



Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Departamento de Ciências Atmosféricas

---

Douglas Vieira da Silva

## **Interação das Linhas de Instabilidade Costeiras da Amazônia com a Estratificação do Atlântico Tropical Oeste**

**Orientador:**  
Ricardo de Camargo

**Coorientadora:**  
Doris Veleda

Versão Corrigida.  
O original encontra-se disponível na Unidade

Fevereiro de 2024

**Interação das Linhas de Instabilidade Costeiras da Amazônia com a  
Estratificação do Atlântico Tropical Oeste**

**Douglas Vieira da Silva**  
Doutor em Ciências

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia (IAG) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (USP) para a obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

.....  
Prof. Dr. Ricardo de Camargo  
Orientador — IAG-USP

.....  
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Rosmeri Porfirio da Rocha  
Membro Interno — IAG-USP

.....  
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Cláudia Klose Parise  
Membro Externo — DEOL-UFMA

.....  
Prof. Dr. Eduardo de Paula Kirinus  
Membro Externo — PGO-UFPR

.....  
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Jaci Maria Bilhalva Saraiva  
Membro Externo — IO-FURG

23 de Fevereiro de 2024

— da Silva, Douglas Vieira.

Interação das Linhas de Instabilidade Costeiras da Amazônia com a Estratificação do Atlântico Tropical Oeste / Douglas Vieira da Silva – 2024.

186 f.

Tese (doutorado) – Universidade de São Paulo – USP, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, São Paulo/SP, 2024.

Orientador: Dr. Ricardo de Camargo.

Coorientadora: Dr<sup>a</sup> Doris Veleda.

1. Convecção 2. estratificação 3. instabilidade  
4. linhas de instabilidade 5. Leste da Amazônia I. Camargo, Ricardo de  
II. Veleda, Doris III. Título.

CDU —.-

Catálogo na Fonte: Bibliotecário — CRB —/—

*I was just guessing at numbers and figures*

*Pulling the puzzles apart*

*Questions of science, science and progress*

*Do not speak as loud as my heart*

---

THE SCIENTIST - COLDPLAY

## Prefácio

Esta tese foi escrita entre dezembro de 2019 e fevereiro de 2024. Durante esses quatro anos, uma pandemia desafiou muitas vezes a continuidade deste trabalho. Apesar disso, apresento aqui a produção resultante desse período de dedicação. Infelizmente, ao longo desse período, ocorreram perdas de pessoas às quais dedico esta obra: ao colega Leonardo Takase, ao Professor William Marques, ao Professor Belmiro Mendes e ao Professor Lauro Caliari.

Douglas Vieira da Silva

São Paulo

Fevereiro de 2024

## Agradecimentos

Ao longo do período de dedicação a esta tese, tive a sorte de contar com amigos e pessoas que acrescentaram muito ao meu trabalho e crescimento pessoal. Aqui, deixo meus sinceros agradecimentos a eles. Agradeço aos meus familiares: pai Cícero, mãe Nair, irmão Ricardo, cunhada Lucimara e sobrinha Eloá, pelo apoio durante os anos de dedicação à vida acadêmica. Agradeço também à minha gata Shelf, adotada antes do início do doutorado, que me ajudou a manter os níveis de serotonina durante a pandemia. Agradeço ao meu orientador Ricardo e coorientadora Doris pelo apoio interpessoal e supervisão das minhas atividades. Agradeço ao colega Thiago, que se tornou um coorientador extraoficial desde o início das atividades. Agradeço aos amigos com os quais colaborei em disciplinas e pesquisas em paralelo, e que abriram a oportunidade para eu olhar além do meu tema de tese: Raquel, Juliana C., Bruno L., Raylton, Caroline, Carol, Danilo, Renan, Lila, Leonardo, Natália, Turra, Márcia, Cristiana, Marina, Paula e Bruno M. Agradeço aos amigos do IO Ana Maria, Patricia, Alynne, Iole, Virgínia, Débora, Talia, Giullia, Marina, Dalton, Hita, Danilo, Juliana, Thamirys, Olga, Paulo, Ilson e Josi. Agradeço aos amigos de fora do círculo acadêmico que me apoiaram e mantiveram minha vida social fora da USP: Bruno, Bárbara, José, Luiza, Monique e Yaneivis. Agradeço aos colegas do MASTER, em especial ao Jean pelo seu suporte; da Escola de Verão SOLAS 2023, aos colegas de disciplinas, aos colegas da CETESB, em especial Nancy, Débora e Renan, e Rebla; e aos colegas IVIDES. Por fim, agradeço aos membros da banca de defesa da minha tese, Professor Eduardo, Professora Rosmeri, Professora Jaci, Professora Claudia (e sua filha Malu, pelo desenho feito na versão impressa), Professor Marcelo, Professor Ricardo.

Agradeço, por fim, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de doutorado (número de processo 140034/2020-0) que possibilitou a dedicação integral a esta tese. Expresso ainda o desejo de que o CNPq continue crescendo e mantenha o apoio indispensável para a próxima geração de pós-graduandos.

## Resumo

**Douglas Vieira da Silva**

INTERAÇÃO DAS LINHAS DE INSTABILIDADE COSTEIRAS DA AMAZÔNIA COM A ESTRATIFICAÇÃO DO ATLÂNTICO TROPICAL OESTE

O papel da estratificação local sobre a atividade convectiva ao longo da costa do Leste da Amazônia foi avaliado usando técnicas observacionais e simulações numéricas. A estratificação local neste contexto se refere à estratificação do ambiente da Plataforma Continental do Amazonas. A estratificação dessa área se caracteriza pela descarga do Rio Amazonas e pela precipitação local, gerando uma camada barreira e uma camada de mistura mais rasa. Os fenômenos convectivos avaliados se referem aos complexos convectivos de mesoescala e linhas de instabilidade que se formam no Leste da Amazônia a partir de aglomerados de nuvens. Desta forma o objetivo desta tese é identificar como diferentes aspectos da estratificação do mar e do oceano influenciam a dinâmica desses sistemas convectivos costeiros. Esse objetivo foi abordado por três objetivos específicos: (1) identificação de como a variabilidade de parâmetros de estratificação do mar e de instabilidade da troposfera se correlacionam com a variabilidade das linhas de instabilidade; (2) quantificação da sensibilidade da convecção costeira à diferentes condições de estratificação simuladas em experimentos numéricos; e (3) identificação dos vetores de interação ar-mar sincrônicos entre a precipitação e Pluma do Rio Amazonas a partir de experimentos com modelo acoplado. O resultado principal dessa tese é que a convecção apresenta uma variabilidade e sensibilidade à estratificação local que é distinta da forçante remota. Esse resultado indica que fatores de retroalimentação da interação ar-mar geram desafios adicionais para caracterizar esses sistemas. Esses resultados cobrem fundamentalmente um problema de balanço de energia em uma área de relevante interesse para entendimento de mecanismos de clima regional da América do Sul.

**Palavras-chave:** Convecção. estratificação. instabilidade. linhas de instabilidade. Leste da Amazônia.

# Abstract

**Douglas Vieira da Silva**

INTERACTION OF COASTAL SQUALL LINES OF THE AMAZON WITH THE STRATIFICATION OF THE WESTERN TROPICAL ATLANTIC

The role of local stratification on convective activity along the Eastern Amazon was assessed using numerical models and observations. Local stratification, in this context, refers to the stratification of the Amazon Continental Shelf environment. The stratification in this area is characterized by the discharge of the Amazon River and local precipitation, creating a barrier layer and a shallower mixed layer. The evaluated convective phenomena involve mesoscale convective complexes and squall lines originating from cloud clusters in the coast of the Eastern Amazon. Thus, the aim of this thesis is to identify how different aspects of sea and ocean stratification influence the dynamics of these coastal convective systems. This goal was addressed through three specific objectives: (1) identifying how the variability of sea stratification parameters and tropospheric instability correlates with squall line variability; (2) quantifying the sensitivity of coastal convection to different stratification conditions simulated in numerical experiments; and (3) identifying synchronous air-sea interaction vectors between precipitation and the Amazon River Plume from coupled model experiments. The main result of this thesis is that convection exhibits variability and sensitivity to local stratification distinct from remote forcing. This finding suggests that feedback factors in the air-sea interaction pose additional challenges for characterizing these systems. These results fundamentally address an energy balance problem in an area of significant interest for understanding regional climate mechanisms in South America.

**Keywords:** Convection. stratification. instability. squall lines. Western Amazon.

# Sumário

	<b>Página</b>
• <b>Lista de Figuras</b>	<b>XI</b>
• <b>Lista de Tabelas</b>	<b>XX</b>
• <b>Lista de Símbolos</b>	<b>XXI</b>
• <b>Lista de Siglas</b>	<b>XXIII</b>
<b>1 • Introdução</b>	<b>1</b>
1.1 • Componentes da Interação Oceano-Atmosfera . . . . .	1
1.1.1 • Estratificação do oceano . . . . .	3
1.1.2 • Estabilidade da atmosfera . . . . .	7
1.1.3 • Heterogeneidades nos trópicos . . . . .	9
1.2 • Ar-mar-continente: Vetores de <i>Feedback</i> . . . . .	10
1.3 • Processos no Oceano Atlântico Tropical . . . . .	12
1.4 • Linhas de Instabilidade no Leste da Amazônia e condições locais . . . . .	15
<b>2 • Objetivos</b>	<b>19</b>
2.1 • Objetivo geral . . . . .	19
2.2 • Objetivos específicos . . . . .	20
<b>3 • Material e Métodos</b>	<b>22</b>
3.1 • Identificação de mecanismos de interação ar-mar . . . . .	22
3.2 • Fluxograma da Tese . . . . .	24
<b>4 • Influência da Estratificação sobre as Linhas de Instabilidade</b>	<b>27</b>
4.1 • Introdução . . . . .	27
4.1.1 • Área de Estudo . . . . .	29
4.2 • Material e Métodos . . . . .	31
4.2.1 • Conjunto de Dados . . . . .	31
4.2.2 • Parâmetros de estratificação e instabilidade . . . . .	34
4.2.3 • Análise das séries temporais . . . . .	39
4.2.4 • Visualização e Processamento . . . . .	40
4.3 • Resultados . . . . .	40
4.3.1 • Parâmetros oceânicos . . . . .	40
4.3.2 • Parâmetros atmosféricos . . . . .	49
4.3.3 • Correlação entre parâmetros do mar e da atmosfera . . . . .	56
4.4 • Discussão . . . . .	59

4.4.1	•	Contraste entre a plataforma e o oceano	59
4.4.2	•	Relação com a instabilidade da troposfera	60
4.4.3	•	Composições e Correlação dos parâmetros	62
4.5	•	Conclusão	63
<b>5</b>	•	<b>Efeitos da estratificação sobre a convecção costeira</b>	<b>65</b>
5.1	•	Introdução	65
5.1.1	•	Área de Estudo	67
5.2	•	Material e Métodos	68
5.2.1	•	Observações	68
5.2.2	•	Eventos de Linhas de Instabilidade	70
5.2.3	•	Simulações numéricas - Modelo WRF	74
5.2.4	•	Análise de validação	80
5.2.5	•	Parâmetros de diagnóstico	81
5.3	•	Processamento e Visualização	84
5.4	•	Resultados	84
5.4.1	•	Comparação com observações	84
5.4.2	•	Efeito da estratificação sobre os experimentos	109
5.5	•	Discussão	130
5.5.1	•	Sensibilidade das parametrizações	130
5.5.2	•	Mecanismos relacionados com a estratificação	131
5.6	•	Conclusão	132
<b>6</b>	•	<b>Vetores de Interação Locais ao Largo da Pluma do Amazonas</b>	<b>135</b>
6.1	•	Introdução	135
6.1.1	•	Área de Estudo	137
6.2	•	Material e Métodos	137
6.2.1	•	Modelo COAWST	137
6.2.2	•	Condições de contorno	139
6.2.3	•	Experimentos Numéricos	141
6.2.4	•	Validação dos resultados	142
6.2.5	•	Parâmetros de Análises	143
6.3	•	Resultados	144
6.4	•	Discussão	155
6.5	•	Conclusão	157
<b>7</b>	•	<b>Considerações Finais</b>	<b>159</b>
7.1	•	Síntese dos resultados	159
7.2	•	Recomendação a trabalhos futuros	160
	•	<b>Referências</b>	<b>162</b>

# Lista de Figuras

## Página

- 1 • Introdução**
- 1.1 • A troposfera e a camada de mistura do oceano são duas regiões através das quais os processos de interação oceano-atmosfera ocorrem. A estabilidade/instabilidade da estrutura vertical do oceano e da atmosfera se encontram espelhados em latitude. No Equador, a alta temperatura em superfície e convergência favorecem o desenvolvimento vertical da convecção. No oceano, a camada de mistura com alta temperatura e baixa salinidade forma uma camada de alta estabilidade em superfície. Nas altas latitudes, o conteúdo de umidade da atmosfera vai reduzindo e a salinidade do oceano aumenta, gerando os movimentos de massas de ar e de água (Figura do autor). . . . . 2
- 1.2 • Exemplificação de quatro termos do balanço vertical de salinidade sobre a camada barreira. A profundidade CI denota a camada isoterma, que se mantém fixa em cada quadro, enquanto a área em amarela denota a camada barreira. O perfil preto representa o estado final, enquanto o magenta o estado inicial anterior à atuação do termo do balanço (Figura do autor, baseada no esquema de Cronin e McPhaden (2002)). . . . . 5
- 1.3 • Representação da estrutura de nuvens em função de diferentes condições de estratificação do oceano. O quadro a) apresenta o perfil vertical do oceano e da atmosfera, exibindo a estratificação do oceano e o perfil termodinâmico da atmosfera de uma nuvem *cumulus*. O quadro b) apresenta uma seção vertical para o eixo zonal ao longo do Atlântico Tropical, representando o efeito do gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre a estrutura de nuvens. P: Precipitação, E: Evaporação, NCL: Nível de condensação por levantamento, NCE: nível de condensação espontânea, NE: nível de equilíbrio. (Figura do autor) . . . . . 8
- 1.4 • (a) Representação de *feedback* atuando sobre um sistema a partir de uma entrada contendo uma amplificação/redução em função da resposta de saída do sistema. (b) Exemplo de *feedback* dentro de um esquema de parametrização de convecção, deixando explícito como a convecção dentro de um modelo numérico é afetada por diferentes mecanismos dinâmicos e termodinâmicos. . . . . 11
- 1.5 • O quadro a) mostra os mecanismos de *feedback* no Atlântico Tropical e do *feedback* positivo vento-*evaporação*-TSM (WES) e *feedback* *rain-induced buoyancy-mixed layer-SST* (RIMS). Os quadros b) e c) descrevem o *loop* dos dois *feedbacks* (Figura do autor). . . . . 14

- 1.6 • Ilustração da formação e evolução dos sistemas de linhas de instabilidade (LI) ao largo do Leste da Amazônia. O quadro a) mostra a convergência (linha amarelada tracejada) associada ao campo de vento dos alíseos (vetor em preto) ao longo da costa devido ao atrito (vetor em verde) com a superfície do continente. Ao final da tarde, a formação da brisa marinha (vetor em azul) atua no sentido de organizar a convecção inicial. O quadro b) mostra as condições que favorecem a organização dos aglomerados de nuvens em uma LI. Além da condição prévia de convergência e do contraste de temperatura continente-mar ( $\nabla_b T$ ), a presença de forte cisalhamento vertical do vento também favorece a intensificação da convecção sobre a meso-baixa (L). Uma LI pode ter seu ciclo de vida iniciando e se tornar aparente após 4h, e atingir seu estágio maduro após 12h, dissipando na manhã seguinte. Nesse processo a LI pode deslocar-se algumas centenas de quilômetros continente adente, como indicado no quadro c) inferior (Autor). . . . . 17
- 3 • Material e Métodos**
- 3.1 • Fluxograma de análise e resultados de cada capítulo, com indicação do vínculo entre os capítulos e a sua contribuição ao tema principal da tese. 25
- 4 • Influência da Estratificação sobre as Linhas de Instabilidade**
- 4.1 • Área de estudo esquematizando as principais feições do continente e da plataforma continental. A seta magenta representa a descarga do Rio Amazonas, valores da tarja indicam vazão na estação seca e chuvosa. A área de estudo compreende ainda os estados do Maranhão, Pará e Amapá, com ocorrência de complexos convectivos de mesoescala e LI variando sazonalmente na nessas regiões. . . . . 30
- 4.2 • Número total mensal de eventos de linhas de instabilidade obtidos pela triagem do Boletim Climanálise. O gráfico superior sobrepõe o índice MEI com a cor ciano e bordô, para valores negativos e positivos, respectivamente. O gráfico inferior exhibe o índice AMM, indicando as fases negativas e positivas pela mesma paleta de cor do primeiro gráfico. . 34
- 4.3 • Áreas e dimensões verticais do oceano e da atmosfera, das quais os parâmetros de análise foram extraídos. O quadro superior mostra o mapa da área de estudo, destacando as áreas do continente, plataforma e oceano consideradas nas análises (C1, C2, C3, P0 e Oc). O quadro inferior esquematiza os níveis de altitude e profundidade usados para estimar os parâmetros de análise da atmosfera e do oceano. Na atmosfera, destacam-se os níveis dos subíndices do GDI e do cisalhamento do vento. Na superfície, o gradiente entre o continente e o mar. Em profundidade, os níveis da MLD, ILD e BLT em função dos perfis de salinidade e temperatura. 36

