



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**CAMPO DE DENSIDADE NA PLATAFORMA
CONTINENTAL AMAZÔNICA**

Trabalho apresentado por:

MATHEUS PAMPLONA SANTIAGO

Orientador: MSc. Yuri Onça Prestes - UFPA

Co-orientador: Prof. Dr. Marcelo Rollnic - UFPA

**Belém-PA
2019**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**CAMPO DE DENSIDADE NA PLATAFORMA
CONTINENTAL AMAZÔNICA**

Trabalho apresentado por:

MATHEUS PAMPLONA SANTIAGO

Orientador: MSc. Yuri Onça Prestes - UFPA

Co-orientador: Prof. Dr. Marcelo Rollnic - UFPA

Belém-PA

2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S235c Santiago, Matheus Pamplona
Campo de densidade na Plataforma Continental Amazônica /
Matheus Pamplona Santiago. — 2019.
xiii,37 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Me. Yuri Onça Prestes
Coorientador(a): Prof. Dr. Marcelo Rollnic
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de
Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do
Pará, Belém, 2019.

1. Campo de Densidade. 2. Plataforma Continental Amazônica. 3. Rio
Amazonas. 4. Rio Pará. I. Título.

CDD 551.4607



Universidade Federal do Pará

**Instituto de Geociências
Faculdade de Oceanografia**

**CAMPO DE DENSIDADE NA PLATAFORMA
CONTINENTAL AMAZÔNICA**

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:
MATHEUS PAMPLONA SANTIAGO**

Como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia

Data de aprovação: 04 /12//2019

Banca examinadora:

MSc. Yuri Onça Prestes - Orientador
Mestre em Oceanografia - UFPE

Prof. Dr. Marcelo Rollnic – Co-orientador
Doutor em Oceanografia - UFPE

Prof. Dr. Renan Peixoto Rosário – Membro
Doutor em Geofísica Marinha - UFPA

MSc Angela Carolina Cidon Mascarenhas - Membro
Mestre em Geofísica - UFPA

*A você, cuja frase é:
Tu não és todo mundo.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, por me sustentar nos momentos difíceis de ansiedade e insegurança ao longo da graduação, e a todos meus familiares e parentes que ajudaram direta ou indiretamente, mesmo não entendendo exatamente o que eu faço. Em especial as minhas avós, Maria e Creuza, minha biza “Vovó Lucila”, meu avô Raimundo, meus tios Marcelo, Rosemiro, e a Mirlane/Rosiney pelos goles de café que subsidiaram este trabalho.

Aos meus pais, pelo dom da vida, em especial a minha mãe Lucilena Pamplona, por todo amor e carinho que um filho pode ter, por nunca ter me abandonado em momento algum, e que nos momentos difíceis, não mediu esforços para que eu sempre viajasse e apresentasse trabalhos acadêmicos em congressos.

Aos meus irmãos: Bia Salomão, Ágata Santiago, e em especial, ao meu irmão Marllon Pamplona Santiago, que sempre esteve do meu lado me protegendo, apanhando por mim (risos), porém sempre me apoiando. Obrigado por acreditar em mim irmão.

Ao meu orientador, Yuri Prestes, pela amizade construída e por todas as conversas e trocas de informações ao longo da nossa relação de orientador e orientado.

Ao meu Co-orientador, Marcelo Rollnic, que me acolheu no Laboratório de Oceanografia física no meu primeiro semestre e sempre acreditou no meu potencial, por ter me dado oportunidade, inspiração e conhecimento prático com os campos do laboratório. Pela bolsa de iniciação científica, Pibic-CNPq, no âmbito do Projeto OCA (Observatório da Costa Amazônica), que me proporcionou um enorme aprendizado e contato com a escrita e produção científica de qualidade.

Ao Laboratório de Pesquisa em Monitoramento Ambiental Marinho (LAPMAR), coordenado pelo Prof. Dr. Marcelo Rollnic, por todo apoio e infraestrutura fornecida, assim como cada membro deste laboratório que me ajudaram de forma direta ou indireta, cujos nomes eu não citarei para não correr o risco de esquecer alguém. E pelos dados fornecidos no desenvolvimento deste TCC no âmbito do projeto Costa Norte.

Aos meus amigos da turma de 2016.2 e ao Leonardo Rodrigues, por toda a amizade e companheirismo. Ao Anderson Braga da turma de 2015, por toda troca de conhecimento, rotinas e informações ao longo do desenvolvimento dos nossos TCCs, sou grato.

Ao grupo de Patetas que a oceanografia me deu, Yan Marcel, Cássia Viana, Leandro Masayuki e Shiguelo Meirelles, amo vocês.

A Yasmim Oliveira, por ter sido a pessoa com quem eu mais desabafei e confessei minha fraqueza nos últimos semestres de faculdade, além de namorada uma amiga.

E a todos os meus amigos da vida que me ajudaram direta ou indiretamente, grato à todos vocês!

“Não me basta ser rio, se eu posso ser mar.”

(Fabio Rocha)

RESUMO

A Plataforma Continental Amazônica (PCA) é influenciada por dois grandes sistemas: rios Amazonas e Pará. Contudo, não há estudos sobre o campo de densidade da PCA influenciado pela variabilidade e estratificação das plumas desses dois sistemas. O objetivo deste trabalho é investigar a variação espaço-temporal do campo de densidade em uma seção ao longo da PCA. Para isto, foram utilizados dados de quatro campanhas oceanográficas obtidas no âmbito do projeto Costa Norte: de março, julho, outubro e dezembro de 2018. A coleta de dados ocorreu em 8 pontos, ao longo da isóbata de 50 m, a uma distância de aproximadamente 200 km do continente. Os perfis verticais de Temperatura e Salinidade (TS) foram obtidos através de um sensor CTD (*Conductive, Temperature, and Depth*) Sea Bird modelo SBE-37 SM, com uma frequência amostral de 0,2 Hz. A frequência de Brunt-Vaisala ao quadrado (N^2), usada para determinar a estabilidade do fluido, foi calculada em função do gradiente de densidade e o Parâmetro de Estratificação ($P\varepsilon$) calculado em função do gradiente vertical de Salinidade. No período transicional e seco (julho e outubro de 2018) não houve diferença significativa de temperatura e salinidade entre superfície e fundo (média de 28 °C e 36,1 g.kg⁻¹). No período chuvoso (março), houve forte estratificação vertical entre superfície e fundo de 28 a 27,5 °C e 35,4 a 17,2 g.kg⁻¹. Neste período, foi constatado máximo de temperatura (28,2 °C) em torno de 15 metros de profundidade, com diferença média de 0,2 °C em relação à temperatura em superfície, exceto em alguns pontos em que essa diferença foi de até 0,6 °C. A análise de N^2 apresentou maior magnitude durante o período chuvoso e o período transicional entre seco e chuvoso (máximo de $\text{Log}_{10}(N^2)$ igual a -1,7, sempre em torno dos 7-10 m de profundidade). Estes resultados sugerem que apesar da presença de água continental em superfície oriunda da drenagem continental dos dois sistemas que drenam a região, há uma alta estabilidade entre estas massas de água e, que esta, aparece principalmente durante o período chuvoso em condição de forte estratificação vertical ($P\varepsilon$ igual a $5,9 \cdot 10^{-1}$). É possível que a inversão térmica observada na camada de mistura seja causada pela não interação instantânea entre estas duas massas de águas continentais que possuem traçadores físicos próprios, resultando em duas plumas que não se misturam.

Palavras-chave: Campo de densidade. Plataforma Continental Amazônica. Rio Amazonas. Rio Pará.

ABSTRACT

The Amazon Continental Shelf (ACS) is influenced by two large systems: Amazon and Pará rivers. However, there are no studies on the ACS density field influenced by the variability and stratification of the plumes of these two systems. The aim of this study was to investigate the spatial-temporal variation of the density field in a section along the ACS. For this, data from four oceanographic campaigns obtained under the Costa Norte Project were used: march, July, October and December 2018. Data collection occurred at 8 points, near the isobata of 50 m, at a distance of approximately 200 km from the continent. The vertical TS profiles were obtained using a CTD sensor (Conductive, Temperature, and Depth) Sea Bird model SBE-37 SM, with a sample frequency of 0.2 Hz. The Brunt-Vaisala frequency squared (N^2), used to determine fluid stability, was calculated according to the density gradient and the Stratification Parameter ($P\varepsilon$) calculated as a function of the vertical gradient of Salinity. In the transitional and dry season (July and October 2018) there was no significant difference in temperature and salinity between surface and bottom (mean of 28 °C and 36.1 g.kg⁻¹). In the rainy season (March), there was strong vertical stratification between surface and bottom from 28 to 27.5 °C and 35.4 to 17.2 g.kg⁻¹. In this period, maximum temperature (28.2 °C) was also observed around 15 meters deep, with an average difference of 0.2 °C in relation to surface temperature, except at some points where this difference was up to 0.6 °C. The N^2 analysis showed greater magnitude during the rainy season and the transitional period between dry and rainy (maximum of $\text{Log}_{10}(N^2)$ equal to -1.7, always around 7-10 meters deep). These results suggest that despite the presence of continental water on the surface from the continental drainage of the two systems that drain the region, there is a high stability between these bodies of water and, that it appears mainly during the period rainy conditions in a condition of strong vertical stratification ($P\varepsilon$ equal to $5.9 \cdot 10^{-1}$). It is possible that the thermal inversion observed in the mixing layer is caused by non-instant interaction between these two continental water masses that have their own physical tracers, resulting in two plumes that do not mix.

Key-words: Density Field. Amazon Continental Shelf. Amazon River. Pará River.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Plataforma Continental Jurídica Brasileira. Fonte: Cavalcanti 2011.....	4
Figura 2- Localização da área de estudo na PCA próximo a foz do rio Amazonas e Pará. Os pontos em vermelho (P1 a P8) representam a seção ao longo da plataforma e o local dos perfis verticais de CTD realizados no âmbito do Projeto Costa Norte.....	11
Figura 3- Mapa ilustrativo da dispersão da pluma estuarina do RA e RP, sob diferentes condições de descarga: (a) período seco; (b) transicional; (c) chuvoso – período de maior alcance. Extraído na íntegra de Mascarenhas (2019).	14
Figura 4- CTD SeaBird SBE 37-SM MicroCAT Fonte: Site do fabricante - seabird.com	15
Figura 5- Variabilidade espaço-temporal dos perfis de Temperatura ao longo da PCA. Sendo a) o mês de março, b) julho, c) outubro e d) dezembro de 2018.	22
Figura 6- Variabilidade espaço-temporal dos perfis de Salinidade ao longo da PCA. Sendo a) o mês de março, b) julho, c) outubro e d) dezembro de 2018.....	23
Figura 7- Variabilidade espaço-temporal dos perfis de Densidade ao longo da PCA. Sendo a) o mês de março, b) julho, c) outubro e d) dezembro de 2018.....	24
Figura 8- Diagrama Ts espalhado para todas as seções. a) representa todos os pontos em função da profundidade, e b) representa todos os dados coletados em função do tempo. As linhas tracejadas indicam as isopicnais de sigma-t.....	25
Figura 9- Diagrama TS espalhado para cada campanha oceanográfica em função da profundidade. As linhas tracejadas indicam as isopcnais de sigma-t.	26
Figura 10- Variabilidade espaço-temporal dos perfis de N ² ao longo da PCA. Sendo a) o mês de março, b) julho, c) outubro e d) dezembro de 2018. Os pontos 1 a 8 correspondem as distâncias 0 a 210 km.....	30
Figura 11- Diagrama TS espalhado para o mês de março de 2018, período de maior descarga fluvial. Neste zoom é possível observar os núcleos das massas continentais presentes sobre a PCA e a massa oceânica representada pela cor azul, mais próximo ao fundo. As linhas tracejadas representam as linhas de mesma densidade, em sigma-t.....	32

LISTA DE TABELAS

Tabela 1-Comparação entre pressão (dbar) e profundidade (m) utilizando algoritmos da UNESCO (1983), onde podemos observar que até os primeiros 1000 m essa diferença é de apenas 1%. Fonte: Talley <i>et al.</i> (2011).....	6
Tabela 2- Localização geográfica dos perfis verticais na PCA durante as quatro campanhas.	11
Tabela 3- Informações técnicas do CTD, informações extraídas do site do fabricante.	15
Tabela 4- Valores máximo, médio e mínimo de salinidade, temperatura e densidade durante os meses de coleta representativos para toda seção (do P1 ao P8).	18
Tabela 5- Valores máximo, médio e mínimo de salinidade, temperatura e densidade para cada ponto da seção ao longo dos meses de aquisição de dados.....	19
Tabela 6- Valores máximo, médio e mínimo da frequência de Brunt-Vaisala (expressa em $\log_{10}(N^2)$ para melhor visualização) e do parâmetro de estratificação representativo para toda a seção ao longo dos meses de coleta de dados.....	20

LISTA DE ABREVIACÕES

AR-	Água do Rio
AR _A -	Água do rio Amazonas
AR _P -	Água do rio Pará
CNB-	Corrente Norte do Brasil
CNUDM-	Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar
CTD-	<i>Conductive, Temperature, and Depth</i>
PC-	Plataforma Continental
PCA-	Plataforma Continental Amazônica
RA-	Rio Amazonas
RP-	Rio Pará
TEOS-	<i>International Thermodynamic Equation of Seawater</i>
TS-	Temperatura e Salinidade
ZCA-	Zona Costeira Amazônica
ZCIT-	Zona de Convergência Intertropical
ZEE-	Zona Econômica Exclusiva

