 65m deep, at a distance of about 170 and 230 km from the coast (Figure 4f). The vertical structure observed in November 1997, when compared to measurements obtained in May 1999. As it is possible to observe that a high salinity core centered at 100m deep about 250 km offshore is always present, this does not demonstrate low salinity water in the surface (Figure 4e).

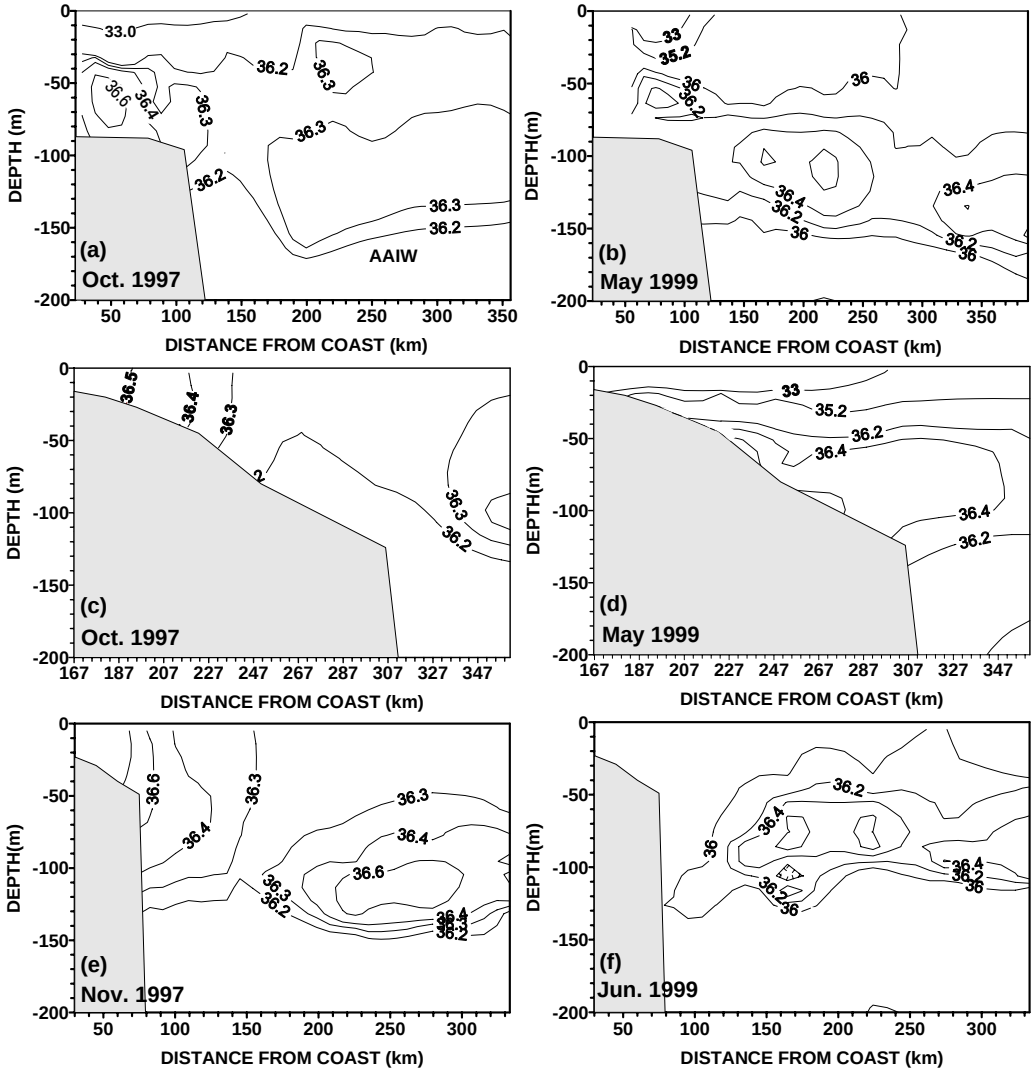


Figure 4. Salinity sections along the transect 01, obtained during 2 periods: (a) Oct. 1997, (b) May 1999; Transect 02 obtained during: (c) Oct.1997, (d) May 199 and Transect 03 obtained during: (e) Nov. 1997, (f) June 1999.

3.3. Comparison with climatology

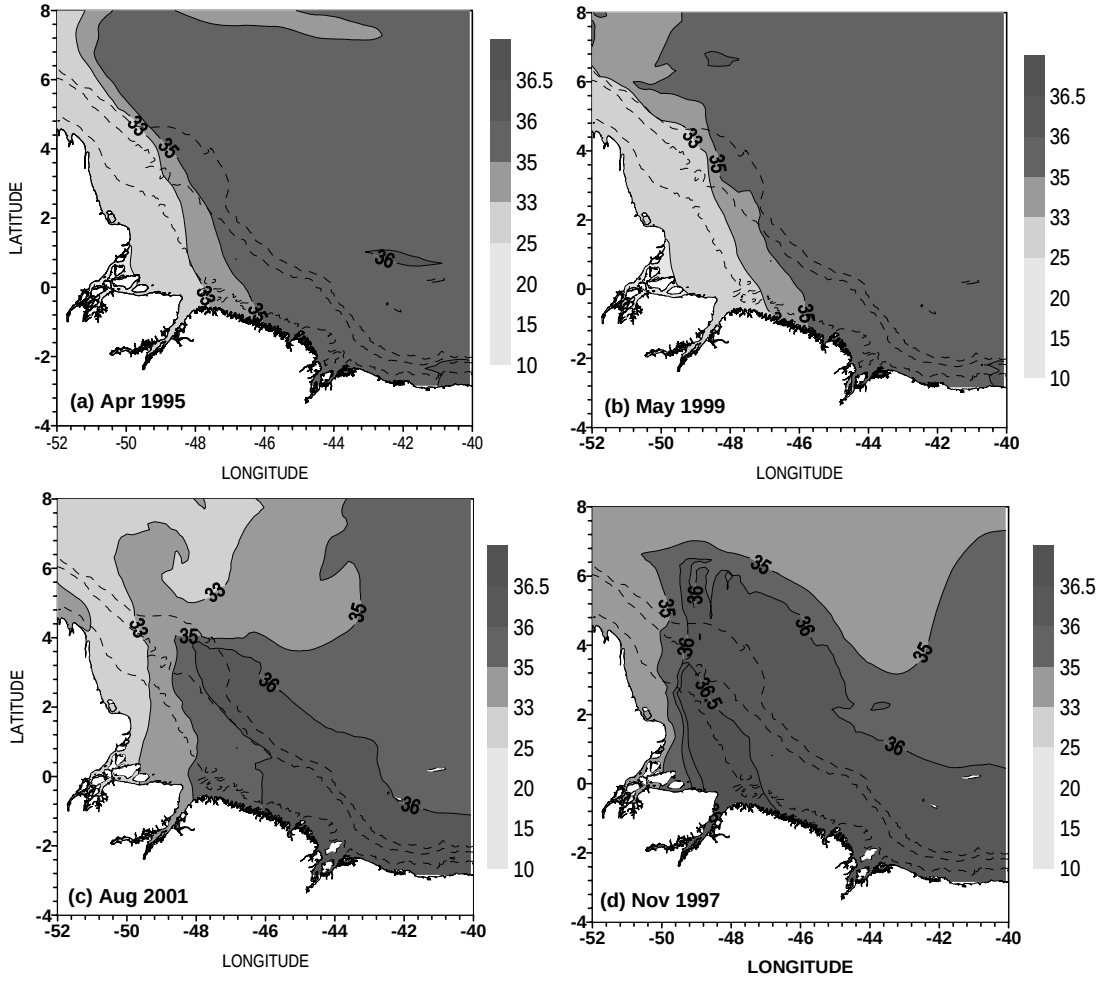
This seasonal description has to be related to the seasonal variability of the Amazon River discharge, which is maximum in spring (May/June), decreases in summer (August/September) and is low in fall and winter with a minimum around November (Oltman, 1968; Lentz and Limeburner, 1995). Our results show that AWL are encountered on large stretches and over the whole western tropical North Atlantic from early summer to early winter, *i.e.* a few months after the maximum Amazon discharge (the necessary period of time for the currents to carry the fresh waters in the region), and are present only as AWL remnants or isolated AWL in winter and spring, after the discharge is minimum but when it is rising. These patterns clearly indicate the correlation, with a time delay, between the seasonal variations of the Amazon discharge and the AWL presence. However, as the Amazon flow is never interrupted, the absence of AWL in winter and spring may appear surprising. Gibbs (1970) has already discussed the absence of large AWL offshore during the high river discharge season, in late winter-spring. He early suggested that fresh water could accumulate along the shelf of Brazil until it suddenly forms a very large lobe which

may then be released seaward due to changes in the wind patterns. Clipper Model results registered in detail this phenomenon and explained the reasons for this apparent paradox (Figure 5). They have shown that Amazon water plumes may accumulate in the vicinity of the Amazon mouth in spring, due to wind events blowing from the northeast component, when the ITCZ shifts equatorward. These winds consequently hinder or block the normally northwestward Amazon water flow. The fresh water lens thus concentrates in a pool of increasing width and is only released northwestward when the wind reverses to its usual southwestward direction (Geyer *et al*., 1996). This pattern explains the concentration in front of the Amazon mouth in May 1999 and April 1995 (Figure 5a and 5b). During AMASSEDS in March 1990 this AWL corresponds to the very fresh water tongue observed (Lentz, 1995b; Lentz and Limeburner, 1995; Limeburner *et al*., 1995), following a period of southeastward winds and preceding a period of increasing salinity north of the Amazon mouth, once the AWL is left, until the maximum Amazon discharge in May. This feature of the AWL distribution registered in model results is in good agreement with many earlier synoptic observations.

Dessier and Donguy (1994), have shown, from objective analysis of sea surface salinity data collected by merchant ships or research vessels from 1977 to 1989, and Lentz (1995a), from historical hydrographic data spanning from 1911 to 1987, have shown that the AWL was found to extends toward the north and northwest from January to June, but was partly deflected eastward in the NECC within the NBC retroflection from July to December. Lentz (1995a) estimates that almost 70% of the Amazon plume water is carried eastward while the remaining 30% flows toward the Caribbean in summer-fall. Model Results registered above are in rather good agreement with these mean patterns in summer and during the NBC retroflection (Figure 3.5c). In summer, the observed patterns are closer to the climatology: as explained by our surface currents results, a large portion of the fresh water plume is advected eastward within the NECC. This scheme, associated with the fresh waters dispersion around the eddies when present (as discussed by Frantantoni, 2002), is in agreement with Lentz analysis (1995a). The apparently continuous fresh waters flow along the coast suggested either by climatology (Dessier and Donguy, 1994; Lentz, 1995a) or CZCS imagery (Müller-Karger *et al*., 1988) can be explained by the use of historical data and smoothing analysis or composites of images respectively. In the same way, Lentz (1995a) observes from historical data a large area of low-salinity waters far away from the coasts, from January through June. He suggests that the Amazon waters are carried northwestward in the NBC, defined as a permanent and continuous northwestward boundary current throughout the year (Richardson *et al*., 1994). The northwestward flow of the Amazon fresh waters, if it exists at this period of the year, could consequently only be due to a coastal flow trapped on the continental shelf. In Apr-June, following the Brazil rainy season and maximum Amazon discharge, a very large amount of fresh waters pour out through the whole region, along the coast and within the NBC current.

A question remains concerning the fact that "isolated" AWL that appear in spring do not also propagate eastward. Molinari *et al*. (1983) observed

a drifter moving eastward through the region until March, suggesting that the retroflection may be present later in winter that previously assumed. From historical temperature data, Molinari and Johns (1994) show that the retroflection, at the level of the 20°C isotherm, is a quasi-permanent feature of the circulation, diminishing in March and only remnant in June. Model results indicate that the retroflection is also present in April 1995 around 8°N, not registered in May 1999 (Figure 5a and 5b). However, the minimum Amazonian discharge, the wind regime with southeast component events off the Amazon mouth (Lentz, 1995b) and the vanishing of the retroflection are certainly the main contributions leading to the absence of eastward propagating AWL in winter-spring. Further studies have to be carried out to confirm this hypothesis and to quantify the relative importance of each of these phenomena.



Figur

Figure 5. Snapshot of the sea surface salinity obtained from CLIPPER model results in boreal spring ((a) Apr. 95 (b) May 99), boreal summer ((c) Aug. 2001), and boreal fall ((d) Nov. 1997).

5.4. REFERENCES

Arnault, S., 1987. Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drifts. *J. Geophys. Res.*, **92**, 5076–5088.

Baumgartner, A. and Reichel, E., 1975. *The world water balance*. New-York: Elsevier, 179 p.

Cadee, G.C., 1975. Primary production off the Guyana coast, Neth. *J.* Sea Res., **9**, 126-143.

Calef, G.W. and Grice, G.D., 1967. Influence of the Amazon river outflow on the ecology of the western Tropical Atlantic; II. Zooplankton abundance, copepod distribution, with remarks on the fauna of low salinity areas. *J. Mar. Res.*, **25**, 84-94.

Carton, J.A., 1991. Effect of seasonal surface freshwater flux on sea surface temperature in the Tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **96**, 12593-12598.

CLIPPER projet team, 2000: 1/6° Atlantic Circulation model forced by the ECMWF clymatology: preliminary results. *LEGI report number CLIPPER-R2-2000*, also available at www.ifremer.fr/lpo/clipper.

Dessier, A. and Donguy, J.R., 1994. The sea-surface salinity in the Tropical Atlantic between 10°S and 30°N-seasonal and interannual variations (1977-1989). *Deep-Sea Res.,* **41**(1), 81-100.

Fratantoni, D.M., and Glickson, D.A., 2002. North Brazil Current ring generation and evolution observed with SeaWiFS. *J. Phys. Oceanogr.,* **32**, 1058-1074.

Froelich, P.N.; Atwood, D.K. and Giese, G.S., 1978. Influence of Amazon River discharge on surface salinity and dissolved silicate concentration in the Caribbean Sea. *Deep-Sea Res.,* **25**, 735-744.

Garrafo, Z.D.; Johns, W.E.; Chassignet, E.P., and Goni, G.J., 2003. North Brazil Current rings and transport of southern water in a high resolution numerical simulation of the North Atlantic, *in Interhemispheric Water Exchanger in the Atlantic Ocean*. Elsevier Oceanographic Series, **68**, 375 - 409.

Garzoli, S.L.; Ffield, A.; Johns, W.E., and Yao, Q., 2004. North Brazil Current retroflection and transports. *J. Geophys. Res.*, **109**, CO1013, doi:10.1029/2003JC001775.

Geyer, W.R.; Beardsley, R.C.; Lentz, S.J.; Candela, J.; Limeburner, R.; Johns, W.E.; Castro, B.M., and Soares, I.D., 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Cont. Shelf Res.*, **16**, 575-616.

Gibbs, R.J., 1970. Circulation on the Amazon River estuary and adjacent Atlantic ocean. *J. Mar. Res.*, **28**(2), 113-123.

Hu, C.; Montgomery, E.T.; Schmitt, R.W., and Müller-Karger, F.E., 2004. The Amazon and Orinoco River plumes in the tropical Atlantic and Caribbean Sea: Observation from space and S-PALACE floats. *Deep-Sea Res., II*, 1152-1171.

Jonhs, W.E.; Beardsley, R.C.; Candela, J.; Limeburner, R., and Castro, B., 1998. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.,* **28**, 103-128.

Kidd, R. and Sander, F., 1979. Influence of Amazon River discharge on the marine production system off Barbados, West Indies. *J. Mar. Res.,* **37**(4), 669-681.

Lentz, S., 1995a. Seasonal variations in the horizontal structure of the Amazon plume

inferred from historical hydrographic data. *J. Geophys. Res.*, **100**(2), 2391-2400.

Lentz, S., 1995b. The Amazon river plume during AMASSEDS: Subtidal current variability and the importance of wind forcing. *J. Geophys. Res.*, **100**(2), 2377-2390.

Lentz, S. and Limeburner, R., 1995. The Amazon river plume during AMASSEDS: Spatial characteristics and salinity variability. *J. Geophys. Res.*, **100**(2), 2355-2375.

Limeburner, R.; Beadsley, R.C.; Soares, I.D.; Lentz, S.J., and Candela, J., 1995. Lagrangian flow observations of the Amazon River discharge into the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **100**(2), 2401-2415.

Madec, G.; Delecluse, P.; Imbard, M., and levy, C., 1998. OPA 8.1 general circulation model reference manual. *Notes de l'IPSL, Université P. et M. Curie*, *B102 T15-E5, 4 place Jussieu*, Paris cedex 5, N 11, 91p.

Metcalf, W., 1968. Shallow currents along the northeastern coast of South America. *J. Mar. Res.*, **26,** 232-243.

Molinari, R.L.; Fieux, M., and Klaus, Z., 1983. Drifting buoy trajectories in the North Brazilian Coastal Current and North Equatorial Countercurrent. *Tropical Ocean-Atm. Newsletter*, 15.

Molinari, R.L. and Johns, E., 1994. Upper layer temperature structure of the Western Tropical Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **99**(18), 225-18233.

Müller-Karger, F.E.; Mcclain, C.R., and Richardson, P., 1988. The dispersal of Amazon's water. *Nature*, **333**, 56-59.

Oltman, R.E., 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon river. *U S Geol Surv, Circ*. 552, 16p.

Pailler, K.; Bourlès, B., and Gouriou, Y., 1999. The barrier layer in the western Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Let.*, **26**, 2069-2072.

Prost, M.T., 1989. Coastal dynamics and chenier sands in French Guiana. in Cheniers and Chenier Plains, P.G.E.F. Augustinus. *Mar. Geol.*, **90**, 259-267.

Reynaud, T.; Legrand, P.; Mercier, H., and Barnier, B., 1998. A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modelling study. *International WOCE Newsletter*, **32**, 29-31.

Richardson, P.L.; Hufford, G.; Limeburner, R., and Brown, W., 1994. North Brazil Current retroflection eddies. *J. Geophys. Res.*, **99**(3), 5081-5093.

Richey, J.E.; Nobre, C., and Desser, C., 1989. Amazon River discharge and climate variability: 1903-1985. *Science*, **246**, 101-103.

Ryther, J.H.; Menzel, D.W., and Corwin, N., 1967. Influence of the Amazon River outflow on the ecology of the Western Tropical Atlantic, I Hydrography and nutrient chemistry. *J. Mar. Res.*, **25**(1), 69-83.

Schott, F.A. and Böning, C.W., 1991. The WOCE model in the Western Equatorial Atlantic: upper layer circulation. *J. Geophys. Res.*, **94**(4), 6993-7004.

Schott, F.A.; Fischer, J., and Stramma, L., 1998. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.,* **28**, 1904-1928.

Yoo, J.M. and Carton, J.A., 1990. Annual and interannual variations of the freshwater

budget in the Tropical Atlantic Ocean and the Caribbean Sea. *J. Phys. Oceanogr.,* **20**(6), 831-845.

.

Capítulo 6

Formação e Variação de Camadas de Barreira

6.1. SÍNTESE DOS RESULTADOS

Este Capítulo focaliza a variação espacial e sazonal das camadas de isotérmica, de mistura, e de barreira, na borda oeste do Atlântico equatorial, compreendida entre as coordenadas 3°S-7°N e 40°W-52°W. A base de dados utilizada aqui é formada por um conjunto de 487 perfis verticais de CTD, obtidos durante as expedições do Programa REVIZEE/SCORE-N, realizadas entre os anos de 1995 e 2001. Uma atenção especial é dedicada à identificação do mecanismo de formação das Camadas de Barreira (CB) na área de estudo, responsáveis pelo aumento do isolamento entre as águas quentes superficiais e as águas frias e mais profundas.

Os resultados das análises dos dados de mar indicaram que durante o final do inverno/primavera boreal (Março-Maio), período corresponde às altas descargas do rio Amazonas, prevalecem camadas isotérmica (CT) e de mistura (CM) mais profundas, com a formação de uma CB induzida pelo aporte de água doce provindas dos rios

amazônicos. Nesta ocasião são observadas espessuras máximas de CB da ordem de 50 m, governadas pelo estabelecimento de uma forte picnoclina induzida pela mudança brusca do gradiente de salinidade no interior da camada isotérmica. Por outro lado, durante o outono boreal (Outubro-Dezembro), época de baixa descarga do rio Amazonas, não se verificou uma presença marcante de CB ao longo da PCA, como observado entre Março e Maio. No outono observou-se apenas a formação de uma CB máxima (da ordem de 40 m) próxima a quebra da plataforma a 45°W.

A análise das perfilagens horárias de CTD, realizadas continuamente (24 hrs.) em uma estação fixa sobre a PCA interna, demonstraram que durante a época de descarga máxima do rio, a CB persiste ao longo dos ciclos de maré semi-diurna. Já durante o período de transição de descargas do rio (máxima para mínima), verificou a formação de CB apenas durante o estágio de Baixa-mar, sugerindo que o aporte de águas continentais é fator decisivo na formação da CB.

Como resultado final deste Capítulo, foi possível identificar que os principais processos que contribuem para a formação sazonal da CB na região de estudo são, a descarga fluvial de águas doces dos rios amazônicos, e a presença de Águas de Máxima Salinidade (AMS), formadas no giro subtropical do Atlântico Sul, e transportadas para a região pelo sistema de CNB/SCNB. Dessa forma, uma frente de águas quentes e salinas é subductada sob as águas fluviais superficiais e de baixa salinidade, que por sua vez são influenciadas pelo cisalhamento gerado pelos ventos alíseos. Esta frente de água salina forma um gradiente halino dentro de uma camada isotérmica, inclinando-se pela ação do fluxo horizontal, até produzir uma estratificação vertical.

A Seção 6.2 deste Capítulo apresenta o artigo intitulado *Seasonal Changes in the Mixed and Barrier Layers in the Western Equatorial Atlantic*, publicado no *Brazilian Journal of Oceanography*.

6.2. ARTIGO

BRAZILIAN JOURNAL OF OCEANOGRAPHY, 53(3-4) : 2005

SEASONAL CHANGES IN THE MIXED AND BARRIER LAYERS IN THE WESTERN EQUATORIAL ATLANTIC

Alex Silva[1], Moacyr Araujo[1,2,], Carmen Medeiros[1,2], Marcus Silva[1], Bernard Bourles[3]*

[1] **Universidade Federal de Pernambuco**
Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira, Departamento de Oceanografia
(Av. Arquitetura S/N, Campus Universitário, 50740-550, Recife, PE, Brasil)

[2] **CNPq Fellow**

[3] **Centre IRD de Bretagne, Technopole Pointe du Diable**
(B.P. 70, 29280 Plouzane, France)

ABSTRACT

Climate is closely related to the dynamics of the surface layer of the tropical Atlantic and the exchange between this latter and the atmosphere, and wearther forecasting will improve with increasing understanding of the processes that govern the relative distribution of thermodynamic properties of the water column. This paper focuses on the isolation of warm surface waters from the cold ones of the deep ocean by a salinity induced barrier layer (*BL*) in the western equatorial Atlantic (3°S-7°N; 40°-52°W), based on 487 CTD profiles (REVIZEE- 1995-2001). The main process contributing to the seasonal *BL* formation is the discharge of low salinity waters from the Amazon river. During boreal late winter/spring (Mar-May; high river discharge), deeper isothermal (Z_T) and mixed layers (Z_M) prevail and the formation of a 16m-thick *BL* was clearly determined the formation of a salt-induced marked pycnocline within a deeper isothermal layer. However, during the boreal autumn (Oct-Dec; low river discharge), density stratification was mainly determined by temperature distribution ($Z_M \cong Z_T$, $BLT = Z_M - Z_T \cong 0$). There was no clear register of a *BL* on the Amazon shelf, but a maximum *BL* (40 m) formed near the shelf break at 45°W.