4.4	• Variabilidade da MLD e da ILD entre 1998 e 2014, sobreposta à temperatura potencial, ambos derivados do C-GLORS. (a) Hovmöller de temperatura potencial vertical no oceano. (b) O mesmo diagrama para a plataforma continental. (c) Evolução da BLT da plataforma e do oceano, sendo que os valores ausentes na série ILD e MLD na plataforma estão associados a uma diferença de temperatura menor do que 0,5 °C em toda a coluna d'água. . . . .	41
4.5	• Ondaleta cruzada da série de anomalia da MLD para a área Oc e P0 (valores normalizados). (a OC-P0) Série mensal do número de LI e da MLD entre 1998 e 2014. (b OC-P0) Periodograma resultante da ondaleta cruzada entre as duas séries. A linha pontilhada limita o cone de influência, enquanto o contorno sólido limita os valores significativos a um nível de 95%. (c OC-P0) A linha sólida indica o espectro global integrado ao longo do tempo, enquanto a linha pontilhada representa o nível de significância de 95%. . . . .	43
4.6	• Ondaleta cruzada análoga à Figura 4.5, mas usando a série da ILD. . . . .	44
4.7	• Ondaleta cruzada igual à Figura 4.5, mas usando a série da BLT. . . . .	45
4.8	• Ondaleta cruzada análoga à Figura 4.5, mas usando a série do OHC0 . . . . .	45
4.9	• Ondaleta cruzada análoga à Figura 4.5, mas usando a série do OHC1. . . . .	46
4.10	• Funções de densidade de probabilidades estimadas usando o estimador de Kernel para os parâmetros oceânicos da área Oc. A linha laranja indica a série de composição com os dias de ocorrências de LI, enquanto a azul indica a série completa. As linhas tracejadas marcam os limites do percentil 10 e 90. Os valores das variáveis foram normalizados para o intervalo unitário. . . . .	47
4.11	• Análoga à Figura 4.10, mas para a área P0. . . . .	48
4.12	• Campos médios mensais do GDI estimados para o período de 1998 a 2014. . . . .	50
4.13	• Ondaleta cruzada da série de anomalia da GDI para as áreas C1, C2 e C3 (valores normalizados). (a C1-C2-C3) Série mensal do número de LI e do GDI entre 1998 e 2014. (b C1-C2-C3) Periodograma resultante da ondaleta cruzada entre as duas séries. A linha pontilhada limita o cone de influência, enquanto o contorno sólido limita os valores significativos a um nível de 95%. (c C1-C2-C3) A linha sólida indica o espectro global integrado ao longo do tempo, enquanto a linha pontilhada representa o nível de significância de 95%. . . . .	51
4.14	• Ondaleta cruzada análoga à Figura 4.13, mas usando a série dos valores CAPE. . . . .	52
4.15	• Ondaleta cruzada análoga à Figura 4.13, mas para a série do $\Delta \vec{V}_z$ . . . . .	54

- 4.16 • Funções de densidade de probabilidade estimadas usando o estimador de Kernel para os parâmetros atmosféricos. Cada linha refere-se à uma das áreas (C1, C2 e C3), e as colunas a um parâmetro usado na composição. A linha laranja indica a série de composição com os dias de ocorrências de LI, enquanto a azul indica a série completa. As linhas tracejadas marcam os limites do percentil 10 e 90. Os valores das variáveis foram normalizados para o intervalo unitário. . . . . 55
- 4.17 • Tabelas de correlação entre os parâmetros oceânicos da área Oc e atmosféricos ( $CIS = \Delta \vec{V}_z$ ) das áreas do continente (C1, C2 e C3). A coluna da esquerda apresenta a correlação para a série com o sinal de frequências acima de 8 meses (filtro de 8 meses), enquanto a coluna da direita se refere à série com as frequências abaixo de 8 meses (diferença). . . . . 57
- 4.18 • As mesmas tabelas da Figura 4.17, mas neste caso, os parâmetros são correlacionados com a área P0. . . . . 58
- 4.19 • Esquema das conclusões deste capítulo sobre os parâmetros de estabilidade da atmosfera e estratificação do oceano. A descarga do Rio Amazonas ocupa a plataforma continental e posteriormente pode ser transportada para o oceano exterior. A baixa salinidade cria a camada barreira, o que, por sua vez, promove a redução da MLD e favorece o aquecimento da camada superficial do oceano. As condições de anomalias positivas de calor no oceano favorecem a precipitação, contribuindo para a precipitação local através das LI. . . . . 64
- 5 • Efeitos da estratificação sobre a convecção costeira**
- 5.1 • Mapa da área de estudo que destaca as localizações das estações meteorológicas e as rotas dos cruzeiros oceanográficos. Os círculos coloridos indicam as estações meteorológicas de Belém (vermelho), Castanhal (azul), Paragominas (verde) e Tomé Açu (magenta). As linhas azul, laranja, amarela e roxa representam as rotas dos cruzeiros oceanográficos AMANDES I, AMANDES II, AMANDES III e AMANDES IV, respectivamente. 68
- 5.2 • Sequência de imagens do satélite GOES-10, capturadas nos dias 25/10/2007, 29/10/2007 e 30/10/2007, antecipando o início da estação chuvosa. (Fonte: <https://satelite.cptec.inpe.br/>) . . . . . 71
- 5.3 • Semelhante à Figura 5.2, porém, no período compreendido entre 17/01/2008 e 24/01/2008, durante a estação chuvosa. (Fonte: <https://satelite.cptec.inpe.br/>) . . . . . 72
- 5.4 • Semelhante à Figura 5.2, porém, no período de 09/04/2008 a 12/04/2008, durante a estação seca. (Fonte: <https://satelite.cptec.inpe.br/>) . . . . . 73
- 5.5 • Semelhante à Figura 5.2, entretanto, durante o período de 09/07/2008 a 15/07/2008, na estação seca. (Fonte: <https://satelite.cptec.inpe.br/>) . . . . . 74
- 5.6 • Representação dos diferentes esquemas de parametrizações do WRF. Além da representação das camadas da atmosfera, também estão representados aspectos do solo e superfície do mar. . . . . 76

5.7	• Campo de precipitação para o dia 17 de Janeiro de 2008, usado como exemplo de evento de LI da estação chuvosa. Cada coluna representa as diferentes classes de parametrização (Tropical e APAC), enquanto cada linha apresenta as opções referentes ao tratamento da TSM. . . . .	85
5.8	• Viés (Bias) nos acumulados de precipitação dos experimentos do WRF em comparação com o produto MERGE durante o período AMANDES I (Outubro de 2007 - estação seca). Cada linha representa uma configuração de parametrização do WRF, enquanto as colunas se referem à configuração da TSM e ao perfil vertical. . . . .	87
5.9	• Similar à Figura 5.8, mas para o período AMANDES IV, de Julho de 2008.	88
5.10	• Similar à Figura 5.8, mas para o período Amandes II, de Janeiro de 2008 (estação chuvosa). . . . .	89
5.11	• Similar à Figura 5.8, mas para o período Amandes III, de Abril de 2008 (estação chuvosa). . . . .	90
5.12	• RMSE (Erro Quadrático Médio) nos acumulados de precipitação dos experimentos do WRF em comparação com o produto MERGE durante o período AMANDES I (Outubro de 2007 - estação seca). Cada linha representa uma configuração de parametrização do WRF, enquanto as colunas se referem à configuração da TSM e ao perfil vertical. . . . .	92
5.13	• Similar à Figura 5.15, mas para o período Amandes IV, de Julho de 2008.	93
5.14	• Similar à Figura 5.13, mas para o período Amandes II, de Janeiro de 2008.	94
5.15	• Similar à Figura 5.14, mas para o período Amandes III, de Abril de 2008.	95
5.16	• KGE ( <i>Kling-Gupta efficiency</i> ) nos acumulados de precipitação comparando as simulações do WRF com o produto MERGE durante o período AMANDES I (Outubro de 2007 - estação seca). Cada linha representa uma configuração de parametrização do WRF, enquanto as colunas se referem à configuração da TSM e ao perfil vertical. Valores indefinidos foram mascarados na escala de cores. . . . .	96
5.17	• Similar à Figura 5.16, mas para o período Amandes IV, de Julho de 2008.	97
5.18	• Similar à Figura 5.16, mas para o período Amandes II, de Janeiro de 2008.	98
5.19	• Similar à Figura 5.16, mas para o período Amandes III, de Abril de 2008.	99
5.20	• Sondagens verticais de $\theta_e$ da estação de Belém comparadas com os resultados das simulações do evento de 9 de Julho de 2008, período seco (AMANDES IV). A sondagem corresponde ao horário das 12Z (9LT)	101
5.21	• Similar à Figura 5.20, mas para o evento de 19 de Janeiro de 2008. . . . .	103
5.22	• Resultados dos valores de Bias e RMSE médios para os experimentos do período seco (AMANDES I e VI) e chuvoso (AMANDES II e III) considerando o horário das 12Z (9 LT). Cada coluna agrupa as tabelas pelas configurações APAC e <i>Tropical suit</i> . . . . .	104
5.23	• Observações de temperatura do ar das estações e resultados dos experimentos (variável de temperatura T2) para período seco de Outubro de 2007(AMANDES I). . . . .	106
5.24	• Similar à Figura 5.23 mas para o período chuvoso de Janeiro de 2008(AMANDES II). . . . .	107

- 5.25 • Resultados de Bias e RMSE médios para a temperatura do ar indicados para cada um dos experimentos do período seco (AMANDES I e VI) e chuvoso (AMANDES II e III). Cada coluna é referente à uma das estações de observação, enquanto as linhas listam os experimentos. . . . . 108
- 5.26 • Estrutura vertical dos resultados do evento de LI de 17 de Janeiro de 2008 do experimento APAC I e as diferentes configurações OMLD (*perso* primeira linha, *ocean* na linha do meio e *shelf* na última linha). No painel esquerdo, a escala de cor mostra a intensidade do SRHEL e os valores de máxima reflectividade são sobrepostos como isolinhas. No painel direito, são exibidos os perfis de seção vertical, com a escala de cor representando os valores sintéticos de reflectividade, sobreposto estão as linhas de corrente do vento e isolinhas de  $\theta_e$ . . . . . 110
- 5.27 • Ciclo diurno do calor latente  $Q_{LH}$  para os eventos de Janeiro de 2008 (AMANDES-II) para as diferentes configurações extraídas do ponto da Estação de Belém. Cada coluna mostra o ciclo diurno para uma data indicada na primeira linha. Cada linha por sua vez corresponde a uma das configurações, conforme indicado na legenda à direita de cada linha. . . . . 112
- 5.28 • Similar à Figura 5.27, mas mostrando o ciclo diurno do calor de onda curta  $Q_{SW}$  para os eventos de Janeiro de 2008 (AMANDES-II). . . . . 113
- 5.29 • Diagramas de dispersão entre os valores de  $Q_{lb}$ , temperatura do ar à 2m e SRHEL para o período de 01 de Outubro de 2007 (AMANDES I). Em cada gráfico uma curva polinomial é ajustada e sua equação sobreposta para comparar as opções de OMLD. A escala de cor de SRHEL foi ajustada individualmente para cada linha. Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda à esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna. . . . . 115
- 5.30 • Similar à Figura 5.29, mas para o período de Julho de 2008 (AMANDES IV). Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda à esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna. . . . . 116
- 5.31 • Diagramas de dispersão entre os valores de  $Q_{lb}$ , temperatura à 2m e SRHEL para o período de 01 de Outubro de 2007 (AMANDES I). Em cada gráfico uma curva polinomial é ajustada e sua equação sobreposta para comparar as opções de OMLD. A escala de cor de SRHEL foi ajustada individualmente para cada linha. Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda a esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna. . . . . 118
- 5.32 • Similar à Figura 5.29, mas para o período de Abril de 2008 (AMANDES III). Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda a esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna. . . . . 119

- 5.33 • Diagramas de dispersão entre os valores de SRHEL,  $\Delta T$ , e PW para o período de 01 de Outubro de 2007 (AMANDES I). Em cada gráfico a reta é ajustada e sua equação sobreposta para comparar as opções de OMLD. A escala de cor de PW foi ajustada individualmente para cada linha. Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda a esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna. 121
- 5.34 • Similar à Figura 5.33, mas para o período de Julho de 2008 (AMANDES IV). Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda a esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna. 122
- 5.35 • Similar à Figura 5.33, mas para o período de Janeiro de 2008 (AMANDES II). . . . . 124
- 5.36 • Similar à Figura 5.33, mas para o período de Abril de 2008 (AMANDES III). . . . . 125
- 5.37 • Valores máximos da PBLH para o período de Outubro de 2008 (AMANDES I). A primeira coluna mostra os valores de PBLH máximo para os experimentos com a opção de OMLD de TSM fixa (*pers0*). As demais colunas representam a diferença entre as opções de OMLD *Shelf* e *Ocean* com a opção *pers0*. . . . . 126
- 5.38 • Similar à Figura 5.37, mas para o período de Janeiro de 2008 (AMANDES II). . . . . 127
- 5.39 • Seção vertical na latitude  $0^\circ$  do campo de QRAIN integrado no tempo para os experimentos do período seco (Outubro de 2008) e chuvoso (Janeiro de 2008). A primeira coluna refere-se aos resultados com a opção OMLD de TSM fixa (*pers0*). As demais colunas apresentam as diferenças entre as opções de OMLD *Shelf* e *Ocean* com a opção *pers0*. (Reparar na diferença de escala de cor entre o período seco e chuvoso) . . . . . 129
- 5.40 • Sumário dos resultados do Capítulo. O primeiro quadro destaca a influência da estratificação sobre os diferentes processos representados no modelo. O segundo quadro apresenta os pontos chaves obtidos a partir de cada grupo de experimento no período seco e chuvoso. (Fonte: autor) 133
- 6 • Vetores de Interação Locais ao Largo da Pluma do Amazonas**
- 6.1 • O painel superior apresenta o campo de salinidade superficial do mar (C-GLORS) e o acumulado de precipitação (ERA5) para o período de 24 a 30 de maio de 2015. O painel inferior exibe uma sequência de imagens de temperatura de brilho obtidas pelo satélite GOES 13, com data e hora indicadas na legenda superior de cada imagem. . . . . 138
- 6.2 • O painel à esquerda mostra a malha do WRF (destaque em vermelho) e a malha do ROMS (em azul) sobrepostas; o texto indica as condições de contorno usadas em cada grade. O painel à direita mostra a integração dos dois modelos no sistema COAWST, destacando as variáveis trocadas e gerenciadas pelo MCT. . . . . 140