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vii
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE TABELAS	ix
LISTA DE ABREVIACÕES	xi
1 INTRODUÇÃO	1
2 REFERENCIAL TEÓRICO	3
2.1 MORFOLOGIA OCEÂNICA	3
2.1.1 Plataforma Continental	3
2.2 PROPRIEDADES FÍSICAS DA ÁGUA DO MAR	4
2.2.1 Temperatura	4
2.2.2 Salinidade	5
2.2.3 Pressão	6
2.2.4 Densidade	7
2.3 ESTABILIDADE VERTICAL DA ÁGUA DO MAR	8
2.3.1 Frequencia de Brunt-Vaisala	8
2.4 TRAÇADORES	8
3 OBJETIVO	10
3.1 OBJETIVO GERAL	10
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	10
4 MATERIAL E MÉTODOS	11
4.1 ÁREA DE ESTUDO	11
4.1.1 Localização	11
4.1.2 Plataforma Continental Amazônica	12
4.1.3 Rio Amazonas	12
4.1.4 Rio Pará	13
4.2 AMOSTRAGEM	14

4.3 PROCESSAMENTO DE DADOS	16
5 RESULTADOS	18
5.1 RESULTADOS GERAIS.....	18
5.2 ANÁLISE DO DIAGRAMA TS	25
6 DISCUSSÃO.....	27
6.1 VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DE SALINIDADE	27
6.2 VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DE TEMPERATURA.....	27
6.3 FREQUÊNCIA DE BRUNT-VAISALA.....	28
6.3.1 Identificação de plumas estuarinas	31
7 CONCLUSÕES.....	33
REFERÊNCIAS.....	34

1 INTRODUÇÃO

A Zona Costeira Amazônica (ZCA) brasileira é influenciada por dois grandes sistemas: do rio Amazonas e Pará. A ZCA possui características meteorológicas e oceanográficas bastante peculiares, com elevada precipitação anual (até 3.300 mm), baixa variação térmica anual (temperaturas maiores que 20 °C), ampla plataforma continental (~330 km) e regime de macromarés semidiurnas (Pereira *et al.* 2009). Além de possuir o maior cinturão contínuo de manguezais do mundo, que se estende da Baía do Marajó (PA) até a Baía de São José (MA), com cerca de 650 km de litoral em linha reta (Souza Filho 2005).

A Plataforma Continental Amazônica (PCA) é um ambiente altamente complexo e dinâmico, e esta inserida na ZCA. Além da elevada descarga de água doce proveniente do rio Amazonas, atuam sobre a região os ventos alísios, correntes de maré, correntes costeiras e a corrente de contorno oeste do giro subtropical, contribuindo para a formação de umas das regiões mais energéticas do mundo (Geyer & Beardsley 1995).

O aporte marinho do Oceano Atlântico na PCA é diluído ao longo da drenagem continental com a água doce da descarga fluvial dos rios Amazonas e Pará, gerando extensos gradientes longitudinais de salinidade. A zona de mistura do Rio Amazonas ocorre na região interna da plataforma, com intensa variabilidade espacial e temporal da frente salina (Geyer *et al.* 1996, Molinas 2014). Desta forma, as elevadas contribuições de água doce e de sedimentos fornecem fontes de flutuação importantes para a estratificação que reduzem a intensidade da mistura vertical induzida pela maré durante a maior parte da plataforma (Geyer & Beardsley 1995).

O litoral amazônico, que inclui a costa dos Estados do Pará, Amapá e Maranhão, possui uma vocação natural para a exploração dos recursos pesqueiros segundo Isaac (2006), marcada pela elevada produtividade associada à decomposição da matéria orgânica oriunda das florestas de mangue e das planícies inundadas da ZCA. Assim, o crescimento das atividades socioeconômicas na região, como a exploração de óleo e gás, atividades portuárias e a pesca artesanal e industrial, tornam o monitoramento dos processos físico-oceanográficos de elevada importância ambiental e social.

Alguns estudos sobre ondas internas já foram realizados na PCA. As primeiras sugestões da ocorrência de marés internas foram apontadas por Geyer *et al.* (1996) e Nittrouer e DeMaster (1996), que associaram essas ondas às interações da maré barotrópica com o delta subaquático na presença da pluma do Rio Amazonas.

Porém, não há na literatura científica, trabalhos sobre o campo de densidade da PCA associado às plumas do rio Amazonas e Pará, nem tão pouco sobre a estratificação entre estas plumas. Desta forma este trabalho tem como motivação a compreensão da importância baroclínica (oscilações do campo de densidade e na frequência de Brunt-Vaisala) em um ambiente dinamicamente ativo e único, como a PCA.

A hipótese deste trabalho é que durante o período de maior descarga fluvial na PCA, próximo a isóbata de 50m, as plumas dos rios Amazonas e Pará não se misturam por possuírem densidades diferentes, promovendo uma estratificação vertical. Enquanto que durante o período de menor aporte continental não há estratificação vertical do campo de densidade na PCA, sendo a água oceânica predominante na região.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 MORFOLOGIA OCEÂNICA

A morfologia do fundo oceânico pode ser dividida em margem continental e bacia oceânica. A margem continental por sua vez está subdividida em: plataforma continental, talude continental e sopé continental. As margens continentais representam, de maneira geral, a zona de transição entre os continentes e as bacias oceânicas e, do ponto de vista geológico, fazem parte do continente (apesar de se situar abaixo do nível do mar) (Baptista Neto *et al.* 2004).

A margem continental é a região mais próxima às terras emersas e são formadas por um acúmulo de sedimentos de origem continental levados principalmente por rios e, em menor escala, pela erosão causada pelo próprio mar no ambiente costeiro (Schmiegelow 2004).

2.1.1 Plataforma Continental

A plataforma continental (PC), inserida na margem continental, estende-se da costa em direção à bacia oceânica, com uma declividade média de 1:1000 (a cada 1000 metros horizontais, a profundidade aumenta em 1 metro) (Schmiegelow 2004).

As PC's possuem uma largura média em torno de 75 km (em algumas regiões esta largura pode ser superior aos 700 km), e uma profundidade média de 130 m (podendo alcançar os 400 m de profundidade) (Castello & Krug 2015).

A PC faz parte da Zona Econômica Exclusiva brasileira (ZEE) presente na constituição federal de 1988, caracterizando a ZEE como uma faixa que se estende das 12 as 200 milhas náuticas (370 km) contadas a partir das linhas de base que servem para medir a largura do mar territorial (CNUDM, Artigos 55 a 57).

A Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM, Artigos 76 e 77) define que o Estado costeiro exerce direitos de soberania na PC para efeitos de exploração e aproveitamento dos seus recursos naturais tanto do leito do mar e áreas adjacentes quanto do subsolo (Souza 1999).

A figura 1 mostra a Plataforma Continental Jurídica Brasileira, a qual o Brasil tem direito de exploração.

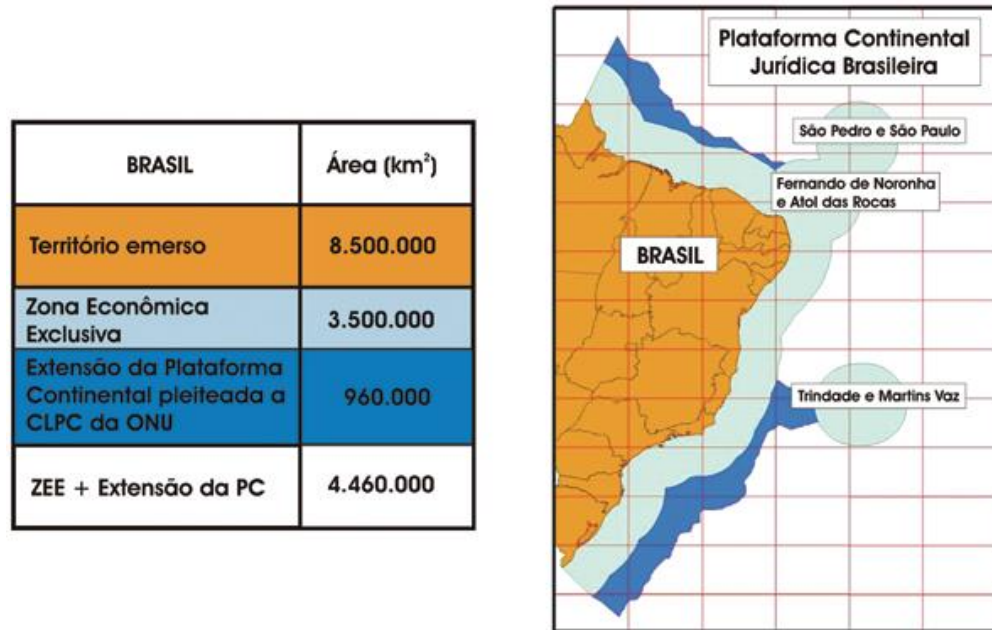


Figura 1- Plataforma Continental Jurídica Brasileira. Fonte: Cavalcanti (2011).

2.2 PROPRIEDADES FÍSICAS DA ÁGUA DO MAR

As propriedades físicas da água do mar são a temperatura, salinidade, pressão e densidade, sendo a última calculada em função das três primeiras ($\rho(S,T,P)$).

2.2.1 Temperatura

Uma das características físicas mais importantes da água do mar é a temperatura. Ela foi um dos primeiros parâmetros a ser medido e continua sendo o mais amplamente observado até os dias de hoje. Na maioria dos oceanos a temperatura é o fator mais importante na determinação da densidade, exceto em altas latitudes e próximo a regiões de elevada precipitação (Talley *et al.* 2011).

Em 1874 a temperatura era medida por termômetros de reversão, que tinha uma acurácia e precisão de 0,004 e 0,002 °C, respectivamente. Atualmente a temperatura é medida por termistores, que contam com maior acurácia e precisão (0,002 e 0,0005 °C - 0,001 °C).

A água do mar é quase, mas não totalmente incompressível, assim, quando uma parcela de água é comprimida ou expandida devido a variações de pressões a sua temperatura se altera. Desta forma, para comparar uma parcela de água que estão em pressões distintas é aconselhável utilizar a Temperatura Potencial (θ), isto é, temperatura que uma parcela de água teria se fosse movida adiabaticamente para uma região de outra pressão (Talley *et al.* 2011).

Neste trabalho, por se tratar de um ambiente próximo a isóbata de 50 m, foi utilizado apenas à temperatura *in-situ*, visto que θ é recomendada para profundidades acima de 500 m.

2.2.2 Salinidade

A água do mar contém a maioria dos elementos conhecidos, 99,3% da massa total de sais na água do mar correspondem aos elementos maiores, e.g., íon cloro (55%), sódio (30,7%), sulfato (7,7%), magnésio (3,6%), cálcio (1,2%) e o íon potássio (1,1%). Segundo a Lei das proporções constantes proposta por Dittmar (1884), ao analisar 77 amostras na expedição *challenger*, apesar da concentração total dos sais dissolvidos mudarem com o local, a proporcionalidade relativa entre os íons abundantes permanece praticamente constante. Isto se deve, pois a fonte dominante de sais no oceano é o aporte fluvial através do intemperismo nos continentes (escala de milhões de anos), enquanto que a diferença na concentração dos sais dissolvidos resulta dos processos de evaporação e diluição devido ao aporte de água doce pelas chuvas, rios ou degelo (Talley *et al.* 2011).

A primeira definição de salinidade foi “a massa em gramas de material sólido contido em um quilograma de água do mar depois que toda a quantidade de água evaporou”. Posteriormente, esta definição foi rapidamente substituída por uma conotação mais química proposta por Knudsen (1902), “salinidade é a quantidade total de material sólido em gramas contido em um quilograma de água do mar quando todos os carbonatos tiverem sido convertido em óxidos, o bromo e o iodo substituídos por cloro, e todo material orgânico for completamente oxidado”. Devido a difícil reprodutividade desta determinação química nos laboratórios, a salinidade passou a ser determinada pela clorinidade, por meio da titulação de prata (Stewart 2002, Talley *et al.* 2011). A relação empírica entre salinidade e clorinidade foi definida, em 1966, como sendo:

$$\text{salinidade} = 1,80655 \cdot \text{Clorinidade} \quad (1)$$

A salinidade baseada em análises químicas foi substituída pela definição em função da condutividade elétrica da água do mar (dependente da salinidade e temperatura). A partir desta definição o método para calcular a salinidade ganhou maior praticidade e a salinidade passou a ser definida como uma grandeza adimensional, ou apenas a abreviação “psu” (*Practical Salinity Unit*). O algoritmo utilizado para calcular a salinidade segundo a Escala Prática de Salinidade (PSS 78) é válido apenas para $-2 \text{ }^{\circ}\text{C} \leq T \leq 35 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $2 \leq S \leq 42$ e profundidade ≤ 10000 m (Stewart 2002, Talley *et al.* 2011).

