



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

JÚLIA MARTINS DE ARAÚJO

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CÉLULA DE RESSURGÊNCIA
PRÓXIMO À QUEBRA DA PLATAFORMA DO AMAZONAS**

Recife

2018

JÚLIA MARTINS DE ARAÚJO

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CÉLULA DE RESSURGÊNCIA
PRÓXIMO À QUEBRA DA PLATAFORMA DO AMAZONAS**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Departamento de
Oceanografia da Universidade Federal de
Pernambuco para conclusão do curso de
Bacharelado em Oceanografia

Área de concentração: Oceanografia
Física

Orientador: Prof. Dr. Marcus André Silva

Recife

2018

Catálogo na fonte

Bibliotecária Valdicea Alves, CRB-4 / 1260

A663v Araújo, Júlia Martins de.

Variabilidade espaço-temporal da célula de ressurgência próximo à quebra da plataforma do Amazonas / Júlia Martins de Araújo - 2018.

70 folhas, Il., Abr. e Sigl.

Orientador: Prof. Dr. Marcus André Silva.

TCC (Graduação) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Curso Graduação em Oceanografia, 2018.

Inclui Referências, Anexos e Apêndices.

1. Oceanografia. 2. Célula de ressurgência. 3. Foz do rio Amazonas. 4. Corrente Norte do Brasil. 5. Atlântico tropical. I. Silva, Marcus André (Orientador). III. Título.

UFPE

551.46 CDD (22. ed.)

BCTG/2018-316

JÚLIA MARTINS DE ARAÚJO

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CÉLULA DE RESSURGÊNCIA
PRÓXIMA À QUEBRA DA PLATAFORMA DO AMAZONAS**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Departamento de
Oceanografia da Universidade Federal de
Pernambuco para conclusão do curso de
Bacharelado em Oceanografia
Área de concentração: Oceanografia
Física

Data da aprovação: 17/07/2018

Banca examinadora:

Prof. Dr. Marcus André Silva (Orientador)
Departamento de Oceanografia – DOCEAN/UFPE

Prof^a Dra. Carmen Medeiros Limongi
Departamento de Oceanografia – DOCEAN/UFPE

Prof. Dr. Alex Costa da Silva
Departamento de Oceanografia – DOCEAN/UFPE

Dra. Fabiana Soares Leite
Centro de Estudos e Ensaio em Risco e Modelagem Ambiental – CEERMA/UFPE

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer, inicialmente, ao Ministério da Educação (MEC) e ao Ministério da Ciência, Tecnologia, Inovações e Comunicações (MCTIC), além da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela obtenção das Bolsas dos Programas Jovens Talentos para Ciência, Iniciação Científica (PIBIC) e Ciência sem Fronteiras (CsF). Estes financiamentos possibilitaram o desenvolvimento de conhecimentos importantes para o meu percurso acadêmico e profissional, uma enorme construção pessoal e a grande descoberta da minha paixão pela Ciência.

Agradeço ao Programa de Recursos Humanos 47 (PRH-47) – “Gestão da Sustentabilidade para Exploração e Produção de Petróleo na Banda Equatorial”, da Agência Nacional de Petróleo (ANP), pela concessão da Bolsa, que permitiu um primeiro contato com a Oceanografia da região Norte do Brasil.

Agradeço ao *Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales – LEGOS* (Toulouse, França) e, mais especificamente, ao Dr. Julien Jouanno e ao Dr. Frédéric Marin, pela oportunidade de estágio e início dessa “aventura científica”.

Agradeço também ao *Mercator Océan* (Toulouse, França) e, em especial e com grande carinho, ao Dr. Fabrice Hernandez, por me acolher e por proporcionar uma experiência profissional rica e inesquecível.

Muito obrigado a meu orientador de TCC, Prof. Dr. Marcus Silva, pela orientação durante o período da Bolsa de Jovens Talentos para Ciência e agora, pelo apoio e pelos momentos de aprendizado ao longo destes anos de minha graduação.

Meus agradecimentos à Profa. Dra. Doris Veleda, pela orientação durante o período da Bolsa de Iniciação Científica.

Um agradecimento especial a todos os professores, técnicos e colegas do Laboratório de Oceanografia Física, Estuarina e Costeira (LOFEC) e do Centro de

Estudos e Ensaio em Risco e Modelagem Ambiental (CEERMA), pela amizade, convivência e aprendizado ao longo destes anos.

Por fim, muito obrigado aos Professores Dra. Carmen Limongi e Dr. Alex Costa, e a Dra. Fabiana Soares, por aceitarem participar da avaliação deste trabalho.

“[...] podem matar uma, duas ou três rosas, mas jamais conseguirão deter a chegada da primavera.”

(Luiz Inácio Lula da Silva, 07 de abril de 2018; parafrazeando Ernesto Che Guevara)

RESUMO

A borda oeste do Oceano Atlântico tropical, próximo à foz do rio Amazonas, é uma região geofísica complexa, onde os elevados aportes de águas continentais, oriundas do rio Amazonas, interagem com importantes oscilações de marés, ação dos ventos alísios e presença de uma forte corrente de contorno de borda oeste (Corrente Norte do Brasil – CNB). Nesta região, estudos anteriores indicam ainda a presença de uma célula de águas superficiais mais frias. O presente trabalho utiliza dados obtidos a partir de medições *in situ* e de sensoriamento remoto para descrever a variabilidade espaço-temporal da célula de ressurgência observada, identificando os possíveis mecanismos responsáveis pela sua formação. Os resultados confirmam a presença de filamentos superficiais de águas frias paralelos à costa nos meses de Junho a Janeiro, com intensidade mais evidente em Agosto, quando alcança uma área de cerca $3,2 \times 10^4$ km². A variabilidade interanual da célula revela boa correlação com o Índice do Atlântico Norte Tropical (IANT), evidenciando a influência de macroescala do Atlântico norte tropical sobre a temperatura da superfície do mar (TSM) na área de estudo. Os sinais mais fortes e bem definidos da célula de ressurgência foram verificados durante a segunda metade do ano, quando a CNB, o transporte de Ekman *offshore* e a altura da superfície do mar (ASM) são maiores. Além da variabilidade sazonal, as análises de transformada *wavelet* cruzada identificaram a existência de dois modos de variância intrasazonal distintos entre forçantes e TSM na área de estudo, ambos preponderantemente centrados no período de intensificação da célula de águas mais frias (Agosto): (i) a faixa 2-9 dias, associada à ocorrência de variações sinópticas da ação do vento agindo sobre o transporte de Ekman perpendicular à costa e sobre a CNB; (ii) a faixa 12-70 dias, identificada nas correlações de variância CNB-TSM, ASM-TSM e CNB-ASM, esta possivelmente associada à chegada de Ondas de Instabilidade Tropical geradas remotamente.

Palavras-chave: Célula de ressurgência. Foz do rio Amazonas. Corrente Norte do Brasil. Atlântico tropical.

ABSTRACT

The western tropical Atlantic, off the Amazon river mouth, is a complex geophysical region, where the large contributions of continental waters from the Amazon River, coexists with important tidal oscillations, trade winds and the tidal oscillations, the action of trade winds and the presence of a strong western boundary current (North Brazil Current - NBC). In that region, previous studies have also highlighted the presence of a colder water cell off the Amazon River mouth. The present work uses in situ and remote sensing data to describe the space-time variability of the observed resurgence cell and to identify the prime forcings and mechanisms responsible for its formation. Results confirm the presence of cold water surface filaments parallel to the coast from June to January, most evidenced in August, when it reaches an area of about $3.2 \times 10^4 \text{ km}^2$. The interannual variation of the cold waters region is correlated to North Atlantic Tropical SST Index (NAT), evidencing the macroscale influence of the Atlantic on the sea surface temperature (SST) in the study area. The strongest and most well-defined signs of the upwelling cell were verified during the second half of the year, when NBC, offshore Ekman transport and sea surface height (SSH) were strengthened. In addition to strong seasonal signals, cross-wavelet analysis identified the existence of two energetic intraseasonal correlation modes between geophysical forcings and SST in a study area, predominantly centered in the period of upwelling intensification (August): (i) 2-9 days, related to the synoptic actions of the wind on the Ekman transport perpendicular to the coast and on the NBC; (ii) 12-70-days, identified in the NBC-SST, SSH-SST and NBC-SSH spectra, and possibly associated to the passage of remotely generated Tropical Instability Waves.

Keywords: Upwelling cell. Amazon river mouth. North Brazil Current. Tropical Atlantic.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – Distribuição horizontal da (a) TSM e da (c) salinidade da campanha REVIZEE N3 realizada em Maio de 1999 e da (b) TSM e da (d) salinidade da campanha REVIZEE N4 realizada em Julho e Agosto de 2001 25
- Figura 2 – Transectos de (a) Maio (T3) e de (b) Agosto (T4) de distribuição vertical de temperatura a partir de dados REVIZEE. Diagramas T-S dos pontos representados por triângulos destacados na Figura 1 para os meses de (c) Maio e (d) Agosto 26
- Figura 3 – Distribuição horizontal climatológica de temperatura e ventos na PCA em (a) Fevereiro, (b) Maio, (c) Agosto e (d) Novembro a partir do dados diários de TMI e de GEKCO (1998-2015) 28
- Figura 4 – Evolução temporal climatológica da TSM na área do retângulo R a partir dos dados diários de TMI (1998-2015) 30
- Figura 5 – Evolução temporal climatológica (TMI 1998-2015) da área compreendida entre os contornos das isotermas fechadas de maiores temperaturas verificadas e as temperaturas correspondentes às respectivas isotermas na região R 30
- Figura 6 – Distribuição horizontal climatológica de temperatura e correntes na PCA em (a) Fevereiro, (b) Maio, (c) Agosto e (d) Novembro a partir dos dados diários de TMI e de GlobCurrent 32
- Figura 7 – Perfis verticais de temperatura a partir dos dados de (a) REVIZEE, para os meses de Maio e de Agosto, e do (b) banco de dados do WOA, com o perfil climatológico de temperatura para cada mês. Perfis verticais de temperatura à partir de dados do banco de dados do WOA dentro do retângulo R representativo da célula de ressurgência para os meses de (c) Maio e (d) Agosto (1998-2018) 33
- Figura 8 – Evolução temporal mensal da TSM e da anomalia da TSM dentro da área R, e evolução temporal média mensal do Índice do Atlântico Norte

Tropical de TSM (IANT) no período de 1998 a 2015, a partir dos dados TMI e OI SST (NOAA)	34
Figura 9 – Análise de <i>wavelet</i> e espectro global da <i>wavelet</i> para TSM a partir de dados diários de TMI em R	35
Figura 10 – Evolução temporal climatológica da TSM, da descarga do rio Amazonas, da radiação de ondas curtas, do cisalhamento dos ventos, da corrente total paralela à costa, da corrente de Ekman perpendicular à costa e da ASM a partir de dados TMI, ANA, OAFIux, GEKCO e GlobCurrent de 1998 a 2015 na área de ressurgência R	37
Figura 11 – Análise de transformada de <i>wavelet</i> cruzada para TSM e a componente perpendicular à costa da corrente de Ekman, suas respectivas evoluções temporais e ampliação da TWC _r para os períodos inferiores a 90 dias, a partir de dados diários de TMI e GlobCurrent na área R	41
Figura 12 – Análise de transformada de <i>wavelet</i> cruzada para TSM e a componente paralela à costa das correntes, suas respectivas evoluções temporais e ampliação da TWC _r para os períodos inferiores a 90 dias, a partir de dados diários de TMI e GlobCurrent na área R	42
Figura 13 – Análise de transformada de <i>wavelet</i> cruzada para TSM e ASM, suas respectivas evoluções temporais e ampliação da TWC _r para os períodos inferiores a 90 dias, a partir de dados diários de TMI e GEKCO no retângulo R	44
Figura 14 – Análise de transformada de <i>wavelet</i> cruzada para componente paralela à costa das correntes e ASM, e suas respectivas evoluções temporais a partir de dados diários de GlobCurrent e GEKCO no retângulo R	45

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AC	Águas Costeiras
AC	<i>Along-shore current</i> (ou CPaC)
ACAS	Águas Centrais do Atlântico Sul
AIA	Águas Intermediárias da Antártica
ANA	Agência Nacional de Águas
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
AR	<i>Amazon river</i> (ou DRA)
Argo	<i>Array for Real-time Geostrophic Oceanography</i>
ASM	Altura da superfície do mar
AT	Águas Tropicais
AUV	<i>Autonomous Underwater Vehicle</i>
CCNE	Contracorrente Norte Equatorial
CDI	Cone de influência
CEk	<i>Cross-shore Ekman current</i> (ou CEkPeC)
CEkPeC	Corrente de Ekman perpendicular à costa
CNB	Corrente Norte do Brasil
CPaC	Corrente paralela à costa
CRMA	Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico
CV	Cisalhamento do vento
CTD	<i>Conductivity Temperature Depth</i>
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação
DRA	Descarga do rio Amazonas

DUACS	<i>Data Unification and Altimeter Combination System</i>
GEKCO	<i>Geostrophic and Ekman Current Observatory</i>
GOCE	<i>Gravity and Ocean Circulation Experiment</i>
HHT	<i>Hilbert-Huang transform (ou THH)</i>
IANT	Índice do Atlântico Norte Tropical de anomalia da TSM
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NAT	<i>North Atlantic Tropical SST Index (ou IANT)</i>
nCSE	Ramo norte da Corrente Sul Equatorial
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OAFIux	<i>Objectively Analyzed air-sea Fluxes Project</i>
OI SST	<i>Optimum interpolation (OI) sea surface temperature (SST) analysis</i>
OIT	Ondas de Instabilidade Tropical
PCA	Plataforma Continental Amazônica
QuickSCAT	<i>Quick Scatterometer</i>
REVIZEE	Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva
ROC	Radiação de ondas curtas
SBE	<i>Sea Bird Eletronics</i>
sCSE	Ramo sul da Corrente Sul Equatorial
SCE	Subcorrente Equatorial
SCNB	Subcorrente Norte do Brasil
SSH	<i>Sea surface height (ou ASM)</i>
SST	<i>Sea surface temperature (ou TSM)</i>
SSTA	<i>Sea surface temperature anomaly</i>
SWR	<i>Shortwave radiation (ou ROC)</i>

THH	Transformada de Hilbert-Huang
TIW	<i>Tropical Instability Waves</i> (ou OIT)
TMI	<i>TRMM Microwave Imager</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSM	Temperatura da superfície do mar
TWCo	Transformada de <i>wavelet</i> contínua
TWCr	Transformada de <i>wavelet</i> cruzada
WES	<i>Wind Evaporation SST</i>
WHOI	<i>Woods Hole Oceanographic Institution</i>
WOA	<i>World Ocean Atlas</i>
WOD	<i>World Ocean Database</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZEE	Zona Exclusiva Econômica

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	METODOLOGIA	19
2.1	OBSERVAÇÕES IN SITU	19
2.2	SENSORIAMENTO REMOTO	20
2.3	ANÁLISE DE <i>WAVELET</i>	22
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	22
3.1	VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CÉLULA DE RESSURGÊNCIA	22
3.2	ANÁLISE DE FORÇANTES	36
4	CONCLUSÃO E PERSPECTIVAS	47
	REFERÊNCIAS	52
	APÊNDICE A – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL CLIMATOLÓGICA DE TEMPERATURA E VENTOS NA SUPERFÍCIE À PARTIR DE DADOS TMI E GEKCO, RESPECTIVAMENTE	57
	APÊNDICE B – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL CLIMATOLÓGICA DE TEMPERATURA E CORRENTES NA SUPERFÍCIE À PARTIR DE DADOS TMI E GLOBCURRENT, RESPECTIVAMENTE	58
	APÊNDICE C – PERFIS VERTICAIS CLIMATOLÓGICOS DE TEMPERATURA E SUAS RESPECTIVAS LOCALIZAÇÕES À PARTIR DA BASE DE DADOS ARGO	59
	APÊNDICE D – PERFIS VERTICAIS CLIMATOLÓGICOS DE TEMPERATURA E SUAS RESPECTIVAS LOCALIZAÇÕES À PARTIR DA BASE DE DADOS WOD13	61

APÊNDICE E – NÚMERO DE PERFIS VERTICAIS DE TEMPERATURA À PARTIR DE DADOS ARGO E NÚMERO DE PERFIS VERTICAIS DE TEMPERATURA À PARTIR DA BASE DE DADOS WOD13, LOCALIZADOS DENTRO DA ÁREA DE INTERESSE (RETÂNGULO R, FIGURAS 1 E 2).	63
ANEXO A – MAPA DE BATIMETRIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL AMAZÔNICA	64
ANEXO B – EXPRESSÕES <i>BULK</i> PARA FLUXOS DE CALOR	65
ANEXO C – ESQUEMA DE UM FLUXO INDUZIDO POR ADVECÇÃO SOBRE UM CÂNION SUBMARINO	66
ANEXO D – OBSERVAÇÕES DE ONDAS INTERNAS NA PLATAFORMA CONTINENTAL AMAZÔNICA NO ATLÂNTICO TROPICAL OESTE À PARTIR DE DADOS DE SATÉLITE SAR	67
ANEXO E – ESQUEMA DA CIRCULAÇÃO MÉDIA NO ATLÂNTICO TROPICAL OESTE PARA A CAMADA SUPERFICIAL, A CAMADA DE SUBCORRENTE E A CAMADA DAS ÁGUAS INTERMEDIÁRIAS DA ANTÁRTICA	68
ANEXO F – COMPARAÇÃO ENTRE AS ANÁLISES DE FOURIER, DE <i>WAVELET</i> E TRANSFORMADA DE HILBERT-HUANG	69

1 INTRODUÇÃO

O oceano Atlântico tropical adjacente à região Norte do Brasil é um sistema marinho de alta energia, resultado da ação combinada dos elevados aportes de águas continentais, de oscilações de marés, de ventos alísios, e de uma forte corrente de cortorno oeste (SILVA *et al.*, 2005; 2009; 2010; ARAUJO *et al.*, 2017). Uma característica singular desta área é a grande descarga do rio Amazonas, que contabiliza aproximadamente 18% do total de águas continentais lançadas nos oceanos (MULLER-KARGER *et al.*, 1998; CHEN *et al.*, 2012; ARAUJO *et al.*, 2014). A água doce do rio Amazonas forma uma área de pluma superficial que pode ultrapassar 10^6 km², cobrindo uma vasta porção do Atlântico tropical oeste e alcançando latitudes de 30°W (LENTZ; LIMEBURNER, 1995; COLES *et al.*, 2013; IBANHÉZ *et al.*, 2015, 2016). Além da grande quantidade de movimento resultante do aporte continental, a Plataforma Continental Amazônica (PCA) é caracterizada pela presença do Cânion Amazônico e por uma topografia de fundo bastante rugosa, especialmente próximo à isóbata de 80 m, entre 47°W e 51°W e entre 1°N e 4°N (LENTINI *et al.*, 2016), conforme ilustrado na figura do Anexo A. A PCA é igualmente notável pelas grandes marés semidiurnas e fortes correntes de maré induzidas, tendo M₂ como sua principal componente semidiurna. Estas marés alcançam amplitudes superiores a 3 m próximo à foz do rio Amazonas (BEARDSLEY *et al.*, 1986) com gradientes de pressão suficientes para gerar velocidades de 1,0 m s⁻¹ sobre a plataforma continental, com um transporte residual direcionado perpendicularmente e no sentido à costa (PRESTES *et al.*, 2018).

A PCA e sua área oceânica adjacente também estão submetidas à variabilidade dos ventos alísios, que está relacionada à migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT está localizada, predominantemente, no hemisfério norte. Em resposta à variação meridional da temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico tropical, a ZCIT alcança sua latitude mais ao sul, próxima ao equador, em Fevereiro e Março (WALISER; GAUTIER, 1993; HOUNSOU-GBO *et al.*, 2015, 2016). A variação sazonal da ZCIT na escala da bacia Atlântica implica no desenvolvimento de ventos alísios atuantes na PCA (e região oceânica adjacente) predominantemente de sudeste, entre Junho e Novembro, e de nordeste entre Dezembro e Maio (GEYER *et al.*, 1996; SILVA *et al.*, 2005, 2009, 2010).

A Plataforma Continental Amazônica e sua região oceânica adjacente estão igualmente sob influência direta da Corrente Norte do Brasil (CNB), que é a principal rota superficial para transferência interhemisférica de massa e calor, como parte da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico – CRMA (LUMPKIN; SPEER, 2007; CUNNINGHAM *et al.*, 2007). Na qualidade de uma das correntes de contorno da borda oeste mais fortes dos oceanos, a CNB flui próxima ao talude da PCA, predominantemente na direção noroeste, com velocidades variando entre $0,5 \text{ m s}^{-1}$ e $1,0 \text{ m s}^{-1}$ (RICHARDSON *et al.*, 1994; SCHOTT *et al.*, 1998). Os valores estimados do transporte da CNB adjacentes à costa amazônica (4°N , 45°W) variam entre 13 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), em Abril e Maio, e 35 Sv em Julho e Agosto, com uma média anual de aproximadamente 26 Sv (JOHNS *et al.*, 1998). Mais para o norte, esta forte corrente de contorno retroflecta sazonalmente para leste (7°N , 52°W) e alimenta a Contracorrente Norte Equatorial (CCNE), contribuindo para a formação de vórtices anticiclônicos (DIDDEN; SCHOTT, 1993; FRATANTONI; GLICKSON, 2002; JOCHUM; MALANOTTE-RIZZOLI, 2003).