- 6.3 • Acumulados de precipitação do período de 25 a 28 de Maio de 2015 (96 horas), estimados pelo IMERG e resultados dos experimentos numéricos. Os mapas de precipitação acumulada estão na mesma escala. A série temporal da primeira coluna mostra a evolução dos acumulados para a porção oeste do domínio. . . . . 145
- 6.4 • Comparação entre a imagem do GOES e o campo sintético de temperatura de topo de nuvem do WRF (CTT) para 06:00Z de 26 de maio de 2015. Os mapas apresentam a mesma escala de cor. O painel de histogramas da primeira coluna mostra as distribuições de CTT para todos os pontos de grade ao longo das 98 horas de cada experimento. . . . . 146
- 6.5 • Comparação entre os resultados de SSS e TSM do ROMS com estimativas do OISSS e Aqua MODIS. A primeira coluna mostra os campos de SSS estimados numa janela de 7 dias por satélites e os resultados dos experimentos com o COAWST. A segunda coluna mostra as estimativas de TSM agrupando múltiplas imagens do MODIS em composição. . . . . 149
- 6.6 • Seção vertical de temperatura e salinidade dos experimentos do ROMS. A primeira coluna mostra as seções verticais da superfície ao fundo. A primeira linha mostra a seção de temperatura e a segunda linha a seção de salinidade. A segunda coluna mostra detalhes da diferença entre o experimento COAWST-Tropical e COAWST-APAC II para o intervalo da superfície até 500m de profundidade (destaque do asterisco). . . . . 150
- 6.7 • A primeira coluna mostra a seção vertical do termo  $\frac{\partial(\partial/\partial t)}{\partial z}$  para temperatura e salinidade. A segunda coluna mostra as séries temporais do termo  $\frac{\partial(\partial/\partial t)}{\partial z}$  para a área a oeste do domínio. . . . . 151
- 6.8 • As quatro primeiras colunas mostram o diagrama de Hovmöller para a salinidade e temperatura superficial ao longo da longitude e latitude de 5°N. A primeira coluna apresenta os valores de salinidade para o experimento COAWST-Tropical, enquanto a segunda coluna mostra a diferença em relação ao experimento COAWST-APAC II. O mesmo padrão se repete para a temperatura na terceira e quarta colunas. A quinta e sexta colunas exibem os valores de variância para temperatura e salinidade para ambos os experimentos. . . . . 153
- 6.9 • A primeira coluna mostra os valores de fluxo de calor líquido em superfície  $Q_{net}$  para os dois experimentos do COAWST. A segunda coluna exhibe o fluxo de água doce (SSF) pela superfície dos experimentos com o COAWST. Ambos os campos são valores médios extraídos dos experimentos, e os valores negativos indicam saída da superfície para a atmosfera. . . . . 154
- 6.10 • A Figura 6.10 exhibe os fluxos de calor (calor latente  $Q_{lb}$ , calor sensível  $Q_{sb}$  e calor de onda longa  $Q_{lw}$ ) e de massa (evaporação  $E$ ) pela superfície dos experimentos com o COAWST na porção oeste do domínio. Os valores negativos indicam saída da superfície para a atmosfera. . . . . 155

- 6.11 • A representação do balanço de calor que atua como um vetor no mecanismo de *feedback* sobre a Pluma do Rio Amazonas, conforme demonstrado no experimento com o modelo COAWST. A maior taxa de aquecimento na área da pluma é induzida pela dinâmica da precipitação e cobertura de nuvens. O balanço de evaporação-precipitação causa variações no campo de salinidade e temperatura, favorecendo a estratificação e o aquecimento diferencial. O *feedback* mostrou-se mais sensível ao tipo de parametrização do modelo WRF, e a convenção do sentido do fluxo segue o modelo ROMS. . . . . 158

# Lista de Tabelas

	<b>Página</b>
<b>2 • Objetivos</b>	
2.1 • Objetivos específicos desta tese e seus produtos correspondentes. Em destaque e enumerada, a descrição dos três objetivos específicos. Abaixo, estão discriminados os capítulos da tese e os artigos resultantes de cada objetivo. . . . .	20
<b>4 • Influência da Estratificação sobre as Linhas de Instabilidade</b>	
4.1 • Parâmetros de estratificação do oceano e instabilidade da atmosfera. . . . .	37
4.2 • Resultados dos valores de PR e FAR para os diferentes parâmetros estimados nas áreas Oc e P0 . . . . .	49
4.3 • Resultados dos valores de PR e FAR para os diferentes parâmetros estimados nas áreas do continente (C1, C2, e C3) . . . . .	56
<b>5 • Efeitos da estratificação sobre a convecção costeira</b>	
5.1 • Eventos de formação de Linhas de Instabilidade durante os quatro cruzeiros oceanográficos ao longo da plataforma Amazônica. Os ícones na terceira coluna destacam os meses das estações chuvosa e seca na área de estudo. A duração dos experimentos não inclui o período de 18h usado como <i>spin-up</i> , isto é, a duração completa deve ser acrescida desse valor. . . . .	70
5.2 • Descrição dos módulos físicos de parametrização do WRF, indicando a <i>flag</i> de configuração no WRF e respectivo material de referência. . . . .	77
5.3 • Continuação da Tabela 5.2 seguida pelo resumo dos experimentos numéricos. A tabela em forma de quadro mostra a configuração das simulações numéricas com o WRF. A coluna <i>Ocean phys.</i> é destacada no quadro à direita, exibindo os parâmetros usados nas opções 1 (esquema OML 1-D da MLD) e 0 (TSM fixa). . . . .	78
5.4 • Parâmetros de análise dos experimentos, incluindo variáveis como $Q_c$ (radiação solar), $\theta_N$ (elevação do Sol), $\alpha$ (albedo), $q_i$ (razão de mistura de neve), $q_a$ (razão de mistura do ar), $T_a$ (temperatura do ar), $T_{NCL}$ (temperatura no NCL), $q_v$ (razão de mistura do vapor), $q_g$ (razão de mistura de granizo) e $r$ (umidade específica). . . . .	82
<b>6 • Vetores de Interação Locais ao Largo da Pluma do Amazonas</b>	
6.1 • Configuração dos experimentos numéricos acoplados e solos. . . . .	141
6.2 • Valores do viés (Bias) e RSME dos experimentos em relação à precipitação estimada pelo IMERG. . . . .	146

## Lista de Símbolos

### *Símbolos Romanos*

$C_p$	Capacidade térmica da água [J/°C].
$c_p$	calor específico da água [J/g°C].
$CTT$	Temperatura de topo de nuvem [°C].
$F_{DBZ}$	Fator equivalente de reflectividade [m].
$KGE$	Coefficiente de Eficiência Kling-Gupta [-].
$PBLH$	Altura da PBL [m].
$PW$	Água precipitável [m].
$q_a$	Razão de mistura do ar [g/kg].
$q_g$	Razão de mistura de granizo [g/kg].
$q_s$	Razão de mistura de neve [g/kg].
$q_v$	Razão de mistura de vapor [g/kg].
$Q_e$	Constante Solar [W/m <sup>2</sup> ].
$Q_{lb}$	Fluxo de calor latente [W/m <sup>2</sup> ].
$Q_{sw}$	Fluxo de calor de onda curta [W/m <sup>2</sup> ].
$QRAIN$	Razão de mistura de água de nuvem [g/Kg].
$r$	Umidade específica [g/kg].
$S$	Salinidade [PSU].
$S_1$	Salinidade da camada superficial [PSU].
$S_2$	Salinidade da camada abaixo da camada de mistura [PSU].
$SRHEL$	Helicidade relativa [m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> ].
$T$	Temperatura potencial da água do mar [K].
$T_a$	Temperatura virtual do ar da parcela [K].
$T_a$	Temperatura virtual do ar do ambiente [K].
$T_s$	Temperatura superficial do ar [K].
$U$	Campo horizontal de velocidade [m/s].
$u$	Campo de velocidade vertical [m/s].
$u$	Campo horizontal de velocidade zonal [m/s].
$v$	Campo horizontal de velocidade meridional [m/s].
$w$	Componente vertical de velocidade do oceano [m/s].

***Símbolos Gregos***

$()'$	Termo anômolo.
$\alpha$	Albedo [-].
$\beta$	Razão de viés.
$\cdot$	Operador de produto escalar.
$\gamma$	Razão de variabilidade.
$\mu$	Média.
$\nabla$	Operador Laplaciano.
$\bar{()}$	Termo médio.
$\rho$	Densidade da água [kg/m <sup>3</sup> ].
$\sigma$	Desvio padrão.
$\theta_e$	Temperatura potencial [K].
$\theta_N$	Elevação do Sol [Rad].
$\theta_{0c}$	Temperatura potencial da água do mar em superfície [K].
$\theta_{eq}$	Temperatura potencial equivalente [K].
$\Delta$	Gradiente discreto.

## Lista de Siglas

AMM	Atlantic Meridional Mode.
BLT	Barrier Layer Thickness.
C-GLORS	CMCC Global Ocean Reanalysis System.
C1-3	Áreas do continente.
CAPE	Convective Available Potential Energy.
CCM	Complexos convectivos de mesoescala.
Climanálise	Boletim de Monitoramento e Análise Climática.
COAWST	Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport Modeling System.
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
ENSO	El Niño-Southern Oscillation.
ERA5	ECMWF Reanalysis v5.
FAR	Fraction of attributable risk.
GDI	Gálvez-Davison Index.
GEBCO	General Bathymetric Chart of the Oceans.
GFS	Global Forecast System.
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite.
HYCOM	Hybrid Coordinate Ocean Model.
ILD	Isothermal Layer Depth.
IMERG	Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM.
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
LI	Linha de instabilidade.
LT	Hora Local.
MCT	Model Coupling Toolkit.
MLD	Mixed Layer Depth.
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.
MSE	Mean Square Error.
NCE	Nível de Condensação Espontânea.
NCL	Nível de Condensação por Levantamento.
NE	Nível de Equilíbrio.
ocean	Experimento numérico com MLD do oceano.
Oc	Área do oceano exterior.
OHC	Ocean Heat Content.

OISSS	Optimally Interpolated Sea Surface Salinity.
OMLD	Modelo de profundidade da camada de mistura unidimensional.
P0	Área da Plataforma Continental.
PBL	Planetary Boundary Layer.
pers0	Experimento numérico com TSM fixa.
PR	Probability Ratio.
RIMS	Rain-induced buoyancy-mixed layer-SST Feedback.
ROMS	Regional Ocean Modeling System.
shelf	Experimento numérico com MLD da plataforma continental.
SSM	Salinidade da superfície do mar.
Sv	Unidade de volume em Sverdrups.
TB	Temperatura de Brilho.
TSM	Temperatura da superfície do mar.
WES	Wind-Evaporation-SST Feedback.
WRF	Weather and Research Forecasting Model.
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical.
Z	Hora do Tempo Universal Coordenado.

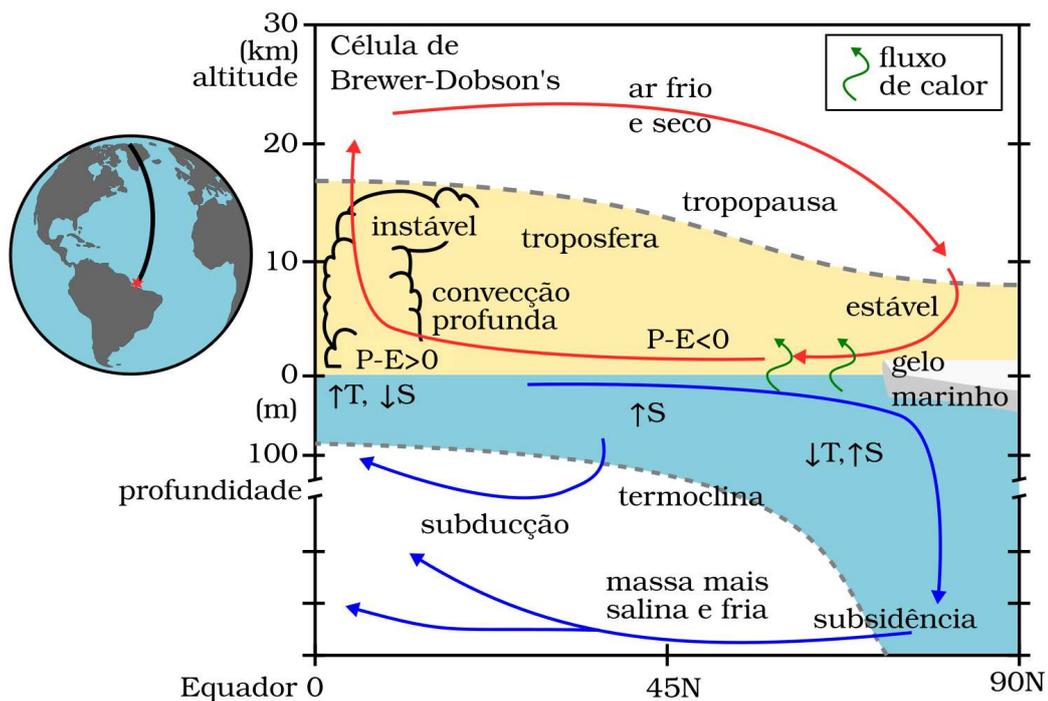
# I | Introdução

As próximas seções desta introdução têm o objetivo de fornecer uma base mais ampla sobre o estado da arte da interação oceano-atmosfera considerando regiões costeiras. Adicionalmente, os capítulos subsequentes de resultados desta tese irão apresentar uma introdução mais focada nos seus respectivos escopos. Neste capítulo, quatro seções são apresentadas: A seção de **Componentes da Interação Oceano-Atmosfera** aborda os componentes chaves do oceano e atmosfera responsáveis pelos acoplamentos dos dois sistemas; a seção **Ar-mar-continente: Vetores de *Feedback*** aborda mecanismos determinantes para melhor caracterizar processos físicos e termodinâmicos em regiões costeiras; **Processos no Oceano Atlântico Tropical** é a seção destinada a contextualizar a interação ar-mar na região onde a área de estudo deste trabalho está incluída; e por fim, a seção de **Linhas de Instabilidade no Leste da Amazônia e condições locais** que cobre o fenômeno de interesse dessa tese.

## 1.1 Componentes da Interação Oceano-Atmosfera

A interação oceano-atmosfera ocorre via trocas de energia cinética, calor e massa, causando mudanças no estado termodinâmico e da circulação dos dois fluidos (Csanady, 2001). As interações não se limitam apenas à superfície de contato dos dois sistemas, elas se estendem na dimensão vertical de ambos. No oceano, a interação envolve desde a superfície até a profundidade da camada de mistura, enquanto para a atmosfera, da superfície até a tropopausa (Webster e Lukas, 1992). A camada de mistura tem sua profundidade definida pelo balanço de calor e advecção de água de fundo. A altura da tropopausa depende do perfil de temperatura da atmosfera e seu conteúdo de umidade (Zebiak, 1993 e Webster *et al.*, 1999). Conseqüentemente, o entendimento e análise dos diferentes processos que regem a interação oceano-atmosfera devem obrigatoriamente considerar esses aspectos.

A Figura 1.1 mostra como a estrutura vertical do oceano e da atmosfera interagem em diferentes latitudes. Nas regiões tropicais, a camada de mistura do oceano é muito estável devido ao balanço positivo entre precipitação ( $P$ ) e a evaporação ( $E$ ), isto é,  $P - E > 0$  (Talley, 2011). No caso da atmosfera, o aquecimento em superfície e o movimento convergente do ar causam instabilidade que favorece o desenvolvimento vertical de nuvens *cumulus* nos trópicos. A tropopausa também delimita uma camada mais úmida superficial e outra mais seca em altitude (Webster, 2020). Portanto, os trópicos são caracterizados por um oceano estratificado e estável e por uma atmosfera instável com convecção profunda (Biasutti, Battisti, e Sarachik, 2003). Essa condição de estabilidade e estratificação se inverte nas altas latitudes, sendo esse contraste latitudinal o mecanismo global que impulsiona diferentes sistemas climáticos e sinóticos (Talley, 2011).



**Figura 1.1:** A troposfera e a camada de mistura do oceano são duas regiões através das quais os processos de interação oceano-atmosfera ocorrem. A estabilidade/instabilidade da estrutura vertical do oceano e da atmosfera se encontram espelhados em latitude. No Equador, a alta temperatura em superfície e convergência favorecem o desenvolvimento vertical da convecção. No oceano, a camada de mistura com alta temperatura e baixa salinidade forma uma camada de alta estabilidade em superfície. Nas altas latitudes, o conteúdo de umidade da atmosfera vai reduzindo e a salinidade do oceano aumenta, gerando os movimentos de massas de ar e de água (Figura do autor).

