

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS MASSAS D'ÁGUA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO MARANHÃO, DURANTE OS PERÍODOS SECO (NOVEMBRO, 1997) E CHUVOSO (JUNHO, 1999)

Dissertação apresentada por: PAULO HENRIQUE PARENTE PONTES

> BELÉM 2007



Universidade Federal do Pará Instituto de Geociências Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS MASSAS D'ÁGUA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO MARANHÃO, DURANTE OS PERÍODOS SECO (NOVEMBRO, 1997) E CHUVOSO (JUNHO, 1999).

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

PAULO HENRIQUE PARENTE PONTES

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: 26/10/2007

Comitê de Dissertação:

- An un MAAMAR EL-ROBRINI (Orientador)

JOÃO ANTONIO LORENZETTI

5.0 -0

PAULO SIMIONATTO POLITO

Belém

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARA INSTITUTO DE GEOGLÉNCIAS PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GÉDLOGIA E GEOGUÍNICA

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP) Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

Pontes, Paulo Henrique Parente

P814i

Identificação e caracterização das massas d'água da Plataforma Continental do Maranhão, durante os períodos seco (Novembro, 1997) e chuvoso (Junho, 1999) / Paulo Henrique Parente Pontes. – 2007

134 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2007.

Orientador, Maamar El-Robrini; Co-orientador, Milton Kampel.

1. Temperatura. 2. Salinidade. 3. Densidade. 4. Massa d'água. 5. Sazonalidade. 6. Plataforma Continental do Maranhão. I.Universidade Federal do Pará II. El-Robrini, Maamar, Orient. III. Kampel, Milton, Co-orient. IV. Título.

CDD 20° ed.:551.4601098121

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar aqui os meus sinceros agradecimentos a todos que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho. Sem a força de Deus, de parcerias, de professores e dos amigos seria improvável o bom andamento e cumprimento de uma pesquisa científica. Sabendo-se disso, quero agradecer:

A Deus primeiramente, por sempre atender aos meus pedidos de inspiração e coragem para enfrentar as dificuldades e obstáculos que eventualmente surgiram durante esta caminhada, e por enviar Espíritos de Luz para me orientar rumo ao progresso moral e intelectual.

Aos meus pais Paulo Roberto e Ana Lúcia que sempre lutaram para o meu crescimento pessoal e, principalmente, por trabalharem e lutarem em minha educação, garantindo assim uma boa moral.

Ao meu irmão e companheiro Roberto Augusto que sempre procura, quando necessário, me incentivar nos estudos e problemas pessoais. E pelos conselhos dados e harmoniosa convivência que temos.

Ao Prof. Dr. Maâmar El-Robrini, meu orientador, pertencente à Universidade Federal do Pará (UFPA), pela oportunidade de trabalhar na pós-graduação, além do companheirismo, amizade e dedicação durante os dois anos de pesquisa e árduo trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação de Geologia e Geoquímica (PPGG) pela oferta de vagas no mestrado, disciplinas, professores, concessão de ajudas de custo quando se fizeram necessário.

Ao coordenador do PPGG, José Augusto Martins, por atender aos meus pedidos e dar-me orientações quanto às disciplinas, esclarecimentos e desenvolvimento da dissertação de mestrado.

Ao Comitê Executivo (CE) e SubComitê Regional Norte (SCORE/NO) do Programa REVIZEE, ao Ministério do Meio Ambiente (MMA), Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (SECIRM) e Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) do Ministério da Defesa (MD), à tripulação do NOc. "ANTARES" e ao CNPq.

A todas as bibliotecárias da Biblioteca Setorial do Centro de Geociências da UFPA, que sempre toleraram a minha insistência em pesquisar trabalhos, ajuda quanto à aplicação das normas da ABNT e construção das referências bibliográficas do trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa científica, que sem dúvida foi o grande incentivo ao

trabalho, pois ajudou na compra de materiais e serviu como auxílio financeiro em diversas ocasiões.

Ao Prof. Dr. Milton Kampel, co-orientador desta dissertação de mestrado, pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas Espacias (INPE) de São José dos Campos – SP, por me oferecer a oportunidade de trabalhar nesta preciosa instituição de conhecimento científico. Agradeço por ter permitido a minha entrada no INPE, compartilhar conhecimento, ajudar na confecção das imagens de satélite, aquisição da série histórica de dados de TSM, oferecer um computador em uma sala agradável e pela amizade.

Ao INPE pela permissão de usufruir de seu espaço e bibliotecas, assim como permitir a cópia de material bibliográfico totalmente grátis e de uma dissertação de mestrado inteira por um preço muito acessível.

Ao colega de sala no INPE, Alexandre, por sempre me ajudar com problemas no computador e buscas de material e pessoas no interior do INPE.

À Tamara, secretária da Divisão de Sensoriamento Remoto do INPE, pela ajuda na tramitação dos pedidos de xerox e por toda a informação que me foi passada.

Às bibliotecárias (estagiárias) da Biblioteca Central do INPE, Diana e Fabiana, pela intensa ajuda, ensinamento do programa de buscas de material no computador local e paciência nas instruções durante o desenvolvimento de constantes pesquisas.

À coordenadora da Biblioteca Central do INPE, Silvia Castro, por sempre me atender com muita educação e permitir a saída para xerox de livros e teses em lojas localizadas fora do INPE, demonstrando uma relação de inteira confiança.

Ao amigo Fernando Costa, que me recebeu no aeroporto de Congonhas – SP e ter me ensinado a me locomover na cidade até chegar à estação rodoviária, para assim me dirigir até São José dos Campos.

Aos funcionários do Hotel San Marcos de São José dos Campos que me passaram muitas informações da cidade, dicas de ônibus urbanos e lugares para visitar.

Ao meu primo de terceiro grau José Parente e toda sua família, por ter me recebido em São José dos Campos, dado dicas da cidade, reserva de quarto num hotel bom e barato e, principalmente, pela convivência e amizade, que foram fundamentais durante os 30 dias que passei na cidade, além de me oportunizarem um ótimo festejo natalino.

Ao amigo Charlles Carvalho por sempre me ajudar na confecção de figuras e por sempre resolver problemas em meu computador e me acalmar em momentos de profundo stress com a máquina de trabalho. Além da amizade e convivência harmoniosa. Ao amigo Marcelo Abreu pela intensa ajuda na confecção de mapas, perfis e figuras, por todas as dicas e conselhos para a melhoria desta dissertação de mestrado, por compartilhar seus conhecimentos, demonstrar dedicação e paciência em suas instruções acadêmicas e pela amizade e convivência harmoniosa.

Aos colegas de trabalho Ismaily Bastos, Leandro Barbosa, Juliana Guerreiro, Paulinha Pagliarini, Marcelo Pena e Gheisa Oliveira pelos momentos de descontração, farras e amizade.

RESUMO

A Plataforma Continental do Maranhão (PCM), entre a foz dos rios Gurupi e Parnaíba, possui 203 km de largura em frente ao litoral ocidental e 72 km a partir da baía do Tubarão em direção sudeste. A costa do Maranhão é diversificada: a NW, as Reentrâncias Maranhenses, a leste, o litoral de dunas, sendo separados pelo Golfão Maranhense, onde o rio Mearim descarrega suas águas com uma vazão de 770 m³/s. Outros rios com menor descarga hídrica deságuam no litoral: Gurupi, Maracaçumé, Turiaçú, Itapecuru e Parnaíba. Os parâmetros de temperatura, salinidade e densidade serviram para identificar e caracterizar as massas de água, durante os períodos: seco (novembro de 1997), e chuvoso (junho de 1999), com o intuito de observar a variabilidade sazonal das massas d'água. As imagens AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) de alta resolução (1,1 km) de temperatura da superfície do mar (TSM) dos satélites NOAA 14 e 15 serviram para verificar a variação deste parâmetro durante o período em estudo e identificação de feições oceanográficas. A série temporal de médias mensais de imagens AVHRR Pathfinder de TSM com resolução de 4 km (1985 até 2001), fornecida pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), permitiu a observação da variabilidade temporal e espacial da TSM através do cálculo de médias climatológicas e respectivas anomalias mensais de TSM em 3 pontos na PCM para verificar se há mudanças significativas das características físicas das águas da PCM em anos de El-Niño/La-Niña, pois estes fenômenos podem ou não ocasionar grandes mudanças no comportamento das massas d'água superficiais e na circulação local. Observou-se que no período seco (1997), ocorreu apenas a Água Tropical, que é uma massa d'água oceânica, provando que durante este período as águas continentais não atuam sobre a PCM e no período chuvoso (1999), foi observado a Água Costeira, Água de Mistura, Água Tropical e a Água Central do Atlântico Sul. A Água Costeira é uma massa d'água proveniente dos rios que deságuam na PCM e a Água de Mistura é uma massa d'água que apresenta características oceânica e costeira. Logo, a presença destas duas massas de água na PCM prova que neste período ocorrem águas continentais na área de estudo.

As massas de água da PCM possuem as seguintes características físicas: (i) Água Tropical: salinidade maior que 36, temperatura entre 26,6° e 28,7° C e densidade entre 23 kg/m³ e 23,8 kg/m³, que durante o período seco ocorre desde a superfície até mais de 60 m de profundidade, enquanto no período chuvoso só foi observada a 40 km da costa, da superfície até mais de 60 m; (ii) Água Costeira: salinidade inferior a 33, temperatura entre 28° e 29,4° C e densidade entre 19 kg/m³ e 21,4 kg/m³, que se estendeu até 10 km da costa, sendo encontrada da superfície até 28 m; (iii) Água de Mistura: salinidade entre 33 e 36, temperatura entre 25,8° e 28,75° C e densidade entre 21,8 kg/m³ e 23,8 kg/m³, podendo ser observada até 60 km da costa, se estendendo da superfície até 60 m; (iv) Água Central do Atlântico Sul: salinidade oscilando entre 35,6 e 36, temperatura inferior a 18° C e densidade entre 23,9 kg/m³ e 25,8 kg/m³, encontrada somente a partir de 31 km da costa e em profundidade superior a 50 m. As imagens AVHRR/NOAA revelam pouca variação do campo de TSM sobre a PCM. Nas imagens de novembro de 1997, a variação máxima da TSM foi de 2,5° C (mínimo de 27° C e máximo de 29,5° C), praticamente os mesmos valores obtidos in situ, em que o máximo de TSM foi de 28,6º C e o mínimo de 27,1° C. Nas imagens de junho de 1999, a oscilação deste parâmetro ficou entre 27º e 29º C, assemelhando-se com os valores adquiridos durante o cruzeiro oceanográfico do mesmo ano, que foram de 27,4º C (mínimo) e 29,2° C (máximo). Os gráficos de anomalia de TSM em 3 pontos geográficos da PCM mostram ínfima oscilação de anomalia de TSM na área de estudo durante o evento El-Niño de 97/98. A anomalia de TSM é maior na PCM no ano de 1998, isto é, entre os cruzeiros oceanográficos deste trabalho, logo não houve influência significante deste fenômeno sobre as características de temperatura das massas de água superficiais da PCM durante os períodos de coleta. A ocorrência de diferentes massas de água na PCM está relacionada principalmente à sazonalidade da região de estudo, que apresenta maior influência estuarina durante o período chuvoso e pouca ou nenhuma influência no período seco, como pode ser comprovado pela predominância da água oceânica (Água Tropical) no período seco e presença da Água Costeira e Água de Mistura no período chuvoso, determinando maior estratificação das águas. Palavras-chave: Temperatura. Salinidade. Densidade. Massa d'áqua. Sazonalidade. Plataforma Continental do Maranhão.

ABSTRACT

The Maranhão Continental Shelf (MCS) between the mouths of Gurupi and Parnaíba rivers is 203 km wide on the occidental coast and 72 km from Tubarão Bay toward southeast. The Maranhão coast is distinct: there are Maranhenses Reentrances in the Northwest; the dunes coast in the eastern side, being separated by the Golfão Maranhense, where the Mearim river, whose discharge is about 770 m³/s, discharges its fresh water. Other small rivers like Gurupi, Maracaçumé, Turiaçu, Itapecuru and Parnaíba discharge fresh water on the shore. The parameters of temperature, salinity and density were used to identify and characterize the water masses during dry season (november, 1997) and rainy season (june, 1999) in order to study seasonal variability of the local water masses. Images of Sea SurfaceTemperature (SST) obtained from Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) from NOAA satellites were used to observe its variation and verify some oceanographic features. The time series of monthly averages of images from AVHRR Pathfinder of SST with 4 km resolution (from 1985 to 2001), obtained from Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), was used to study the temporal and spatial SST variability through the calculation of climatological mean and its monthly SST changes in three points of the MCS to see if there are substantial changes in the features of the MCS waters during El-Niño/La-Niña seasons, since those phenomena can provoke (or not) great changes in the superficial water masses and in the local circulation. During the dry season (1997), it was observed that only Tropical Water, which is a water mass occurred, proving that at this season the continental water does not act on the MCS. However, during rainy season (1999) there were Coastal Water, Mixture Water, Tropical Water and South Atlantic Central Water. The Coastal Water is a water mass that comes from the rivers that discharge in the MCS. Mixture Water is a mixture of oceanic and continental water. So the presence of these two masses in the MCS proves that continental water occurred in the field of study during that period.

The MCS water masses have the following physical characteristics: (i) Tropical Water: salinity over 36, temperature between 26,6° and 28,7°C and density between 23 kg/m³ and 23,8 kg/m³, which during the dry season occurs since the surface until more than 60 m of depth, while during rainy season it only

occurs 40 km from the coast, from the surface until deeper 60 m; (ii) Coastal Water: salinity under 33, temperature between 28° and 29,4°C and density between 19 kg/m³ and 21,4 kg/m³, it occurs along 10km from the coast being also found from the surface until 28 m; (iii) Mixture Water: has salinity values between 33 and 36, temperature between 25,8° and 28,75°C and density between 21,8 kg/m³ and 23,8 kg/m³, and can be observed until 60 km from the coast along surface until 60 m; (iv) South Atlantic Central Water has salinity between 35,6 and 36, temperature under 18°C and density between 23,9 kg/m³ and 25,8 kg/m³ that can be found 31 km from the coast and over 50 m depth. In the MCS, the AVHRR/NOAA images has shown low variation the SST field over the MCS. In November, 1997 maximum SST variation was 2,5°C (minimum of 27°C and maximum of 29,5°C) almost the same data obtained in situ where the maximum of SST was 28,6°C and minimum of 27,1°C. In the images of june, 1999, the oscillation of this parameter was between 27° and 29°C, similar to the data obtained during the ocean cruse of the same year that were of 27,4°C (minimum) and 29,2°C (maximum). The graphics of SST anomaly in three different geographical sites of the MCS show a slight SST anomaly oscillation during the 1997/98 El-Niño event. The SST anomaly is higher in the MCS during 1998, which is between this work's oceanographic expeditions. Therefore there was no significant influence of this phenomenon on the water masses of the MCS temperature characteristics during the data acquisition period. The occurrence of different water masses in the MCS region is related mainly to the seasonality on the area of study, which presents larger estuarine influence during the rainy season and little or no influence during the dry period, as can be confirmed through the predominance of oceanic waters (Tropical Waters) during the dry period and the presence of coastal waters and mixture water in the rainy season, determining clearer water stratification.

Key-words: Temperature. Salinity. Density. Water mass. Sazonality. Maranhão Continental Shelf.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	20
2	OBJETIVOS	23
3		24
3.1	ASPECTOS GEOLOGICOS	24
3.1.1	Litoral ocidental do Maranhão	25
3.1.2	Golfão Maranhense	26
3.1.3	Litoral oriental do Maranhão	27
3.2	PLATAFORMA CONTINENTAL DO MARANHAO (PCM)	28
3.3	CONDIÇOES CLIMATICAS E METEOROLOGICAS	29
3.3.1	Clima da região e pluviosidade	29
3.3.2	Vento	32
3.3.3	Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	34
3.3.4	Linhas de instabilidade	35
3.4	CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS	37
3.4.1	Sistema de correntes equatoriais	37
3.4.2	Circulação oceânica na plataforma continental norte brasileira	47
3.4.2.1	Plataforma Continental do Maranhão (PCM)	48
3.4.3	Hidrologia	48
3.4.4	Marés e correntes de maré	51
3.4.5	Ondas oceânicas	52
4	MATERIAIS E MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO	53
4.1	DADOS OCEÂNICOS	53
4.1.1	Campanhas oceanográficas	53
4.1.2	Medição dos parâmetros físicos (temperatura, salinidade e	54
	densidade)	
4.1.3	Processamento dos dados em laboratório	58
4.2	PROCESSAMENTO DAS IMAGENS AVHRR/NOAA	58
4.2.1	Imagens CLASS/NOAA e CPTEC/INPE	58
4.2.2	Série temporal de imagens AVHRR da plataforma Pathfinder	60
5	RESULTADOS	61
5.1	PERÍODO SECO (NOVEMBRO DE 1997)	62
5.1.1	Temperatura	62
5.1.2	Salinidade	67
5.1.3	Densidade	72
5.1.4	Massa de água do período seco	78
5.2	PERÍODO CHUVOSO (JUNHO DE 1999)	80
5.2.1	Temperatura	81
5.2.2	Salinidade	86
5.2.3	Densidade	92
5.2.4	Massas de água do período chuvoso	98
6	DISCUSSÕES	116
7	CONCLUSÕES	121
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- **Figura 1:** Litoral ocidental maranhense obtida através do programa 25 Google Earth. (acessado em 28/11/2006)
- Figura 2: As principais baías que fazem parte do Golfão Maranhense 26 (EL-ROBRINI, 1990).
- **Figura 3:** Litoral oriental maranhense obtida através do programa 27 Google Earth (acesado em 28/11/2006).
- **Figura 4:** Mapa mostrando a PCM, que é mais larga a NW e se 29 estreita em direção SE (BRASIL, 1979a).
- Figura 5: Curvas do comportamento da temperatura do ar de um 31 ponto costeiro do Maranhão (ROCHA; RIBEIRO; EL-ROBRINI, no prelo).
- Figura 6: Direção e velocidade sazonal do vento. A região N-NE do 33 Brasil não apresenta variação da direção do vento (ROCHA; RIBEIRO; EL-ROBRINI, no prelo).
- Figura 7: Esquema das principais correntes que ocorrem no 38 Atlântico tropical e equatorial. (a) NEC – Corrente Norte Equatorial; (b) NECC – Contracorrente Norte Equatorial; (c) NEUC – Subcorrente Norte Equatorial; (d) SEUC – Subcorrente Sul Equatorial; (e) EUC – Subcorrente Equatorial; (f) SEC – Corrente Sul Equatorial; (g) NBC – Corrente Costeira Norte Brasileira; (h) BC – Corrente do Brasil; (i) NBUC – Subcorrente Norte Brasileira (SCHOUTEN; MATANO; STRUB, 2005).
- Figura 8: Vetores de corrente gerados por Schott & Böning (1991) no 40 modelo WOCE, mostrando o comportamento e direção das principais correntes do Atlântico Equatorial oeste (SCHOTT; BÖNING, 1991).
- Figura 9: Formação de vórtices da Corrente Norte do Brasil 45 indicados pelas setas (modificado de BARNIER et al., 2001).
- Figura 10: Bacias hidrográficas do Estado do Maranhão (ANA, 2005). 49
- Figura 11: Principais rios e baías do litoral do Maranhão (BRASIL, 50 1979b).
- **Figura 12:** Navio oceanográfico "Antares" H-40 da Marinha do Brasil 53 em procedimento de navegação.
- Figura 13: Conjunto Rosette e CTD preparado para o processo de 54

coleta.

- **Figura 14:** Mapa de localização das estações oceanográficas durante 55 a Operação Norte II do Programa REVIZEE.
- **Figura 15:** Mapa de localização das estações oceanográficas durante 57 a Operação Norte III do Programa REVIZEE.
- **Figura 16:** Distribuição superficial da temperatura na PCM, mostrando 63 que a mesma é maior próximo da costa e menor a *offshore*.
- Figura 17: Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 1 (veja a 63 localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 18:** Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 2 (veja a 64 localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 19:** Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 3 (veja a 64 localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 20:** Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 4 (veja a 65 localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 21:** Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 5 (veja a 65 localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- Figura 22: Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 6 (veja a 66 localização do perfil 6 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 23:** Distribuição superficial da salinidade na PCM, mostrando 68 que a mesma é maior próximo da costa e menor a *offshore*.
- **Figura 24:** Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 1 (veja a 69 localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- Figura 25: Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 2 (veja a 69 localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- Figura 26: Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 3 (veja a 70 localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).

- **Figura 27:** Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 4 (veja a 70 localização do perfil 4 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 28:** Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 5 (veja a 71 localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 29:** Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 6 (veja a 71 localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 30:** Distribuição superficial da densidade na PCM, mostrando 74 que a mesma é maior próximo da costa e menor a *offshore*.
- Figura 31: Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 1 (veja a 75 localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- Figura 32: Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 2 (veja a 75 localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- Figura 33: Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 3 (veja a 76 localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 34:** Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 4 (veja a 76 localização do perfil 4 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 35:** Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 5 (veja a 77 localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 36:** Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 6 (veja a 77 localização do perfil 6 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
- **Figura 37:** Diagrama T-S mostrando a faixa de temperatura e 78 salinidade da Água Tropical presente em toda a PCM durante o período seco de novembro de 1997.
- **Figura 38:** Distribuição superficial da temperatura na PCM, mostrando 82 que a mesma é maior próximo da costa e menor a *offshore*.
- Figura 39: Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 1 (veja a 83

localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).

- **Figura 40:** Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 2 (veja a 83 localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 41:** Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 3 (veja a 84 localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 42:** Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 4 (veja a 84 localização do perfil 4 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 43:** Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 5 (veja a 85 localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 44:** Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 6 (veja a 85 localização do perfil 6 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- Figura 45: Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 7 (veja a 86 localização do perfil 7 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 46:** Distribuição superficial da salinidade na PCM, mostrando 88 que este parâmetro é menor próximo da costa e maior a *offshore*.
- Figura 47: Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 1 (veja a 89 localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- Figura 48: Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 2 (veja a 89 localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 49:** Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 3 (veja a 90 localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 50:** Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 4 (veja a 90 localização do perfil 4 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 51:** Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 5 (veja a 91 localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).