Diferentes massas d'água estão presentes na PCA e área oceânica adjacente. Segundo Silva *et al.* (2005), estas regiões são caracterizadas pela presença de quatro massas d'água, que apresentam origens distintas: Águas Costeiras (AC; $\sigma_\theta \leq 21,6$), Águas Tropicais (AT; $21,6 \leq \sigma_\theta \leq 24,5$), Águas Centrais do Atlântico Sul (ACAS; $24,5 \leq \sigma_\theta \leq 27,1$) e Águas Intermediárias da Antártica (AIA; $\sigma_\theta \geq 24,5$). Transportadas para a região através do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (sCSE) e do sistema Subcorrente Norte do Brasil–Corrente Norte do Brasil (SCNB–CNB), a ACAS se origina no Atlântico Sul subtropical, atravessando o oceano à partir do vazamento das Agulhas; a AC é associada ao aporte continental do rio Amazonas; a AT, caracterizada por águas quentes e um máximo de salinidade de até 36,7 em subsuperfície, é oriunda da circulação superficial dos trópicos e subducção na região de transição tropical-subtropical; e por fim, a AIA tem origem na superfície da camada circumpolar (SCHOTT *et al.*, 1998; STRAMMA; SCHOTT, 1999).

Além da riqueza de mecanismos e de interações puramente geofísicas, a PCA é igualmente o berço de intensos processos biogeoquímicos. O enorme fluxo do rio Amazonas resulta num grande aporte de componentes orgânicos e inorgânicos, e de sedimentos no oceano (SANTOS *et al.*, 2008; ARAUJO *et al.*,

2014). As cargas de nutrientes associadas são responsáveis por alterações significativas na produção primária da plataforma continental e na região oceânica adjacente, induzindo até mesmo à fixação do nitrogênio atmosférico (N_2 ; mecanismo de diazotrofia) e proporcionando um aumento no sequestro de CO_2 atmosférico (SUBRAMANIAM *et al.*, 2008; YEUNG *et al.*, 2012; ARAUJO *et al.*, 2014). Essas condições ambientais únicas possibilitaram também o desenvolvimento de padrões biológicos inesperados, como o ecossistema recifal da foz do Amazonas, que engloba extensos leitos de rodólitos sob a pluma do rio e próximo à quebra da plataforma (MOURA *et al.*, 2016).

Todas estas características oceanográficas descritas acima são resultado de complexas interações físico-biogeoquímicas e, portanto, novos mecanismos ainda não são bem compreendidos. Trabalhos anteriores, por exemplo, evidenciaram a presença de águas frias próximo à foz do rio Amazonas (GEYER *et al.*, 1996; NETO; SILVA, 2014; ARAUJO; MEZILET, 2016). Estes estudos indicam que anomalias da TSM se estenderam por grande parte da região de atuação da CNB, onde a distribuição vertical da temperatura apresentou uma elevação das isotermas para próximo da superfície na área de quebra da plataforma. Gibbs (1976) sugeriu que a ressurgência de água de alta salinidade no eixo da pluma pode contribuir para a estrutura em forma de língua, enquanto Geyer *et al.* (1996) utilizaram as medições de velocidade e temperatura realizadas durante o programa AmasSeds para sugerir que a ressurgência pode, de fato, ser significativa na PCA. Em trabalhos mais recentes, Neto e Silva (2014) identificaram células de água mais frias na foz do rio Amazonas à partir dos dados do Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE), e Araujo e Mezilet (2016) utilizaram-se de simulações numéricas e dados de satélite para confirmar a presença de águas superficiais mais frias na PCA durante o período em que a CNB é mais intensa.

Apesar de todos os esforços pretéritos, fica evidente a necessidade de uma abordagem mais específica sobre a ocorrência, a princípio inesperada, de células de ressurgência na região da PCA e de talude continental. Esta foi a principal motivação deste trabalho, que utiliza observações *in situ* e de sensoriamento remoto para examinar a variabilidade dessa célula de água fria próximo à foz do rio Amazonas. Dessa forma, foca-se a análise na evolução espaço-temporal da célula

fria para fornecer informações e subsídios sobre sua variabilidade e para investigar os possíveis mecanismos de acionamento físico. O documento encontra-se estruturado com os dados e métodos utilizados apresentados na seção seguinte. A seção 3 apresenta e discute os resultados obtidos. Num primeiro momento são evidenciadas e analisadas as variabilidades (espacial e temporal) da célula de águas frias, com base em diferentes informações observacionais. Em seguida, identifica-se as principais forçantes geofísicas agindo na região de estudo e suas possíveis correlações com o surgimento das águas frias. A seção 4 traz uma síntese dos resultados e as perspectivas de sua continuidade. O material suplementar, que auxilia nas análises e discussões, são apresentados no final do documento sob a forma de Apêndices e Anexos.

2 METODOLOGIA

2.1 OBSERVAÇÕES IN SITU

Os dados de cruzeiro utilizados neste trabalho (Figura 1) foram coletados durante os cruzeiros do R/V NOc. Antares H-40 (Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN / Marinha do Brasil), como parte do Programa REVIZEE, Sub-Comitê Norte (REVIZEE-N). O programa REVIZEE-N abrangeu quatro campanhas oceanográficas, realizadas na Zona Econômica Exclusiva (ZEE) do norte do país, do rio Oiapoque (AP) até o rio Parnaíba MA-PI), numa extensão de 1.400 km. Duas campanhas são utilizadas neste trabalho, em associação aos períodos em que a célula de águas mais fria estava ausente (N3: Maio de 1999), e durante a época em que a mesma estava presente próximo à foz do rio Amazonas (N4: Julho-Agosto 2001). O conjunto de dados compreende um total de 275 perfis contínuos de *Conductivity Temperature Depth* (CTD), obtidos com um equipamento Sea Bird Electronics SBE911Plus com sensores de condutividade (resolução = $0,00004 \text{ S m}^{-1}$), temperatura (resolução = $0,0003 \text{ }^{\circ}\text{C}$) e pressão (resolução = $0,068 \text{ dbar}$). O CTD operou conectado a uma unidade de *deck* SBE 11Plus, permitindo o controle em tempo real dos dados que estavam sendo coletados.

Uma segunda fonte de dados *in situ* aqui utilizados provêm da base Argo (*Array for Real-time Geostrophic Oceanography*). Trata-se de uma rede de larga

escala de flutuadores para perfilagem de temperatura e salinidade, que permite uma visualização destes parâmetros nos primeiros 2.000 m de profundidade do oceano global. Os flutuadores Argo proporcionam 100.000 perfis por ano em uma escala espacial aproximada de 3 graus de espaçamento. A cada 10 dias, os equipamentos completam um ciclo até a profundidade de 2.000 m, com um tempo de vida de 4 a 5 anos (ARGO SCIENCE TEAM, 2001). No presente trabalho, foram analisados 137 perfis de temperatura Argo distribuídos na área de estudo próxima à costa amazônica no período entre 1998 e 2018. Os dados utilizados foram coletados e disponibilizados gratuitamente pelo Projeto Coriolis (<http://www.coriolis.eu.org/>).

A terceira fonte de informações *in situ* é a base *World Ocean Database* 2013 (WOD13), que contém observações históricas de variáveis de estado e de parâmetros oceanográficos de todo o planeta, coletados a partir de bóias/fundeios, navios de oportunidade, instrumentos autônomos (*gliders*, AUVs), entre outros. Com mais de 13 milhões de perfis de temperatura, as informações incluem tanto as variáveis medidas nos níveis de profundidade diretamente “observados”, como em 138 níveis de profundidades-padrão onde a informações coletadas são interpoladas (BOYER *et al.*, 2013). No caso do presente trabalho, a variabilidade da temperatura ao longo da coluna d’água foi analisada a partir de 931 perfis verticais disponíveis na Plataforma Continental Amazônica e região oceânica adjacente, para o período de 1998 a 2018 (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD13/>).

Por fim, a vazão média mensal do rio Amazonas foi calculada a partir dos dados provenientes da Agência Nacional de Águas (ANA; <http://www.ana.gov.br/>) e da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL; <http://www.aneel.gov.br/>). Estas bases de dados fornecem informações sobre a precipitação, o nível de água e a vazão dos rios dos principais sistemas aquáticos superficiais do Brasil (ARAUJO *et al.*, 2014).

2.2 SENSORIAMENTO REMOTO

Os dados de satélite de TSM foram obtidos a partir do projeto *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) *Microwave Imager* (TMI; <http://pmm.nasa.gov/>), de frequência diária para o período 1998 a 2015, com uma resolução de ¼ de grau. A vantagem de utilizar esta base observacional advém do fato de que o radiômetro de

microondas utilizado possui vários canais capazes de emitir radiações em diferentes comprimentos de onda – de 10,7 GHz a 85 GHz –, o que possibilita a penetração do sinal através das nuvens, tornando assim uma fonte de dados essencial para as regiões tropicais sob a influência da ZCIT (WENTZ *et al.*, 2000).

As informações de vento (cisalhamento e direção) e de altura da superfície do mar (ASM) aqui utilizadas provêm da base *Geostrophic e Ekman Currents Observatory* (GEKCO; <http://www.legos.obs-mip.fr>), de frequência diária para o período 1998 a 2015, com uma resolução de $\frac{1}{4}$ de grau. Nesta, os dados oceanográficos são obtidos a partir de interpolações dos produtos *Data Unification and Altimeter Combination System* (DUACS) e da *Quick Scatterometer* (QuickSCAT) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), oferecendo assim informações sob quaisquer condições de tempo e de cobertura de nuvens em boa resolução espaço-temporal, o que torna-se igualmente útil para o presente trabalho (SUDRE; MORROW, 2008).

As variáveis de corrente total e corrente de Ekman foram extraídas da base de dados do projeto GlobCurrent (<http://www.globcurrent.org/>), igualmente de frequência diária para o período 1998 a 2015, com uma resolução de $\frac{1}{4}$ de grau. O projeto se baseia no remapeamento das correntes através da crescente incorporação de dados e sinergia de diferentes sensores satelitais, combinadas com avançadas técnicas de processamento e de modelos de simulação, resultando em estimativas de correntes mais consistentes, regulares e confiáveis (IFREMER, 2015). O GlobCurrent oferece um produto mais atualizado, a partir de novos e mais precisos dados obtidos na missão *Gravity and Ocean Circulation Experiment* (GOCE) e de reprocessamento de derivadores, além de melhorias no cálculo das componentes de Ekman (RIO *et al.*, 2014).

Os dados diários de radiação de ondas curtas foram obtidos da base *Objectively Analyzed air-sea Fluxes Project* (OAFlux), período 1998 a 2009, e disponibilizado pelo *Woods Hole Oceanographic Institution* (WHOI; <http://oaflux.whoi.edu>). O OAFlux fornece um produto sintetizado usando NCEP1, NCEP2, ERA-40 e ERA-*Interim reanalysis* (YU *et al.*, 2008).

2.3 ANÁLISE DE WAVELET

A transformada de *wavelet* contínua (TWC_o) é uma ferramenta bastante útil para a análise de séries temporais com diferentes escalas de tempo e mudanças em variância, pois possibilita a decomposição do sinal no espaço tempo-frequência, determinando assim os modos de variabilidade e como estes modos variam ao longo do tempo (DAUBECHIES, 1992; TORRENCE; COMPO, 1998; MALLAT, 2009). Segundo Kumar e Foufoula-Georgiou (1997), a análise de *wavelet* torna-se adequada para compreensão da física e da estrutura de processos naturais não-estacionários na área da geofísica, devido sobretudo à sua propriedade de localização de tempo-frequência. Uma outra ferramenta muito útil de análise de *wavelet* é a transformada de *wavelet* cruzada (TWC_r), que permite investigar a relação entre duas séries temporais de variáveis/sinais, sendo da mesma forma bastante utilizada em geofísica. Esta ferramenta permite examinar regiões no espaço tempo-frequência em que há uma alta energia/variabilidade em comum entre os dois conjuntos de dados, além de revelar informações sobre a relação de fase entre as séries temporais analisadas (GRINSTED *et al.*, 2004).

Para o presente trabalho, a TWC_o foi utilizada para investigar a variabilidade temporal da TSM e a TWC_r foi aplicada para evidenciar possíveis correlações entre as variações de TSM e das correntes (total e de Ekman), dos ventos e da altura da superfície do mar, na região onde foi evidenciada a presença da célula de águas mais frias. Neste trabalho, todas as análises *wavelet* foram realizadas usando o código adaptado de MATLAB por Torrence e Compo (1998) e Grinsted *et al.* (2004).

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CÉLULA DE RESSURGÊNCIA

As observações *in situ* de temperatura da superfície do mar, extraídas dos dados das campanhas oceanográficas do programa REVIZEE-N, e da base TMI (satélite), foram inicialmente utilizadas para delimitar a área de ocorrência da célula de ressurgência próximo à foz do rio Amazonas. O retângulo R, representado na Figura 1 indica a região onde a célula de águas mais frias foi evidenciada. Dessa forma, a região delimitada pelo retângulo R será referida a seguir como a área da

ressurgência e, sistematicamente, utilizada nas análises e discussões posteriores. Conforme pode ser visto nas Figuras 1, 3 e 6, a célula de águas frias se localiza sobre parte da PCA e sobre o talude continental, estendendo-se aproximadamente entre as isóbatas de 50 m e 2.000 m, próximo ao cone amazônico, e mais concentrada sobre a isóbata de 100 m.

As observações *in situ* de temperatura da superfície do mar, extraídas dos dados das campanhas oceanográficas do programa REVIZEE-N, demonstram dois padrões distintos, em função do período do ano considerado (Figuras 1 e 2). A campanha REVIZEE N3, realizada em Maio de 1999, apresenta uma distribuição horizontal da TSM ilustrada na Figura 1(a). As temperaturas superficiais variaram de 27,4°C a 29,3°C em toda a região. Em Julho e Agosto de 2001, durante a campanha REVIZEE N4, a distribuição horizontal da TSM exibiu um padrão distinto (Figura 1(b)), com temperaturas superficiais variando entre 26,1°C e 29,1°C. O contraste entre os dois períodos é evidenciado pela presença de águas mais quentes em Maio, com uma temperatura média na região R de 27,5°C, e presença de águas mais frias em Julho-Agosto, com uma média de 26,1°C na mesma área. A diferença de temperaturas de um mesmo local entre os dois períodos chega a 2,1°C. Nota-se, igualmente, a existência de um alto gradiente da TSM em Julho-Agosto com diferenças de até 2,8°C entre valores internos ao retângulo e no entorno próximo ao limite do polígono. Em Maio, contudo, esta diferença de TSM (nos mesmo locais) é de apenas 0,8°C. Para a distribuição horizontal de salinidade (Figura 1(c) e 1(d)), evidencia-se períodos do ano com influências mais ou menos significativas do rio Amazonas. Em Maio, as águas continentais chegam a ocupar grande parte da PCA, com valores de salinidade chegando a 5,7 dentro do retângulo R. Já em Julho-Agosto, a pluma do rio se concentra mais próximo à costa e a salinidade não ultrapassa de 30,7 na região de ressurgência.

As retas pretas (T3 e T4) ilustradas na Figura 1 indicam a localização dos transectos analisados nas Figuras 2(a) e 2(b), e os triângulos pretos em 1(a) e 1(b) destacam a localização das estações de coleta utilizadas para as análise de massas d'água (Figura 2(c) e 2(d)) e dos perfis verticais representados na Figura 7(a) e discutidos mais adiante.

Na Figura 2(a), a distribuição vertical de temperatura da campanha REVIZEE N3 em Maio demonstra uma grande variação da estrutura termal da coluna d'água

quando comparada com a distribuição da campanha REVIZEE N4, em Julho-Agosto (Figura 2b).

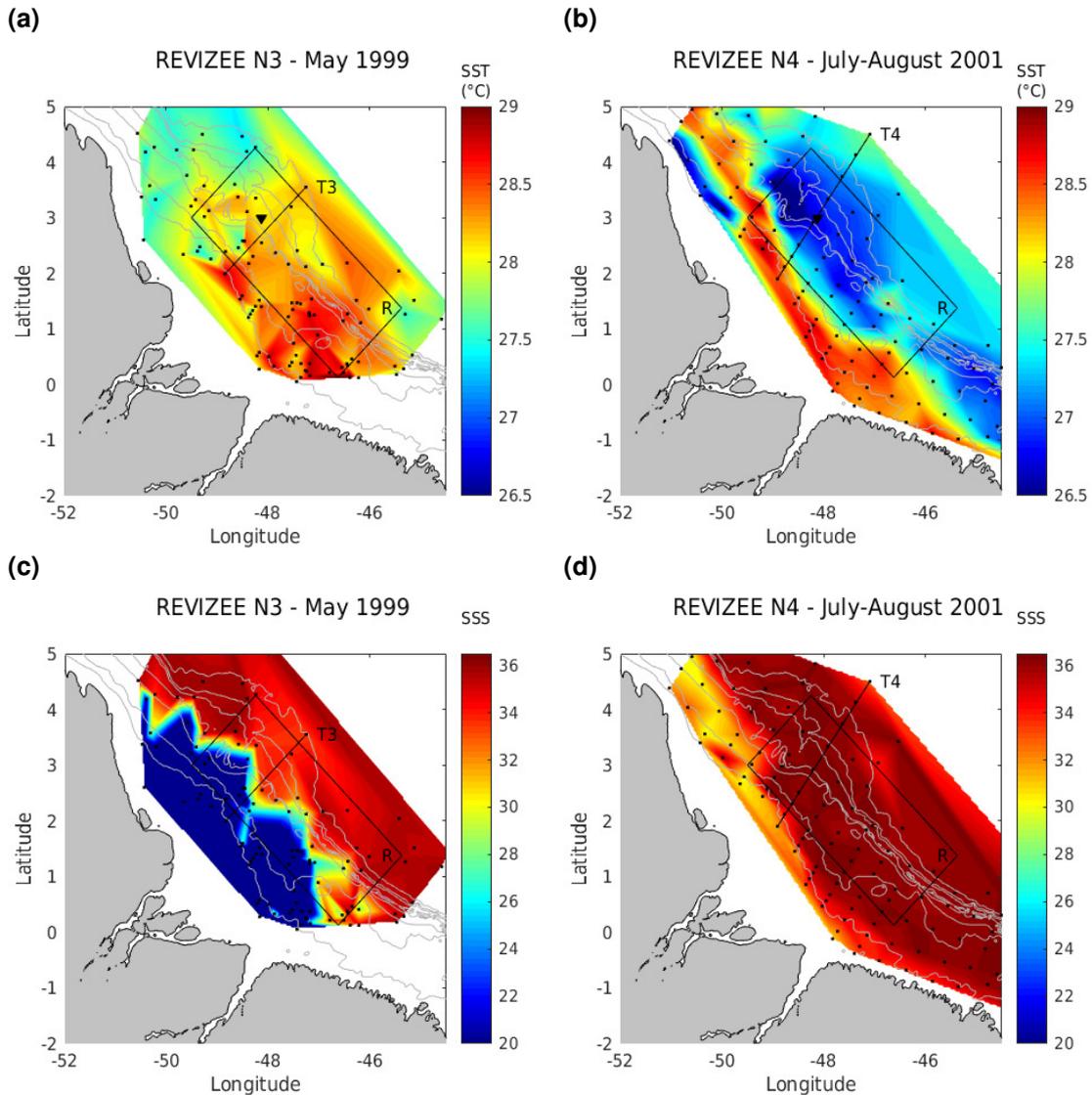


Figura 1 – Distribuição horizontal da (a) TSM e da (c) salinidade (cores) da campanha REVIZEE N3 realizada em Maio de 1999 e da (b) TSM e da (d) salinidade (cores) da campanha REVIZEE N4 realizada em Julho e Agosto de 2001. O triângulo preto em (a) e (b) demonstra a localização do perfil de temperatura analisado na Figura 7. Os pontos pretos representam as estações realizadas e o retângulo (R) aponta a região representativa da célula de ressurgência. A linha preta contínua representa a linha de costa, as linhas cinza claro revelam as isóbatas de 20 m, 50 m, 80 m, 100 m, 500 m, 1.000 m e 2.000 m. As retas pretas (T3 e T4) indicam a localização dos transectos analisados em (a) e (b) da Figura 2, respectivamente.

No primeiro transecto (Maio), a quebra da plataforma se localiza a uma profundidade de 100 m e a uma distância de 120 km da costa, aproximadamente. As

águas se apresentam mais estratificadas quando comparadas com o transecto de Agosto, com as isotermas de 26 °C, 27 °C e 28 °C todas horizontais e mais próximas umas das outras. Águas mais quentes são observadas sobre a plataforma até uma distância de cerca de 90 km da costa, demarcando a influência do rio Amazonas anterior à quebra da plataforma. O contorno de temperatura de 28 °C encontra-se a uma profundidade próxima de 25 m e os contornos de 26 °C e 27 °C variam de uma profundidade em torno de 50 m, nas proximidades do continente, a uma profundidade de 80 m (Figura 2(a)).