Além desse contraste latitudinal, o contraste entre a água e o ar também é responsável por mediar os fluxos de energia entre o oceano e a atmosfera. Devido à sua maior capacidade térmica, o oceano se torna um reservatório de calor que alimenta a formação (ou decaimento) dos sistemas atmosféricos, como furacões, frentes e outros sistemas (Xie, 2022). Na escala das bacias oceânicas (como o Oceano Atlântico e Pacífico), existem gradientes de temperatura que influenciam local e remotamente sistemas climáticos (Rohli e Li, 2021). De fato, essa influência se propaga como teleconexões e acrescenta maior complexidade ao sistema climático, podendo influenciar desde regiões tropicais até as latitudes médias e altas (Saravanan e Chang, 2019). A consequência principal dessa influência se reflete no regime de precipitação e temperatura sobre os oceanos e continentes.

Naturalmente, a interação oceano-atmosfera também é influenciada por processos continentais. Ainda considerando a escala das bacias oceânicas, o aporte de descarga fluvial também modifica a estratificação superficial na periferia das bacias oceânicas. Portanto, a precipitação sobre o continente e a subsequente drenagem para os rios que deságuam no mar fecham o ciclo da água, mas também modificam o balanço de energia ar-mar (Behera, 2020). A modificação do balanço de energia ocorre justamente pelo fato de o estado de estratificação do oceano modular os fluxos de calor (Pan *et al.*, 2023). Essa modulação por sua vez, determina a temperatura superficial e impulsiona a troca de energia entre o oceano e a atmosfera. Fica evidente que diferentes processos ocorrem associados a regiões em que a estratificação e a estabilidade criam heterogeneidades. E essas heterogeneidades por sua vez, interferem nos sistemas meteorológicos.

Uma breve descrição de processos fundamentais à estratificação do oceano, à estabilidade da atmosfera e às heterogeneidades dos trópicos é apresentada a seguir.

### 1.1.1 Estratificação do oceano

A estratificação no oceano é função de diferentes processos que modificam a densidade a partir de mudanças na salinidade e temperatura. Portanto, a estratificação é o resultado do balanço da advecção e variação local em determinada região do oceano. Esse balanço atua em diferentes intervalos de profundidade, para processos ar-mar, o

interesse reside na estratificação entre a superfície e a termoclina permanente (Curry e Webster, 1998). Nesse intervalo, outras camadas de estratificação se sobrepõem na coluna d'água e são determinantes ao balanço de energia entre atmosfera e o oceano.

Acima da termoclina permanente, pode ocorrer a formação da camada de mistura e camada barreira. A profundidade da camada de mistura é usualmente definida por um limiar de diferença de densidade em relação à superfície (Montégut *et al.*, 2004). Sua profundidade determina a extensão vertical da coluna d'água que estará interagindo com a atmosfera, isto é, trocando calor latente e sensível (Csanady, 2001). Entretanto, a camada barreira pode ocorrer acima da camada de mistura em função da formação de uma haloclina nos primeiros metros da coluna d'água. Nas regiões tropicais, essa haloclina, ou lente de baixa salinidade, é formada pela precipitação ou pela penetração de plumas de grandes rios, como o Rio Amazonas no Atlântico e o Rio Ganges no Índico (Brink, 1991 e Pimenta e Kirwan Jr, 2014).

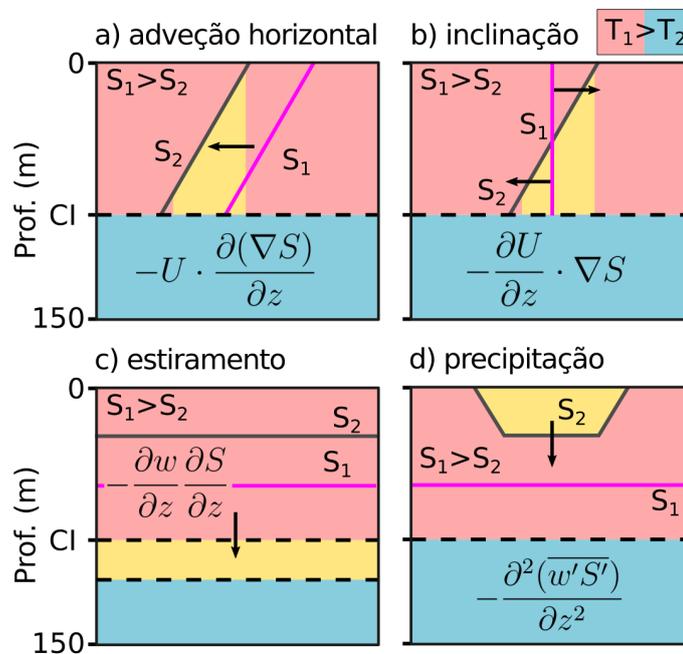
A estratificação e a evolução dessas camadas no oceano são determinadas pelo balanço vertical da temperatura (T) e da salinidade (S), descrito a seguir conforme Cronin e McPhaden (2002):

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial S}{\partial t} \right) = \underbrace{-\vec{U} \cdot \frac{\partial}{\partial z} (\nabla S)}_{\text{advecção horizontal}} \underbrace{-w \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}}_{\text{advecção vertical}} \underbrace{-\frac{\partial U}{\partial z} \cdot \nabla S}_{\text{inclinação}} \underbrace{-\frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial S}{\partial z}}_{\text{estiramento}} \underbrace{-\frac{\partial^2 (\overline{w'S'})}{\partial z^2}}_{\text{mistura turbulenta}} \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right) = \underbrace{-\vec{U} \cdot \frac{\partial}{\partial z} (\nabla T)}_{\text{advecção horizontal}} \underbrace{-w \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}}_{\text{advecção vertical}} \underbrace{-\frac{\partial U}{\partial z} \cdot \nabla T}_{\text{inclinação}} \underbrace{-\frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z}}_{\text{estiramento}} \underbrace{-\frac{\partial^2 (\overline{w'T'})}{\partial z^2}}_{\text{mistura turbulenta}} + \underbrace{\frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial^2 Q}{\partial z^2}}_{\text{aquecimento adiab.}} \quad (1.2)$$

Nessas equações,  $\vec{U}$  é o campo horizontal de velocidade e  $w$  a componente vertical da velocidade. Os termos  $\overline{w'S'}$  e  $\overline{w'T'}$  representam os fluxos turbulentos, sendo  $\overline{w'S'}$  forçado em superfície pelo balanço de precipitação, evaporação e descarga fluvial. No balanço de  $T$ ,  $\rho$  é a densidade da água do mar,  $c_p$  é o calor específico da água do mar, e  $Q$  é a radiação solar.

Conforme indicado, cada um dos termos do balanço vertical representa processos distintos que regulam a variabilidade da camada de mistura e camada barreira. Para exemplificar os termos relevantes para a formação da camada barreira, a Figura 1.2 mostra os processos relacionados aos termos de advecção horizontal, inclinação, estiramento e precipitação.



**Figura 1.2:** Exemplificação de quatro termos do balanço vertical de salinidade sobre a camada barreira. A profundidade CI denota a camada isotermal, que se mantém fixa em cada quadro, enquanto a área em amarela denota a camada barreira. O perfil preto representa o estado final, enquanto o magenta o estado inicial anterior à atuação do termo do balanço (Figura do autor, baseada no esquema de Cronin e McPhaden (2002)).

O termo de advecção (quadro (a) da Figura 1.3) ao transportar salinidade e temperatura, altera a profundidade da camada de mistura. Como a camada isotermal (CI) tem uma resposta mais lenta e se mantém constante, ocasiona uma mudança na espessura da camada barreira. O termo de advecção vertical da equação (Equações 1.1

e 1.2) não causa mudanças na espessura da camada barreira, pois também age sobre a CI. O termo de inclinação (quadro (b) da Figura 1.3) modifica a camada barreira quando um escoamento horizontal com cisalhamento vertical advecta o gradiente de salinidade, deixando-a mais rasa. O termo de estiramento (quadro (c) da Figura 1.3) pode agir tanto sobre a camada de mistura quanto sobre a CI, podendo assim comprimir ou expandir a espessura da camada barreira.

Por fim, o termo de mistura turbulenta é exemplificado considerando o efeito da precipitação (quadro (d) da Figura 1.3), mas, de forma análoga, também representa a influência da descarga fluvial. Este termo favorece a formação da camada barreira pela lente de baixa salinidade superficial, que pode ser associada à precipitação ou à entrada de alguma pluma de rio. Neste caso, favorece a formação da camada barreira já nos primeiros metros da coluna d'água. Mas, sobre forte mistura vertical e incidência de radiação solar, a camada barreira pode sofrer decaimento.

A forma como esses mecanismos modificam a estratificação acaba refletindo na interação com a atmosfera, pois determinam a extensão da coluna d'água que trocará energia através da superfície (Curry e Webster, 1998 e Csanady, 2001). Considerando o conteúdo de calor oceânico (OHC) definido pela equação:

$$OHC = \rho C_p \int_{z_i}^{z_f} T dz \quad (1.3)$$

Portanto, é uma quantidade que pode ser facilmente estimada a partir dos campos de salinidade e temperatura. Dessa forma, o OHC acaba sendo regulado pelos mesmos termos das Equações 1.1 e 1.2 (Moisan e Niiler, 1998), considerando, é claro, o balanço radiativo com as forçantes atmosféricas e suas variáveis (Curry e Webster, 1998). Assim, é possível apontar uma série de processos em regiões tropicais que modificam a estratificação e o conteúdo de calor no oceano que podem ser diagnosticados por esses parâmetros.

Os oceanos dos trópicos geram diversos sistemas meteorológicos que influenciam o continente adjacente (Yoon e Zeng, 2010). As baixas salinidades associadas à precipitação e à descarga fluvial favorecem a formação da camada barreira nos trópicos. Isso ocasiona temperaturas mais elevadas ao isolar a profundidade superficial, aumentando o OHC (Grotsky *et al.*, 2020). Essas plumas de baixa salinidade modificam a interação

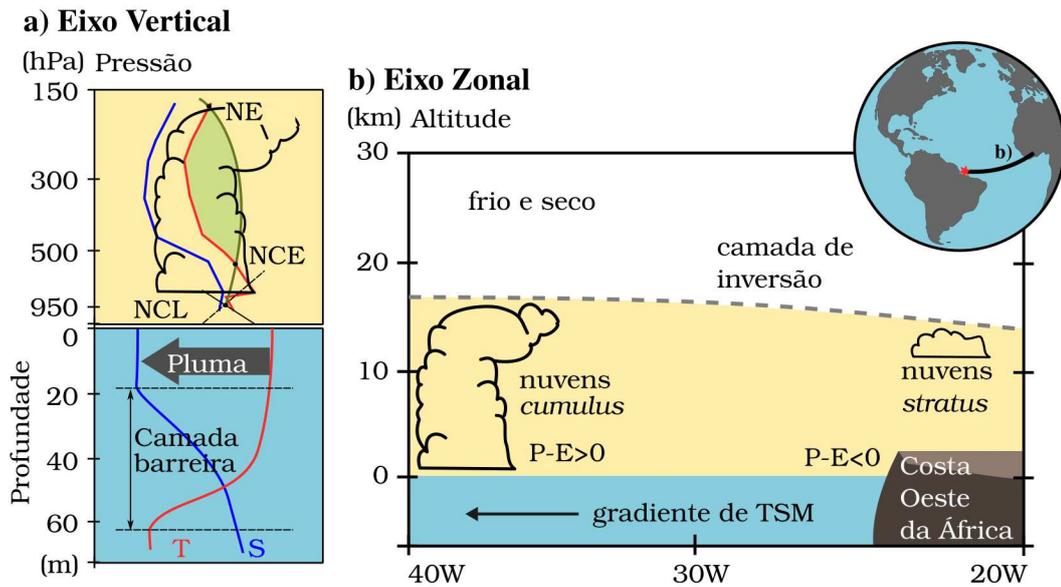
ar-mar, favorecendo a formação de sistemas tropicais (Foltz *et al.*, 2003). Dessa forma, os reflexos na troposfera e sua convecção são tratados a seguir, considerando os fatores de estabilidade da atmosfera.

### 1.1.2 Estabilidade da atmosfera

A estabilidade apresenta uma importância particular para o oceano e para a atmosfera, entretanto, em ambos está ligada a movimentos convectivos (Curry e Webster, 1998). O contraste ocorre pelo fato de movimentos convectivos no oceano ocorrerem pelo aumento da densidade, causando subsidência de massas d'água. Já na atmosfera, a convecção ocorre pelo aquecimento do ar em superfície, gerando nuvens *cumulus* (Houze Jr, 2014). Nos dois fluidos, a convecção é um processo de transporte vertical de calor, *momentum*, salinidade e umidade, cuja consequência final é reduzir a instabilidade. A Figura 1.3 apresenta a interação da convecção atmosférica com a estratificação do oceano, tomando como exemplo o oceano Atlântico e seu padrão de cobertura de nuvens.

O perfil vertical da Figura 1.3 no quadro a) inclui parâmetros de estratificação já discutidos na seção anterior; agora será considerado o efeito sobre a convecção na troposfera, que gera diferentes tipos de cobertura de nuvens. A temperatura da superfície do mar (TSM) aquece o ar em superfície e, a partir de outros processos, define o perfil de temperatura do ar com a altitude (linha vermelha). Uma inversão de temperatura marca a base da nuvem, junto com o Nível de Condensação por Levantamento (NCL). O NCL é a altitude em que a curva de razão de mistura saturada, partindo da temperatura de ponto de orvalho (linha azul), intercepta a curva adiabática seca que parte da temperatura em superfície (Tsonis, 2002). O NCL representa uma barreira à ascensão do ar quente, de forma que um mecanismo externo (dinâmico ou termodinâmico) deve gerar o gatilho para ultrapassar esse nível.

O movimento de subida da parcela de ar muda a sua temperatura de acordo com o *lapse rate* adiabático saturado. Quando a temperatura da parcela, seguindo essa curva (linha verde do Quadro a) da Figura 1.3), fica mais quente do que a temperatura ambiente (linha vermelha), o ar passa a subir livremente, marcando assim o Nível de Condensação Espontânea (NCE). Acima do NCE, a convecção se acelera com o



**Figura 1.3:** Representação da estrutura de nuvens em função de diferentes condições de estratificação do oceano. O quadro a) apresenta o perfil vertical do oceano e da atmosfera, exibindo a estratificação do oceano e o perfil termodinâmico da atmosfera de uma nuvem *cumulus*. O quadro b) apresenta uma seção vertical para o eixo zonal ao longo do Atlântico Tropical, representando o efeito do gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre a estrutura de nuvens. P: Precipitação, E: Evaporação, NCL: Nível de condensação por levantamento, NCE: nível de condensação espontânea, NE: nível de equilíbrio. (Figura do autor)

ganho de empuxo positivo, determinando a intensidade da ascensão e altura da nuvem *cumulus*. Na altitude em que a parcela torna-se mais fria novamente, marca o Nível de Equilíbrio (NE), que está próximo da tropopausa em função do forte gradiente da estratosfera. Em função disso, o topo da nuvem se restringe à altitude do NE (Tsonis, 2002).

Portanto, a estabilidade da atmosfera depende dos fatores apresentados acima, sendo que essas condições podem ser geradas por movimento vertical forçado ou por aquecimento diferencial da camada inferior da troposfera. A área hachurada em verde, no quadro a) da Figura 1.3, representa a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), que estima a quantidade de energia disponível para o empuxo, estando ligada aos processos de liberação de calor latente com a condensação da água (Iribarne e Godson, 1981). Como outros mecanismos também atuam sobre a intensidade da convecção, parâmetros que estimam a contribuição de fatores dinâmicos e termodi-

nâmicos sobre o perfil de temperatura e umidade são desenvolvidos para diferentes aplicações (Curry e Webster, 1998 e Gálvez e Davison, 2016).