RESUMO

O clima está fortemente relacionado com a dinâmica da camada superficial do Atlântico tropical e com as trocas entre esta e a atmosfera, e a previsão do tempo melhorará à medida em que ganhemos um melhor entendimento dos processos que governam a distribuição relativa das propriedades termodinâmicas na coluna d'água. O presente trabalho focaliza o isolamento das águas quentes superficiais das águas frias profundas pela camada de barreira (*CB*) induzida pela salinidade no Atlântico Equatorial Oeste (3°S-7°N; 40°-52°W), com base em 487 perfis de CTD (REVIZEE – 1995-2001). O principal processo que contribue para a formação sazonal da *CB* é a descarga fluvial de águas doces do rio Amazonas. Durante o final do inverno/primavera boreal (Mar-Mai; alta descarga), prevalecem camadas isotérmica (Z_T) e de mistura (Z_M) mais profundas e a formação de uma *CB* com 16m de espessura foi governada pelo estabelecimento de uma forte picnoclina induzida pela salinidade, no interior da camada isotérmica. Entretanto, durante o outono boreal (Out-Dez; baixa descarga), estratificações em densidade foram principalmente controladas pela distribuição de temperatura ($Z_M \cong Z_T$, $ECB = Z_M - Z_T \cong 0$). Embora não tenha registrado uma CB sobre a plataforma Amazônica, uma CB máxima (40m) foi formada próxima à quebra da plataforma a 45°W.

Descriptors: Halocline, Thermocline, Heat exchange, Coastal waters, Barrier layer, Amazon, Lat 3°S-7°N; Long 40°W-52°W.
Descritores: Haloclina, Termoclina, Trocas de Calor, Águas Costeiras, Camada Barreira, Amazonas, Lat 3°S-7°N; Long 40°W-52°W.

(*) Corresponding author
1 - Brazilian Program for Assessing the Sustainable Potential of the Live Resources of the Exclusive Economic Zone

BRAZILIAN JOURNAL OF OCEANOGRAPHY, 53(3-4), 2005

INTRODUCTION

Recent research indicates that overall climate on weather forecasting predictions will be greatly improved when the dynamics of the tropical Atlantic are taken into account. Enfield (1996) suggests that climate responses in the inter-American region associated with the Tropical Atlantic Variability (TAV) are comparable to those of the El-Niño Southern Oscillation (ENSO) in the Pacific. The effects of tropical Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies (SSTA) upon rainfall patterns in Northeastern Brazil (Nobre & Shukla, 1996) and in Northwestern Africa (Folland *et al.,* 1986) have been well documented. Them modeling experiments of Lau & Nath (1994) and of Saravanan & Chang (2000) corroborate the greater importance of the tropical over the extra-tropical Atlantic ocean for the large-scale climatic models. These studies have revealed that, with the exception of the equatorial Pacific and of the west coast of South America, the western tropical Atlantic presents a strong correlation with the Indo-Pacific effects of ENSO. There is a significant correlation at lags of a few months between the Pacific ENSO and the development of SSTA in the tropical Atlantic (Enfield and Mayer, 1997; Penland and Matrasova, 1998) and many studies have examined the role of the ENSO as external/remote stimulus for the equatorial (Zebiak, 1993; Chang et al., 1997) and dipole (Servain, 1991; Huang and Shukla, 1997) modes of low-frequency variabilities observed in this oceanic region. Furthermore, the western tropical Atlantic plays a fundamental role in heat exchange with the North Brazil Current (NBC) carrying southern warm waters toward the Northern Hemisphere (Metcalf, 1968; Stramma *et al.,* 1995).

The occurrence of an isohaline layer that is shallower than the isothermal layer in the tropical oceans has been studied since the *Meteor* cruises of 1936 (Defant, 1961). The barrier layer (*BL*), the layer between the halocline and the thermocline (Lukas & Lindström, 1991) may isolate the upper isohaline layer from the cold thermocline waters, affecting the ocean heat budget and the ocean exchanges with the atmosphere (Swenson and Hansen, 1999; Pailler et al., 1999).

An important number of recent studies on *BL* and related physical mechanisms have focused a the Pacific ocean. Initially it was through that the heavy precipitation in the western portion of that ocean basin was the main mechanism accounting for *BL* formation (e.g. Sprintall and Tomczak, 1992; Ando & McPhaden, 1997). However, more recent works show that the thick, climatologically important *BL* in the western Pacific is due to eastward fresh jets flowing over subducted salty water, as demonstrated by the modelling studies of Vialard & Delecluse (1998a,b), using an OGCM with realistic daily forcing. Lukas & Lindström (1991) and You (1998), have registered 20-40 m thick *BL* in the equatorial Pacific; Kara *et al.* (2000) have observed *BL* up to 50 m thick in the north Pacific; and Cronin & McPhaden (2002) recently analysed *BL* responses to westerly wind gusts over the Tropical Atmosphere Ocean (TAO) array. In this last paper the authors present interesting drawings illustrating the main mechanisms by which *BL* may form and spread grow.

More general charts of the seasonal variability of *BL* thickness in the tropical oceans (30°S-30°N) are given by Sprintall & Tomczak (1992), and were obtained using Levitus´s (1982) climatological dataset to determine the extent of the influence of salinity on the depth of the mixed layer. These charts suggest that the subduction of subtropical salty surface waters toward the equator during winter and their advection by the equatorial current system might be the mechanism by which the *BL* is formed in the western equatorial Atlantic. This idea is partially supported by the presence of subsurface maximum salinity water along the western Atlantic boundary (Pailler *et al.,* 1999; Stramma *et al.,* 2005). These authors suggest that this water, formed in the Southern Hemisphere subtropical gyre, is entrained into the region within the North Brazil Undercurrent – NBUC that flows northwestward along the Brazilian continental slope (Stramma *et al.,* 1995, 2005).

Pailler *et al.* (1999) using 350 CTDs profiles, have show the importance of large continental river flows in inducting shallower pycnoclines within the isothermal layers of the tropical Atlantic. They have indicated that fresh water from the Amazon could induce a marked pycnocline in the 3-30 m depth range, creating a thick *BL* (>40m) that could extend over a large portion of the equatorial Atlantic basin during northern summer-autumn. Numerical experiments by Masson and Delecluse (2001) replicated field observations, and suggested that a large portion of the solar radiation might be trapped in the *BL* in the tropical Atlantic.

The presence and the formation of salinity induced barrier layers at the western equatorial boundary of the Atlantic ocean (3°S-7°N; 40°-52W), as a result of the near surface input of the low salinity waters of the Amazon and Pará rivers are investigated in this present article. The analysis is based on *in situ* high vertical resolution conductivity-temperature-depth (CTD) profiles obtained during the Brazilian REVIZEE Program.

DATA AND METHODOLOGY

Study Area and Data Collection

The area studied comprises a section of the western equatorial Atlantic ocean (Lat 3°S-7°N; Long. 40°W-52°W) directly affected by the freshwater discharges of the Amazon and Pará rivers (Fig. 1a-c).

Field data were collected during the R/V Antares cruises in Northern Brazil (1995-2001) as part of the REVIZEE (*Programa Nacional de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva*). The REVIZEE is a Brazilian Program for Assessing the Sustainable Potential of the Live Resources of the Exclusive Economic Zone (EEZ), within the ambit of the Inter-ministerial Commission for Sea Resources-CIRM that arose from the commitment undertaken by Brazil in 1988, when ratifying the UN Convention on the Law of the Sea, in force since November 1994.

The dataset for this work comprised 487 continuous CTD profiles taken with a Sea Bird Electronics SBE911*plus* CTD with C (resolution=0.00004 $S.m^{-1}$), T (resolution=0.0003 °C) and P (resolution=0.068m) sensors and a centrifugal pump. CTD operated connected to an SBE 11*plus* deck unit, allowing real time control of the data. A fall rate of $1m.s^{-1}$ and a sampling rate of 24 Hz were used. Hourly CTD profile series for a 24h period were additionally gathered at station N52 (Fig. 1a and b) during high and low river discharge periods. During measurements, the ship was positioned bow to wind and typical ship drift was less than 1 knot. Station coordinates refer to the position at the beginning of the CTD profiling. A summary of our dataset is presented in Table 1.

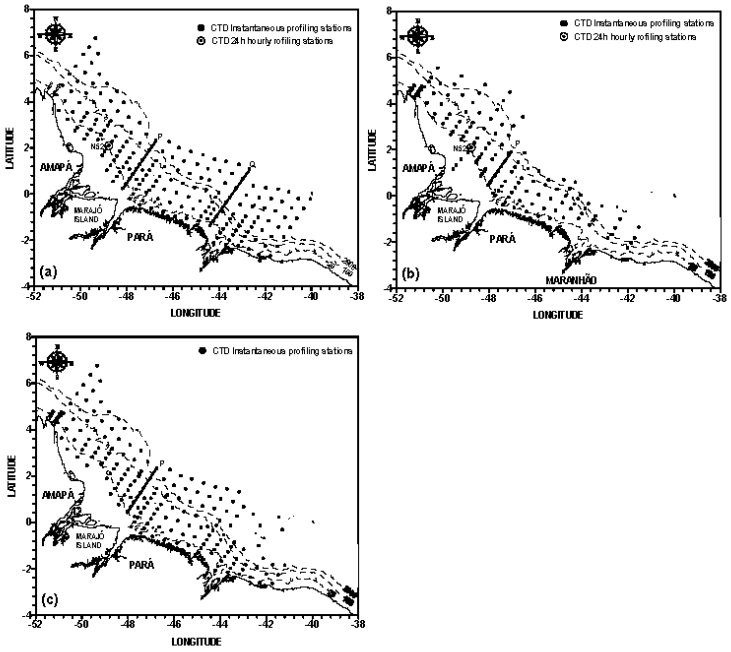


Fig. 1. Study area and location of CTD profiling stations and offshore normal transects. Dashed lines represent 20 m, 100 m and 2000 m isobaths. (a) CTD stations during March-May 1995, (b) CTD stations during July-September 2001, and (c) CTD stations during October-December 1997.

Table 1. Summary of CTD measurements taken during the REVIZEE expedition in

Northern Brazil (1995-2001).

Amazonian hydrology	Record period	No. Cruises	No. CTD profiles
High discharge	Mar–May /1995	4	172
High discharge	May/1999	1	1-24 hour
Low discharge	Oct–Dec/1997	5	177
Transition discharge	Jul–Sep/2001	4	138 + 1-24hour

Hydrographical measurements taken at distinct times during the year were used to build seasonal charts of the spatial distribution of isothermal depth, mixing depth and *BL* thickness, associated with the seasonal variation of the Amazon/Pará river discharges (Carton 1991; Nittrouer and DeMaster, 1996). The Mar-May period (boreal late winter/spring) corresponds to that of high river discharges while the October-December period (boreal autumn) to that of low river discharges. The periods July-September (boreal summer) and January-March (boreal winter) are transitional, respectively, from high to low and from low to high Amazonian discharges. This hydrological seasonality was corroborated by simultaneous observations of the spreading of the Amazon river plume (Silva and El-Robrini, 2003) and is also in agreement with recent field measurements (Molinier et al, 1997, 1999; Project HiBAm, 2003) as well as previous estimations (Perry *et al.*, 1996).

Criteria for Determining Isothermal (Z_T) and Mixed (Z_M) Layers

Most criteria used for determining isothermal and mixed layers in the ocean require that the deviation of the temperature T (or density, σ_t) from its surface value be smaller than a certain fixed value (Sprintall & Tomczak, 1990; Brainerd & Gregg, 1995). Normally assumed deviation from surface values for evaluating Z_T varies from 0.5°C (Wyrtki, 1964; Monterrey & Levitus, 1997) to 0.8°C (Kara *et al.*, 2000). Z_M is estimated as the depth at which density is equal to the sea surface value plus an increment $\Delta\sigma_t$ equivalent to a desired net decrease in temperature. Miller (1976) and Spall (1991), e.g., use $\Delta\sigma_t = 0.125\sigma_t(0)$ for determining mixed layer depth, while Sprintall and Tomczak (1992) and Ohlmann *et al.* (1996) adopt $\Delta\sigma_t = 0.5^\circ C\left(\partial\sigma_t / \partial T\right)$, where $\partial\sigma_t / \partial T$ is the coefficient of thermal expansion.

Following Sprintall and Tomczak (1992), in this paper the authors evaluate isothermal and mixed layer depths (Z_T and Z_M) in terms of temperature and density steps - ΔT = 0.5°C and $\Delta\sigma_t = 0.5^\circ C\left(\partial\sigma_t / \partial T\right)$ - from the sea surface temperature and density ($T(0)$ and $\sigma_t(0)$) as obtained from CTD profiles :

$$Z_T = z\left(T = T(0) - \Delta T\right) \quad (1)$$

$$Z_M = z\left(\sigma_t = \sigma_t(0) + \frac{\partial\sigma_t}{\partial T}\Delta T\right) \quad (2)$$

where $\partial\sigma_t / \partial T$ is calculated as a function of the surface temperature and salinity (Blanck, 1999). The SBE 911*plus* CTD has two thermometers, whose accuracy is about 0.001°C. Thus, for a $\Delta T = 0.5^\circ C$, the error in computing Z_T is around 0.2 % of local Z_T.

Barrier layer thickness (*BLT*) may be easily calculated as:

$$BLT = Z_M - Z_T \quad (3)$$

When density stratification is exclusively determined by temperature, the isothermal layer depth

becomes equivalent to the mixed layer depth and $BLT = 0$. A particular situation arises when near surface distribution of salinity is anywhere sufficiently strong to induce a pycnocline inside the isothermal layer, or $|Z_M| < |Z_T|$. In this case $BLT > 0$ and the warm surface waters may be maintained isolated from the cool thermocline waters.

Mixed and Barrier Layer Variability in the Western Equatorial Atlantic

General statistics

Given the relative homogeneity in the spatial distribution of hydrographic stations (Fig. 1a-c), low order statistical results may be used as first indicators of the extension of *BL* occurrence in the study area. The relationship between isothermal (Z_T) and mixed (Z_M) depths in distinct seasonal periods are presented in Fig. 2a-c, which shows the observed relationships between isothermal and mixed depths. The continuous diagonal lines represent the limit where ($Z_T = Z_M$) and the *BLT* is nil (i.e., no longer exists), while the dashed lines delimitate the region of the graph in which most of the pairs (Z_T, Z_M) are concentrated.

During the period of high river discharge (Mar-May) a *BL* 2-58 m thick (mean=16m) was present (here considered as *BLT*≥2 m) at 81% of the stations sampled. Z_T and Z_M pairs are distributed in the left-side triangle of the scatter diagram, and typical values of isothermal and mixed layers are smaller than 80 m (Fig 2a).

During the period of transition from high to low river discharges (Jul-Sep), although 30% of the CTD profiles indicated the presence of a *BL*, their distribution (Fig. 2b) differed from that found during the high discharge period. In Jul-Sep, higher values (above 100 m) were observed for isothermal layers, while most of the mixed depths were situated between 10 and 40 m and *BL* thickness varied from 5 to 25 m (mean=3 m). Isothermal and mixed layer depths showed a similar trend, indicating that density stratification during this period is mainly determined by temperature distribution ($Z_M \cong Z_T$, and $BLT \cong 0$).

The lowest *BL* frequency was found during Oct-Dec, when river discharges were also low (Fig. 2c). In this season, the *BL* was never thicker then 48m, and, on average, 9m thinner (Fig. 2c) than that of the high discharge season. During this period, density stratification is also mainly determined by temperature distribution, and the *BL* was present at 48% of the hydrographic stations.

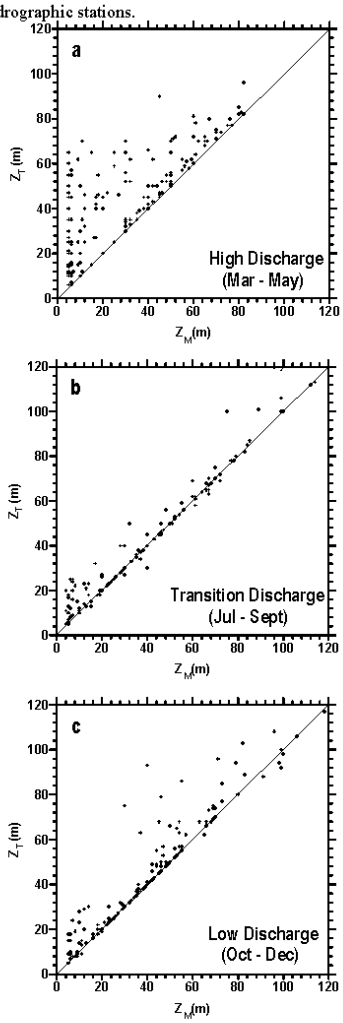


Fig. 2. Scatter diagrams (Z_M *vs.* Z_T) of the western equatorial Atlantic (3°S-7°N, 40°W-52°W) for three selected periods: (a) Mar-May - boreal spring/peak flow of the Amazon River; (b) July-September - boreal summer and transition period from high to low Amazonian discharges; and (c) October-December - boreal autumn and lowest continental

flows.

Spatial Distribution

The circulation pattern in the equatorial Atlantic ocean is quite complex: strong quasi-zonal westward currents and eastward countercurrents coexist within the thermocline and subthermocline layers (Schott *et al.,* 1995, 1998; Boebel *et al.,* 1999; Bourlès *et al.,* 1999, 2002). In addition, seasonal variations in horizontal advection play an important role in the net surface heat flux and ocean heat budget (Hastenrath, 1977; Merle, 1980). In this section the seasonal variation of the spatial distribution of BLT in the western equatorial Atlantic, limited to 3°S-7°N and 40°W-52°W, is discussed

The spatial distribution of isothermal (Z_T) and mixed layer (Z_M) depths, and BL thickness (BLT) in the western equatorial Atlantic is presented in Figures 3, 4 and 5, respectively, for periods of high discharge (Mar-May), transition from high to low (Jul-Sep) and of low river discharge (Oct-Dec).

During the high discharge period (Mar-May), the 50 m isoline for Z_T approaches the 100 m isobath near the shelf break region. The greatest (around 50 m) values of BLT in Figure 3c are observed on the inner Amazonian shelf, as a result of the spreading of the Amazon freshwater outflow. High BL thickness was also verified along the Pará coast and is mainly induced by increasing trade-wind shear, which transports freshwater lenses southwestward during this boreal spring season (e.g. Geyer *et al.,* 1996). In the same period, high BL thickness (30-50 m) was also verified near the shelf break, concentrated at 42°W, 45°W and 50°W. The development of isothermal and

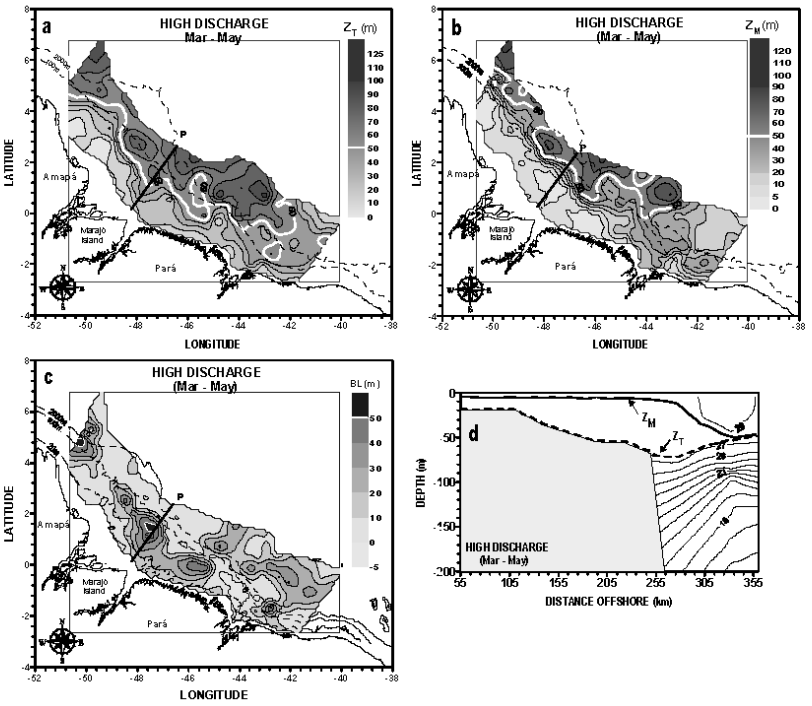


Fig. 3. Spatial distribution of isothermal layer depth (Z_T), mixed layer depth (Z_M), and barrier layer thickness (BLT) during the Amazon river high discharge season (Mar-May) and detail of Z_T, Z_M and temperature (°C) distribution for a transect in front of

the Amazon river mouth.

mixed Amazon river mouth is presented in Figure 3d. For the inner shelf, up to the 70 m isobath, Z_T is limited by local depth and Z_M is clearly induced by the river's freshwater flow. Beyond the shelf break, the isothermal layer follows the 27°C isotherm (at around 60 m depth), and the thickness of the BL decreases as surface salinity reaches typical open ocean values.

During the transition period (Jul-Sep), a similar distribution of isothermal and mixed depth may be found on the external Amazon shelf as well as in small areas of Z_T and Z_M that may be identified along the shelf break (Fig. 4a,b). During this boreal summer period, despite the reduction in the discharges from the Amazon and Pará rivers, marked *BL* is still present on the inner shelf (Fig. 4c,d). Beyond the shelf break, the isothermal layer is much deeper than during the high discharge season, reaching 120 m depth. The advection of warmer water from the south appears as a complementary factor for maintaining a deep thermocline. On and south of the Equator, the westward South Equatorial Current (SEC) and North Brazil Undercurrent (NBUC) strengthen during the boreal summer (Schott *et al.,* 1998; Johns *et al.,* 1998). NBC currents are also accelerated by the stronger trade winds (da Silva et al., 1994), and reach their maximu velocity in late summer, connecting with the easterly NECC through the Guiana retroflection zone (Schott *et al.,* 1998; Johns *et al.,* 1998; Bourlès *et al.,* 1999).