- **Figura 52:** Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 6 (veja a 91 localização do perfil 6 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 53:** Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 7 (veja a 92 localização do perfil 7 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 54:** Distribuição superficial da densidade na PCM, mostrando 94 que este parâmetro é menor próximo da costa e maior a *offshore*.
- **Figura 55:** Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 1 (veja a 95 localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- Figura 56: Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 2 (veja a 95 localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- Figura 57: Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 3 (veja a 96 localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 58:** Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 4 (veja a 96 localização do perfil 4 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 59:** Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 5 (veja a 97 localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 60:** Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 6 (veja a 97 localização do perfil 6 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 61:** Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 7 (veja a 98 localização do perfil 7 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).
- **Figura 62:** Diagrama T-S mostrando a faixa de temperatura e 99 salinidade das massas de água da PCM durante o período chuvoso de Junho de 1999. O gráfico em forma linear representa grande mistura de massas d'água.
- **Figura 63:** Distribuição das massas d'água da PCM no perfil 1 durante 100 o período chuvoso.
- **Figura 64:** Distribuição das massas d'água da PCM no perfil 6 durante 103 o período chuvoso (1999).

- Figura 65: Distribuição das massas d'água no perfil 7 durante o 104 período chuvoso.
- Figura 66: Valores máximos, mínimos e médios do rio Gurupi em 106 1997 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.
- Figura 67: Valores máximos, mínimos e médios do rio Gurupi em 107 1999 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.
- Figura 68: Valores máximos, mínimos e médios do rio Maracaçumé 107 em 1997 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.
- Figura 69: Valores máximos, mínimos e médios do rio Maracaçumé 108 em 1999 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.
- Figura 70: Valores máximos, mínimos e médios do rio Turiaçú em 108 1997 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.
- Figura 71: Valores máximos, mínimos e médios de que ? do rio 109 Turiaçú em 1999 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.
- Figura 72: Valores máximos, mínimos e médios do rio Mearim em 109 1997 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.
- Figura 73: Valores máximos, mínimos e médios do rio Mearim em 110 1999 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.
- Figura 74: Valores máximos, mínimos e médios do rio Itapecuru em 110 1997 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.
- Figura 75: Valores máximos, mínimos e médios do rio Itapecuru em 111

1999 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.

- **Figura 76:** Localização dos 3 pontos de interesse para a análise da 111 anomalia de TSM na PCM.
- **Figura 77:** Curva de anomalia de TSM no Ponto 1 mostrando que o 112 aquecimento das massas d'água da PCM ocorre entre os anos de 1997 e 1999.
- **Figura 78:** Curva de anomalia de TSM no Ponto 2 mostrando que o 113 aquecimento das massas d'água da PCM ocorre entre os anos de 1997 e 1999.
- **Figura 79:** Curva de anomalia de TSM no Ponto 3 mostrando que o 113 aquecimento das massas d'água da PCM ocorre entre os anos de 1997 e 1999.
- Figura 80: Imagem de TSM do sensor AVHRR/NOAA do dia 114 04/11/1997, mostrando que a TSM oscilou entre 27° C e 28,5° C e sua distribuição foi semelhante ao campo de temperatura dos dados de campo. Não foi possível observar feições oceanográficas nesta imagem.
- Figura 81: Imagem de TSM do sensor AVHRR/NOAA do dia 114 29/06/1999, mostrando que a TSM oscilou entre 27° C e 28° C e sua distribuição foi semelhante ao campo de temperatura dos dados de campo. Foi possível observar dois vórtices nesta imagem.

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1:
 Malha das estações oceanográficas da Operação Norte II e seus 56 respectivos perfis perpendiculares à costa.
- Tabela 2:
 Estações oceanográficas da Operação Norte III e seus respectivos 57 perfis.
- **Tabela 3:**Índices termohalinos das massas d'água da PCM61
- Tabela 4:Valores de temperatura a partir de 40 m de profundidade dos perfis 1 e662, mostrando que o gradiente deste parâmetro é menor com o aumento
da profundidade.66
- Tabela 5: Valores de temperatura a partir de 40 m de profundidade dos perfis 4 e 66 6, mostrando que o gradiente deste parâmetro é menor com o aumento da profundidade.
 (*) As células da tabela com valor "X" correspondem às profundidades que não apresentam informação quanto aos parâmetros físicos coletados pelo aparelho CTD.
- Tabela 6: Valores de salinidade a partir de 40 m de profundidade dos perfis 2, 5 e 72
 6, mostrando que o gradiente deste parâmetro é muito baixo em grandes profundidades.
 (*) As células da tabela com valor "X" correspondem às profundidades que não apresentam informação quanto aos parâmetros físicos

que não apresentam informação quanto aos parâmetros físicos coletados pelo aparelho CTD.

- **Tabela 7:**Valores de temperatura, salinidade e densidade mínimos e máximos80
- **Tabela 8:**Intervalo de salinidade em cada perfil perpendicular à costa com sua 87
respectiva variação máxima de salinidade.
- **Tabela 9:**Intervalo de densidade em cada perfil perpendicular à costa com sua93respectiva variação máxima de salinidade.

LISTA DE SIGLAS

AACI – Água Antártica Circumpolar Inferior

AACS – Água Antártica Circumpolar Superior

AAF – Água Antártica de Fundo

AAI – Água Antártica Intermediária

AC – Água Costeira

ACAS – Água Central do Atlântico Sul

AMASSEDS – Amazon Shelf Sediments Study

AM – Água de Mistura

ANA – Agência Nacional de Águas

APAN – Água Profunda do Atlântico Norte

AT – Água Tropical

AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer

CCNE – Contracorrente Norte Equatorial

CLASS – Comprehensive Large Array-data Stewardship System

CNB – Corrente Norte do Brasil

CNE – Corrente Norte Equatorial

CSE – Corrente Sul Equatorial

CTD – Conductivity-Temperature-Deep

DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegação

LI – Linha de Instabilidade

LIC – Linha de Instabilidade Costeira

MCSST – Multi Channel Sea Surface Temperature

NOc. – Navio Oceanográfico

PAVASAS – Pontos Anfidrômicos e Variações Sazonais do Atlântico Sul

PCM – Plataforma Continental do Maranhão

REMAC – Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira

REVIZEE – Avaliação do Potencial Sustentável dos Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva

SCE - Subcorrente Equatorial

SCNE – Subcorrente Norte Equatorial

SCNB – Subcorrente Norte Brasileira

SCSE – Subcorrente Sul Equatorial

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

ZEE – Zona Econômica Exclusiva

1 INTRODUÇÃO

As massas d'água são camadas existentes em todos os oceanos, com características de temperatura e salinidade próprias, pois uma vez que afundam ou se deslocam do seu ponto de origem ao longo de níveis de densidade constante dos oceanos (isopicnais), elas retém as características superficiais de tal local, só mudando por processos de mistura com outras massas d'água (NESHYBA, 1987). A definição das massas de água pode contribuir na identificação de comunidades de espécies de peixes e/ou planctônicas, na circulação oceânica, no transporte de sedimentos finos, nutrientes e poluentes em superfície e no fundo marinho, na navegação e na engenharia oceânica.

O conhecimento sobre o padrão de circulação e distribuição das massas de água na plataforma continental brasileira é heterogêneo (PATCHINEELAM, 2004). Na plataforma continental do Amazonas, o Projeto **AMASSEDS** (Amazon Shelf Sediments Study) produziu várias publicações científicas. Na plataforma continental entre os Cabos Frio (23°S) e Santa Marta (28°40'S), o conhecimento da circulação das massas d'água é significativo. Por outro lado, as regiões nordeste (incluindo o Maranhão) e leste da plataforma continental brasileira carece de estudos sobre a circulação das águas oceânicas e identificação das massas d'água.

Na plataforma continental norte do Brasil, tem-se ainda poucos estudos sobre as massas de água oceânicas e a circulação costeira. Dentre os principais projetos e programas realizados na região norte, destacam-se: (i) as Comissões Oceanográficas **GEOMAR** (1969-1986), que focalizaram o estudo da hidrodinâmica, da cobertura superficial e da fisiografia da plataforma continental; (ii) o Projeto **REMAC** (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira)(1972-1979), objetivou a análise da fisiografia e da estruturação da margem continental brasileira; (iii) o Projeto **AMASSEDS** (1989-1993), objetivou o estudo das interações entre os processos oceanográficos físicos, transporte de sedimentos, transformações biogeoquímicas e sedimentação na plataforma continental do Amazonas; e (iv) o Programa de Avaliação do Potencial Sustentável dos Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva – **REVIZEE** (iniciado em 10 de março de 1995 na ZEE/Norte), objetivou o levantamento do potencial

pesqueiro. Nesta ocasião, dados de temperatura, salinidade e densidade da água foram coletados a bordo do Navio Oceanográfico "Antares" (Marinha do Brasil).

Entretanto alguns trabalhos sobre as massas d'água e características físicas, na plataforma continental norte brasileira foram realizados: Abreu (2004), Brasil (1989), Castro e Miranda (1998), Curtin (1986), Frazão (2001), Geyer e Kineke (1995), Linhares (1995), Paiva (2001), Santos (2000), Silva (2000), Silveira, Miranda e Brown (1994). Silva (2000) e Frazão (2001) caracterizaram a distribuição dos parâmetros de temperatura, salinidade e densidade das águas das plataformas continentais do Amazonas e do Maranhão, respectivamente. Brasil (1989), durante a Operação PAVASAS I, realizou um levantamento prévio na plataforma continental norte brasileira da distribuição dos parâmetros físicos da água do mar e das massas de água ocorrentes. Geyer e Kineke (1995) fizeram algumas observações sobre a distribuição de salinidade na foz do rio Amazonas. Abreu (2004), Curtin (1986), Linhares (1995) e Paiva (2001) descreveram as características físicas das massas d'água das plataformas continentais do Pará e do Amazonas. Grande parte dos trabalhos, estão concentrados nas plataformas continentais do Amazonas, Pará e talude continental, exceto o trabalho de Castro e Miranda (1998), que estudou as características físicas da plataforma continental (4°N até 34°S). Não há trabalhos abordando especificamente as massas de água da PCM.

A PCM (0°21'11"N e 2°44'50"S - 45°23'4"W e 41°49'28"W) possui um gradiente suave de 2°, sendo limitada pela isóbata de 90 m, com uma largura variada de 203 km, próximo ao rio Gurupi e 72 km após a baía do Tubarão. Na zona costeira do Maranhão, tem-se dez bacias hidrográficas. Dentre os principais rios, pode-se destacar os rios Gurupi, Maracaçumé, Turiaçú, Mearim e Itapecuru, e as três principais baías são as de São Marcos e de São José (deságuam no Golfão Maranhense), e do Tubarão (COSTA et al., 1997). A maré é semidurna e com componente M₂ (BEARDSLEY et al., 1995), apresentando, portanto, regime de macromaré, que segundo Brasil (2005) tem amplitude de maré de 4 m. As correntes na PCM está predominantemente associada às marés e perpendiculares à costa, ocorrendo ainda correntes longitudinais paralelas à linha de costa. Com o estreitamento da PCM a sudeste da baía do Tubarão, a Corrente Norte do Brasil (CNB) eventualmente escoa sobre a PCM.

No oceano Atlântico Sul, ocorrem várias massas d'água, as quais proporcionam uma estratificação bem acentuada da coluna d'água, tendo, respectivamente, da superfície ao fundo: (i) Águas Centrais – Água Tropical (AT), Água de Mistura (AM), Água Costeira (AC) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS); (ii) Água Antártica Intermediária (AAI); (iii) Água Antártica Circumpolar Superior (AACS); (iv) Água Profunda do Atlântico Norte (APAN); (v) Água Antártica Circumpolar Inferior (AACI) e Água Antártica de Fundo (AAF) (EMÍLSSON, 1961; SVERDRUP; JOHNSON; FLEMING, 1942; THONSEM, 1962).

Esta dissertação de mestrado tem como objetivo central a identificação e caracterização das massas de água existentes na PCM, durante os períodos seco (novembro de 1997) e chuvoso (junho de 1999).

2 OBJETIVOS

- Avaliar a distribuição dos parâmetros de temperatura, salinidade e densidade na coluna d'água da PCM;
- (ii) Identificar e caracterizar as massas de água que ocorrem na PCM durante os períodos seco (novembro, 1997) e chuvoso (junho, 1999);
- (iii) Comparar a ocorrência das massas d'água oceânica da PCM nos períodos seco (1997) e chuvoso (1999).

3 CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO

3.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS

O arcabouço morfoestrutural da região costeira e da plataforma continental na região norte do Brasil, onde está inserido o litoral maranhense, caracteriza-se por apresentar uma ampla depressão estrutural e topográfica, que corresponde à parte mais larga e menos inclinada da plataforma (GORINI, 1981).

Segundo Nunes, Lima e Filho (1973), o litoral do Maranhão recorta rochas graníticas, metamórficas, e sedimentares (Formação Itapecuru; Grupo Barreiras).

A costa do Maranhão pode ser subdividida em duas grandes bacias sedimentares, separadas pelo Golfão Maranhense: (i) bacia de São Luís, que abrange parte da zona costeira ocidental do Maranhão e estende-se entre a Ilha de São Luis e o alto do rio Gurupi e (ii) bacia de Barreirinhas, situada na parte oriental da costa maranhense (litoral NE do Maranhão), no trecho entre a baía de São José e o delta do rio Parnaíba (BRANDÃO; FEIJÓ, 1994).

Segundo Barbosa e Pinto (1973) as seguintes unidades geomorfológicas ocorrem no litoral do Maranhão: *Planalto Rebaixado da Amazônia*, *Litoral de Rias e Falésias*, *Lençóis Maranhenses*, *Superfície Sub-litorânea de Bacabal e Planície Flúvio-Marinha do Golfão Maranhense*.

A costa do Maranhão é bastante diferenciada: a NW, ocorrem as *Reentrâncias Maranhenses*, e a leste é retilínea e ocupada por campos de dunas. Diversos ambientes e sub-ambientes são observados, como penhascos, planícies de maré (manguezal), pântanos salinos, planícies de inundação, *cheniers*, dunas costeiras, praias, delta de maré vazante e bancos de maré (EL-ROBRINI; SOUZA FILHO, 2000). O litoral do Maranhão pode ser subdividido em três partes: (i) litoral ocidental, (ii) Golfão Maranhense e (iii) litoral oriental.

3.1.1 Litoral ocidental do Maranhão

O litoral ocidental é caracterizado por ser profundamente recortado, tendo uma configuração de *rias* (Reentrâncias Maranhenses), orientadas segundo a direção NE-SW e com larguras de até 20 km na foz e profundidades inferiores a 5 m (Figura 1) (EL-ROBRINI et al., 1993).

Segundo Barbosa e Pinto (1973), a costa ocidental do Maranhão é baixa, com manguezais, numerosos canais, *furos*, lagoas, cordões litorâneos e ilhas. Ocorrem ainda falésias, onde as mais elevadas localizam-se entre as baías do Cumã e de São Marcos.



Figura 1 – Litoral ocidental do Maranhão Fonte: (Google Earth, acessado em 28/11/2006).

3.1.2 Golfão maranhense

O Golfão Maranhense recebe águas das baías de São Marcos, São José, Cumã e Tubarão (Figura 2), onde vários bancos de areia se deslocam em função das correntes de maré (EL-ROBRINI, 1990). A foz do golfão tem cerca de 100 km.



Figura 2 – As baías que fazem parte do Golfão Maranhense. Fonte: (EL-ROBRINI, 1990).

A baía de São Marcos é uma zona estuarina orientada na direção NE-SW e na qual a morfologia integra dois tipos contrastantes de costa: a NE, a costa é sub-retilínea para NE, com praias arenosas (norte da Ilha de São Luís), dunas e paleo-dunas; a NW, por outro lado, a costa recortada por *rias* é colonizada por manguezais. Esta vasta baía, aberta para a plataforma continental, tem 50 km em sua parte norte, 15 km na parte central (entre Alcântara e a Ponta de São Marcos), 25 km ao nível da Ilha dos Caranguejos e 4 km na foz do rio Mearim (EL-ROBRINI, 1990).

3.1.3 Litoral oriental do Maranhão

O litoral oriental é linear e ocupado pelos *Lençóis Maranhenses* (Figura 3). Este litoral apresenta-se baixo, com dunas elevadas, restingas, lagoas e ilhas, raros manguezais e com amplas desembocaduras (BARBOSA; PINTO, 1973).



Figura 3 – Litoral Oriental do Maranhão obtida Fonte: (Google Earth acessado em 28/11/2006).

Segundo Barbosa e Pinto (1973) os *Lençóis Maranhenses* apresentam uma drenagem orientada na direção NE-SW e complexos de direções, cada um refletindo influências diferentes: (i) uma direção estrutural orienta os cordões litorâneos arenosos;

(ii) a direção da maré e as correntes de deriva orientam as restingas submersas; e (iii) o vento determina a orientação das dunas.

El-Robrini (1990) afirma que a leste da baía do Tubarão, ocorrem importantes campos de dunas (pouco drenadas) e praias arenosas, onde as águas oceânicas caracterizam-se por sua grande transparência.

De acordo com Barbosa e Pinto (1973), as dunas colonizadas por vegetação do litoral oriental são mais antigas que os *Lençóis Maranhenses*. Destacam ainda a presença do delta do rio Parnaíba. Segundo Palma (1979), este delta separa os *Lençóis Maranhenses* de uma faixa litorânea estreita, também construída predominantemente por depósitos eólicos.

3.2 PLATAFORMA CONTINENTAL DO MARANHÃO (PCM)

A PCM estende-se desde a foz do rio Gurupi (PA), onde possui cerca de 203 km de largura, até a foz do rio Parnaíba (PI). A partir da baía do Tubarão, a largura da PCM diminui, alcançando cerca de 72 km, sendo que a quebra da plataforma encontra-se na isóbata de 90 m (Figura 4) e recortada por *canyons* submarinos (EL-ROBRINI et al., 1993).

Em frente ao Golfão Maranhense, ocorre a Depressão Maranhense e os vales de São Marcos e do Cumã. Na parte ocidental da PCM, ocorre: (i) o vale submarino de Turiaçu, com 30 m de profundidade, que recorta toda a largura da PCM, se ligando com a baía de mesmo nome; e (ii) o vale submarino de Cururupu. Na parte oriental da PCM, tem-se: (i) um vale raso, com 10km de largura e 6 m de profundidade, sendo parcialmente preenchido por sedimentos (PALMA, 1979) e (ii) o delta do Parnaíba.

A cobertura sedimentar da PCM é dominantemente arenosa, principalmente a NW da foz do rio Parnaíba, onde se estende até 30 m de profundidade. Os fundos lamosos são geralmente isolados, ligados à influência de estuários (LUNA, 1979).



Figura 4 – Mapa mostrando a PCM Fonte: (BRASIL, 1979a).

A PCM é subdividida em três partes: (1) Interna, que é limitada pela isóbata de 40 m, sendo que a isóbata de 20 m segue o traçado da linha de costa atual. A distribuição dos sedimentos na parte interna da PCM é caracterizada pela presença de areias quartizíticas moderadamente selecionadas a bem selecionadas; (2) Média, que é mais inclinada e situa-se entre as profundidades de 40 e 60 m, apresentando muitas feições erosivas e acumulações arenosas perpendiculares à costa. Neste setor, a distribuição dos sedimentos é irregular, ocorrendo, areias finas a médias bem selecionadas; (3) Externa, que é limitada pelas isóbatas de 60 e 90 m, com feições irregulares de natureza carbonática. Os sedimentos principais na parte externa da PCM são as areias de granulometria fina a grossa com cascalho esparso e cascalhos areno-lamosos pobremente selecionados (EL-ROBRINI et al., 1993; GUALBERTO, 2003; PALMA, 1979; ZEMBRUSCKI et al., 1971).

3.3 CONDIÇÕES CLIMÁTICAS E METEOROLÓGICAS

3.3.1 Clima da região e pluviosidade

O clima da costa do Maranhão é quente, do tipo tropical úmido e superúmido, com altas temperaturas do ar e dias longos, chuvas periódicas e média de temperatura

do ar anual de 26° C e máximas absolutas superiores a 30° C. Os principais tipos de climas da região, segundo a classificação de Gaussen, são: Ams', que indica o período mais quente e úmido do ano, e As', que representa as chuvas de outono-inverno. O período de seca mais intensa ocorre durante os meses de primavera (GÓES FILHO et al., 1973; KEMPF; COUTINHO; MORAIS, 1970).

Segundo Góes Filho et al. (1973), ocorre em certos períodos do ano a influência do clima térmico no litoral do Maranhão, com temperatura entre 10° e 20° C, no qual estão incluídas a subclasse Xeroquimênica, mais o grupo Termoxeroquimênico (temperatura do mês mais frio de 15° C) e a subclasse Termaxérica mais o grupo Eutermaxérico (temperatura do mês mais frio de 20° C).

Para Brasil (1977), na costa do Maranhão o tipo de clima predominante, segundo a classificação de Köppen, é o Am, mais precisamente o subtipo Amw', que é caracterizado por ser quente e úmido, sendo que a estação seca está compreendida entre os meses de junho e novembro, e o período chuvoso é bem acentuado e com fortes chuvas nos demais meses do ano, atingindo em média cerca de 2500 mm/ano. De acordo com Rocha et al. (no prelo), a precipitação no litoral do Maranhão é mais intensa no verão e outono do hemisfério sul.

Segundo Brasil (1977), a variação média anual da temperatura do ar do litoral do Maranhão oscila entre 26° e 32°C, sendo que os maiores valores da temperatura são observados desde setembro até outubro, quando atingem cerca de 35°C. Os principais responsáveis pela variação de temperatura são o regime pluviométrico da região e a umidade relativa do ar, que oscila entre 85 e 95 %. Rocha et al. (no prelo) argumentam que as principais características climáticas da área são: temperaturas entre 22° e 30°C, máximo de precipitação entre fevereiro e abril (pluviometria máxima de 3250 mm e mínima de 1750 mm), com um máximo de 216 dias de Sol ao ano e mínimo de 200 dias de insolação.