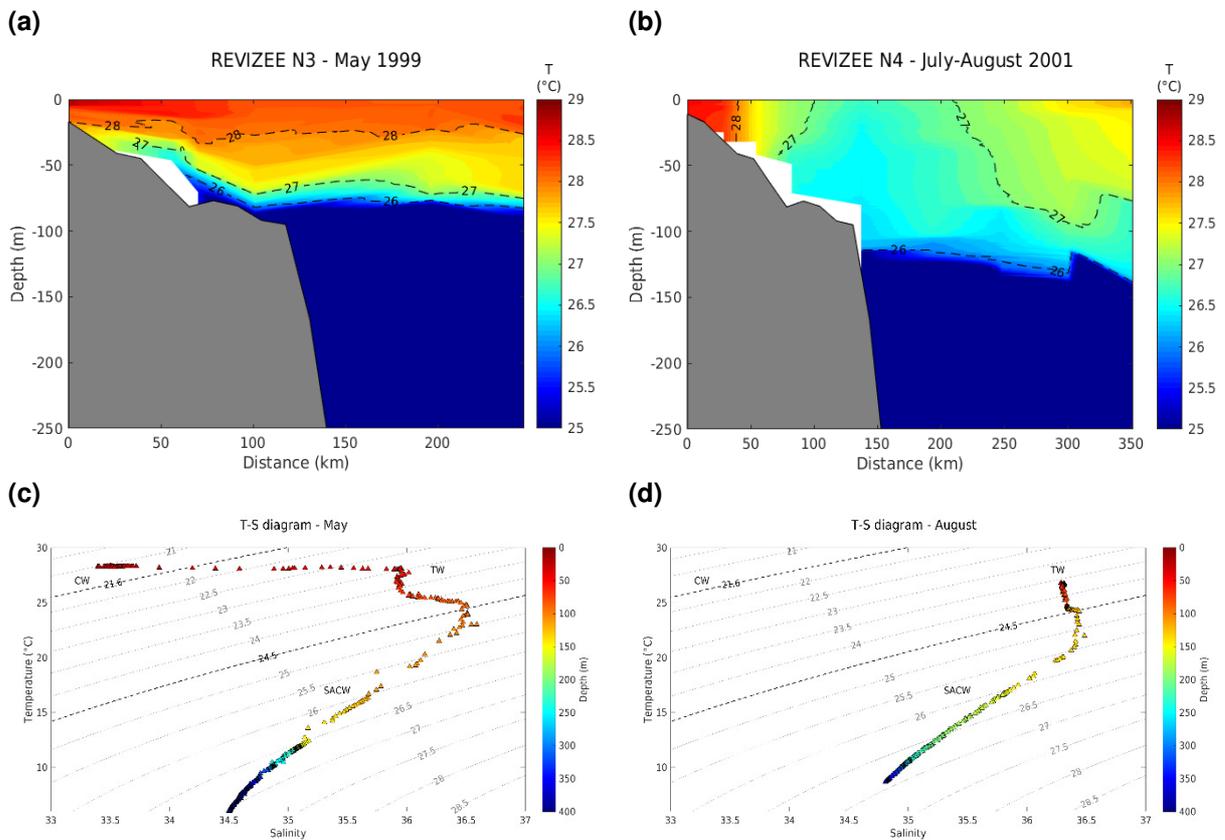


Figura 2 – Transectos em (a) Maio (T3) e em (b) Agosto (T4) de distribuição vertical de temperatura (cores) a partir de dados REVIZEE-N (estações identificadas pelos triângulos pretos nas Figuras 1(a) e 1(b)). As linhas tracejadas evidenciam as isotermas de 26 °C, 27 °C e 28 °C. A linha preta contínua representa a batimetria ao longo do transecto. Diagramas T-S dos pontos representados por triângulos destacados na Figura 1 para os meses de (c) Maio e (d) Agosto. As cores indicam a profundidade dos pontos, as linhas pontilhadas correspondem às isopicnas. As linhas pontilhadas destacadas (preto) indicam as isopicnas limites entre as Águas Costeiras e as Águas Tropicais ($\sigma_{\theta} = 21,6$) e entre as Águas Tropicais e as Águas Centrais do Atlântico Sul ($\sigma_{\theta} = 24,5$).

No segundo transecto (Agosto), Figura 2(b), a quebra da plataforma está, igualmente, marcada sobre isóbata de 100 m e está em torno de 140 km da costa. Neste momento, a coluna d'água é caracterizada por uma destruição dos fortes gradientes de temperatura vertical descritos anteriormente, ou seja, por uma

desestratificação da coluna d'água. As águas mais quentes se concentram ainda mais próximas à costa, evidenciando a pouca influência do rio Amazonas na região da ressurgência em Julho-Agosto. O contorno de temperatura de 26°C se aprofunda a 125 m na região mais oceânica e há um levantamento das isotermas de 27,0°C e de 28°C até a superfície, marcando claramente a área da célula de águas mais frias. Percebe-se que o centro desta sobrelevação localiza-se nas proximidades da quebra da plataforma continental, também se estendendo sobre parte da PCA e região oceânica adjacente.

Ainda sobre a estrutura vertical da região, os diagramas T-S apresentam características distintas no que se refere às massas d'água nos triângulos representativos da Figura 1, para os meses de ausência (Maio) e de presença (Agosto) das águas mais frias (Figura 2(c) e 2(d), respectivamente). Os limites entre as Águas Costeiras (AC) e as Águas Tropicais (AT) foi delimitado pela isopícnica $\sigma_\theta = 21,6$, e entre as Águas Tropicais e as Águas Centrais do Atlântico Sul (ACAS) pela isopícnica $\sigma_\theta = 24,5$ (STRAMMA; SCHOTT, 1999; BARNIER *et al.*, 2001; SILVA *et al.*, 2005). Em acordo com os resultados encontrados por Silva *et al.* (2005), o primeiro período é marcado pela presença da AC acima da AT e a ACAS logo abaixo da AT, enquanto que o segundo período apresenta-se sem influência da AC e com variações na profundidade de limite entre a AT e a ACAS. O diagrama T-S de Maio, ilustrado na Figura 2(c), aponta a influência de águas fluviais decorrentes de uma maior descarga do rio Amazonas no período e presença da pluma sobre a plataforma continental amazônica e região oceânica adjacente (Figura 1(c)). A AT, logo abaixo da AC, encontra-se a uma profundidade de 27,4 m, estendendo até seu limite com a ACAS a 93,3 m. Em Agosto, por outro lado, não há influência significativa de águas continentais na região de ressurgência (Figura 1(d)) e a AT, portanto, se distribui desde a superfície a uma profundidade de 122 m, limite com a ACAS. É importante observar que o primeiro período é marcado por uma forte estratificação das Águas Tropicais, atravessando uma grande gama de isopícnas, enquanto que o segundo período é caracterizado por uma maior homogeneidade das Águas Tropicais e isopícnas variando de 23,6 a 24,5.

Os resultados obtidos via sensoriamento remoto mostram, igualmente, uma forte variabilidade espaço-temporal da célula de ressurgência próximo à foz do rio Amazonas. Na Figura 3 observa-se a distribuição horizontal climatológica em

superfície da temperatura e do cisalhamento dos ventos, atuando na área de estudo R para quatro meses representativos da sazonalidade (Fevereiro, Maio, Agosto e Novembro). As climatologias mensais foram calculadas à partir dos dados diários de TMI e de GEKCO, de 1998 a 2015. Os outros meses de distribuição horizontal climatológica de TSM e ventos podem ser melhor examinados no Apêndice A.

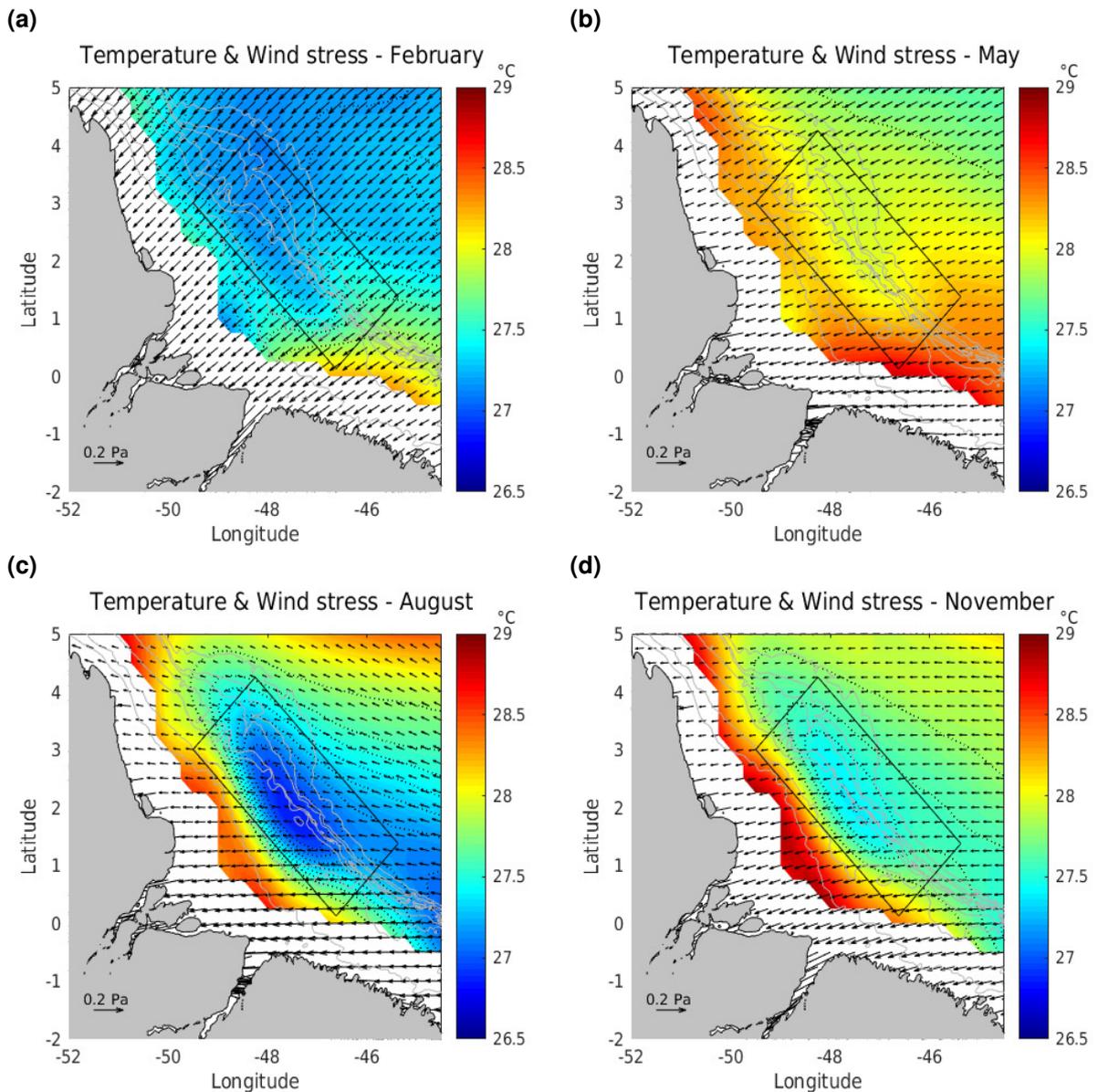


Figura 3 – Distribuição horizontal climatológica de temperatura (cores) e ventos (vetores) na PCA em (a) Fevereiro, (b) Maio, (c) Agosto e (d) Novembro à partir dos dados diários de TMI e de GEKCO (1998-2015). A linha preta contínua representa a linha de costa, as linhas cinza claro representam as isóbatas de 20 m, 50 m, 80 m, 100 m, 500 m, 1.000 m e 2.000 m. As linhas pretas pontilhadas representam a isotermas de 27 °C a 27,8 °C com intervalos de 0,1 °C. O retângulo delimita a região representativa da célula de ressurgência.

A variabilidade espaço-temporal do cisalhamento dos ventos é marcada pela migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical. A ZCIT na borda oeste do Atlântico (30°W) está localizada em sua posição mais ao sul em Fevereiro-Março, a 2,5°S, e mais ao norte em Agosto a 11°N (HOUNSOU-GBO *et al.*, 2015). A migração desta zona é um mecanismo que, além de induzir precipitação nas regiões tropicais, promove mudanças de intensidade e direção dos ventos regionais. Na área de estudo, em acordo com a sazonalidade da posição da ZCIT, os ventos de nordeste predominam de Dezembro a Maio. Fevereiro é o mês com cisalhamento dos ventos de maior intensidade, com direção perpendicular à costa. A partir de Junho e até Novembro, tem-se uma maior influência dos ventos alísios de sudeste, que passa a predominar na região, diminuindo a intensidade do cisalhamento e mantendo a direção dos ventos mais paralela à costa. Em Junho, a tensão do vento é mínima e Agosto é o mês em que o cisalhamento é o mais paralelo à costa, coincidindo com a época de maior afloramento das águas frias. De fato, a célula de ressurgência começa a se formar à partir do mês de Junho, se torna mais intensa no mês de Agosto e desaparece em Janeiro, estando completamente ausente entre Fevereiro e Maio. Em Dezembro e Janeiro, a célula encontra-se menos definida, tendo em vista que há um resfriamento progressivo de toda a região (dentro e fora do retângulo R) até o mês de Março. O padrão de diminuição da TSM nos meses de Fevereiro e Março não apresenta uma diferença importante de temperatura entre a região R e a região de entorno, não correspondendo, portanto, à presença da célula de águas mais frias na área de estudo.

A Figura 4 ilustra a variação climatológica da temperatura da superfície do mar, com as evoluções temporais dos valores mínimos, das médias e dos valores máximos dentro da área R, calculadas à partir de dados diários da base TMI. É possível, então, observar que há um máximo de temperatura média na área de interesse em Maio, equivalente a 28,6°C, e um mínimo em Agosto, igual a 26,8°C. A partir de Junho, quando a célula de águas mais frias torna-se visível, a temperatura diminui até alcançar seu valor mínimo em Agosto, aumentando gradativamente ao longo dos meses seguintes. Como mencionado anteriormente, apesar dos meses de Fevereiro e Março apresentarem valores de TSM baixos, não observa-se a célula neste período e esta diminuição se deve a um resfriamento do Atlântico tropical oeste como um todo.

É interessante ainda perceber que os intervalos de variação entre as temperaturas mínimas e máximas dos meses são distintos. Em Maio, a variação é mínima e igual a $0,7^{\circ}\text{C}$, enquanto que em Agosto esta variação é máxima e corresponde a $1,4^{\circ}\text{C}$, confirmando a existência de uma maior heterogeneidade de temperaturas superficiais durante o período de afloramento das águas mais frias.

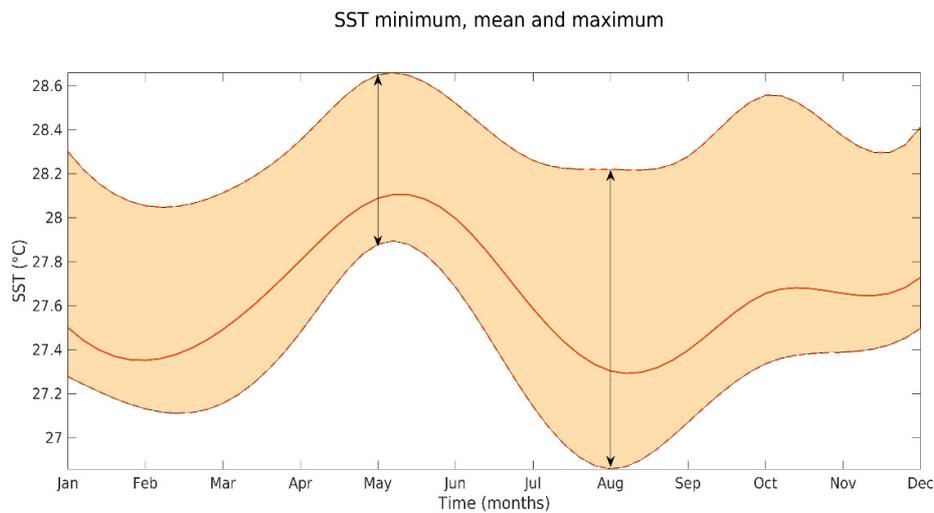


Figura 4 – Evolução temporal climatológica da TSM na área de ocorrência da célula de ressurgência (R) a partir dos dados diários de TMI (1998-2015). As linhas tracejadas correspondem aos valores de mínimo e máximo e a linha contínua representa a média. As duas setas duplas na vertical destacam os meses de Maio e Agosto.

A Figura 5 apresenta a variabilidade espacial da célula de ressurgência, representada pela área compreendida entre os contornos das isotermas fechadas de maiores temperaturas verificadas e as temperaturas correspondentes às respectivas isotermas na região R. Os valores climatológicos foram calculados a partir dos dados TMI de 1998 a 2015.

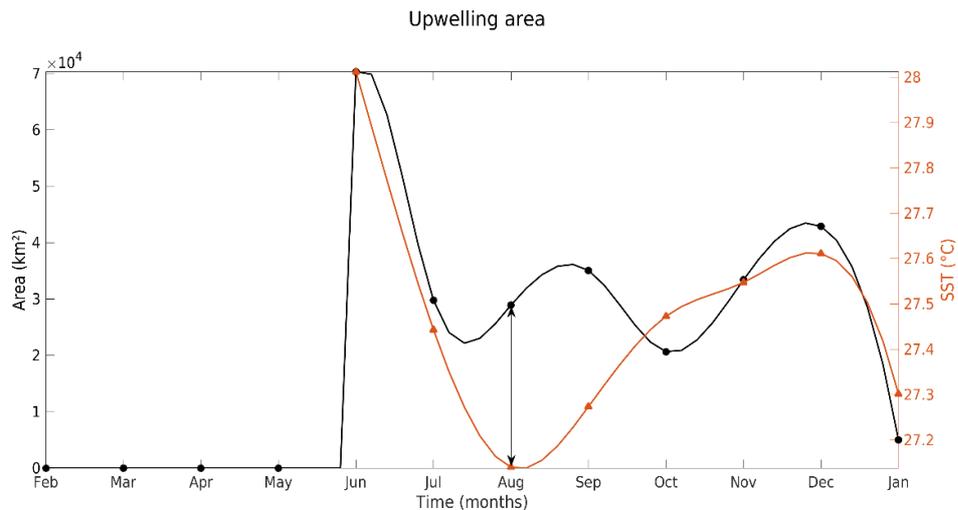


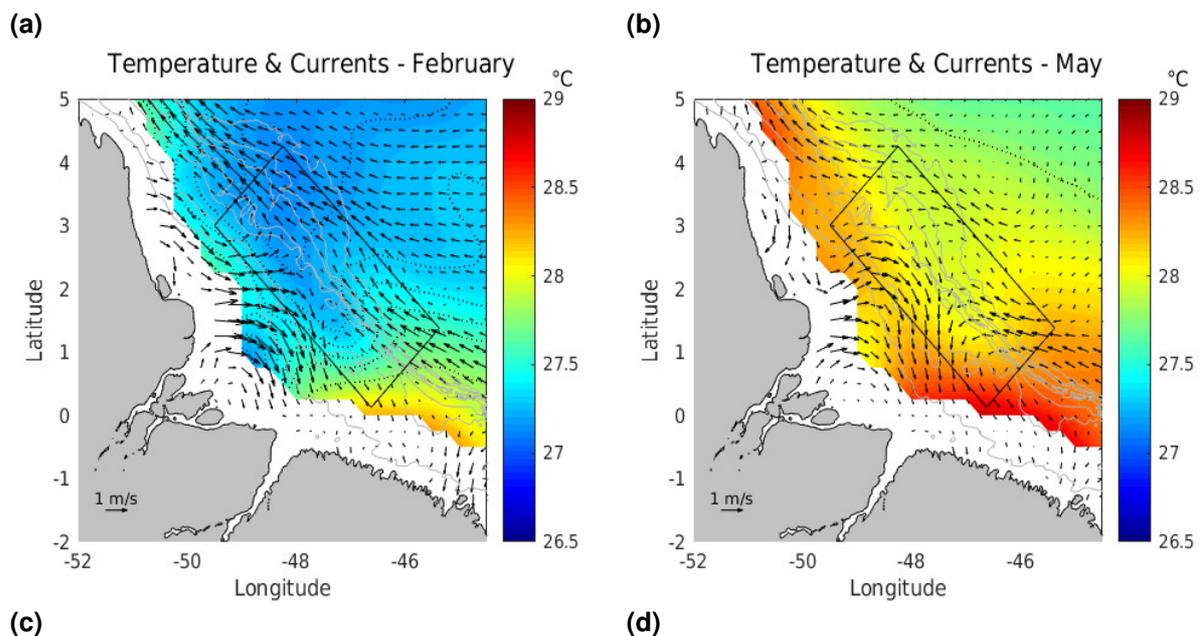
Figura 5 – Evolução temporal climatológica (TMI 1998-2015) da área compreendida entre os contornos das isothermas fechadas de maiores temperaturas verificadas (preto) e as temperaturas correspondentes às respectivas isothermas (vermelho) na região de observação das águas frias (R). A seta dupla vertical indica o mês de ocorrência mais intensa da célula de ressurgência.

No período de Fevereiro a Maio, não existem contornos de isothermas fechadas e, portanto, as áreas são iguais a zero, reforçando mais uma vez que a célula de ressurgência está ausente neste período. A partir de Junho, a isoterma fechada apresenta uma área significativa, porém de temperatura mais elevada e igual a 28,0°C. Nos meses posteriores, as áreas das isothermas fechadas variam entre $3,0 \times 10^4 \text{ km}^2$ e $4,2 \times 10^4 \text{ km}^2$ e Agosto corresponde ao mês da isoterma fechada de menor temperatura (27,1°C), o que confirma novamente que este é o período de ocorrência de águas mais frias em grande porção superficial. Em Janeiro, apesar da baixa temperatura da isoterma fechada, a área de $0,5 \times 10^4 \text{ km}^2$ já é bem inferior a dos meses anteriores, desaparecendo em seguida.

A Figura 6 apresenta a distribuição horizontal climatológica em superfície da temperatura e das correntes para quatro meses representativos (Fevereiro, Maio, Agosto e Novembro), com destaque para a área de estudo. As climatologias mensais foram calculadas à partir dos dados diários de TMI e de GlobCurrent, sempre associados ao período 1998-2015. Os outros meses de distribuição horizontal climatológica de TSM e correntes podem ser melhor examinados no Apêndice B. As correntes superficiais também demonstram uma variabilidade espaço-temporal na região de estudo. Entre Fevereiro e Maio, observa-se uma forte

influência do rio Amazonas, com as correntes na direção leste e sudeste sobre grande parte da plataforma continental amazônica. Na porção de águas oceânicas, entre 1,5°N e 5°N, a direção das águas é no sentido oeste – braço norte da Corrente Sul Equatorial (nCSE; LUMPKIN; GARZOLI, 2005) –, diminuindo de intensidade progressivamente. Na região do talude continental, de forma geral, as águas fluem para noroeste e correspondem à Corrente Norte do Brasil, se atenuando pouco a pouco até Maio. No retângulo R, mais especificamente, observa-se uma baixa intensidade das correntes para noroeste e uma forte influência da descarga do rio Amazonas.