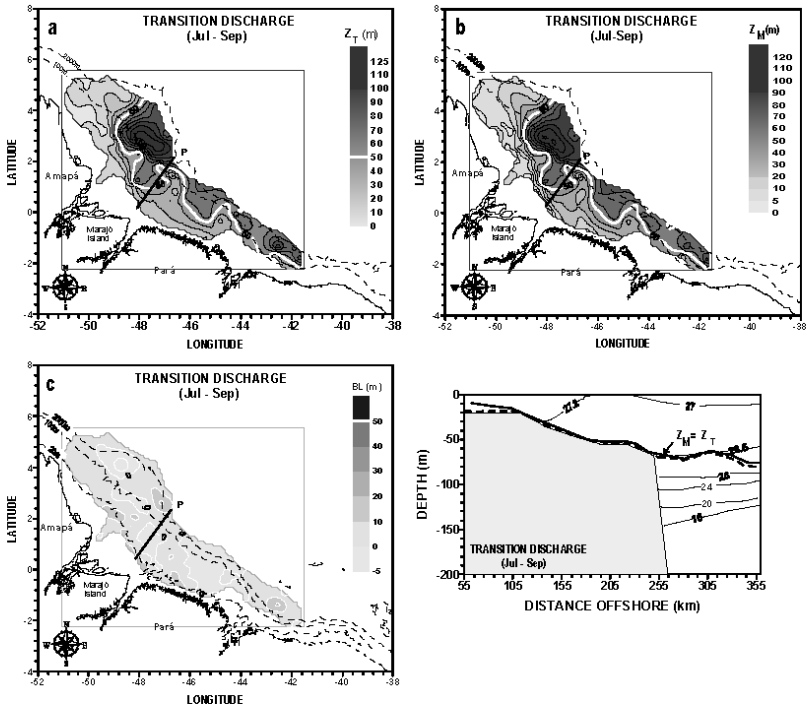


Fig. 4. Spatial distribution of isothermal layer depth (Z_T), mixed layer depth (Z_M), and barrier layer thickness (BLT) during the Amazon river transition discharge season (July-September) and detail of Z_T, Z_M and temperature (°C) distribution for a transect (P) in front of the Amazon river mouth.

The horizontal distributions of isothermal and mixed depths are similar during the boreal autumn-low discharge period (Oct-Dec) (Fig. 5a, b). Thin *BL* are widely observed over the study area, except for a narrow band from 42°–46°W, where the *BL* presents significant thickness (Fig. 5c). The computed transect in Fig. 5d shows that isothermal and mixed layer depth coincides along the whole of the profile taken in front of the Amazon mouth, indicating that density stratification is predominantly driven by temperature distribution.

Daily Variation on the Inner Amazonian Shelf

The results presented above confirm the importance of continental freshwater discharges for the *BL* dynamics in the western Atlantic ocean during the boreal spring and summer seasons. During the boreal summer, the influence of freshwater discharges at the fixed stations was reduced. This could be due to its displacement northwestward by the NBC and by prevailing southeast winds as demonstrated by Johns *et al*. (1998). During this period, the pycnocline seems to be determined by temperature stratification. In order to infer the diurnal cycle of heat storage within the isothermal, mixed and barrier layers, two series of 24-hourly CTD profiles were obtained at station N52 (Lat. 2.101°N; Long. 48.741°W, see Fig. 1a,b) on the inner shelf in front of the North Amazon River Channel, at the 25 m isobath. Hourly variation of temperature, salinity and isothermal and mixed layer depth registered on May 20th 1999, during the northern spring/high Amazon flow season is presented in Figs. 6a-c. As similar dataset was again collected on Sep. 13th, 2001, representing the boreal summer, associated with a decreasing Amazon flow (Fig. 7a-c) at the same site.

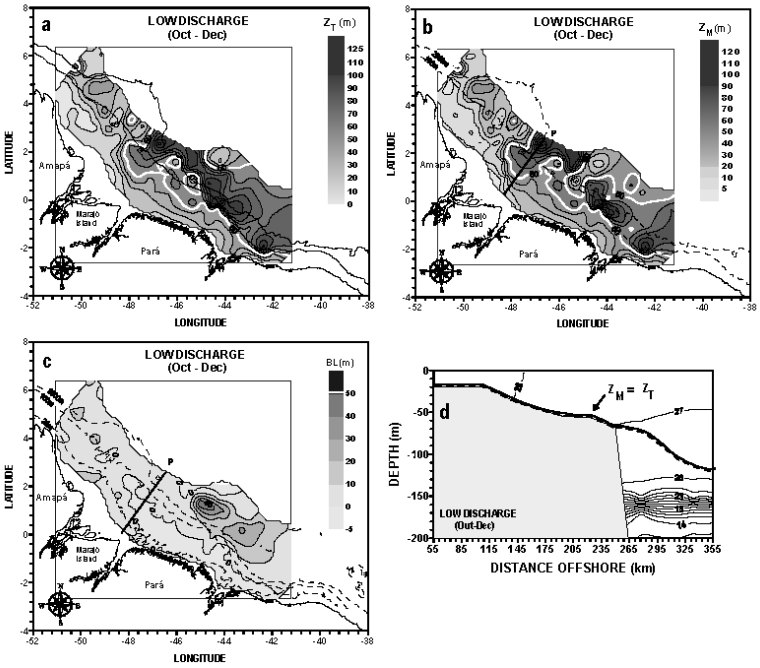


Fig. 5. Spatial distribution of isothermal layer depth (Z_T), mixed layer depth (Z_M), and barrier layer thickness

(*BLT*) during the Amazon low discharge season (Oct-Dec) and detail of Z_T, Z_M and temperature (°C) distribution for a transect (P) in front of the Amazon river mouth.

The time progression of temperature and salinity (Fig. 6a-b) shows the presence of a thermocline and halocline in the same vertical position, at mid-depth. The upper water column is occupied by a blend of River Water (RW) and High Temperature Surface Water (HTSW) masses (T>27.5 °C and S<34.0 psu), which occurs on the Amazon shelf seaward up to the 40 m isobath (e.g., Curtin, 1986). The hourly progressions of Z_T and Z_M in Fig.6c indicate an isothermal layer deeper than the local mixed layer, generating a *BL* of near by constant thickness. This situation persisted during the entire observation period, despite hourly variations in surface heat forcing.

A clearly distinct picture was observed at N52 during low Amazonian flows. The isothermal layer reaches local depth throughout the period, and the water column remains homogeneous and well mixed for most of the day (Fig. 7a-c). A net salt-induced density stratification was observed between 10:00 h and 16:00 h (local time), resulting in the formation of a BL. This time interval corresponds to the period when tidal forcing is reduced in the N52 area (lowest registered sea levels). So, during the boreal summer, when the Amazon river flow is typically lower (at this site), continental freshwater seems to be insufficient to support a long-lasting *BL*, such as it does during the high Amazon flow season. If this is so, measurements suggest that the formation of significant *BL* on the inner Amazon shelf is limited to the periods when the isolated or combined effects of local tides, waves and residual currents are sufficient to induce a pycnocline within the isothermal layer.

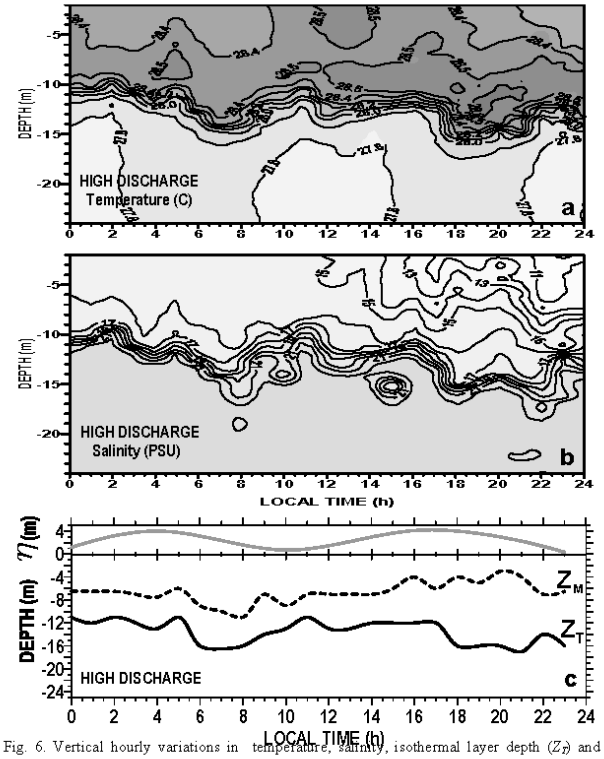


Fig. 6. Vertical hourly variations in temperature, salinity, isothermal layer depth (Z_T) and

mixed layer depth (Z_M) at N52 hydrographic station on May 20th 1999 relative to the local tidal surface oscillation above the mean sea level (η).

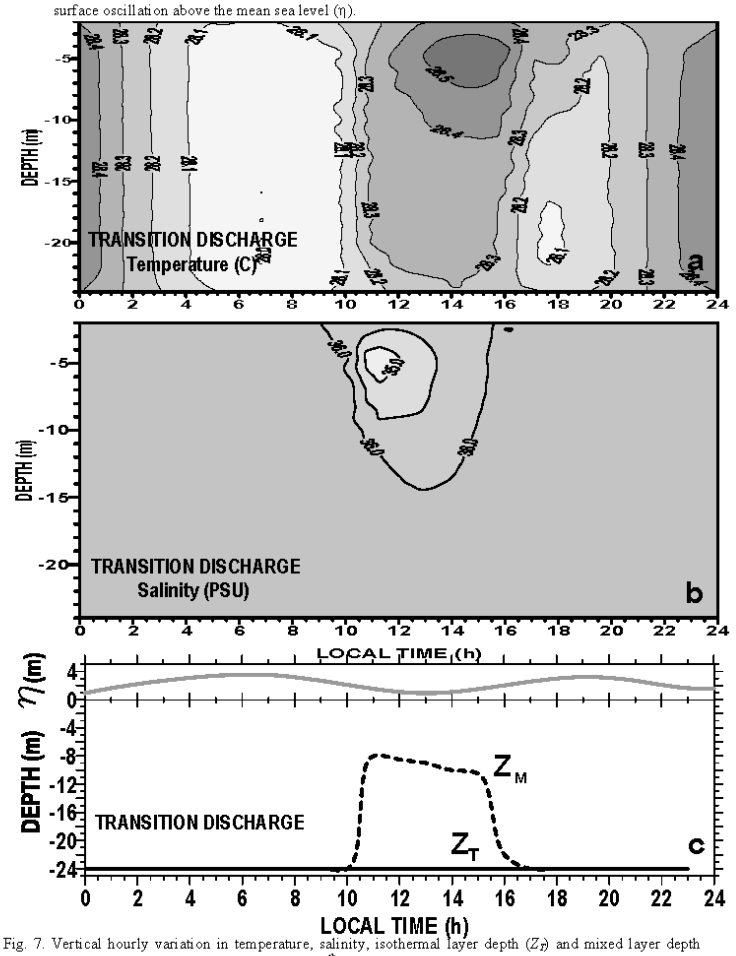


Fig. 7. Vertical hourly variation in temperature, salinity, isothermal layer depth (Z_T) and mixed layer depth (Z_M) at N52 hydrographic station on September 13th 2001 relative to the local tidal surface oscillation above the mean sea level (η).

Tidally oscillating water surface measurements above the mean sea level (η) in Figures 6c and 7c were obtained from the Brazilian Navy Tide Tables forecasts for the Ponta do Céu/Barra Norte tidal station (0.767°N; 50.113°W) (DHN, 2003), and may be taken as representative of tidal fluctuations in the N52 area (see also Minster *et al.*, 1995; Beardsley *et al.*, 1995).

Daily evolution in heat storage in the isothermal, mixed and barrier layers may be estimated from the temporal variation in mean temperature observed in Figures 6 and 7, as follows:

$$Q_i = \overline{\rho}\ \overline{C_P}\ Z_i \frac{\partial \overline{T_i}}{\partial t} \qquad (4)$$

where Q_i (kg.W.m^{-5}) is the heat storage in isothermal ($i = T$), mixed ($i = M$), and barrier ($i = BL$) layers; $\overline{\rho}\ \overline{C_P}$ is the vertically averaged volumetric heat capacity of the seawater (Blanck, 1999) and $\overline{T}$ is the vertically averaged temperature of these layers. Vertical average operators applied to the variables in equation (4) are given by:

$$\overline{\phi}_T = -\frac{1}{Z_T}\int_{Z_T}^{0} \phi\, dz\,, \qquad \overline{\phi}_M = -\frac{1}{Z_M}\int_{Z_M}^{0} \phi\, dz$$

and $$\overline{\phi}_{BL} = -\frac{1}{Z_T - Z_M}\int_{Z_T}^{Z_M} \phi\, dz$$

(5)

Q_i in eq. (4) represents the residual heat stored in each of the layers ($i = T, M\ or\ BL$) as a result of the flux at the ocean-atmosphere interface and of the internal dynamic of the ocean. This later associated whith the penetration of the net interfacial radiation through depth and due to the advective and diffusive transport of thermal energy.

Estimates of major components of the heat balance at the ocean-atmosphere interface (Q_0), derived from the COADS dataset (da Silva et al., 1994) for the N52 area during the sampling periods are presented in Table 2. We were able to confirm that the interfacial heat flux is mainly a result of the balance between the incident short wave radiation and the latent heat lost and of long wave radiation. Furthermore, there are no significant seasonal differences among the components. The occasional differences observed in heat storage in the isothermal, mixed and BL layers between the two periods may be attributed to the distinct levels of radiation penetration in depth and/or the also distinct action of the mechanisms of advection and diffusion of the thermal energy present during these two seasons.

The progression of computed values of heat storage per unit of layer thickness Q_i / Z_i for the isothermal, mixed and barrier layers during the high and low discharge periods respectively are presented in Figures 8 and 9,

A significant storage of heat energy per meter of BL height during the daytime, was verified at station N52 during May (Fig. 8), mainly from 8:00h to 12:00h, when a large variation in mean temperature occurs. During that period, the residual heat per unit of height in the BL is greater than that verified in the mixed and isothermal layers, thus contributing to isolate the surface waters from the cooler water below the thermocline. From 12:00h to 24:00h, a greater concentration of heat per unit of layer thickness is observe in the mixed layer than in the isothermal and barrier layers. A clearly distinct panorama was found during these periods in Sep. 2001 (Fig. 9). The relative homogeneity of the water column yielded much lower values of stored residual heat per unit of layer thickness in the three layers. Only from 10:00h to 16:00h, when the development of a barrier layer was observed, were we able to register higher values of residual heat concentration, mainly associated with the mixed layer. The barrier layer that formed during September, although thicker presented much smaller values of residual heat per unit of layer thickness, thus demonstrating a lesser ability to isolate the superficial from the cooler, below-thermocline, waters.

Table 2. Major heat balance components at the ocean-atmosphere interface at N52, in a 24-hour period during May 1999 and September 2001 at the same place. Source: COADS (da Silva *et al.*, 1994).

Heat flux component (W.m^{-2})	High discharge (May/1999)	Transition discharge (Sep/2001)
Short wave radiation (Q_{SW})	220	250
Latent heat flux (Q_{lat})	-101	-97
Net long wave radiation (Q_{lw})	-43	-49
Sensible heat flux (Q_{sen})	-7	-3

BRAZILIAN JOURNAL OF OCEANOGRAPHY, 53(3-4) : 2005

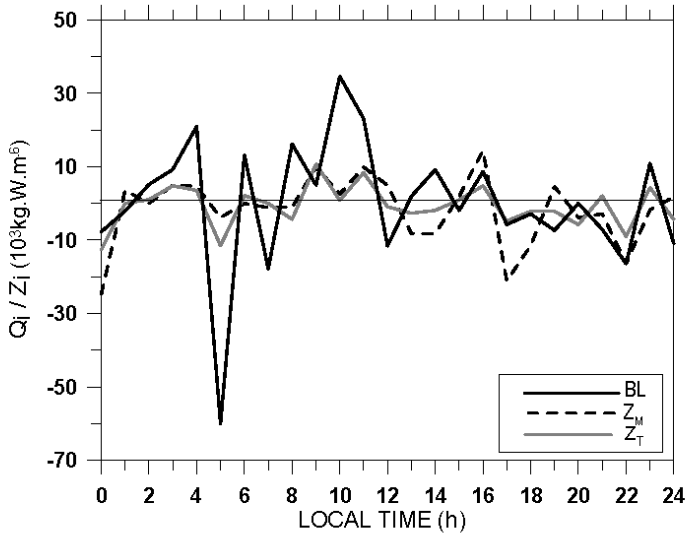


Fig. 8. Variations in heat storage per unit of layer thickness for the isothermal, mixed and *BL* layers at station N52 during May 1999.

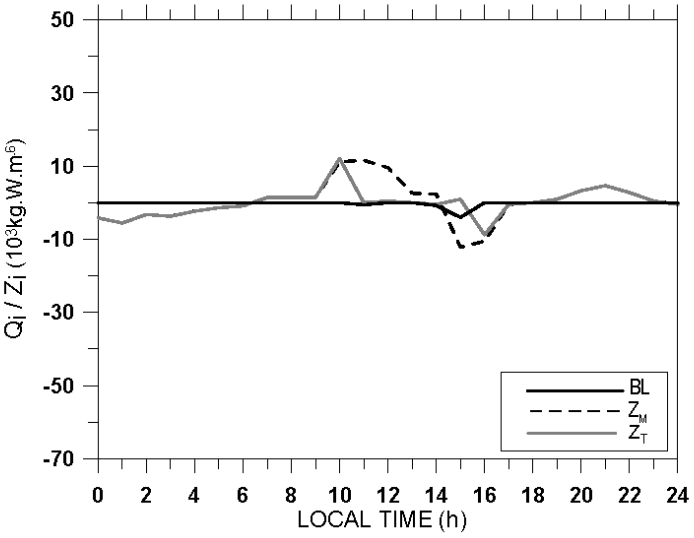


Fig. 9. Variations in heat storage per unit of layer thickness for the isothermal, mixed and *BL* layers at station N52 during September 2001.

SUMMARY AND CONCLUSION

In the western equatorial Atlantic, the formation and characteristics (depth and thickness) of the barrier and mixed layer vary seasonally and a *BL* is formed in distinct areas by different processes. During periods of high river discharges (Mar-May), the *BL*, with a mean thickness of 16m and isothermal and mixed layer depths shallower than 80 m is a common feature, and the formation of a *BL* on the inner continental shelf is driven by the spread of freshwater from the Amazonian rivers, creating a pycnocline that occupies the entire water column, within the isothermal layer.

Along the shelf break, the formation of the *BL* seems also to be associated with the advection of the subsurface maximum salinity waters formed in the region of the subtropical gyres and transported to the study area by the NBC/NBUC system (Stramma *et al.,* 1995; Pailler *et al.,* 1999; Stramma *et al.,* 2005). Figure 10a shows a typical transect obtained in May 1995 (Transect Q in Fig. 1a), when very low salinity values (<35) are observed at the near shore surface at depths of less than 20 m, associated with continental outflows. A high salinity core (>36.8) is verified near 100 m depth in Figure 10a, and this may be associated with the core of the NBUC in this area, as indicated by field measurements and studies of numerical modelling (Stramma *et al.,* 1995; Schott *et al.,* 1998; Bourlès *et al.,* 1999; Stramma *et al.,* 2005). These results suggest that physical mechanisms contributing to the *BL* formation in the Amazonian shelf break area may be analogous to those observed in the western Pacific ocean, as proposed by Vialard & Delecluse (1998a,b) and Cronin and McPhaden (2002). In the Pacific ocean, the *BL* formation is due to eastward fresh jets flowing over subducted salty water, while here we would have low salinity continental water lenses flowing over the salty subducted NBC waters (Fig. 10b). In both cases, a pre-existing horizontal salinity gradient within an isothermal layer may be tilted into vertical stratification by the action of a vertically sheared horizontal flow.

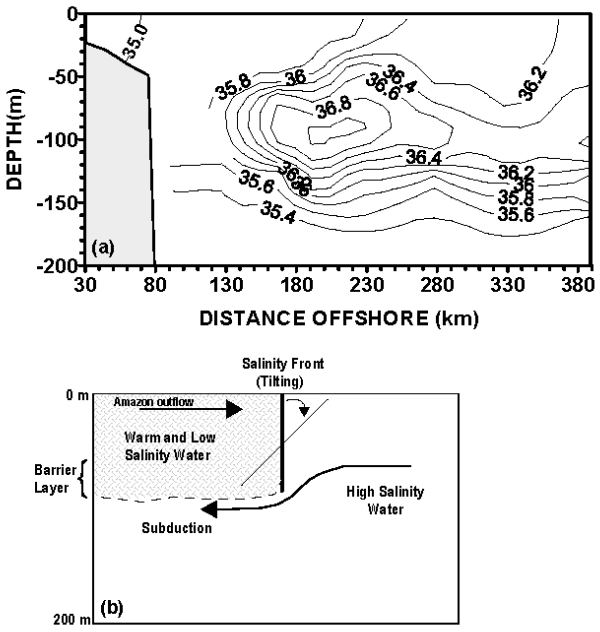


Fig. 10. (a) Salinity distribution along the transect Q, May 1995; (b) Schematic representation of the *BL* formation in the Amazonian shelf break area.

During autumn 1997, there was no clear register of a *BL* over the Amazonian shelf but in that period, a maximum *BL* (40 m), associated with the presence of subsurface maximum salinity waters, was formed at 45°W. During periods of transition between high and low discharges, *BL* formation is reduced since at this time the transport by the NBC is greater and surface low salinity water would be displaced and spread northwestward (Müller-Krager *et al.*, 1988; Johns *et al.*, 1990; Geyer *et al.*, 1996; Hu *et al.*, 2004).

In order to infer the dynamics of the isothermal, mixed and barrier layers on the inner Amazonian shelf, the hourly variations of the depth of the isothermal and mixed layers derived from a time series of CTD profiles were measured over a 24-hour period at a fixed station in front of the Amazon river mouth. The results indicated that in September 2001, the formation of the *BL* over the shallower Amazonian shelf was facilitated when the effect of river discharge exceeds that of the tides (ebb-low-water-flood), inducing a salinity gradient strong enough to permit the formation of a pycnocline within the isothermal layer. The formation of a 15m–thick *BL* took place in the time interval between the ebb and flood tidal stages when, despite its low flow, the discharge of the Amazon River was stronger than that of the oceanic tides. During the high-water stage, the water column was fully mixed. This situation did not occur during the boreal spring when the river discharge was much greater. During that season the *BL* was maintained during the full tidal cycle since the continental discharge overcame the tidal forcing, even during the high-water stages.

Acknowledgements

We whith to thank Dr Maamar El-Robrini, Coordinator of the Northern Section of the REVIZEE Program, and his team members for the release of the CTD dataset, as well as the scientific staff and crew of the R/V Antares of the Brazilian Navy for their efforts and dedication during the oceanographic expeditions. The authors also wish to record their thanks to the two anonymous referees for their fruitful comments on this paper.

References

Ando, K. & McPhaden, M. J. 1997. Variability of surface layer hydrography in the tropical Pacific Ocean. J. geophys. Res., 102:23063-23078.

Beardsley, R. C.; Candela, J.; Limeburner, R.; Geyer, W. R.; Lentz, S. J., Castro, B. M.; Cacchione, D. & Carneiro, N. 1995. The M_2 tide on the Amazon shelf. Continent. Shelf Res., 100:2283-2319.

Blanck, H. F. 1999. Using TOPEX Satellite El-Niño altimetry data to introduce thermal expansion and heat capacity concepts in chemistry courses. J. Chem. Educ., 76:1635-1646.

Boebel, O.; Davis, R. E.; Ollitrault, M.; Peterson, R. G.; Richardson, P. L.; Schmid, C. & Zenk, W. 1999. The intermediate depth circulation of the western south Atlantic. Geophys Res. Letts, 26:3329-3332.