Os mesmos autores afirmam que as variações das temperaturas médias no litoral do Maranhão são características das estações do ano, sendo que os valores mínimos são observados durante o período chuvoso (janeiro a junho), com valores médios em torno de 24°C. Entretanto, os valores mínimos absolutos são observados no outono-inverno (abril a agosto), devido a influência de sistemas frontais nesta região.

Os máximos de temperatura são observados na primavera-verão (setembro a março). Nota-se que a temperatura mínima absoluta ocorre em julho (18,8°C) e a temperatura mínima absoluta em agosto (14,5°C). A máxima temperatura absoluta acontece entre novembro e janeiro, com média aproximada de 38,5°C, enquanto as temperaturas máximas perfazem valores de 35,3°C entre outubro e novembro. A tendência no padrão térmico das máximas e mínimas é acompanhada na variação da temperatura média compensada, cuja amplitude atinge um pico em novembro (29°C) e mínimos entre março e julho (aproximadamente 24°C) (Figura 5).



Figura 5 – Curvas do comportamento da temperatura do ar em um ponto da costa do Maranhão Fonte: (ROCHA et al., no prelo).

O período chuvoso é caracterizado por elevados valores de umidade relativa do ar (em torno de 80 %), baixa insolação (cerca de 150 h/mês), maior grau de nebulosidade (aproximadamente 7 décimos), contribuindo para a redução da taxa de evaporação no litoral do Maranhão. Durante o período seco, ocorre forte subsidência de ar devido à entrada do sistema de alta pressão subtropical nesta região, o que determina, conseqüentemente, maior incidência de radiação solar global a superfície, constatada pelo aumento da insolação, favorecendo, assim, o aumento da taxa de evaporação (ROCHA et al., no prelo).

3.3.2 Vento

Na região da PCM, os ventos alíseos são predominantes, gerados pelo gradiente de pressão entre as baixas e médias latitudes, possuindo fluxo de direção leste para oeste, sendo que devido ao efeito de Coriolis, no hemisfério norte esses ventos são provenientes de NE e no hemisfério sul de SE. Os ventos alíseos proporcionam uma baixa pressão atmosférica, formação intensa de nuvens de precipitação e altos índices de umidade atmosférica. O encontro destes ventos com os centros de alta pressão que passam sobre o Oceano Atlântico faz com que a resultante dos ventos seja direcionada para o continente, carregando a umidade marítima para a faixa leste mais próxima do litoral do Brasil (HASTENRATH; LAMB, 1977).

O vento no litoral N-NE brasileiro segue a circulação de grande escala, com predominância de fluxo zonal de leste e atingindo velocidades médias em torno de 5 m/s, com aumento próximo ao litoral, devido ao efeito de brisa acentuado. Na faixa litorânea N-NE do Brasil, ocorre pequena mudança do padrão de direção dos ventos, entretanto há apenas uma ligeira variação da direção leste para a nordeste na foz do rio Amazonas durante os meses de verão e outono (Figura 6). Durante a primavera e início do verão, a velocidade do vento aumenta, em função da influência dos ventos alíseos que passam a soprar com força sobre a região tropical. Normalmente, os ventos alíseos são caracterizados como um presságio ao aumento das precipitações, e ficam, bem definidos pelo perfil do vento próximo a superfície (ROCHA et al., no prelo).



Figura 6 – Direção e velocidade sazonal do vento. A região N-NE do Brasil não apresenta variação da direção do vento Fonte: (ROCHA et al., no prelo).

As mudanças sazonais dos ventos alíseos sobre o Oceano Atlântico estão associadas com os movimentos da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), onde os alíseos convergem (PHILANDER, 1990). Em média, há um fluxo superficial desses ventos para o N que passa pelo Equador, com os alíseos de SE penetrando até o hemisfério norte, já que a ZCIT está predominantemente no hemisfério norte. Os alíseos de SE são intensos e os de NE são fracos em setembro quando a ZCIT está posicionada mais para o N. Esta situação se inverte em março e abril quando a ZCIT está próxima do Equador.

Segundo Ferreira e Cohen (2000), o vento zonal predominante na região N é de L com a componente meridional variando entre N e S, além da velocidade e direção do vento não variar entre os períodos diurnos e noturnos.

A magnitude da componente zonal do vento na área N-NE do Brasil é maior nos horários de brisa marítima sobre o continente que nos horários de brisa terrestre, sendo que esta última apresenta apenas uma diminuição de sua força. Durante o dia (brisa marítima) observa-se a entrada de ar frio e seco. Já durante a noite (brisa terrestre) ocorre saída de ar quente e úmido do continente (CARVALHO, 2001).

3.3.3 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A ZCIT caracteriza-se pela formação de um cinturão de nuvens sobre os oceanos devido à confluência dos ventos alíseos em baixos níveis e à ocorrência de máximas temperaturas da superfície do mar (TSM). O movimento sazonal norte-sul da ZCIT está associado ao deslocamento sazonal da região de máxima TSM sobre os oceanos tropicais, atingindo a posição mais ao N em torno de 12°N durante agosto e setembro e mais ao S em torno do equador durante março e abril, sendo que sua posição média anual é de aproximadamente 5°N. A ZCIT apresenta atividades convectivas, com formações de nuvens de chuva, principalmente nuvens do tipo Cumulonimbus, possuindo de 3° a 5° de largura, e localização sob o ramo ascendente da célula de Hadley. A convergência dos ventos faz com que o ar quente e úmido suba, carregando umidade do oceano para os altos níveis da atmosfera, ocorrendo a formação das nuvens de precipitação da ZCIT (CITEAU et al., 1988; CITEAU¹ et al. (1988 apud ROCHA et al., no prelo); HASTENRATH; HELLER², 1977; UVO et al., 1998; WAGNER, 1996).

Segundo Sousa (1994), a ZCIT está relacionada a um cinturão de baixas pressões, que envolve a Terra mantendo sua posição média sobre o hemisfério norte, atingindo aproximadamente 12°N de latitude em setembro e desce para o hemisfério sul no verão e outono, alcançando cerca de 5° a 6°S de latitude em março.

A ZCIT está geralmente associada com altas temperaturas superficiais, baixas pressões, ventos fracos e variáveis, grande incidência de nebulosidade e precipitação. Como as massas continentais se aquecem e se resfriam mais rapidamente que os oceanos, no verão e no inverno, respectivamente, a ZCIT tende a ser distorcida em

¹ CITEAU, J.; BERGES, J.; DEMARCQ, H.; MAHÉ G. Position de la zone de convergence a 28°N et temperature de surface de l'ocean. **Veille Climatique Satellitaire**, v. 21. p. 3-7, 1988a.

² HASTENRATH, S.; HELLER, L.L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quar. J. Royal Meteorol. Soc**, v. 103, p. 77-92. 1977.

direção ao sul, sobre os continentes, durante o verão austral, e em direção ao norte, durante o verão boreal (BROWN³ et al., 1989 apud KAMPEL, 1993).

Quando a ZCIT migra até seu extremo sul, provoca altas precipitações na PCM em março e abril, mas quando encontra-se em sua posição mais ao norte determina secas intensas em agosto. A variabilidade sazonal de nebulosidade e a freqüência de precipitação no Atlântico Equatorial são mais acentuadas entre as estações de janeiro a março e de julho a setembro, as quais apresentam, respectivamente, índices elevados e extremamente baixos na parte W do Atlântico, junto à costa N e NE do Brasil (LOBO, 1982).

Segundo Hastenrath (1985), a ZCIT apresenta baixa pressão atmosférica, alta nebulosidade com chuvas associadas e altos índices de umidade atmosférica, e se estende para os hemisférios sul e norte durante o verão de cada hemisfério. No verão do hemisfério sul, a ZCIT está posicionada principalmente sobre o litoral N brasileiro, onde observam-se os máximos de precipitação bem relacionados com os máximos de TSM. No outono do hemisfério sul, a ZCIT atua desde o litoral N até o litoral L do NE brasileiro, onde observam-se também os máximos de TSM, período em que os índices pluviométricos são elevados nestas áreas e são mais altas que os observados durante o verão (ROCHA, 2001).

Grande parte das chuvas, que ocorrem no litoral maranhense é proveniente da ZCIT ou dos aglomerados convectivos associados a esta, sendo que Rocha et al. (no prelo), estimaram que a ZCIT contribui com aproximadamente 80 % das chuvas nesta região.

3.3.4 Linhas de Instabilidade

A costa N-NE da América do Sul, por se situar na região tropical, sofre influência de uma grande variedade de sistemas convectivos que produzem quantidades elevadas de precipitação, em que estão incluídas as Linhas de Instabilidade (LI). De

³ BROWN, J. et al. **Ocean Circulation**. 1.ed. Oxford: Pergamon, 1989. 238p.
acordo com Prasad⁴ (1993 apud Santos Neto 2004), a LI é uma estrutura de trovoada multicelular, na qual as células de nuvens estão alinhadas lateralmente em uma significativa distância e onde o espaço entre estas células é igual ou menor do que as dimensões de células individuais.

Asnani⁵ (1993 apud Santos Neto 2004) afirma que a LI é um sistema atmosférico com fortes ventos provenientes de uma linha de nuvens do tipo Cumulonimbus, que está associada com algum sistema de baixa pressão e se caracteriza por ser um fenômeno bastante severo. Este sistema de baixa pressão está relacionado ao mecanismo de circulação de brisa marítima, que provoca uma baixa pressão sobre o continente ao longo da costa N-NE da América do Sul.

Segundo Kousky⁶ (1980 apud Santos Neto 2004), a circulação de brisa marítima ocorre em resposta ao gradiente de pressão gerado pelo contraste térmico diário entre o continente e o oceano Atlântico. A brisa marítima se desenvolve quando ocorre a ascensão do ar mais quente do continente em relação ao ar mais frio sobre o oceano durante o dia, causando o surgimento das LI paralelas ao litoral.

Segundo Cohen (1989), as LI que se formam ao longo da costa N-NE do Brasil possuem freqüência maior nos meses de abril e agosto, com uma extensão horizontal da ordem de 1400 km por 170 km de largura. As LI foram classificadas em: (i) Linha de Instabilidade Costeira (LIC), cujo deslocamento se restringe ao litoral, (ii) Linha de Instabilidade com propagação entre 170 e 400 km (LIP1), e (iii) Linha de Instabilidade com propagação entre 170 e 400 km (LIP1), e (iii) Linha de Instabilidade com propagação acima de 400 km (LIP2), apresentando um ciclo de vida médio de 9, 12 e 16 horas, respectivamente.

Segundo Cavalcanti (1982), a máxima e mínima freqüência de desenvolvimento das LI ocorre respectivamente durante o inverno do hemisfério sul, e nos meses de primavera e verão do mesmo hemisfério. O mesmo autor observou ainda que a região de formação da LI sofre um deslocamento na direção N-S no mesmo sentido e época da ZCIT.

⁴ Prasad, K. **Methods of analysis and forecasting in the tropics** – Guide on the global dataprocessing system, 1993. Cap. 5. (WMO, n. 305).

⁵ Asnani, G.C. **Tropical Meteorology**. Institute of Tropical Meteorology, Pashan-Índia, 1993. v. 2.

⁶ Kousky, V.E. Diurnal rainfall variation in the northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.** v. 108, n. 4, p. 488-498, 1980.

As LIC são em média mais freqüentes que as LIP, principalmente nos meses de outubro, novembro e dezembro. O mês de maior ocorrência de LIC é em novembro, quando ocorrem 8,4 casos, sendo que em janeiro observa-se a menor quantidade de LIC, com 4,5 casos. Já as LIP apresentam maior ocorrência que as LIC entre os meses de maio e agosto. As LIP tem menor ocorrência no mês de dezembro (2,1 casos em média). Os meses de maior número de casos de LI é entre maio e agosto, enquanto que a menor ocorrência é em janeiro (SANTOS NETO, 2004).

3.4 CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS

3.4.1 Sistema de correntes equatoriais

A circulação oceânica no Atlântico Equatorial é caracterizada por uma complexidade de correntes e contracorrentes que escoam tanto nos planos vertical e horizontal (Figura 7). Ao sul do equador, as camadas de água superiores são dominadas pela deriva para W da Corrente Sul Equatorial (CSE), a qual, após alcançar a costa do Brasil próximo a 8°S, se bifurca, formando a Corrente Norte do Brasil (CNB), que flui para o N, e a Corrente do Brasil que flui para o S. A CNB segue junto à linha de costa brasileira até 4°N, onde, dependendo da estação do ano, retroflete e abastece o fluxo para L da Contracorrente Norte Equatorial (CCNE) e de um conjunto complexo de fluxos subsuperficiais em direção a L, em que estão incluídas a Subcorrente Equatorial (SCE), Subcorrente Norte Equatorial (SCNE) e Subcorrente Sul Equatorial (SCSE) (DIDDEN; SCHOTT⁷, 1993; JOHNS⁸ et al., 1995; JOHNS⁹ et al., 2002 apud SCHOUTEN; MATANO; STRUB, 2005).

⁷ DIDDEN, N.; SCHOTT, F. Eddies in the North Brazil Current observed by Geosat altimetry. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 20121-20131. 1993.

⁸ JOHNS, W. et al. The North Brazil Current retroflection: seasonal structure and eddy variability. **Journal fo Geophysical Research**, p. 22103-22120. 1995.

⁹ JOHNS, W.E. et al. On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. **Deep Sea Research**, p. 211-243. 2002



Figura 7 – Principais correntes do Atlântico tropical e equatorial. (a) NEC – Corrente Norte Equatorial; (b) NECC – Contracorrente Norte Equatorial; (c) NEUC – Subcorrente Norte Equatorial; (d) SEUC – Subcorrente Sul Equatorial; (e) EUC – Subcorrente Equatorial; (f) SEC – Corrente Sul Equatorial; (g) NBC – Corrente Costeira Norte Brasileira; (h) BC – Corrente do Brasil; (i) NBUC – Subcorrente Norte Brasileira

Fonte: (SCHOUTEN; MATANO; STRUB, 2005).

A região equatorial do oceano Atlântico é caracterizada por um sistema de correntes resultantes da interação de dois fatores principais: (i) célula de revolvimento termohalina (*thermohaline overturning cell*), que é responsável pelas trocas de calor e massa entre os hemisférios, e está confinada ao contorno W do oceano Atlântico; e (ii) o sistema de correntes zonais geradas pelo vento ao longo do equador. De acordo com a análise da média das correntes sazonais, o transporte da CNB no equador é determinado principalmente pela força do revolvimento meridional, sendo que o retorno da circulação termohalina global está concentrado no fluxo desta corrente (BARNIER et al, 2001).

Segundo Richardson e Walsh (1986), do fim do verão até o outono, a CNB retroflete entre 5° e 8°N, sendo que grande parte de seu transporte cruza a zona equatorial e se junta ao fluxo para L da CCNE. De acordo com Richardson e Reverdin (1987), do fim do inverno até a primavera, a CCNE enfraquece, o que torna as correntes superficiais mais desorganizadas e até mesmo invertidas no N do equador dentro do Atlântico Tropical Oeste.

Johns, Lee e Schott (1990) destacam que no verão, os regimes da CNB e da CCNE entre as latitudes de 3º e 7ºN, apresentam uma pronunciada retroflexão com

fortes oscilações na escala de 40 a 60 dias, tendo transferência de massa d'água para o N através do desprendimento de vórtices destas correntes. No inverno, quando a CNB cruza o equador se funde à CCNE, tornando a primeira mais forte ao N de 5° N durante esta estação do ano.

Segundo Barnier et al. (2001), a CNB flui paralelamente à costa até que uma grande porção da mesma retroflete entre 6° e 8°N, voltando em direção SE para abastecer a CCNE na latitude de 5° N. Durante o verão, parte das águas retrofletidas retornam para a CNB.

Bourlès, Gouriou e Chuchla (1999) afirmam que nas primeiras camadas de água do Oceano Atlântico Equatorial Oeste, a CNB apresenta um fluxo contínuo em direção NW durante a primavera boreal ao longo do continente americano até o Mar do Caribe. Além disso, parte desta corrente também continua fluindo na mesma direção em profundidades maiores, como na camada sob a termoclina, durante pouco tempo do mesmo período do ano. Já a CCNE ocorre durante a primavera boreal, entre as latitudes de 1,3° e 6°N, e a W de 40°W, onde passa a receber águas apenas das correntes do hemisfério norte. Durante os meses de fevereiro e agosto, tal corrente encontra-se em sua posição mais ao N, mas em novembro, ocorre um transporte máximo das águas, em torno de 12 Sv (1 Sv = $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$).

Segundo Schott e Böning (1991), no Atlântico Equatorial Oeste o fluxo da CSE é muito forte durante o verão entre as latitudes de 3º e 5ºS, onde há a formação da CNB, que sofre retroflexão, próximo a 5ºN, atingindo os meandros formados pela CCNE, a qual é intensificada nesta época (início de junho até início de dezembro). Durante o inverno, a CCNE é fraca, o que extingue o transporte para L desta corrente, determinando que o fluxo principal no Atlântico Equatorial Oeste está na direção NW, sendo que na região em que a CCNE ocorre, o fluxo segue na direção W (Figura 8).



Figura 8 – Vetores de corrente gerados por Schott e Böning (1991) no modelo WOCE, mostrando o comportamento e direção das principais correntes do Atlântico Equatorial oeste Fonte: (SCHOTT e BÖNING, 1991).

Entretanto, Richardson et al. (1992) argumentam que a CCNE, próximo à longitude de 30°W, flui na direção L durante todo o ano, com velocidade maior no outono e menor na primavera. Ocorre ainda uma corrente superficial de Ekman gerada pelos ventos, a qual escoa na mesma direção da CCNE durante o outono e flui para W na primavera, cobrindo totalmente a CCNE.

Além disso, Urbano, Jochum e Silveira (2006) descobriram que a CCNE possui dois ramos separados devido ao campo particular de vento incidente na longitude de 35°W, originando dois centros de correntes, gerados pelo gradiente de pressão da ZCIT que está sobre o Atlântico, pois este sistema de convergência de ventos possui duas curvaturas máximas, além de o comportamento dos ventos da região também possuir o mesmo padrão da ZCIT, o que parece produzir os dois centros da CCNE.

Na zona equatorial, separando os giros opostos do Atlântico Sul e do Atlântico Norte, existe um sistema de corrente complexo que flui principalmente na direção zonal. A CSE e a Corrente Norte Equatorial (CNE) escoam para W, que são fluxos de água dos giros subtropicais de altas latitudes para o equador, estão separadas pela CCNE e pela SCE, estas últimas fluindo para L. Este sistema de correntes zonais é um importante fator dinâmico na parte central do Oceano Atlântico Tropical e é fundamental no balanço de massa e calor da região equatorial (URBANO; JOCHUM; SILVEIRA, 2006). A CNE é um fluxo para W, limitado ao giro subtropical do Atlântico Norte, e transporta uma média de água igual a 8,5 Sv, com variação anual de 2,3 Sv e variação semi-anual de 1 Sv (BAYEV; POLONSKIY, 1991). Ao S desta corrente, entre 2º e 10ºN, ocorre a CCNE, a qual, segundo Didden e Schott (1992), enfraquece e migra em direção ao N até a região de 8ºN durante o inverno e reaparece mais ao S (4ºN) no outono.

A CNB é mais acentuada sobre o talude continental, com velocidades máximas entre as profundidades de 100 e 200 m, desde a latitude de 10°S até 5°S, transportando em média cerca de 21 Sv em direção NW. Próximo à latitude de 10°30'S a CNB é muito forte, transportando 23,7 Sv para o N, mas seu movimento nesta região é compensado por um fluxo oposto bastante intenso que se situa no lado L desta corrente, o qual transporta cerca de 22,5 Sv, diminuindo o transporte total de água da CNB para 1,2 Sv. Entre 10°30'S e 7°S, a CNB apresenta um transporte médio de água de 20 Sv, sendo que o fluxo oposto diminui sua intensidade nesta área. O ramo N da CSE, que transporta aproximadamente 15 Sv de volume d'água, se une à CNB ao norte de 5°S, tornando esta corrente ainda mais forte a partir dessa latitude, que passa a apresentar largura de cerca de 300 km e transporte de mais de 36 Sv de água em direção ao equador (SILVEIRA; MIRANDA; BROWN, 1994).

O transporte médio da CNB é de cerca de 16 Sv, enquanto que o fluxo retrofletido para SE possui um transporte em torno de 22 Sv. Observaram ainda que o fluxo que desvia para SE guarda relação direta com a CCNE, pois quando a mesma apresenta fluxo máximo, o transporte de direção SE também é máximo e vice versa (GARZOLI et al., 2004).

Johns et al. (1998) afirmam que próximo à latitude de 4°N, a CNB possui um grande ciclo anual sobre o talude continental, alcançando um transporte de água máximo de 36 Sv em julho-agosto, um mínimo de 13 Sv em abril-maio e um transporte de água médio anual de 26 Sv. Este transporte considerável da CNB sugere a ocorrência de uma forte componente termohalina, isto é, não há apenas a influência da forçante dos ventos.

O transporte médio de água ocorre dominantemente nos primeiros 150 m da coluna d'água, enquanto que o ciclo sazonal está contido nos 300 m superiores. Sobre

a plataforma continental o transporte da CNB não apresenta grandes variações ao longo do ano, sendo de 3 a 5 Sv (JOHNS et al., 1998).

Stramma et al. (2005) verificaram a presença de uma onda de Rossby, na longitude de 44°W, que se associou à uma circulação anticiclônica, o que tornou a CNB muito intensa, transportando cerca de 65 Sv de volume d'água nesta região. A onda de Rossby também fez com que a CCNE se combinasse com a SCE, as quais transportaram juntamente um volume de água de aproximadamente 52,4 Sv.