Entre Junho e Janeiro, a influência do rio Amazonas é consideravelmente menor, ocupando a região restrita à isóbata de 20 m e 50 m. Na região oceânica compreendida entre 3°N e 5°N, as correntes se invertem e passam a fluir para sudeste e leste. Esta inversão corresponde ao período de intensificação sazonal da Contracorrente Equatorial Norte (CCEN), mais forte em Agosto (STRAMMA; SCHOTT, 1999). Sobre o talude continental, a CNB é significativamente intensificada e flui para noroeste neste período. Observa-se um desvio da corrente orientado pelas feições batimétricas do cone amazônico.



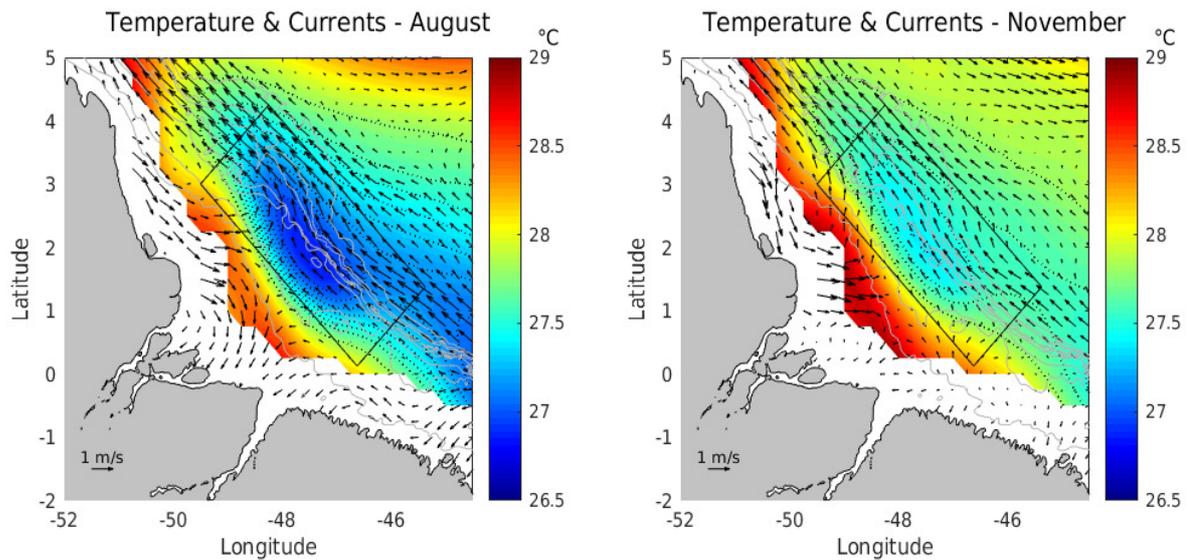


Figura 6 - Distribuição horizontal climatológica de temperatura (cores) e correntes (setas) na PCA em (a) Fevereiro, (b) Maio, (c) Agosto e (d) Novembro. A linha preta contínua representa a linha de costa, as linhas cinza claro representam as isóbatas de 20 m, 50 m, 80 m, 100 m, 500 m, 1.000 m e 2.000 m. As linhas pretas pontilhadas representam a isotermas de 27°C a 27,8°C com intervalos de 0,1°C. O retângulo ilustra a região representativa da célula de ressurgência.

A distribuição vertical da temperatura da coluna d'água, apresentada na Figura 7, propõe dois padrões distintos para um período de ausência da célula de ressurgência (Maio) e um período de presença da célula (Agosto) à partir de dados REVIZEE (Figura 7(a)) e do banco de dados WOD13 (Figura 7(b)). Em ambas as figuras, observa-se, em Maio, uma camada superficial caracterizada por águas mais quentes, com uma termoclina mais rasa e uma coluna d'água bastante estratificada. Já em Agosto, as águas superficiais são mais frias, a termoclina é mais profunda e a coluna d'água se apresenta menos estratificada e mais misturada. É interessante observar a presença de uma profundidade com baixo gradiente de temperatura entre, aproximadamente, 80 m e 120 m, indicando um possível processo de mistura nesta faixa de profundidade.

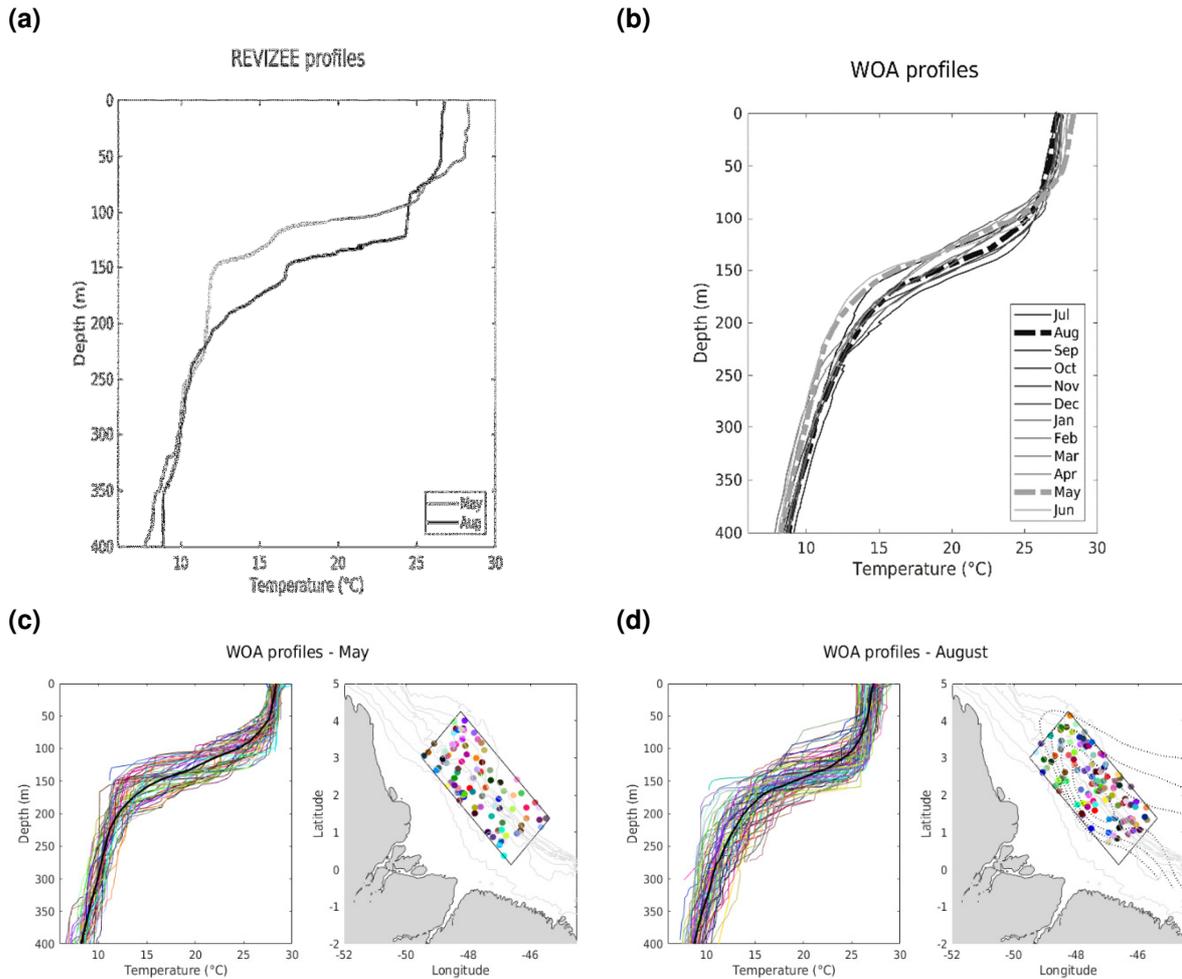


Figura 7 – Perfis verticais de temperatura à partir dos dados de (a) REVIZEE-N (estações identificadas pelos triângulos pretos nas Figuras 1(a) e 1(b)) e do (b) banco de dados do WOD13. Em (a), as linhas correspondem aos meses de Maio (cinza) e Agosto (preto). Em (b), as linhas indicam o perfil climatológico de temperatura para cada mês, sendo a cor mais escura equivalente a Julho e a mais clara equivalente a Junho. As linhas mais grossas tracejadas indicam os meses de Maio e Agosto. Perfis verticais de temperatura à partir de dados do banco de dados do WOD13 dentro do retângulo R representativo da célula de ressurgência para os meses de (c) Maio e (d) Agosto (1998-2018). As cores indicam os diferentes perfis e suas respectivas localizações na área de estudo. A linha preta contínua no gráfico representa o perfil médio para o mês correspondente. As linhas pretas pontilhadas no mapa indicam as isotermas de 27°C a 27,8°C com intervalos de 0,1°C.

As Figuras 7(c) e 7(d) ilustram os perfis verticais de temperatura dentro na região de estudo para os meses de Maio e Agosto e seus respectivos perfis médios obtidos a partir da base WOD13. Os Apêndices C e D ilustram os perfis verticais de temperatura obtidos a partir das bases de dados WOD13 e Argo para todos os meses do ano. A declividade da termoclina para o mês de Maio é de, aproximadamente, $-0,15^{\circ}\text{C}/\text{m}$, enquanto que em Agosto a declividade da termoclina é bem menor e próxima de $-0,08^{\circ}\text{C}/\text{m}$. As curvas de temperatura para o primeiro período (Maio) se apresentam mais similares, com pouca variação entre elas, o que

indica uma distribuição térmica horizontal de maior homogeneidade. No segundo período (Agosto), a variação entre as curvas é maior, evidenciando a existência de uma distribuição horizontal mais heterogênea na região de estudo. Os dados WOD13 foram escolhidos em detrimento dos dados Argo para ilustração e comparação com os dados REVIZEE, devido à quantidade de observação na área de estudo (Apêndice E). Contudo, tantos os dados de WOD13 quanto as medições Argo confirmam as observações encontradas com o REVIZEE.

A variabilidade interanual da célula de ressurgência na foz do rio Amazonas pode ser caracterizada através da evolução temporal mensal da TSM e da anomalia da TSM na região R, representadas na Figura 8 e calculadas a partir dos dados diários de TMI no período 1998-2015. Observa-se que a temperatura superficial variou entre os limites 26,8°C (2014) e 29,0°C (2010), ao longo de todo o período.

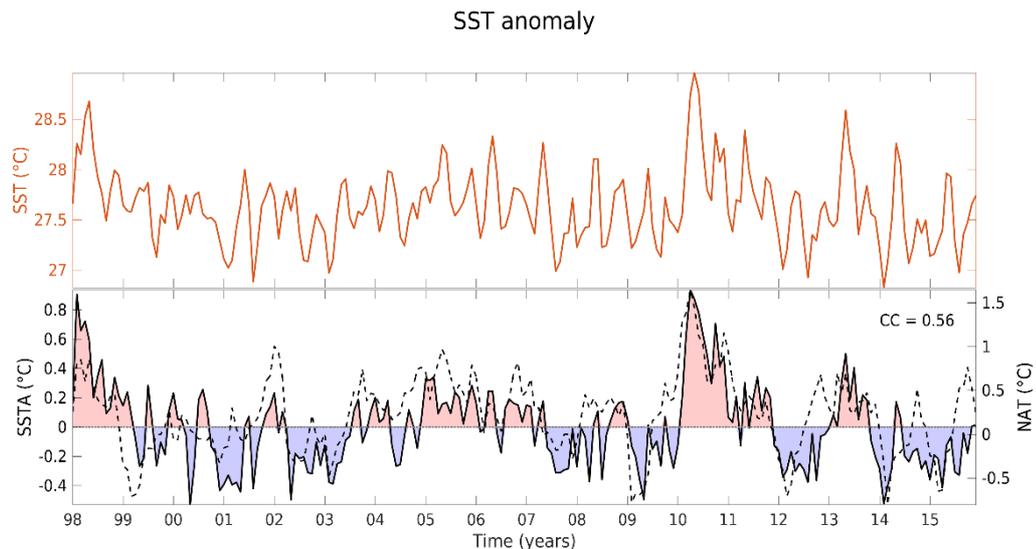


Figura 8 – Evolução temporal mensal da TSM (linha vermelha) e da anomalia da TSM (linha preta contínua) dentro da área R, e evolução temporal média mensal do Índice Tropical do Atlântico Norte de TSM (linha tracejada preta) no período de 1998 a 2015, à partir dos dados TMI e OI SST (NOAA). As áreas vermelhas destacam os períodos de anomalias positivas e as áreas azuis detacam os períodos de anomalias negativas.

As anomalias da temperatura da superfície do mar evidencia períodos de valores positivos e negativos, com destaques para os anos de 1998, 2010 e 2013 (anomalias positivas) e para os anos entre 2000 e 2003, 2007 e 2009, e para o ano de 2014 (anomalias negativas). Os valores oscilaram entre o pico negativo de -0,53°C, em 2000, e o pico positivo de 0,94°C, em 2010, ano em que foi verificado um aquecimento anômalo em todo o Atlântico tropical (SERVAIN *et al.*, 2014).

O Índice do Atlântico Norte Tropical de anomalia da TSM (IANT) (*North Atlantic Tropical SST Index, NAT*) é um indicador da variabilidade da temperatura superficial numa grande faixa do Oceano Atlântico Norte tropical, situada entre 40°W e 20°W e entre 5°N e 20°N. O índice foi inicialmente proposto por Chang *et al.* (1997) e associado com a variabilidade acoplada de escala decadal do modo dipolo do Atlântico tropical. A evolução temporal mensal do IANT é ilustrado na Figura 8, evidenciando uma correlação deste índice com as anomalias interanuais de TSM (coeficiente de correlação = 0,56) obtidas na área da célula de águas frias amazônica, evidenciando a influência das variações do Atlântico Norte tropical (macroescala) sobre a variabilidade interanual da temperatura da superfície do mar da área de estudo.

A Figura 9 apresenta a variabilidade da TSM a partir da análise de *wavelet* e seu espectro global, calculados a partir dos dados diários da base TMI (1998 e 2015) na região de ocorrência de águas frias (R).

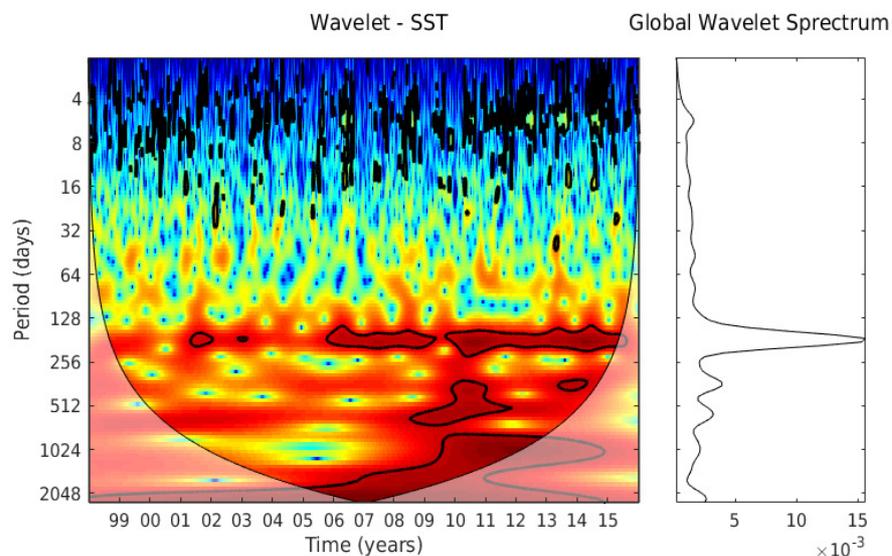


Figura 9 – Análise de *wavelet* e espectro global da *wavelet* para TSM, obtida a partir da base de dados diários TMI na área de ocorrência da célula de águas frias (R das Figuras 1 e 2) . Os contornos pretos indicam as variações de significância maior do que 5% e a área clareada representa o cone de influência (CDI) onde as informações são ignoradas devido aos efeitos de borda.

Dessa forma, é possível visualizar os períodos, em dias, em que são verificadas as variações mais significativas da temperatura superficial. Através do espectro global da *wavelet*, a Figura 9 destaca cinco picos de alta potência, correspondentes a 6 dias, 176 dias (\approx 6 meses), 353 dias (\approx 12 meses), 594 dias (\approx 20 meses) e 998 dias (\approx 33 meses). Os picos de 12, 20 e 33 meses foram detectados somente a partir dos anos de 2009 e 2010 e, como a série temporal

estudada é relativamente curta e se estende apenas a 2015, não é possível considerar estes períodos na análise. O pico de 2.241 dias (≈ 75 meses ou 6 anos) encontra-se dentro do cone de influência (CDI) e, devido aos efeitos de borda e tamanho da série, também não deve ser considerado. Mas o que chama atenção realmente na Figura 9 é que a variabilidade temporal da célula de ressurgência é marcada por uma forte sazonalidade próxima de 176 dias, aparecendo ainda uma intrassazonalidade de aproximadamente 2-32 dias.

3.2 ANÁLISE DE FORÇANTES

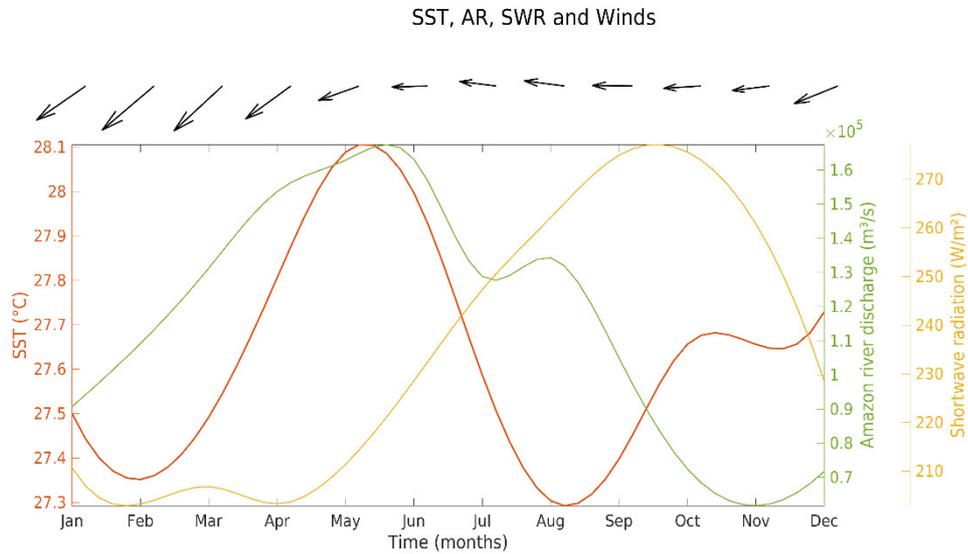
A célula de águas mais frias se situa numa área marcada pela atuação de diferentes forçantes geofísicas agindo simultaneamente, com variabilidades espaço-temporais distintas, que aumentam o grau de complexidade na análise dos possíveis mecanismos responsáveis pela ressurgência observada. A região é submetida à influência do rio Amazonas, de descarga fluvial de proporções consideráveis, à radiação solar intensa, por se localizar próximo ao equador, às migrações da Zona de Convergência Intertropical, com grande variações no cisalhamento dos ventos, às flutuações da Corrente Norte do Brasil, fluindo próxima ao talude continental, à ação de marés importantes, e ao desenvolvimento de ondas internas e de estruturas de mesoescala (vórtices e meandros). Uma situação, portanto, de extrema complexidade.

Com o objetivo de identificar os potenciais mecanismos contribuintes para a presença e variabilidade da célula de ressurgência amazônica, analisaremos nesta seção as seguintes forçantes: (i) a descarga do rio Amazonas (DRA); (ii) a radiação de ondas curtas (ROC) incidente sobre a área de estudo; (iii) o cisalhamento dos ventos (CV) agindo sobre a área de estudo; (iv) as componentes paralelas à costa da corrente superficial total (CPaC) na área de estudo; (v) as componentes perpendiculares à costa da corrente de Ekman (CEkPeC) na área de estudo; e (vi) a altura da superfície do mar (ASM) também na área de estudo.

A Figuras 10(a) apresenta as variabilidades climatológicas da temperatura da superfície do mar, da DRA, da ROC e do CV, calculadas a partir dos dados diários de TMI, dos dados mensais da ANA e da base OAFflux, e dos dados diários da base

GEKCO nos limites da área de ocorrência das águas frias (retângulo R das Figura 1 e 2), respectivamente.

(a)



(b)

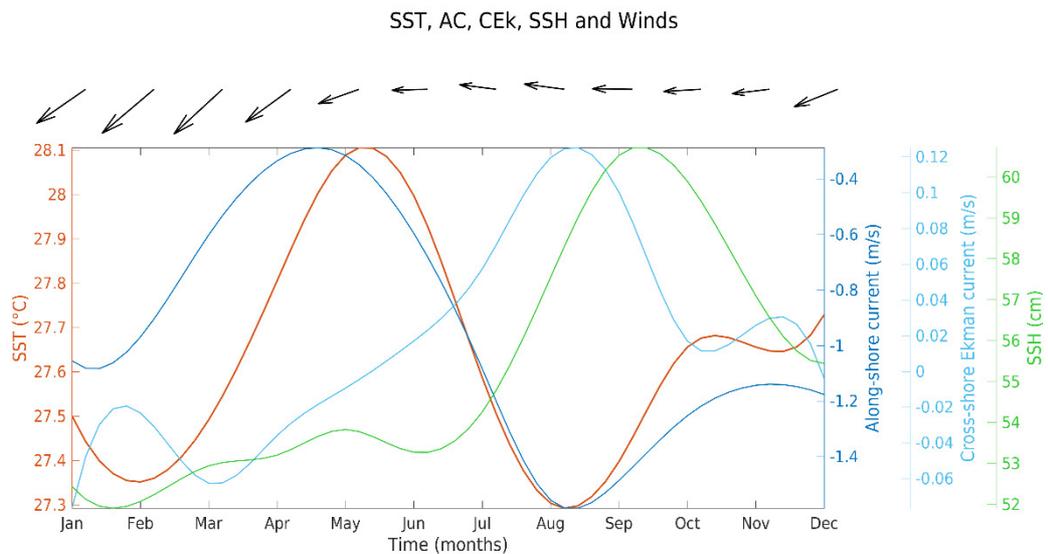


Figura 10 – (a) Evolução temporal climatológica da TSM (vermelho), da descarga do rio Amazonas (verde), da radiação de ondas curtas (amarelo) e do cisalhamento dos ventos (vetores), estes dois últimos calculados na região de ocorrência da célula de águas frias (retângulo R das Figuras 1 e 2); (b) Evolução temporal climatológica da TSM (vermelho), componente paralela à costa da corrente total (azul escuro), componente perpendicular à costa da corrente de Ekman (azul claro), ASM (verde) e cisalhamento dos ventos (vetores), calculados na região de ocorrência da célula de águas frias (retângulo R das Figuras 1 e 2).