Atualmente a salinidade retornou a sua conotação original, como sendo a razão entre a massa de substâncias dissolvidas e a massa total de uma parcela de água do mar, denominada Salinidade Absoluta (S_A), expressa em “g.kg⁻¹”(Talley *et al.* 2011). Esta definição foi introduzida em 2010 através da nova equação de estado da água do mar (TEOS-10), e corrige as variações espaciais da composição da água do mar, isto é, não é simplesmente proporcional à salinidade prática (PSS 78). Vale ressaltar que a S_A passa a ser confiável para calcular valores de salinidade inferiores a 2 g.kg⁻¹.

2.2.3 Pressão

A pressão (P) é uma força normal (ortogonal) por unidade de área exercida por um fluido (água ou ar). Nos oceanos a pressão é comumente expressa em decibar (dbar), onde 1 dbar = 10⁴ Pa (Stewart 2002, Talley *et al.* 2011). Em oceanografia, quando falamos da pressão se refere à pressão hidroestática, ou seja, a pressão que acontece devido a força exercida por uma coluna de água acima de um dado nível (profundidade). A relação entre pressão (dbar) e profundidade (m) pode ser observada na Tabela 1.

Tabela 1- Comparação entre pressão (dbar) e profundidade (m) utilizando algoritmos da UNESCO (1983), onde podemos observar que até os primeiros 1000 m essa diferença é de apenas 1%.

Pressure (dbar)	Depth (m)	Difference (%)
0	0	0
100	99	1
200	198	1
300	297	1
500	495	1
1000	990	1
1500	1453	1.1
2000	1975	1.3
3000	2956	1.5
4000	3932	1.7
5000	4904	1.9
6000	5872	2.1

$$\text{Percent difference} = (\text{pressure} - \text{depth}) / \text{pressure} \times 100\%.$$

Fonte: Extraído de Talley *et al.* (2011).

Dizemos que um fluido está em equilíbrio hidrostático quando a força exercida pela gravidade (para baixo) e a força gradiente de pressão (para cima) se anulam. A pressão para uma determinada profundidade depende da massa de água que está sobre aquela profundidade. Isto é, a pressão é maior onde a água acima é mais pesada, seja pelo fato de possuir águas mais densas, ter uma coluna d'água mais espessa, ou em ambos os casos. Variações horizontais na distribuição de massa geram as variações horizontais na pressão dos oceanos, de modo que as diferenças de pressão horizontais que geram as correntes oceânicas são da ordem de 1 dbar para algumas centenas de quilômetros (Talley *et al.* 2011).

2.2.4 Densidade

A densidade (ρ) da água do mar é uma propriedade calculada e não medida. A densidade é muito importante, pois determina a profundidade que uma parcela de água vai permanecer em equilíbrio. Quanto mais homogêneo for o meio (parcela de água de mesma densidade) mais fácil é a mistura e quanto mais estratificado (parcela de água de densidades diferentes) mais energia é necessária pra promover a mistura. A densidade tem unidade de $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ e é diretamente relacionada ao volume específico ($\alpha=1/\rho$). No oceano estes valores variam de 1021 kg/m^3 (pressão atmosférica) até 1070 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (pressão de 10000 db) (Talley *et al.* 2011).

A anomalia de densidade ou Sigma-t (σ_t) é definido como $\sigma_t=(\rho_{S,T,P}-1000)$, utilizado por praticidade quando as diferenças de densidades são mais importantes que a quantidade absoluta em si ($1026,96 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3} - 1000 = 26,96$). Embora σ_t tenha unidades, é usual omiti-las. A densidade da água do mar varia entre 1000 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (água doce pura) e cerca de 1028 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (água mais densa à superfície, onde $P=0$). Uma definição mais apropriada é a de densidade potencial (σ_θ), onde a temperatura é substituída pela temperatura potencial e a pressão pode ser calculada com relação a uma única referência de pressão (Stewart 2002, Talley *et al.* 2011).

A relação entre a densidade e as propriedades físicas da água do mar (temperatura, salinidade e pressão) é definida por uma equação polinomial de estado que contém 15 a 27 termos, onde a versão mais comum desta equação é conhecida como (EOS 80). No entanto, assim como a evolução da salinidade (S_A), uma versão mais recente da densidade é baseada na TEOS-10.

2.3 ESTABILIDADE VERTICAL DA ÁGUA DO MAR

Um parâmetro importante ao analisar a estabilidade vertical da água do mar é a estabilidade estática (E). A estabilidade estática, associada à densidade, é a medida de tendência de uma coluna d'água retornar a sua posição de equilíbrio após uma perturbação. Quanto maior à estratificação maior é a estabilidade estática, podendo ser classificada como estável ($E > 0$), neutra ($E = 0$) e negativa ($E < 0$) (Talley *et al.* 2011).

2.3.1 Frequência de Brunt-Vaisala

Em oceanografia é comum utilizar outra medida da estabilidade estática, principalmente para o estudo de água internas, que é a frequência de estabilidade (empuxo), ou frequência de Brunt-Vaisala (Talley *et al.* 2011).

A frequência de Brunt-Vaisala (N) quantifica a importância da estabilidade e é uma variável fundamental na dinâmica do fluxo estratificado. Em termos mais simples, N pode ser interpretado como a frequência vertical excitada por deslocamento vertical de uma parcela de fluido (Stewart 2002).

A frequência é maior quanto mais horizontal é a isopical, isto é, quanto mais estável for o oceano maior é o N (mais trabalho é necessário pra promover deslocamento vertical). Logo, um fluido menos estratificado (bem misturado) possui maior energia potencial (e menos trabalho é necessário pra promover deslocamento vertical).

King *et al.* (2012) em seu estudo sobre ondas internas nos oceanos adotou a Frequência de Brunt-Vaisala ao quadrado (N^2) em vez de N, por N^2 ser a expressão que comumente aparece nas equações que governam o estudo das ondas internas nos oceanos. Neste trabalho também foi adotado a equação referente à N^2 em função do gradiente vertical de densidade (detalhes sobre a equação na seção 4.3).

2.4 TRAÇADORES

O material dissolvido na água do mar pode ser utilizado para acompanhar o caminho de um dado fluido ou massa d'água. Alguns destes podem ser utilizados para datação dos mesmos. A temperatura e salinidade são muito utilizadas na oceanografia como o principal traçador físico devido a sua capacidade conservativa. No entanto, existem também traçadores geoquímicos não conservativos (são aquelas que são modificadas por reações químicas ou

processos biológicos) que podem ser utilizados em conjunto com TS, e.g., oxigênio dissolvido e nutrientes (Talley *et al.* 2011).

A concentração de sedimento e a composição de elementos químicos (traçadores) a e.g., a matéria orgânica dissolvida e silicatos, são responsáveis por elevar a temperatura de plumas estuarinas (Pailler *et al.* 1999, Silva *et al.* 2007).

Neste trabalho os dados de TS foram utilizados para calcular o campo de massa sobre a PCA, e através destes traçadores conservativos, tentar identificar massas de águas continentais e oceânicas próximo a isobata de 50 m.

3 OBJETIVO

3.1 OBJETIVO GERAL

Estudar a variabilidade vertical, horizontal e sazonal do campo de densidade em uma seção ao longo da isóbata de 50 m na Plataforma Continental Amazônica (PCA), próximo à zona de influência do rio Amazonas e Pará.

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar os perfis verticais de Temperatura e Salinidade de uma seção de 8 pontos ao longo da PCA, durante os meses de março, julho, outubro e dezembro de 2018;
- Determinar a variabilidade espaço-temporal do campo de densidade na PCA em função do período de alta e baixa descarga do rio Amazonas e Pará;
- Identificar a posição vertical das plumas dos rios Amazonas e Pará de acordo com a análise de N^2 e diagrama T-S espalhado.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 ÁREA DE ESTUDO

4.1.1 Localização

A área de estudo está localizada na região da PCA próximo a isóbata de 50 m. A PCA se localiza entre os paralelos 2° S, 5° N e meridianos 44° W, 52° W. A posição geográfica dos perfis verticais pode ser observada na Figura 2, e as coordenadas geográficas na Tabela 2.

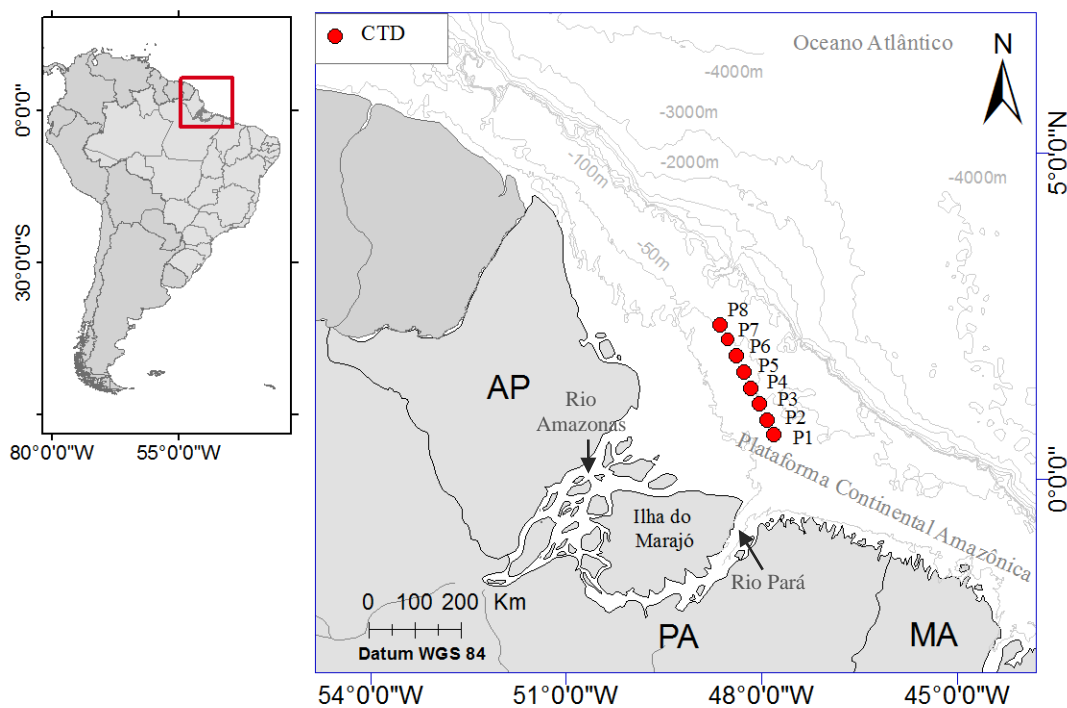


Figura 2- Localização da área de estudo na PCA próximo a foz do rio Amazonas e Pará. Os pontos em vermelho (P1 a P8) representam a seção ao longo da plataforma e o local dos perfis verticais de CTD.

Tabela 2- Localização geográfica e a profundidade média dos perfis verticais na PCA.

Pontos	Latitude (N)	Longitude (W)	Profundidade (m)
P1	0° 40' 43,26"	47° 48' 44,79"	38,5
P2	0° 55' 25,3"	47° 55' 36,57"	44,8
P3	1° 10' 16,74"	48° 2' 27,95"	45,5
P4	1° 25' 13,78"	48° 9' 24,15"	47
P5	1° 40' 6,06"	48° 16' 18,59"	46
P6	1° 55' 5,99"	48° 23' 12,46"	44,1
P7	2° 9' 38,52"	48° 30' 8,71"	48,1
P8	2° 24' 47,06"	48° 36' 59,53"	62

4.1.2 Plataforma Continental Amazônica

A PCA é um laboratório natural atípico. Como exemplo dos processos físicos atuantes na região, eg., elevada descarga fluvial, dinâmica das marés, ventos alísios, correntes costeiras, transporte de sedimentos em suspensão (Beardsley *et al.* 1995) e sazonalidade da frente salina (Molinas 2014). A Plataforma Amazônica também se destaca por suas marés semidiurnas, com amplitude de mais de 3 m (Gibbs 1982).

A quebra da plataforma ocorre próxima a isóbata de 100 m, onde se inicia o talude continental. Segundo Kuehl *et al.* (1982) a PCA pode ser dividida em dois segmentos: plataforma interna, delimitada pela isóbata de 60 m; e a plataforma externa, entre as isóbatas de 60 e 100 m. No entanto, Nittrouer & DeMaster (1986) acrescentam mais um seguimento à PCA, sendo este a plataforma média (entre as isóbatas de 40 a 60 m).

A PCA é uma plataforma larga e rasa, com a presença de uma corrente de contorno oeste próximo à quebra de plataforma, a Corrente Norte do Brasil (CNB). Na frente da foz do rio Amazonas a plataforma atinge uma largura de 330 km, destacando-se nesta área o cone do Amazonas, com comprimento de 700 km. Em frente ao cabo norte (5° N e 52° W) sua extensão é cerca de 210 km, enquanto que no cabo Orange (1,6° S e 50° W) sua extensão é de 125 km (Flood & Damuth 1987).

A CNB transporta água, em direção ao equador, cerca de 35 Sv e uma amplitude com variação sazonal média de 3 Sv, com transporte máximo (36 Sv) durante os meses de julho-agosto e mínimo (13 Sv) durante os meses de abril-maio (Johns *et al.* 1990).