Bourlès, B.; D'Orgeville, M.; Eldin, G.; Gouriou, Y.; Chuchla, R.; DuPenhoat, Y. & Aranault, S. 2002. On the evolution of the thermocline and subthermocline eastward currents in the equatorial Atlantic. Geophys Res. Letts, 29, 10.1029/2002GL015098.

Bourlès, B., Molinari, R.L., Johns, E., Wilson, W.D., Leaman, K.D., 1999. Upper layer currents in the western tropical north Atlantic (1989-1991). J. Geophys. Res., 104, 1361-1375.

Brainerd, K. E. & Gregg, M. C. 1995. Surface mixed and mixing layer depths. Deep-Sea Res. I, 42: 1521-1543.

Carton, J. A. 1991. Effect of seasonal surface freshwater flux on sea surface temperature in the Tropical Atlantic Ocean. J. geophys. Res., 96:12593-12598.

Chang, P.; Ji, L. & Li, H. 1997. A decadal climate variation in the tropical Atlantic ocean from thermodynamic air-sea interactions. Nature, 385:516-518.

Cronin, M. F. & McPhaden, M. J. 2002. Barrier layer formation during westerly wind bursts. J. geophys. Res, 107(C12):2101-2112.

Curtin, T. B. 1986. Physical observations in the plume region of the Amazon River during peak discharge – II. Water masses. Continent. Shelf Res., 6:53-71.

da Silva, A.; Young, A. C. & Levitus, S. 1994. Atlas of surface marine data 1994, Vol. I : Algorithms and procedures. NOAA Atlas NESDIS 6, U.S Washington, D.C. Department of Commerce.

Defant, A., 1961. Physical oceanography, vol. I. New York, Pergamon Press, 729 p.

DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação), 2003. Tábuas das Marés. Marinha do Brasil, Divisão de Hidrografia e Navegação. 7 p.

Enfield, D.B., 1996. Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. Geophys. Res. Lettes 23:3505-3508.

Enfield, D. B. & Mayer, D. A. 1997. Tropical Atlantic SST variability and its relation to El-Niño Southern Oscillation. J. geophys Res. 102, 929-945.

Folland, C. K.; Palmer, T. N. & Parker, D. E. 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures. Nature, 320:602-607.

Geyer, W. R.; Beardsley, R. C.; Lentz, S. J.; Candela, J.; Limeburner, R.; Johns, W. E.; Castro, B. M. & Soares, I. D. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. Continent. Shelf Res., 16:575-616.

Hastenrath, S. 1977. Hemispheric asymmetry of ocean heat budget in the equatorial Atlantic and eastern Pacific. Tellus, 29:523-529.

Hu, C.; Montgomery, E. T.; Schmitt, R. W. & Müller-Karger, F. E. 2004. The Amazon and Orinoco river plumes in the tropical Atlantic and Caribbean sea: observation from space and S-PALACE floats. Deep-Sea Res. II, 51:1151-1171.

Huang, B. & Shukla, J. 1997. Characteristics of the interannual and decadal variability in a general

circulation model of the tropical Atlantic ocean. J. phys. Oceanogr., 27:1693-1712.

Johns, W. E.; Lee, T. N.; Schott, F. A.; Zantopp, R. J. & Evans, R. H. 1990. The North Brazil Current retroflection: seasonal structure and eddy variability. J. geophys Res., 95:22103-22120.

Johns, W. E.; Lee, T. N.; Beardsley, R. C.; Candela, J.; Limeburner, R. & Castro, B. M. 1998. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. J. geophys. Res., 28:103-128.

Kara, A. B.; Rochford, P. A. & Hurlburt, H. E. 2000. Mixed layer depth variability and barrier layer formation over the north Pacific Ocean. J. Geophys. Res., 105:16783-16801.

Lau, N. C. & Nath, M. J. 1994. A modelling study of the relative roles of tropical and extra tropical anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system. J. Climate, 7:1184-1207.

Levitus, S. 1982. Climatological atlas of the World Ocean. NOAA Prof. Paper 13. U.S. Govt. Printing Office. 173 p.

Lukas, R. & Lindström, E. 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. J. geophys. Res., (Suppl.), 96:3343-3357.

Masson, S. & Delecluse, P. 2001. Influence of the Amazon River runoff on the tropical Atlantic. Phys. Chem. Earth. B, 26:137-142.

Metcalf, W. 1968. Shallow currents along the northeastern coast of South America. J. mar. Res 26:232-243.

Merle, J. 1980. Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic ocean. J. phys. Res., 10:464-469.

Miller, J. R. 1976. The salinity effect on a mixed layer ocean model. J. phys. Res., 6:29-35.

Minster, J.-F.; Genco, M.-L. & Brossier, C. 1995. Variations of the sea level in the Amazon estuary. Continent. Shelf. Res., 15:1287-1302.

Molinier, M.; Guyot, J. L.; Callède, J.; Guimarães, V.; Oliveira, E. & Filizola, N. 1997. Hydrologie du bassin amazonien. In: Thery, H. (ed.), Environnement et développement en Amazonie brésilienne. Berlin, Springer, p. 24-41.

Molinier, M.; Guyot, J. L.; Callède, J.; Guimarães, V. & Oliveira, E. 1999. La variabilité hydrologique du bassin amazonien et la circulation atmosphérique océanique. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON HYDROLOGICAL AND GEOCHEMICAL PROCESSES IN LARGE SCALE RIVER BASINS. Manaus, 1999. Extended abstracts. Brasília, HIBAM, 1999.

Monterrey, G. & Levitus, S. 1997.Seasonal variability of mixed layer depth for the world ocean. NOAA Atlas NESDIS 14. Washington, D.C., U.S. Department of Commerce. 100 p.

Müller-Karger, F. E.; McClain, C. R. & Richardson, P. 1988. The dispersal of Amazon's water. Nature, 333:56-59.

Nittrouer, C. A. & DeMaster, D. J. 1996. The Amazon shelf setting – tropical, energetic and influenced by a large river. Continent. Shelf Res., 16:553-573.

Nobre, P. & Shukla, J. 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. J. Climate, 10:2725-2742.

Ohlmann, J. C.; Siegel, D. A. & Gautier, C. 1996. Ocean mixed layer depth heating and solar penetration: A global analysis. J. Climate, 9:2265-2280.

Pailler, K.; Bourlès, B. & Gouriou, Y. 1999. The barrier layer in the western Atlantic Ocean. Geophys. Res. Lettes., 26:2069-2072.

Penland, C. & Matrasova, L. 1998. Prediction of tropical Atlantic sea surface temperatures using linear inverse modelling. J. Climate 11, 483-496.

Perry, G. D.; Duffy, P. B. & Miller, N. L. 1996. An extended data set of river discharges for validation of general circulation models. J. geophys. Res.,, 101:21339-21349.

Project HiBAm – Hidrologia e Geoquímica da Bacia Amazônica, 2003. http://www.unb.br/ig/hibam/hibam.htm. Access: Oct. 29, 2003.

Saravanan, R. & Chang, P. 2000. Interaction between Pacific ENSO and tropical Atlantic climate variability. J. Climate, 13:2177-2194.

Schott, F. A.; Stramma, L. & Fischer, J. 1995. The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, Spring 1994. J. Geophys. Res., 100:24745-24760.

Schott, F. A.; Fischer, J. & Stramma, L. 1998. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. J. phys. Oceanogr., 28:1904-1928.

Servain, J. 1991. Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications. J. Geophys. Res., 96:15137-15146.

Silva, A. C. & El-Robrini, M. 2003. Programa Nacional de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva. Sub-comitê para a região Norte - SCORE/NO. Relatório Final Oceanografia Física. Belém do Pará, Universidade Federal do Pará. 59 p.

Spall, M. A. 1991. A diagnostic study of wind- and buoyancy- driven north Atlantic circulation. J. geophys. Res., 96:18509-18518.

Sprintall, J. & Tomczak, M. 1990. Salinity considerations in the oceanic surface mixed layer. Ocean Sciences Institute Rep., 36:1-170.

Sprintall, J. & Tomczak, M. 1992. Evidences of the barrier layer in the surface layer of the tropics. J. geophys. Res., 97:7305-7316.

Stramma, L.; Fischer, J. & Reppin, 1995. The North Brazil Undercurrent. Deep-Sea Res. I, 42:773-795.

Stramma, L.; Rhein, M.; Brandt, P.; Dengler, M.; Boning, C. & Walter, M. 2005. Upper ocean circulation in the western tropical Atlantic in boreal fall 2000. Deep-Sea Res. I, 52:221-240.

Swenson, M. S. & Hansen, D. V. 1999. Tropical Pacific ocean mixed layer heat budget: The Pacific cold tongue. J. phys. Oceanogr., 29:69-81.

Vialard, J. & Delecluse, P. 1998a. An OGCM study for TOGA decade. Part I: Role of salinity in the physics of the western Pacific fresh pool. J. phys. Oceanogr., 28:1071-1088.

Vialard, J. & Delecluse, P. 1998b. An OGCM study for TOGA decade. Part II: Barrier layer formation and variability. J. phys. Oceanogr., 28:1089-1106.

Wyrtki, K. 1964. The thermal structure of the eastern Pacific Ocean. Deutsche Hydrographische Zeitung, Ergänzungsheft A 6, 84 pp.

You, Y. 1998. Rain-formed barrier layer of the western equatorial Pacific warm pool: A case study. J. Geophys. Res., 103:5361-5378.

(Manuscript received 22 February 2005; revised 03 June 2005; accepted 16 September 2005)

Zebiak, S.E., 1993. Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. J. Climate, 6:1567-1586.

Capítulo 7

Hidrologia e Circulação de Sub-superfície

7.1. SÍNTESE DOS RESULTADOS

Nos capítulos anteriores foram realizadas análises que buscavam descrever as características hidrológicas e dinâmicas da área de estudo em si, ou seja, concentrando atenção, sobretudo, nos limites geográficos de obtenção dos dados do Programa REVIZEE/SCORE-N. Neste capítulo, entretanto, será dado ênfase à identificação das conexões dinâmicas (físico-oceanográficas) existentes entre a área estudada e o Oceano Atlântico tropical. Em particular, buscar-se-á elucidar alguns aspectos relacionados à origem das massas de água que fluem para a região, e à circulação sub-superficial adjacente à quebra da Plataforma Norte brasileira. Como sempre, as análises serão baseadas nos dados hidrológicos do Programa REVIZEE/SCORE-N, complementados com os resultados numéricos do Experimento ATL6 do Projeto CLIPPER.

Com relação às massas de água, registra-se inicialmente que Metcalf & Stalcup (1967), Cochrane *et al.* (1979), Wilson *et al.* (1994) e Bourlès *et al.* (1999a) identificaram três diferentes origens de massas de

água encontradas na camada superficial do Atlântico equatorial oeste. A primeira delas é denominada de Água do Atlântico Norte (*NAW*), originada no giro subtropical do Atlântico Norte, e sendo transportada para a região pela CNE; sua principal característica é seu alto valor de salinidade e baixa concentração de Oxigênio Dissolvido (O_2) sobre a termoclina. A segunda origem das massas de água da região está relacionada ao Atlântico Sul (*SAW*); estas águas apresentam-se com alto valor de salinidade sobre a termoclina e baixo valor de salinidade associado com alta concentração de O_2 abaixo da termoclina (quando comparada com a *NAW*). A *SAW* é transportada para a região de estudo pela CNB/SCNB. A terceira fonte de massas de água que fluem para a área de estudo foi descrita como Água do Atlântico tropical Leste (*EAW*), sendo transportada pela CSE. Esta *EAW* é caracterizada pelo seu baixo valor de salinidade e baixa concentração de O_2 em torno da termoclina (quando comparada com a *SAW*).

A Figura 7.1 a seguir descreve a estrutura de circulação oceânica na região de estudo e suas conexões com o Oceano Atlântico tropical. Nela são também representados os locais (estrelas) onde foram examinadas as características hidrológicas ($T/S/O_2$), visando identificar a possível presença de massas de água de diferentes origens. O traço paralelo à costa na Figura 7.1 indica a transeção aonde foi analisada a estrutura hidrológica e a circulação sub-superficiais da área de estudo.

As Figuras 7.2 e 7.3 trazem os Diagramas de $T/S/O_2$ elaborados a partir: (a) dos dados de estações hidrográficas realizadas na porção Norte da região de estudo (próximo de 7°N–49°W) (durante os meses de Outubro 1997 e Maio 1999); e (b) dos dados de coletas realizadas na porção Sul da região estudada (1.8°S–41.1°W) (nos quatro períodos distintos de campanha do Programa REVIZEE/SCORE-N). Os resultados das Figuras 7.2a e 7.3a possibilitaram identificar a presença de *NAW* abaixo da termoclina nestas duas épocas, não sendo encontrada Água do Norte

durante outros períodos de coletas do Programa REVIZEE/SCORE-N. Já os resultados das Figuras 7.2b e 7.3b, verifica-se a presença dominante de *SAW* em todas as épocas de coleta de dados hidrológicos.

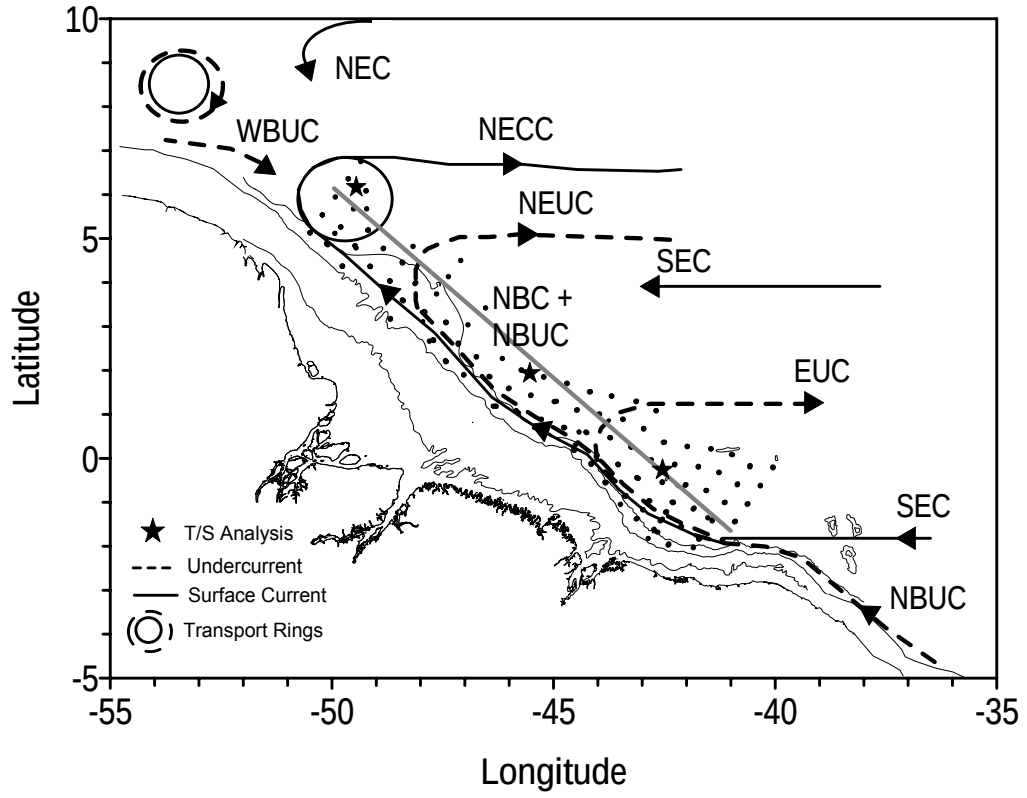


Figura 7.1. Mapa da costa Norte brasileira indicando a estrutura de circulação oceânica na região de estudo e suas conexões com o Oceano Atlântico tropical: Correntes superficiais são representadas por linha cheias, enquanto que as sub-correntes são representadas por linhas tracejadas: CNB – Corrente Norte do Brasil, CCNE – Contra-corrente Norte Equatorial, CSE – Corrente Sul Equatorial, SCE – Sub-corrente Equatorial, SCNE – Sub-corrente Norte Equatorial, CNE – Corrente Norte Equatorial. Os pontos representam as localizações das estações oceanográficas do Programa REVIZEE/SCORE-N, as estrelas representam os locais onde as origens de massa de água foram investigadas, e o traço indica a transeção aonde foi analisada a estrutura hidrológica e a circulação sub-superficiais da área de estudo.

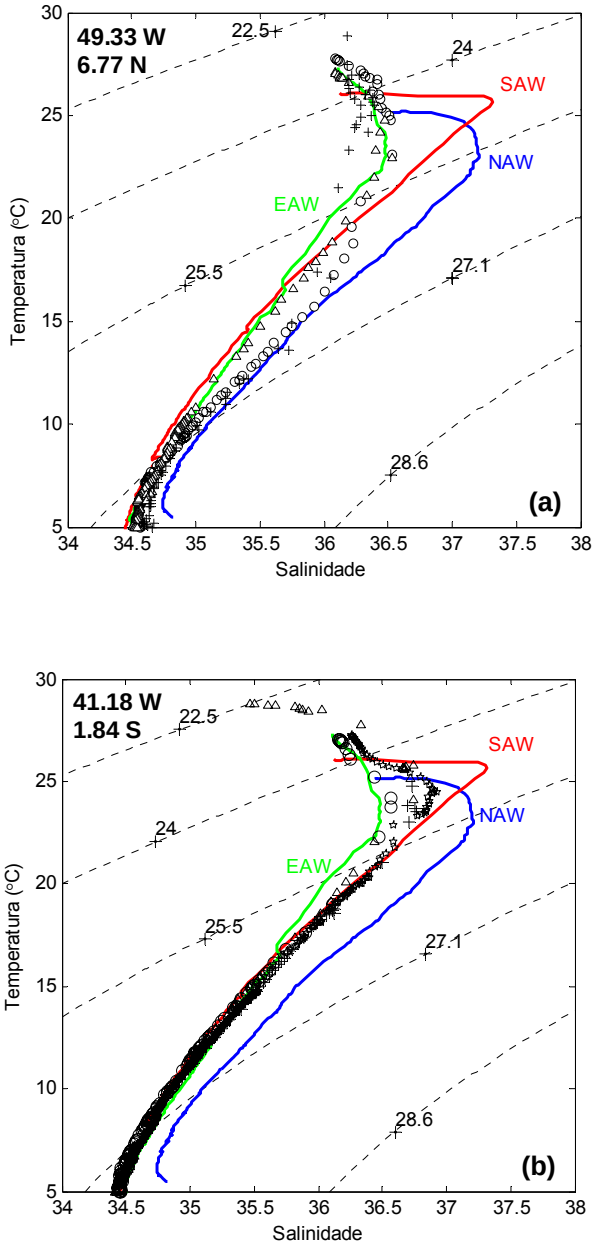


Figura 7.2. Diagramas T/S plotados a partir dos dados termodinâmicos obtidos entre as profundidades de 5-900 m, ao longo da costa Norte brasileira durante: (a) Março de 1995 (triângulo), Maio de 1999 (círculo) e Outubro de 1997 (cruz), na porção Norte da região de estudo (49,3°W–6,7°N); e (b) Maio de 1995 (triângulo), Junho de 1999 (círculo), Julho de 2001 (estrela) e Novembro de 1997 (cruz), na porção Sul da região de estudo (41,1°W–1,84°S). Em todas as figuras as linhas azuis são usadas para definir as características da Água do Atlântico Norte (*NAW*); linhas vermelhas indicam Água do Atlântico Sul (*SAW*); e as linhas verdes refere-se a Água do Atlântico tropical Leste (*EAW).*

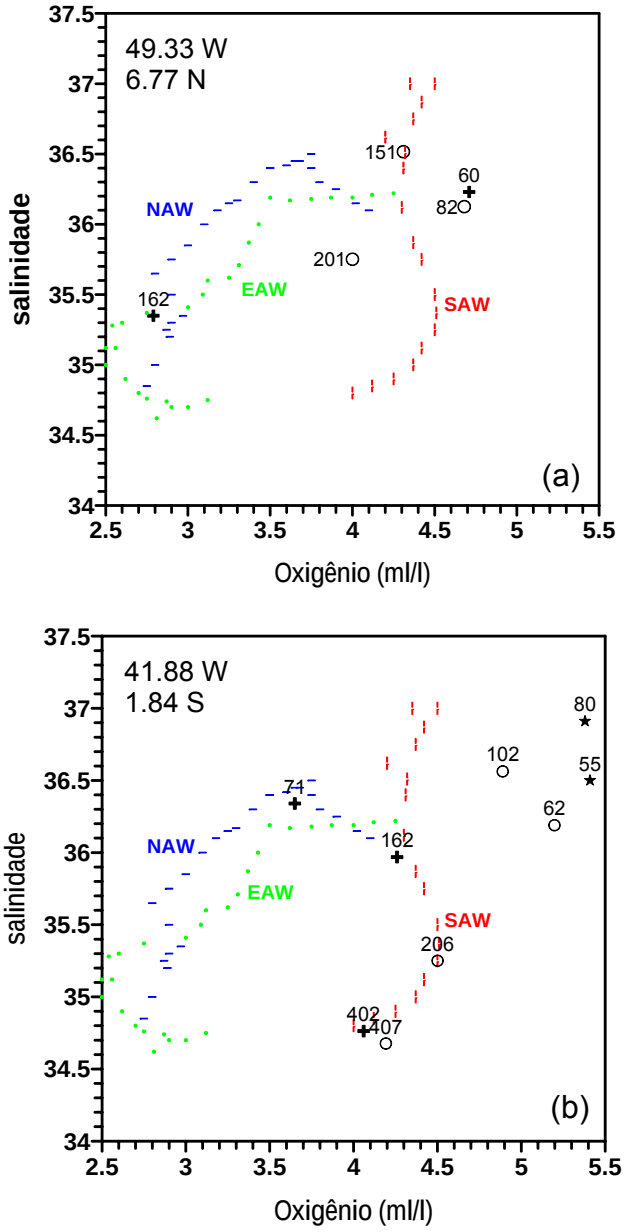


Figura 7.3. Diagramas S/O_2 plotados a partir dos dados termodinâmicos e hidrológicos obtidos ao longo da costa Norte brasileira durante: (a) Maio de 1999 (círculo) e Outubro de 1997 (cruz), na porção Norte da região de estudo (49.3°W– 6.7°N); e (b) Junho de 1999 (círculo), Julho de 2001 (estrela) e Novembro de 1997 (cruz), na porção Sul da região de estudo (41.1°W–1.84°S). Em todas as figuras os números representam à profundidade em que foram coletados os dados de S/O_2; as linhas azuis são usadas para definir típicas feições de Água do Atlântico Norte (*NAW*); linhas vermelhas indicam Água do Atlântico Sul (*SAW*); e as linhas verdes referem se a Água do Atlântico tropical Leste (*EAW).*

As informações obtidas a partir dos dados das transeções paralelas à costa indicaram, durante todos os períodos dos cruzeiros do Programa REVIZEE/SCORE-N, a presença de dois núcleos de máxima salinidade (S ≥ 36.6) localizados entre as profundidades de 100 m e de 150 m, conforme exemplificado na Figura 7.4. Estes núcleos de máxima salinidade encontram-se geograficamente centralizados próximo das coordenadas 49ºW e de 42ºW. Abaixo destes foram também sistematicamente identificadas estruturas de depressão isopicnais (Figura 7.4).