Schott, Fischer e Stramma (1998) argumentam que o fluxo para o N de água relativamente quente segue uma trajetória paralela à costa e atinge até a camada da Subcorrente Norte Brasileira (SCNB), principalmente nas latitudes ao sul de 10°S, transportando um volume d'água igual a 23 Sv nos primeiros 1000 m da coluna de água. A região em que a CSE atinge maior intensidade no Atlântico Sul Oeste situa-se ao N de 5°S, sendo mais um transporte de água a NW do Cabo São Roque, além de provocar mudanças na SCNB, que flui para o equador, transformando-a na forte CNB.

A CNB e a SCNB são importantes fontes de massa para várias correntes de componente zonal existentes próximo ao equador. Dentro destas correntes estão incluídas: (i) a SCSE e (ii) SCNE, as quais são correntes que ocorrem logo abaixo da camada da termoclina, distanciadas do equador cerca de 3º a 6º; (iii) SCE, que está localizada dentro da termoclina; e (iv) CCNE, que é uma corrente superficial, localizada entre 3º e 8ºN (GOES et al., 2005).

A SCNB ocorre basicamente entre as profundidades de 100 e 150 m, podendo, no verão, atingir velocidades de 45 a 60 cm/s, sendo que esta corrente é fortemente estratificada, ou seja, apresenta importantes gradientes verticais de temperatura e salinidade (BARNIER et al., 2001).

De acordo com Schott et al. (2005), na latitude de 5°S o transporte médio de água da SCNB oscila entre 22,5 e 30 Sv, enquanto que na latitude de 11°S essa corrente carreia entre 18,4 e 32,4 Sv, confirmando que a referida corrente já é bem desenvolvida desde a latitude de 11°S. Dentro da faixa de latitude estudada pelos autores, foi observado que entre as profundidades de 200 e 1000 m ocorre uma recirculação persistente a *offshore* para a direção sul, a qual reduz o transporte de água quente para a direção N, que fica em torno de 17,1 e 27,3 Sv na latitude de 5°S (a W de

31,5°W), e 17,6 e 25,8 Sv a 11°S (a W de 32°W). Já a variação sazonal do transporte de água da SCNB na região de 11°S ficou em torno de 2,5 Sv, apresentando seu máximo em julho, enquanto que a variação inter-anual da mesma corrente é menor ainda, não passando de 1,2 Sv.

Stramma, Fischer e Reppin (1995) estudaram a região que dá origem à CNB, no período da primavera austral em novembro de 1992, e observaram a SCNB, que possui um centro subsuperficial na profundidade de 200 m, atingindo velocidades acima de 90 cm/s, o que resulta num forte transporte para o N, de mais de 22 Sv nos primeiros 1000 m da coluna d'água entre as latitudes de 5º e 10°S.

A SCE, SCNE e a CCNE recebem águas das retroflexões da CNB e da SCNB em várias épocas do ano, latitudes e profundidades ao longo do contorno W do Atlântico (BOURLÈS; GOURIOU; CHUCHLA, 1999; SCHOTT; STRAMMA; FISCHER, 1995). Já a SCSE, segundo Schott, Fischer e Stramma (1998) não recebe águas da CNB, porém representa mais um membro do giro de recirculação em larga escala da bacia tropical do Atlântico. Bourlès, Gouriou e Chuchla (1999) concluíram que pelo menos uma porção da SCSE se retroflete da SCNB. Segundo Silveira, Miranda e Brown (1994) a SCSE flui em direção SE e possui largura de 120 km, e velocidades máximas de 30 a 40 cm/s na faixa de profundidades de 200 e 300 m.

Segundo Silveira, Brown e Flierl (2000) a região de retroflexão da CNB é dividida em três camadas principais: (i) camada superior que representa a própria retroflexão das camadas de água superficiais da CNB, abastecendo a CCNE; (ii) camada média, representando a zona que separa a camada logo abaixo da termoclina e a CNB, a qual transporta águas para a SCNE; (iii) camada de fundo que representa uma zona com fraco fluxo meandrante, podendo ser considerada uma corrente de fundo W.

De acordo com Schott, Fischer e Stramma (1998) durante o período de junho a janeiro, a parte superior da CNB se conecta com a CCNE, que flui na direção L, dentro de uma zona de retroflexão que migra sazonalmente nas direções *onshore* e *offshore*, gerando alguns vórtices. Durante a primavera boreal, o fluxo de água está orientado para a direção NW ao longo da costa da Guiana, quando a CCNE não está presente ou está enfraquecida.

Segundo Fonseca et al. (2004), a retroflexão da CNB está localizada, em média, entre as latitudes de 2º e 6ºN, e apresenta características típicas e variabilidades anuais. O ciclo anual de sua localização segue a migração meridional da ZCIT e parece estar relacionado também com a força do vento incidente sobre o oceano Atlântico Equatorial.

Os vórtices gerados pela CNB foram intensamente estudados por diversos autores, muitos deles adquiriram dados *in situ* através de bóias de deriva, aparelhos a bordo de navios, estações oceanográficas, fundeios, etc. Outros utilizaram o sensoriamento remoto para observar a altura da superfície do mar (altimetria), cor do oceano e TSM, que são parâmetros indicadores de vórtices.

Segundo Souza (2000), os vórtices são feições que servem como mecanismo de troca de água entre a plataforma continental externa e a corrente de contorno W, proporcionando uma rápida renovação das águas costeiras, além de servirem de referência para o cálculo do tempo de residência das águas da plataforma continental externa e podem induzir a ocorrência de ressurgências, transportando águas profundas (ricas em nutrientes) para a zona eufótica. De acordo com Muller-Karger, McClain e Richardson (1988) os vórtices da CNB parecem transportar calor e sal em direção ao N, e misturar as propriedades da água, atuando também na dispersão dos sedimentos do rio Amazonas.

Fratantoni, Johns e Townsend (1995) afirmam que grandes vórtices anticiclônicos se desprendem na retroflexão da CNB, próximo a 8°N no oceano Atlântico Tropical Oeste (Figura 9). Estes vórtices se movimentam na direção NW ao longo da costa da América do Sul com uma velocidade de cerca de 8 a 16 cm/s. Pelo menos dois a três vórtices se separam da CNB anualmente, os quais apresentam um volume de cerca de $3,2 \times 10^{13} \text{ m}^3$, o que corresponde a um transporte médio de massa anual por cada vórtice próximo de 1 Sv.



Figura 9 – Formação de vórtices da Corrente Norte do Brasil indicados pelas setas Fonte: (BARNIER et al., 2001).

Fratantoni e Glickson (2002) constataram que seis vórtices se formam por ano na região equatorial, os quais perdem sua forma aproximadamente circular quando se movimentam para NW com velocidades de 15 cm/s, apresentando raios perpendicular e paralelo à costa de 100 e 150 km, respectivamente. Outros autores afirmam que estes vórtices possuem diâmetros acima de 400 km e que cerca de sete a oito vórtices se desprendem da retroflexão da CNB (WILSON; JOHNS; GARZOLI¹⁰, 2002; GARZOLI; FFIELD; YAO¹¹, 2003; GARZOLI¹² et al, 2004 apud FFIELD, 2005)

Ffield (2005) verificou que se desprendem sete a oito centros com anomalias positivas ou negativas de TSM em relação às águas adjacentes na primeira metade do período anual, ou seja, ocorrem provavelmente de sete a oito vórtices da CNB na região equatorial. O autor afirma ainda que a pluma do rio Amazonas exerce grande influência sobre os valores de TSM e de salinidade dos vórtices da CNB.

Os vórtices que cruzam o equador e se deslocam em direção ao Caribe contribuem para a transferência de águas quentes na camada superior do oceano, que

¹⁰ WILSON, D.W.; JOHNS, W.E.; GARZOLI, S.L. Velocity structure of North Brazil Current rings. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 114. 2002.

¹¹ GARZOLI, S.L.; FFIELD, A.; YAO, Q. 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**, v. 68, p. 357-373. 2003.

¹² GARZOLI, S.L. et al. North Brazil Current retroflection and transports. **Journal of Geophysical Research**, v. 109. 2004.

é necessária para balancear a intrusão das águas profundas e frias de direção S da APAN (FRATANTONI; GLICKSON¹³, 2002; GARRAFFO¹⁴ et al., 2003; GARZOLI; FFIELD; YAO, 2003¹²; GONI; JOHNS¹⁵, 2003; JOHNS; GANACHAUD; WUNSCH¹⁶, 2000; ZANTOPP; GONI¹⁷, 2003 apud FFIELD, 2005).

Wilson, Johns e Garzoli (2002) descreveram três tipos fundamentais de vórtices na região equatorial do Atlântico Sul: (i) vórtice raso, que é um processo físico preso à superfície, confinado até 200 m de profundidade; (ii) vórtice profundo, um processo que atinge grandes velocidades e profundidades de até 2000 m; (iii) vórtice intensificado na termoclina, com quase nenhuma característica superficial.

Ao S de 10°S, Molinari (1983) concluiu que existem fluxos geostróficos orientados para L e para W no Oceano Atlântico Sul Equatorial. Mas o autor propõe que os fortes ventos alíseos de SE podem induzir diretamente o escoamento superficial para W, pois este é bem mais forte do que o fluxo de direção L (Contracorrente Sul Equatorial).

Molinari (1983) verificou ainda que na latitude de 8ºS, parte das bóias derivaram para o norte, entrando na CNB, e outra parte moveu-se para o sul na Corrente do Brasil, sugerindo que nesta latitude está localizada a bifurcação da CSE.

Em latitudes próximas a 10°S, Wienders, Archan e Mercier (2000) verificaram que nas camadas superior e intermediária da coluna d'água, o transporte de água para

¹³ FRATANTONI, D.M.; GLICKSON, D.A. North Brazil Current ring generation and evolution observed with Sea WIFS. **Journal of Physical Oceanography**, v. 32, p. 1058-1074. 2002.

¹⁴ GARRAFO, Z.D. et al. North Brazil Current rings and transport of southern waters in a high resolution numerical simulation of the North Atlantic. In: GONI, G.J.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. (Ed.), **Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean**. p. 375-409. 2003. Elsevier Oceanographic Series, 68.

¹⁵ GONI, G.J.; JOHNS, W.E. Synoptic study of warm rings in the North Brazil Current retroflection region using satellite altimeter data. In: GONI, G.J.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. (Ed.), **Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean**. p. 335-356. 2003. Elsevier Oceanographic Series, 68.

¹⁶ GANACHAUD, A.; WUNSCH, C. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hidrographic data. **Nature**, v. 408, p. 453-456. 2000.

¹⁷ JOHNS, W.E.; ZANTOPP, R.J.; GONI, G.J. Cross-gyre transport by North Brazil Current rings. In: GONI, G.J.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. (Ed.), **Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean**. p. 411-441. 2003. Elsevier Oceanographic Series, 68.

W associado com o ramo S da CSE é de 49 Sv. Os transportes das ramificações N e central da mesma corrente nos 200 m superiores são de 17 e 12 Sv, respectivamente. A fração do transporte de águas da CSE que efetivamente contribui com águas quentes para o Atlântico Norte é estimada em torno de 18 Sv, enquanto que parte do ramo S da mesma corrente que flui em direção ao pólo S pode ser encontrada até a latitude de 31°S ao longo de toda a espessura do giro subtropical. Mas as águas da parte N da CSE podem ser encontradas próximo de 7°30'S, em superfície, até 27°S na profundidade de 1400 m. A latitude estimada da bifurcação da CSE em Corrente do Brasil e SCNB também varia dentro de certas profundidades, desde a superfície, na latitude de 14°S, até uma profundidade de 600 m, próximo à latitude de 28°S.

3.4.2 Circulação oceânica na plataforma continental norte brasileira

Segundo Dietrich e Kalle¹⁸ (1957 apud Luedemann, 1967) a PCM é parcialmente influenciada pela CNB. Esta corrente flui para NW, apresentando campo de velocidade que aumenta em direção *offshore* e em épocas chuvosas, alcançando velocidade de 100 cm/s na quebra do talude continental (GEYER; KINEKE, 1995; JOHNS; LEE; SCHOTT, 1990). Perto do litoral do Maranhão existe uma corrente costeira proveniente de NW fluindo na direção SE, apresentando maiores velocidades à medida que se aproxima da PCM (LUEDEMANN, 1967).

Entretanto, segundo Southard e Stanley (1976), a PCM apresenta baixo gradiente topográfico, o que favorece a propagação perpendicular à costa, aumentando assim a velocidade das correntes de maré da costa em direção à quebra do talude continental.

As principais constituintes de maré na PCM são M2, S2 e N2, sendo a constituinte M_2 da maré semidiurna a mais significativa e importante da circulação hidrodinâmica da PCM (Figura 10) (BEARDSLEY et al., 1995).

Segundo Geyer e Kineke (1995), existe uma corrente que flui para SE na região de 3ºN, 44ºW, a qual recebe águas da retroflexão da CNB e da recirculação ciclônica

¹⁸ DIETRICH, G.; KALLE, K. **Allgemeine Meereskunde**. Berlin. 1957, Gebrüder, Bornträger.

da parte sul da CNE. As águas da corrente que flui para SE abastece a SCE e a CCNE. Observaram ainda uma corrente de direção L, acima da SCE, transportando águas quentes nessa direção.

Metcalf (1968) observou a presença da SCE, que flui na direção L, próximo à longitude de 50°W, a L da foz do rio Amazonas, entre as profundidades de 150 e 200 m. Na zona em que a CNB muda seu curso para L, ocorre o intenso espalhamento dos sedimentos do rio Amazonas na direção *offshore*.

3.4.2.1 Plataforma Continental do Maranhão (PCM)

Entre o Vale Submarino do Pará e o Golfão Maranhense, as correntes de maré predominam na circulação da plataforma continental até o litoral. A velocidade máxima destas correntes é de 0,771 m/s. Durante as marés de sizígia e equinocial, as velocidades podem alcançar de 1,028 m/s a 1,285 m/s, com os fluxos de enchente maiores que os de vazante. Somente na foz da baía de São Marcos foi verificado velocidades maiores das correntes de maré, podendo atingir valores acima de 3,855 m/s, em marés de sizígia, sendo a velocidade das correntes de vazante nesta região é duas vezes maior que o fluxo de enchente (BRASIL, 1972).

Nas partes mais estreitas, a SE do Golfão Maranhense, onde a plataforma continental torna-se mais estreita, a CNB atua mais diretamente sobre o limite da plataforma continental, podendo subir sazonalmente até esta província fisiográfica, sendo que neste setor da PCM predominam as correntes de maré perpendicularmente à costa juntamente com as correntes longitudinais costeiras paralelas ao litoral (BRASIL, 1976). Segundo Motta (1968), as correntes longitudinais aí existentes orientam-se no sentido de SE para NW.

3.4.3 Hidrologia

O Maranhão possui pelo menos dez bacias hidrográficas perenes, podendo ser individualizadas as seguintes: Gurupi, Turiaçu, Maracaçumé-Tromaí, Uru-Pericumã-Aurá, Mearim, Itapecuru, Tocantins, Parnaíba, Munim e pequenas bacias do N (Figura

10). Existem cinco vertentes hidrográficas principais no Maranhão: Chapada das Mangabeiras, Chapada do Azeitão, Serra das Crueiras, Serra do Gurupi e Serra do Tiracambu (COSTA et al., 1997).



Figura 10 – Bacias hidrográficas do Estado do Maranhão Fonte: (ANA, 2005).

O Golfão Maranhense recebe águas das baías do Cumã, São Marcos e São José. Na baía de São Marcos desemboca o sistema Mearim/Pindaré/Grajaú e na baía de São José o rio Itapecuru (Figura 11).



Figura 11 – Principais rios e baías do litoral do Maranhão Fonte: (BRASIL, 1979b).

A malha hidrográfica maranhense começa com o rio Gurupi, que é formado pelos rios Açailândia e Itinga, percorrendo cerca de 719 km até desaguar no Oceano Atlântico, com uma vazão média de 156,5 m³/s. As bacias hidrográficas do Turiaçu, Maracaçumé-Tromaí e Uru-Pericumã-Aurá apresentam grandes larguras, próximo da foz, carreando águas e sedimentos para uma costa de inúmeras rias, com influência significativa da maré, sendo que o rio Turiaçu possui vazão média de 412,8 m³/s. A bacia hidrográfica do rio Mearim possui uma área de 96000 km², sendo que este rio percorre mais de 930 km até desembocar na baía de São Marcos, onde apresenta grande meandricidade e influência significativa da maré. A vazão média do rio Mearim é de 770 m³/s. A bacia hidrográfica do rio Itapecuru tem aproximadamente 52970 km² e apresenta vazão média de 317,5 m³/s (ANA, 2005; COSTA et al., 1997).

Segundo Rodrigues, Barros e Camozzato (1994) os rios costeiros do Maranhão são perenes e procedem das chapadas maranhenses e piauienses, com características de regime equatorial. Esses rios, dentre eles o Itapecuru, Mearim e Pindaré, tem seus mananciais em zonas de pluviometria entre 1250 mm e 2000 mm anuais (pluviometria nitidamente tropical, com máximos durante o verão), ocorrendo seções encachoeiradas em alguns trechos. Nas cheias, os principais rios transbordam, inundando as amplas planícies fluviais, enquanto que nos baixios, as águas represadas formam lagos que, às vezes, se mantém ao longo do ano. O escoamento superficial adquire maior expressão após as primeiras chuvas que caem depois da prolongada estação seca. Os aguaceiros, que ocorrem devido à intensa taxa de precipitação desta época, são os principais agentes de transporte dos detritos oriundos da degradação mecânica.

3.4.4 Marés e correntes de maré

O Atlântico Equatorial incluindo a PCM sofre influência predominante das marés semidiurnas, com componentes M_2 (componente lunar principal, período de 12-42 horas), S_2 (componente solar principal, período de 12 horas) e N_2 (componente lunareléptica maior, período de 12-66 horas) muito fortes (BEARDSLEY et al., 1995).

Na baía de São Marcos, predominam as correntes de maré reversas, que se deslocam perpendicularmente à costa, atingindo velocidades médias de 1,5 nós. Em condições extremas, as correntes de maré atingem valores de 2 a 2,5 nós na PCM, sendo os fluxos de enchente mais intensos que os de vazante, enquanto que na foz da baía de São Marcos, a velocidade das correntes de maré pode atingir 7,5 nós, porém com fluxos de vazante superiores aos de enchente (BRASIL, 1972).

Na foz do rio Mearim ocorre a maré do tipo M₂, possuindo características de onda progressiva (BRASIL, 1976). Na ilha de São Luís, em Tutóia e Farol de São José, a amplitude máxima de maré é de, respectivamente, 7, 4 e 5 m. Na foz da baía de São Marcos, a velocidade de preamar entra em direção SW com uma velocidade de 3,9 nós. A água de vazante sai com mais intensidade e flui na direção N, atingindo velocidade de aproximadamente 5,6 nós.

3.4.5 Ondas oceânicas

A altura da onda do mar na PCM não apresenta grandes variações sazonais. No período chuvoso, há uma larga faixa de água com altura de onda relativamente máxima na região fronteiriça ao litoral NW da PCM, onde houve predominância de nebulosidade associada à ZCIT. No período seco, as alturas máximas de onda também foram encontradas na PCM, com um máximo significativo na região de 0,5°S e 45°W. A distribuição da altura média da onda oscilou entre 1 e 1,5 m na PCM, sendo que a altura máxima foi de 4,5 m durante o período seco e no horário diurno (REUTER; COHEN, 1998).

Reuter e Cohen, 1998, observaram que o período da onda se comportou de maneira semelhante à configuração da altura de onda nas épocas chuvosa e seca, isto é, os períodos máximo e mínimo das ondas estão relacionados à maior e menor altura de onda, respectivamente. Os períodos das ondas oscilaram entre 3 e 5 segundos, não havendo variação da configuração do período da onda entre os horários do dia e da noite.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi desenvolvido em várias etapas: (i) levantamento bibliográfico para caracterização dos aspectos meteorológicos, climáticos, geológicos e oceanográficos da área de estudo, incluindo as descrições da circulação oceânica na plataforma continental e das massas de água; (ii) processamento de dados físicos (temperatura, salinidade e densidade) adquiridos através do CTD durante as Operações Norte II (1997) e III (1999) do Programa REVIZEE na PCM; (iii) processamento digital de dados orbitais obtidos pelo sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) das séries NOAA 14 e 15 na PCM.

4.1 DADOS OCEÂNICOS

4.1.1 Campanhas oceanográficas

As campanhas oceanográficas foram realizadas, nos períodos seco (novembro de 1997 - Operação Norte II) e chuvoso (junho de 1999 - Operação Norte III) a bordo do Navio Oceanográfico "Antares" (Figura 12) da Marinha do Brasil.



Figura 12 – Navio oceanográfico "Antares" H-40 da Marinha do Brasil em procedimento de navegação.

4.1.2 Medição dos parâmetros físicos (temperatura, salinidade e densidade)

As estações oceanográficas foram georreferenciadas através de um sistema de posicionamento do tipo DGPS (*Diferential Global Positionning System*). A cada estação fixa era feita uma perfilagem vertical com o uso do CTD Sea-Bird modelo SBE-9 (Figura 13), constituído por um conjunto de sensores de temperatura, salinidade e pressão. A aquisição de dados foi realizada em tempo real, processados e expostos em forma de gráficos, utilizando-se uma unidade receptora a bordo do NOc. "Antares", permitindo o monitoramento por meio de um PC instalado a bordo. A densidade da água do mar foi calculada seguindo o protocolo sugerido pela UNESCO.



Figura 13 – Conjunto Rosette e CTD preparado para o processo de coleta.

Ainda a bordo do NOc. "Antares", foi utilizado o software Seasoft com a finalidade de filtrar e reduzir os dados de temperatura, salinidade e densidade para identificar as possíveis perdas de integridade (alterações em seus valores), processamento para aquisição de tabelas, construção de mapas de contorno e criação de perfis de temperatura, salinidade e densidade.