O clima da região é influenciado pela distribuição anual das chuvas, devido a migração latitudinal da posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Cavalcante 2007). A variação sazonal de precipitação compreende dois períodos bem definidos, o período seco (julho a dezembro) e período chuvoso (janeiro a maio), com precipitação média anual variando de 2500 a 3000 mm anuais e temperatura média em torno de 26°C (Moraes *et al.* 2005). Neste trabalho o mês de julho foi considerado como período transicional entre o período chuvoso e seco, devido a ausência de coleta de dados no mês de junho. Além deste, dezembro foi considerado o mês de transição entre o período seco e chuvoso.

4.1.3 Rio Amazonas

O rio Amazonas (RA) possui uma área de aproximadamente 7×10^6 km², sendo considerada a maior bacia hidrográfica do mundo (Nittrouer & Demaster 1986). Possui uma descarga de cerca de 0,18 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) de água doce que flui para o oceano

Atlântico (Oltman 1968). Representa cerca de 16 a 20% de toda água doce que deságua nos oceanos anualmente (Molinier *et al.* 1996). A vazão é máxima no mês de maio à junho (aproximadamente 0,22 Sv) e mínima entre os meses de outubro à novembro (vazão de 0,1 Sv)(Richey *et al.* 1986).

A carga de sedimentos associada as descargas do RA é de aproximadamente $1,3 \times 10^9$ ton.ano⁻¹ (Meade *et al.* 1985, Meade 1994). Esses sedimentos formam grandes concentrações próximo ao fundo, denominadas lama fluida (Geyer *et al.* 1996), diminuindo assim o atrito com o fundo, e, influenciando as características hidrodinâmicas locais.

A extensão horizontal no oceano da influência da descarga do rio é denominada de pluma estuarina (Miranda *et al.* 2002). A mesma pode ser traçada na PCA por águas de baixa salinidade (< 34) e se estende por centenas de quilômetros, variando sazonalmente, tanto na estrutura vertical quanto horizontal, podendo chegar a 1500 km de extensão (Lentz 1995). Geyer *et al.* (1996) definiu a pluma do RA, em geral, com espessura entre 5 e 10 m e salinidade entre 20 e 30.

4.1.4 Rio Pará

O rio Pará (RP) possui uma descarga líquida de aproximadamente 2×10^4 m³s⁻¹, com uma ordem de grandeza inferior ao rio Amazonas (Prestes 2016). O RP não possui uma nascente propriamente dita, e inicia-se na baía das bocas e segue bordejando o sul e o leste da ilha do Marajó, com uma largura de 60 km na sua foz, sendo dominado por maré ao longo dos 350 km de extensão longitudinal (Prestes *et al.* 2017, Rosário *et al.* 2016). Prestes *et al.* (2014) verificaram que a vazão do RP, associada à energia das marés, atinge máximos de 300.000 m³s⁻¹ durante a vazante e 200.000 m³s⁻¹ durante a enchente.

A baixa magnitude da vazão fluvial (relativo ao rio Amazonas) permite que haja uma intrusão salina no interior do estuário durante o período de baixa descarga fluvial. De acordo com a modelagem numérica 2D proposta por Rosário *et al.* (2016), o estuário do rio Pará apresenta uma intrusão salina longitudinal (em maré de sizígia) de até 130 km para o período de baixa vazão e 70 km para o período de alta vazão que pode ser explicada pelas forças de maré e descarga fluvial das bacias que drenam o estuário.

Mascarenhas *et al.* (2016) verificaram que a pluma estuarina gerada pelo RP se estende em até 200 km sobre a área da PCA, somente em condições de alta descarga fluvial, sendo o limite no qual as plumas do rio Amazonas e Pará interagem. No setor leste da PCA, a

dispersão da pluma do RA e PA alcança uma distância de até 300 km ao longo da isóbata de 30 m (Figura 3) na PCA interna (Mascarenhas 2019).

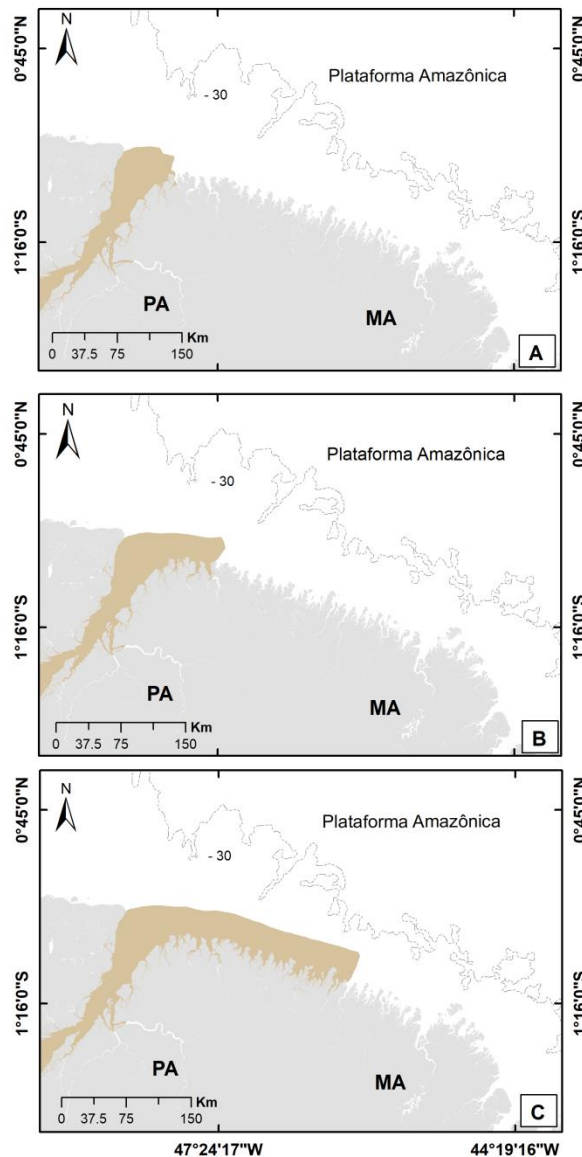


Figura 3- Mapa ilustrativo da dispersão da pluma estuarina do RA e RP, sob diferentes condições de descarga: (a) período seco; (b) transicional; (c) chuvoso – período de maior alcance. Extraído na íntegra de Mascarenhas (2019).

4.2 AMOSTRAGEM

Os cruzeiros oceanográficos para a aquisição de dados de Temperatura e Salinidade (TS) foram realizados no âmbito do Projeto Costa Norte: Desenvolvimento de Metodologia para o Entendimento dos Processos Costeiros e Definição da Vulnerabilidade das Florestas de Mangue das bacias do Pará-Maranhão e Foz do Amazonas.

O Projeto Costa Norte, pretende avaliar a vulnerabilidade dos manguezais levando em consideração aspectos de sensibilidade, suscetibilidade e resiliência à contaminação por óleo

na Margem Equatorial Norte Brasileira, do Maranhão ao Amapá. Região que se destaca pela presença das maiores áreas contínuas de manguezais do planeta. O principal objetivo do projeto é avaliar a eficiência da utilização de métodos de modelagem computacional ambiental em representar o transporte de poluentes nas zonas costeira e estuarina amazônica.

Este trabalho consistiu da utilização de dados TS de 32 perfis verticais de CTD (*Conductive, Temperature, and Depth*) da marca *SeaBird* modelo SBE-37SM (Figura 4), coletados no âmbito do Projeto Costa Norte. Para a aquisição de dados foi escolhido quatro campanhas oceanográficas no ano de 2018, em 8 pontos (com espaçamento de 30 km) estabelecidos um seção ao longo da PCA.

As campanhas oceanográficas ocorreram durante maré de sizígia nos meses de março, julho, outubro e dezembro de 2018 abrangendo o período chuvoso, transicional entre o chuvoso e o período seco, período seco e o transicional entre o período seco e o chuvoso, respectivamente. Vale ressaltar que o mês de julho de 2018 foi considerado como transicional neste trabalho, uma vez que não houve coleta de dados durante o mês de junho de 2018.

Para todas as campanhas foi utilizado apenas os dados de descida do equipamento, previamente programado com uma frequência amostral de 0,2 Hz, isto é, um dado a cada 5 segundos. Informações Técnicas do equipamento constam na Tabela 3.



Figura 4-CTD SeaBird SBE 37-SM MicroCAT. Fonte: Site do fabricante - seabird.com

Tabela 3- Informações técnicas do CTD, informações extraídas do site do fabricante.

Especificações do sensor			
Parâmetro	Condutividade (s/m)	Temperatura (°C)	Pressão (dbar)
Alcance da medição	0 a 7 (0 a 70 mS/cm)	-5 a 35	0 a 100 m
Acurácia	± 0,00001 (0,0001 mS/cm)	± 0,0001	±0,002%
Acurácia inicial	± 0,0003 (0,003 mS/cm)	± 0,002	± 0,1%
Resolução	0,00001 (0,0001 mS/cm)	0,0001	0,002%

Estabilidade típica (por mês)	0,0003 (0,003 mS/cm)	0,0002	0,05%
--	-------------------------	--------	-------

4.3 PROCESSAMENTO DE DADOS

A salinidade absoluta (S_A) e a densidade (ρ) foram convertidas através da nova equação de estado da água do mar, TEOS-10, *Internacional Thermodynamic Equation of Seawater* (IOC, SCOR; IAPSO, 2010). Para isto foi utilizado o pacote computacional “*gsw_seawater*”.

A S_A foi convertida por meio da função que necessita dos seguintes *inputs*: Salinidade Prática, Temperatura Conservativa (°C), Pressão (dbar) e a Longitude e Latitude (°). A unidade de saída desta função baseada na TEOS-10 é expressa em “g.kg⁻¹”, e representa a fração de sais em uma porção de água do mar. Esta foi à unidade adotada neste trabalho.

A Salinidade Prática (S_P) foi convertida da condutividade elétrica através do pacote computacional “*seawater*” proveniente do grupo de cientistas *Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards*, JPOTS (Unesco 1983). A unidade de saída da salinidade é em psu (*practical salinity unit*), ou como utilizada usualmente, uma grandeza adimensional.

Com base nos limites entre água salobra e salina estabelecidos pelo Tratado de Veneza (1958), foi adotado neste trabalho valores de salinidade: $S < 30$ g.kg⁻¹ como influência direta de águas estuarinas (plumas) e, águas oceânicas $S \geq 30$ g.kg⁻¹.

Os perfis de densidade (ρ) foram obtidos em função dos perfis de Temperatura, Salinidade e Pressão $\rho(T, S_A, p)$. A unidade de saída de ρ é em kg.m⁻³.

Em alguns casos as variações de densidade são mais importantes do que a quantidade absoluta e por isto, no Diagrama T-S, foi utilizado Sigma-t (σ_t), que é definido como:

$$\sigma_t = (\rho(S, T, P) - 1000) \quad (2)$$

Onde ρ é a densidade absoluta (kg.m⁻³) e 1000 (kg.m⁻³) é o valor de referência para água pura. Apesar de σ_t possuir unidade, a mesma é usualmente omitida.

Para compreensão da estabilidade do campo de densidade na PCA foi utilizado o cálculo da Frequência de Brunt-Vaisala ao quadrado (N^2). Este cálculo é necessário para analisar a estabilidade vertical de um fluido na coluna d’água em função das variações de Salinidade e Temperatura. O N^2 foi calculado pelo pacote computacional “*sw_seawater*”

(CSIRO, Phil Morgan 1993) para todos os pontos e campanhas, o pacote utiliza a seguinte equação:

$$N^2(Z) = -\frac{g}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (3)$$

Onde g é a aceleração da gravidade ($m.s^{-2}$), ρ é a densidade absoluta ($kg.m^{-3}$) e $\partial \rho / \partial z$ representa os gradientes verticais de densidade. Os dados de entrada para a função são: Salinidade, Temperatura, Pressão e a Latitude. A unidade de saída de N^2 é em ciclos por segundo ao quadrado ($ciclo.s^{-2}$). Neste trabalho a frequência de Brunt-Vaisala foi expressa em $\text{Log}_{10}(N^2)$ pela maior simplicidade e visualização dos resultados.

O Parâmetro adimensional de Estratificação ($P\varepsilon$) foi proposto por Hansen e Rattray (1966) em seu diagrama de estratificação-circulação para classificação dos estuários, sendo calculado com base nos gradientes de salinidade. O ambiente é fracamente estratificado quando $P\varepsilon < 0,1$, fortemente estratificado quando $P\varepsilon > 0,1$, e homogêneo para $P\varepsilon$ tendendo a zero. A Eq. 4 mostra o cálculo utilizado neste trabalho para obtenção do Parâmetro de estratificação:

$$P\varepsilon = \frac{S_f - S_s}{S} = \frac{\Delta S}{S} \quad (4)$$

Onde S_f é a média espacial da salinidade de fundo, S_s a média espacial da salinidade de superfície e S a média espacial para toda seção.

5 RESULTADOS

5.1 RESULTADOS GERAIS

O período chuvoso (março de 2018) apresentou maior estratificação vertical de TS dentre todas as campanhas oceanográficas na PCA. Ao longo da seção, a média dos valores de TS foi igual a 28 / 27,5 °C e 17,2 / 35,4 g.kg⁻¹, para superfície e fundo, respectivamente. Para a densidade resultados foram iguais a 1008,5 e 1022,9 kg.m⁻³. A Tabela 4 apresenta resultados gerais das médias espaciais ao longo das seções para todas as campanhas. Em geral, a densidade apresentou valores mínimos em superfície e aumento gradativo até próximo ao fundo.