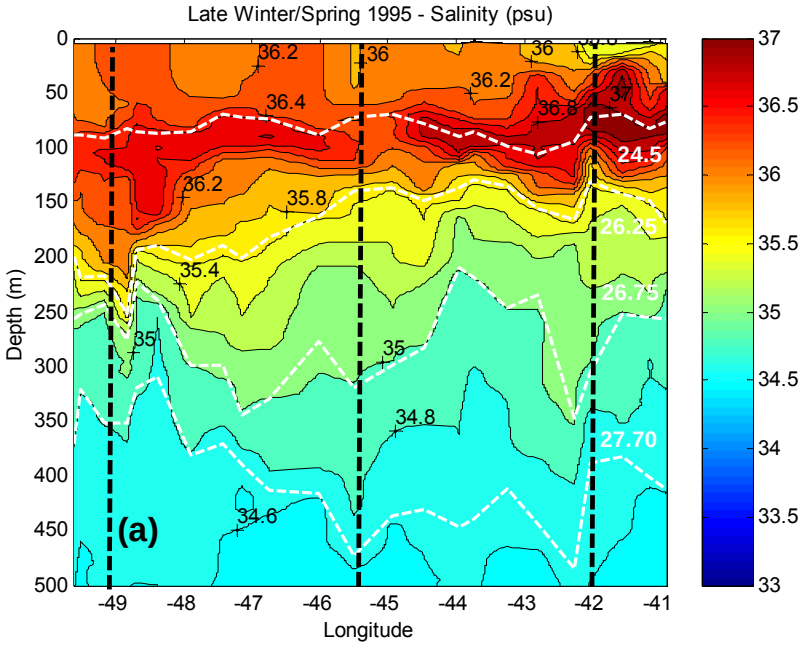


Figura 7.4. Exemplo de distribuição vertical de salinidade nos primeiros 500 m de profundidade ao longo da transeção paralela à costa Norte Brasileira (ver Figura 7.1), no período de Março de 1995. As linhas tracejadas indicam as posições das isopicnas σ_θ = 24.5, 26.25, 26.75 e 27.70. Um maior detalhamento da figura é realizado na Seção 7.2 deste Capítulo.

A presença quase que permanente destes dois núcleos de salinidade sub-superficiais, ao Norte e ao Sul da área de estudo, representam verdadeiras "assinaturas" das conexões e mecanismos de meso-escala existentes na área de estudo. Bourlès *et al.* (1999a,b), entre outros,

indicaram que o sistema CNB/SCNB flui ao longo da costa Norte brasileira, no sentido Noroeste, com seu núcleo máxima velocidade em torno de 100 metros de profundidade, e transportando *SAW* para a região. O mesmo autor identificou também a que a Sub-corrente de Fronteira Oeste (SCFO), provinda do Norte e com um fluxo no sentido Sudeste, transporta *NAW* para a região de estudo.

Visando investigar estas características, observadas a partir das medidas hidrológicas obtidas *in situ*, foram analisados os campos de distribuição horizontal de salinidade e de correntes sub-superficiais, geradas numericamente para o ano de 1995 no Experimento ATL6 do projeto CLIPPER (Figura 7.5).

Os resultados numéricos indicam, inicialmente, a presença de vórtices anticiclônicos a 150 metros de profundidade, localizados em torno das longitudes 43°W, 45°W e 50°W, provavelmente associados a retroflexões da SCNB, que termina por alimentar a SCNE e/ou a SCE. De acordo com as simulações, as retroflexões verificadas próximo a 43°W ocorreram, principalmente, durante os meses de Março, Maio, Julho e Dezembro. Em certos períodos, os vórtices anticiclônicos formados no eixo de 43°W apresentam-se deslocados para Noroeste, se situando em torno de 45°W. Este intervalo de tempo corresponde ao período de aceleração da velocidade do sistema CNB/SCNB (Schott *et al.*, 1998), transportando *SAW* para Noroeste (Figuras 7.5c a 7.5l). Apesar de ocorrer ao longo de todo o ano, verifica-se que o transporte dessa água de máxima salinidade para Noroeste é mais intenso nos meses de Setembro, Outubro e Novembro, período associado à máxima ação do sistema CNB/SCNB (Schot *et al.*, 1998; Bourlès *et al.*, 1999a) (Figuras 7.5i, 7.5j e 7.5k).

Resultados do modelo também confirmam a presença de *NAW* entre as longitudes de 5º–8ºN, sendo transportada pela ação da SCFO para Sudeste da região de estudo, sempre entre os meses de Março e Dezembro (Figuras 7.5c a 7.5l).

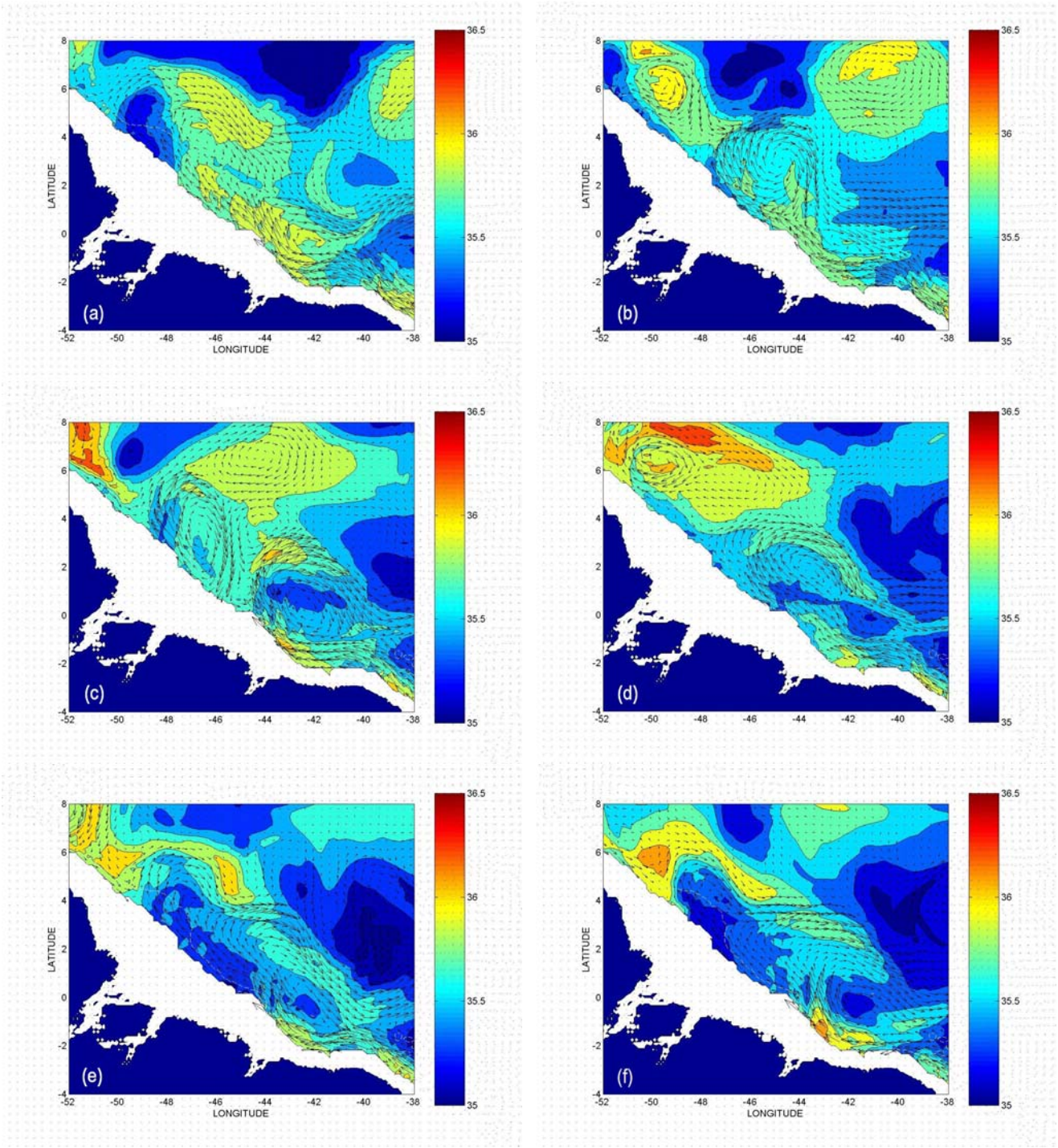


Figura 7.5. Resultados numéricos do Experimento ATL6, Projeto CLIPPER. Saídas médias de 5 dias (centralizadas no meio do mês, ou seja, nos dias 15 de cada mês). Distribuições horizontais de correntes e salinidade em sub-superfície (150 m de profundidade), durante o ano de 1995: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e (l) Dezembro.

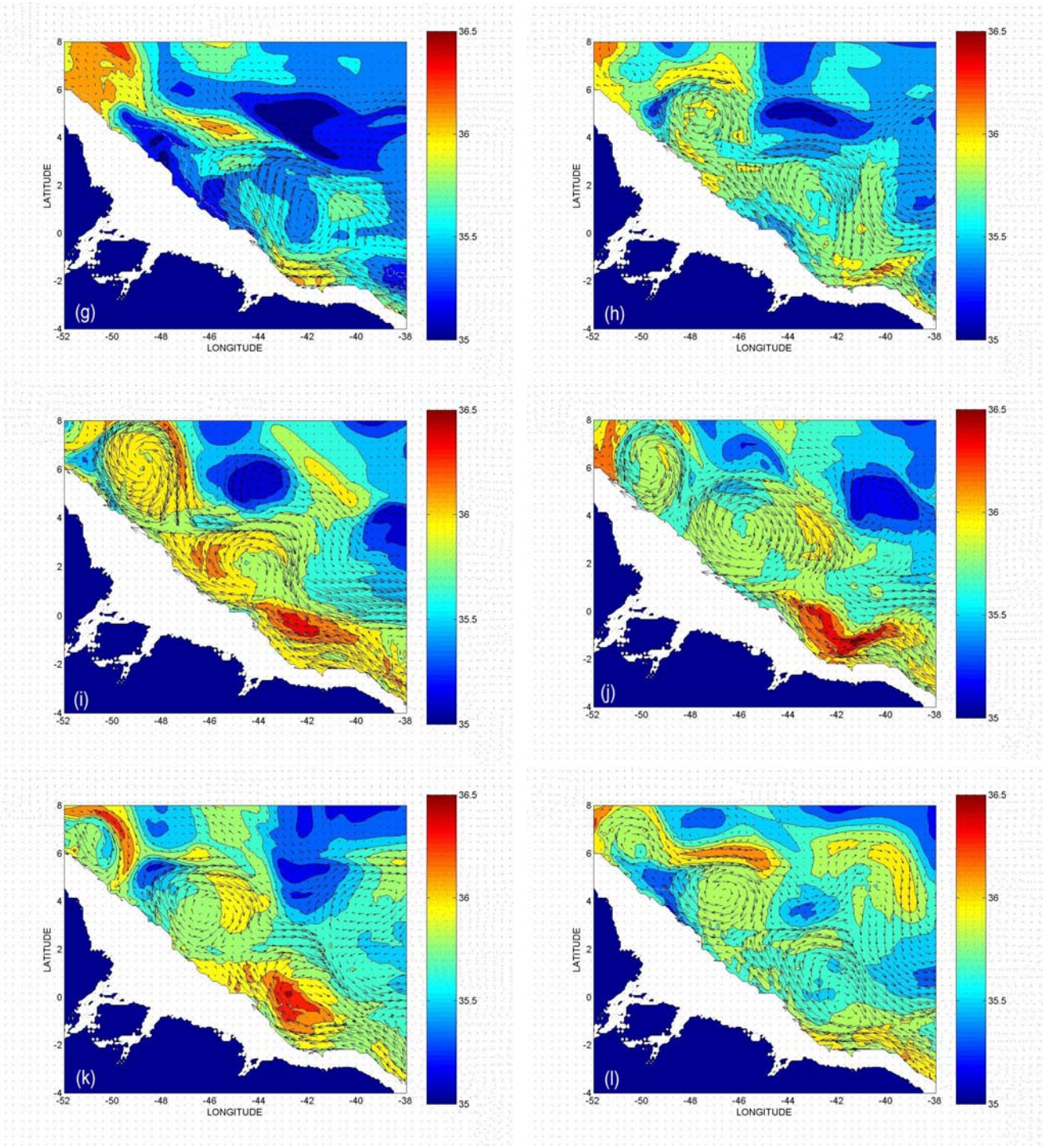


Figura 7.5. (continuação).

Durante o período de Inverno e Primavera boreais, quando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se encontra localizada mais ao Sul do Atlântico tropical, e a CCNE se apresenta com mínima intensidade e extensão (Garzoli, 1992), o Experimento ATL6 registrou a perda de intensidade dos vórtices anticiclônicos formado no eixo de 50°W (Figuras 7.5a a 7.5f). Já no Verão e Outono, a ZCIT se localiza mais ao Norte, e os resultados numéricos confirmam para este período o desenvolvimento de vórtices anticiclônicos nas proximidades de 50ºW. De acordo com as simulações, estas estruturas transportam água de máxima salinidade para Leste em suas bordas (contornos) (Figuras 7.5i – 7.5l).

Na Seção seguinte deste Capítulo é apresentado o artigo intitulado *Subsurface hydrology and circulation off the Amazon mouth as inferred from in situ measurements and numerical model results*. Este trabalho encontra-se pronto para submissão a um periódico científico, tratando com mais detalhes os resultados aqui sintetizados.

7.2. ARTIGO

Subsurface hydrology and circulation off the Amazon mouth as inferred from in situ measurements and numerical model results

Alex C.SILVA[1] , Bernard BOURLÈS[3], Moacyr ARAUJO[1,2], Maria de L. S. SANTOS[4]

[1] Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira, Depto Oceanografia, UFPE

Av. Arquitetura S/N, Campus Universitário, 50740-550, Recife, PE, Brasil, PhoneFAX: 55 81 2126.8226

[2] CNPq Fellow

[3] Centre IRD de Bretagne,Technopole Pointe du Diable, B.P. 70, 29280 Plouzane, France.

[4]Depto. Geociências, UFPA. Rua Augusto Corrêa, nº1, Campus Universitário do Guamá,

66075-110, Belém, PA, Brasil.

Abstract

High resolution hydrographical observations of temperature, salinity and dissolved oxygen are used to analyse the subsurface circulation along the coast of North Brazil, off the Amazon mouth. Observations are presented from four cruises carried out in different periods of the year (late winter/spring 1995, spring 1999, summer 2001 and fall 1997). Numerical model outputs complement the result of the shipboard measurements, and are used to complete the descriptions of mesoscale circulation. The water mass analysis allowed us to describe the penetration of waters originating in the southern hemisphere toward the northern hemisphere through the North Brazil Current (NBC), and does not indicate the presence of waters originating in the Northern Hemisphere in the area, that could feed the equatorial undercurrents. Field data and modeling results indicate that the Western Boundary UnderCurrent does not flow south of 5^{o}N. They show that the northern waters are deviated eastward by the NBC retroflection or the northern edge of the associated anticyclonic rings during boreal fall 1997 and spring 1999. These findings suggest that if the Equatorial UnderCurrent (EUC) is fed by northern Atlantic waters, this should occur more westward and not directly through the western ocean boundary. The existence of subsurface mesoscale eddies associated to the NBC retroflection is evidenced, without any signature in the surface layer. Numerical model outputs confirm these sub-superficial anticyclones, linked to the NBC retroflection into the North Equatorial Under Current and the EUC, transporting northward high salinity water from the South Atlantic and entraining waters from the North Atlantic in the equatorial undercurrents system.

Keywords: Water mass; Western Tropical Atlantic; Western Boundary Currents; Numerical Model

1. Introduction

The western tropical Atlantic Ocean plays an important role in the inter-hemispheric transports of mass, heat, and salt (Schmitz and Mc Cartney 1993). Along the western boundary, as the Deep Western Boundary Current transports cold North Atlantic Deep Water toward the southern hemisphere, the North Brazilian Current (hereafter NBC) transports warm surface waters northward from the southern hemisphere. Both currents are major components of the global thermohaline circulation cell (Gordon 1986).

The NBC and its subsurface component, the North Brazilian Undercurrent (NBUC), feed, through complex retroflection patterns, eastward flowing equatorial currents at different depths and latitudes (e.g., Schott et al. 1995; Bourlès et al. 1999a, 1999b): (i) the South Equatorial Undercurrent (SEUC) below the thermocline around 3°S, (ii) the Equatorial Undercurrent (EUC) centered at the thermocline and the equator; (iii) the North Equatorial Undercurrent (NEUC) found below the thermocline around 3°N; and (iv) the North Equatorial Counter Current (NECC) located above the thermocline north of 5°N.

These eastward currents may also be fed by North Atlantic waters through the recirculation of the North Equatorial Current (NEC) and the Western Boundary UnderCurrent (WBUC), but a direct connection between the WBUC and the EUC and the fate of the WBUC is still unclear (Schott and Böning 1991; Wilson et al. 1994; Bourlès et al. 1999b).

North of the equator, the NBC/NBUC retroflection may be linked to the formation of rings (e.g., Didden and Schott 1993; Johns et al. 1990; Richardson et al. 1994). Results based on satellite images and *in situ* observations demonstrate that these rings break away from the retroflection and move northwestward along the coast of Guyana, representing an important mechanism for transporting waters from both equatorial and South Atlantic to the Northern hemisphere (Garzoli et al. 2003). During the last decade, many works have been dedicated on the evaluation of the genesis and the water transport capacity of the NBC rings (Johns et al. 1990; Didden and Schott 1993; Richardson et al. 1994; Fratantoni et al. 1995). More recently Wilson et al. (2002) describe three different types of rings as follows: the first ones are characterized by shallow, surface-trapped structures that are confined to the upper ocean layers; the second type is characterized by deep-reaching structures with significant swirl velocities (~ 0.2 $m.s^{-1}$) extending to 2000 m; and the third kind present thermocline intensified structures with almost no detectable surface signature. In all the above described cases, the rings are formed when the easterly ocean currents shears the northern Brazilian/Guyana shore. Therefore, a particular attention should be given to the sea area situated between the shelf break and the 2000 m isobath, which seems to be key for a better understanding of the retroflection and the formation of the NBC/NBUC rings.

All these above-mentioned features make the western tropical Atlantic a very important ocean crossway, with strong confluence of water masses coming from the north the south and the equatorial Atlantic and thus intense blending processes.

In this paper we use high resolution in situ data from four different cruises carried out along the northern coast of Brazil limited by 2.5°S-8°N in latitude, and 40°W-52°W in longitude, ie in a key area where the NBC/NBUC system penetrates into the northern hemisphere. These data sets, along with the results from a realist numerical simulation, are used to in order to attempt a better description and comprehension of the complex circulation within the subsurface layers, where the eastward undercurrents are fed through the NBC/NBUC retroflection and where water masses may be clearly identified.

2. Data and Methods

a. Shipboard Surveys

The hydrographic data sets were collected during four cruises performed at different times of the year, during the periods of late boreal winter/spring (March–May 1995), fall (October–November 1997), spring (May–June 1999) and summer (July–August 2001), carried out on board the R/V Antares, as part of the activities of the Brazilian REVIZEE Program (*Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva*). The REVIZEE Program, coordinated by the Comissão Interministerial de Recursos do Mar/Inter-ministerial Commission of Sea Resources (CIRM), is the result of the commitment made by Brazil before the United Nations (UN), to ratify in 1988 the International Convention of the Law of the Sea, in effect since 1994. The main aim of the REVIZEE Program is to perform a survey of the living resources (and of the correlated abiotic factors) present in the Brazilian Exclusive Economic Zone (CIRM 1994).

Field data correspond to a total amount of 307 vertical and continuous profiles of temperature and salinity obtained using a CTD probe *Sea Bird Electronics SBE911plus*, with a centrifuge pump and high resolution sensors for Conductivity measurement (resolution = 0.00004 $S.m^{-1}$), Temperature (resolution = 0.0003 °C) and Pressure (resolution = 0.068 dbar). During all the cruises, the CTD was operated until around 1000 m depth, with a descent speed of 1 $m.s^{-1}$, and a sample frequency of 24 Hz. During the profiling the equipment was maintained connected to a boarding platform *SBE 11plus*, which permitted the monitoring in real time of data acquisition and quality control. Spacing between hydrographic stations ranged from 14 to 55 km depending on the distance from shore (Figure 1). Table 1 shows a synthesis of the REVIZEE data. These data sets have already been used to analyze Amazonian water lenses and barrier layer formation in this particular region (Silva et al. 2005a,b).

Table 1. The number of CTD stations collected during four REVIZEE Cruises.

Cruise Dates	Number of CTD
Boreal late winter/spring (March–May 1995)	114
Boreal fall (October–November 1997)	62
Boreal spring (May–June 1999)	88
Boreal summer (July–August 2001)	43

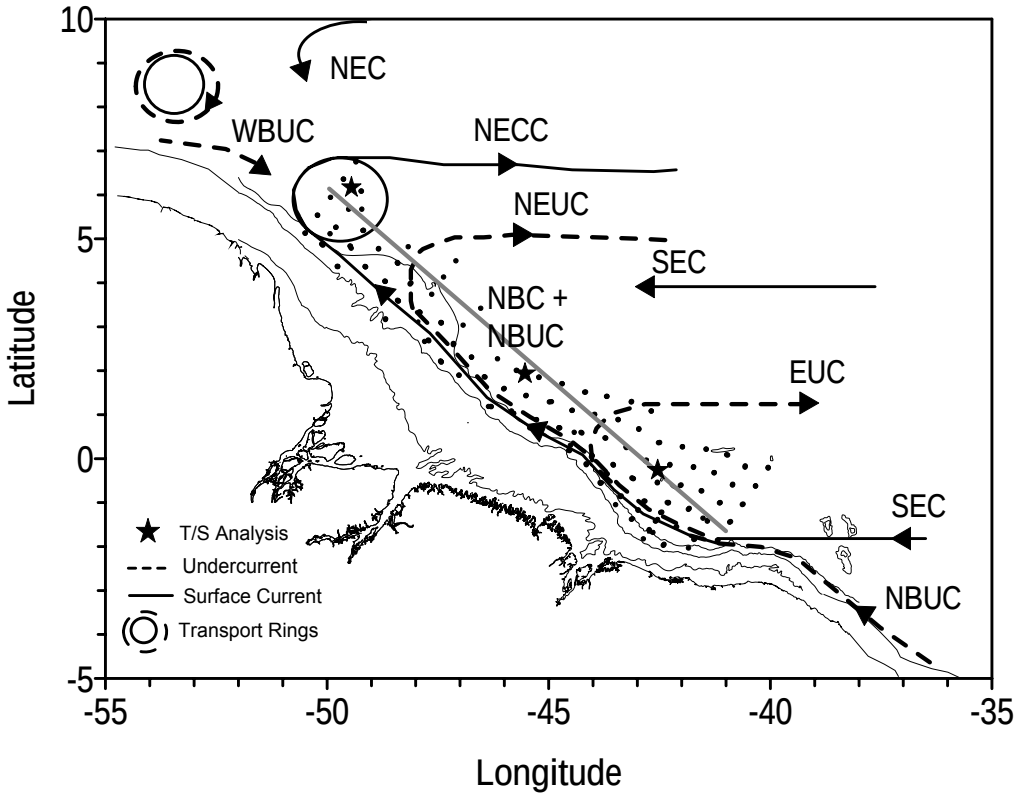


Figure 1. Map of the north Brazilian zone. Dots are the locations of the CTD stations and the stars are the locations on which the water masses origins were investigated. Surface and subsurface currents area represented by solid and dashed lines, respectively. NBC - North Brazil Current, NECC – North Equatorial Countercurrent, SEC – South Equatorial Current, EUC – Equatorial Undercurrent, NEUC – North Equatorial Undercurrent, NEC – North Equatorial Current. Isobaths 20 m, 100 m and 2000 m depth are also represented.

b. Model Description

The CLIPPER modelling Project represents a French contribution to the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). We use here the so-called ATL6-26 experiment of the CLIPPER model, based on the OPA 8.1 code primitive equation parallel model (Madec et al. 1998). The model domain encompasses the whole Atlantic ocean from 98ºW to 30ºE in longitude and 75ºS to 70ºN in latitude, with a horizontal isotropic 1/6º Mercator grid. Resolution thus increases from ~5 km at high latitude (the Weddell and Labrador Seas) to 18.5 km at the equator. The model is initialised using the seasonal climatology from Reynaud et al. (1998). The model is forced by daily mass and heat surface fluxes, and mean

output has been stored every 5 numerical days. A detailed description (algorithm and behaviour) of the open boundaries in the South Atlantic is found in Tréguier et al. (2001). The vertical z-level grid has 42 levels for temperature, salinity and velocity points, with an analytical stretching for thicker resolution at the surface (12 m), and up to 200 m below 1500 m depth. The model run used herein has been particularly dedicated to Equatorial Atlantic studies, and the mixing parameterization chosen after a series of tests in order the simulations to reproduce the EUC in the best way (Michel and Tréguier 2002), and Arhan et al. (2006) used the same simulation to diagnose the annual cycle of the EUC.