A descarga do rio Amazonas, com uma média anual climatológica de $118.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, variou entre $62.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Novembro e $163.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Maio-Junho. Em Julho e Agosto, a descarga parece se estabilizar, antes de diminuir ao seu mínimo em Novembro. A sazonalidade da vazão do rio Amazonas está ligada à precipitação e drenagem continental da bacia Amazônica, e o atraso necessário

para o escoamento alcançar a foz do rio (MARENGO, 2006). A radiação de ondas curtas obteve uma média de $234,4 \text{ W m}^{-2}$, com mínima de $203,2 \text{ W m}^{-2}$ em Fevereiro e Abril e máxima de $275,6 \text{ W m}^{-2}$ em Outubro. Percebe-se que, no mês de Outubro, a TSM exibe um leve aumento apesar do mês ser caracterizado com um período de presença da célula de águas mais frias. Este leve aumento da temperatura coincide com o máximo da radiação de ondas curtas na região (Figura 10(a)).

De acordo com a Figura 10(a), o cisalhamento dos ventos oscilou de uma intensidade de 0,05 Pa em Junho a uma intensidade de 0,09 Pa em Fevereiro, apresentando variabilidade associada à migração da ZCIT, conforme mencionado e ilustrado na seção anterior (Figura 3). É importante ressaltar que existe uma dependência entre os fluxos de calor na interface oceano-atmosfera e a velocidade do vento (fórmulas *bulk* do Anexo B) e que, nos trópicos, o fluxo de calor latente é, em geral, mais importante do que o de calor sensível, contrabalanceando os fluxos radiativos (PETERSON; STRAMMA, 1991). Assim, em regiões tropicais, caracterizadas por valores em geral elevados de TSM, a intensificação dos ventos provoca uma maior perda de calor na superfície do mar através do resfriamento evaporativo, mecanismo conhecido pela terminologia *WES* (*Wind-Evaporation-SST*; XIE; PHILANDER, 1994; XIE, 1996). No mês de Fevereiro, como ilustrado na Figura 10(a), há um mínimo de temperatura superficial, apesar do período não ser marcado pela presença da célula de ressurgência. Este mínimo corresponde ao mês de maior intensidade dos ventos, o que explica a diminuição da TSM não relacionada com a presença da célula de águas mais frias.

Ainda que trate-se de uma região nas proximidades do rio Amazonas, não existe correspondência entre a variabilidade sazonal da descarga do rio e a ocorrência de águas mais frias, tendo em vista que a evolução temporal climatológica da DRA apresenta padrões bastante distintos, com picos tanto em Maio (ausência da célula) quanto em Agosto (presença da célula) (Figura 10(a)). Além disso, a pluma do rio está confinada próxima aos primeiros 25 metros da superfície e tem influência sobre a região de análise (R) apenas no mês de Maio, como observado na seção anterior (Figuras 1 e 2). Ao mesmo tempo, apesar de fornecer subsídios para a compreensão variação da temperatura superficial na região, a radiação de ondas curtas também não parece se correlacionar com a variabilidade climatológica da TSM na área de ressurgência. Inclusive, uma alta

incidência de ROC coincide com o período de baixa temperatura superficial em Agosto (Figura 10(a)). Portanto, estas duas forçantes, a DRA e a ROC, não se apresentam como possíveis mecanismos responsáveis pelo surgimento da célula de águas mais frias próximo à foz do rio Amazonas.

A Figura 10(b) apresenta a evolução climatológica das demais forçantes geofísicas agindo na área de aparecimento das águas mais frias. Foram plotadas: a componente paralela à costa da corrente total (positiva na direção sudeste e negativa na direção noroeste); a componente perpendicular à costa da corrente de Ekman, (positiva na direção nordeste/*offshore* e negativa na direção sudoeste/*inshore*); e a ASM. Da mesma forma, as variabilidades climatológicas da TSM, da CPaC, da CEkPeC, da ASM e do CV foram calculadas a partir dos dados diários das bases TMI, GlobCurrent e GEKCO.

De acordo com a Figura 10(b), a componente da corrente de Ekman perpendicular à costa (CEkPeC) oscilou entre $-0,08 \text{ m s}^{-1}$ (para sudoeste/*inshore*), em Janeiro, e $0,12 \text{ m s}^{-1}$ (para nordeste/*offshore*) em Agosto. Os valores mínimos, naturalmente, correlacionam-se com a direção do vento perpendicular à costa. Os valores máximos, por outro lado, coincidem com o período em que os ventos se encontram mais paralelos à costa. Já a componente da corrente superficial paralela à costa (CPaC) variou de $-0,32 \text{ m s}^{-1}$ (para noroeste) em Maio a $-1,56 \text{ m s}^{-1}$ (para noroeste) em Agosto, com um valor médio de $-0,96 \text{ m s}^{-1}$, justamente no período do ano em que se verifica o maior resfriamento das águas superficiais em frente à foz do rio Amazonas. A sazonalidade da CPaC se correlaciona diretamente com a sazonalidade da Corrente Norte do Brasil (JOHNS *et al.*, 1998) e, portanto, a CPaC pode ser considerada como a representação da corrente CNB numa escala de tempo sazonal. Por último, a variação da altura da superfície do mar (ASM) indica uma diminuição maior em Fevereiro, chegando a 52,1 cm, e atingindo seu valor máximo de 60,5 cm em Setembro. Em Maio, há um leve aumento da altura da superfície do mar, que coincide com o período de vazão máxima do rio Amazonas (DRA), evidenciando uma possível influência da descarga do rio na altura da superfície do mar da região de análise para este mês.

Os resultados apresentados na Figura 10(b) sugerem que a CEkPeC pode ter influência na formação da célula de ressurgência através do afastamento das águas para longe da costa, favorecendo a divergência superficial e o deslocamento de

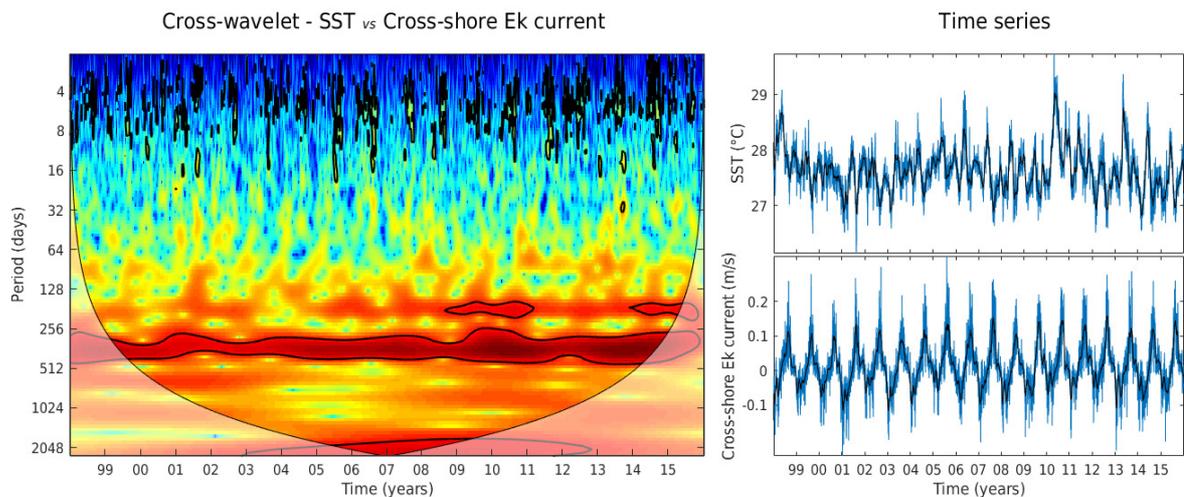
águas mais profundas e frias para a superfície. A variação da CPaC pode igualmente se relacionar com a célula de ressurgência por meio da intensificação da CNB em Agosto e da ocorrência de possíveis interações da circulação com a topografia local, ou mesmo através da criação de regiões de divergência superficial induzidas pelo desenvolvimento de estruturas de mesoescala no campo de correntes. A interação de correntes de fronteira sobre a topografia pode ainda gerar localmente estruturas de circulação de meso e sub-meso escalas, bem como ondas internas, estas últimas que se propagam na plataforma e talude. Além destes fenômenos, conforme abordaremos mais adiante, Ondas de Instabilidade Tropical (OIT; *Tropical Instability Waves, TIW*), de maior comprimento e período, geradas remotamente, podem se propagar e atingir a PCA. De fato, vários estudos na literatura correlacionam, acertadamente, a variação do nível do mar com a passagem de ondas internas, de diferentes escalas espaciais e temporais (JOCHUM et al., 2004; LENTINI et al., 2016). Assim, a variação da ASM pode ter correlação com a variação de TSM, seja a partir da interação direta com o campo de temperatura, seja indiretamente, através da ação de propagação das ondas sobre o padrão de circulação local.

Considerando os indícios apontados acima, procede-se a seguir uma investigação mais detalhada dos eventuais acoplamentos entre as variabilidades temporais da TSM e das forçantes CPaC, CEkPeC e ASM.

A Figura 11(a) representa a análise da correlação entre a componente da corrente de Ekman perpendicular à linha de costa (CEkPeC) e a TSM, através da transformada de *wavelet* cruzada construída a partir da série de dados diários das bases TMI e GlobCurrent (1998-2015). É possível observar faixas de energia significativas nos períodos próximos de 380 dias e entre 2 dias e 14 dias, representando variabilidades interanual e intrasazonais, respectivamente. Percebe-se, igualmente, a presença de valores elevados de energia correspondendo ao período indicativo da sazonalidade (no entorno de 180 dias), sendo estes mais significativos nos anos de 2009, 2010 e 2014. Com o objetivo de melhor examinar a evolução temporal da TWCr nas escalas intrasazonais, uma ampliação da Figura 11(a) é plotada na Figura 11(b), para a faixa inferior a 90 dias. As linhas tracejadas brancas na Figura 11(b) destacam os meses de Agosto de cada ano, período de maior intensidade de ocorrência de águas frias na foz do rio Amazonas. A partir

desta figura, fica evidente a ocorrência de picos de energia intrasazonais na faixa de 2-14 dias que coincidem com períodos em torno do mês de Agosto de cada ano. De fato, Prestes *et al.* (2018) identificaram, a partir de fundeios realizados na plataforma e talude da região de estudo, que os efeitos de variações sinópticas do vento (ex.: *bursts*) sobre a dinâmica de circulação superficial ocorrem numa escala intrasazonal de 2-8 dias.

(a)



(b)

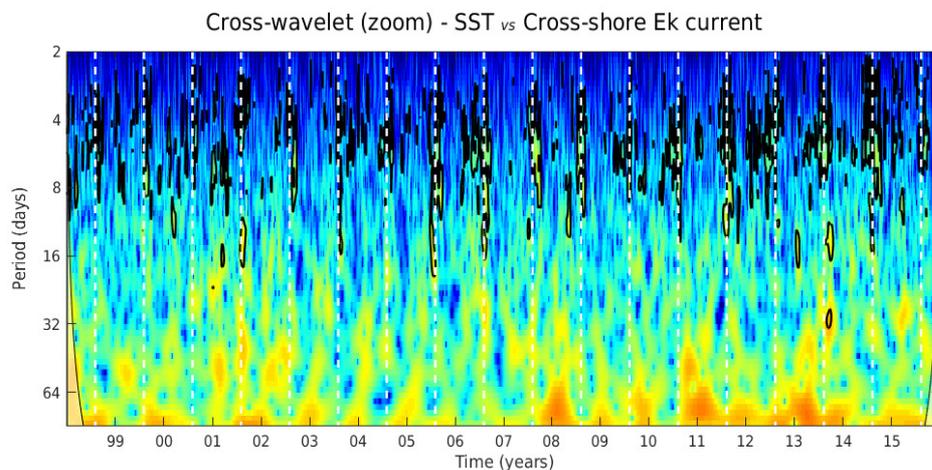
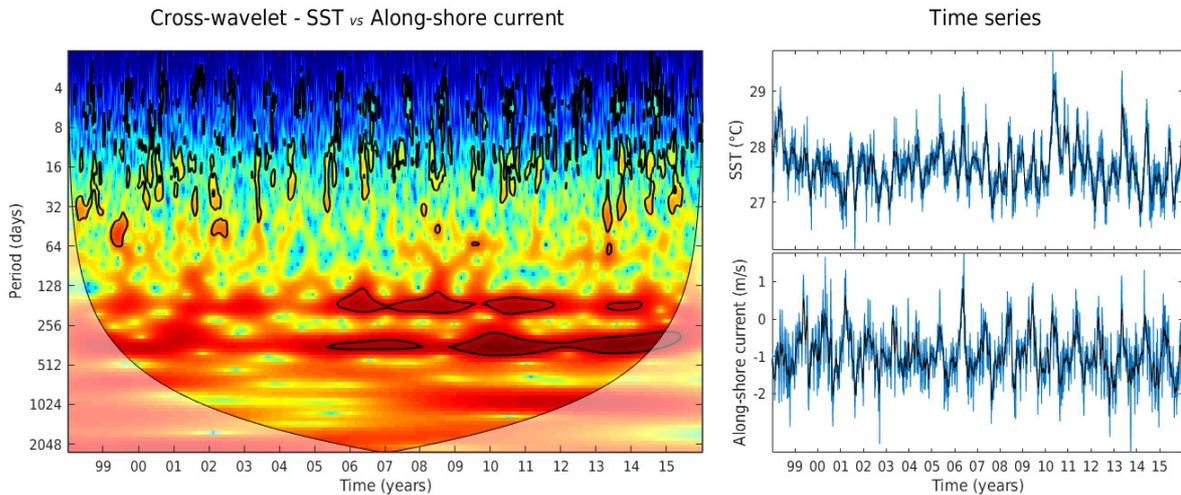


Figura 11 – (a) Transformada de *wavelet* cruzada para a componente perpendicular à costa da corrente de Ekman e a TSM, obtida a partir das bases de dados diários GlobCurrent e TMI na área de ocorrência da célula de águas frias (retângulo R das Figuras 1 e 2). Os contornos pretos indicam as variações de significância maior do que 5% e a área clareada ilustra o cone de influência (CDI) onde as informações são ignoradas devido aos efeitos de borda; (b) Ampliação para a faixa intrasazonal (períodos entre 2 dias e 90 dias). As linhas verticais brancas tracejadas indicam os meses de Agosto para cada ano.

A Figura 12(a) traz a TWC_r entre a componente da corrente superficial paralela à linha de costa (CPaC) e a TSM. Da mesma forma que para a corrente de

Ekman, a Figura 12(b) apresenta uma ampliação da Figura 12(a) no intervalo de banda intrasazonal (inferior a 90 dias).

(a)



(b)

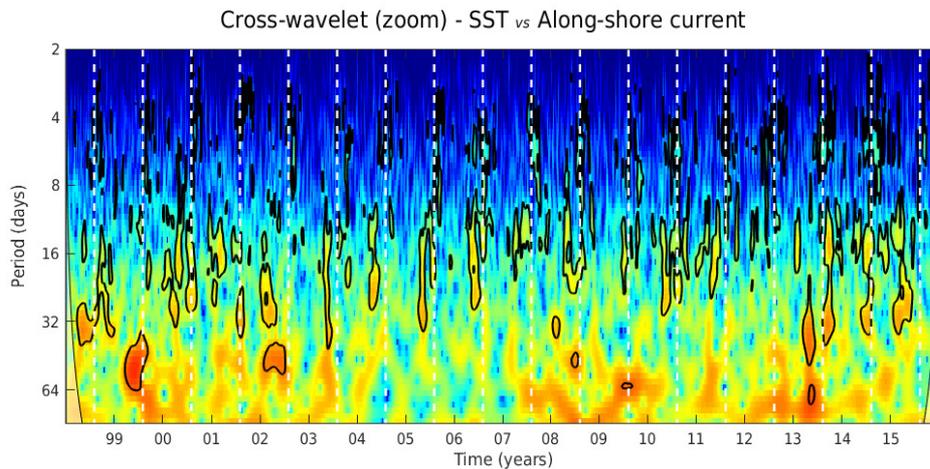


Figura 12 – (a) Transformada de *wavelet* cruzada para a componente paralela à costa das correntes e a TSM, obtida a partir das bases de dados diários GlobCurrent e TMI na área de ocorrência da célula de águas frias (retângulo R das Figuras 1 e 2). Os contornos pretos indicam as variações de significância maior do que 5% e a área clareada ilustra o cone de influência (CDI) onde as informações são ignoradas devido aos efeitos de borda; (b) Ampliação para a faixa intrasazonal (períodos entre 2 dias e 90 dias). As linhas verticais brancas tracejadas indicam os meses de Agosto para cada ano.

Evidenciam-se picos de energia comuns nas faixas de variabilidade sazonal e intrasazonal. Na banda de baixa frequência, verificam-se concentrações de energias centradas em 360 dias e 176 dias (sazonalidade), ambas, em geral, mais significativas a partir de 2005. Quando se analisa a variabilidade intrasazonal com maior nível de detalhamento (Figura 12(b)), percebe-se que existem dois modos de variância distintos, ambos preponderantemente centrados no período de

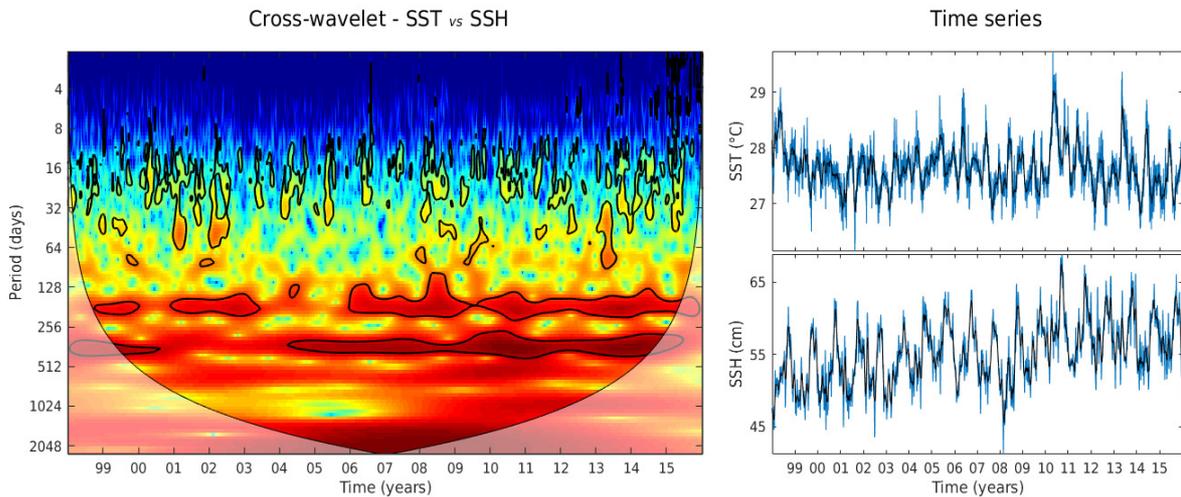
intensificação da ocorrência de células de águas frias (Agosto) quais sejam: (i) a faixa entre 2-9 dias, repetindo-se o mesmo padrão encontrado anteriormente com a análise da componente da corrente de Ekman perpendicular à costa (Figura 11(b)), que coincide com os períodos de resposta da circulação local às variações sinópticas do campo de ventos (PRESTES *et al.*, 2018); (ii) o segundo modo de variância significativo observado na Figura 12(b) ocorre na faixa 12-70 dias. Trata-se de intervalo de frequência muito próxima às oscilações intrasazonais da CNB identificadas previamente por Johns *et al.* (1998) a partir de dados de fundeios na área de estudo. Neste caso, esta banda de máxima energia engloba a periodicidade típica das Ondas de Instabilidade Tropical (OIT; *Tropical Instability Waves, TIW*), entre 14-50 dias, que ocorrem no Atlântico (PEREZ *et al.*, 2012).

Com o intuito de investigar a correlação de variâncias entre a altura da superfície do mar (ASM) e a TSM, foram geradas as Figura 13(a) e 13(b). A intenção é igualmente verificar a possível influência da passagem de OITs sobre as variações de temperatura da superfície do mar, seja diretamente, seja através da influência sobre a circulação local. Neste caso, considera-se a hipótese de que a variação intrasazonal de ASM na região de estudo é influenciada/correlacionada pela/à passagem das OITs.

Da mesma forma que observado na análise de correlações para a CPaC, é possível destacar, na banda de baixa frequência, concentrações de energias representativas da sazonalidade, neste caso centradas em 199 dias e 351 dias. E, mais interessante, verifica-se a partir da ampliação da Figura 13(b), uma clara intensificação energética na faixa 12-70 dias, mais uma vez concentrada nos meses prévios a e nos meses de Agosto, coincidindo com o segundo modo energético intrasazonal evidenciado na análise de correlação de variâncias entre a corrente superficial paralela à costa e a TSM (Figura 12(b)). Conforme mencionado anteriormente, esta banda de 12-70 dias compreende igualmente a periodicidade característica da OITs, que são geradas no centro do Atlântico tropical no período de Maio a Janeiro, com sinais na banda de 20-40 dias detectados na borda oeste da bacia a partir de Junho de cada ano (JOCHUM *et al.*, 2004; GRODSKY *et al.*, 2005). De fato, as OITs presentes no Atlântico são fenômenos ligados à circulação da camada superior, se propagando para oeste próximo ao equador. Acredita-se que sua geração está relacionada à ocorrência de instabilidades barotrópicas

meridionais associadas ao cisalhamento entre o ramo norte da Corrente Sul Equatorial (nCSE) e a Contracorrente Norte Equatorial (CCNE), e entre a nCSE e a Subcorrente Equatorial (SCE) (PEREZ *et al.*, 2012).