Em todas as estações, foram anotadas informações como data, hora, número da estação, latitude, longitude, profundidade local, profundidade máxima do CTD, temperatura, salinidade e densidade referente às coletas de água.

Durante a Operação Norte II do Programa REVIZEE, os dados oceânicos de temperatura, salinidade e densidade da PCM foram coletados em 29 estações oceanográficas, distribuídas ao longo de seis perfis perpendiculares à costa, cada um tendo de 3 a 6 estações. As estações estão separadas entre si por distâncias equivalentes de 7,5 (perfil 6), 15 (perfis 4 e 5) e 30 milhas náuticas (perfis 1, 2 e 3), sendo que as estações costeiras também estão à mesma distância da costa (Figura 14 e Tabela 1). As estações oceanográficas foram realizadas na faixa de profundidade de 18 a 75,3 m.



Figura 14 – Mapa de localização das estações oceanográficas durante a Operação Norte II do Programa REVIZEE.

OPERAÇÃO NORTE II				
PERFIS	ESTAÇÕES	Prof. Máxima		
		(metros)		
1	144, 145, 146 e 147	69,3		
2	148, 149, 150 e 151	75,3		
3	163, 164 e 165	38,5		
4	166, 167, 169 e 171	46,7		
5	190, 191, 192 e 193	49		
6	194, 195, 196, 197, 198 e	64		
	1999			

Tabela 1 – Malha das estações oceanográficas da Operação Norte II e seus respectivos perfis perpendiculares à costa.

Durante a Operação Norte III, os dados de temperatura, salinidade e pressão foram coletados em 35 estações oceanográficas, ao longo de sete perfis perpendiculares à costa, cada um possuindo de 3 a 6 estações. A distância entre elas é de 7,5, 15 e 30 milhas náuticas, sendo que as estações costeiras estão distantes cerca de 15, 30 e 45 milhas náuticas (27 km, 54 km e 81 km, respectivamente) da costa (Figura 15 e Tabela 2).



Figura 15 – Mapa de localização das estações oceanográficas durante a Operação Norte III do Programa REVIZEE.

OPERAÇÃO NORTE III				
PERFIS	ESTAÇÕES	Prof. Máxima (metros)		
1	132, 134 e 135	75		
2	145, 146 e 147	33		
3	148, 149, 151, 153, 155	48		
4	150, 152 e 154	40		
5	170, 171, 171A, 172	50		
6	174, 175, 176, 177, 178 e	66		
	179			
7	192, 193, 194 e 195	68		

Tabela 2 – Estações oceanográficas da Operação Norte III e seus respectivos perfis.

4.1.3 Processamento dos dados em laboratório

O software Surfer (WinXP) versão 8.0 foi utilizado em laboratório para o processamento dos dados oceânicos (temperatura, salinidade e densidade). Este programa tem a capacidade de gerar Grids, que criam contornos de superfície de plotagem em três dimensões. Os arquivos Grids são gerados para produzir mapas superficiais de isolinhas de temperatura, salinidade e densidade, e perfis de temperatura, salinidade e densidade, os quais podem sofrer modificações como: adição de informações, plotagem de pontos, combinação de vários mapas e adição de desenhos ou texto no mapa.

Os mapas horizontais de temperatura, salinidade e densidade, e os perfis de temperatura, salinidade e densidade foram construídos para analisar suas distribuições na coluna d'água da PCM. Estes perfis permitem visualizar as isolinhas destes parâmetros, podendo ser adicionados cores para mostrar a variação espacial dos mesmos. Em seguida, as massas d'água foram identificadas utilizando-se os mesmos perfis citados e diagramas T-S.

4.2 PROCESSAMENTO DAS IMAGENS AVHRR/NOAA

4.2.1 Imagens CLASS/NOAA e CPTEC/INPE

Foram utilizadas imagens de alta resolução espacial (1,1 km) adquiridas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e através do sistema CLASS (*Comprehensive Large Array-data Stewardship System*) da NOAA. As imagens CLASS estão disponíveis na Internet, através do endereço eletrônico: <<u>www.class.noaa.gov</u>>.

De um conjunto grande de imagens disponíveis (101 imagens), foram selecionadas as imagens com menor cobertura de nuvens dentro dos períodos de realização dos cruzeiros oceanográficos das Operações Norte II e Norte III do Programa REVIZEE. Foram utilizadas imagens dos satélites NOAA-14 (passagem diurna) e NOAA-15 (passagem noturna).

A órbita dos satélites NOAA é polar a uma altitude nominal média de 850 km. O cálculo dos valores de TSM foi realizado com uso do algoritmo MCSST (*Multi Channel Sea Surface Temperature*), o qual emprega uma equação de regressão linear, cujos coeficientes são obtidos através de ajustes de dados simultâneos entre a TSM de bóias, obtidos próximo à superfície da água oceânica, e os valores de TSM estimados por satélites pela NOAA. As imagens do sensor AVHRR possuem resolução temporal diária e faixa imageada de 2400 km (McCLAIN; PICHEL; WALTON, 1985).

O processamento digital das imagens AVHRR/NOAA foi realizado em ambiente computacional ENVI 4.3. As principais etapas do processamento são descritas a seguir: (i) ingestão das imagens em formato NOAA 1B; (ii) seleção das imagens em função da cobertura de nuvens, data de aquisição, região de interesse e identificação de feições oceanográficas de interesse; (iii) cálculo dos valores de TSM pelos algoritmos MCSST referentes a cada satélite, e aos períodos diurno e noturno, respectivamente. Nesta etapa, foi feita a calibração radiométrica dos canais termais AVHRR e a correção atmosférica; (iv) correção geométrica e georreferenciamento das imagens de TSM em projeção geográfica (lat/lon), Datum WGS-84; (v) mascaramento de nuvens e do continente; (vi) classificação digital a pseudo-cores pelo método do fatiamento; (vii) sobreposição de vetores de linha de costa, grade geográfica e tabela de cores; (vii) exportação no formato JPEG.

A correção atmosférica corrige o efeito da atenuação provocada principalmente pelo teor de vapor d'água. Na calibração radiométrica, os valores digitais dos canais visível, canal 1 (0,58 – 0,68 µm), e infravermelho próximo, canal 2 (0,72 – 1,1 µm), respectivamente, são convertidos em albedo. Os valores digitais dos canais termais 3 (3,55 – 3,93 µm), 4 (10,3 – 11,3 µm) e 5 (11,5 – 12,5 µm) são convertidos em temperatura de brilho. Durante a correção geométrica, os parâmetros orbitais dos satélites da série NOAA são utilizados para fins de geolocalização de cada pixel dos canais AVHRR, estabelecendo a relação do pixel de um dado canal com suas coordenadas geográficas (latitude e longitude). A finalidade deste processo é regularizar o tamanho dos pixels, eliminando as distorções decorrentes da geometria de aquisição das imagens.

4.2.2 Série temporal de imagens AVHRR da plataforma Pathfinder

O AVHRR Pathfinder (versão 5) envolve basicamente quatro elementos separados: atmosfera, continentes, oceanos e calibração. O objetivo principal da plataforma Pathfinder, disponível através do site <<u>http://podaac-www.jpl.nasa.gov/sst/</u>>, é desenvolver uma longa e consistente série temporal do campo global da TSM. Assim, foi utilizada uma série temporal de imagens médias mensais de TSM, com resolução espacial de 4 km, desde janeiro de 1985 até dezembro de 2001.

O objetivo desta análise foi observar a variabilidade temporal e espacial da TSM, através do cálculo de médias climatológicas e respectivas anomalias mensais de TSM em pontos determinados da PCM considerados de interesse. Procurou-se verificar possíveis assinaturas de mudanças significativas da TSM em águas da PCM durante a ocorrência de eventos como o El-Niño e La-Niña no oceano Pacífico.

O processamento das imagens da plataforma Pathfinder foi realizado em ambiente SeaDAS/Linux, no qual definiu-se três diferentes pontos na PCM. O primeiro ponto está localizado em frente o litoral ocidental, o segundo próximo à foz do rio Mearim e o terceiro ponto próximo ao litoral oriental. As séries temporais de valores de TSM foram extraídas das imagens médias mensais, calculando-se as medianas em janelas de 3 x 3 pixels centradas nas coordenadas de cada ponto, segundo metodologia sugerida por Kampel (2003).

5 RESULTADOS

De acordo com a análise dos mapas superficiais e perfis de temperatura, salinidade e densidade, e dos diagramas T-S da PCM, percebeu-se que a temperatura foi o parâmetro que menos variou durante os dois períodos em estudo (seco e chuvoso), exceto na região em frente ao rio Itapecuru (perfil 7) do período chuvoso. Aí foi observada a profundidade da termoclina a 50 m distando 34 km da costa. Nas outras zonas da PCM, a temperatura apresentou pequenas variações, principalmente durante o período seco. A salinidade e densidade também apresentaram comportamentos semelhantes em ambos os períodos, com pequena variaçõe, especialmente durante o período seco. A temperatura, salinidade e densidade foram empregados para identificar e caracterizar as massas de água da PCM durante os períodos seco e chuvoso, com a finalidade de avaliar a variação sazonal das massas d'água na área de estudo, sendo analisada a influência da descarga hídrica dos rios Gurupi, Maracaçumé, Turiaçú, Mearim e Itapecuru sobre as massas d'água através da vazão na costa dos referidos rios, e do fenômeno El-Niño de 1997, através da série temporal de TSM fornecida pelo INPE, sobre as águas oceânicas da PCM.

A identificação e caracterização das massas de água foram baseadas em Brasil (1989), Emílsson (1961), Silva et al. (1984), Sverdrup, Johnson e Fleming (1942) e Thonsem (1962). Assim foram observadas na PCM as seguintes massas de água: Água Tropical (AT), Água Costeira (AC), Água de Mistura (AM) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS). A AT foi observada nos dois períodos estudados, enquanto que a AC, AM e ACAS só foram verificadas no período chuvoso (Tabela 3).

Índices termohalinos					
Massa de água	Temperatura (°C)	Salinidade	Densidade (kg/m ³)		
Água Costeira	28,6 - 29,4	31 – 33	19 – 20,6		
Água de Mistura	18,1 – 29	33 – 36,01	20,7 – 23,8		
Água Tropical	25,8 - 28,7	36 – 37,59	23,2 - 24,3		
Água Central do Atlântico Sul	17 – 18	35,7 – 35,8	24,2 - 25,8		

 Tabela 3 – Índices termohalinos das massas d'água da PCM.

5.1 PERÍODO SECO (NOVEMBRO DE 1997)

Neste período, os parâmetros físicos de temperatura, salinidade e densidade não variaram significativamente. O parâmetro que menos variou foi a densidade, seguido da salinidade e, por fim, da temperatura.

5.1.1 **Temperatura**

Em superfície, a temperatura oscilou entre 27,35°C e 28,55°C (variação máxima de 1,2°C), sendo maior próximo da costa e diminuindo gradualmente em direção a *offshore* (Figura 16). Ao largo, também, observa-se a presença de alguns núcleos quentes próximos à foz dos rios Maracaçumé, Turiaçu e Mearim (Figura 11; localizados na costa em frente aos perfis 2, 4 e 6 da Figura 14). Em frente a foz dos rios percebe-se que as águas mais rasas apresentam temperaturas mais elevadas com presença de núcleos quentes. De certa forma, mesmo o *input* estuarino sendo baixo na PCM durante o período seco é capaz de alterar o comportamento das isotermas nesta região, apresentando um padrão circular (Figura 16). O comportamento de temperatura em toda a coluna d'água é quase homogêneo, pois as isotermas são verticais, tendo, da superfície até o fundo, um valor mínimo de 26,5°C e um valor máximo de 28,7°C (variação máxima de 2,2°C) (Figuras 17, 18, 19, 20, 21 e 22).

À medida que a profundidade aumenta, a variação de temperatura é menor. Assim, o intervalo da distribuição deste parâmetro é pequeno e se torna praticamente uniforme em profundidades maiores que 40 m (Tabelas 4 e 5).

A distribuição das isotermas é vertical em toda a coluna d'água da PCM. Isso indica que o meio é bastante misturado e que o gradiente de temperatura é maior na horizontal, ou seja, no sentido costa-offshore, sendo, portanto, a variação da temperatura na coluna d'água muito pequena. Há uma exceção disso perto da foz do rio Gurupi, onde a partir de 40 m as isotermas demonstram um padrão de estratificação, isto é, a variação da temperatura nesta zona é mais significativa no eixo vertical.



Figura 16 – Distribuição superficial da temperatura na PCM, mostrando que a mesma é maior próximo da costa e menor a *offshore*.



Figura 17 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 1 (veja a localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 18 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 2 (veja a localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 19 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 3 (veja a localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 20 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 4 (veja a localização do perfil 4 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 21 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 5 (veja a localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 22 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 6 (veja a localização do perfil 6 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).

Tabela 4 – Valores de temperatura a partir de 40 m de profundidade dos perfis 1 e 2, mostrando
que o gradiente deste parâmetro é menor com o aumento da profundidade.

Perfil 1		Perfil 2			
Profundidade	Temp.	Temp.	Profundidade	Temp.	Temp.
(m)	mín	máx	(m)	mín	máx
40	27,5°C	27,8°C	40	27,3°C	28,1°C
50	27,1°C	27,5°C	50	27,2°C	27,9°C
60	26,7°C	26,9°C	60	27°C	27,7°C

Tabela 5 – Valores de temperatura a partir de 40 m de profundidade dos perfis 4 e 6, mostrando que o gradiente deste parâmetro é menor com o aumento da profundidade. (*) As células da tabela com valor "X" correspondem às profundidades que não apresentam informação quanto aos parâmetros físicos coletados pelo CTD.

Perfil 4		Perfil 6			
Profundidade	Temp.	Temp.	Profundidade	Temp.	Temp.
(m)	mín	máx	(m)	mín.	máx
40	27,55°C	27,8°C	40	27,4°C	27,75°C
50	Х	Х	50	27,4°C	27,45°C
60	Х	Х	60	27,1°C	27,2°C

5.1.2 Salinidade

A salinidade apresenta menor intervalo de variação que a temperatura, pois em superfície oscilou entre 36,15 e 37,59 (variação máxima de 1,44), sendo mais alta próximo da costa e diminuindo gradualmente em direção a *offshore* (Figura 23), onde observa-se ainda a presença de alguns núcleos salinos próximo à foz dos rios Maracaçumé, Turiaçu e Mearim (Figura 11; localizados na costa em frente aos perfis 2, 4 e 6 da Figura 14). O surgimento dos núcleos salinos nestas regiões é provocado pela presença de núcleos quentes, que determinam aumento da taxa de evaporação e conseqüentemente eleva a salinidade.

As isohalinas são verticais em toda a coluna d'água da PCM, o que indica um meio totalmente misturado, sendo este comportamento em toda a coluna d'água semelhante ao da temperatura, tendo um valor mínimo de 36,28 e um valor máximo de 37,35 (variação máxima de 1,07) (Figuras 24, 25, 26, 27, 28 e 29). Devido à homogeneidade da coluna d'água indicada pela distribuição vertical das isohalinas os valores de salinidade em superfície são os mesmos em maiores profundidades, apresentando variabilidade mais significativa na direção horizontal (sentido costa – ao largo) do que na vertical. A partir de 40 m, a salinidade praticamente não varia lateralmente, do mesmo modo que a temperatura (Tabela 6).



Figura 23 – Distribuição superficial da salinidade na PCM, mostrando que a mesma é maior próximo da costa e menor a *offshore*.



Figura 24 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 1 (veja a localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 25 - Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 2 (veja a localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 26 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 3 (veja a localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 27 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 4 (veja a localização do perfil 4 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 28 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 5 (veja a localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 29 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 6 (veja a localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).
Tabela 6 – Valores de salinidade a partir de 40 m de profundidade dos perfis 2, 5 e 6, mostrando que o gradiente deste parâmetro é muito baixo em grandes profundidades. (*) As células da tabela com valor "X" correspondem às profundidades que não apresentam informação guanto aos parâmetros físicos coletados pelo CTD.

Perfil 2			Perfil 5			Perfil 6		
Prof.(m)	Sal.	Sal.	Prof.(m)	Sal.	Sal.	Prof.(m)	Sal.	Sal. Máx.
	Mín.	Máx.		Mín.	Máx.		Mín.	
40	36,4	36,7	40	36,38	36,38	40	36,35	36,45
50	36,4	36,6	50	Х	Х	50	36,35	36,4
60	36,4	36,5	60	Х	Х	60	36,35	36,35

5.1.3 Densidade

Dentre todos os parâmetros físicos do período seco analisados, a densidade foi o que menos variou na PCM, apresentando na superfície variação de 23.4 kg/m³ até 24.3 kg/m³ (variação máxima de 0,9 kg/m³), sendo que este parâmetro é maior próximo da costa e diminui gradualmente em direção a offshore (Figura 30). Observa-se ainda a presença de alguns núcleos de alta densidade em frente à foz dos rios Turiaçu e Mearim (Figura 11; localizados na costa em frente aos perfis 4 e 6 da Figura 14), que foram gerados pela presença dos núcleos salinos nestas regiões, pois o aumento da salinidade favoreceu o aumento da densidade. As isopicnais (Figuras 31, 32, 33, 34, 35 e 36) distribuem-se no sentido superfície-fundo (comportamento semelhante às isotermas e isohalinas), o que determina um meio totalmente homogêneo em toda a coluna d'água, diminuindo suavemente em função do aumento da profundidade desde a foz do rio Maracaçumé até o Mearim (Perfis 3, 4, 5 e 6; Figuras 33, 34, 35 e 36), enquanto em frente à foz do rio Gurupi (Perfil 1; Figura 31) a densidade é maior no fundo do que em superfície (de 40 m até 65 m de profundidade) e em frente à foz do rio Maracaçumé (Perfil 2; Figura 32) é maior de 0 a 30 km da costa (toda a coluna d'água) e entre 40 e 65 m de profundidade (entre 60 e 80 km da costa) e é menor entre 50 e 60 km da costa, da superfície até o fundo, porém esta variação é muito pequena, sendo da ordem de 0.03 kg/m³. O valor mínimo de densidade é de 23.44 kg/m³ e o valor máximo é de 24,04 kg/m³ (variação máxima de 0,6 kg/m³).

A distribuição das isopicnais é aproximadamente vertical em quase toda a PCM, apresentando maior variação no eixo horizontal, exceto nas regiões em frente à foz do rio Gurupi (Figura 31) e entre a foz dos rios Turiaçú e Mearim (Figura 35), onde a variação da densidade é um pouco irregular, possuindo gradiente de densidade maior no eixo vertical em alguns pontos e em outros este gradiente é mais significativo na horizontal. Próximo ao rio Gurupi (Figura 31), as isopicnais se comportam de maneira semelhante às isotermas (Figura 17), pois há maior variação horizontal até 40 m de profundidade e a partir da mesma se dispõem em forma de camadas, onde a variação torna-se mais significativa no eixo vertical. Entre os rios Turiaçú e Mearim (Figura 35), as isopicnais estão em forma de camadas em dois setores da PCM: (i) da costa até cerca de 15 km de distância da mesma, desde a superfície até o fundo; (ii) entre aproximadamente 25 km e 35 km da costa, da superfície até o fundo. Nos outros setores, o valor de densidade encontrado em superfície é o mesmo do fundo da PCM.



Figura 30 – Distribuição superficial da densidade na PCM, mostrando que a mesma é maior próximo da costa e menor a *offshore*.



Figura 31 – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 1 (veja a localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 32 – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 2 (veja a localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 33 – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 3 (veja a localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 34 – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 4 (veja a localização do perfil 4 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14). Fonte: do autor



Figura 35 – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 5 (veja a localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).



Figura 36 – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 6 (veja a localização do perfil 6 no mapa das estações oceanográficas da Figura 14).

5.1.4 Massa de água do período seco

O menor valor da temperatura é 26,5°C e a salinidade é sempre maior do que 36 (Figura 37). Desta forma, comparando-se os índices de temperatura e salinidade com os índices termohalinos adotados por Brasil (1989), Emílsson (1961), Silva et al. (1984), Sverdrup, Johnson e Fleming (1942), Thonsem (1962), durante o período seco na PCM (novembro de 1997) ocorre a AT, que se estendeu da costa até cerca de 80 km ao largo e da superfície até mais de 60 m de profundidade.

A AT é conhecida por ser uma massa d'água tipicamente oceânica, sendo formada na CSE, e sua presença dominante na PCM indica que no período seco a descarga hídrica dos rios maranhenses não influencia as águas oceânicas, o que explica a total ausência de pluma estuarina na PCM neste período.

Em toda a PCM, a AT apresentou as seguintes características: temperatura entre 26,6°C e 28,7°C, salinidade entre 36,15 e 37,35 e densidade entre 23,44 kg/m³ e 24,04 kg/m³ (Tabela 7), sendo que esta massa d'água foi mais quente, salina e densa desde a costa até cerca de 40 km mar adentro e dentro desta área se estendeu da superfície até em torno de 40 m de profundidade na maioria dos perfis, além da AT na PCM apresentar predominantemente gradientes horizontais de temperatura, salinidade e densidade em toda a coluna d'água.



Figura 37 – Diagrama T-S mostrando a faixa de temperatura e salinidade da Água Tropical presente em toda a PCM durante o período seco de novembro de 1997.