In this work the numerical velocity and salinity fields obtained during the REVIZEE cruises, i.e. in March 1995, November 1997, May 1999, August 2001, are used in order to get the large scale circulation associated to the mesoscale observations available in a relatively reduced area..

3. Results

a. Salinity Maximum Waters - SMW

Metcalf and Stalcup (1967), Cochrane et al. (1979), Wilson et al. (1994) and Bourlès et al. (1999a,b) identified three different origins for the water masses encountered in the upper layers of the western equatorial Atlantic. The first was named the North Atlantic Water (NAW), originating in the subtropical region of the northern hemisphere, being advected toward the equator by the NEC, and having as its main characteristics high salinity values above the thermocline and low O_2 concentrations below the thermocline. The second water mass origin, the South Atlantic Water (SAW), exhibits high salinity values above the thermocline and low salinity values and high oxygen concentrations below the thermocline, when compared with the NAW. The SAW is carried to the study region by the NBC/NBUC system. The third water mass is identified as the Eastern Tropical Atlantic Water (EAW), being carried to the study region via the southern edge of the NEC and the northern branch of the South Equatorial Current (SEC). This EAW is characterized by the lowest concentrations of oxygen and salinity around the thermocline when compared to the SAW features.

In order to analyse the behaviour of the NBC/NBUC system in the studied area, we first present for each cruise vertical sections of the salinity along transects almost parallel to the coast line, i.e. along the northwestward route of this current (Figure 2). These transects are located between the longitudes of 50ºW–40ºW (Figure 1).

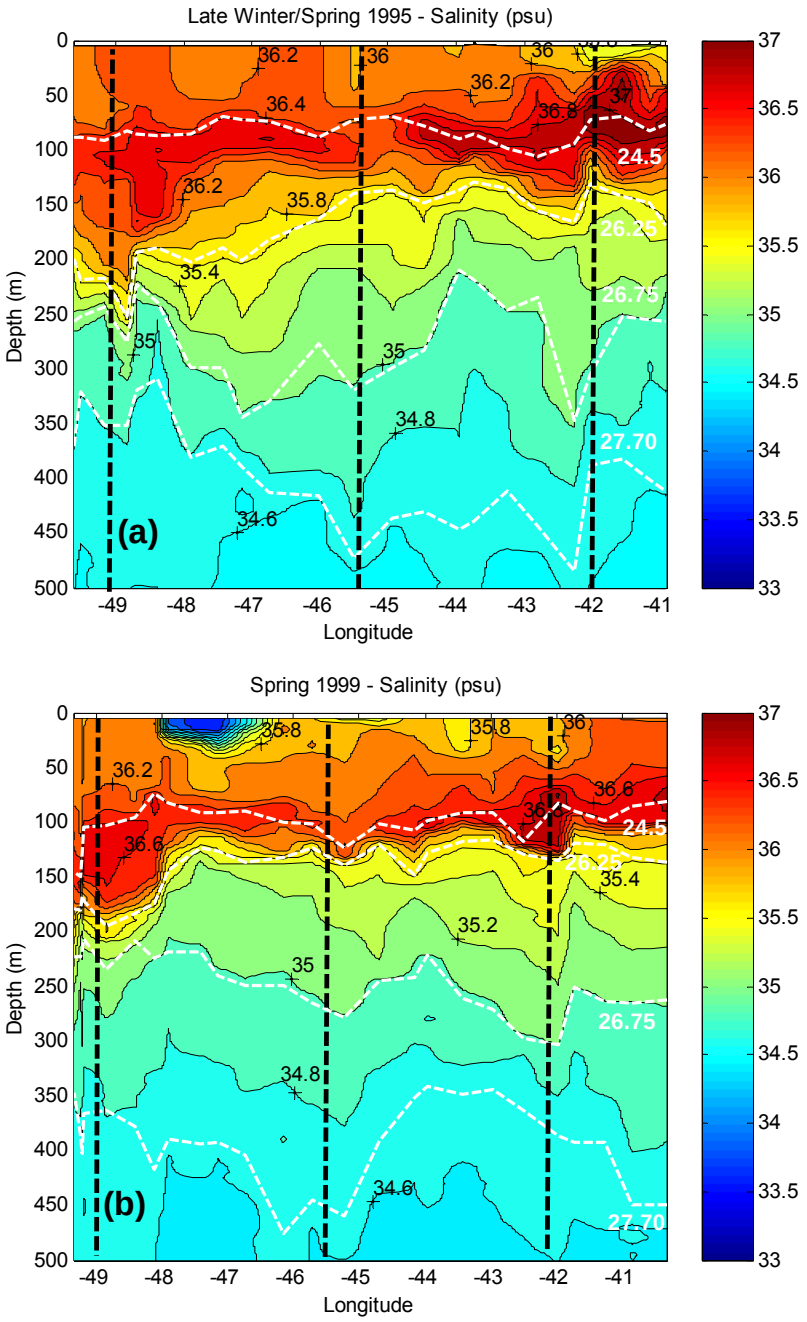


Figure 2. Vertical distribution of salinity from the surface down to 500m depth along transects almost parallel to the coastline (see Figure 1) during: (a) late winter/spring 1995, (b) spring 1999, (c) summer 2001, and (d) fall 1997. The superimposed dashed lines (white) indicate the depth of the σ_θ = 24.5, 26.25, 26.75 and 27.70 isopycnals surface. Vertical dashed (black) lines represent the locals on which the T/S diagrams were traced for water mass analysis (section b). associated to the positions where SMW cores were observed.

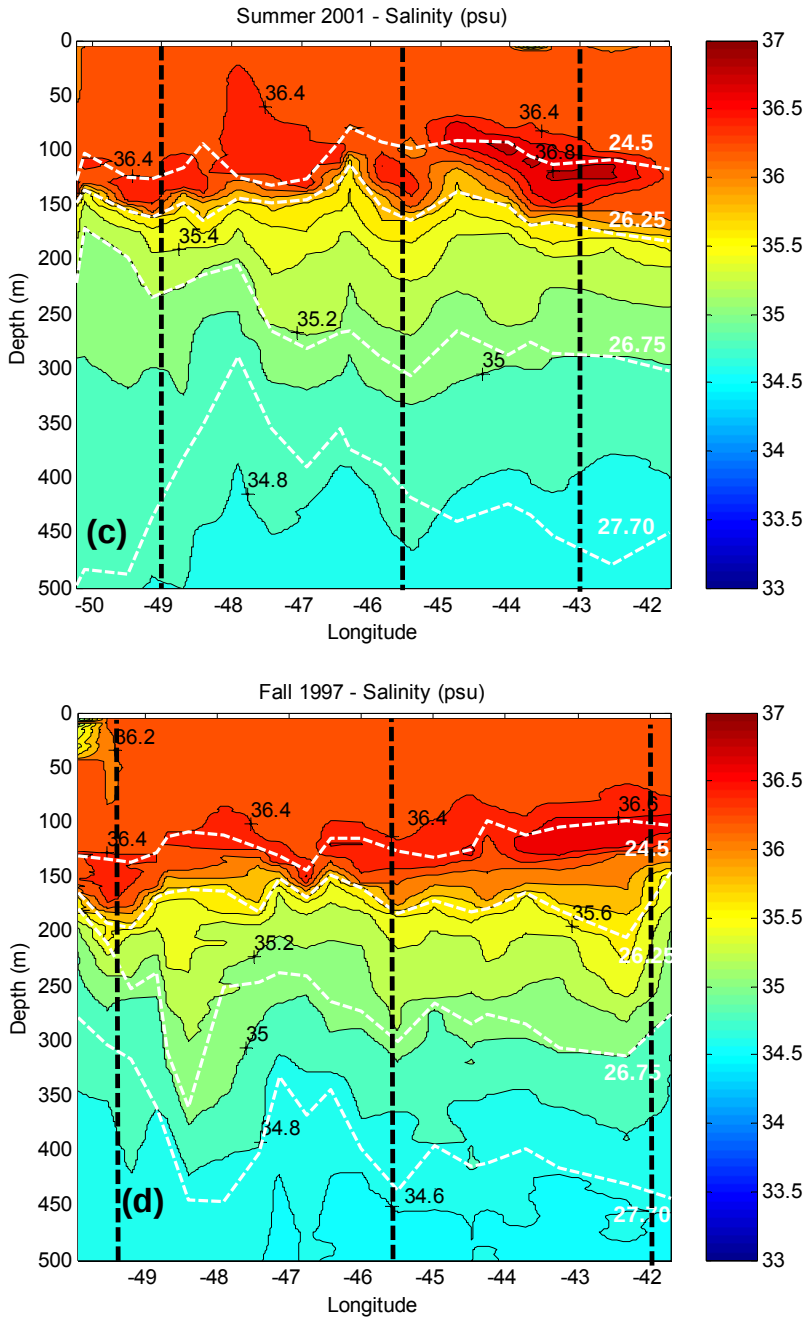


Figure 2. Cont…Vertical distribution of salinity from the surface down to 500m depth along transects almost parallel to the coastline (see Figure 1) during: (a) late winter/spring 1995, (b) spring 1999, (c) summer 2001, and (d) fall 1997. The superimposed dashed lines (white) indicate the depth of the σ_θ = 24.5, 26.25, 26.75 and 27.70 isopycnals surface. Vertical dashed (black) lines represent the locals on which the T/S diagrams were traced for water mass analysis (section b). associated to the positions where SMW cores were observed.

These sections first allow us to observe the maximum of salinity located around 100m depth, signature of the subtropical underwaters formed in the subtropics (Worthington 1976), that may be due to the presence of either NAW or SAW. For each cruise, different salinity maximum cores maybe identified around the 24.5 isopycnal.

During late winter/spring 1995, two cores of maximum salinity (≥ 36.6) are present at the thermocline level (Figure 2(a)). The first core is

located at the longitudes of 49ºW–46ºW, between the depths of 90 m and 170 m. This core is limited between the 24.5–26.25 isopycnals, and its northern edge, is associated with a strong deepening of the deep isopycnals over a very short distance. The second core is found around 44.7ºW–41ºW, centred at 100 m depth. Below these two cores, beyond a depth of 150 m, one can observe a deepening of the isopycnals 26.75 and 27.0.

During spring 1999, a core of maximum salinity (≥ 36.6) was found between longitudes of 49.7Wº–48ºW, and depths of 100–170 m. East of 44ºW, another core of maximum salinity was found centred at about 100 m depth. Below these cores, the presence of depressional structures at the 26.25 and 26.75 isopycnals was encountered, occurring on a lesser scale than that described during the period late winter/spring 1995 (Figure 2(b)).

During the summer 2001 (Figure 2(c)), we may note the presence of three maximum salinity cores at 100 depth, located between 49.5ºW-48.5ºW, 48ºW-46.5ºW and 45ºW-41.9ºW. At subsurface we observe that these salty cores are followed by depressional structures at 27.7 isopycnal.

During the fall of 1997 (Figure 2(d)), we can also observe a core of maximum salinity located at 120 m depth between longitudes 43.8ºW–41.5ºW in transect. Below that we verify (once more) a disturbance in the isohalines; forming a depressional structure that reaches around 370 m depth. These features are very similar to those found during late winter/spring 1995 and spring 1999. Another important anomaly registered during the fall of 1997 is the brusque drop in the 26.75 and 27.7 isopycnals observed close to 48ºW.

The salinity cores observed in the southeast of the transects (east of 44°W in Figure 2) may only be due to the signature of the NBUC, penetrating in the region from the south. These maximum salinity cores are associated to the transport of SAW which are formed in the South Atlantic subtropical gyre and enter the region within the NBUC (Metcalf and Stalcup 1967; Cochrane et al. 1979; Schott el al. 1995; Bourlès et al. 1999b). Concerning the maximum salinity cores observed farther in the west, it is not possible at this stage to determine if they are due to: (i) NBUC continuation after being partly deviated eastward and separated from the coast, (ii) eddies separated from the NBC retroflection, transporting SAW northward, or (iii) signature of NAW within a southward penetration of the WBUC in the region. In the following chapter, a water mass analysis is presented allowing us to identify the origin of these maximum salinity cores.

b. Water Mass Analysis

In order to clearly identify the origin of the waters found within the thermocline, a water mass analysis has been done in the same way as previous authors (Wilson et al. 1994; Bourlès et al. 1999a, b). All oceanographic stations in Figure 1 were examined and the T/S diagrams were plotted for each period. A particular attention was given to the positions where SMW cores were observed between isopycnal levels 24.5 and 26.25.

Figure 3 presents the T/S diagrams obtained from the hydrologic stations located along the Brazilian coast at 49ºW/49.2ºW, 45.5ºW and 42ºW/43ºW. Typical T/S signatures for NAW,

SAW and EAW obtained from historical oceanographic cruises data (Metcalf and Stalcup 1967; Cochrane et al. 1979; Wilson et al. 1994; Bourlès et al. 1999a) are plotted together with the REVIZEE data.

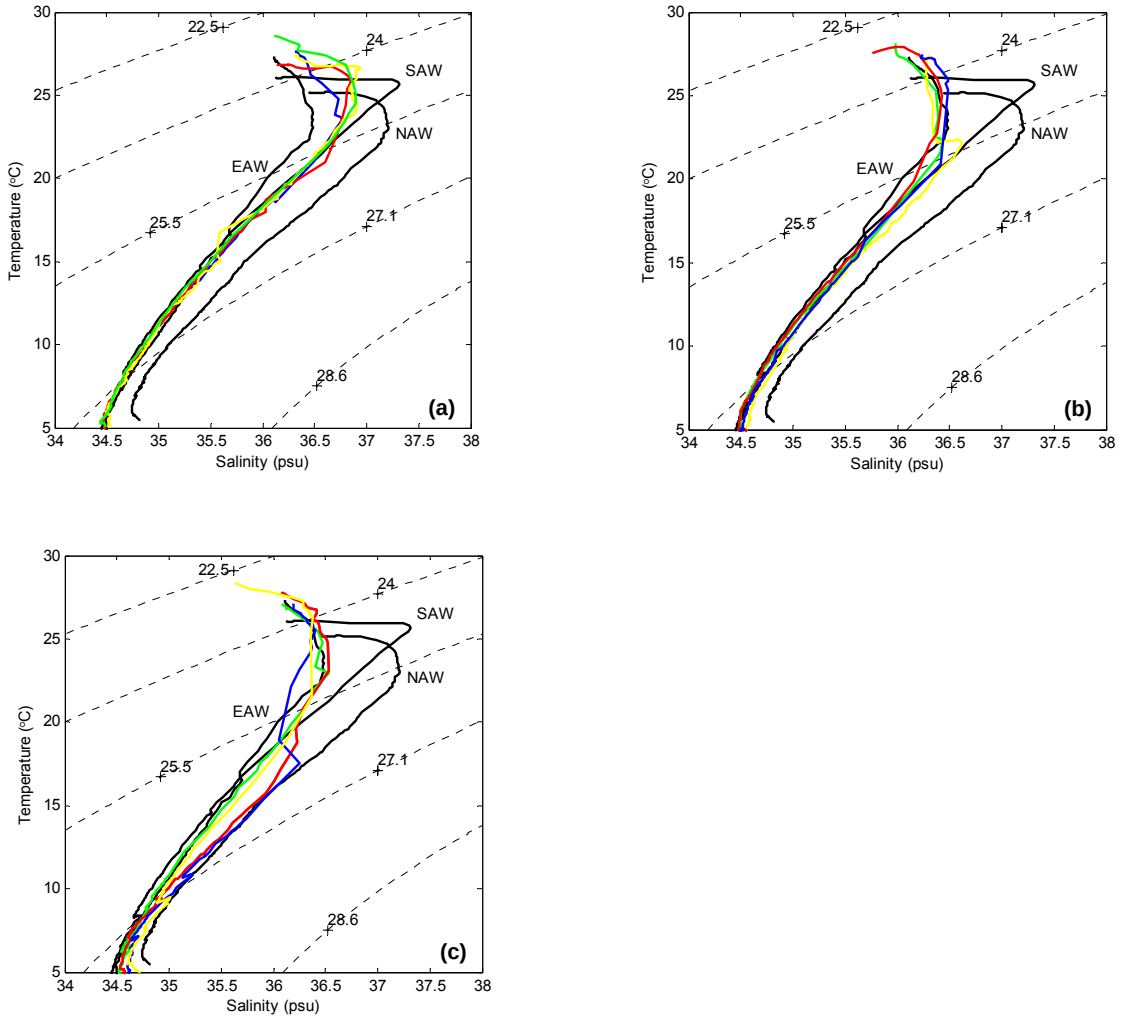


Figure 3. T/S diagrams plotted from 5 – 900 m field data at of the stations along north Brazilian shore (see Figure 2): (a) T/S diagram obtained from 42ºW/43ºW data, (b) T/S diagram obtained from 45.5ºW, (c) T/S diagram obtained from 49ºW/49.2ºW data. Green lines represent late winter/spring 1995 data; Red lines represent spring 1999 data; Yellow lines represent summer 2001 data; and Blue lines represent fall 1997. In all figures the bold lines are used to define typical T/S features of the North Atlantic Water (NAW), South Atlantic Water (SAW), and the Eastern Tropical Atlantic Water (EAW).

It is difficult to clearly identify from T/S diagrams only the origin of the waters in the upper layers, i.e. roughly above the 25.5 isopycnal, where strong mixing processes occur. However, maxima of salinity, when observed within this layer around the isopycnal 24.5, can only be attributed to the presence of SAW, while NAW salinity signature is observed deeper, i.e. around the 25.5 isopycnal.

All the hydrologic data located at 42ºW/43ºW (around 0°N, see Figure 1) indicated the presence of SAW during late winter/spring 1995, spring 1999, summer 2001 and fall 1997 (Figure 3a). These waters showed high values of

O_2 (not shown) over and below 100 m depth. In this area, the waters are associated to the current system NBC/NBUC (Schott et al. 1998; Bourlès et al. 1999a). The T/S analysis for all periods indicated that there is no NAW at 42°W/43°W, and that the SAW was dominant along the hydrographic station.

The T/S diagram for 45.5ºW data (around 2°N, see Figure 1) is represented in Figure 3b. These results confirmed the presence of SAW at this coordinate during all cruises. The NAW was not observed at 45.5ºW.

c. Horizontal distributions along the 24.5 isopycnal

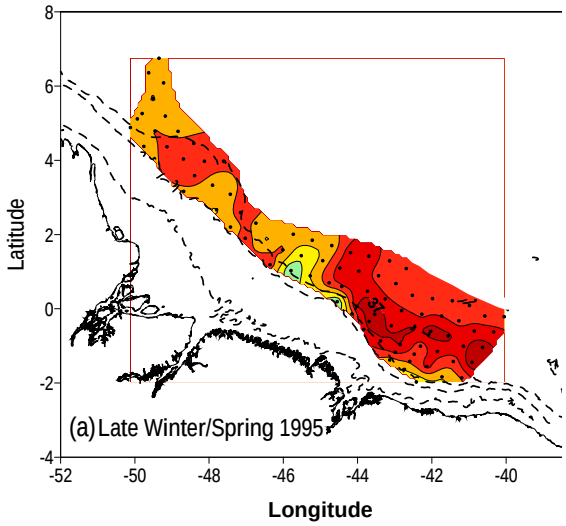
In order to analyse the circulation associated with the water masses distribution presented above, we present here maps (Figure 4) of the salinity distribution along the 24.5 isopycnal for each cruise, along with the salinity distribution and the horizontal velocity of the currents as obtained from the CLIPPER model at 100 m depth, i.e. roughly at the depth of the 24.5 isopycnal (see Figure 2). The 100 m depth seems also to be representative for investigating the structures of the thermocline and the sub-currents in the area (Wilson et al. 1994; Schott et al. 1998; Bourlès et al. 1999a).

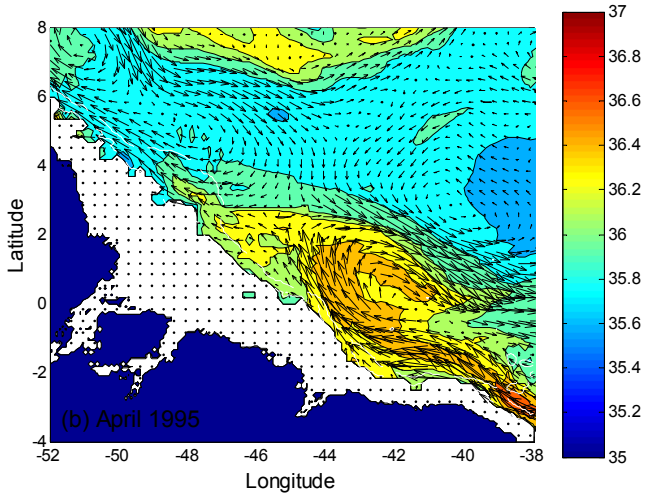
The horizontal distributions of salinity obtained during all oceanographic cruises area are presented in Figure 4 (a, c, e, and g). These field data are compared with numerical 5-day averaged snapshots of velocity and salinity charts obtained at 100m depth during the months of April 1995, May 1999; August 2001 and November 1997 (CLIPPER model results, Fig. 4 (b, d, f and h)). The 100 m depth is roughly the depth of the

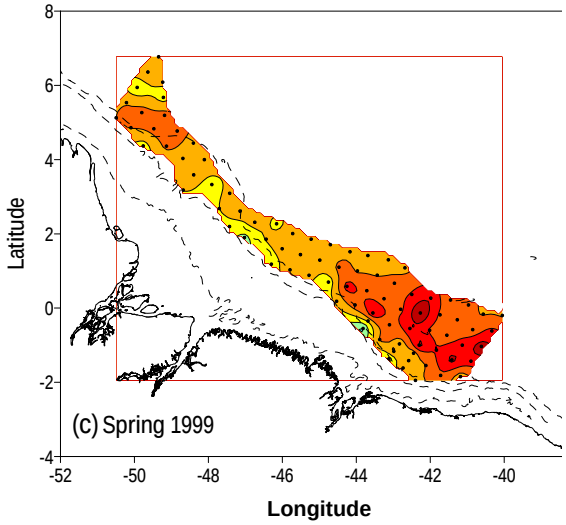
During late winter/spring 1995 and summer 2001 the NAW were not detected at 49ºW/49.3ºW (around 5°N, see Figure 1). However the T/S analysis of the hydrographic data obtained around 49ºW during spring 1999 and fall 1997 pointed out the presence of the NAW in subsurface ($\sigma_\theta > 25.5$), suggesting the southward intrusion of these waters by the WBUC. In the next section, numerical modelling velocity and salinity fields obtained for the same time periods of the REVIZEE cruises are used in order to get evidences of the influence of large scale circulation over the water mass distributions observed from filed data.