(a)



(b)

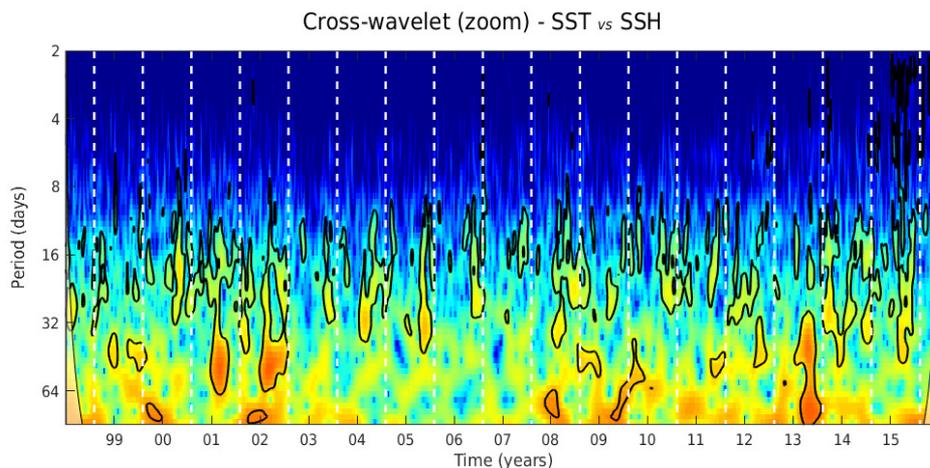


Figura 13 - (a) Transformada de *wavelet* cruzada para a altura da superfície do mar e a TSM, obtida a partir das bases de dados diários TMI e GEKCO na área de ocorrência da célula de águas frias (retângulo R das Figuras 1 e 2). Os contornos pretos indicam as variações de significância maior do que 5% e a área clareada ilustra o cone de influência (CDI) onde as informações são ignoradas devido aos efeitos de borda; (b) Ampliação para a faixa intrasazonal (períodos entre 2 dias e 90 dias). As linhas verticais brancas tracejadas indicam os meses de Agosto para cada ano.

Considerando a hipótese de que as oscilações intrasazonais de altura da superfície do mar estão associadas à passagem de OITs na região de estudo, torna-se interessante verificar se existe, finalmente, alguma correlação entre as variâncias da ASM e do campo de correntes superficiais paralelo à costa. E mais, em que banda de frequências estas interações ocorrem. Mantida a hipótese inicial, a idéia é

verificar a existência de interação entre a propagação de OITs que atingem à PCA e o campo de velocidade observado na região de estudo.

A Figura 14 apresenta a TWCr entre a componente da corrente superficial paralela à linha de costa (CPaC) e a altura da superfície do mar (ASM). Como era de se esperar, as bandas de baixa frequência são dominadas por concentrações de energia centradas em 351 dias e 193 dias (sazonalidade). Mais uma vez, o interessante advém das escalas intrasazonais; a Figura 14 indica que a conexão de variâncias entre as oscilações da altura da superfície do mar e do campo de correntes paralelo à costa (representativo da CNB), acontece igualmente na faixa 12-70 dias. Em outras palavras, mantida a hipótese de conexão entre as variações da altura da superfície do mar e a propagação de OITs na borda oeste Atlântica, isto significaria considerar que estas ondas, em sua passagem, excitam a Corrente Norte do Brasil ao largo da foz do rio Amazonas, contribuindo assim para a ocorrência de um processo de ressurgência.

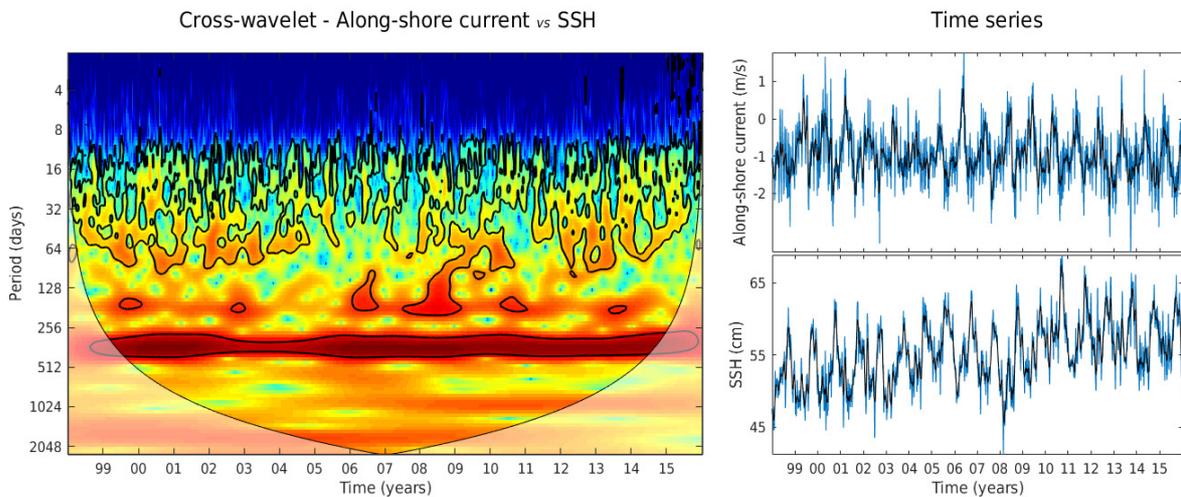


Figura 14 – Transformada de *wavelet* cruzada para a componente paralela à costa das correntes superficiais e altura da superfície do mar, obtida a partir das bases de dados diários GlobCurrent e GEKCO na área de ocorrência da célula de águas frias (retângulo R das Figuras 1 e 2). Os contornos pretos indicam as variações de significância maior do que 5% e a área clareada ilustra o cone de influência (CDI) onde as informações são ignoradas devido aos efeitos de borda.

Uma questão importante agora seria compreender como as variações de intensidade da CNB poderiam influenciar o processo de ressurgência observado. Sazonalmente, verifica-se uma intensificação da CNB no segundo semestre de cada ano, com um pico localizado em Julho-Agosto (JOHNS *et al.*, 1998). Em nosso

trabalho, observou-se que esta intensificação também ocorre no mês de Agosto, com valores de corrente média paralela à costa da ordem de $1,5 \text{ m s}^{-1}$ (noroeste) na região de estudo (Figura10(b)). Parece razoável especular que a intensificação da CNB pode resultar numa maior interação da circulação com a topografia da PCA e de seu talude, incrementando o mecanismo de ressurgência. De fato, regiões de cânions submarinos que atravessam quebras de plataformas continentais são, frequentemente, áreas de ressurgência localizada (Anexo C), podendo atuar na geração e modificação de ondas internas, na intensificação da mistura e na modificação de correntes e de propriedades da água (HICKEY *et al.*, 1995; ALLEN; HICKEY, 2010). A dinâmica de ressurgência devido a presença de cânions submarinos sobre o talude foi igualmente relatada através de observações (HICKEY, 1997; ALLEN *et al.*, 2001, SOLÉ *et al.*, 2016). Em trabalho mais específico, Allen (2000) mostra a relação entre diferentes geometrias de cânions submarinos forçados por correntes horizontais e a intensidade de ressurgência observada sobre a plataforma. Nazarian e Legg (2017), por exemplo, destacam a importância destas estruturas submarinas nas margens das plataformas, demonstrando como os cânions intensificam a propagação de ondas internas sobre a plataforma. A energia dissipada pelo choque das corrente sobre a batimetria pode induzir o levantamento de isopícnas ou destruição da forte estratificação, com a formação de uma termoclina no padrão *step-wise* (NAVROTSKY *et al.*, 2004). A variação no cisalhamento lateral de correntes de borda através de destas feições no talude pode igualmente induzir o levantamento de águas subsuperficiais (ALLEN; HICKEY, 2010).

Como já mencionado, a PCA é uma feição extremamente complexa e rugosa. A topografia é marcada pela presença do Cânion do Amazonas, com terraços localizados em profundidades próximas de 80 m e e com superfícies onduladas de até 20 m de amplitude na plataforma continental externa próximo ao cânion (HÜBSCHER *et al.*, 2002; Anexo A). Na região, há também uma forte influência de marés semidiurnas, tanto na plataforma continental, quanto na quebra da plataforma (PRESTES *et al.*, 2018). Além do efeito das marés, ondas internas geradas pela interação com o fundo também podem influenciar sobre o processo de sobrelevação de águas mais frias. Os locais de geração das ondas internas solitárias de grandes amplitudes ocorrem comumente em áreas costeiras ou de grandes variações

batimétricas, influenciando o campo de correntes próximo à superfície (BRANDT *et al.*, 2002). De acordo com Lentini *et al.* (2016), grupos distintos de ondas internas se propagam na PCA em função de suas direções de propagação, com a maior parte das observações sendo de ondas se propagando paralelamente à costa (Anexo D).

Apesar de extrapolar o escopo de nosso estudo, os aspectos levantados acima abrem perspectivas interessantes de continuidade dos trabalhos. Neste caso, um caminho privilegiado de investigação está associado à combinação de observações *in situ* (fundeios e cruzeiros oceanográficos) e de modelagem matemática de alta resolução.

4 CONCLUSÃO E PERSPECTIVAS

A Plataforma Continental Amazônica (PCA) e área oceânica adjacente é uma região marcada por complexas interações entre mecanismos físico e biogeoquímicas, alguns deles ainda pouco compreendidos. Estudos anteriores identificaram, de forma indireta, a presença de filamentos de águas mais frias sobre a PCA e seu talude, sem entretanto um maior detalhamento de sua variabilidade e forçantes responsáveis. Portanto, o presente trabalho teve como objetivos evidenciar a célula de ressurgência na foz do rio Amazonas, caracterizando sua variabilidade espaço-temporal e investigando os possíveis mecanismos responsáveis por seu surgimento e variabilidade. Para tal, foram utilizados dados observacionais oriundos de cruzeiros oceanográficos (Programa REVIZEE-N) e de bases satelitais disponíveis.

Através do dados do cruzeiro oceanográfico REVIZEE N4 (Julho-Agosto 2001) constatou-se a presença de uma célula de águas superficiais mais frias localizada entre as isóbatas de 50 m e 2.000 m e centralizada sobre o talude continental (isóbata de 100 m). Em Maio (campanha REVIZEE N3, Maio 1999), contudo, as águas superficiais da região apresentaram-se mais quentes e homogêneas. A estrutura vertical da coluna d'água é contrastante nestes dois períodos. Em Maio, as águas são bastante estratificadas, com isóbatas completamente paralelas e próximas umas das outras entre 50 m e 80 m. Já em Agosto, observa-se um rompimento desta estratificação e sobrelevação das isotermas (27°C e 28°C) de uma profundidade de 120 m até a superfície,

destacando claramente a formação da célula de águas mais frias. As massas d'água da área também são distintas, sobretudo devido ao aporte continental do rio Amazonas em Maio.

A variabilidade espaço-temporal da temperatura da superfície do mar (TSM), investigada a partir de dados de sensoriamento remoto (1998-2015), indica a existência de uma variação climatológica bem demarcada na região, confirmando as observações *in situ* analisadas. A célula de águas frias aparece em Junho, é mais intensa em Agosto e desaparece em Janeiro, estando ausente entre os meses de Fevereiro e Maio. Os perfis verticais de temperatura, obtidos a partir das bases WOD13 e Argo para a mesma região, são similares aos medidos nos cruzeiros do REVIZEE-N, confirmando a existência de águas superficiais mais quentes, uma termoclina mais rasa e de forte gradiente no mês de Maio, e de águas superficiais mais frias, uma termoclina mais profunda e de menor gradiente em Agosto. Do ponto de vista interanual, a célula de ressurgência na foz do rio Amazonas mostra-se diretamente correlacionada com o Índice do Atlântico Norte Tropical de anomalia da TSM (IANT), evidenciando uma influência sobre a região da variabilidade na escala da bacia Atlântica.

Com a finalidade de identificar, inicialmente, os possíveis mecanismos responsáveis pela formação e variação da célula de ressurgência amazônica, as seguintes forçantes foram analisadas: (i) a descarga do rio Amazonas (DRA); (ii) a radiação de ondas curtas (ROC); (iii) o cisalhamento do vento (CV); (iv) a corrente superficial total paralela à costa (CPaC); (v) a corrente de Ekman perpendicular à costa (CEkPeC); e (vi) a altura de superfície do mar (ASM). Numa análise simples das variabilidades climatológicas, pôde-se perceber que não existe correlação entre a DRA e a TSM na área de estudo, tendo em vista que não há correspondência sazonal e que a pluma se mantém confinada aos primeiros 25 m. A ROC também não apresentou relação com a TSM, uma vez que o pico de máxima radiação solar corresponde ao período de menor TSM. A CEkPeC, por outro lado, apresentou um mínimo em Janeiro (para sudoeste/*inshore*) e um máximo em Agosto (para nordeste/*offshore*), resultantes das direções predominantes dos ventos perpendicular e paralelo à costa, respectivamente. A CPaC, sempre na direção noroeste, apresentou um mínimo em Maio e um máximo em Agosto, refletindo e representando bem a sazonalidade da corrente de fronteira (CNB) na região de

estudo (JOHNS *et al.*, 1998). A forçante ASM, por fim, alcança seu mínimo em Fevereiro e seu máximo em Setembro. Percebe-se, assim, que as evoluções sazonais da CEkPeC, da CPaC (CNB) e da ASM são passíveis de influenciar a célula de ressurgência observada. Por esta razão, numa segunda etapa do trabalho, foram utilizadas transformadas de *wavelet* cruzada objetivando identificar as faixas de frequência de co-variância mais significativas entre estas forçantes geofísicas e a TSM na área de estudo. Além de uma variabilidade sazonal marcante, já evidenciada nas análises prévias dos dados observacionais, os resultados indicaram a existência de dois modos de acoplamento de variância intrasazonal entre as forçantes e TSM, ambos preponderantemente centrados no período de intensificação da ocorrência de células de águas mais frias próximo à foz do Amazonas, ou seja, Agosto de cada ano. Estes são: (i) a faixa 2-9 dias, supostamente associada à ocorrência de variações sinópticas da ação do vento agindo sobre o transporte de Ekman perpendicular à costa e sobre a própria circulação local; (ii) a faixa 12-70 dias, identificada nas correlações de variância CNB-TSM, ASM-TSM e CNB-ASM. Esta última possivelmente associada à chegada de Ondas de Instabilidade Tropical (OITs) geradas remotamente, considerando válida a hipótese de que as variações de altura da superfície do mar observadas em escala intrasazonal encontram-se associadas à propagação de OITs na borda oeste Atlântica. Isto significa que estas ondas, em sua passagem, influem na Corrente Norte do Brasil, intervindo assim para a ocorrência de um processo de ressurgência.

De fato, os meses de Julho-Agosto correspondem ao período de intensificação da CNB (JOHNS *et al.*, 1998). Em nosso trabalho, observou-se que esta intensificação também ocorre em Agosto, com valores de corrente média paralela à costa da ordem de $1,5 \text{ m s}^{-1}$. Neste período, o reforço da CNB pode resultar numa maior interação da circulação com a topografia da PCA e de seu talude, favorecendo assim o mecanismo de ressurgência (HICKEY *et al.*, 1995; ALLEN; HICKEY, 2010). No caso, a PCA possui uma topografia complexa e marcada pela presença do Cânion do Amazonas, com terraços localizados em profundidades próximas de 80 m e e com superfícies onduladas de até 20 m de amplitude na plataforma continental externa próximo ao cânion (HÜBSCHER *et al.*, 2002), o que deve influenciar o processo de sobrelevação das águas frias.

Não se pode igualmente ignorar a possibilidade de que as águas da CNB acima da termoclina se comportam de maneira bastante diferente das águas abaixo da termoclina, influenciando as trocas verticais de água na região de estudo. De fato, a localização do comportamento divergente da porção subsuperficial da Corrente Norte do Brasil coincide exatamente com a região da célula de águas frias. Flagg *et al.* (1986) identificaram que, enquanto as águas acima da termoclina da CNB fluem para noroeste, próximo ao talude continental, as águas da termoclina parecem se dividir em dois braços: um para noroeste e outro para leste se distanciando da costa a 3,0°N aproximadamente, com cerca de três quartos do transporte fluindo para leste. Já na subtermoclina não existe mais divisão das águas em dois braços à partir de 4,0°N e o fluxo apresenta-se completamente direcionado para longe da costa. A circulação da camada $\sigma_\theta = 24,5-26,8$, equivalente à termoclina, retrofecta para alimentar a Subcorrente Equatorial (SCE) próximo à longitude de 44°W (SCHOTT *et al.*, 1998, Anexo E). Assim, torna-se necessário no futuro uma análise mais detalhada da CNB ao longo da coluna d'água no contexto da formação da célula de ressurgência próximo à quebra da plataforma amazônica.

Como perspectivas de continuidade dos trabalhos, dois aspectos merecem destaque. Um primeiro ponto está relacionado à metodologia de análise de dados. É promissora a idéia de utilizar a técnica de transformada de Hilbert-Huang (THH) para analisar as variabilidades dos processos físicos atuantes na região e as correlações entre as forçantes e a célula de águas mais frias. A THH é uma ferramenta de análise de dados baseada na decomposição do modo empírico e na análise espectral de Hilbert, e vem sendo extensivamente aplicado em pesquisas no campo das Ciências da Terra. Segundo Huang e Wu (2008), trata-se de um método bastante poderoso e utilizado na compreensão de processos não lineares e não estacionários na natureza. Ao comparar com as análises de Fourier e de *wavelet*, os autores destacam as vantagens da THH sobre as outras ferramentas (Anexo F), destacando-se como um dos avanços a assimilação do caráter não-linear dos processos naturais e o ganho na resolução tempo-frequência com a diferenciação sobre o domínio local.

Um segundo aspecto remete-se à possibilidade de obtenção de novos dados *in situ* através da realização de cruzeiros oceanográficos e de fundeios na região de ocorrência da célula de ressurgência. No caso dos fundeios, a situação ideal seria o

registro de dados em frequência capaz de capturar as componentes de maré (externas e internas), e de modo a cobrir, no mínimo, um ciclo sazonal completo. Além de possibilitar a investigação da variabilidade em maior espectro de escalas de tempo, estas novas informações poderiam alimentar estudos de modelagem numérica de alta resolução ($1/36^\circ$, por exemplo) na região próxima à foz do rio Amazonas. Estudos através de simulações possibilitariam uma análise espacialmente mais detalhada e temporalmente mais contínua dos fenômenos atuantes na área de interesse, tais como os efeitos da interação da CNB com a batimetria, das divergências subsuperficiais das águas da CNB, das marés e das ondas internas, sobre a variabilidade da célula de ressurgência amazônica.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, S. E. On subinertial flow in submarine canyons: Effect of geometry. **Journal of Physical Research**, v. 105 C1, p. 1285-1297, 2000.
- ALLEN, S. E; HICKEY, B. M. Dynamics of advection-driven upwelling over a shelf break submarine canyon. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. 1-20, 2010.
- ALLEN, S. E. *et al.* Physical and biological processes over a submarine canyon during an upwelling event. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**, v. 58, p. 671-684, 2001.
- ARAUJO *et al.* Nutrients and carbon fluxes in the estuaries of major rivers flowing into the tropical Atlantic. **Frontiers in Marine Science**, v. 1: 10, 2014.
- ARAUJO, J.; MEZILET, Y. Variabilité de la cellule d'upwelling au large de l'embouchure de l'Amazone. *Rapport de Stage M1-AOC*, UPS-OMP/LEGOS, 22 pp., 2016.
- ARAUJO *et al.* A synoptic assessment of the Amazon River-Ocean continuum during boreal autumn: from physics to plankton communities and carbon flux. **Frontiers in Microbiology**, v. 8: 1358, 2017.
- ARGO SCIENCE TEAM. Argo: The Global Array of Profiling Floats. In: KOBLINSKY, C. J.; SMITH, N. R. (Eds.). **Observing the Oceans in the 21st Century**. GODAE Project Office and Bureau of Meteorology, Melbourne, 2001, p. 248-258.
- BARNIER, B. *et al.* On the seasonal variability and eddies in the North Brazil Current: insights from model intercomparison experiments. **Progress in Oceanography**, v. 48, p. 195-230, 2001.
- BEARDSLEY, R. C. *et al.* The M_2 tide on the Amazon shelf. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 2283-2319, 1995.
- BOYER, T. P. *et al.* World Ocean Database 2013. In: LEVITUS, S.; MICHONOV, A. (Eds). **NOAA Atlas NESDIS 72**. 2013, pp. 209.
- BRANDT, P. *et al.* Large-amplitude internal solitary waves in the North Equatorial Countercurrent. **Journal of Physical Oceanography**, v. 32, p. 1567-1573, 2002.
- CHANG, P. *et al.* A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, v. 385, p. 516-518, 1997.
- CHEN, C. A. –T. *et al.* Strong sources of CO_2 in upper estuaries become sinks of CO_2 in large river plumes. **Current Opinion on Environmental Sustainability**, v. 4, p. 179-185, 2012.
- COCHRANE, J. D. *et al.* Subthermocline countercurrents in the western equatorial Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 9, p. 724-738, 1979.

COLES, V. J. *et al.* The pathways and properties of the Amazon River plume in the tropical North Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, p. 6894–6913, 2013.

CUNNINGHAM, S. A. *et al.* Temporal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26,5°N. **Science**, v. 317, p. 936-938, 2007.

DAUBECHIES, I. **Ten Lectures on Wavelets**. Philadelphia, Pennsylvania: CBMS-NSF, 1992.