Tabela 4- Valores máximo, médio e mínimo de salinidade, temperatura e densidade durante os meses de coleta representativos para toda seção (do P1 ao P8).

Seção	Perfis verticais (S, T, ρ)								
	Salinidade (g.kg ⁻¹)			Temperatura (°C)			Densidade (kg.m ⁻³)		
	Máx	Mín	Méd	Máx	Mín	Méd	Máx	Mín	Méd
Mar 2018	35,9	17,1	30,8	28,2	27,5	27,9	1022,9	1008,5	1019,3
Jul 2018	36,2	36	36,2	28,2	27,9	28,1	1023,4	1023,1	1023,3
Out 2018	36,3	36	36,2	28,2	27,8	28	1023,4	1023,1	1023,3
Dez 2018	36,2	30,5	34,7	28,5	27,3	28,2	1023,6	1018,8	1022,2

Ainda no período chuvoso, o valor máximo de temperatura (28,2 °C) foi verificado em torno dos 15 metros de profundidade ao longo de todos os pontos da seção, com diferença de 0,2 °C em relação à temperatura média de superfície. Exceto em alguns pontos em que esta diferença chegou a 0,6 °C (Figura 5 -a).

Com a redução da descarga fluvial nos meses de transição e durante o período seco (julho e outubro de 2018), foi observado que não houve a formação de gradientes verticais de TS. Além disso, valores médios espaciais durante estes períodos foram praticamente iguais (Tabela 4).

No mês de dezembro de 2018, mês transicional entre o período seco e o chuvoso, foi verificado o início de estratificação vertical do campo de massa da PCA. Os valores médios de TS variaram entre 28,2 – 27,3 °C e 30,4 – 36,2 g.kg⁻¹ para superfície e fundo, respectivamente. A densidade variou entre 1018,8 a 1023,6 kg.m⁻³. Também foi observado o maior resultado de temperatura (28,5 °C) em torno de 15 – 20 m de profundidade, do ponto 1 ao ponto 4 (Figura 5 - d).

Na Tabela 5 pode-se observar a estatística básica para todos os pontos da seção ao longo dos quatro meses de aquisição de dados.

Tabela 5- Valores máximo, médio e mínimo de salinidade, temperatura e densidade para cada ponto da seção ao longo dos meses de aquisição de dados.

		Perfis Pontuais (S, T, ρ)								
Mês	Pontos	Salinidade (g.kg ⁻¹)			Temperatura (°C)			Densidade (Kg.m ⁻³)		
		Máx	Mín	Méd	Máx	Mín	Méd	Máx	Mín	Méd
Mar 2018	P1	34,8	14,3	28	28,3	27,8	28,0	1022,3	1006,9	1017,1
	P2	35,1	11,5	28,3	28,3	27,9	28,0	1022,6	1004,7	1017,4
	P3	35,2	11,0	29,8	28,2	27,9	28,0	1022,7	1004,0	1018,6
	P4	35,4	13,6	30,7	28,2	27,7	27,9	1022,9	1006,0	1019,2
	P5	35,3	14,1	30,4	28,2	27,8	28,0	1022,8	1006,7	1019,0
	P6	35,3	18,9	31,4	28,2	28,0	28,0	1022,7	1010,3	1019,7
	P7	35,7	28,9	33,5	28,2	27,6	27,9	1023,2	1017,7	1021,3
	P8	35,9	24,5	34,6	28,2	27,5	27,1	1022,9	1008,5	1019,3
Jul 2018	P1	35,7	34,9	35,6	28,3	28,3	28,3	1022,9	1022,7	1022,8
	P2	36,0	35,8	36	28,2	28,2	28,2	1023,2	1023,0	1023,1
	P3	36,3	36,0	36,3	28,2	28,2	28,2	1023,4	1022,9	1023,3
	P4	36,3	36,2	36,3	28,3	28,1	28,1	1023,5	1023,2	1023,3
	P5	36,3	36,1	36,3	28,3	28,1	28,1	1023,5	1023,1	1023,3
	P6	36,3	36,3	36,3	28,2	28,1	28,2	1023,4	1023,2	1023,3
	P7	36,4	36,3	36,3	28,1	28,1	28,1	1023,5	1023,3	1023,4
	P8	36,4	36,3	36,4	28,2	26,0	27,5	1024,2	1023,2	1023,6
Out 2018	P1	36,4	35,6	36,2	28,3	28,2	28,3	1023,4	1023,2	1023,3
	P2	36,4	36,2	36,4	28,3	28,2	28,3	1023,4	1023,2	1023,3
	P3	36,3	36,2	36,3	28,1	28,1	28,1	1023,4	1023,2	1023,3
	P4	36,3	36,2	36,2	28,1	28,1	28,1	1023,4	1023,2	1023,3
	P5	36,3	35,4	36,2	29,1	28,0	28,1	1023,4	1022,4	1023,1
	P6	36,2	36,2	36,2	28,0	27,7	27,9	1023,4	1023,2	1023,3
	P7	36,2	36,1	36,1	27,9	27,6	27,7	1023,5	1023,2	1023,4
	P8	36,2	35,9	36,1	28,1	26,6	27,3	1023,9	1022,9	1023,5
Dez 2018	P1	36	28,0	33,6	28,6	28,5	28,5	1023,0	1016,9	1021,2
	P2	36,3	27,6	33,9	28,6	28,3	28,5	1023,2	1016,7	1021,4
	P3	36,3	30,9	35	28,6	28,3	28,5	1023,3	1019,1	1022,3
	P4	36,2	31,4	35	28,5	28,2	28,3	1023,3	1019,5	1022,3
	P5	36,2	31,7	35,1	28,4	28,0	28,2	1023,4	1019,5	1022,4
	P6	36,1	27,0	34,5	28,4	27,8	28,1	1023,4	1016,4	1022,0
	P7	36,1	32,4	35	28,4	27,1	28,0	1023,6	1020,3	1022,4
	P8	37,4	35,1	35,6	28,5	22,0	27,1	1025,3	1022,2	1023,3

Os perfis verticais da Frequência de Brunt-Vaisala ao quadrado (N^2), parâmetro que possibilita determinar a estabilidade do fluido, apresentou maior magnitude durante os períodos de estratificação e início de estratificação vertical do campo de densidade (março e dezembro de 2018).

Os maiores valores de N^2 (máxima estabilidade) foram observados sempre nos primeiros 7-10 metros de profundidade (Figura 10) e superiores a $\log_{10}(N^2) = -2,3$. A máxima de $\log_{10}(N^2) = -1,7$ foi verificado em alguns pontos de ambos os períodos, março e dezembro de 2018, com média de $\log_{10}(N^2) = -3,3$ e $-3,6$, respectivamente (Tabela 6).

Durante os meses de menor aporte continental (julho e outubro de 2018) o N^2 apresentou valores médios de $\log_{10}(N^2) = -5,1$ e $-4,7$, respectivamente (Tabela 6).

Tabela 6- Valores máximo, médio e mínimo da Frequência de Brunt-Vaisala ao quadrado e do parâmetro de estratificação representativo para toda a seção ao longo dos meses de coleta de dados.

Estabilidade e Estratificação Vertical				
Seção	Log ₁₀ (N ²)			Parâmetro de Estratificação (P _ε)
	Máx	Mín	Méd	Valor único adimensional
Mar 2018	-1,7	-4,9	-3,3	5,9.10 ⁻¹
Jul 2018	-3,4	-7,4	-5,1	1,5.10 ⁻³
Out 2018	-3	-6,3	-4,7	2,4.10 ⁻²
Dez 2018	-1,7	-5,2	-3,6	1,6.10 ⁻²

O resultado do P_ϵ ($\Delta S/S$) indicou maior estratificação salina durante o mês de março de 2018, $P_\epsilon = 5,9.10^{-1}$ para seção (tabela 6). Nos meses de menor aporte continental o ambiente se mostrou fracamente estratificado, com P_ϵ tendendo a zero em alguns pontos ($7,1.10^{-3}$), e uma média de seção igual a $1,5.10^{-3}$ e $2,4.10^{-2}$ para julho e outubro de 2018, respectivamente.

Dezembro de 2018 apresentou ser um ambiente fracamente estratificado (P_ϵ igual a $1,6.10^{-2}$), apesar dos elevados valores de N^2 . No entanto, ao calcular o parâmetro de estratificação de forma pontual ao longo da seção, apenas alguns pontos sugeriram estratificação ($P_\epsilon > 2,3.10^{-1}$): os pontos 1 e 2, próximo a foz do rio Pará, e o ponto 6, mais próximo à foz do rio Amazonas.

De maneira geral, os gradientes verticais de densidade (Figura 7) apresentaram um padrão de estratificação parecido com os de Salinidade (Figura 5), sugerindo que as variações verticais de densidade estão, de maneira geral, em função do gradiente vertical de salinidade.

Para os meses de menor influência da descarga fluvial (julho e outubro de 2018) não houve gradientes verticais de densidade como podem ser observados nas (Figura 7 – b, c), sendo um ambiente bem misturado ($P\varepsilon < 0,5$).

As Figuras 5,6 e 7 apresentam os gradientes verticais, longitudinais e sazonais de TS e densidade ao longo da PCA por meio de gráficos de contornos.

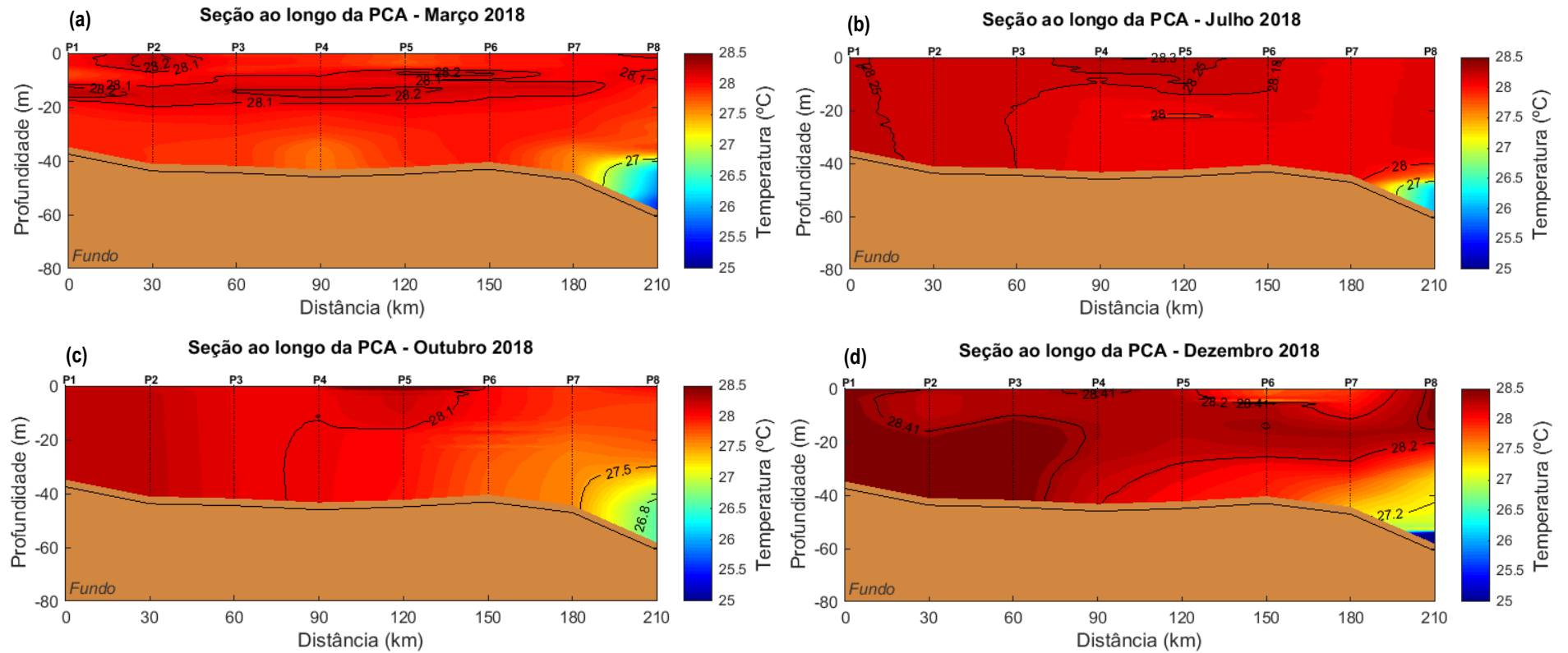


Figura 5- Variabilidade espaço-temporal dos perfis de Temperatura ao longo da PCA. Sendo a) o mês de março, b) julho, c) outubro e d) dezembro de 2018.