Acompanhando agora o quadro b) da Figura 1.3, será considerado o efeito do aquecimento do oceano na desestabilização da troposfera. O Oceano Atlântico Tropical Oeste tem uma TSM mais elevada do que a contraparte Leste devido à ressurgência ao largo do continente Africano. Em função disso, a troposfera é mais estável a Leste e confina a convecção ao tipo mais raso de nuvens *stratus*. Enquanto o Atlântico Oeste, onde circulam também as correntes de borda oeste e a camada do oceano é mais quente e estratificada, apresenta uma troposfera mais instável. Essa instabilidade ocasiona o desenvolvimento de nuvens *cumulus* mais profundas. Essa convecção profunda posteriormente pode ser organizada por processos sobre o continente e formar sistemas que causam a precipitação. A próxima seção apresenta uma breve descrição dos mecanismos que podem organizar essa convecção, aqui tratados como heterogeneidades que agem como "gatilhos" para sistemas atmosféricos nos trópicos.

### 1.1.3 Heterogeneidades nos trópicos

Os mecanismos e gatilhos de convecção que envolvem a influência do oceano são muito bem estudados na fronteira do mar e do continente. Isso ocorre justamente pelo fato do contraste entre o oceano e o continente gerar instabilidades que se desenvolvem e migram continente adentro (Liu, Liu, e Tissot, 2019). Nos trópicos, o ciclo diurno e o mecanismo de formação da brisa marinha recebem atenção em virtude dos sistemas de mesoescalas que eles podem iniciar. Esses sistemas de mesoescala podem incluir linhas de instabilidade e outros sistemas originados de aglomerados de nuvens. Entretanto, mecanismos em escalas maiores também ocorrem, como por exemplo, as linhas de instabilidade do continente Africano, que se acoplam com o sistema de monção e geram sistemas que podem durar até 48 horas.

Esses contrastes entre o oceano e o continente representam uma heterogeneidade superficial muito relevante para a dinâmica das regiões tropicais. Entretanto, longe da borda dos continentes, os oceanos também apresentam heterogeneidades superficiais que funcionam como gatilhos para a convecção sobre os oceanos (Mejía *et al.*, 2021). De fato, diferentes das regiões subtropicais, o contraste entre massas d'água na faixa

tropical é muito menos intenso. Desta forma, os movimentos ondulatórios na atmosfera e a estratificação do oceano, acabam exercendo o papel de heterogeneidades que favorecem a convecção.

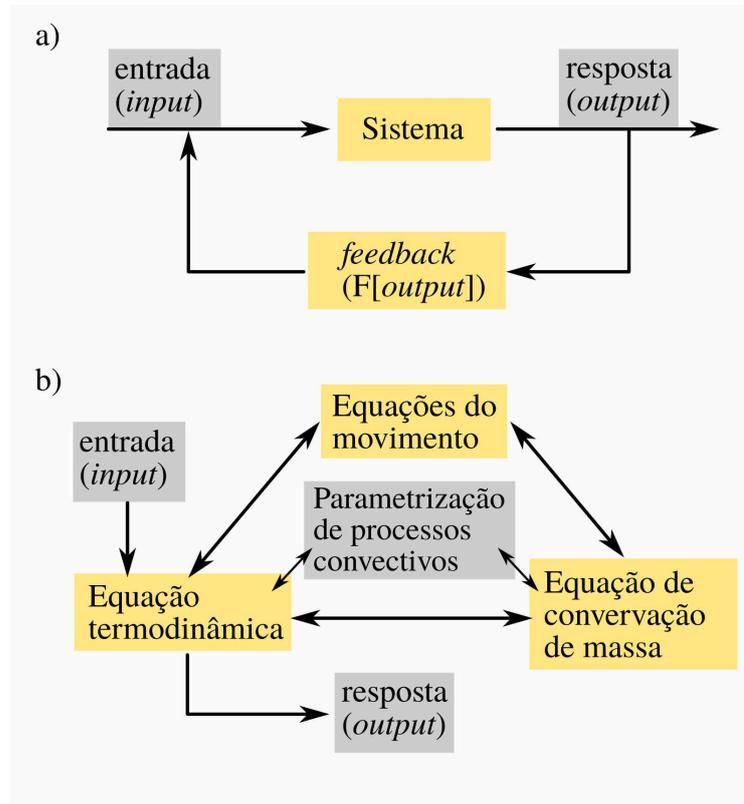
Ao longo do Oceano Atlântico Tropical, os movimentos ondulatórios ocorrem na escala sinótica, associados aos distúrbios que se originam no continente Africano. Esses distúrbios ocorrem em função do intenso contraste térmico entre a água do mar e a área do deserto do Saara (Aguedjou *et al.*, 2023). Esse contraste gera distúrbios ondulatórios de leste que podem ocasionar a formação de ciclones tropicais e precipitação no nordeste do Brasil. Desta forma, esses distúrbios formados em regiões remotas podem ocasionar eventos de precipitação sobre áreas oceânicas, que usualmente não contam com os mesmos mecanismos de áreas continentais (Lewis *et al.*, 2019).

Considerando heterogeneidades de temperatura no oceano, estas podem se manifestar de forma menos evidente, estando mais associadas à sua estrutura vertical. De fato, a intensidade de sistemas como ciclones está não apenas sujeita à temperatura em superfície, mas ao conteúdo de calor da camada de mistura ou camada barreira (Rudzin, Shay, e de la Cruz, 2019). Considerando eventos de escala sinótica, o conteúdo de calor oceânico pode apresentar anomalias positivas associadas a uma camada de baixa salinidade. A presença de uma camada de baixa salinidade gera uma camada barreira que é responsável por impedir a mistura com a água mais fria do fundo. Dessa forma, o fluxo de entalpia, isto é, a soma do calor latente e sensível entre o oceano e a atmosfera, é intensificado. Isso ocasiona uma maior fonte de energia para ciclones tropicais que podem se intensificar e manter mais energia se deslocarem para dentro do continente (Rudzin *et al.*, 2020).

## 1.2 Ar-mar-continente: Vetores de *Feedback*

A atmosfera e o oceano, assim como a superfície terrestre, possuem componentes que estão conectados por processos físicos que se regulam entre si. Um sistema de *feedback* representa justamente a interação desses ambientes mediada por diferentes vetores. Aqui, o termo vetor (*driver/driving mechanism*) é usado para designar estímulos que são também dependentes da resposta (*output*) de processos físicos e termodinâmicos

(DiStefano, Stubberud, e Williams, 1997). A Figura 1.4 ilustra uma esquematização geral para um sistema de *feedback*. Para estudos regionais, essa definição é útil para se planejar a análise de processos complexos, como sistemas convectivos, já discutidos nas seções anteriores.



**Figura 1.4:** (a) Representação de *feedback* atuando sobre um sistema a partir de uma entrada contendo uma amplificação/redução em função da resposta de saída do sistema. (b) Exemplo de *feedback* dentro de um esquema de parametrização de convecção, deixando explícito como a convecção dentro de um modelo numérico é afetada por diferentes mecanismos dinâmicos e termodinâmicos.

O quadro (a) da Figura 1.4 destaca como o mecanismo de *feedback* é dependente da resposta do sistema (*output*). O sistema pode ser interpretado por uma família de variáveis relacionadas com os parâmetros de entrada (*input*). Quando o sinal  $F(output)$  amplifica a entrada de referência, ocorre um *feedback* positivo, e quando o sinal é reduzido temos um *feedback* negativo. Considerando os oceanos e a atmosfera, diferentes variáveis e processos podem ser enquadrados em um desses elementos de *feedback*. Exemplos de sistemas climáticos e sua representação analítica podem ser consultados em Curry e Webster (1998) ou Hansen *et al.* (1984).

Em função dessa relação entre o *feedback* e o sinal de entrada, quando desejamos estudar um sistema a partir de experimentos numéricos, é necessário ter obrigatoriamente três cenários: i) uma simulação de referência; ii) uma simulação submetida a uma perturbação externa; e iii) outra simulação submetida à mesma perturbação mas com o *feedback* desabilitado. Com essas três simulações, é possível obter resultados que, uma vez comparados, permitam quantificar a contribuição do mecanismo de *feedback*. Essa quantificação essencialmente lida com análise da razão de ganho do *feedback*.

Do ponto de vista prático, o quadro (b) apresenta uma aplicação de estudo considerando um modelo de convecção. Como parametrizações tratam-se de representações de processos que não podem ser resolvidos na escala da malha computacional, elas dependem de uma série de parâmetros de estado fornecidos por equações do movimento, termodinâmica e balanço de massa (Stephens, 2005). O uso de parametrizações permite identificar, dentro de suas limitações, os mecanismos que exercem controle sobre processos dependentes de *feedback*. Essa quantificação, alternativamente, pode ser explorada por dados observacionais ou de reanálise usando o método de *composite*. Entretanto, não é possível fazer a completa descrição dos mecanismos de *feedback* usando essa abordagem (Zscheischler *et al.*, 2020). Logo, é recomendável sempre considerar a aplicação de experimentos numéricos combinados com observações e dados de reanálise.

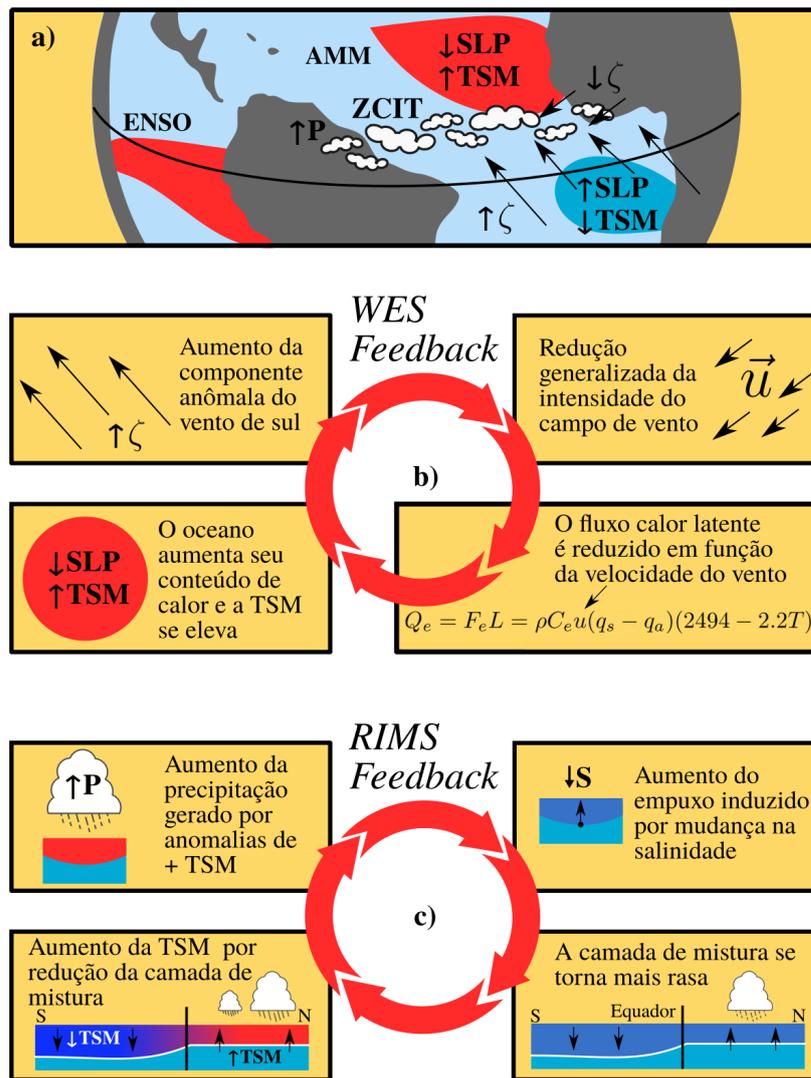
### 1.3 Processos no Oceano Atlântico Tropical

Os principais mecanismos de *feedback* entre o oceano e a atmosfera são o *Feedback* de Bjerknes (relacionado à célula de Walker em resposta a anomalias de TSM) (Dippe, Lübbecke, e Greatbatch, 2019), o *feedback* de vento-evaporação-TSM (WES - *wind-evaporation-SST*) (Karnauskas, 2022), o *feedback* de Ekman (relacionado com a ZCIT e ressurgência de borda leste, (Byrne e Thomas, 2019)) e o *feedback* nuvem-TSM (Chang *et al.*, 2021). Esses diferentes tipos de *feedback* dependem mutuamente de gradientes longitudinais e latitudinais, de forma que se manifestam ao longo de bacias oceânicas e inter-hemisférios.

Os *feedbacks* entre o Oceano Atlântico e a atmosfera são menos intensos em comparação com o Oceano Pacífico Tropical, essa diferença ocorre pelas características da bacia do Atlântico (Dippe, Lübbecke, e Greatbatch, 2019 e Webster, 2020). A ZCIT no Atlântico ocupa uma posição mais ao norte do Equador, reduzindo a possibilidade de um *feedback* positivo mais prolongado no hemisfério sul (Kataoka *et al.*, 2019). No oceano, a variabilidade da termoclina e da ressurgência equatorial é dominada pelo ciclo sazonal, o qual reduz o *feedback* positivo entre o vento e a termoclina, inibindo o aquecimento anômalo da TSM tão intenso quanto o causado pelo El Niño Oscilação Sul (ENSO). Por fim, o *feedback* positivo WES é favorecido pela ZCIT que ocupa toda a extensão da bacia do Atlântico. Isso faz com que o WES reduza o sinal do *feedback* de Bjerknes. Entretanto, o Atlântico Tropical também está sujeito a teleconexões com os modos de variabilidade do ENSO, somando mais sinais climáticos nessa bacia (Behera, 2020).

A Figura 1.5 ilustra os mecanismos de *feedback* que atuam no Oceano Atlântico Tropical. Além da influência do ENSO, o Modo Meridional do Atlântico (AMM) representa uma resposta ao *feedback* WES considerando a interação do estresse do vento ( $\zeta$ ) com a TSM e pressão ao nível do mar (SLP) e seu efeito no fluxo de calor latente ( $Q_e$ ). Uma particularidade ocorre justamente na estratificação do Oceano Atlântico Oeste, conforme apresentado anteriormente na Figura 5.6, condição que favorece uma convecção mais intensa. Dessa forma, o *feedback* WES contribui para uma TSM mais quente e nuvens com desenvolvimento vertical mais pronunciado (Kataoka *et al.*, 2019).

Conforme o quadro superior da Figura 1.5, o AMM é influenciado pelo WES, mas outro processo, recentemente proposto (Kataoka, Suzuki, e Tatebe, 2023), também está associado à camada de mistura: o *feedback rain-induced buoyancy-mixed layer-SST* (RIMS). Conforme a Figura 1.5, existe um *loop* a partir da anomalia de precipitação, que gera uma camada anômala de baixa salinidade em superfície, a qual, por sua vez, altera a profundidade da camada de mistura. Consequentemente, o aprofundamento/redução da camada de mistura esfria/aquece a TSM, fechando o *loop* de intensificação da convecção. O *feedback* RIMS dessa forma inclui um vínculo entre a estabilidade e estratificação (seções anteriores) no Atlântico Tropical Oeste, sendo que



**Figura 1.5:** O quadro a) mostra os mecanismos de *feedback* no Atlântico Tropical e do *feedback* positivo vento-*evaporação*-TSM (WES) e *feedback* *rain-induced buoyancy-mixed layer-SST* (RIMS). Os quadro b) e c) descrevem o *loop* dos dois *feedbacks* (Figura do autor).

Kataoka, Suzuki, e Tatebe (2023) identificou o RIMS como um *feedback* essencial para a variabilidade da camada de mistura. Esses mecanismos de grande escala definem assim as condições que controlam a intensidade da precipitação ao longo do Leste da Amazônia, agora passa-se a considerar fatores locais e adjacentes a essa região.

## 1.4 Linhas de Instabilidade no Leste da Amazônia e condições locais

Padrões de variabilidade do oceano exercem diferentes respostas no regime de precipitação nas áreas da Amazônia, das quais, o Leste da Amazônia pertence. Wang *et al.* (2018) identificou que a intensificação da chuva no Leste da Amazônia se deve principalmente à chuva convectiva local, sendo distinta da Bacia Amazônica (oeste). A influência da ZCIT nessa região também é sensível à dinâmica da camada limite planetária, como reflexo da TSM e umidade (Byrne e Thomas, 2019). A transição entre o oceano e o continente apresenta contrastes de temperatura, umidade e velocidade do vento em baixos níveis da troposfera que atuam como gatilhos para sistemas convectivos de mesoescala (Back e Bretherton, 2009). Ao longo da zona costeira, o padrão de escoamento sinótico gera convergência que favorece a formação de sistemas convectivos de mesoescala. Isso torna o Leste da Amazônia e seus sistemas, uma região ideal para estudos de *feedback* ar-mar.