DIDDEN, N.; FRIEDRICH, S. Eddies in the North Brazil Current retroflection region observed by Geosat altimetry. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 20,121-20,131, 1993.

FLAGG *et al.* Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf of the western equatorial Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 16, p. 1412-1429, 1986.

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

GEYER, W. R. *et al.* Physical oceanography of the Amazon shelf. **Continental Shelf Research**, v. 16(5-6), p 575-616, 1996.

GIBBS, R. J. Amazon river sediment transport in the Atlantic Ocean. **Geology**, v. 4(1), p. 45-48, 1976.

GRINSTED, A. *et al.* Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, p. 561-566, 2004.

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, p. 1-12, 2005.

HICKEY, B. M. *et al.* Coastal submarine canyons. In: MÜLLER, P.; HENDERSON, D. (Ed.). **Topographic effects in the ocean**. Hawaiian Winter Workshop, University of Hawaii, Manoa: p. 95-110, 1995.

HICKEY, B. M. The response of a steep-sided narrow canyon to time-variable wind forcing. **Journal of Physical Oceanography**, v. 27, p. 697-726, 1997.

HOUNSOU-GBO, G. A. *et al.* Tropical Atlantic contributions to strong rainfall variability along the northeast brazilian coast. **Advances in Meteorology**, v. 2015, p. 1-13, 2015.

HOUNSOU-GBO, G. A. *et al.* Oceanic indices for forecasting seasonal rainfall over the northern part of brazilian northeast. **American Journal of Climate Change**, v. 5, p. 261-274, 2016.

HUANG, N. E.; WU, Z. A review on Hilbert-Huang transform: method and its applications to geophysical studies. **Reviews of Geophysics**, v. 46, p. 1-23, 2008.

HÜBSCHER, C. *et al.* High-resolution analysis of the deposition pattern on the Amazon sub-aquatic delta and outer continental shelf. **Marine Geophysical Researches**, v. 23, p. 209-222, 2002.

IBÁNHEZ, J. S. P. *et al.* Seasonal and interannual variability of sea-air CO₂ fluxes in the tropical Atlantic affected by the Amazon River plume. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 29, p. 1640–1655, 2015.

IBÁNHEZ, J. S. P. *et al.* The overlooked tropical oceanic CO₂ sink. **Geophysical Research Letters**, v. 43(8), p. 3804–3812, 2016.

IFREMER. GlobCurrent: Analysis and interpretation framework, nomenclature and symbology technical note. **Technical Note TN-1**, 2015.

JOCHUM, M.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. On the generation of North Brazil Current rings. **Journal of Marine Research**, v. 61(2), p. 147-173, 2003.

JOCHUM, M. *et al.* Tropical instability waves in the Atlantic Ocean. **Ocean Modelling**, v. 7, p. 145-163, 2004.

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

KUMAR, P; FOUFOULA-GEORGIU, E. Wavelet analysis for geophysical applications. **Reviews of Geophysics**, v. 35, p. 385-412, 1997.

LENTINI, C. A. D. *et al.* Transcritical flow and generation of internal solitary waves off the Amazon River: Synthetic aperture radar observations and interpretation. **Oceanography**, v. 29(4), 2016.

LENTZ, S. J.; LIMBURNER, R. The Amazon River plume during AMASSEDS: spatial characteristics and salinity variability. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 2355-2375, 1995.

LUMPKIN, R.; GARZOLI, S. L. Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research I**, v. 52, p. 495-518, 2005.

LUMPKIN, R.; SPEER, K. Global Ocean Meridional Overturning. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, p. 2550-2562, 2007.

MALLAT, S. **A wavelet tour of signal processing: the sparse way**. 3. ed. Estados Unidos: Elsevier Inc, 2009.

MARENGO, J. A. On the hydrological cycle of the Amazon basin: a historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21(3), p. 1-19, 2006.

MOURA, R. L. *et al.* An extensive reef system at the Amazon River mouth. **Science Advances**, v. 2(4), p. 1-11, 2016.

- MULLER-KARGER, F. E. *et al.* The dispersal of the Amazon water. **Nature**, v. 333, p. 57-57, 1988.
- NAVROTSKY, V. V. *et al.* Observations of internal waves and thermocline splitting near a shelf break of the Sea of Japan (East Sea). **Continental Shelf Research**, v. 24, p. 1375-1395, 2004.
- NAZARIAN, R. H.; LEGG, S. Internal wave scattering in continental slope canyons, part 1: Theory and development of a ray tracing algorithm. **Ocean Modelling**, v. 118, p. 1-15, 2017.
- NETO, A. V. N.; SILVA, A. C. Seawater temperature changes associated with the North Brazil current dynamics. **Ocean Dynamics**, v. 64, p. 13-27, 2014.
- PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, p. 1-73, 1991.
- PEREZ, R. C. *et al.* Interannual variations of Atlantic tropical instability waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, C03011, 2012.
- PRESTES, Y. O. *et al.* Amazon water lenses and the influence of the North Brazil Current on the continental shelf (*in press*). **Continental Shelf Research**, 2018.
- RICHARDSON, P. L. *et al.* North Brazil Current retroflection eddies. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 5081-5093, 1994.
- RIO, M.-H. *et al.* Beyond GOCE for the ocean circulation estimate: Synergetic use of altimetry, gravimetry, and *in situ* data provides new insight into geostrophic and Ekman current. **Geophysical Research Letters**, v. 41, p. 8918-8925, 2014.
- SANTOS, M. L. S. *et al.* Influence of the Amazon and Pará Rivers on water composition and phytoplankton biomass on the adjacent shelf. **Journal of Coastal Research**, v. 24(3), p. 585-592, 2008.
- SCHOTT, F. A. *et al.* Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, p. 1904-1928, 1998.
- SERVAIN, J. *et al.* Recent climatic trends in the tropical Atlantic. **Climate Dynamics**, v. 43(11), p. 3071-3089, 2014.
- SILVA, A. C.; ARAUJO, M.; BOURLES, B. Variação sazonal da estrutura de massas de água na plataforma continental do Amazonas e área oceânica adjacente. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 23(2), p. 1-13, 2005.
- SILVA, A. C.; BOURLES, B.; ARAUJO, M. Circulation of the thermocline salinity maximum waters off the Northern Brazil as inferred from *in situ* measurements and numerical results. **Annales Geophysicae**, v. 27, p. 1861-1873, 2009.
- SILVA, A. C.; BOURLES, B.; ARAUJO, M. Seasonal variability of the Amazon river plume during REVIZEE program. **Tropical Oceanography**, Recife: v. 38(1), p. 76-87, 2010.

SOLÉ, J. *et al.* Fine-scale water mass variability inside a narrow submarine canyon (the Besòs Canyon) in the NW Mediterranean Sea. **Scientia Marina**, v. 80S1, p. 195-204, 2016.

STRAMMA, L.; SCHOTT, F. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research II**, v. 46, p. 279-303, 1999.

SUBRAMANIAM, A. *et al.* Amazon river enhances diazotrophy and carbon sequestration in the tropical North Atlantic Ocean. **Proceedings of the National Academy of Science**, v. 105(30), p. 10460-10465, 2008.

SUDRE, J., MORROW, R. A. Global surface currents: a high-resolution product for investigating ocean dynamics. **Ocean Dynamics**, v. 58, p. 101-118, 2008.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79(1), 1998.

VLASENKO, V. L. *et al.* The generation of intensive short-period internal waves in the frontal zone of a coastal upwelling. **Journal of Physical Oceanography**, v. 9(3), p. 155-168, 1998.

WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A satellite-derived climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 6, p. 2162-2174, 1993.

WARNE, A. G. *et al.* Regional controls on geomorphology, hydrology, and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela. **Geomorphology**, v. 44, p. 273-307, 2002.

WENTZ, F. J. *et al.* Satellite measurements of sea surface temperature through clouds. **Science Reports**, v. 288, p. 847-850, 2000.

YEUNG, L. Y. *et al.* Impact of diatom-diazotroph associations on carbon export in the Amazon River plume. **Geophysical Research Letters**, v. 39, p. 1-6, 2012.

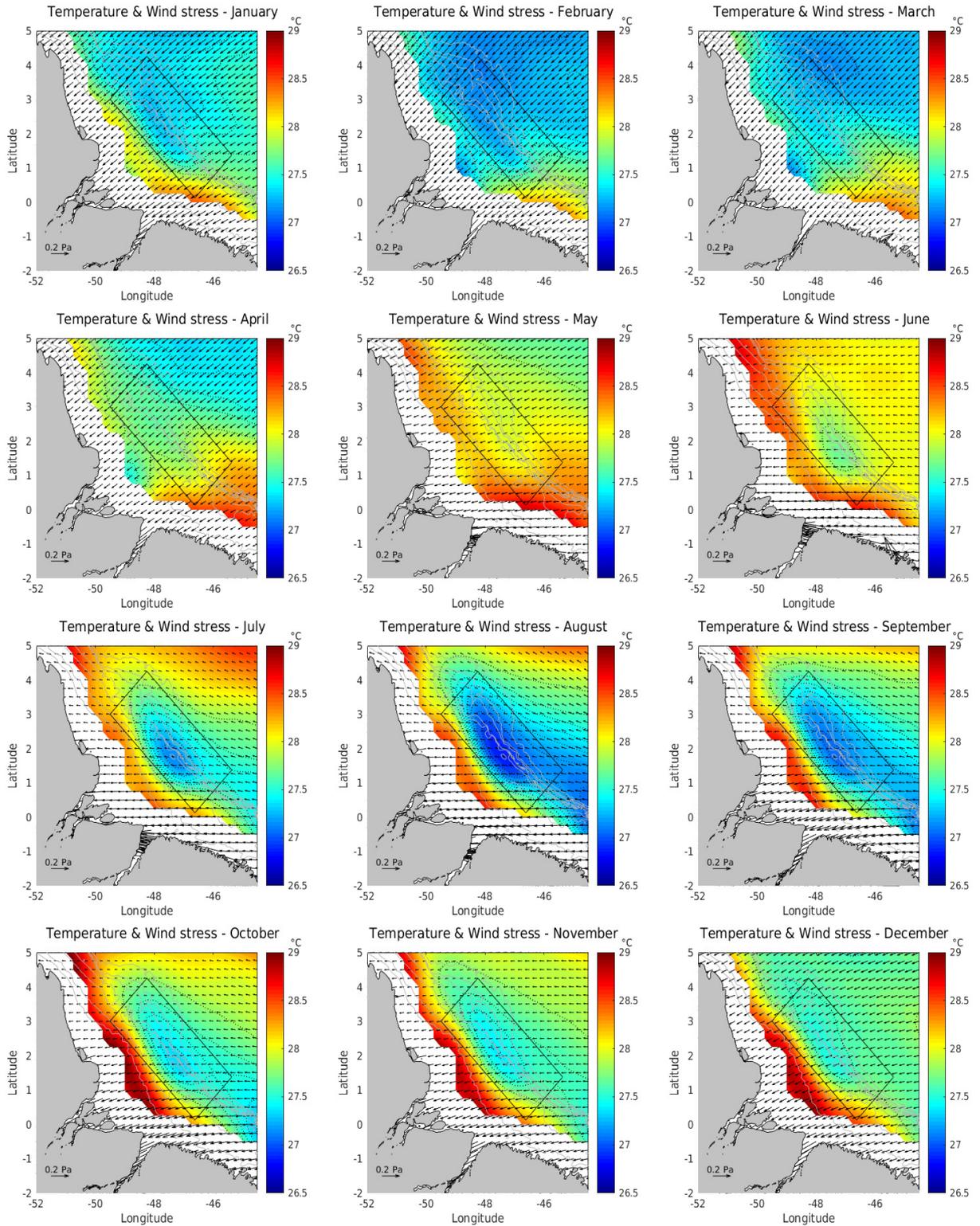
YU, L. *et al.* Multidecade global flux datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes project: latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables. **Woods Hole Oceanographic Institution**, 2008.

XIE, S.-P.; PHILANDER, S. G. H. A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. **Tellus**, v. 46, p. 340-350, 1994.

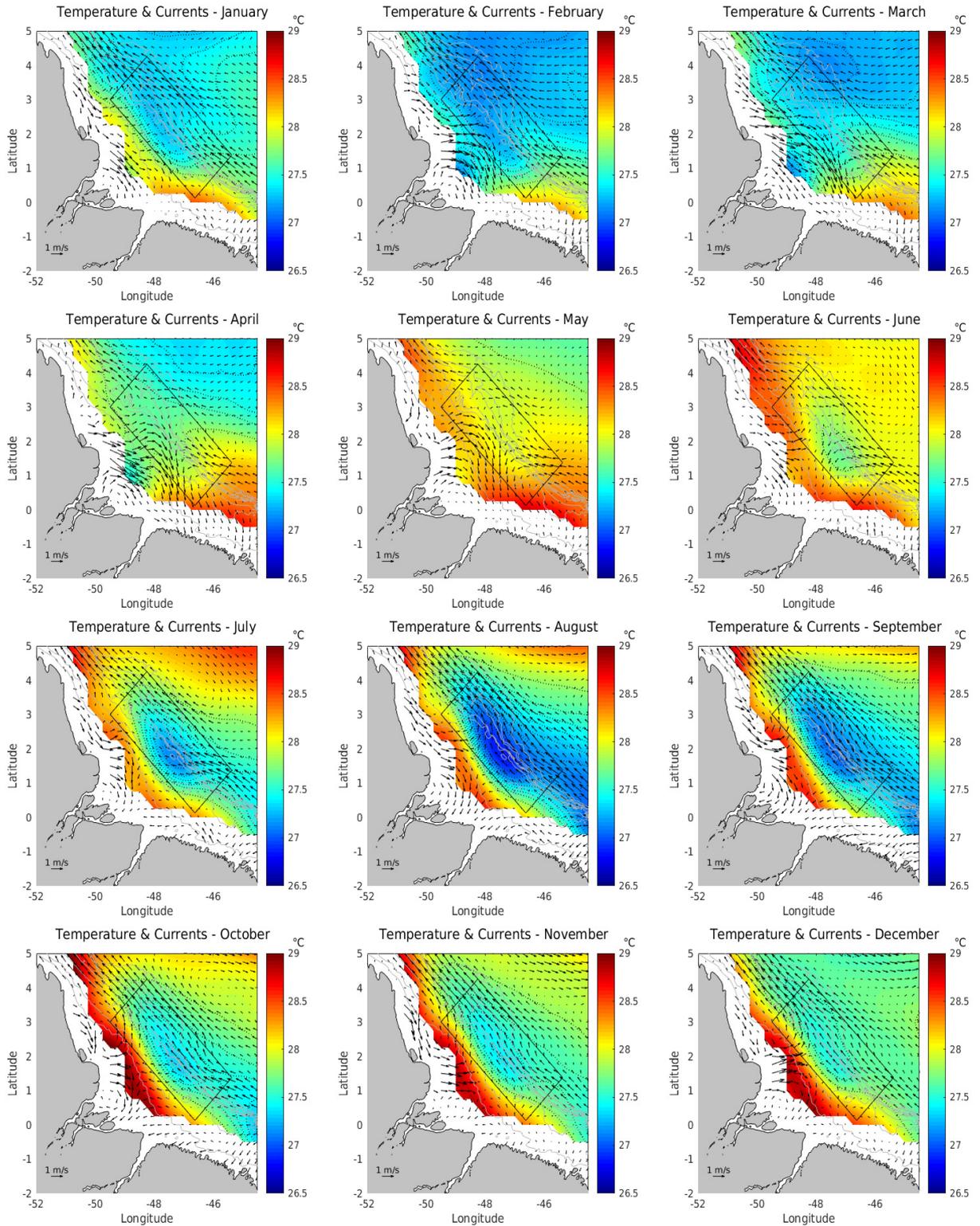
XIE, S.-P. Westward propagation of latitudinal asymmetry in a coupled ocean-atmosphere model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, p. 3236-3250, 1996.

APÊNDICES

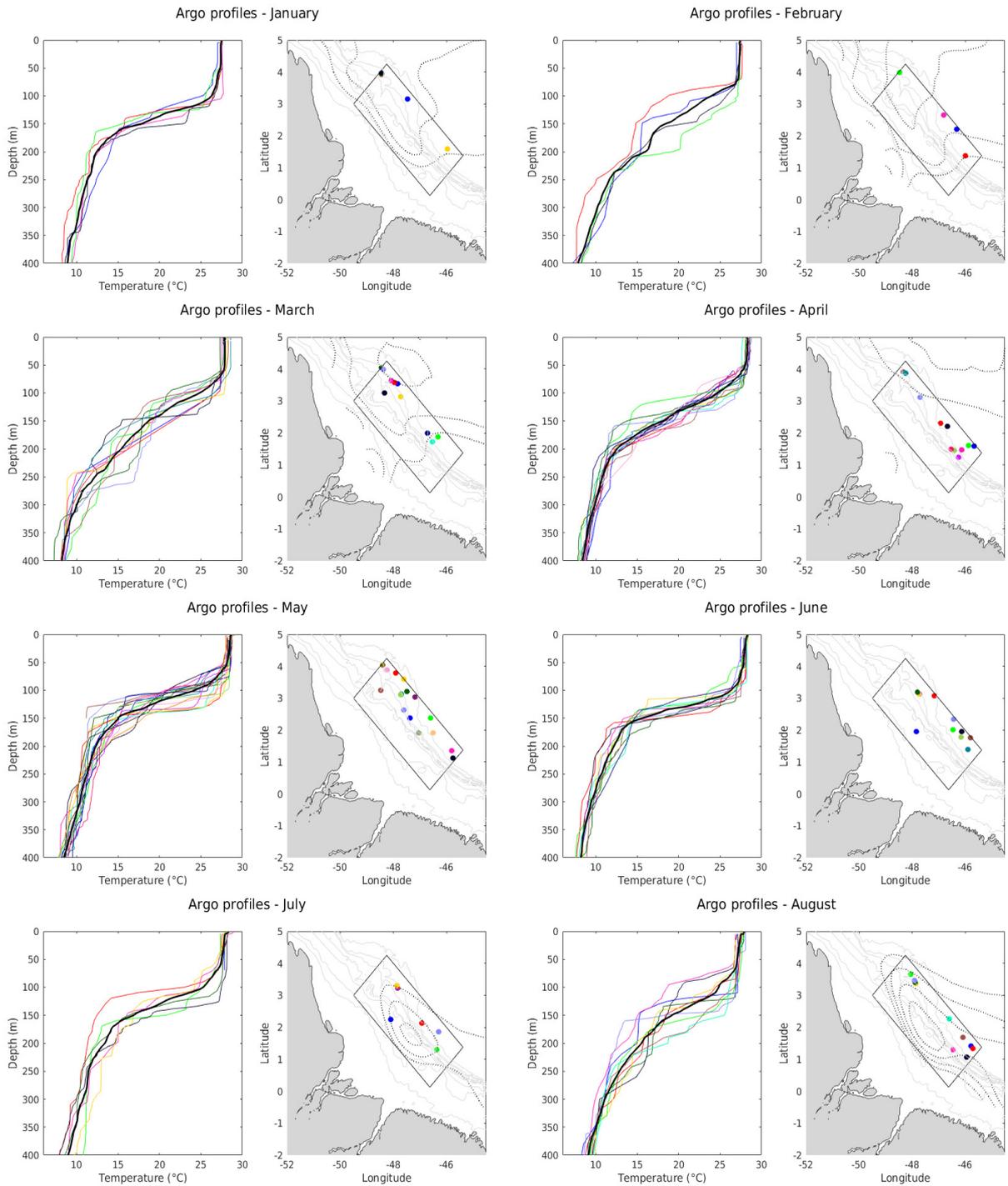
APÊNDICE A – Distribuição horizontal climatológica de temperatura e ventos na superfície à partir de dados TMI e GEKCO, respectivamente.



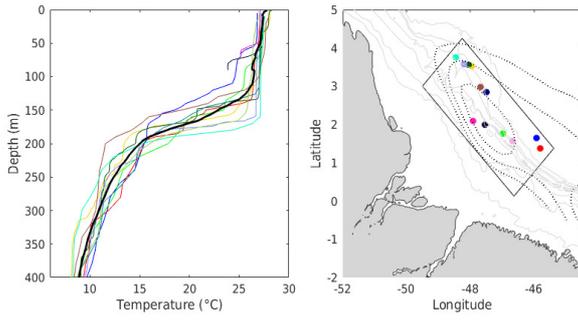
APÊNDICE B – Distribuição horizontal climatológica de temperatura e correntes na superfície à partir de dados TMI e GlobCurrent, respectivamente.



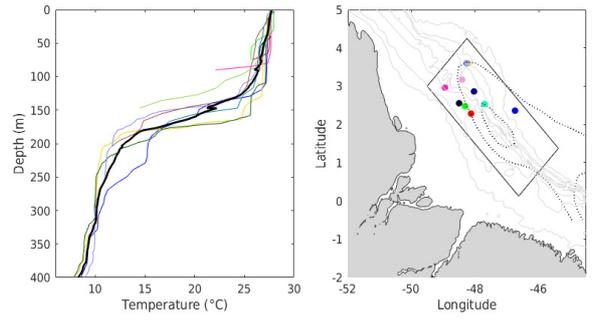
APÊNDICE C – Perfis verticais climatológicos de temperatura e suas respectivas localizações à partir da base de dados Argo.