A AT apresentou campos semelhantes de temperatura, salinidade e densidade durante este período, já que ambos apresentaram maiores valores próximo da costa e menores a offshore (Figuras 16, 23 e 30). Essa semelhança é devido, principalmente, ao campo elevado de temperatura junto à costa, que determina maior taxa de evaporação, aumentando, assim, o campo de salinidade, pois no período seco a influência das águas continentais é baixa, ou seja, não foi capaz de reduzir a salinidade próximo da costa, que por sua vez tornou maior o campo de densidade nesta área. Os núcleos quentes de temperatura próximo à foz dos rios Maracaçumé, Turiaçu e Mearim determinaram o surgimento de núcleos de alta salinidade, que por sua vez gerou núcleos de alta densidade. Na coluna d'água, a temperatura, salinidade e densidade da AT também apresentaram comportamento semelhante, pois estes parâmetros diminuem em função do aumento da profundidade, exceto a densidade em frente à foz dos rios Gurupi e Maracaçumé (Figuras 31 e 32) que apresentou comportamento diferenciado em zonas distintas da PCM, porém esta diferenciação da densidade nestas regiões é insignificante, o que não altera as características da AT na PCM existente neste período. Próximo ao rio Gurupi (Figura 31), a densidade da AT em superfície é maior da costa até cerca de 40 km mar adentro, sendo que as isopicnais desta área se acomodam em forma de camadas até o fundo, o que determina um gradiente no eixo vertical a partir de 40 m de profundidade. Em frente o rio Maracaçumé (Figura 32), a densidade da AT é mais elevada da costa até cerca de 30 km da mesma e se limita até 30 m de profundidade. De 30 a 80 km mar adentro, a AT passa a apresentar valores menores de densidade, que se estendem da superfície até o fundo, porém a densidade volta a crescer gradativamente a partir da profundidade de 50 m.

Além disso, o gradiente dos três parâmetros analisados da AT na PCM também é semelhante, pois o mesmo foi maior na direção horizontal do que na vertical, demonstrando a elevada homogeneidade da temperatura, salinidade e densidade da AT na coluna d'água.

A AT apresentou maior variação de temperatura em frente o rio Maracaçumé (Perfil 2) (2,2°C) (Figura 18) e a menor variação entre à foz dos rios Maracaçumé e Turiaçú (Perfil 3) (0,48°C) (Figura 19), a salinidade variou mais em frente o rio Turiaçú (Perfil 4) (1,2) (Figura 27), enquanto que entre os rios Turiaçú e Maracaçumé (Perfil 5) (Figura 28) apresentou menor variação (0,36), e a variação de densidade foi maior em frente o rio Turiaçú (Perfil 4) (0,6 kg/m³) (Figura 34) e menor entre os rios Turiaçú e Mearim (Perfil 5) (0,11 kg/m³) (Figura 35).

Perfis	Temp.	Temp.	Sal. mín.	Sal. máx	Dens. mín.	Dens. máx.
	mín.	máx.				
1	26,5°C	28,3°C	36,34	36,9	23,56	23,92
					kg/m ³	kg/m ³
2	26,5°C	28,7°C	36,35	37,15	23,56	23,78
					kg/m ³	kg/m ³
3	27,6°C	28,08°C	36,38	36,82	23,57	23,74
					kg/m ³	kg/m ³
4	27,45°C	28,55°C	36,15	37,35	23,44	24,04
					kg/m ³	kg/m ³
5	27,4°C	27,91°C	36,28	36,64	23,55	23,66
					kg/m ³	kg/m ³
6	27,1°C	28,5°C	36,3	37,3	23,52	24,03
					kg/m ³	kg/m ³

Tabela 7 – Valores de temperatura, salinidade e densidade mínimos e máximos.

5.2 PERÍODO CHUVOSO (JUNHO DE 1999)

Neste período, a temperatura, salinidade e densidade apresentaram maior variação em relação ao período seco. Em quase toda a PCM a temperatura possui pequena variação, exceto na região em frente à foz do rio Itapecuru (Figura 45; Perfil 7), onde abaixo de 50 m a mesma possui valor menor do que em superfície. A salinidade apresentou maior variação nos primeiros metros de água próximo aos rios Gurupi e Mearim (Perfis 1 e 6; Figuras 47 e 52). A densidade também variou junto com a salinidade nestas mesmas regiões, assim como na termoclina existente próximo ao rio Itapecuru (Perfil 7; Figura 53).

5.2.1 Temperatura

Em superfície, a temperatura oscilou entre 27,4° e 29,2°C (variação máxima de 1,8°C), sendo maior próximo da costa e diminuindo gradualmente em direção a *offshore* (Figura 38), onde não foi observada a formação de núcleos quentes. O comportamento da temperatura em toda a coluna d'água é quase homogêneo em todo o litoral ocidental da PCM e no Golfão Maranhense, diminuindo suavemente seu valor em função do aumento da profundidade (Figuras 39, 40, 41, 42, 43, 44 e 45). Em frente ao rio Itapecuru ocorre a termoclina (Perfil 7; Figura 45), região da PCM que apresenta forte gradiente de temperatura. Esse gradiente nesta região foi observado a 31 km da costa, em profundidade superior a 50 m, pela presença da ACAS. Em toda a PCM, a temperatura diminui em função do aumento da profundidade, tendo, da superfície ao fundo, um valor mínimo de 17°C e um valor máximo de 29,4°C (variação máxima de 12,4°C).

As isotermas verticais indicam que o gradiente de temperatura na PCM ocorre na direção horizontal (Figuras 39, 40, 41, 42, 43 e 44). Desta forma, o valor de temperatura medido em superfície é aproximadamente o mesmo em maiores profundidades. Em frente o rio Itapecuru (Perfil 7; Figura 45), percebese a ocorrência de estratificação, onde a curva das isotermas mostra que o gradiente de temperatura ocorre preferencialmente na vertical. As águas mais quentes próximo da costa estão sobre águas mais frias a 35 – 40 km, indicando a presença da termoclina a partir de 50 m de profundidade.



Figura 38 – Distribuição superficial da temperatura na PCM, mostrando que a mesma é maior próximo da costa e menor a *offshore*.



Distância (Km)

Figura 39 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 1 (veja a localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 40 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 2 (veja a localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 41 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 3 (veja a localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 42 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 4 (veja a localização do perfil 4 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 43 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 5 (veja a localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 44 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 6 (veja a localização do perfil 6 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 45 – Distribuição das isolinhas de temperatura no perfil 7 (veja a localização do perfil 7 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).

5.2.2 Salinidade

A salinidade no período chuvoso variou bem mais do que no período seco, principalmente próximo à zona costeira, em frente os rios Gurupi e Mearim (Perfis 1 e 6; Figuras 47 e 52), onde a salinidade é bem menor junto à costa, o que mostra uma certa influência do aporte fluvial durante o período chuvoso. Em superfície, a salinidade oscilou entre 31 e 36,2 (variação máxima de 5,2), sendo menor próximo à costa e maior ao largo (Figura 46), não sendo observado a presença de núcleos salinos na região. O comportamento da salinidade é diferenciado em algumas áreas (Figuras 47, 48, 49, 50, 51, 52 e 53). Em grande parte do litoral ocidental e em frente o rio Itapecuru, o campo de salinidade varia num fator de mais ou menos 2 (Tabela 8), devido basicamente à mistura de águas continentais e oceânicas (Figuras 48, 49, 50, 51 e 53). Já em frente os rios Gurupi e Mearim (Figuras 47 e 52), a salinidade apresenta maior intervalo de variação, principalmente junto à costa, pois há maior influência da descarga hídrica dos rios Gurupi e Mearim próximo a estes perfis durante o período chuvoso (Tabela 8).

Perfis	Intervalo de Salinidade	Variação Máxima de Salinidade
1	31 – 36,2	5,2
2	33,4 – 35,8	2,4
3	34,6 – 36	1,4
4	35,6 – 35,96	0,36
5	35,77 – 36,01	0,24
6	32,2 - 36,2	4
7	34,2 – 36	1,8

Tabela 8 – Intervalo de salinidade em cada perfil perpendicular à costa com sua respectiva variação máxima de salinidade.

A salinidade possui um valor mínimo de 31 e valor máximo de 36,2 (variação máxima de 5,2) em toda a coluna d'água. A distribuição das isohalinas é vertical e se estende da superfície até o fundo, apresentando, portanto, o mesmo comportamento das isotermas em toda a PCM, mostrando que o gradiente de salinidade também ocorre preferencialmente na direção horizontal. Apenas em frente o rio Itapecuru (Figura 53), a distribuição das isohalinas é diferente do comportamento das isotermas, pois as isohalinas possuem forte gradiente na direção horizontal, enquanto que as isotermas apresentam gradiente na direção vertical.



Figura 46 – Distribuição superficial da salinidade na PCM, mostrando que este parâmetro é menor próximo da costa e maior a *offshore*.



Figura 47 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 1 (veja a localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 48 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 2 (veja a localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 49 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 3 (veja a localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 50 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 4 (veja a localização do perfil 4 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 51 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 5 (veja a localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 52 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 6 (veja a localização do perfil 6 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 53 – Distribuição das isolinhas de salinidade no perfil 7 (veja a localização do perfil 7 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).

5.2.3 Densidade

Durante o período chuvoso, a densidade variou bem mais do que no período seco, principalmente próximo à zona costeira, em frente os rios Gurupi e Mearim (Perfis 1 e 6; Figuras 55 e 60), onde este parâmetro apresentou características de águas continentais, acompanhando, desta forma, o mesmo campo de variação da salinidade na PCM. Em superfície, a densidade oscilou entre 18,8 kg/m³ e 23,6 kg/m³ (variação máxima de 4,8 kg/m³), sendo menor próximo da costa e aumentando na direção para *offshore*, como mostra a distribuição superficial de densidade (Figura 54), não sendo observado a presença de núcleos de densidade como no período seco.

O comportamento da densidade é semelhante à distribuição da salinidade, sendo diferenciado em algumas áreas (Figuras 55, 56, 57, 58, 59, 60 e 61). O campo de densidade varia por um fator de mais ou menos 3 (Tabela 9), devido basicamente à mistura de águas continentais e oceânicas (Figuras 56, 57, 58, 59 e 61). Próximo à foz dos rios Gurupi e Mearim (Figuras 55 e 60), a densidade apresenta maior intervalo de variação, principalmente junto à costa, pois há maior influência da descarga hídrica dos rios Gurupi e

Mearim nestas regiões durante o período chuvoso, que contrasta com a água oceânica. Em frente ao rio Itapecuru (Perfil 7; Figura 61), ocorre a picnoclina a 31 km da costa em profundidade superior a 50 m, acompanhando exatamente a zona da termoclina nesta mesma região, localizada na base da AM e na ACAS, onde o gradiente de densidade é bastante acentuado.

Perfis	Intervalo	de	Densidade	Variação	Máxima	de	Densidade	
	(kg/m ³)			(kg/m ³)				
1		19 – 23	,8	4,8				
2		20,9 – 2	3,1	2,2				
3		21,8 – 2	3,2	1,4				
4	2	22,8 – 23	3,16	0,36				
5	2	2,99 – 2	3,23	0,24				
6		20 – 23	,4	3,4				
7		21,4 – 2	5,8	4,4				

Tabela 9 – Intervalo de densidade em cada perfil perpendicular à costa com sua respectiva variação máxima de salinidade.

A densidade possui um valor mínimo de 19 kg/m³ e valor máximo de 25,8 kg/m³ (variação máxima de 6,8 kg/m³) em toda a coluna d'água. A distribuição das isopicnais é vertical, apresentando, portanto, o mesmo comportamento das isotermas e isohalinas em toda a PCM, mostrando que o gradiente de densidade também ocorre preferencialmente na direção horizontal. Próximo ao rio Itapecuru (Figura 61), em profundidades superiores a 50 m, as isolinhas de densidade se distribuem preferencialmente na direção vertical devido à presença da picnoclina nesta região.



Figura 54 – Distribuição superficial da densidade na PCM, mostrando que este parâmetro é menor próximo da costa e maior a *offshore*.



Figura 55 – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 1 (veja a localização do perfil 1 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 56 - Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 2 (veja a localização do perfil 2 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 57 – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 3 (veja a localização do perfil 3 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Distância (Km) **Figura 58** – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 4 (veja a localização do perfil 4 no mapa das estações oceanográficas da Figura

15).



Figura 59 – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 5 (veja a localização do perfil 5 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 60 – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 6 (veja a localização do perfil 6 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).



Figura 61 – Distribuição das isolinhas de densidade no perfil 7 (veja a localização do perfil 7 no mapa das estações oceanográficas da Figura 15).

5.2.4 Massas de água do período chuvoso

A curva de plotagem dos pontos de temperatura e salinidade é aproximadamente uma linha, o que é indicativo de alta mistura de massas d'água (Figura 62). De acordo com a classificação baseada em Brasil (1989), Emílsson (1961), Silva et al. (1984) e Sverdrup, Johnson e Fleming (1942), observou-se quatro massas de água: AC, AM, AT e ACAS.

A AC é uma massa de água que apresenta características físicas de águas continentais, pois a temperatura é alta e a salinidade é relativamente baixa. A presença da AC durante o período chuvoso representa maior influência das águas dos rios da costa do Maranhão que deságuam sobre as águas oceânicas da PCM. Em função disso, ocorre intensa mistura entre águas continentais e oceânicas, que dá origem à AM, a qual ocorreu em larga escala na PCM (AM = AC + AT). As massas d'água não sofrem estratificação, pois no sentido costa-offshore a AC é seguida lateralmente pela AM que por sua vez é seguida pela AT, exceto em frente à foz do rio Itapecuru (Perfis 7; Figuras 45, 53 e 61) onde a AM está sobre a ACAS. A influência da AC e da AT é mais significativa durante o período chuvoso, ocorrendo grande mistura entre estas

massas d'água, dando origem à AM, que é predominante na PCM no período chuvoso.



Figura 62 – Diagrama T-S mostrando a faixa de temperatura e salinidade das massas de água da PCM durante o período chuvoso de Junho de 1999. O gráfico em forma linear representa grande mistura de massas d'água.

A AT é uma massa d'água com características físicas puramente oceânicas e sua influência na PCM durante o período chuvoso é relativamente baixa, sendo encontrada somente a grandes distâncias da costa. A presença da ACAS só foi verificada em frente ao rio Itapecuru (Figuras 45, 53 e 61), longe da costa e abaixo da camada de mistura.

A distribuição da temperatura, salinidade e densidade em frente ao rio Gurupi (Figuras 39, 47 e 55) caracteriza a presença de três massas de água: AC, AM e AT. Nesta região, a AC se estende da costa até cerca de 10 km mar adentro, e da superfície até 18 m de profundidade. A temperatura da AC nessa região oscilou entre 28,6° e 29,4°C (variação máxima de 0,8°C), a salinidade ficou entre 31 e 33 (variação máxima de 2), e a densidade variou de 19 kg/m³ a 20,6 kg/m³ (variação máxima de 1,6 kg/m³) (Figuras 39, 47 e 55). A AM é a massa d'água dominante nesta área, pois se estendeu desde 10 km da costa até 42 km mar adentro, e da superfície até mais de 60 m de profundidade. A AM apresenta temperatura entre 27,8°C e 28,59°C (variação máxima de 0,79°C), salinidade entre 33 e 36 (variação máxima de 3,1 kg/m³). Próximo ao rio Gurupi, a AT foi encontrada (Figuras 39, 47 e 55) a partir de 42 km da costa, de onde se estendeu até mais de 60 m de profundidade, possuindo temperatura entre 25,8° e 27,6°C (variação máxima de 1,8°C), salinidade entre 36 e 36,2 (variação máxima de 0,2) e densidade igual a 23,2 kg/m³.

Os parâmetros de temperatura, salinidade e densidade das três massas d'água da PCM em frente ao rio Gurupi (Figuras 39, 47 e 55) variaram significativamente na direção horizontal, pois as isotermas, isohalinas e isopicnais são aproximadamente perpendiculares ao assoalho da PCM, desde a superfície até o fundo.

As massas d'água da PCM em frente à foz do rio Gurupi (Figuras 39, 47 e 55) estão dispostas lateralmente entre si (Figura 63). Percebe-se que a massa d'água dominante na região próxima ao rio Gurupi é a AM, enquanto que a AC se restringe a poucos metros da coluna d'água próximo da costa e a AT localiza-se a grandes distâncias do litoral maranhense neste setor.



Figura 63 – Distribuição das massas d'água da PCM no perfil 1 durante o período chuvoso.

Em frente a foz do rio Maracaçumé (Figuras 40, 48 e 56), a distribuição da temperatura, salinidade e densidade caracteriza a presença da AM, desde a costa até cerca de 50 km mar adentro, e da superfície até mais de 25 m de profundidade. A AM apresentou temperatura variando entre 28° e 29°C (variação máxima de 1°C), salinidade entre 33,4 e 35,8 (variação máxima de 2,4) e densidade entre 20,9 kg/m³ e 23,1 kg/m³ (variação máxima de 2,2 kg/m³).

Em frente a foz do rio Turiaçú, a distribuição de temperatura, salinidade e densidade (perfil 3, Figuras 41, 49 e 57) também mostra apenas a AM em toda a coluna d'água. Neste setor, a AM se estendeu da costa até aproximadamente 50 km a *offshore*, e da superfície até mais de 40 m de profundidade, onde apresentou campo de temperatura entre 27,75° e 28,85°C (variação máxima de 1,1°C), de salinidade entre 34,6 e 36 (variação máxima de 1,4) e de densidade entre 21,8 kg/m³ e 23,2 kg/m³ (variação máxima de 1,4 kg/m³).

Em frente ao litoral ocidental do Maranhão, entre a foz dos rios Turiaçu e Mearim, só foi observada a AM (perfis 4 e 5, Figuras 42, 43, 50, 51, 58 e 59), onde esta massa d'água possui distribuição bastante homogênea da temperatura, salinidade e densidade, pois os mesmos apresentaram pequena variação em toda a coluna d'água. A razão da grande mistura das águas neste setor da PCM é devido à ausência de *input* significativo de água doce. Em um setor dessa região (Perfil 4; Figuras 42, 50 e 58), a AM se estendeu da costa até cerca de 25 km mar adentro, tendo temperatura entre 27,74°C e 28,14°C (variação máxima de 0,4°C), salinidade entre 35,6 e 35,96 (variação máxima de 0,36) e densidade entre 22,8 kg/m³ e 23,16 kg/m³ (variação máxima de 0,36) kg/m³). Em outro setor da mesma região (Perfil 5; Figuras 43, 51 e 59), a AM ocupou toda a PCM, se espalhando da costa até em torno de 40 km a offshore, e da superfície até mais de 40 m de profundidade. Em toda a região entre a foz dos rios Turiaçú e Mearim, a temperatura da AM foi de 27,77°C a 27,97°C (variação máxima de 0,2°C), salinidade teve um mínimo de 35,77 e um máximo de 36,01 (variação máxima de 0,24) e, finalmente, a densidade oscilou entre 22,99 kg/m³ e 23,23 kg/m³ (variação máxima de 0,24 kg/m³).

101

A distribuição das isolinhas de temperatura, salinidade e densidade da AM nos perfis 2, 3, 4 e 5 (Figuras 40, 41, 42, 43, 48, 49, 50, 51, 56, 57, 58 e 59) é semelhante, sendo que a variação ocorre mais na direção horizontal do que na vertical, já que o comportamento das isolinhas dos três parâmetros físicos é praticamente perpendicular e linear desde a superfície até o fundo.

Em frente a foz do rio Mearim, ocorrem as massas d'água AC, AM e AT (Figuras 44, 52 e 60). Neste setor, a AC permaneceu entre a costa e 6 km mar adentro, e da superfície até 28 m de profundidade e esta massa d'água apresentou campo de temperatura oscilando entre 28,9°C e 29°C (variação máxima de 0,1°C), de salinidade entre 32,2 e 33 (variação máxima de 0,8) e de densidade entre 20 kg/m³ e 20,6 kg/m³ (variação máxima de 0,6 kg/m³). A AM ocupou grande parte da PCM neste setor, pois foi observada a partir de 6 km da costa até cerca de 60 km a offshore e da superfície até 60 m de profundidade, sendo, portanto, a massa d'água predominante próximo à foz do rio Mearim, possuindo temperatura entre 27,7° e 28,8°C (variação máxima de 1,1°C), salinidade entre 33,2 e 36 (variação máxima de 2,8) e densidade entre 20.8 kg/m³ e 23.2 kg/m³ (variação máxima de 2,4 kg/m³). A AT só foi observada em torno de 60 km de distância da zona costeira, de onde se estendeu da superfície até mais de 60 m de profundidade. As características físicas de temperatura, salinidade e densidade desta massa d'água são quase homogêneas, pois o campo de temperatura oscilou entre 27,3° e 27,7°C (variação máxima de 0,4°C), a salinidade foi igual a 36,2 e a densidade foi de $23,2 \text{ kg/m}^3$.

Os parâmetros de temperatura, salinidade e densidade da AC, AM e AT em frente a foz do rio Mearim variaram mais significativamente na direção horizontal, pois as isotermas, isohalinas e isopicnais se distribuíram de forma quase perpendicular ao assoalho da PCM, desde a superfície até o fundo.

A influência do rio Mearim sobre as águas oceânicas da PCM é bastante fraca, pois a AC não alcança mais do que 6 km mar adentro e nem mais de 28 m de profundidade (Figura 64). A AM é a massa d'água dominante neste setor da PCM, pois ocupou grande parte da mesma. A AT está localizada a grandes distâncias da costa, não exercendo influência significativa sobre a PCM durante o período chuvoso.



Figura 64 – Distribuição das massas d'água da PCM no perfil 6 durante o período chuvoso (1999).

Em frente à foz do rio Itapecuru (entre as baías de São José e do Tubarão), ocorrem duas massas de água (Figuras 45, 53 e 61): AM e ACAS. As duas massas d'água presentes neste trecho da PCM sofrem estratificação (Figura 65), sendo que na parte superior da coluna d'água ocorre a AM e em seguida ocorre a ACAS. A AM está compreendida entre a superfície e cerca de 54 m de profundidade, desde a costa até 40 km de distância da mesma. A temperatura da AM neste setor variou significativamente, oscilando entre 18,1° e 29°C (variação máxima de 10,9°C), enquanto que a salinidade variou entre 34,2 e 36 (variação máxima de 1,8) e a densidade apresentou um mínimo de 21,4 kg/m³ e um máximo de 23,8 kg/³ (variação máxima de 2,4 kg/m³). No final da camada da AM, a partir de 50 m de profundidade, a temperatura variou mais significativamente, quase 1º C a cada 2 m de profundidade, indicando a presença da termoclina nesta região, o que consequentemente determina a ocorrência da picnoclina na mesma faixa de profundidade da termoclina. A termoclina e a picnoclina se estenderam desde a base da AM até a camada da ACAS, a qual só foi observada somente na região em frente a foz do rio Itapecuru (perfil 7, Figuras 45 e 61) logo abaixo da AM.