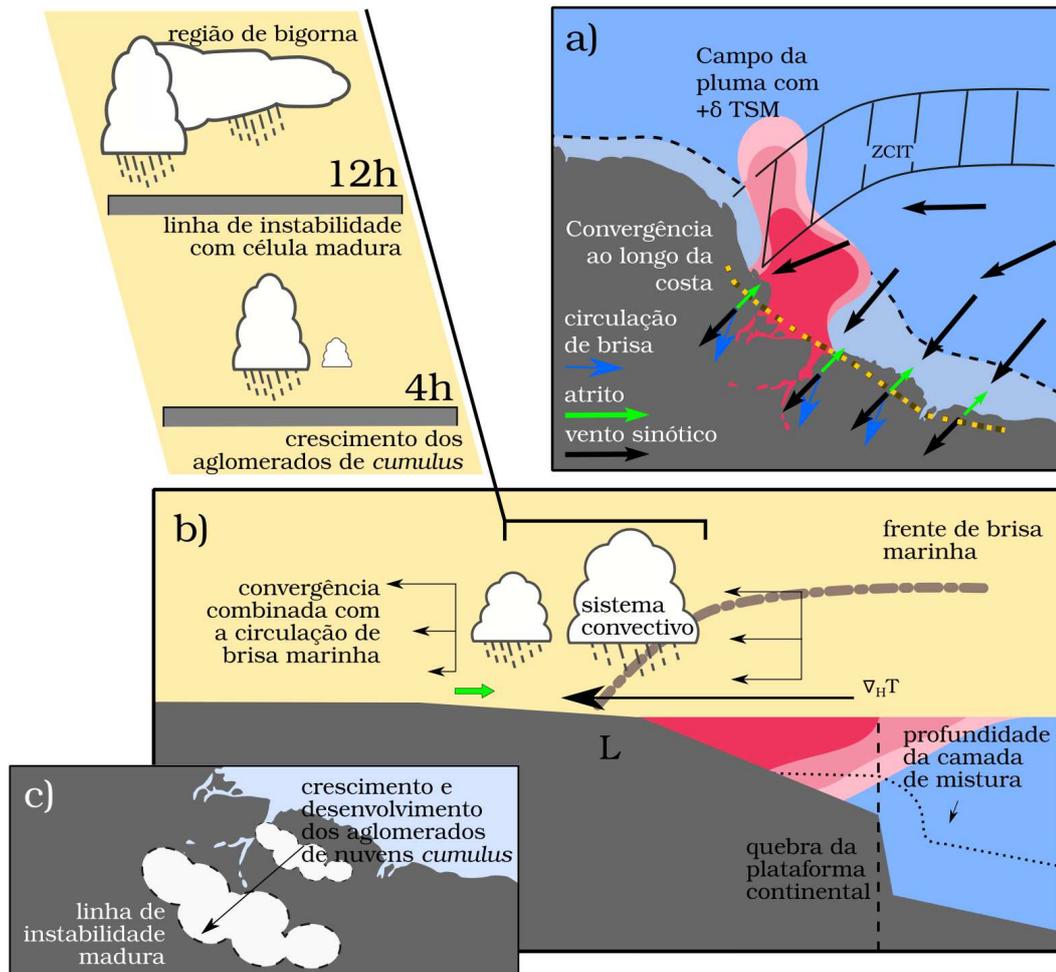
No Leste da Amazônia, um sistema convectivo de mesoescala que se destaca são as Linhas de Instabilidade (LI). As LI são um sistema de mesoescala que se formam a partir dos aglomerados de nuvens *cumulus*. As LI são definidas como padrões convectivos que formam bandas lineares da ordem de 1400 km de comprimento e 170 km de largura (Cavalcanti, 1982 e Cohen, Silva Dias, e Nobre, 1995). Sua característica no Leste da Amazônia também inclui uma orientação seguindo a linha da costa, que se formam preferencialmente ao final do dia (Cohen *et al.*, 2009)

Os mecanismos fundamentais para a formação de LI são: i) aquecimento radiativo diferencial noturno, ii) o gradiente de temperatura entre o mar e o continente (ciclo diurno), iii) circulação de brisa marinha, iv) fontes de calor tropicais e a entrada de ondas de leste. A interação desses processos é determinante para a gênese, organização e intensificação das LI (Alcântara, 2010). Adicionalmente, o contraste de temperatura entre o oceano e o continente apresenta uma componente ligada à TSM. Na Plataforma Continental Amazônica, a Pluma do Rio Amazonas favorece uma TSM mais quente (Lima e Alcântara, 2017), exigindo assim criar uma distinção entre mar de plataforma e oceano exterior.

A presença da Pluma do Rio Amazonas no ambiente de plataforma se torna uma heterogeneidade a ser considerada em estudos de interação ar-mar, uma vez que a estrutura vertical da pluma dita a TSM e conteúdo de calor (Varona *et al.*, 2019), além da sua proximidade do ambiente das LI. Portanto, não somente a TSM influencia as LI, mas também a estratificação do mar e seu conteúdo de calor armazenado na lente de água de baixa salinidade. Existe assim uma variabilidade associada com os ventos alíseos e da ZCIT, atuando como forçantes de larga escala (Tomaziello, Carvalho, e Gandu, 2015 e Lima e Alcântara, 2017), enquanto a estratificação do oceano e plataforma pode atuar ainda como influência local sobre as LI.

As principais características do Leste da Amazônia são destacadas pelos quadros da Figura 1.6, que sumariza os principais resultados de Sousa, Candido, e Satyamurty, 2021. O quadro a) mostra um esquema para a presença da ZCIT e o efeito de transição do campo do vento entre o oceano e a superfície do mar. Os ventos alíseos (vetores pretos) quando entram no continente são afetados pelo atrito (vetores em verde) e perdem intensidade. Sobrepondo-se a circulação de brisa marinha (vetores azuis), a convergência é intensificada na região costeira. O esquema do perfil vertical no quadro b) mostra que a convergência favorece o desenvolvimento vertical das nuvens *cumulus*, que segue continente adentro acompanhando o movimento da frente de brisa marinha, como destacado pelo quadro c).

Quando a brisa marinha organiza a LI, um conjunto de células maduras passa a se locomover para o interior do continente. As características de convecção da LI ao longo desse trajeto são mostradas no destaque do quadro b) da Figura 1.6. O desenvolvimento ocorre em torno das 17-23Z (ou 15-20 no horário local), e após 4 horas da sua formação são marcadas por nuvens *cumulus* e pequenas células em desenvolvimento. Após 12 horas, a célula ganha maturidade e desenvolve também uma bigorna de nuvens *stratiform* (Rickenbach, 2004). As LI costeiras se propagam não mais do que 170 km continente adentro e apresentam estágios de gênese, intensificação, maturação, enfraquecimento, re-intensificação e dissipação. O tempo de vida médio das LI é da ordem de 10 horas em média (Sousa, Candido, e Satyamurty, 2021), e sua frequência está ligada à ZCIT e ao Jato de Baixos Níveis (JBN) que modula o cisalhamento vertical do vento.



**Figura 1.6:** Ilustração da formação e evolução dos sistemas de linhas de instabilidade (LI) ao largo do Leste da Amazônia. O quadro a) mostra a convergência (linha amarela tracejada) associada ao campo de vento dos alísios (vetor em preto) ao longo da costa devido ao atrito (vetor em verde) com a superfície do continente. Ao final da tarde, a formação da brisa marinha (vetor em azul) atua no sentido de organizar a convecção inicial. O quadro b) mostra as condições que favorecem a organização dos aglomerados de nuvens em uma LI. Além da condição prévia de convergência e do contraste de temperatura continente-mar ( $\nabla_b T$ ), a presença de forte cisalhamento vertical do vento também favorece a intensificação da convecção sobre a meso-baixa ( $L$ ). Uma LI pode ter seu ciclo de vida iniciando e se tornar aparente após 4h, e atingir seu estágio maduro após 12h, dissipando na manhã seguinte. Nesse processo a LI pode deslocar-se algumas centenas de quilômetros continente adente, como indicado no quadro c) inferior (Autor).

A presença de um cisalhamento vertical do vento (quadro b) da Figura 1.6) é muito importante para gerar a inclinação das correntes ascendentes nas células de convecção. Isso permite que a precipitação ocorra fora da região de subida do ar, favorecendo a intensificação do gradiente de pressão (Reboita *et al.*, 2010). Se uma

célula produzir precipitação, surgirá uma piscina fria em sua base, que se espalha para longe da área da célula. E ao longo dessa borda fria que as LI formam um corredor linear característico. Em função disso, diversos parâmetros de estabilidade e estratificação poderiam explicar a variabilidade das LI.

A interação oceano-atmosfera é determinante para mediar os balanços de massa e energia entre as escalas temporais e espaciais associadas a fenômenos locais e remotos. Dentro desse escopo, a interação em áreas costeiras ainda apresenta uma complicação adicional, em função do contraste mar-continente. A presente tese abordará a influência da estratificação do oceano sobre a frequência e intensidade da convecção ao longo do Leste da Amazônia. O Capítulo 2 definirá os objetivos da tese, o Capítulo 3 apresentará um resumo dos materiais e métodos dos capítulos de resultados. Os capítulos de resultados (4, 5 e 6) são apresentados no formato de artigos, contendo seções independentes de introdução e metodologia pertinentes aos objetivos específicos que cobrem. Por fim, o Capítulo 7 apresenta a conclusão e recomendação de trabalhos futuros.

## 2 | Objetivos

### 2.1 Objetivo geral

O objetivo geral desta tese é preencher a lacuna de conhecimento que existe sobre o papel da estratificação do ambiente de plataforma continental sobre a convecção ao longo da Costa Leste da Amazônia. As linhas de instabilidade que se formam na costa apresentam uma alta sensibilidade às condições locais e sinóticas que favorecem a convecção. Por esse motivo, ao preencher essa lacuna, faz-se uma contribuição relevante para a previsão e prognóstico de longo prazo desses sistemas, regionalmente importantes.

Atrrelado ao objetivo geral, a justificativa deste trabalho também reside na necessidade de avançar o entendimento dos sistemas de mesoescala que atuam sobre a área de estudo desta tese. Sendo que essa necessidade atualmente reside i) nos diferentes mecanismos de balanço de massa e energia que desempenham um papel importante na entrada de umidade no continente Sul-Americano, conforme exposto nas seções da Introdução; e ii) na relevância para atividades humanas que dependem da segurança provida por melhores previsões de eventos meteorológicos e oceanográficos ao largo da plataforma continental.

A próxima seção apresentará os objetivos específicos desta tese, que por sua vez nortearão os capítulos de resultados. Por sua vez, os capítulos de resultados correspondem à contribuição na forma de artigos.

## 2.2 Objetivos específicos

A Tabela [tabela 2.1](#) mostra os objetivos específicos desta tese e seus produtos correspondentes. Cada um dos objetivos específicos é acompanhado de seus respectivos capítulos e artigos a serem derivados. Adicionalmente, uma breve descrição da contribuição de cada um deles é apresentada abaixo.

**Tabela 2.1:** Objetivos específicos desta tese e seus produtos correspondentes. Em destaque e enumerada, a descrição dos três objetivos específicos. Abaixo, estão discriminados os capítulos da tese e os artigos resultantes de cada objetivo.

---

### Objetivos específicos

---

**1.** Identificar a influência da camada barreira na Plataforma Continental sobre a convecção profunda ao longo da Costa Amazônica

**Capítulo 4** - Influência da Estratificação sobre as Linhas de Instabilidade  
**Artigo 1** - *Influence of sea stratification and troposphere stability over the Coastal Squall Lines of Eastern Amazon*

**2.** Quantificar os efeitos da estratificação sobre a estrutura dos sistemas convectivos costeiros

**Capítulo 5** - Mecanismos de atuação da estratificação a convecção costeira  
**Artigo 2** - *Effect of Ocean Stratification on the Life Cycle of Amazon Coastal Convective Systems*

**3.** Identificar os vetores que atuam no *feedback* entre os sistemas convectivos e a Pluma do Rio Amazonas

**Capítulo 6** - Vetores de interação locais ao largo da Pluma do Amazonas  
**Artigo 3** - *Drivers of interaction between convection and waters of Amazon Plume*

---

O objetivo específico **1** será apresentado no Capítulo 4, sua contribuição é permitir a identificação das condições em que a estratificação da plataforma continental exerce influência sobre a atividade convectiva local. Conforme a discussão a ser desenvolvida no Capítulo 4, essa informação é essencial para identificar as características de como os sistemas de mesoescala são afetados pela interação ar-mar na escala local. Dessa forma, esse objetivo específico fornece subsídios importantes para análises e escolha de parametrizações a serem empregadas em modelos de previsão regional.

Fazendo o vínculo com o anterior, o objetivo específico 2 aprofunda os efeitos da interação ar-mar sobre o ciclo de vida dos sistemas convectivos, uma vez que apresenta como esses sistemas são afetados especificamente pela interferência da estratificação. Esse objetivo será tratado no Capítulo 5, e sua contribuição é justamente identificar a sensibilidade desses sistemas a diferentes condições da estrutura vertical do mar empregando experimentos numéricos.

Por fim, o objetivo específico 3, a ser tratado no Capítulo 6, identifica o *feedback* ar-mar em uma área oceânica, lidando com a resposta quase instantânea da precipitação com a estratificação. Sua contribuição é fundamental para melhorar o entendimento dos sistemas convectivos e incorpora avanços no sentido de obter um prognóstico mais preciso desses sistemas. Este capítulo usará um modelo oceânico acoplado ao modelo atmosférico.

Resumidamente, os objetivos desta tese lidam com questões importantes e pouco exploradas até o momento, uma vez que os estudos nessa região usualmente não consideram a interação entre a estrutura vertical do oceano e da atmosfera de forma conjunta.

## 3 | Material e Métodos

Os capítulos de resultados desta tese apresentam seções próprias de material e métodos para seus objetivos específicos. Portanto, neste capítulo, é feita uma apresentação mais geral sobre os aspectos metodológicos associados ao tema desta tese: interação entre processos atmosféricos com a estrutura vertical do oceano.

### 3.1 Identificação de mecanismos de interação ar-mar

Esta tese se divide em três capítulos que fazem uso de abordagens de análises de produtos de reanálise e experimentos com simulações numéricas. Essas abordagens, ao serem combinadas, apresentam três pontos fundamentais para descrever processos de interação ar-mar:

- Permitem identificar parâmetros-chave da atmosfera e oceano ao caracterizar eventos pretéritos;
- Possibilitam reproduzir cenários sob condições controladas, isolando as variáveis dos processos observados; e
- Complementam entre si aspectos que não são totalmente cobertos pela rede de observação disponível e capacidade dos modelos numéricos.

Esses pontos se devem à natureza de cada abordagem e suas limitações implícitas para identificar respostas nos processos de interação ar-mar (Curry e Webster, 1998). No caso dos produtos de reanálise usados nesta tese, as variáveis representam o resultado final do processamento e assimilação de observações submetidas a prognósticos com modelos globais. Em virtude disso, o sinal de alta frequência de eventos mais espacialmente restritos (na escala mesoescala oceânica e atmosférica) é fortemente atenuado. Essa limitação fica mais acentuada em regiões sujeitas a gradientes especiais, como frentes oceânicas e topografias acentuadas. Em função disso, os dados de reanálises serão usados para estimar parâmetros ambientais de estabilidade e estratificação associados à variabilidade do processo convectivo.