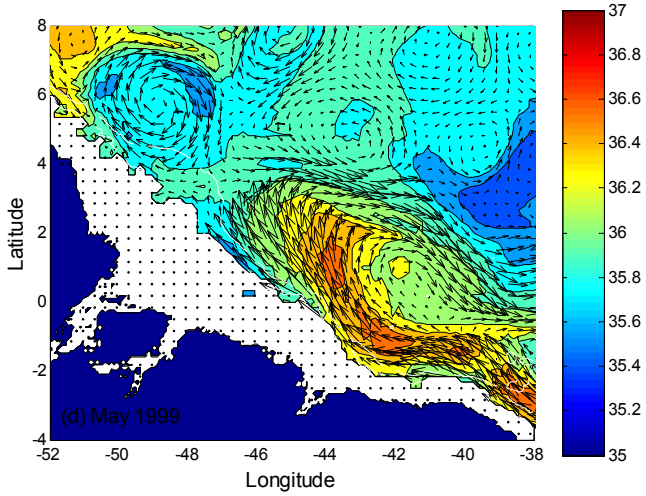
24.5 isopycnal (see Figure 2), and is representative for investigating the structures of the thermocline and the sub-currents in the area (Wilson et al. 1994; Schott et al. 1998; Bourlès et al. 1999a). Hydrographic observations obtained during late winter/spring 1995 demonstrate the presence of Salinity Maximum Water - SMW ($\geq$ 36.6) observed between the longitudes of 45°W-40ºW (Figure 4a). Model results for April 1995 confirm the presence of SMW, within a loop pattern that suggests the presence of the retroflection of the NBC around 43°W-1°N (Figure 4b). Salinity distribution during the April 1995 cruise confirms such a pattern, while the salinity maximum is observed within a curving structure in good agreement with an eastward deviation of the SAW through the NBC retroflection.

Farther in the northwest, the CLIPPER model results suggest that the relative salinity maximum observed around 48°W-4°N is due to the presence of SAW, entrained from the NBC retroflection area by a partial northwestward NBC continuation.


(a) Late Winter/Spring 1995
Latitude
Longitude


(b) April 1995
Latitude
Longitude


(c) Spring 1999
Latitude
Longitude


(d) May 1999
Latitude
Longitude

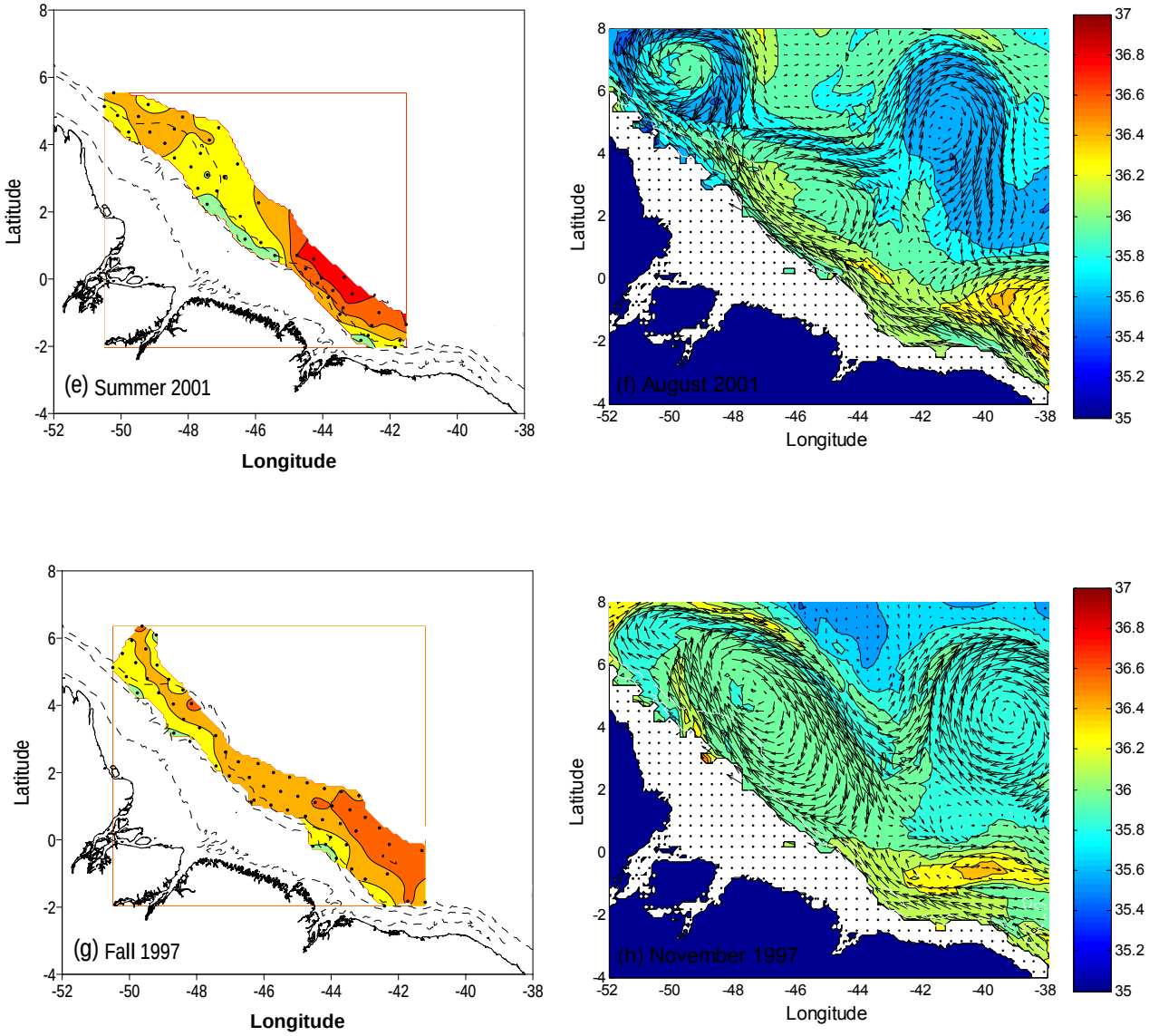


Figure 4. Horizontal distribution of salinity and velocity during REVIZEE cruises from field data and from CLIPPER model results: (a) field data for late winter/spring 1995, (b) model results for April 1995, (c) field data for spring 1999, (d) model results for May 1999, (e) field data for summer 2001, (f) model results for August 2001, (g) field data for fall 1997, (h) model results for November 1997. Dashed lines represent the position of the isobaths 20 m, 100 m and 2000 m.

Observations conducted during spring 1999 revealed the presence of SMW between the longitudes of 44ºW-41ºW (Figure 4c). The model simulation in this period also registered a high contribution of SMW at the same location within a loop structure. Such a distribution along with the simulated currents clearly show the retroflection of the NBC around 44°W-2°N, in very good agreement with the field measurements. The simulation also clearly indicates the presence of

an eddy around 6°N-50°W, with the presence of a relative salinity maximum along its northern edge. This feature is also in agreement with observations, and indicate that the relative salinity maximum observed at this level around 5°N-50°W is explained by the presence of SAW entrained northwestward within an NBC retroflection eddy.

In summer 2001 the horizontal distribution of salinity confirms the presence of SMW between 45ºW and 42ºW, as well as the presence of lower salinity structures along the shelf break (Figure 4e). Model results for August 2001 are presented in Figure 4f. They indicate an increase in the northwestward NBC flux, resulting in higher values of salinity (> 36.0) just before the shelf break area along the Brazilian coast. During this period it is observed that the retroflection of the NBC is found further north (approximately at 48ºW) in agreement to previous descriptions, suggesting that when the NBC flux is high (low), the retroflection occurs further northwest (southeast) (Garzoli et al. 2004). Model outputs show the NBC retroflection at 46ºW-2.5ºN, and a subsurface ring located at 50ºW-7ºN. This ring is probably detached from the NBC retroflection itself. Another part of the retroflection goes eastward and feeds the NECC close to 40ºW (Schott et al. 1998; Bourlès et al. 1999a, b).

Cruise observations conducted in fall 1997 revealed once more the contribution of SMW from the southern hemisphere, which is more evident between 43ºW and 41ºW (Figure 4g). Salinity data collected during this period also indicated the formation of small lens structures of minimum salinity along of the shelf break area. These lens structures are associated with vertical disturbance on the halocline positions (between isopycnals 24.5 and 26.25), as previously seen in Figure 2. Modeling results confirm the influence of SMW at the eastern part of the study area. The SMW found numerically are located at the same region detected from field REVIZEE data, i.e. 43ºW-41ºW (Figure 4g and h). The NBC retroflection found during November 1997 is located about 48ºW-5ºN, transporting SMW on its boundaries (near 8ºN).

4. Discussion and Conclusion

This study allowed us to examine subsurface hydrology and circulation off the Amazon mouth. High resolution hydrographical observations were completed by modelling results to obtain additional information about the water masses and mesoscale transport variability in this area. Previous studies have been either limited to the shelf region (e.g. AMASSEDS Program) or focused on large scale ocean circulation (e.g. Schott et al. 1998; Bourlès et al. 1999a,b).

Field data used herein were obtained from four cruises carried out in different periods of the year (late winter/spring 1995, spring 1999, summer 2001 and fall 1997). Analysis have shown that the subsurface water masses found in the western Atlantic boundary off northern Brazil are partially originated from south and north Atlantic waters.

The hydrographic data obtained during all oceanographic cruises showed the presence of Salinity Maximum Waters (SMW) at the isopycnal

24.5 between 45ºW and 40ºW. Model results for these same periods confirm that a large part of this SMW is transported by the NBC northeastward along the shelf break (parallel to the north Brazilian shelf). Another part of the south Atlantic waters are deviated eastward by the retroflection the NBC/NBUC feeding the EUC and the NEUC (Schott et al. 1998; Bourlès et al. 1999a). Depending on the season, the NBC/NBUC retroflects more to the south (north). These retroflections are strongest during the boreal summer and fall (Didden and Schott 1993; Johns et al. 1998; Bourlès et al. 1999a), as confirmed by the observations and model results presented here. Numerical output also confirmed that during spring 1995 only a small fraction of the NBC flows along the Brazilian coast, as previouly showed by Bourlès et al. (1999b).

An interesting result of this paper is reported to new information about the space and time variabilities of the presence of northern Atlantic waters (NAW) at the study area. In fact, the southeastward undercurrent WBUC has been observed to flow along the boundary from the eastern Caribbean to also join the NEUC (Johns et al. 1990; Bourlès et al. 1999a). However Bourlès et al. (1999a) based on observations suggest that the EUC is not fed by the northern hemisphere waters, while Schott et al. (1998) found indications of the presence of northern waters in the EUC. The analysis performed from REVIZEE data showed the presence of northern Atlantic waters around 49ºW-5ºN during spring 1999 and fall 1997, not being registered below this latitude. This results suggest that the WBUC does not penetrate at this ocean area. So, if the EUC is fed by NAW, it should be done more westward and not directly through the western boundary. CLIPPER model results during May 1999 and November 1997 suggest that the SMW coming from the north Atlantic is transported through the horizontal boundaries of rings (near 8ºN), while the SMW coming from the south Atlantic are transported by the northeastward displacement of the central core of the eddies (Fig. 4(d) and 4(h)). Wilson et al. (2002) described in the region the presence of intensified subsurface rings above the thermocline but without any signature at the surface. These structures were also reproduced in the numerical modelling works of Barnier et al. (2001), Garraffo et al. (2003), and Stramma et al. (2005). More recent observations of the North Brazil Current Rings (NBCR) Experiment (Johns et al. 2003) confirmed the existence of a hierarchy of surface and subsuface NBC rings between 60°W and 50°W, transporting SAW on the ring core and NAW on its boundaries. Our field and numerical results for May 1999 and November 1997 indicate that the WBUC is always deviated eastward either by the rings associated to NBC retroflection, or by the retroflection itself. In both cases, these salty northern waters do not return to the western boundary.

We have seen from field data that the salty water masses brought from subtropical regions to the study area provokes isopycnal anomalies in some specific ocean places between 50ºW–40ºW. Johns et al. (2003) used ADCP/LADCP/CTDO_2 data to register the presence of rings between 60ºW-50Wº, during four cruises of the NBCR Experiment. These authors noted that all observed surface rings were

marked by a weak depression located at the centre of the thermocline around 50–75 m. Vertical displacements of isopycnals were observed during all REVIZEE cruises. During late winter/spring 1995, for example, a subsurface core of maximum salinity ($\geq$ 36.6) is present in field data between 43ºW and 41ºW. This maximum salinity core is connected to the presence of depressional structures on the isopycnals levels 26.25, 26.75 and 27.0 (Figure 2a). At the same time, model results for May 1995 indicated an important NBC retroflection in this ocean area during the same period (Figure 4b). Field and modelling results suggest that these anomalies in isopycnal structures may be linked to the interactions between the mesoscale circulation and the local topography. These interactions can be generated by NBC/NBUC retroflections, which may or may not induce ring formation, as well as by the action of baroclinic Rossby waves along the Amazonian shelf break region (Jochum and Malanotte-Rizzoli 2003). The available field observations are not yet sufficient to explain the rings' genesis and to distinguish which are the specific effects of each mechanism. Meantime temporal series of field hydrological and current data obtained from moorings devices placed at some spot sites along the shelf break are still necessary to assess some of these open questions about this complex and key area of the Atlantic ocean.

Acknowledgements.. We thank Anne Marie Tréguier for providing the model results (Laboratoire de Physique des Océans/Brest-France). The first author acknowledges French colleagues (including the engineers, technicians and scientists) for their support and scientific discussions. Special thanks to Dr. Maâmar El-Robrini (UFPA) as well as the scientific and crew members of the *R/V Antares* (DHN/Brazilian Navy) for their effort and dedication during REVIZEE oceanographic cruises. This work was supported by CAPES/BRAZIL (Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel, Brasília, Brazil) and LEGOS/FRANCE (Centre IRD de Brest, Plouzané, France).

5. References

Arhan, M., A.M. Tréguier, B. Bourlès, and S. Michel, Analysis of the structure and variability of the Equatorial UnderCurrent in the Atlantic Ocean, *in press in Deep Sea Res. II, TAV Special Issue*, 2006.

Barnier, B., T. Reynaud, A. Beckmann, C. Boning, J-M Molines, S. Barnard, and Y. Jia, 2001: On the seasonal variability and eddies in the North Brazil Current: insight from model intercomparison experiments. *J. Progress in Oceanogr.,* **44**, 195–230.

Bourlès, B., R. L. Molinari, E. Johns, W. D. Wilson and K. D. Leaman 1999a: Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989-1991). *J. Geophys. Res.*, **104**, 1361–1375.

Bourlès, B., Y. Gouriou, and R. Chuchla, 1999b: On the circulation in the upper layer of the

western equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **104**, 21151–21170.

COMISSÃO INTERMINISTERIAL PARA OS RECURSOS DO MAR, 1994. IV Plano Setorial para os recursos do mar (1994-1998). Brasília-DF: 19p.

CLIPPER Project team, 2000: 1/6° Atlantic Circulation model forced by the ECMWF clymatology: preliminary results. LEGI report number CLIPPER-R2-2000, also available at www.ifremer.fr/lpo/clipper.

Cochrane, J. D., F. J. Kelly, and C. R. Olling, 1979: Subtermocline countercurrents in the western equatorial Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.,* **9**, 724–738.

Didden, N., and F. Schott, 1993: Eddies in the North Brazil Current retroflection region observed by Geosat altimetry. *J. Geophys. Res.*, **98**, 20 121–20 131.

Fratantoni, D. M., W. E. Johns, and T. L. Townsend, 1995: Rings of the North Brazil Current: Their structure and behavior inferred from observations and numerical simulation. *J. Geophys. Res.*, **100**(C6), 10 633–10 654.

Garraffo, Z. D., W. E. Johns, E. P. Chassignet, and G. J. Goni, 2003: North Brazil Current rings and transport of southern water in a high resolution numerical simulation of the North Atlantic. In: Goni, G.J., Malanotte-Rizzoli, P. (Eds.), *Interhemispheric Water Exchanger in the Atlantic Ocean*, Elsevier Oceanographic Series, **68**, 375–409 (ISBN 0-444-51267-5).

Garzoli, S. L., A. Ffield, and Q. Yao, 2003: NBC retroflection and rings, in *Interhemispheric Water Exchanger in the Atlantic Ocean*, Elsevier Oceanographic Series, **68**, 357–374 (ISBN 0-444-51267-5).

Garzoli, S. L., A. Ffield, W. E. Johns, and Q. Yao, 2004: North Brazil Current retroflection and transports. *J. Geophys. Res.*, **109**, CO1013, doi:10.1029/2003JC001774.

Gordon A. L., 1986: Interocean exchanger of thermocline water. *J. Geophys. Res.*, **91**, 5037–5046.

Jochum, M., and P. Malanotte-Rizzoli, 2003: On the generation of North Brazil Current Rings. *J. Mar. Res*., **61/2**, 147–162.

Johns, W. E., T. N. Lee, F. A. Schott, R. J. Zantopp, and R. H. Evans, 1990: The North Brazil Current retroflection: seasonal structure and eddy variability. *J. Geophys. Res.,* **95**(C12), 22 103–22 120.

——, R. C. Beardsley, J. Candela, R. Limeburner, and B. Castro, 1998: Annual cycle and variability of the North Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr*., **28**, 103-128.

——, R. J. Zantopp, and G. J. Goni, 2003: Cross-gyre watermass transport by North Brazil Current Rings. In: Goni, G.J., Malanotte-Rizzoli, P. (Eds.), *Interhemispheric Water Exchanger in the Atlantic Ocean*, Elsevier Oceanographic Series, **68**, 411–441 (ISBN 0-444-51267-5).

Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Levy, 1998: OPA 8.1 general circulation model reference manual, *Notes de l'IPSL, Université P. et M. Curie*, B102 T15-E5, 4 place Jussieu, Paris cedex 5, No. 11, 91pp.

Metcalf, W., and M. C. Stalcup, 1967: Origin of the Atlantic Equatorial Undercurrent. *J. Geophys. Res.*, **72**, 4959–4975.

Michel S., and A.-M. Tréguier, 2002: Sensitivity of the Equatorial Undercurrent to mixing parameterisations in the CLIPPER model. Rapport DRO/LPO n°02-16, 35pp.

Reynaud, T., P. Legrand, H. Mercier, and B. Barnier, 1998: A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modelling study. *International WOCE Newsletter*, **32**, 29–31.

Richardson P. L., G. Hufford, R. Limeburner, and W. Brown, 1994: North Brazil Current retroflection eddies. *J. Geophys. Res.,***99**, 5081–5093.

Schmitz, W.J., and M. S. Mccartney, 1993: On the North Atlantic circulation. *Rev. Geophys*., **31**(1), 29–49.

Schott, F. A., and C. W. Böning, 1991: The WOCE model in the western equatorial Atlantic: Upper layer circulation, *J. Geophys. Res.,* **96**, 6993-7004.

——, L. Stramma, and J. Fischer, 1995: the warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, spring 1994. *J. Geophys. Res.*, **100**(C2), 24 745–24 760.

——, J. Fischer, and L. Stramma, 1998: Transport and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.,* **28**, 1904–1928.

Silva, A.C., M. Araujo, B. Bourlès, C. Medeiros, and M. A. Silva, 2005a: Seasonal changes in the mixed and barrier layers in the western equatorial Atlantic. *Brazilian Journal of Oceanography*, 77, 1-28.

——, M. Araujo, and B. Bourlès, 2005b: Variabilidade Sazonal da Estrutura de Massas de Água na Plataforma Continental do Amazonas. *Brazilian Journal of Geophysics*, **23**(2), 1-20.

Stramma, L., M. Rhein, P. Brandt, M. Dengler, C. Boning, and M. Walter, 2005: Upper ocean circulation in the western tropical Atlantic in boreal fall 2000. *Deep-Sea Res.,***52**, 221–240.

Treguier, A. M., B. Barnier, A. P. de Miranda, J. M. Molines, N. Grima, M. Imbard, G. Madec, C. Messager, T. Reynaud, and S. Michel, 2001: An eddy permitting model of the Atlantic Circulation: evaluating open boundary conditions. *J. Geophys. Res.*, **106**, 22115–22129.

Wilson, W. D., E. Johns, and R. L. Molinari, 1994: Upper layer circulation in the western tropical north Atlantic ocean during August 1989. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22 513–22 523.

——, W.E. Johns, and S.L. Garzoli, 2002: Velocity structure of North Brazil Current rings. *Geophys. Res. Lets.*, **29**, 10.1029/2001GL013869.

Worthington L. V., 1976: On the North Atlantic circulation. 110 pp., The Johns Hopkins University Press, Baltimore, MD.

Capítulo 8

Conclusão e Trabalhos Futuros

Este trabalho pretende contribuir para o maior conhecimento da variabilidade espacial e sazonal da estrutura hidrológica e da circulação de meso-escala na Plataforma Continental Amazônica e área oceânica adjacente. A área de estudo compreende região da Zona Econômica Exclusiva Norte Brasileira (ZEE-N), onde foram realizadas as campanhas oceanográficas do programa REVIZEE/SCORE-N. Ao nosso entender, a importância deste trabalho advém do fato de possibilitar uma análise mais integrada da dinâmica da borda oeste do Oceano Atlântico tropical adjacente à Região Norte do Brasil. Expedições e experimentos anteriores, ou se restringiram exclusivamente à região da Plataforma Amazônica (limitada, portanto, à isóbata de 100 m), como por exemplo, o Projeto AMASSEDS, ou se dedicaram à realização de perfis oceanográficos (transeções) em longitudes específicas e/ou limitados à região oceânica (profundidades superiores a 500 m) (ex: Schott *et al.*, 1998; Bourlès et al., 1999a,b).