A ACAS foi observada somente na região situada próximo à foz do rio Itapecuru, a cerca de 34 km da costa e em profundidade superior a 54 m, possuindo temperatura entre 17º e 18ºC (variação máxima de 1ºC), salinidade entre 35,7 e 35,8 (variação máxima de 1,1) e densidade entre 24,2 kg/m³ e 25,8 kg/m³ (variação máxima de 1,6 kg/m³). A ACAS apresentou a maior densidade dentre todas as massas d'água da PCM, por isso sua ocorrência não foi observada em superfície, mas, sim, na zona da termoclina e da picnoclina, sendo que sua presença no setor centro-leste da PCM pode estar relacionada ao estreitamento da PCM nesta região.

O gradiente de temperatura e densidade da ACAS foi maior na direção vertical do que na horizontal, enquanto que as isolinhas de salinidade desta massa d'água se comportam quase linearmente da superfície ao fundo, tendo variação maior, portanto, na direção horizontal. O mesmo comportamento de temperatura, salinidade e densidade observada na ACAS acontece na camada de água da AM (Perfil 7; Figuras 45, 53 e 61).

A estratificação das duas massas de água da PCM no trecho da foz do rio Itapecuru mostra que a AM foi a massa d'água dominante neste setor (Figura 65)



Figura 65 – Distribuição das massas d'água no perfil 7 durante o período chuvoso.

A temperatura das massas de água do período chuvoso se comportou de forma semelhante ao observado no período seco, sendo maior próximo da costa e menor a *offshore*, enquanto que a salinidade e a densidade no período chuvoso são maiores a *offshore*. Logo, o processo de evaporação que ocorre na PCM não foi suficientemente forte para aumentar a salinidade junto à costa e, assim, sobrepor a influência das águas continentais. Deste fato resultou que a salinidade e a densidade na zona costeira são relativamente baixas, pois a maior vazão dos rios Gurupi, Maracaçumé, Turiaçu, Mearim e Itapecuru, durante o período chuvoso reduziu a salinidade e a densidade na região, proporcionando significativa mistura de massas d'água sobre a PCM, a presença marcante da massa d'água AM, que é predominante em toda a PCM durante o período chuvoso. A ocorrência da AC só foi observada em frente à foz dos rios Gurupi e Mearim (Perfis 1 e 6; Figuras 39, 44, 47, 52, 55 e 60), pois a vazão destes rios parece ser mais intensa do que os outros rios do litoral maranhense.

Os dados históricos de vazão dos rios Gurupi, Maracaçumé, Turiaçu, Mearim e Itapecuru de várias estações hidrológicas foram utilizados para avaliar a influência destes rios sobre as águas oceânicas da PCM. Entretanto utilizou-se apenas as estações mais próximas da foz de cada rio, as quais não equivalem à vazão real da foz dos mesmos, pois estas estações não estão situadas muito próximo da costa. Os dados serviram para mostrar apenas o comportamento sazonal da vazão dos rios do Maranhão ao longo dos anos de 1997 e 1999 e observar sua influência sobre as massas d'água.

Em novembro de 1997 (período seco) a vazão é muito baixa em relação aos outros meses do ano. Ocorre o mesmo comportamento da vazão anual em junho de 1999 (período chuvoso), em que a vazão dos rios da costa do Maranhão foi maior em relação aos outros meses do ano. Portanto, a vazão dos rios do litoral maranhense é maior durante o primeiro semestre e menor no segundo semestre de cada ano, isto é, a vazão é mais significativa durante o período chuvoso (Figuras 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74 e 75).

Desta forma, a presença de diferentes massas d'água na PCM interna está relacionada principalmente à sazonalidade da vazão dos rios Gurupi, Maracaçumé, Turiaçu, Mearim e Itapecuru, pois durante o período seco a vazão destes rios é menor. Este comportamento pode ter determinado a presença exclusiva da AT no período seco, que é uma massa d'água tipicamente oceânica. Durante o período chuvoso a vazão dos mesmos rios aumenta, provocando grande mistura de águas continentais e oceânicas na PCM. Desta forma observa-se a presença predominante da AM no período chuvoso. É válido ressaltar que mesmo durante o período chuvoso na PCM, a AC não atinge grandes distâncias ao largo. O que ocorre realmente em abundância na PCM nesta época do ano é a AM (diferente ao observado na foz dos rios Pará e Amazonas, onde a AC alcança grandes distâncias a *offshore*).



Figura 66 – Valores máximos, mínimos e médios de vazão do rio Gurupi ao longo de 1997 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.



Figura 67 – Valores máximos, mínimos e médios de vazão do rio Gurupi ao longo de 1999 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.



Figura 68 – Valores máximos, mínimos e médios de vazão do rio Maracaçumé ao longo de 1997 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.


Figura 69 – Valores máximos, mínimos e médios de vazão do rio Maracaçumé ao longo de 1999 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.



Figura 70 – Valores máximos, mínimos e médios de vazão do rio Turiaçú ao longo de 1997 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.



Figura 71 - Valores máximos, mínimos e médios de vazão do rio Turiaçú ao longo de 1999 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.



Figura 72 – Valores máximos, mínimos e médios de vazão do rio Mearim ao longo de 1997 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.



Figura 73 – Valores máximos, mínimos e médios de vazão do rio Mearim ao longo de 1999 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.



Figura 74 – Valores máximos, mínimos e médios de vazão do rio Itapecuru ao longo de 1997 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.



Figura 75 – Valores máximos, mínimos e médios de vazão do rio Itapecuru ao longo de 1999 indicando que os maiores valores se concentram entre os meses de janeiro e junho e os menores valores de julho a dezembro.

O fenômeno El-Niño de 1997/1998 no oceano Pacífico parece não ter provocado aquecimento das águas na PCM de forma significativa. A análise de uma série temporal de TSM revelou que este parâmetro não apresentou anomalia significativa no período estudado. Como mencionado anteriormente, foram extraídas séries temporais de TSM em três pontos da PCM, a partir de dados de satélite (Figura 76): (i) Ponto 1, localizado em frente ao litoral ocidental (0,4°S; 45,4°W); (ii) Ponto 2, situado em frente a foz do rio Mearim (2,2°S; 44,1°W); e (iii) Ponto 3, que está em frente ao litoral oriental (2,4°S; 41,9°W).



Figura 76 – Localização dos três pontos de interesse para a análise da anomalia de TSM na PCM.

A curva de anomalia de TSM nos três pontos da PCM (Figuras 77, 78 e 79) é semelhante, mostrando que durante eventos de El-Niño e La-Niña reportados na literatura, as águas da PCM sofreram pouco aquecimento ou resfriamento em relação à média climatológica. A curva decrescente dos gráficos durante a La-Niña de 1991 mostra anomalia negativa de TSM igual a 1,0°C no Ponto 1 e 0,8°C nos Pontos 2 e 3. A curva crescente dos gráficos durante o evento El-Niño 97/98 mostra anomalia positiva de TSM de 0,6°C no Ponto 1, 0,43°C no Ponto 2 e 0,6°C no Ponto 3 no ano de 1998, respectivamente. Portanto, o evento El-Niño 1997/1998 não caracterizou os processos termohalinos das massas d'água da PCM durante os períodos de coleta (1997 e 1999), pois houve apenas um leve aquecimento da água da PCM no ano de 1998, que foi um ano em que não foram coletados dados. As anomalias de TSM nos três pontos determinados na PCM são mostradas nas Figuras 77, 78 e 79.



Figura 77 – Curva de anomalia de TSM no Ponto 1 (lat/lon) mostrando aquecimento da superfície do mar entre os anos de 1997 e 1999.



Figura 78 – Curva de anomalia de TSM no Ponto 2 (lat/lon) mostrando aquecimento da superfície do mar entre os anos de 1997 e 1999.



Figura 79 – Curva de anomalia de TSM no Ponto 3 (lat/lon) mostrando aquecimento da superfície do mar entre os anos de 1997 e 1999.

No período de novembro de 1997 e junho de 1999 (Figuras 80 e 81) pode-se observar que a TSM não apresentou anomalia significativa. Os valores mínimos e máximos de TSM em 1997 foram de, aproximadamente, 27°C e 28,5°C, respectivamente. Em 1999 estes valores foram de 27° C e 29° C, respectivamente. Os valores de TSM em ambos os períodos foram mais altos próximo da costa, diminuindo gradualmente em direção a *offshore*. Este

mesmo comportamento da temperatura superficial foi observado nos dados coletados *in situ*.



Figura 80 – Imagem de TSM do sensor AVHRR/NOAA do dia 04/11/1997, mostrando que a TSM oscilou entre 27°C e 28,5°C e sua distribuição foi semelhante ao campo de temperatura dos dados de campo. Não foi possível observar feições oceanográficas nesta imagem.



51° W 48° W 45° W 42° W 39° W 36° W 33° W **Figura 81** – Imagem de TSM do sensor AVHRR/NOAA do dia 29/06/1999, mostrando que a TSM oscilou entre 27°C e 28°C e sua distribuição foi semelhante ao campo de temperatura dos dados de campo. Foi possível observar duas ondas de instabilidade tropical nesta imagem.

A formação de ondas de instabilidade tropical nos oceanos intensifica a mistura de massas de água na coluna d'água, sendo que estas feições oceanográficas podem provavelmente estar presentes na PCM (Figura 81). As ondas de instabilidade tropical podem ter sido formadas pela passagem da CNB na quebra do talude continental e provocado intensa mistura das massas d'água na PCM durante o período chuvoso de junho de 1999 (presença dominante da AM). Segundo Grodsky et al. (2005), as ondas de instabilidade tropical período chuvoso (20 a 30 dias) de correntes,

temperatura e salinidade que se intensificam no início de junho na zona equatorial. Portanto, a época de ocorrência destes processos mencionado por Grodsky et al., 2005, coincide com o mesmo período de ocorrência das feições observadas em junho de 1999, o que pode realmente ser a causa da presença dominante da AM nesta época do ano.

6 DISCUSSÃO

As regiões de baixas latitudes geralmente apresentam plataformas continentais mais largas e temperaturas da água do mar elevadas devido justamente ao efeito da alta radiação solar, principalmente próximo da costa. Este padrão típico também foi observado na região e períodos de estudo.

Os valores de temperatura, salinidade e densidade das massas de água da PCM e suas variabilidades espaciais, durante o período seco, foram maiores próximo da costa e menores a *offshore*, corroborando os resultados obtidos por Frazão (2001) no mesmo período (novembro, 1997). Os resultados também estão de acordo com os valores de temperatura, salinidade e densidade obtidos por Brasil (1989) na plataforma continental norte brasileira (incluindo a PCM). Não foi possível comparar os resultados obtidos para o período chuvoso com outros trabalhos devido a ausência de pesquisas específicas na PCM, pois a abordagem de Brasil (1989) nesta região é bastante geral.

A termoclina e picnoclina presentes na camada da ACAS foram encontradas a partir de 50 m de profundidade, se estendendo provavelmente até a região do talude continental do Maranhão. Segundo Brasil (1989), a faixa de profundidade da termoclina na plataforma continental norte do Brasil situase entre 80 e 200 m de profundidade, mas no presente trabalho esteve mais rasa. Já a picnoclina observada por Brasil (1989) estava entre as profundidades de 50 e 200 m, sendo que o observado na PCM ocorreu a partir de 50 m.

As massas de água da PCM foram identificadas, caracterizadas e definidas através dos valores dos parâmetros físicos encontrados previamente por Brasil (1989), Emílsson (1961), Silva et al (1984), Sverdrup, Johnson e Fleming (1942) e Thonsem (1962).

Na PCM, a ACAS apresentou temperaturas entre 17° e 18°C, salinidade de 35,7 a 35,8 e densidade oscilando entre 24,2 kg/m³ e 25,8 kg/m³, sendo, portanto, decisivamente definida através dos mesmos valores dos parâmetros físicos encontrados por Sverdrup, Johnson e Fleming (1942).

Emílsson (1961) atribui um limite de temperatura à AT superior a 2°C do limite sugerido por Thomsen (1962). Segundo este autor, a AT é a água em

contato com a atmosfera que possui salinidade superior a 36 e temperatura maior que 20°C, sendo que estas características físicas da AT não interferiu em sua identificação e caracterização na PCM. A AT se origina na zona tropical, a leste da costa da Bahia, onde possui altos valores de temperatura e salinidade devido à radiação intensa e excesso de evaporação existente na área.

A AC é a água de salinidade relativamente baixa, geralmente situada bem junto ao litoral e sofrendo a influência das águas de rios (SILVA, 1983). Thomsen (1962) também a considera com o nome de AC, mas Emílsson (1961) a chama de Água da Plataforma. Silva et al. (1984) afirmam que a AC possui salinidade inferior a 33 devido a influência que sofre das águas continentais. Na PCM, o valor máximo de salinidade considerado para a AC foi o proposto por Silva et al. (1984) e Brasil (1989), mas o campo de salinidade da AC na PCM oscilou entre 31 e 33, que ainda são valores relativamente altos, indicando a baixa influência da descarga hídrica dos rios maranhenses sobre as águas oceânicas da PCM. Ou seja, a situação desta região apresenta um domínio oceânico, sendo diferente das outras plataformas continentais do norte brasileiro, conforme mostram Abreu (2004), Paiva (2001) e Santos (2000).

As águas da PCM não se misturaram durante o período seco (novembro de 1997), pois apenas foi encontrada a presença marcante da AT (puramente oceânica). Durante o período chuvoso (junho, 1999), são relativamente misturadas com presença marcante da AM. A AM é uma massa d'água que também está em contato com a atmosfera, apresentando valores de salinidade entre 33 e 36 e corresponde à mistura das massas de água AC e AT (BRASIL, 1989; SILVA et al., 1984). A AM foi a principal massa d'água da PCM no período chuvoso, com salinidades entre 33,2 e 36, estando dentro do intervalo estabelecido por Brasil (1989) e Silva et al. (1984). Sua presença em grande parte da PCM caracteriza o domínio de águas oceânicas mesmo durante o período chuvoso.

A predominância da AM na PCM durante o período chuvoso pode estar associada à presença de dois grandes vórtices provenientes da CNB na área de estudo (Figura 85), os quais podem ser apontados como os principais causadores da mistura entre a AC e a AT, que dá origem à AM. Segundo Souza (2000), os vórtices são responsáveis por significativas misturas de águas e servem, principalmente, como mecanismo de troca de água entre a plataforma continental externa e as correntes de contorno oeste, causando a rápida renovação das águas costeiras.

A variabilidade sazonal das massas d´água da PCM estão associadas principalmente à descarga hídrica dos rios maranhenses. Segundo a Agência Nacional de Águas (ANA), durante o período seco (novembro, 1997) a vazão dos rios Gurupi, Maracaçumé, Turiaçu, Mearim e Itapecuru foi inferior ao observado no período chuvoso (junho, 1999). Desta forma, observou-se um predomínio de água oceânica (AT) na época seca, enquanto que na época chuvosa, observou-se uma maior mistura de massas d'água.

A PCM é caracterizada por apresentar grande instabilidade atmosférica, ou seja, possui baixa pressão, muita nebulosidade com chuvas associadas e altos índices de umidade atmosférica, típicos de áreas sob a influência da ZCIT. Segundo Lima e Cohen (1998), o eixo médio da ZCIT em junho de 1999 não estava sobre a PCM, e, sim, deslocado para o hemisfério norte. Porém, a ZCIT encontrava-se sobre a PCM em maio, o que provavelmente pode ter aumentado a taxa de precipitação na região, contribuindo para o aumento da vazão dos rios do Maranhão neste período.

Segundo Lopes e Cohen (1998), o vento na PCM nos períodos seco e chuvoso apresentou velocidade máxima de aproximadamente 14 m/s. Durante o período chuvoso, o vento esteve associado à alta concentração de nebulosidade, enquanto que durante o período seco, à baixa quantidade de nebulosidade. Possivelmente, esses ventos fortes estejam associados à frente de rajada proveniente das nuvens Cumulonimbus no período chuvoso e ao maior contraste térmico entre o oceano e o continente no período seco. A direção principal dos ventos no período seco é de leste, enquanto que durante o período chuvoso é de nordeste.

Provavelmente, os ventos contribuem para a variação sazonal das massas de água da PCM, pois de acordo com a teoria de Ekman, o transporte resultante é a 90° da direção do vento para esquerda no hemisfério sul ou para a direita no hemisfério norte. Como a direção principal do vento no período seco é de leste, provavelmente este fato provocou um fluxo de água oceânica em direção à PCM, podendo ter contribuído para a predominância de água oceânica (AT) durante o período seco na região. Por outro lado, durante o período chuvoso, a direção principal do vento é de NE, causando

possivelmente transporte de água na direção SE, ou seja, paralelo à linha de costa. Este comportamento pode ter determinado uma mistura de massas d'água durante este período, pois o transporte paralelo à linha de costa associado com a maior descarga hídrica dos rios carreia em conjunto águas oceânicas e continentais (efeito contrário ao observado no período seco quando a água oceânica, em função da direção do vento, é carreada em direção ao continente, retendo a água fluvial). Associado ao vento, as ondas de instabilidade tropical, observadas por Grodsky et al. (2005), contribuem para o processo de mistura das massas d'água da PCM. É válido ressaltar também a importância da descarga hídrica na variabilidade das massas d'água da PCM, que possivelmente teve a contribuição da incidência dos ventos.

A temperatura do ar na PCM é relativamente maior no período chuvoso sobre grande parte da PCM. É possível observar uma faixa de temperaturas relativamente menor e umidade relativa maior sobre a região de máxima nebulosidade (SANTOS; COHEN, 1998) durante o período chuvoso, definindo a posição da ZCIT, responsável por grandes quantidades de chuva na região e pela variabilidade das massas d'água devido ao aumento da descarga hídrica dos rios maranhenses. No período seco, a distribuição da temperatura e umidade relativa do ar é mais homogênea, sendo que há alguns centros menores de temperatura e umidade relativa maior, pois a ZCIT não estava presente sobre a PCM (REUTER; COHEN, 1998). Portanto, a nebulosidade associada à temperatura e umidade relativa do ar podem aumentar ou diminuir a quantidade de chuvas da região devido a presença ou não da ZCIT, alterando a vazão dos principais rios do litoral, que na PCM, como já mencionado anteriormente. é determinante para a identificação е caracterização das massas d'água.

O El-Niño de 1997 pouco teve a ver com a variabilidade de TSM das águas da PCM, pois não houve anomalia de TSM durante o período de coleta dos dados. Uma pequena anomalia deste parâmetro só foi observada entre os anos de 1997 e 1999, estando dentro dos padrões para o oceano Atlântico Tropical, conforme concluiu Carton et al. (1996), o qual afirma que no Atlântico tropical as anomalias de TSM são de 0,5°C no hemisfério norte e 0,25°C no hemisfério sul.

119

Comprovando que a TSM não apresenta grande variabilidade no oceano Atlântico, Carton e Zhou (1997) afirmam que a variação da TSM no Atlântico Tropical é mais considerável somente quando se faz uma análise anual deste parâmetro. Em altas latitudes, o ciclo anual da TSM resulta do aquecimento no verão pela radiação solar e do resfriamento durante o outono e inverno devido à mistura e perda de calor radioativo. Nos subtrópicos, os efeitos de mistura se tornam menos importantes. Ao longo do equador o ciclo anual resulta principalmente das mudanças zonais de calor (CARTON; ZHOU, 1997). Além disso, segundo Carton et al. (1996), nos trópicos a TSM mais aquecida está associada com a convecção acentuada e às mudanças na força e direção dos ventos alíseos, enquanto que a TSM mais fria está associada com a subsidência da camada limite atmosférica fortemente estratificada e rasa, e com as nuvens de baixos níveis.

7. CONCLUSÕES

As águas oceânicas da PCM, durante o período seco, apresentam comportamento semelhante em suas características físicas quanto à sua distribuição em superfície e na coluna d'água. Na superfície, a temperatura, salinidade e densidade são maiores a *onshore* e diminuem gradualmente em direção a *offshore*. Na coluna d'água, os três parâmetros estudados distribuem-se de maneira aproximadamente uniforme, pois a variação dos mesmos é muito baixa, e diminuem seus valores em função do aumento da profundidade. Durante o período seco, a termoclina e picnoclina estão ausentes na PCM e ocorreu apenas a AT em toda a área de estudo, a qual é uma massa d'água de características oceânicas, provando que durante o período seco as águas da PCM apresentam o domínio do oceano.

No período chuvoso, a distribuição dos parâmetros físicos é diferente do observado no período anterior. Apenas a temperatura mantém distribuição semelhante ao observado no período seco, mas a salinidade e densidade apresentam comportamento contrário ao período seco. A temperatura no período chuvoso é maior a *onshore* e diminui gradualmente em direção a *offshore*. Já a salinidade e densidade apresentam valores menores a *onshore* e maiores a *offshore*. Na coluna d'água, a distribuição da temperatura é quase uniforme em praticamente toda a PCM devido à sua pouca variação, e diminui em função do aumento da profundidade. A distribuição da salinidade e densidade e densidade também é praticamente uniforme em toda a coluna d'água, já que a variação destes parâmetros também é relativamente baixa, e aumentam seus valores em função do aumento da profundidade. A densidade aumenta bastante apenas na zona da picnoclina. A termoclina e picnoclina neste período estão presentes na região fronteiriça ao rio Itapecuru, provavelmente devido ao estreitamento da PCM em direção a sudeste a partir deste local.