O uso de modelos numéricos está limitado pelas suas capacidades de reproduzir as características do processo de interesse. Os processos podem exigir grande capacidade computacional ou não ser explicitamente resolvidos por métodos numéricos, exigindo assim o uso de parametrizações. Parametrizações representam esquemas que reproduzem processos subgrade e efeitos sobre os campos das variáveis independentes (Plant e Yano, 2015). Aspectos chave envolvem balanço de energia e de massa em áreas de forte contraste horizontal, que usualmente representam heterogeneidades que agem como gatilhos para convecção, por exemplo. Para lidar com este aspecto, diferentes configurações do modelo atmosférico são empregadas, a fim de analisar a sensibilidade do processo de convecção representado no modelo usado nesta tese.

Os principais esquemas de parametrização em modelos atmosféricos regionais são de microfísica, de nuvens *cumulus*, física de superfície, de balanço de radiação e de camada limite planetária. Alguns modelos também apresentam esquemas de parametrização que incluem processos oceânicos, como a consideração da profundidade da camada de mistura. Além de suas características individuais, a interação entre os esquemas de parametrização também é de fundamental importância para configurar modelos de *hindcast* ou *forecast*. Nesta tese, optou-se pelo uso de experimentos de *hindcast* aplicado a um estudo de caso no Leste da Amazônia. Mesmo estando fora do objetivo desta tese, futuramente tem-se o interesse em criar um sistema de *forecast* operacional. Essa intenção, por sua vez, é usada como critério para estimar um custo computacional ótimo, levando em conta o tamanho da grade do modelo.

Tratando-se de simulações que apresentam regiões influenciadas por áreas oceânicas, atenção especial é dada à interação do modelo oceânico com os esquemas de parametrização de nuvens *cumulus* e de camada limite planetária (Zhang, Wang, e Hamilton, 2011). A parametrização de nuvens não apenas fornece como resultado o campo de volume de precipitação (ou diferentes tipos de convecção), mas também modifica a liberação de calor latente, umidade e fluxo vertical de *momentum* em diferentes níveis da troposfera (Park e Bretherton, 2009). Consequentemente, a parametrização das nuvens influencia o perfil de temperatura, e o transporte de massa e umidade em diferentes níveis da troposfera modifica o tamanho da camada limite planetária (Gentine *et al.*, 2019). Em função disso, o campo de temperatura do oceano tem grande

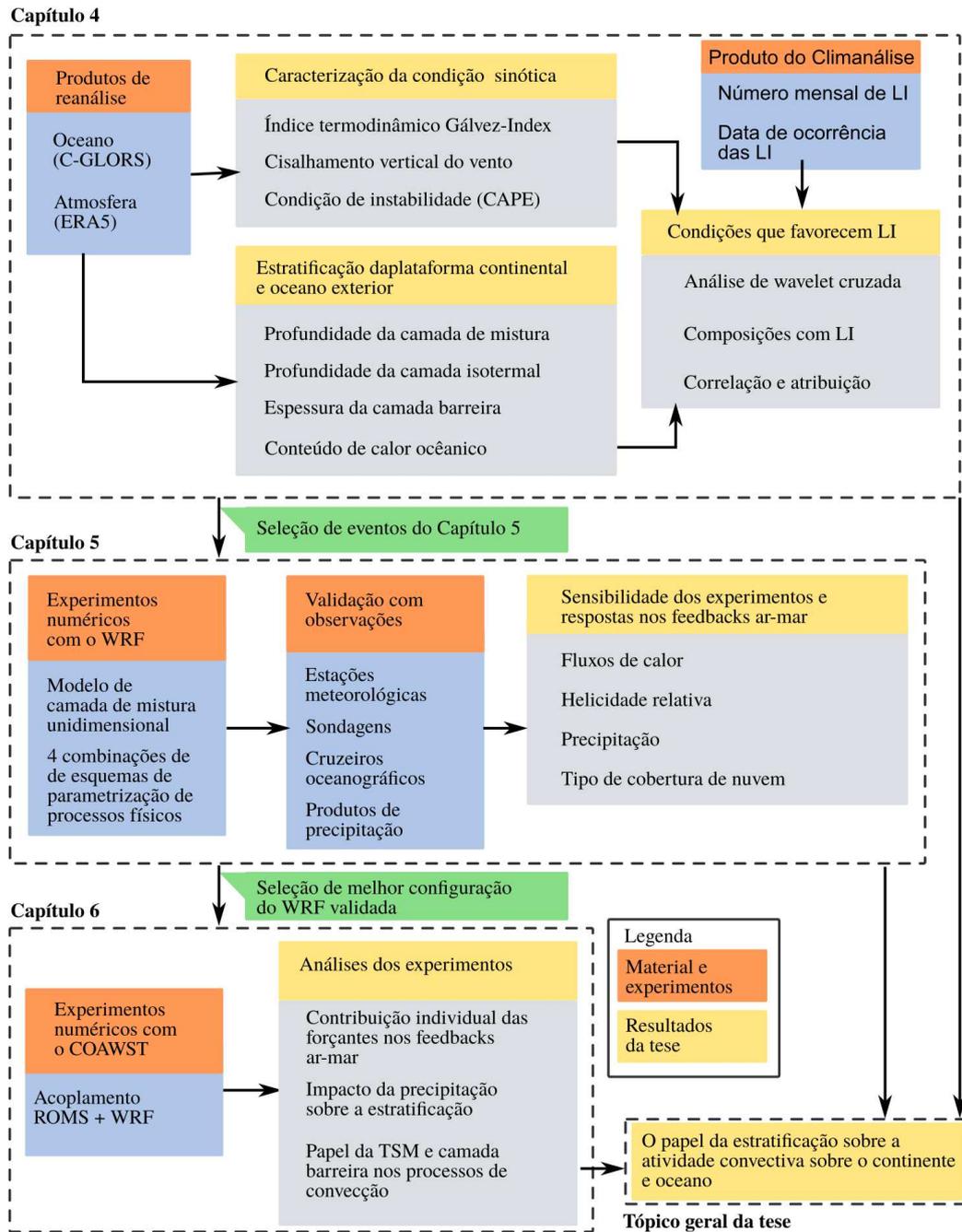
influência nessas atmosferas, conferindo sensibilidade nos parâmetros associados com a convecção e precipitação.

Considerando o papel do modelo oceânico, quando acoplado ao modelo atmosférico, permite incluir o papel dos termos advectivos. Permitindo assim resolver de forma mais realista o balanço de calor na profundidade da camada de mistura (MLD) que está interagindo com o modelo atmosférico (Warner *et al.*, 2008, 2010). Portanto, o acoplamento entre um modelo oceânico e atmosférico permite analisar e isolar parâmetros que afetam a interação ar-mar, ao passo que considera a evolução vertical de ambas camadas (camada de mistura oceânica e baixa troposfera). Nessa tese, essas considerações são empregadas nos estudos de caso, incluindo a interação com opções de estratificação do oceano e modelo acoplado.

## 3.2 Fluxograma da Tese

A Figura 3.1 apresenta o fluxograma geral de materiais e métodos associados com os resultados dos Capítulos 4, 5 e 6. Cada capítulo apresenta uma seção própria onde maiores detalhes e notação são fornecidos. Neste fluxograma o destaque é dado ao vínculo entre os artigos individuais entre si e o objetivo geral dessa tese. Cada capítulo cobre objetivos específicos da tese, seus resultados são integrados sobre o objetivo geral: o impacto da estratificação sobre a convecção no Leste da Amazônia.

O Capítulo 4, **Influência da Estratificação sobre as Linhas de Instabilidade** explora um conjunto de dados do oceano e a da atmosfera de diferentes produtos de reanálise para identificar as condições de estratificação do mar e estabilidade da troposfera favoráveis à ocorrência de linhas de instabilidade (LI). Um conjunto de parâmetros minimalistas foram selecionados para caracterizar a estratificação do mar e a instabilidade da troposfera. As séries temporais desses parâmetros serão submetidos a análise de ondaleta cruzada com série histórica de ocorrência mensal de LI. Os períodos de maior correlação identificados pelas ondaletas cruzadas serão usadas em conjunto com análise de composição para verificar os parâmetros mais relevantes. Duas métricas adicionais são empregadas na etapa de composição, referentes razão entre as funções de probabilidade e atribuição das métricas sobre a frequência das LI.



**Figura 3.1:** Fluxograma de análise e resultados de cada capítulo, com indicação do vínculo entre os capítulos e a sua contribuição ao tema principal da tese.

Os resultados do Capítulo 4 estabelecem um vínculo com o Capítulo 5, **Efeitos da estratificação sobre a convecção costeira**, uma vez que identificou padrões sinóticos associados com a formação das LI. O Capítulo 5 por sua vez analisa os mecanismos físicos e termodinâmicos isolando diferentes condições de estratificação. Essas condições foram impostas usando experimentos numéricos com um esquema de camada de mistura oceânica unidimensional (OMLD). Considerando ainda, a sensibilidade associada com diferentes esquemas de parametrização de processos subgrade, simulações com configurações distintas também são conduzidas. A principal distinção nessas simulações ocorre na escolha de esquemas de parametrização de nuvens *cumulus*. Seu destaque reside no *feedback* ar-mar, pois a parametrização *cumulus* fecha o balanço dos fluxos com os demais processos físicos parametrizados.

Os experimentos numéricos do Capítulo 5 apresentam uma limitação ao não incluir regionalização da camada de mistura oceânica. Além disso, o *feedback* ar-mar para ser completamente analisado, deve incluir também o perfil de salinidade e os mecanismos de mistura e advecção. Essa questão é analisada no Capítulo 6, **Vetores de interação locais ao largo da Pluma do Amazonas**, a partir do uso de um modelo oceânico acoplado ao modelo atmosférico. O Capítulo 5 estabelece um vínculo com o Capítulo 6 ao identificar a complexa interação dos esquemas de parametrização com a estratificação abrangendo dessa vez um campo fornecido por um modelo oceânico. O estudo de caso do Capítulo 6 é um caso de precipitação em área oceânica influenciada pela presença da Pluma do Rio Amazonas. O experimento numérico busca especificamente analisar o *feedback* ar-mar isolando um evento convectivo por diferentes experimentos numéricos. Neste caso, um conjunto de experimentos numéricos é mais apropriado, ao invés de um *ensemble*.

Portanto, os três capítulos empregaram métodos e materiais para analisar diferentes aspectos da interação oceano-atmosfera sobre o Leste da Amazônia relacionados com a estratificação do oceano. As respectivas seções de material e métodos dos próximos capítulos apresentam por completo os conjuntos de dados, configuração dos experimentos numéricos e análises conduzidas.

# 4 | Influência da Estratificação sobre as Linhas de Instabilidade

## 4.1 Introdução

O desenvolvimento da circulação de brisa marinha ao longo da costa do Leste da Amazônia é o principal gatilho para a formação das linhas de instabilidade (LI) (Cohen, Silva Dias, e Nobre, 1995 e Wanzeler *et al.*, 2020). A brisa marinha está relacionada com o ciclo diurno sobre o continente, que gera o contraste térmico com a temperatura mais estável da superfície do mar (Sousa, Candido, e Satyamurty, 2021). Entretanto, a circulação de brisa marinha é capaz apenas de organizar a convecção, devendo se estabelecer condições da baixa troposfera favoráveis para a formação da convecção profunda, das quais devem criar instabilidade nos baixos níveis da troposfera (Itterly e Taylor, 2017 e Wei e Pu, 2022).

Na baixa troposfera a umidade do ar, temperatura e cisalhamento vertical do vento também são determinantes (Westermayer *et al.*, 2017). Consequentemente, essas condições acabam sendo estabelecidas pela atuação de sistemas sinóticos que atuam no Leste da Amazônia. Esses sistemas incluem a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e o Jato de Baixos Níveis (JBN), que são as principais feições que regulam a intensidade da estação seca e chuvosa (Alcântara *et al.*, 2011) na região. No que diz respeito ao papel do oceano sobre esses sistemas, os modos de variabilidade do Oceano Atlântico e Oceano Pacífico são atribuídos como principais vetores a influenciarem o clima regional. Entretanto, esses modos de variabilidade representam uma influência de processos de grande escala (Jahfer, Vinayachandran, e Nanjundiah, 2020), sendo necessário também considerar processos locais.

No Oceano Atlântico Tropical Oeste, a estratificação é uma condição fundamental para compreender o papel dos processos regionais, incluindo além disso, o papel da interação ar-mar com a dinâmica das LI. A estratificação do mar é caracterizada

pela profundidade da camada de mistura (MLD - *mixed layer depth*), pela camada isoterma (ILD - *isothermal layer depth*) e pela espessura da camada barreira (BLT - *barrier layer thickness*). A BLT é um intervalo de profundidade que separa a base da MLD da base ILD (Sprintall e Tomczak, 1992). Segundo Saha, Serra, e Stammer (2021), a camada barreira ao largo do Oceano Atlântico Oeste é controlada pelo transporte das águas da Pluma do Amazonas e pela precipitação relacionada com a ZCIT. Considerando ainda o ambiente da Plataforma Amazônica, a sua estrutura vertical é controlada pelo volume da água do Rio Amazonas que ocupa a plataforma (Durand *et al.*, 2022 e Gévaudan, Durand, e Jouanno, 2022). Dessa forma, a atmosfera encontra duas áreas de descontinuidade no mar, a estratificação do ambiente de plataforma e a estratificação do oceano exterior.

Como a dinâmica da BLT é determinada pelo campo de salinidade e temperatura da coluna d'água (Rudzin, Shay, e de la Cruz, 2019), os seus mecanismos de formação podem identificar outros processos de escala regional relacionados com a formação das LI. Esses processos podem ser separados em duas categorias: regional, estando relacionado com a estratificação superficial do oceano; e local, relacionada com a variabilidade da estrutura vertical da plataforma. Essa separação conseqüentemente, inclui a área da Pluma do Rio Amazonas, cuja estratificação na camada superficial varia ao longo da sua trajetória (Coles *et al.*, 2013).

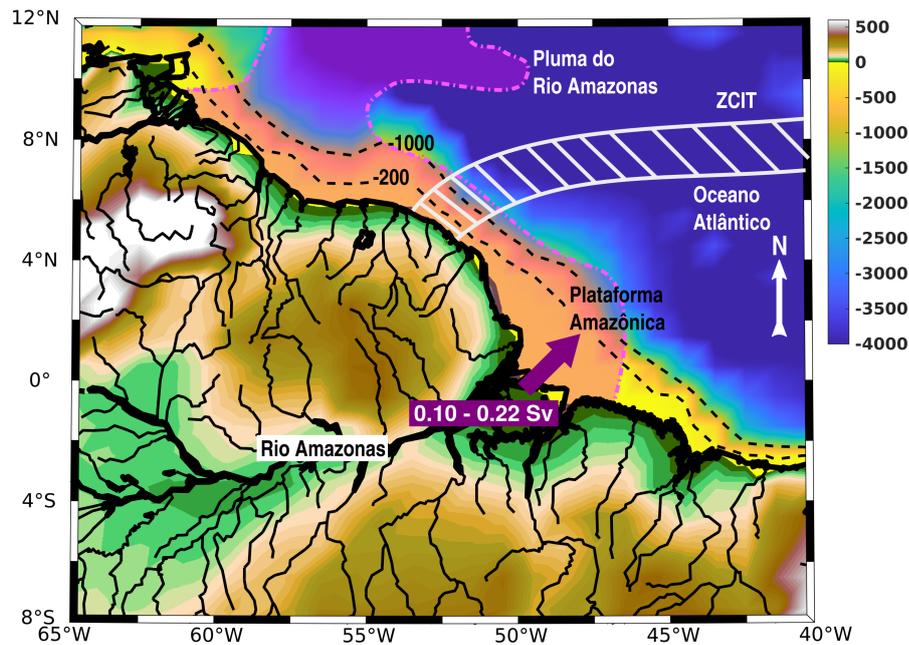
A variação da MLD e BLT impõe diferentes capacidades à camada superficial do oceano em armazenar calor, estabelecendo um importante vetor de *feedback* ar-mar (Rudzin *et al.*, 2020). Um desafio nesta perspectiva é a dificuldade de separar o sinal regional da influência remota (Good *et al.*, 2020). Por exemplo, Park e Nam (2017) identificaram que o conteúdo de calor oceânico (OHC - *ocean heat content*) era responsável por modular a precipitação de inverno na costa da Coreia. Essa modulação ocorria pelo efeito da temperatura da superfície do mar (TSM) sobre a estabilidade da troposfera e sua circulação. Considerando a precipitação mais interior do continente, (Nageswararao *et al.*, 2015) também encontrou uma forte resposta nas tempestades de inverno no Nordeste da Índia. Estudos considerando efeitos especificamente sobre LI, são muito mais escassos.