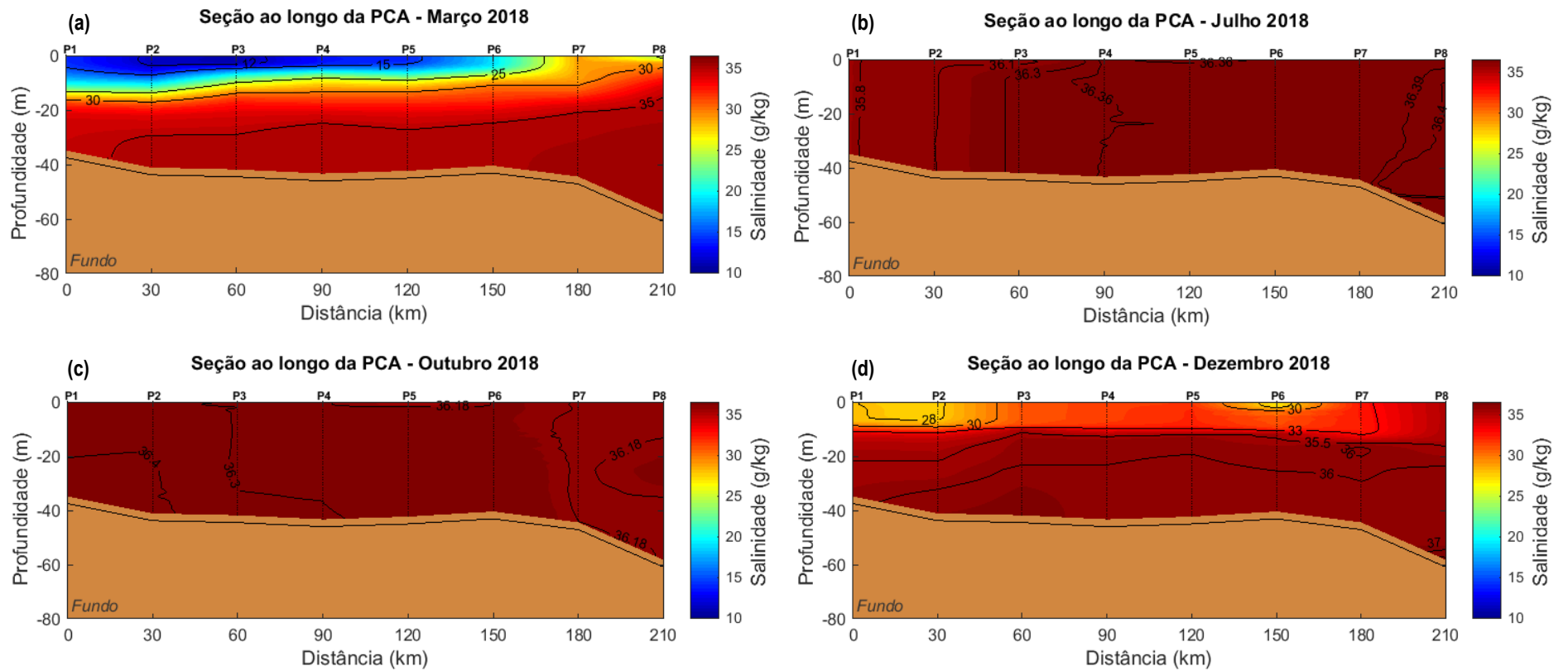


Figura 6- Variabilidade espaço-temporal dos perfis de Salinidade ao longo da PCA. Sendo a) o mês de março, b) julho, c) outubro e d) dezembro de 2018.

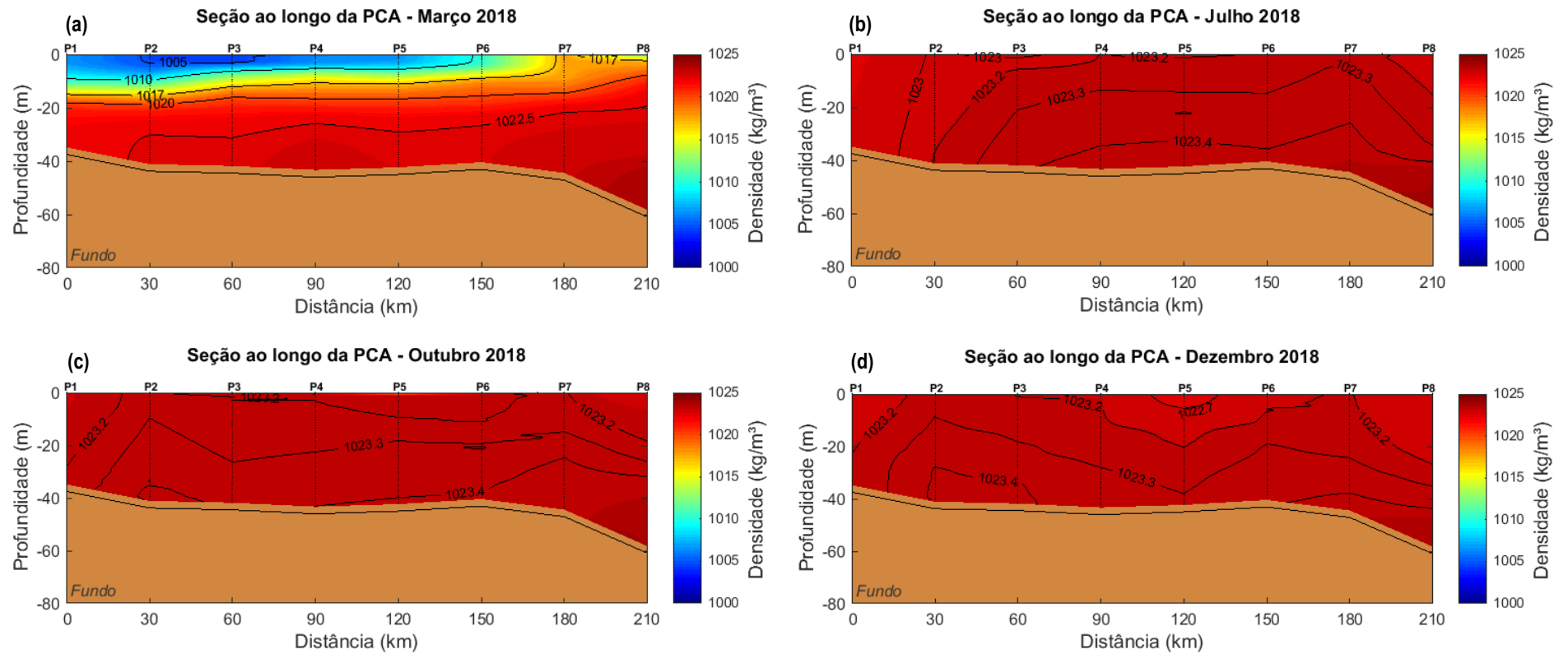


Figura 7- Variabilidade espaço-temporal dos perfis de Densidade ao longo da PCA. Sendo a) o mês de março, b) julho, c) outubro e d) dezembro de 2018.

5.2 ANÁLISE DO DIAGRAMA TS

Para tentar identificar possíveis núcleos de TS para ambas as plumas e água marinha ao longo da variação sazonal, foram plotados dois tipos de diagramas TS- espalhado. O primeiro (Figura 8) é um diagrama TS geral, referente a todos os pontos da seção em função da profundidade (Figura 8-a) e em função do tempo (Figura 8 – b). O segundo em função da profundidade para cada campanha oceanográfica (Figura 9), com a identificação das curvas de TS para cada ponto específico (variação espacial).

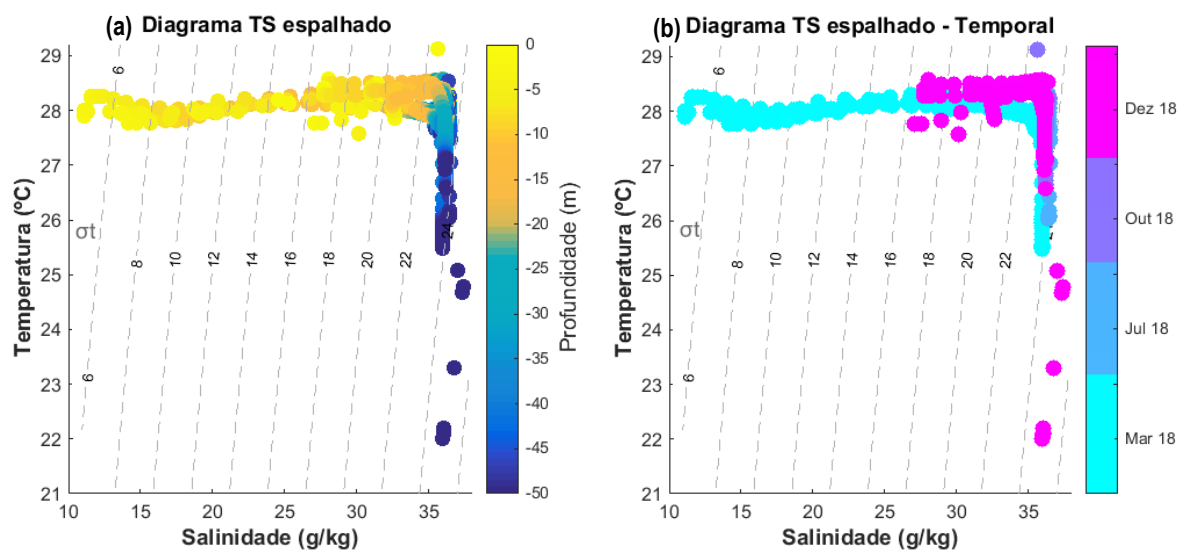


Figura 8- Diagrama TS espalhado para todas as seções. a) representa todos os pontos em função da profundidade, e b) representa todos os dados coletados em função do tempo. As linhas tracejadas indicam as isopicnais de sigma-t.

Na Figura 9 podemos observar os núcleos de TS em cada mês (a, b, c e d), assim como a curva TS respectiva para cada ponto em função da profundidade e espaço. Com base nos mesmos foi constatada pouca variabilidade entre as curvas do período transicional e seco (julho e outubro), e transicional e chuvoso (dezembro e março).

A Figura 9 – b e c apresenta uma massa de água de origem marinha, tanto para o mês de julho quanto para o mês de outubro, com salinidade média em torno de 36 g.kg^{-1} e temperatura $28 \text{ }^\circ\text{C}$, delimitada entre as isopicnais de $\sigma_t = 22$ e 24 . A temperatura variou de 26 a $28 \text{ }^\circ\text{C}$ em função da diferença de temperatura entre fundo e superfície. De maneira geral, em todas as campanhas o maior gradiente vertical de temperatura foi observado no ultimo ponto da seção (P8), por ser o ponto mais profundo (isóbata de 60 m), e distante da foz dos sistemas, influenciado pela CNB.

A Figura 9 – d, referente ao mês de dezembro apresentou um padrão parecido com o período seco, com diferenças significativas (Salinidade variando de 27 a 36 g.kg⁻¹) apenas nos pontos próximo a foz dos estuários do RA e RP. Esta água parcialmente diluída se difere da água marinha sendo delimitada pelas isopícnais de $\sigma_t = 16$ e 20.

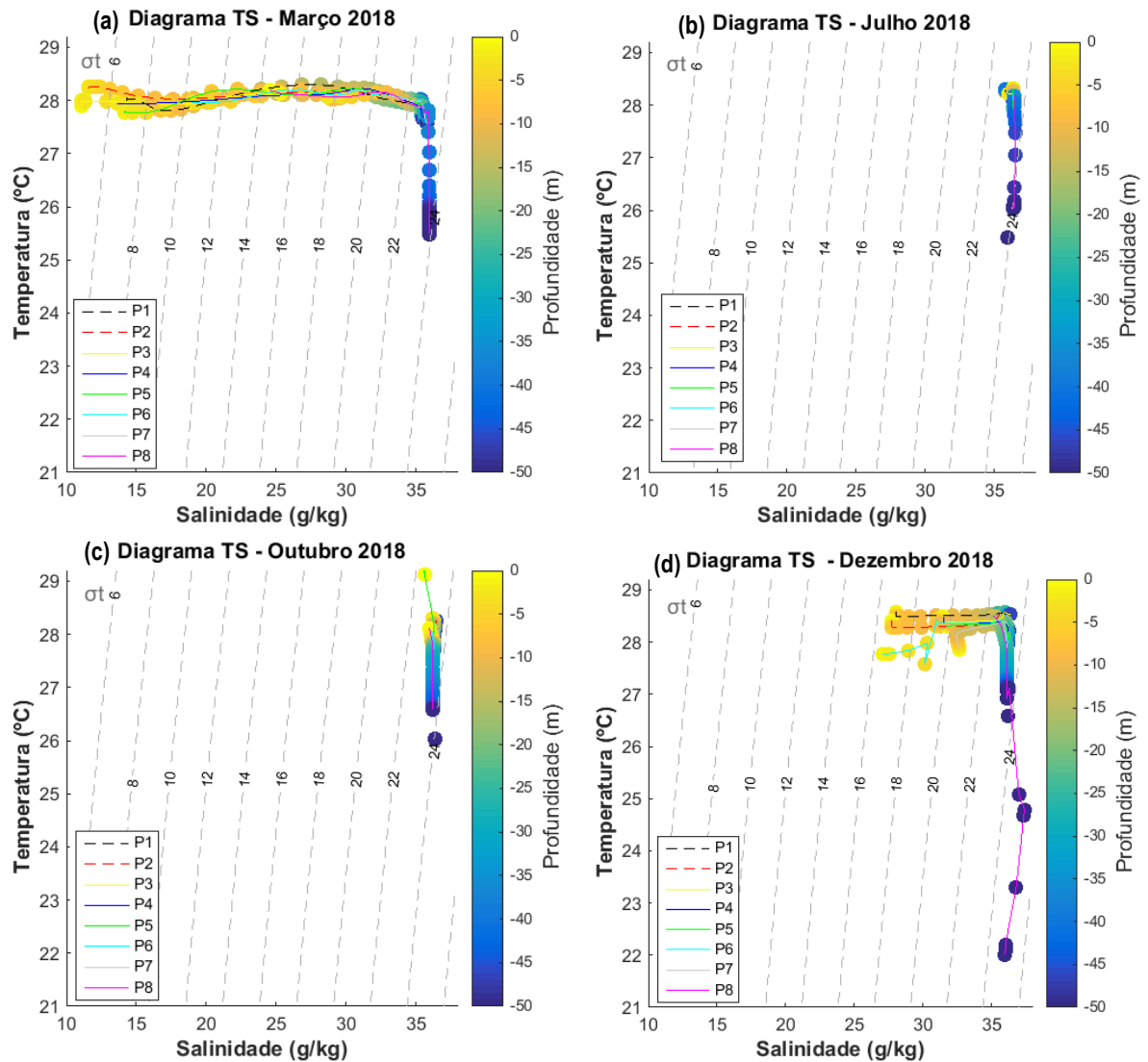


Figura 9- Diagrama TS espalhado para cada campanha oceanográfica em função da profundidade. As linhas tracejadas indicam as isopícnais de sigma-t.