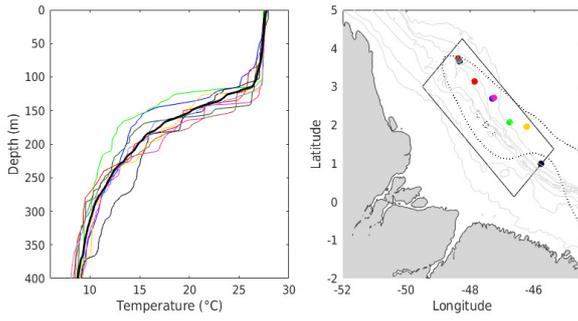
Argo profiles - September



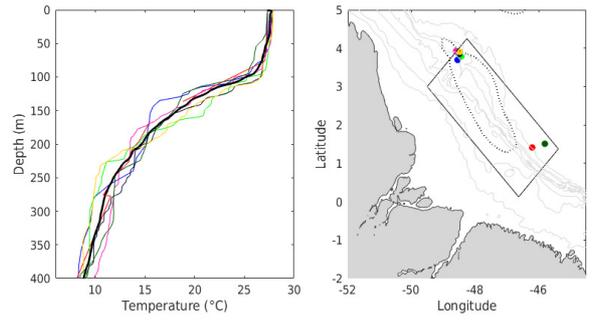
Argo profiles - October



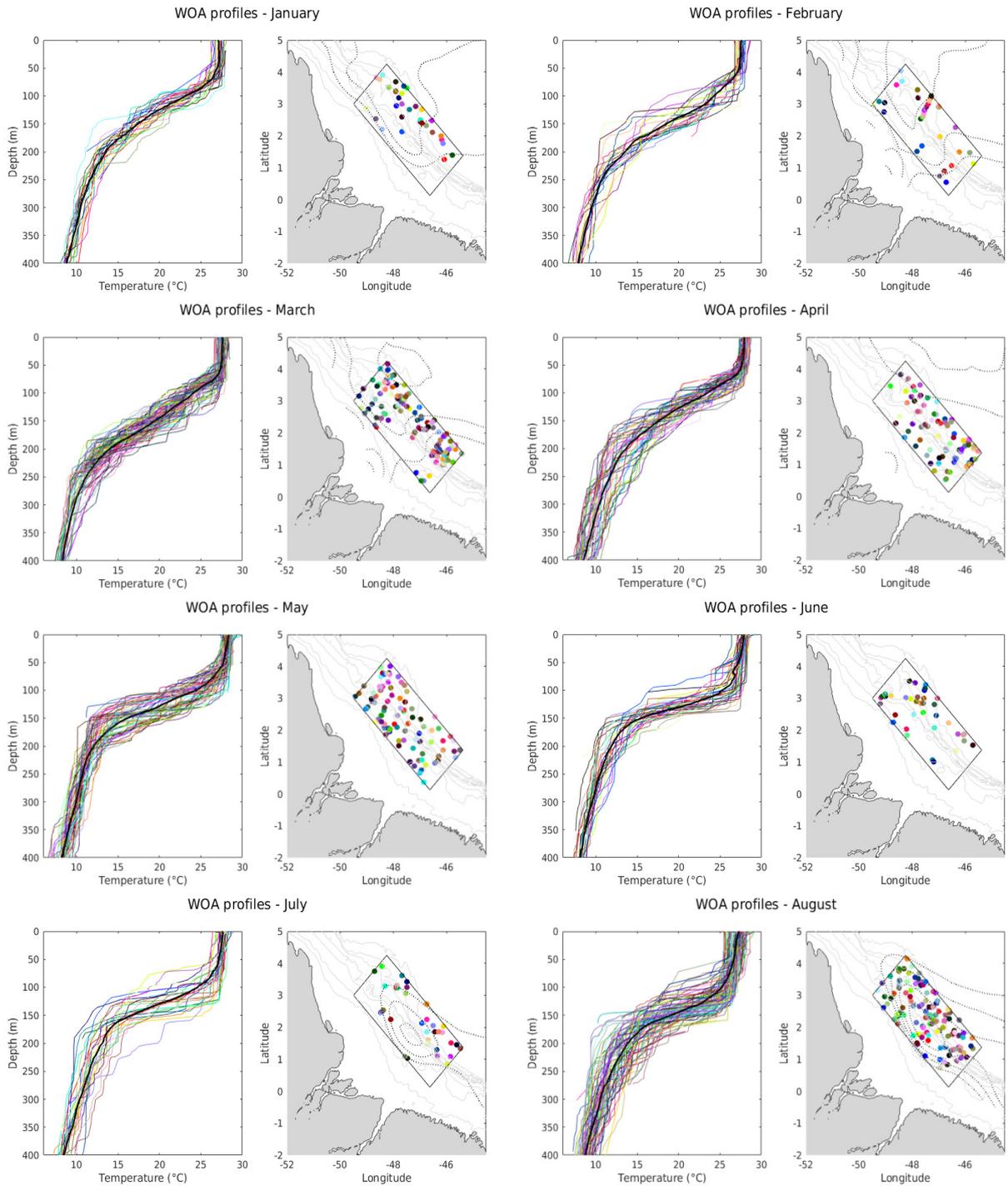
Argo profiles - November



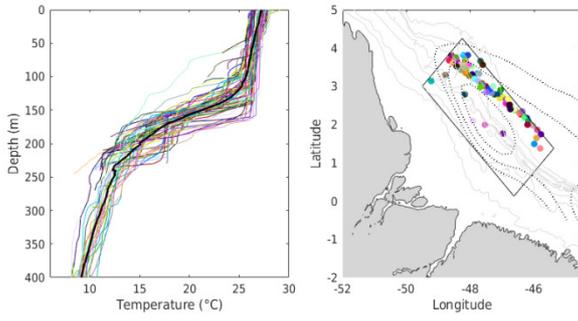
Argo profiles - December



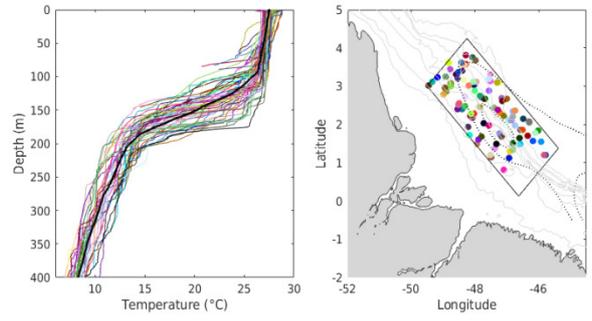
APÊNDICE D – Perfis verticais climatológicos de temperatura e suas respectivas localizações à partir da base de dados WOD13.



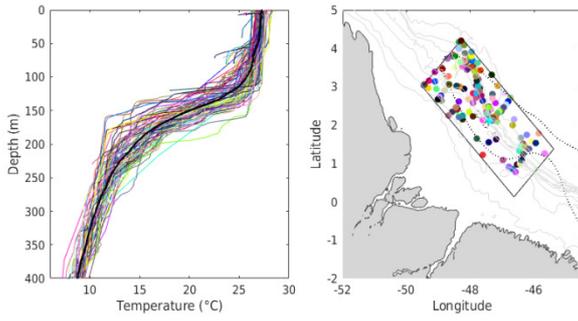
WOA profiles - September



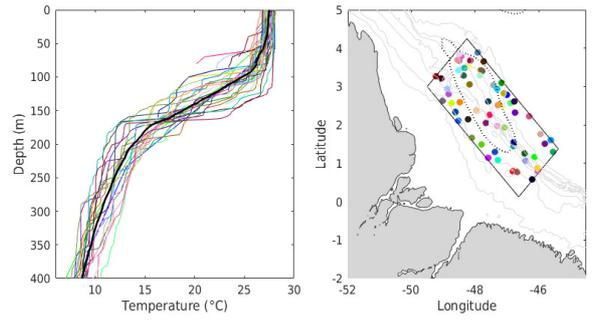
WOA profiles - October



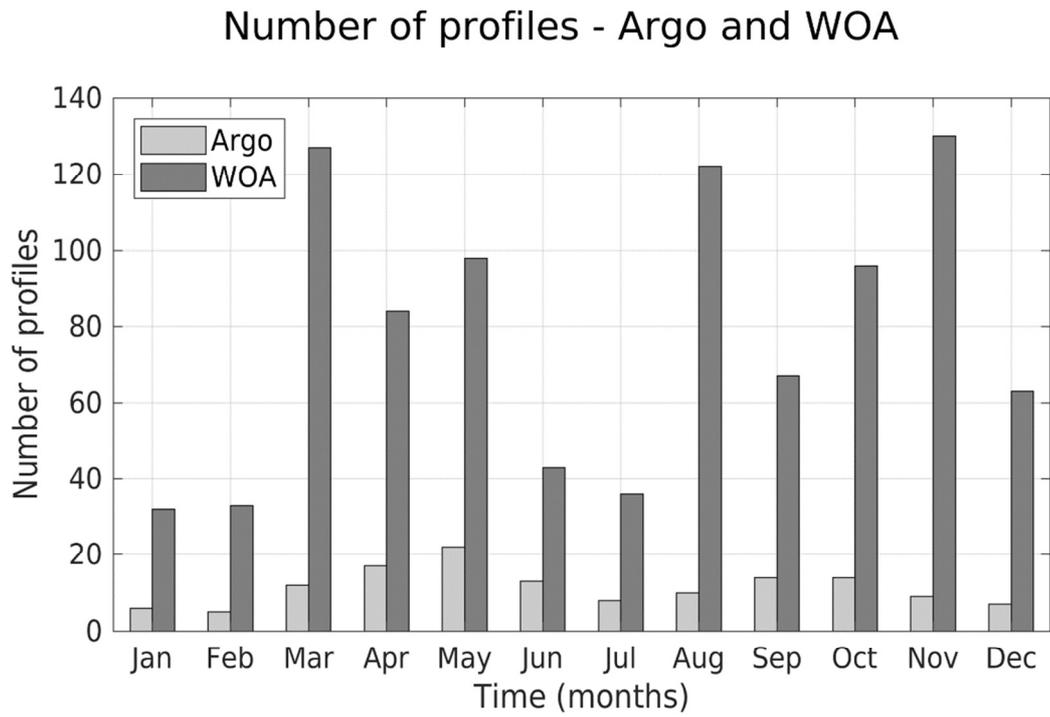
WOA profiles - November



WOA profiles - December

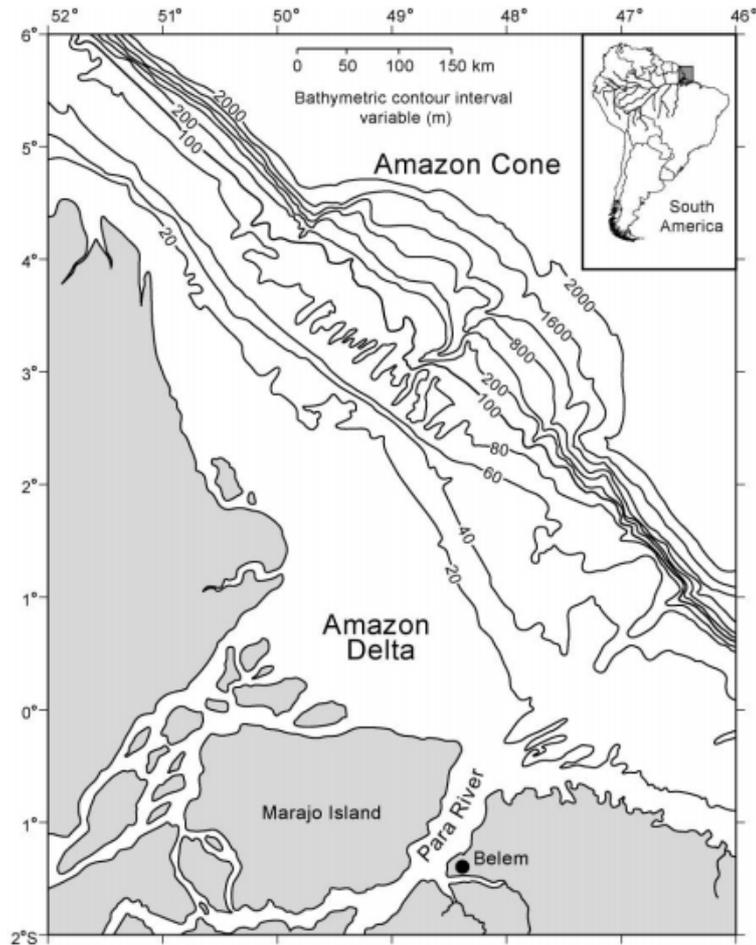


APÊNDICE E – Número de perfis verticais de temperatura à partir de dados Argo e número de perfis verticais de temperatura à partir da base de dados WOD13, localizados dentro da área de interesse (retângulo R, Figuras 1 e 2).



ANEXOS

ANEXO A – Mapa de batimetria da plataforma continental amazônica. Fonte: Warne *et al.* (2002), adaptado de Nittrouer *et al.* (1986).



ANEXO B – Expressões *bulk* para fluxos de calor

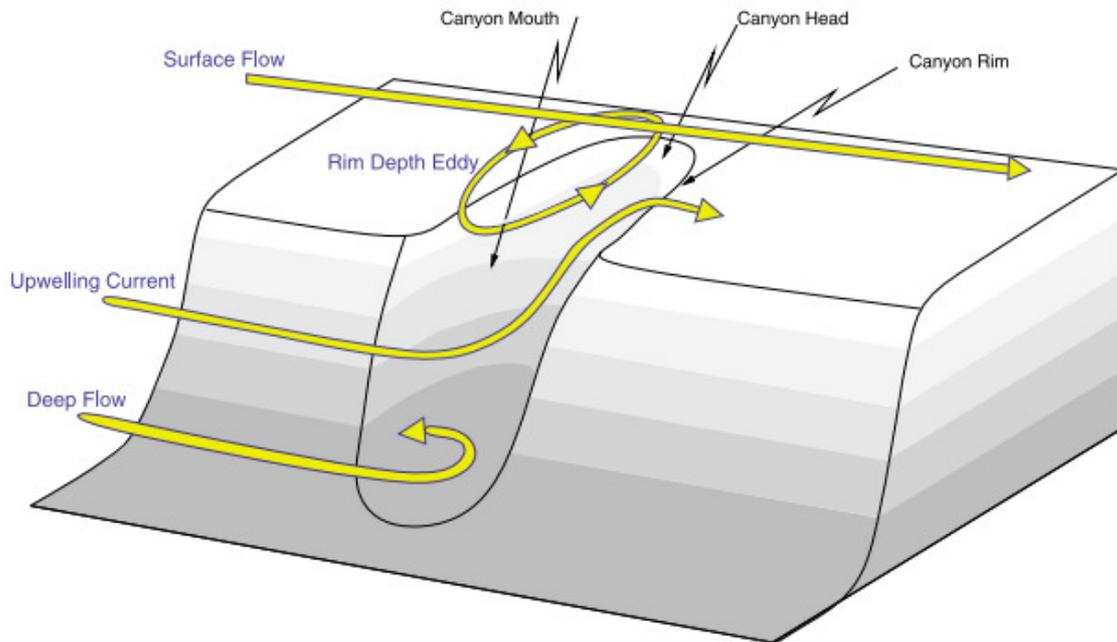
As expressões *bulk* padrões para os fluxos de calor sensível (H) e calor latente (E) são determinadas como:

$$H = \rho C_p C_h U (T_{SM} - T_{ar})$$

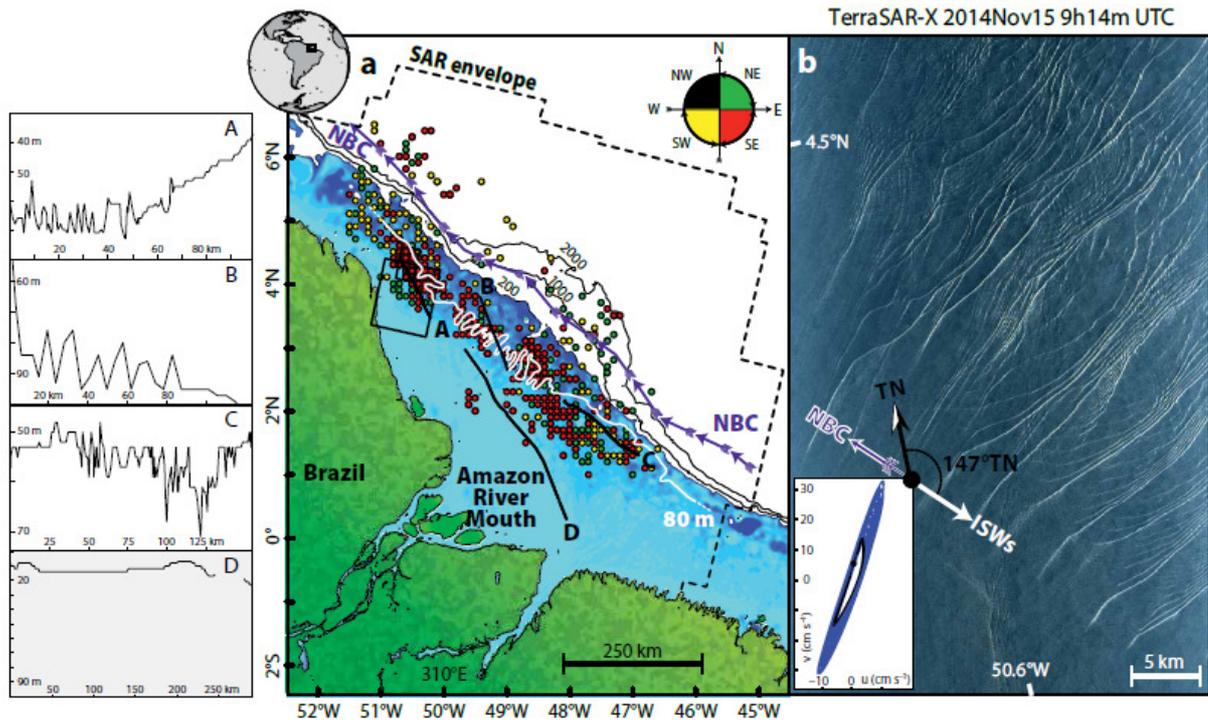
$$LE = \rho L_e C_e U (q_s - q_{ar})$$

onde ρ é a densidade do ar, C_p é o calor específico do ar à pressão constante, L_e é o calor latente de vaporização, C_h e C_e são os coeficientes de transferência de calor sensível e de calor latente (respectivamente), U é a velocidade do vento no nível de referência, T_{SM} é a temperatura de superfície do mar, T_{ar} é a temperatura do ar no nível de referência, q_s é a umidade específica na saturação e q_{ar} é a umidade específica do ar no nível de referência. O nível de referência é normalmente tomado como uma altura de 10 m acima da superfície do mar.

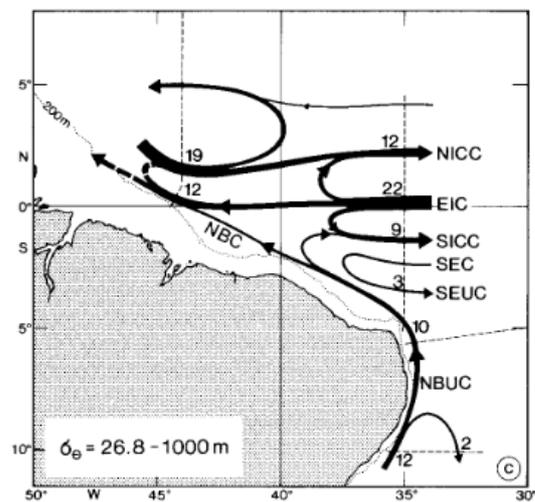
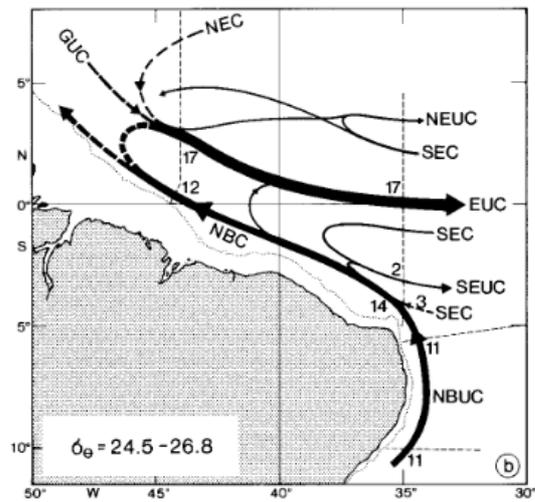
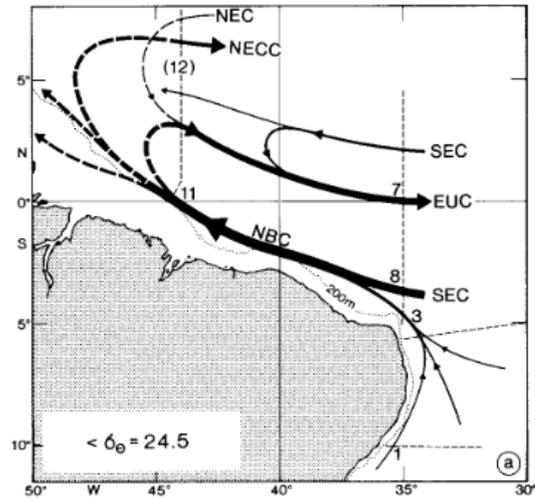
ANEXO C – Esquema de um fluxo induzido por advecção sobre um cânion submarino. Fonte: Allen e Hickey (2010).



ANEXO D – Observações de ondas internas na plataforma continental amazônica no Atlântico tropical oeste à partir de dados de satélite SAR. Fonte: Lentini *et al.* (2016).



ANEXO E – Esquema da circulação média no Atlântico tropical oeste para a camada superficial, a camada de subcorrente e a camada das Águas Intermediárias da Antártica. Fonte: Schott *et al.* (1998).



ANEXO F – Comparação entre as análises de Fourier, de *wavelet* e transformada de Hilbert-Huang. Fonte: Huang e Wu (2008).

	Fourier	Wavelet	HHT
Basis	a priori	a priori	a posteriori adaptive
Frequency	convolution over global domain, uncertainty	convolution over global domain, uncertainty	differentiation over local domain, certainty
Presentation	energy in frequency space	energy in time-frequency space	energy in time-frequency space
Nonlinearity	no	no	yes
Nonstationarity	no	yes	yes
Feature extraction	no	discrete, no; continuous, yes	yes
Theoretical base	complete mathematical theory	complete mathematical theory	empirical