Durante o período chuvoso, foram observadas quatro massas d'água na PCM: AC, AM, AT e ACAS. A AM foi a principal massa de água da área de estudo, pois ocupou parte significativa da PCM. A AC ocorreu somente em zonas muito próximas da costa. A AT ocorreu a grandes distâncias da costa e a ACAS esteve presente apenas a leste do Golfão Maranhense em profundidade superior a 50 m. No período seco, predominou a AT porque a vazão dos rios do litoral maranhense é muito baixa, que associado às altas temperaturas junto à costa favoreceu o processo de evaporação, aumentando fortemente a salinidade e densidade dessa região, contribuindo para o avanço da AT sobre a PCM. No período chuvoso, houve a ocorrência de mais de uma massa d'água, mas o tipo de água predominante foi a AM, por causa do avanço um pouco mais forte das águas estuarinas sobre a PCM, as quais, associadas com a intensa evaporação das águas mais aquecidas junto à costa, determinaram a grande mistura das massas de água costeira (AC) e oceânica (AT), dando origem à AM.

A relação com o fenômeno El-Niño de 1997 não foi observada, pois os valores de anomalia de TSM mantiveram-se dentro da média climatológica e os valores de TSM observados nas imagens do sensor AVHRR do satélite NOAA foram semelhantes ao encontrado nos dados obtidos em campo. Assim sendo, a variabilidade das massas de água na PCM está relacionada principalmente à descarga hídrica dos rios maranhenses e, portanto, à variação sazonal do *input* estuarino sobre a PCM.

REFERÊNCIAS

ABREU, M.W.M. Estudo das massas d'água oceânica da plataforma continental norte entre as latitudes 01°29'06" N, 00°27'29,88" N, 00°45'59,76" N e 00°23'30" S e longitudes 47°18'57,6" W, 48°16'48" W, 46°35'16,8" W e 47°23'42" W e suas características físicas. 2004. 88 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Oceanografia) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2004.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Recursos hídricos superficiais – MA**. 2005. Disponível em: http://parnaiba.ana.gov.br/atlas_nordeste/ma.aspx>. Acesso em: 24 mai. 2007.

BARBOSA, G.V.; PINTO, M.N. Geomorfologia da Folha SA.23 – São Luís e parte da Folha SA.24 – Fortaleza. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. **Folha SA.23 São Luís e parte da Folha SA.24 Fortaleza**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1973. p. II/1 – II/26. (Levantamento de Recursos Naturais, 3).

BARNIER, B. et al. On the seasonal variability and eddies in the North Brazil Current: insights from model intercomparisom experiments. **Progress in Oceanography**, v. 48, p. 195-230. 2001.

BAYEV, S.A.; POLONSKIY, A.B. Seasonal variability of the equatorial countercurrent and the north equatorial current in the central tropical Atlantic. **Oceanology**, v. 31, p. 155-159. 1991.

BEARDSLEY, R.C. et al. The M_2 tide on the Amazon shelf. Journal of Geophysical Research, v. 100, n. C2, p. 2283-2319. 1995.

BOURLÈS, B.; GOURIOU, Y.; CHUCHLA, R. On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C9, p. 21151-21170. 1999.

BRANDÃO, J.A.S.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Pará-Maranhão. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 1, n.8, p. 101-102. 1994.

BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação. **Cartas de correntes de maré**: proximidades da baía de São Marcos e portos de São Luís e Itaquí. Rio de Janeiro, 1972.

BRASIL. Diretoria de Hidrografia Navegação. **Marés e correntes de maré, correntes oceânicas**. Rio de Janeiro, 1976. p. 227-274. Disponível em: http://www.mar.mil.br/dhn/bhm/publicacao/download/cap10.pdf> Acesso em: 21 dez. 2005.

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto Gurupi**: relatório final de etapa. Brasília, 1977. p. 24.

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Mapa Brasil margem continental norte**. Projeto REMAC. Rio de Janeiro, 1979a. Escala 1: 3.500 000. Mapa margem continental.

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Brasil, margem continental**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1979b. Escala 1: 5.592.000. Mapa fisiográfico.

BRASIL. Ministério da Marinha. Diretoria de Hidrografia e Navegação. **135º Comissão Oceanográfica**: operação PAVASAS I, Costa Norte oceanografia física, química, biológica e geológica. 28 p. 1989.

BRASIL. Ministério da Marinha. Diretoria de Hidrografia e Navegação.
Tábuas das marés. 2005.
Disponível em: http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/index.htm. Acesso em: 30 out. 2005.

BROWN, J. et al. Ocean Circulation. 1.ed. Oxford: Pergamon, 1989. 238p.

CARTON. J.A.; ZHOU, Z. Annual cycle of sea surface temperature in the tropical Atlantic ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C13, p. 27813-27824. 1997.

CARTON, J.A. et al. Decadal and interannual SST variability in the Tropical Atlantic ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, n. 7, p. 1165-1175. 1996.

CARVALHO, M.A.R. de. Estrutura vertical da atmosfera sobre o continente e o oceano durante a Operação Norte III do Programa REVIZEE. 2001. 24 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2001.

CASTRO, B.M.; MIRANDA, L.B. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4° N and 34° S. **The Sea**, v. 11, p. 209-251. 1998.

CAVALCANTI, I. F.A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulações de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 139 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982.

CITEAU, J. et al. The watch of ITCZ migrations over tropical Atlantic Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian area. **Ocean-Atmosphere Newsletter**, v. 45, p. 1-3. 1988.

COHEN, J.C.P. **Um estudo observacional de Linhas de Instabilidade na Amazônia**. 1989. 153 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989.

COSTA, R.C.R. da et al. **Zoneamento geoambiental do Estado do Maranhão**. Salvador: [s.n.], 1997.

Disponível em:

<www.ibge.gov.br/home/geociencias/recursosnaturais/diagnosticos_levantame ntos/maranhao/maranhao.pdf. Acesso em: 26 jan. 2005.

CURTIN, T.B. Physical observations of the plume region of the Amazon river during peak discharge, II – water masses. **Continental Shelf Research**, v. 6, p. 53-71. 1986.

DIDDEN, N.; SCHOTT, F. Seasonal variations in the western tropical Atlantic: surface circulation from GEOSAT altimetry and WOCE model results. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 3529-3541. 1992.

EL-ROBRINI, M. Evolution rapide des fonds d'une zone estuarine: le secteur d'Itaqui-baie São Marcos – Maranhão (Brésil). In: MARIE-THÉRÈSE PROST. Évolution des littoraux de guyane et de la zone caraibe méridionale pendant le quaternaire. Cayenne-Guyane: Orstom, 1990. p. 159-176.

EL-ROBRINI, M.; SOUZA FILHO, P.W.M. Potential of SAR / RADARSAT data for coastal and estuarine environment study, Golfão Maranhense, Brazil Amazon Region. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. 2000. Rio de Janeiro. **Abstracts...**Rio de Janeiro: [s.n.]. p. 12-18.

EL-ROBRINI, M.; TUMA, L.S.R.; SILVA, C.A. da. Estudo sedimentológico das areias litorâneas do NE do Pará e do NW do Maranhão. In: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. 1993. São Paulo. **Resumos...**São Paulo: [s.n.], 1993. p. 89.

EL-ROBRINI, M. et al. Registros das oscilações do nível do mar na plataforma continental norte do Brasil. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA. 1993. Manaus. **Resumos e contribuições científicas**. Manaus: [s.n.], 1993. p. 83-85.

EMÍLSSON, I. The shelf and coastal waters off southern Brazil. **Boletim do Instituto Oceanográfico de São Paulo**, v. 11, p. 101-112. 1961.

FERREIRA, D.B.; COHEN, J.C.P. Comportamento do vento em superfície na área norte do REVIZEE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11. 2000. [S.L.]. **Anais**. p. 2676-2680.

FFIELD, A. North Brazil current rings viewed by TRMM Microwave Imager SST and the influence of the Amazon Plume. **Deep Sea Research**, v. 52, p. 137-160. 2005.

FONSECA, C.A. et al. Investigation of the North Brazil Current retroflection and North Equatorial Countercurrent variability. **Geophysical Research Letters**, v. 31. 2004.

FRATANTONI, D.M.; GLICKSON, D.A. North Brazil Current ring generation and evolution observed with sea Wifs. **Journal of Physical Oceanography**, v. 32, n. 3, p. 1058-1074. 2002.

FRATANTONI, D.M.; JOHNS, W.E.; TOWNSEND, T.L. Rings of the North Brazil Current: their structure and behavior inferred from observations and a numerical simulation. **Journal of Geophysical Research**, v. 100. n. C6, p. 10633-10654. 1995.

FRAZÃO, E.P. Estudo dos parâmetros físicos de temperatura e salinidade na plataforma continental do Maranhão entre as latitudes de 0°80' S e 2°20' S e longitudes de 44°40' W e 43°25' W: "uma análise ambiental". 2001. 87 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2001.

GARZOLI, S.L. et al. North Brazil Current retroflection and transports. **Journal** of Geophysical Research, v. 109, n. C1, p. 1-14. 2004.

GEYER, W.R.; KINEKE, G.C. Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C2, p. 2321-2339. 1995.

GIBBS, R.J. Currents on the shelf of northeastern South America. **Estuarine** coastal and shelf science, v. 14, p. 283-299. 1982.

GOES, M. et al. Retroflections of the North Brazil Current during February 2002. **Deep Sea Research**, v. 52, p. 647-667. 2005.

GÓES FILHO, L. et al. Estudo fitogeográfico da Folha SA-23 São Luís e parte da Folha SA-24 Fortaleza. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SA.23 São Luís e parte da Folha SA.24 Fortaleza: geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1973. p. IV/1 –IV/90. (Levantamento de Recursos Naturais, 3).

GORINI, M.A. Estrutura da margem continental norte brasileira e áreas adjacentes. In: PETROBRÁS. Projeto REMAC. Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. Rio de Janeiro, 1981. p. 11-116. (Levantamento de Recursos Nasturais, 9).

GRODSKY, S.A. et al. Tropical instability waves at 0°N, 23°W in the Atlantic: a case study using Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) mooring data. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. C08010, p. 1-12. 2005.

GROSS, M.G. **Oceanography:** a view of the Earth. 4. ed. New Jersey. Prentice-Hall. 1987. 406 p.

GUALBERTO, L.P.S. **Plataforma continental do Maranhão:** distribuição espacial e análise textural da cobertura sedimentar superficial. 2003. 57 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2003.

GUIMARÃES, M.R.F.; MARONE, E. **Oceanografia física com ênfase em ambientes estuarinos**. 1996. 146 p. Apostila.

HASTENRATH, S. Climate and circulation of the tropics. Madison. The University of Wisconsin Press. 1985. 100 p.

HASTENRATH, S.; LAMB, P.J. **Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific oceans**. Wisconsin: The University of Wisconsin Press, 1977. 111 p.

JOHNS, W.E. et al. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 1, p. 103-128. 1998.

JOHNS, W.E.; LEE, T.N.; SCHOTT, F.A. The North Brazil Current retroflection: seasonal structure and eddy variability. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. C12, p. 22103-22120. 1990.

KAMPEL, M. **Caracterização dos modos principais de variabilidade dos campos de TSM no Atlântico utilizando dados AVHRR**. 1993. 105 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1993.

KAMPEL, M. Estimativa da produção primária e biomassa fitoplanctônica através de sensoriamento remoto da cor do oceano e dados *in situ* na costa sudeste brasileira. 2003. 272 f. Tese (Doutorado em Oceanografia Biológica) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

KEMPF, M.; COUTINHO, P.N.; MORAIS, J.O. Plataforma continental do Norte e Nordeste do Brasil: nota preliminar sobre a natureza do fundo. **Trabalhos oceanográficos da Universidade Federal de Pernambuco**, v. 9, n. 11, p. 9-26. 1970.

LIMA, E.C.S.; COHEN, J.C.P. Distribuição da pressão e temperatura do ar e temperatura da superfície do mar da área norte do REVIZEE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10. 1998. Brasília. **Resumos expandidos**. Brasília: Soc. Bras. Met. 1998. 1.CD ROM.

LINHARES, V.P. Circulação e massas de água na plataforma continental externa amazônica. 1995. 191 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

LOBO, P.R.V. Um estudo climatológico da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua influência sobre o nordeste do Brasil. **Anais Hidrográficos**, v. 39, p. 175-194. 1982.

LOPES, G.M.; COHEN, J.C.P. Distribuição do vento coletado a bordo do navio oceanográfico Antares na área norte do Programa REVIZEE nos períodos chuvoso de 1995 e menos chuvoso de 1997. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10. 1998. Brasília. **Resumos expandidos**. Brasília: Soc. Bras. Met., 1998. 1. CD ROM.

LUEDEMANN, E.F. Preliminary results of drift-bottle releases and recoveries in the western Tropical Atlantic. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 16, n. 1, p. 13-22. 1967.

LUNA, J.A.C. Plataforma continental do Estado do Maranhão. Operação Pesquisador IV. I Nota sobre a natureza do fundo. **Trabalhos oceanográficos da Universidade Federal de Pernambuco**, v. 14, p. 7-20. 1979.

McCLAIN, E.P ; PICHEL, W.G.; WALTON, C.C. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, n. C11, p. 11587-11601. 1985.

METCALF, W.G. Shallow currents along the northeastern coast of South America. **Journal of Marine Research**, v. 26, n. 3, p. 232-243. 1968.

MILLIMAN, J.D. Upper continental margin sedimentation off Brazil. **Contributions to sedimentology**, v. 4, p. 151-175. 1975.

MOLINARI, R.L. Observations of near-surface currents and temperature in the central and western tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, n. C7, p. 4433-4438. 1983.

MOTTA, V. F. Nota sobre dados existentes em relação às características de ondas ao largo da costa brasileira, do Cabo de São Roque à foz do rio Pará. 1968. 200 f. Dissertação (Mestrado em Pesquisas Hidráulicas) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1968.

MULLER-KARGER, F.E.; McCLAIN, C.R.; RICHARDSON, P.L. The dispersal of the Amazon's water. **Nature**, v. 333, p. 56-59. 1988.

NAVIO OCEANOGRÁFICO. Disponível em:

<https://www.mar.mil.br/menu_h/navios/oceanografico/antares.htm>. Acesso em: 26 jun. 2007.

NESHYBA, S. **Oceanography:** perspectives on a fluid Earth. 1. ed. Toronto: John Wiley & Sons. 1987. 506 p.

NUNES, A.B. de; LIMA, R.F.F. da; B. FILHO, C.N. Geologia da Folha SA-23 São Luís e parte da Folha SA-24 Fortaleza. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SA.23 São Luís e parte da Folha SA.24 Fortaleza: geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1973. p. I/3-I/33. (Levantamento de Recursos Naturais, 3).

PAIVA, R.S. **Parâmetros físicos, químicos, biomassa e produção primária do fitoplâncton na plataforma continental amazônica**. 2001. 153 f. Tese (Doutorado em Oceanografia Biológica) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

PALMA, J.J.C. Geomorfologia da plataforma continental norte brasileira. In: PETROBRÁS. Projeto REMAC. **Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas** adjacentes. Rio de Janeiro, 1979. p. 25-51 (Levantamento de Recursos Naturais, 7).

PATCHINEELAM, S.M. Circulação oceânica. In: NETO, B.A.J.; PONZI, V.R.A.; SICHEL, S.E. (org.). **Introdução à geologia marinha**. Rio de Janeiro: Interciência. 2004p. 153-173.

PHILANDER, S.G.H. The southern oscillation: variability of the tropical atmosphere. In.: DMOWSKA, R.; HOLTON, J.R. (Eds.). **El Niño, La Niña and the southern oscillation**. [s.l.: s.n.], 1990. p. 9-57. International Geophysics Series, v. 46.

PICKARD, G.L. **Descriptive physical oceanography**. 1 ed. Oxford: Pergamon Press. 1963. 200 p.

REUTER, E.D. de J.; COHEN, J.C.P. Distribuição de alguns parâmetros atmosféricos coletados a bordo do navio oceanográfico Antares na área norte do Programa REVIZEE nos períodos chuvoso de 1995 e menos chuvoso de 1997: temperatura e umidade relativa do ar, altura e período da onda. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10. 1998. Brasília. **Resumos expandidos**. Brasília: Soc. Bras. Met. 1998. 1. CD ROM.

RICHARDSON, P.L.; REVERDIN, G. Seasonal cycle of velocity in the Atlantic North Equatorial countercurrent measured by surface drifters, current meters, and ship drifts. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 3691-3708. 1987.

RICHARDSON, P.L.; WALSH, D. Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drift data. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, p. 10537-10550. 1986.

RICHARDSON, P.L. et al. Annual cycle of the Atlantic North Equatorial Countercurrent. **Deep Sea Research**, v. 39, n. 6, p. 997-1014. 1992.

ROCHA, E.J.P. **Balanço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia**. 2001. 210 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.

ROCHA, E.J.P. da; RIBEIRO, J.B.M.; EL-ROBRINI, M. Caracterização climática da faixa litorânea PA-MA-PI-CE. (no prelo).

RODRIGUES, T.L.N.; BARROS, E.J.M.; CAMOZZATO, E. Introdução. In: COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. Programa Grande Carajás. **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil**. Brasília, 1994. p. 1-28.

SANTOS, L.F.S.; COHEN, J.C.P. Distribuição da nebulosidade coletada a bordo do navio oceanográfico Antares na área norte do Programa REVIZEE nos períodos chuvoso de 1995 e menos chuvoso de 1997. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10. 1998. Brasília. **Resumos expandidos**. Brasília: Soc. Bras. Met. 1998. 1. CD ROM.

SANTOS, M.L.S. **Influência dos rios Amazonas e Pará sobre a biomassa fitoplanctônica**. 2000. 105 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Biológica) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2000.

SANTOS NETO, L.A. dos. Análise observacional das características das Linhas de Instabilidade no litoral norte-nordeste da América do Sul. 2004. 41 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2004.

SCHOTT, F.A.; BÖNING, C.W. The WOCE model in the western equatorial Atlantic: upper layer circulation. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C4, p. 6993-7004. 1991.

SCHOTT, F.A.; STRAMMA, L.; FISCHER, J. The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, spring 1994. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 24745-24760. 1995.

SCHOTT, F.A.; FISCHER, J.; STRAMMA, L. Transport and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 10, p. 1904-1928. 1998.

SCHOTT, F.A. et al. The shallow and deep western boundary circulation of the South Atlantic at 5°-11° S. **Journal of Physical Oceanography**, v. 35, n. 11, p. 2031-2053. 2005.

SCHOUTEN, M.W.; MATANO, R.P.; STRUB, T.P. A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data. **Deep Sea Research**, v. 52, p. 477-493. 2005.

SILVA, A.C. da. Campos de temperatura e salinidade na plataforma continental do Amazonas, durante a descarga mínima (outubro de 1997) do Rio Amazonas: "uma análise ambiental". 2000. 67 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2000.

SILVA, L.C.F. da. Condições oceanográficas do extremo oeste da convergência subtropical do oceano Atlântico Sul baseado nos dados obtidos nas operações CONVERSUT I e II. **Anais Hidrográficos**, v. 40, p. 115-276. 1983.

SILVA, L.C.F. da et al. Gabarito tentativo para as massas de água da costa sudeste brasileira. **Anais Hidrográficos**, v. 41, p. 261-312. 1984.

SILVEIRA, I.C.A. da; BROWN, W.S.; FLIERL, G.R. Dynamics of the North Brazil Current retroflection region from the Western Tropical Atlantic Experiment observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. C12, p. 28559-28584. 2000.

SILVEIRA, I.C.A. da; de MIRANDA, L.B.; BROWN, W.S. On the origins of the North Brazil Current. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. C11, p. 22501-22512. 1994.

SOUSA, J.R.A. de. **Estudo climatológico para São Luís – Maranhão**. 1994. 27 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia) – Universidade Federal do Pará, Belém, 1994.

SOUTHARD, J.B.; STANLEY, D.J. Shelfbreak processes and sedimentation. In: STANLEY, D.J.; SWIFT, D.J.P. **Marine sediment transport and environmental management**. New York: Wiley-Interscience. 1976. p. 351-377.

SOUZA, M.C.A. de. **A Corrente do Brasil ao largo de Santos**: medições diretas. 2000. 169 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

STRAMMA, L.; FISCHER, J.; REPPIN, J. The North Brazil Undercurrent. **Deep Sea Research**, v. 42, n. 5, p. 773-795. 1995.

STRAMMA, L. et al. Upper ocean circulation in the western tropical Atlantic in boreal fall 2000. **Deep Sea Research**, v. 52, p. 221-240. 2005.

SVERDRUP, H.U.; JOHNSON, M.W.; FLEMING, R.H. **The oceans, their physics, chemistry and general biology**. New York: Prentice-Hall. 1942. 1087 p.

THOMSEN, H. Masas de agua caracteristicas del Oceano Atlantico – parte sudoeste. [s.l.]: Secretaria de Marina, 1962. H-632. 27 p.

TUREKIAN, K.K. **Oceanos**. 1 ed. São Paulo: Edgard Blücher Ltda. 1969. 151 p.

URBANO, D.F.; JOCHUM, M.; SILVEIRA, I.C.A. da. Rediscovering the second core of the Atlantic NECC. **Ocean Modelling**, v. 12, p. 1-15. 2006.

UVO, C.R. et al. The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, n. 4, p. 551-562. 1998.

WAGNER, R.G. Mechanisms controlling variability of the interhemisferic sea surface temperature gradient in the Tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 9, n. 7, p. 2010-2019. 1996.

WIENDERS, N.; ARCHAN, M.; MERCIER, H. Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: exchanges with the ocean interior. **Journal of Marine Research**, v. 58, n. 6, p. 1007-1039. 2000.

WILSON, W.D.; JOHNS, W.E.; GARZOLI, S.L. Velocity structure of North Brazil Current rings. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 8. 2002.

WRIGHT, L.D.; COLEMAN, J.M. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. Tulsa, Oklahoma. **AAPG Bulletin**, v. 57, n. 2, p. 370-398. 1973.

ZEMBRUSCKI, S.G.; GORINI, M.A.; PALMA, J.J.C.; COSTA, M.P.A. Fisiografia e distribuição dos sedimentos superficiais da plataforma continental norte brasileira. Rio de Janeiro. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**, v. 14, n. ³/₄, p. 127-155. 1971.