6 DISCUSSÃO

6.1 VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DE SALINIDADE

Os resultados obtidos neste trabalho indicam que os gradientes verticais de Salinidade (Figura 6 - a) estão associados ao maior aporte de água doce oriunda da drenagem continental destes dois sistemas que drenam a região, durante o período chuvoso. O que resulta em uma plataforma fortemente estratificada ($P\epsilon > 0,5$).

Estes resultados corroboram com estudos pretéritos de Mascarenhas *et al.* (2016), o qual verificou que a pluma estuarina gerada pelo RA e RP possui um alcance de cerca de 230 km na PCA, em condições de elevada descarga fluvial.

No entanto, apesar da homogeneidade vertical ($P\epsilon$ igual a $1,5 \cdot 10^{-3}$ e $2,4 \cdot 10^{-2}$ para julho e outubro de 2018 respectivamente) de Salinidade observada no período transicional e seco, foi possível verificar um leve gradiente longitudinal de salinidade ao longo da seção (Figura 6 – c e d).

Em Julho, os pontos mais próximos à desembocadura dos estuários do rio Amazonas e Pará (P1 ao P4) mostram-se menos salinos em relação à porção mais à noroeste (P5 ao P8) da seção (variando de 35,8 a 36,4 g.kg⁻¹). O padrão oposto foi verificado no mês de outubro, variando de 36,4 a 36,1 g/kg⁻¹, com um mínimo superficial registrado no P5 (35,4 g.kg⁻¹).

Segundo Johns *et al.* (1990), a CNB flui continuamente para noroeste próximo a quebra da plataforma nos meses de fevereiro a junho, com velocidades menos intensas que o segundo semestre do ano. Desta forma, estes gradientes longitudinais de salinidade estão associados, provavelmente, com a sazonalidade dos ventos alísios de nordeste e sudeste, o que resulta na atenuação e intensificação da CNB, respectivamente, para julho e outubro de 2018.

Dezembro de 2018 marcou o início da estratificação vertical como pode ser observado na Figura 4 – d, com diferença de 5,8 g.kg⁻¹ entre superfície e fundo, devido ao aumento da descarga fluvial em relação a outubro, sendo o período de transição entre o período seco e chuvoso.

6.2 VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DE TEMPERATURA

De maneira geral, todos os meses apresentaram uma temperatura relativamente homogênea (média em torno de 28°C) com gradientes temporais de temperatura (Figura 5). Em todas as campanhas apenas o P8 apresentou temperaturas inferiores a 26 °C próximo ao

fundo (40 - 60 m de profundidade), e um mínimo de 22 °C observado em dezembro de 2018 (Tabela 5). Os baixos valores de temperatura (< 26 °C) próximos ao fundo sugerem influência da sazonalidade da CNB em águas adjacentes à quebra da plataforma.

Lentz (1995) identificou a presença destas plumas (RA e RP) além do talude continental durante o período chuvoso e, constatou que a dispersão espacial das plumas está fortemente relacionada com a variabilidade do regime de ventos, que por sua vez influência da intensificação da CNB.

Um resultado atípico deste trabalho é referente ao período chuvoso e o transicional entre seco e chuvoso, que apresentaram uma temperatura máxima abaixo da superfície (15 – 20 m) com diferença de 0,2 – 0,6 °C em relação à temperatura superficial (Figura 5 – a e d). Estes valores indicam que a pluma do rio Amazonas e Pará possuem temperaturas próprias de modo que não há troca de calor entre as mesmas.

Para tentar compreender melhor a real influência das diminutas anomalias de temperatura (da ordem de 0,2 a 0,6 °C) no campo de densidade, foi calculado os perfis verticais da Frequência de Brunt-Vaisala, a fim de identificar a profundidade de maior estabilidade entre as plumas durante o período chuvoso.

6.3 FREQUÊNCIA DE BRUNT-VAISALA

Os elevados valores de N^2 (máximo de $\text{Log}_{10}(N^2) = -1,7$) durante os meses de maior aporte continental marca a zona de interface entre duas massas de águas salobras (continentais), porém de temperaturas diferentes, entre a temperatura em superfície e relativamente a maior temperatura em torno dos 15 - 20 m de profundidade.

Nos meses de maior homogeneidade do gradiente vertical de TS o ambiente se mostrou fracamente estratificado com média de $\text{Log}_{10}(N^2) = - 3,3$ e $- 3,6$, para julho e outubro, respectivamente. Não sendo possível observar uma zona de máxima estabilidade contínua em subsuperfície, evidenciando a ausência da zona de estabilidade entre a pluma do RA e PA (Figura 10 – b e c).

Vale ressaltar que, em dezembro de 2018 foi possível verificar uma zona de estabilidade com mesma magnitude ($\text{Log}_{10}(N^2) = - 1,7$), porém mais profunda e menos espessa em relação ao período chuvoso. Com base nos resultados apresentados nas Figuras 5, 6, 9 e 10, é possível que este afundamento no mês de dezembro esteja, provavelmente, associado ao início da estação chuvosa, onde a pluma dos estuários do RA e PA ainda não alcançam a isóbata de 50 m com mesma magnitude do mês de março de 2018.

Segundo King *et al.* (2012) ao estudar N^2 em águas muito profundas (a partir de 1 km de profundidade) em vários locais do mundo, foi observado que o padrão de oscilações de N^2 não muda temporalmente, apenas espacialmente. Porém, neste trabalho foram observadas variações espaciais e temporais de N^2 na PCA média (Figura 10). As variações temporais de N^2 na PCA estão associadas a forte influência e extensão das plumas estuarinas em condições de alta descarga fluvial.

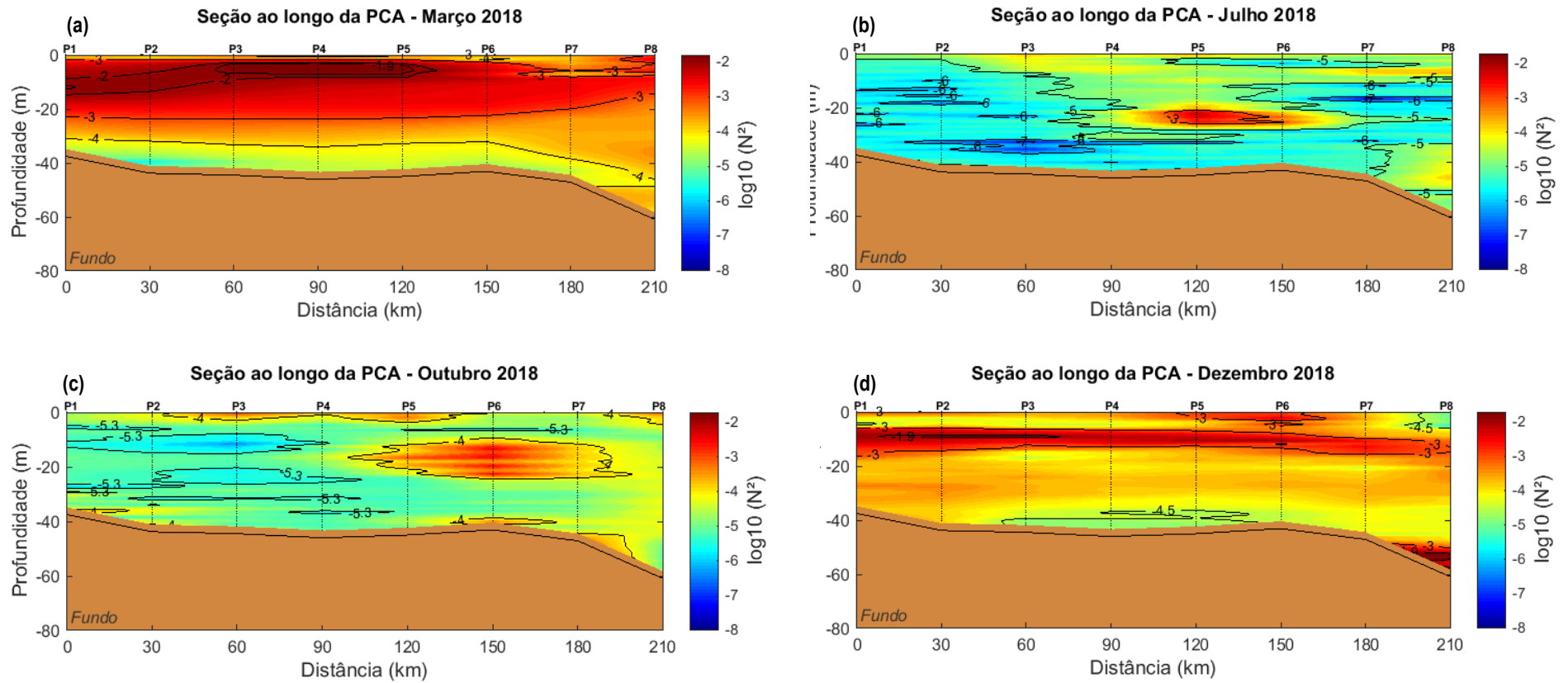


Figura 10- Variabilidade espaço-temporal dos perfis de N^2 ao longo da PCA. Sendo a) o mês de março, b) julho, c) outubro e d) dezembro de 2018.

6.3.1 Identificação de plumas estuarinas

De acordo com as análises de Linhares (1995) de diagramas TS a partir dos cruzeiros do AMASSedS, foram identificados 3 tipos de água: Água do Rio (AR) caracterizada por níveis nulos a muito baixos de salinidade e temperatura em torno de 28 °C; Água Oceânica Sub-Superficial (AOSS), caracterizada por alta salinidade (> 36) e temperatura também em torno de 28 °C e; Água Central do Atlântico Sul (ACAS), caracterizada por baixas temperaturas, entre 6 e 18°C, e salinidade entre 34 e 36. O mesmo autor mostra que durante o período de maior vazão, a influência da AR chega à quebra da PCA, enquanto que em outros períodos se limita as proximidades da costa.

A AR, ou água costeira como sugerido por Castro & Miranda (1988), foi identificada neste trabalho seguindo o mesmo padrão descrito por Linhares (1995). No entanto, este estudo sugere que a AR na PCA seja dividida em dois tipos: uma água relativamente mais aquecida (porém mais densa), oriundo do RA devido a sua maior extensão hidrográfica sendo denominada de águas do rio Amazonas (AR_A) e; uma água relativamente menos aquecida (porém menos densa) oriunda do RP, denominada de (AR_P).

Sabe-se que as plumas desses aportes de água doce na Plataforma possuem diferentes características físico-químicas e traçadores geoquímicos como proposto por Ward *et al.* (2015). Além disto, a maior concentração de sedimento e a composição de elementos químicos traçadores como matéria orgânica dissolvida e silicatos são responsáveis por elevar a temperatura de plumas estuarinas (Paillet *et al.* 1999, Silva *et al.* 2007). Por isso, apesar de a AR_A possuir uma temperatura levemente mais elevada, a mesma ainda continua sendo mais densa que a AR_P, provavelmente, por outros traçadores geoquímicos associados.

A Figura 11 mostra os núcleos de TS para AR_A e AR_P, com densidade variando entre as isopcnais $\sigma_t = 12-20$, e $\sigma_t < 12$, respectivamente.