O desenvolvimento desta tese foi baseado na análise de um conjunto de informações hidrográficas obtidas *in situ* durante as campanhas do Programa REVIZEE/SCORE-N. Estes dados foram complementados pelos resultados numéricos do Experimento ATL6,

realizado com a versão 8.1 do modelo de circulação geral francês OPA, no âmbito do Projeto CLIPPER.

Como principal resultado, verificou-se inicialmente que as distribuições espaciais e temporais das massas de água superficiais (AC e AT) e sub-superficiais (ACAS e AIA) na área de estudo podem ser coerentemente associadas às variabilidades sazonais do aporte de águas oriundas do rio Amazonas, do cisalhamento dos ventos, e das conexões com as correntes de fronteiras na borda oeste do Atlântico tropical. As observações obtidas nas campanhas oceanográficas, e os resultados numéricos do Experimento ATL6, por exemplo, atestam que o cisalhamento eólico (ventos alíseos) atua sobre a distribuição espacial e temporal das águas superficiais (AC e AT), enquanto que a distribuição das águas centrais e intermediárias (ACAS e AIA) é influenciada pela variabilidade sazonal do sistema CNB/SCNB, e pela presença de vórtices anticiclônicos na região de retroflexão da CNB. Verificou-se também que a ACAS sofre uma expansão de cerca de 70 m (49^{o}W) e de 220 m (50^{o}W), projetando-se sobre a plataforma, durante o período de transição das descargas fluviais. Esta é a época de máxima ação da Corrente Norte do Brasil e da Contra-corrente Norte Equatorial. Tais considerações podem ser “cruzadas” com as informações químicas, geológicas, biológicas, e de estoques pesqueiros (todas elas obtidas simultaneamente durante as campanhas do Programa REVIZEE/SCORE-N), visando auxiliar a compreensão de aspectos da dinâmica pesqueira regional, atividade principal na vida de milhares de pessoas. Por exemplo, até que ponto a intrusão das águas centrais mais frias sobre a plataforma compensa a redução do aporte continental de nutrientes minerais na época de baixa descarga do rio Amazonas, influenciando positivamente na produtividade primária local.

Um outro aspecto interessante identificado neste trabalho é o papel complementar do aporte de águas doces continentais, e do transporte de

águas de máxima salinidade que convergem para a área de estudo, provenientes do giro subtropical do Atlântico Sul (via SEC → CNB/SCNB), no processo de formação de Camadas de Barreira (CB). Neste caso, parece-nos bastante interessante prosseguir uma investigação acerca da importância destes mecanismos sobre o balanço de calor na interface oceano-atmosfera (correlações espaço-temporais CB x TSM), e consequentemente sobre o transporte inter-hemisférico de calor e de massa.

Na investigação dos principais mecanismos de conexão entre a área de estudo e o Oceano Atlântico tropical, verificou-se sistematicamente (em todos os períodos analisados) a ocorrência de intrusão sub-superficial de águas do Atlântico Sul na porção Sul da ZEE-N (43ºW). Estudos anteriores realizados através de observações *in situ*, sugerem que a SCNB sofre uma retroflexão em torno de 43ºW, alimentando a SCE e a SCNE (Schott *et al.* 1998; Bourlès *et al.* 1999). Os resultados numéricos do Experimento ATL6 confirmaram a presença das águas de máxima salinidade, provindas do Atlântico Sul, sendo transportadas para a região estudada pelo sistema de CNB/SCNB, indicando ainda a retroflexão da SCNB, alimentando a SCE ou a SCNE.

As análises das estações localizadas mais ao Norte da região estudada (49ºW), mostraram a presença de águas provindas do Atlântico Norte. Estes últimos resultados estão em consonância com o trabalho de Bourlès *et al.* (1999b), que identificou a Sub-corrente de Fronteira Oeste (SCFO), alimentada a 50ºW pela recirculação da CNE, como principal responsável pelo transporte das águas Atlântico Norte para a região. Os resultados do Experimento ATL6, correspondentes aos mesmos períodos de realização das coletas hidrográficas do REVIZEE/SCORE-N, tambem confirmaram o afluxo de águas de máxima salinidade provenientes do Atlântico Norte pela ação da SCFO.

Observações conduzidas pelo Projeto *North Brazil Current Rings*

Experiment (Johns *et al.* 2003) descrevem a presença de turbilhões de superfície e de subsuperfície, localizados entre as longitudes de 50°W-60°W. Estes turbilhões possuem como características a presença de SAW no centro dos vórtices e de NAW em seus limites horizontais (bordas). Estas observações foram confirmadas a partir dos resultados numéricos do Experimento ATL6. Neles, os turbilhões se localizaram em torno de 6º-8º N e de 48º W-50ºW.

Em combinação com estudos pretéritos, estes últimos resultados sugerem alguns caminhos de investigação futura. Algumas questões nos parecem pertinentes. Por exemplo: (a) Onde são efetivamente formados estes vórtices anticiclônicos ? Eles são resultado exclusivo da retroflexão da SCNB alimentando a SCE e/ou SCNE ? Após formados, estes vórtices anticiclônicos são transportados para Noroeste cruzando o equador ou são transportados para Leste ? Os resultados do modelo proposto por Jochum & Malanotte-Rizzoli (2003) indicam que a propagação de ondas de Rossby para a fronteira oeste é capaz de gerar instabilidades na CCNE, induzindo assim a formação de turbilhões. Qual seria, então, o papel da topografia na formação destes anticiclones ?

Uma interessante via para a continuidade deste trabalho parece, portanto, estar associada à investigação das interações entre a circulação de meso-escala (correntes oceânicas) e a topografia da região de quebra de plataforma e de talude. Nesse sentido, a instalação de linhas de fundeios no limite da plataforma parece ser uma das abordagens privilegiadas para quantificação dos mecanismos envolvidos Recomenda-se, portanto, a obtenção de registros contínuos (séries temporais em diversas profundidades) de correntes, temperatura e salinidade, bem como a utilização de derivadores lagrangeanos, como estratégia principal para a continuidade das investigações. A utilização de dados meteo-oceanográficos (TSM, temperatura do ar, ventos, altimetria, etc.) obtidos por satélites e radio-sondas, bem como a realização de novas simulações

envolvendo malhas horizontais mais refinadas (1/12º, 1/16º) complementariam as informações dos fundeios. Trata-se, sem dúvida, de uma tarefa árdua, sobretudo levando-se em conta o dinamismo local, mas que se torna imprescindível à compreensão da dinâmica do que se apresenta como uma das regiões oceânicas mais importantes e complexas do Planeta.

Referências Bibliográficas

Aragão, J.O.R., 1975. Um estudo da estrutura das pertubações sinóticas no Nordeste do Brasil. São José dos Campos: Instituto de Pesquisa Espaciais, *Dissertações de Mestrado*, 51pp.

Arhan, M.; Tréguier, A.M.; Bourlès, B. & Michel, S., 2006. Analysis of the structure and variability of the Equatorial UnderCurrent in the Atlantic Ocean, *in press in Deep Sea Res. II, TAV Special Issue*.

Barnier, B.; Reynaud, T.; Beckmann, A.; Boning, C.; Molines, J-M.; Barnard, S. & Jia, Y., 2001. On the seasonal variability and eddies in the North Brazil Current: insight from model intercomparison experiments. *J. Progress in Oceanogr.,* **44**:195–230.

Beardsley, R.C.; Candela, J.; Limeburner, R.; Geyer, W.R.; Lentz, S.J.; Castro, B.M.; Cacchione, D. & Carneiro, N., 1995. The M_2 tide on the Amazon shelf. *Continent. Shelf Res.*, **100**(C2):2283-2319.

Blanck, H.F., 1999. Using TOPEX Satellite El-Niño altimetry data to introduce thermal expansion and heat capacity concepts in chemistry courses. *Journal of Chemical Educatio*n, **76**:1635-1646.

Brandt P.; Rubino A. & Fischer J., 2002. Large-Amplitude Internal Solitary Waves in the North Equatorial Countercurrent. *J. Phys. Oceanogr. (Notes and Correspondence),* **32***:*1567–1573.

Bourlès, B.; Molinari, R.L.; Johns, E.; Wilson, W.D. & Leaman, K.D., 1999a. Upper layer currents in the western tropical north Atlantic (1989-1991). *J. Geophys. Res.*, **104**:1361-1375.

Bourlès, B.; Gouriou, Y. & Chuchla, R., 1999b. On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **104**: 21151–21170.

CLIPPER Project team, 2000. 1/6° Atlantic Circulation model forced by the ECMWF climatology: preliminary results. LEGI report number CLIPPER-R2-2000, also available at www.ifremer.fr/lpo/clipper.

Cochrane, J.D.; Kelly, F.J. & Olling, C.R., 1979. Subtermocline countercurrents in the western equatorial Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.,* **9**: 724–738.

Cohen, J.C.P.; Silva, M.A.F.; Nobre, C.A., 1995. Environmental Conditions Associated With Amazonian Squall lines: A case Study. *Mon. Wea. Ver.*, **123**(11):3163-3174.

COMISSÃO INTERMINISTERIAL PARA OS RECURSOS DO MAR, 1994. IV Plano Setorial para os recursos do mar (1994-1998). Brasília-DF: 19pp.

Coutinho, P. N., 1995. Sedimentos carbonáticos da plataforma continental brasileira. *Revista Geologia*, Fortaleza, 65-73.

Cronin, M.F. & McPhaden, M.J., 2002. Barrier layer formation during westerly wind bursts. *J. Geophys. Res.*, **107**(C12):2101-2112.

Curtin, T.B., 1986. Physical observations in the plume region of the Amazon River during peak discharge – II. Water masses. *Continent. Shelf Res.*, **6**:53-71.

Didden, N. & Schott, F., 1993. Eddies in the North Brazil Current retroflection region observed by Geosat altimetry. *J. Geophys. Res.*, **98**:20 121–20 131.

Enfield, D.B., 1996. Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. *Geophys. Res. Letts*, **23**:3505-3508.

Figueroa, S.N. & Nobre, C.A., 1990. Precipitions distribution over Central and Western Tropical South America. *Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática,* **5**(6):36–45.

Flood, R.D. & Damuth, J.E., 1987. Quantitative characteristics of sinuous distriburary channels on the Amazon Deep-Sea Fan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **98**:728-738.

Fratantoni, D.M.; Johns, W.E. & Townsend, T.L., 1995. Rings of the North Brazil Current: Their structure and behavior inferred from observations and numerical simulation. *J. Geophys. Res.*, **100**(C6): 10 633–10 654.

Garzoli, S.L., 2002. The Atlantic North Equatorial Countercurrent: Models and Observations. *J. Geophys. Res.*, **97**:17,931-17,946.

Garzoli, S.L.; Ffield, A.; Yao, Q., 2003. North Brazil Current rings and the variability in the latitude of retroflection. In: Goni, G. J., Malanotte-Rizzoli, P. (Eds.), Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean. Elsevier Oceanographic Series, vol. 68. pp. 357-373 (ISBN 0-444-51267-5).

Geyer, W.R., Beardsley, R.C., Lentz, S.J., Candela, J., Limeburner, R., Johns, W.E., Castro, B.M. & Soares I.D., 1996. Physical oceanography of the Amazon Shelf. *Continent. Shelf Res*, **16**:575-616.

Gibbs, R.J., 1970. Circulation in the Amazon river Estuary and Adjacent Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, **28**:113-123.

Gordon, A. L., 1981. South Atlantic Thermocline ventilation. *Deep Sea Res.*, **28**:1239-1264.

Hastenrath, S., 1984. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **112**:1097-1107.

Hellweger, F. L. & Gordon, A. L., 2002. Tracing Amazon river water into the Caribbean Sea. *J. Mar. Res.*, **60**(4):537-549.

Jochum, M. & Malanotte-Rizzoli, P., 2003. On the generation of North Brazil Current Rings. *J. Mar. Res.*, **61**(2):147-162.

Johns, W.E.; Lee, T.N.; Schott, F. A.; Zantopp, R. J. & Evans, R. H., 1990. The North Brazil Current retroflection: seasonal structure and eddy variability. *J. Geophys. Res.*, **95**:22103-22120.

Johns, W.E.; Lee, T.N.; Beardsley, R.C.; Candela, J.; Limeburner, R. & Castro, B.M., 1998. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**:103-128.

Johns, W.E.; Zantopp, R.J. & Goni, G.J., 2003. Cross-gyre watermass transport by North Brazil Current Rings. In: Goni, G.J., Malanotte-Rizzoli, P. (Eds.), *Interhemispheric Water Exchanger in the Atlantic Ocean*, Elsevier Oceanographic Series, **68**:411–441 (ISBN 0-444-51267-5).

Killworth P.D., 1992. An Equivalent-barotropic mode in the fine Resolution Antarctic Model. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**:1379-1387.

Kineke G.C. & Sternberg, R.W., 1995. "Distribution of fluid mud on the Amazon continental shelf.", in: C.A. Nittrouer and S.A. Kuehl (Editors), *Marine Geology*, special issue: Geological Significance of Sediment Transport and Accumulation on the Amazon Continental Shelf, **125**(3/4):193-233.

Kourafalou, V.H.; Oey, L.–Y.; Wang, J.D. & Lee, T.L., 1996. The fate of river discharge on the continental shelf 1. Modeling the river plume and the inner shelf coast current. *J. Geophys. Res.*, **101**(C2):3415-3434.

Kuehl, S.A.; Nittrouer, C.A. & DeMaster, D.J., 1982. Modern Sediment Accumulation and Strata Formation on the Amazon Continental Shelf. *Marine Geology*, **49**:279-300.

Lamb, P.J., 1978. Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-Saharan weather anomalies. *Tellus*, 30:240-251.

Lentz, S.J., 1995. Seasonal variations in the Amazon plume structure inferred from historical hydrographic data. *J. Geophys. Res.*,**100**(C2):2391-2400.

Lentz, S.J. & Limeburner, R., 1995. The Amazon River plume during Amassed: spatial characteristics and salinity variables. *J. Geophys. Res.*,**100**(C2):2355-2375.

Levitus, S., 1982. Climatological atlas of the World Ocean. NOAA Prof. Paper 13, U.S. Govt. Printing Office, 173 pp.

Levitus S.; et al., 1994. Climatological Atlas of the world ocean. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., p. 173, NOAA Prof. Pap. 13.

Lopes, G.M. & Cohen, J.C.P., 1998. Distribuição do vento coletado a Bordo do Navio Oceanografico Antares na área norte do Programa REVIZEE nos períodos chuvoso de 1995 e menos chuvoso de 1997. X Congresso Brasileiro de Meteorologia / VIII da FLISMET.

Lough, J.M., 1986. Tropical Atlantic sea surface temperature and rainfall variations in sub-Saharan Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **114**:561-570.

Lukas, R. & Lindström, E., 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, (Suppl.), **96**:3343-3357.

Madec G.; Delecluse, P.; Imbard, M. & Lévy, C., 1998. OPA8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual. Notes du Pôle de Modélisation IPSL, note 11, Dec.1998.

Marengo, J., 1995. Interannual variability of deep convection in the tropical South American sector as deduced from ISCCP C2 data. *Int. J. Climatology*, **15**(9):995-1010.

Meade, R.H.; Dunne, T. & Richey, J.E., 1985. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, **228**:488-490.

Metcalf, W. & Stalcup, M.C., 1967. Origin of the Atlantic Equatorial Undercurrent. *J. Geophys. Res.*, **72**:4959–4975.

Michel S. & Treguier, A.M., 2002. Sensitivity of the Equatorial Undercurrent to mixing parameterisations in the CLIPPER model. Rapport DRO/LPO n°02-16, 35pp., Oct. 2002.

Milliman, J. D. & Barretto, H. T., 1975. Relict magnesian calcite oolite on the Amazonian shelf. *Sedimentology*, **22**:137-145.

Molinari, R.L., 1982. Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978 1980. *J. Geophys. Res.*, **87**:9707-9714.

Mota, G.V., 1997. Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no Nordeste brasileiro, *Dissertação de Mestrado*, DCA-IAG-USP-São Paulo - SP.

Moura, A.D. & Shukla, J., 1981. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmospheric Sciences*, **38**:2653-2675.

Moura, Geber Barbosa A.; Aragão, J.O. Rocha; Lacerda, F. Francis & Passavante J. Zanon O., 2000. Relação entre a precipitação no setor leste do Nordeste do Brasil e a temperatura da superfície nos oceanos Atlântico (área do Dipolo) e Pacífico. Revista Brasileira de Eng. Agrícola e Ambiental, Campina Grande-PB, **4**(2):247-251.

Muller-Karger, F.E.; Mcclain, C.R. & Richardson, P.L., 1988. The dispersal of the Amazon's water. *Nature*, **333**:56-69.

Nittrouer, C.A. & DeMaster, D.J., 1986. Sedimentary Process on the Amazon Continental Shelf: Past, Present and Future Research. *Continent. Shelf Res.*, **6**:5-32.

Oltman, R.E., 1968. Reconaissance investigation of discharge and water quality of the Amazon River. US. Geological Survey. Circular 552. Washigton D.C: 16p.

Pailler, K.; Bourlès, B. & Gouriou, Y., 1999. The barrier layer in the western Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lets*, **26**:2069-2072.

Paluszkiewicz, T.; Curtin, T.B. & Chao, S., 1995. Wind-driven variability of the Amazon River Plume on the continental shelf during the peak outflow season. *Geo-Marine Letts*, **15**:179-184.

Peterson R.G. & Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *J. Progress in Oceanogr.*, **26**:1-73

Reed, R.J.; Hollingsworth, A.; Heckley W.A. & Delsol, F., 1988. An evaluation of the performance of the ECMWF operational system in

analyzing and forecasting easterly wave disturbances over Africa and the tropical Atlantic. *Mon . Wea Rev.* , **116**:824-865.

Reuter, E.D.J. & Cohen, J.C.P., 1998. Distribuição da alguns parâmetros Coletada a Bordo do Navio Oceanografico Antares na área norte do Programa REVIZEE nos períodos chuvoso de 1995 e menos chuvoso de 1997: Tempertura e Umidade Relativa do Ar, Altura e Periodo de Onda. X Congresso Brasileiro de Meteorologia / VIII da FLISMET.

Reynaud T.; Legrand, P.; Mercier, H. & Barnier, B., 1998. A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modelling study. *International WOCE newsletter*, **32**:29-31.

Richardson, P.L.; Hufford, G.; Limeburner, R. & Brown, W., 1994. North Brazil Current retroflection eddies. *J. Geophys. Res.*, **99**(3):5081-5093.

Roether W.; Schlitzer, R.; Putzka, A.; Beining, P.; Bulsiewicz, K.; Rohardt, G. & Delahoyde F., 1993. A chlorofluoromethane and hydrographic section across Drake Passage: Deep water ventilation and meridional property transport. *J. Geophys. Res.,* **98**:14423-14435.

Salati, E.; Dall'Olio, A.; Matsui, E.; Gat, J.R., 1979. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. *Water Resour. Res.*, **15**(5):1250-1258.

Salati, E. & Marques, J., 1984. Climatology of the Amazon region. In: Sioli, H. (ed). The Amazon – Limnology and Landscape ecology of a mighty tropical river and its basin. Dr. W. Junk Publishers, Bonn, Alemanha, p. 85-125.

Santos, L.F.S. & Cohen, J.C.P., 1998. Distribuição da Nebulosidade Coletada a Bordo do Navio Oceanografico Antares na área norte do Programa REVIZEE nos períodos chuvoso de 1995 e menos chuvoso de 1997. X Congresso Brasileiro de Meteorologia / VIII da FLISMET.

Schott, F.A.; Stramma, L. & Fischer, J., 1995. The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, Spring 1994. *J. Geophys. Res.*, **100**:24745-24760.

Schott, F.A.; Fischer, J. & Stramma, L., 1998. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**:1904-1928.

Schott F.A., Dengler, M. Brandt, P. Affler, K. Fischer, J. Bourlès, B. Gouriou, Y. Molinari, R.L. Rhein, M., 2003. The zonal currents and transports at 35°W in the tropical Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 7, 1349, doi:10.1029/2002GL016849.

Silva, A.C., 2000. Campos de temperatura e salinidade na Plataforma Continental do Amazonas durante a descarga mínima do rio Amazonas: Uma Analise Ambiental. Trabalho de Conclusão de Curso/Centro de Geociências/UFPA, Belém/PA. 70pp.

Silva, A.C. & El-Robrini M., 2003. Programa Nacional de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva. Sub-comitê para a região Norte - SCORE/NO. Relatório Final Oceanografia Física, Universidade Federal do Pará, 59 pp.

Silva, A.C., Araujo, M. Bourlès, B. Medeiros, C. & Silva, M.A., 2005a. Seasonal changes in the mixed and barrier layers in the western equatorial Atlantic. *Brazilian Journal of Oceanography*, **53**(3-4):1-16.

Silva, A.C.; Araujo, M. & Bourlès, B., 2005b. Variabilidade Sazonal da Estrutura de Massas de Água na Plataforma Continental do Amazonas. *Brazilian Journal of Geophysics*, **23**(2):1-13.

Silveira, I.C.A.; de Miranda L.B. & Brown, W.S., 1994. On the origins of the North Brazil Current. *J. Geophys. Res*, **99**:22501-22512.

Sprintall, J. & Tomczak, M., 1992. Evidences of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *J. Geophys. Res.*, **97**:7305-7316.

Stramma, L. & Peterson, R. G., 1990. The South Atlantic Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**:846-859.

Stramma, L., 1991. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *J. Mar. Res.*, **49**:281-294.

Stramma, L.; Rhein, M.; Brandt, P.; Dengler, M.; Boning, C. & Walter, M., 2005. Upper ocean circulation in the western tropical Atlantic in boreal fall 2000. *Deep Sea Res. I,* **52**:221-240.

Strickland, J.D.H. & Parsons T.R., 1972. A practical handbook of sea water analysis. *Bulletim Fisheries research board of Canada*, Ottawa, **167**:1-311.

Tomczak, M. & Godfrey, J.S., 1994. Regional Oceanography: An Introduction. Elsevier, 422pp.

Treguier A.M.; Boebel, O.; Barnier B. & Madec, G., 2003. Agulhas eddy fluxes in a 1/6° Atlantic model. *Deep Sea Res. II*, **50**:251-280.

Trowbridge, J.H. & Kineke, G.C., 1994. Structure and dynamics of fluid muds over the Amazon continental shelf. *J. Geophys. Res.*, **97**:865-874.

UNESCO, 1981. Background papers and supporting data on the Practical Salinity Scale 1978, Technical Papers Marine Sc., vol. 37, 144pp.

UNESCO, 1996. Global River Discharge Data Base. Vol. I: Africa, Vol. II: Asia, and Vol. III: Europe.

Vialard, J. & Delecluse, P., 1998a. An OGCM study for TOGA decade. Part I: Role of salinity in the physics of the westwern Pacific fresh pool. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**: 1071-1088.

Vialard, J. & Delecluse, P., 1998b. An OGCM study for TOGA decade. Part II: Barrier layer formation and variability. *J. Phys. Oceanogr.,* **28**: 1089-1106.

Wilson, W.D.; Johns, E. & Molinari, R.L., 1994. Upper layer circulation in the western tropical north Atlantic ocean during August 1989. *J. Geophys. Res.*, **99**:22 513-22 523.