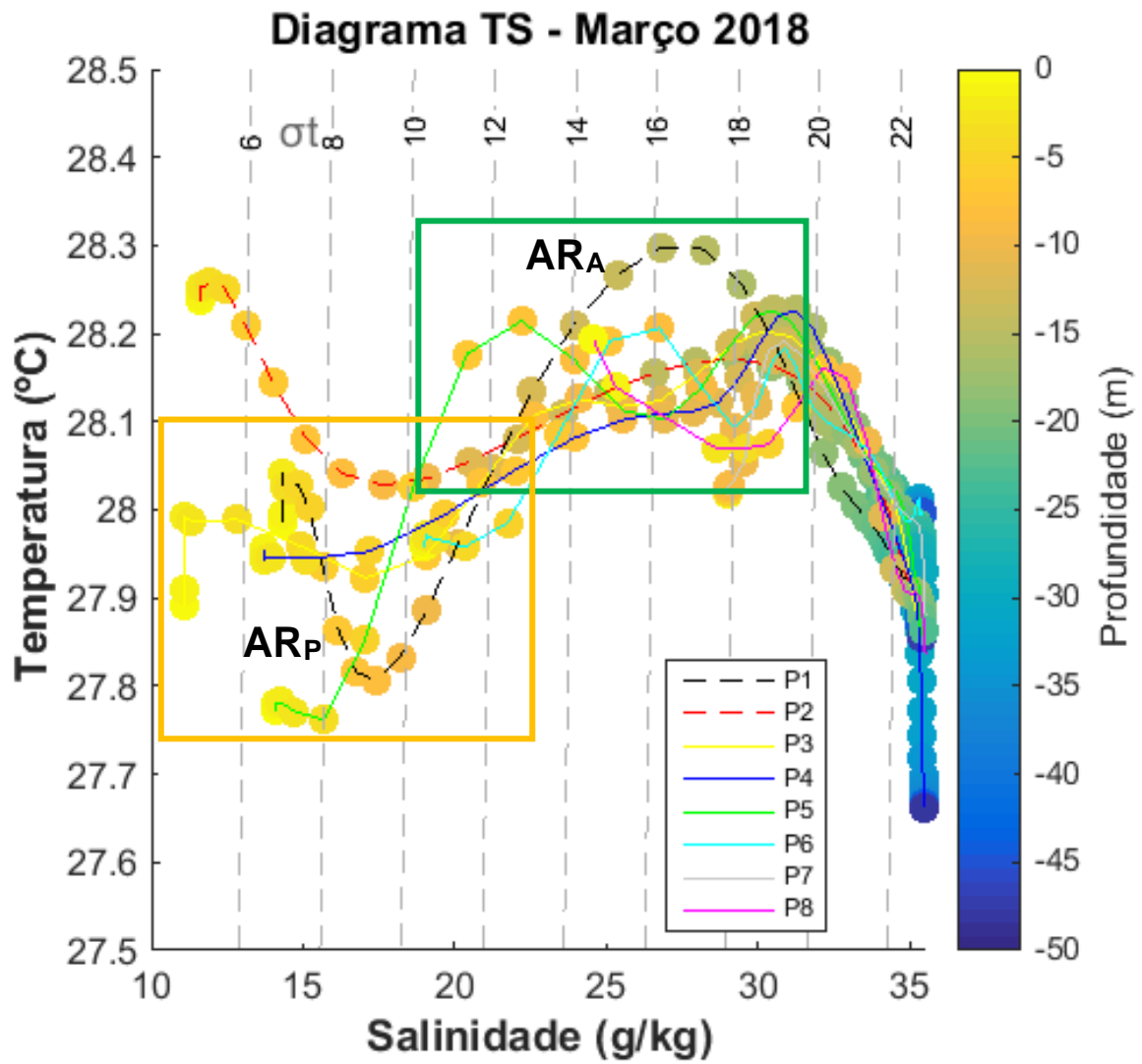


Figura 11- Diagrama TS espalhado para o mês de março de 2018, período de maior descarga fluvial. Neste zoom é possível observar os núcleos das massas continentais presentes sobre a PCA e a massa oceânica representada pela cor azul, mais próximo ao fundo. As linhas tracejadas representam as linhas de mesma densidade, em sigma-t.

7 CONCLUSÕES

Estes resultados sugerem que apesar da presença de duas águas continentais (AR_P e AR_A) nos primeiros 20 m de profundidade, oriunda da drenagem continental dos dois sistemas que drenam a região, há uma intensa zona de estabilidade ($\text{Log}(N^2) = -1,7$) entre as mesmas, que ocorre apenas durante o período chuvoso, em condições de forte estratificação vertical ($P\varepsilon > 0,5$).

É possível que a inversão térmica observada na camada de mistura (15 m de profundidade) e a zona de estabilidade (em torno de 7 m de profundidade) sejam causadas pela estratificação entre estas duas massas de água continentais que possuem traçadores físicos e geoquímicos próprios, resultando em duas plumas que não se misturam. Desta forma, a pluma do rio Amazonas (AR_A) fica posicionada abaixo da pluma do estuário do rio Pará (AR_P), delimitadas pelas isopícnais de $\sigma_t = 12-20$ e $\sigma_t < 12$, respectivamente.

A partir das análises verificou-se que há variação vertical e horizontal do campo de densidade na PCA em função da sazonalidade da descarga fluvial, sendo este o principal fator responsável pela estratificação vertical da estrutura salina sobre a PCA, próximo a isóbata de 50 m, que ocorre apenas durante o período chuvoso.

Este trabalho conclui, que o campo de densidade na PCA média (próximo a isóbata de 50 m), varia tanto em função da Salinidade quanto da Temperatura, sendo esta última importante na identificação da estratificação de massas de águas continentais cujas plumas possuem traçadores físicos próprios.

Apesar dos resultados sugeridos, ressalta-se a necessidade do acompanhamento contínuo e, em longas séries temporais para determinar de forma mais incisiva a variabilidade sazonal do campo de densidade na região. Além da necessidade de um estudo englobando traçadores geoquímicos na foz dos dois sistemas estuarinos mais importantes da PCA, o estuário do rio Amazonas e Pará.

REFERÊNCIAS

- Baptista Neto J. A., Ponzi V. R. A., Sichel S. E. 2004. *Introdução à geologia marinha*. Rio de Janeiro, Interciência.
- Beardsley R.C., Candela J., Limeburner R., Geyer W.R., Lentz S.J., Castro B.M., Cacchione D., Carneiro N. 1995. The M2 tide on the Amazon Shelf. *Journal of Geophysical Research*, **100**:2283- 2319.
- Castello J.P.& Krug L.C. 2015. *Introdução às ciências do Mar*. Pelotas, Ed Textos, 602p.
- Castro B. M.& Miranda L. B. 1998. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. *In: Robinson A.R. & Brink K.H. (eds). The sea*. New York, Wiley, v. 11, p. 209–251.
- Cavalcanti V.M.M. 2011. *Plataforma Continental: a última fronteira da mineração brasileira*. Departamento Nacional de produção Mineral (DNPM), Brasília,DF, 104p.
- Dittmar W. 1884. Report on researches into the composition of ocean water, collected by the HMS Challenger. *Challenger Reports, Physics and Chemistry*.
- Flood R. D.& Damuth J. E. 1987. Quantitative characteristics of sinuous distributary channels on the amazon deep-sea fan. *Geological Society of America Bulletin, Geological Society of America*, **98**: 728–738.
- Fofonoff N.P.& Millard R.C. 1983. *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*. Unesco Technical Papers in Marine Science, 44, 53 p.
- Geyer W.R. & Beardsley R.C. 1995. Introduction to special section on Physical oceanography of the Amazon Shelf. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 2281- 2282.
- Geyer W.R., Beardsley R.C., Lentz S.J., Candela J., Limeburner R., Johns W.E., Castro B.M., Dias Soares I. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, **16**: 575- 616.
- Gibbs R. J. 1982. Currents on the shelf of north eastern south America. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **14**: 283 – 299.
- Isaac V. J. N. 2006. Exploração e manejo dos recursos pesqueiros do litoral amazônico: um desafio para o futuro. *Ciência e Cultura*, São Paulo, 58(3): 33-36.
- Johns W. E., Lee T. N., Schott F. A., Zantopp R. J., Evans R. H. 1990. The north brazil current retroflexion: Seasonal structure and eddy variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, **95**: 22103–22120.
- King B., Stone M., Zhang H.P., Gerkema T., Marder M., Scott R.B., Swinney H.L. 2012. Buoyancy frequency profiles and internal semidiurnal tide turning depths in the oceans. *Journal of Geophysical research*, **117**(C4): 1-15.

- Kuehl A. S., Nittrouer A. C., Demaster J. D. 1982. Modern sediment accumulation and strata formation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, **49** (3-4): 279-300.
- Lentz S. J. 1995. Seasonal variations in the horizontal structure of the Amazon Plume inferred from historical hydrographic data. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 2391–2400.
- Linhares V. P. 1995. *Circulação e massas de água na Plataforma Continental externa Amazônica*. MS Dissertation, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 191 p.
- Loder J. W., Petrie, B., Gwarkiewicz, G. 1998. *The coastal ocean off north-eastern North America: a large-scale view*. The Sea. New York, John Wiley & Sons, **11**: 105–133 p.
- Mascarenhas A. C. C., Gomes G. S., Lima A. P. Y., Silva H. K. N., Santana L. S., Rosário R. P., Rollnic M. 2016. Seasonal variations of the Amazon River Plume with Focus on the Eastern Sector. *Journal of Coastal Research*, **75**: 532–536.
- Mascarenhas A. C. C. 2019. *Influência do estuário do rio Pará sobre o setor Leste da Plataforma Continental Interna, Norte do Brasil*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Universidade Federal do Pará, Belém. 65p.
- McDougall T.J. & Barker P.M. 2011. Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox. SCOR/IAPSO WG127, ISBN 978-0-646-55621-5, 28 p.
- Meade R. H., Dunne T., Richey J. E., Santos U. M., Salati E. 1985. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, **228**(4698): 488-490.
- Miranda L.B., Castro B.M., Bjorn K. 2002. *Princípios de oceanografia física de estuários*. São Paulo, Edusp- Editora da Universidade de São Paulo, 432p.
- Molinas E. 2014. *Dinâmica da frente salina e residuais de velocidade na Plataforma Continental Interna Amazônica*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica (COPPE), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 90 p.
- Molinier M., Guyot J.L., Oliveira E., Guimarães V. 1996. Les regimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents. In: Chevallier P. & Pouyaud B. *L'hydrologie tropicale: géoscience et out il pour le développement*. Mai, Paris, IAHS Publishers, p. 209 – 222.
- Moraes B. C, Costa J. M. N., Costa A. C. L. 2005. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazônica*, **35**: 207–214.
- Nittrouer C. A. & Demaster D. J. 1986. Sedimentary processes on the amazon continental shelf: past, present and future research. *Continental Shelf Research*, **6**: 5–30.
- Nittrouer C.A.E. & Demaster D.J. 1996. The amazon shelf setting: Tropical, energetic, and influenced by a large river. *Continental Shelf research*, **16**: 553- 573.
- Oltman R. E. 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. [S.l.]: *US Government Printing Office*.

- Pailler, K., Bourlès, B., Gouriou, Y. 1999. The barrier layer in the western tropical Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, **26**(14): 2069-2072
- Pereira L.C.C., Dias J.A., Carmo J.A., Polette M. 2009. A Zona Costeira Amazônica Brasileira. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, **9**: 3-7.
- Prestes Y.O., Rollnic M., Silva M.S., Rosário R.P. 2014. Volume transport in the tidal limit of the Pará River, Brazil, *Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas conference*, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil, 19-24 p.
- Prestes Y.O. 2016. *Interações físicas entre o estuário do Rio Pará e a Plataforma Continental no norte do Brasil*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 122p.
- Prestes Y. O., Silva, A. C., Rollnic M., Rosário R. P. 2017. The M2 and M4 tides in the Pará River Estuary. *Tropical Oceanography*, **45**: 26-37.
- Richey J. E., Meade R. H., Salati E., Devol A. H.; Nordin, C. F., Santos U. D. 1986. Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon River: 1982–1984. *Water Resources Research*, v. **22**: 756–764.
- Rosário R.P. 2016. *Análises de processos oceanográficos no estuário do rio Pará*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 139p.
- Schmiegelow J.M.M.M. 2004. *O planeta azul: uma introdução às ciências marinhas*. Interciência, Rio de Janeiro, 202 p.
- Silva A C., Araújo M., Pinheiro L.S. 2007. Caracterização hidrográfica da plataforma continental do Maranhão a partir de dados oceanográficos medidos, remoto e modelados. *Revista Brasileira de Geofísica*, **25**(3): 281-294.
- Sistema de Veneza 1958. *Symposium on the classification of brackish waters*. Venice, April 8–14, 1958. *Archives for Oceanography and Limnology* 11 (Suppl.), 1–248.
- Souza J. M. 1999. Mar territorial, zona econômica exclusiva ou plataforma continental?. *Revista Brasileira de Geofísica*. Vol. 17, n. 1, pp. 79–82. Acessado em 20 de abril de 2019.
- Souza Filho P.W. 2005. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: Cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**, 427- 435.
- Stewart R. H. 2002. Introduction to physical oceanography. Department of Oceanography - Texas A & M University, 317p.
- Talley L. D., Pickard G. L., Emery W. J., Swift J. W. (6th ed). 2011. Physical Properties of Seawater. In *Descriptive Physical Oceanography: an introduction*, pp. 29-65.
- Unesco 1987. International Oceanographic Tables, Volume 4. *UNESCO Technical Papers in Marine Science*, nº 40, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, Paris, 195 pp.

Ward N.D., Krusche A.V., Sawakuchi H.O., Brito D.C., Cunha A.C., Moura J.M.S., Silva R., Yager P.L., Keil R.G., Richey J.E. 2015. The compositional evolution of dissolved and particulate organic matter along the lower Amazon River-Óbidos to the Ocean. *Marine chemistry*, **177**(2): 244-256.