A dinâmica ar-mar local recebe menos atenção do que processos sinóticos ou de maior escala. Por exemplo, Silva *et al.* (2017) encontrou uma correlação positiva entre TSM com a climatologia das LI, entretanto o autor não considerou a estrutura vertical do oceano em detalhes para identificar outros vetores sobre o ambiente de formação das LI. A divergência do vento em baixos (800 *hPa*) e altos (200 *hPa*) níveis já foi identificada como um fator capaz de intensificar a brisa marinha, favoráveis à formação das LI (Wanzeler *et al.*, 2020). Mesmo com a caracterização espacial, de formação/dissipação e intensidade das LI, (Sousa, Candido, e Satyamurty, 2021) tais estudos também não abordam diretamente a estrutura vertical do oceano e seu possível papel sobre os sistemas convectivos.

Fica evidenciado a necessidade de estudos que permitam avaliar as condições dinâmicas e termodinâmicas que incluam uma caracterização da estratificação do oceano e do mar de plataforma. Este capítulo trata de analisar o papel da estratificação do oceano e sua relação com as variáveis ambientais favoráveis à formação das LI. São usados, sobretudo, parâmetros de estabilidade da atmosfera e de estratificação do oceano para identificar a sua correlação com eventos de ocorrências de LI entre 1998 e 2014. Assim, o propósito desse capítulo é identificar o impacto da estratificação do oceano superior e das águas da plataforma continental sobre as LI.

#### 4.1.1 Área de Estudo

A área de estudo deste Capítulo diz respeito à região de formação de sistemas convectivos que se formam ao longo da costa do Leste da Amazônia, conforme a Figura 4.1. Essa região inclui o continente com a planície do Rio Amazonas circundada por um gradiente topográfico pouco acentuado. No mar, se caracteriza pelo ambiente da Plataforma Continental Amazônica, com o comprimento máximo situando-se na foz do Rio Amazonas, onde se encontra o campo próximo da sua pluma. Ao longo da foz, a ZCIT migra sazonalmente seguindo o verão hemisférico, causando a mudança no regime de tempo ao longo no ano. A vazão do Rio Amazonas varia entre 0,10 *Sv* e 0,22 *Sv* (Masson e Delecluse, 2001), para o fim da estação seca e estação chuvosa, respectivamente.



**Figura 4.1:** Área de estudo esquematizando as principais feições do continente e da plataforma continental. A seta magenta representa a descarga do Rio Amazonas, valores da tarja indicam vazão na estação seca e chuvosa. A área de estudo compreende ainda os estados do Maranhão, Pará e Amapá, com ocorrência de complexos convectivos de mesoescala e LI variando sazonalmente na nessas regiões.

Heterogeneidades espaciais (orografia, temperatura, salinidade e umidade) representam um gatilho para o mecanismo de convecção, principalmente no sentido de gerar perturbações que causem instabilidade e movimento ascendente do ar (Takahashi e Hayasaka, 2020 e Wei e Pu, 2022). Tanto o ciclo diurno de temperatura, quanto as condições de correntes e massas d'água no mar apresentam diferentes respostas aos modos climáticos, que em grande medida são os principais fatores que modulam a intensidade das estações secas e chuvosas. Nesse ambiente, existe distinção entre diferentes complexos convectivos de mesoescala, entre os quais as LI se encontram. Os complexos convectivos de mesoescala ficam mais ativos entre os meses de outono, inverno e primavera (hemisfério sul) (Nunes *et al.*, 2016) e estão correlacionados as LI, embora essas ocorram em menor número, comparativamente (Sousa, Candido, e Satyamurty, 2021).

## 4.2 Material e Métodos

Estudos que consideram processos oceânicos e atmosféricos apresentam comumente como desvantagem a falta de dados apropriados sobre o fenômeno de interesse. Dessa forma, uma série de conjuntos de dados provenientes de diferentes plataformas observacionais e conjunto de reanálises são empregados para obter estimativas de parâmetros ar-mar de interesse sobre a dinâmica das LI. Nessa seção, são apresentados os materiais e métodos selecionados para obter parâmetros da estratificação do oceano e de estabilidade da troposfera, de modo que permitam ser associados com ocorrências de LI. O Capítulo 3 - Material e Métodos, pode ainda ser consultado para uma descrição dos fundamentos de materiais e métodos usados neste capítulo de resultados.

### 4.2.1 Conjunto de Dados

#### *Dados Oceânicos: C-GLORS*

Os dados oceânicos usados pertencem ao produto de reanálise *Global Ocean Physical Reanalysis System* (C-GLORS), pertencente ao *Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici* (<http://c-glors.cmcc.it/index/index.html>). Este produto consiste em um sistema de assimilação variacional que mescla observações *in-situ* complementares a dados de altímetros (Storto *et al.*, 2011). Esse produto também inclui um passo prognóstico do modelo *Nucleus for European Modelling of the Ocean* (NEMO - <https://www.nemo-ocean.eu/>) acoplado ao modelo de interação oceano-criosfera *LIM2* (<https://www.cmcc.it/models/lim>). O C-GLORS possui a vantagem de incluir um número considerável de variáveis e parâmetros oceânicos, uma extensa validação e uma resolução espacial da ordem de  $1/4^\circ$ , com uma climatologia abrangendo três décadas (Storto, Masina, e Navarra, 2016).

Devido ao seu acoplamento com módulos atmosféricos e da criosfera, esse conjunto de reanálise vem sendo usado por diversos estudos de interação oceano-atmosfera. Considerando o Oceano Atlântico, Yang *et al.* (2016) usou o C-GLORS para identificar vetores de mudanças dos *feedbacks* entre diferentes modos climáticos com a circulação do Atlântico Norte. Em termos de representação da camada superficial do oceano, onde reside o interesse deste Capítulo, o C-GLORS apresenta uma resolução

vertical abaixo de 10m para os primeiros 100m de profundidade. Dessa forma o C-GLORS é apto para representar a variabilidade da estratificação da borda do Oceano Atlântico Oeste (Toyoda *et al.*, 2017).

Aplicações desse produto em bacias oceânicas rasas já foram relatadas por Zhang e von Storch (2017), para o Mar do Sul da China. Os autores encontraram consistência entre o C-GLORS e um modelo regional com dados de altimetria. O C-GLORS apresenta a vantagem de contar com uma maior oferta de dados observacionais. Isto melhora as estimativas em todos os níveis de profundidade devido ao processo de assimilação de dados observacionais (Jia *et al.*, 2016 e Shi *et al.*, 2017). Na região do Oceano Atlântico Oeste, Ribeiro (2017) avaliando diferentes conjuntos de reanálise oceânicas, constatou que a lente de baixa salinidade da Pluma do Rio Amazonas é melhor representada pelo C-GLORS. Com base nesses trabalhos, se justifica a escolha por esse conjunto de dados neste trabalho.

#### ***Dados Atmosféricos: ERA5***

Dados atmosféricos horários foram obtidos do conjunto de reanálise ERA5 do *The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF - (Hersbach *et al.*, 2020)). A característica do ERA5 é a sua maior resolução espacial e temporal, aprimorada em comparação com os produtos antecedentes, sendo aqui usada a mesma do C-GLORS. Considerando a caracterização de sistemas convectivos tropicais, estudos recentes tem explorado o ERA5 para se identificar condições dinâmicas e termodinâmicas favoráveis a formação desses sistemas (Angulo-Umana e Kim, 2023 e Galarneau Jr *et al.*, 2023).

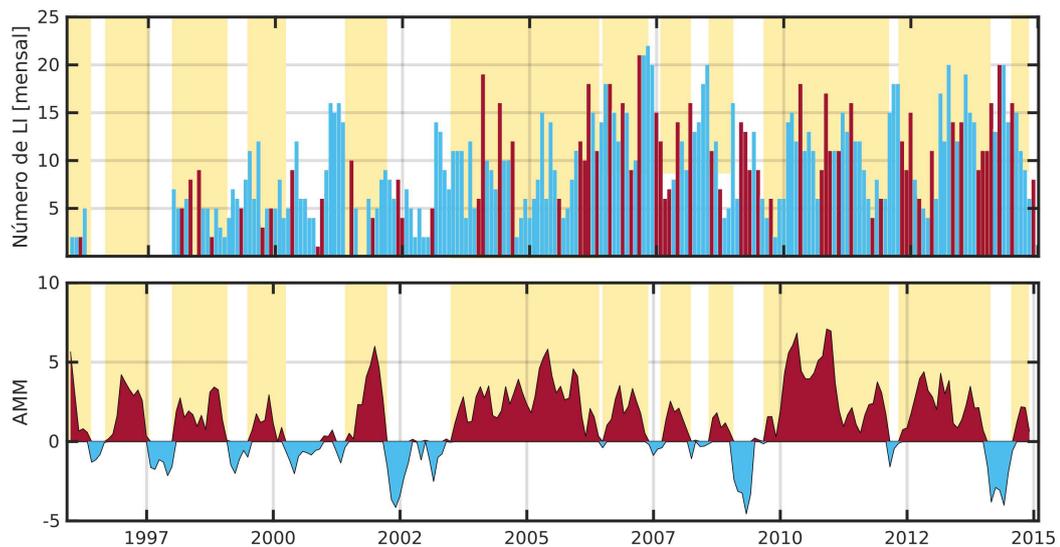
Considerando aplicações na área de estudo desse trabalho, Jury (2023) usou o ERA5 para examinar a atmosfera tropical. O autor investigou a relação entre salinidade e temperatura da superfície do mar da Pluma do Rio Amazonas com interações com a precipitação sobre o oceano. Outros estudos relacionados com a Bacia Amazônica também fizeram uso do ERA5, caracterizando condições sinóticas em diferentes unidades de cobertura florestal e condições de precipitação (Paccini Pena, 2022 e Pohl *et al.*, 2023). Desta forma as variáveis do ERA5 foram selecionadas para caracterizar a troposfera da região de estudo, o Leste da Amazônia.

### *Eventos de formação de linhas de instabilidade*

Os eventos de ocorrência de linhas de instabilidade (LI) foram consultados no Boletim de Monitoramento e Análise Climática (CPTEC/INPE - Climanálise). A consulta ao Boletim foi realizada pelo portal <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/>, onde apresenta relatórios mensais sobre diversos sistemas de tempo atuantes no Brasil entre 1996 e 2014. Os eventos de LI nesses boletins foram identificados de forma subjetiva, usando o método de análise de Cohen, Silva Dias, e Nobre (1989). Esse método se baseia na identificação de temperaturas de brilho dentro dos limites de 162,8 K a 265,8 K para o topo de nuvens. Em função da indisponibilidade de imagens do GOES ao longo de todo o período em diferentes horários, considerou-se apenas a ocorrência ou não das LI, não sendo caracterizado os horários de ocorrência, isto é formação ou dissipação das LI.

Do boletim Climanálise, foram extraídos por consulta e triagem individual, as datas de formação das LI sobre a área de estudo e seu número de ocorrência. Imagens do satélite GOES 10 foram usadas para confirmar as ocorrências listadas no Boletim da Climanálise dentro da área de interesse. Portanto, a informação retida por essa triagem foi a quantidade e a data de ocorrência das LI. Embora não tenha sido realizada objetivamente o registro da intensidade, extensão e área afetada das LI, outros estudos empregando técnicas semi-objetivas já estabelecem o conteúdo do Boletim Climanálise como referências para validação de resultados (Santos, 2004 e Sousa, Candido, e Satyamurty, 2021).

As ocorrências em número mensal são exibidas na Figura 4.2, sobrepondo os índices climáticos *Bi-Monthly Multivariate El Niño/Southern Oscillation* (MEI - <https://psl.noaa.gov/enso/mei/>) e o *Atlantic Meridional Mode* (AMM - <https://psl.noaa.gov/data/timeseries/monthly/AMM/>). Considerando a sobreposição dos índices, fica evidente que a combinação de fases do AMM (negativas e positivas) com períodos de *La Niña* tendem a favorecer as ocorrências de LI. Entretanto mudanças interanuais apresentam pouca associação com os índices MEI e AMM. Considerando essas séries temporais, a próxima subseção apresenta parâmetros regionais e locais candidatos a caracterizar melhor essa variabilidade.



**Figura 4.2:** Número total mensal de eventos de linhas de instabilidade obtidos pela triagem do Boletim Climanálise. O gráfico superior sobrepõe o índice MEI com a cor ciano e bordô, para valores negativos e positivos, respectivamente. O gráfico inferior exhibe o índice AMM, indicando as fases negativas e positivas pela mesma paleta de cor do primeiro gráfico.

#### 4.2.2 Parâmetros de estratificação e instabilidade

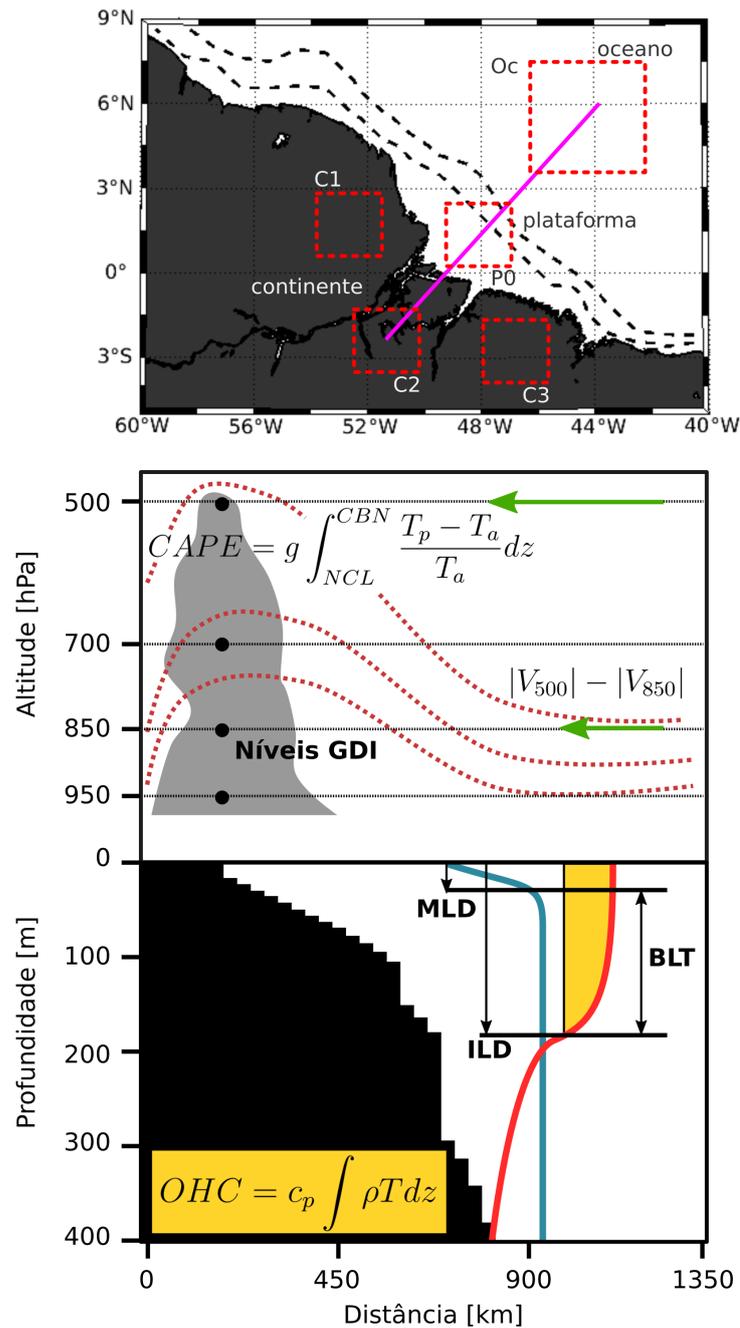
Dados de reanálises não são uma boa escolha para se representar processos de mesoescala, uma vez que excluem as componentes de alta frequência e suavizam gradientes horizontais das variáveis. Entretanto é possível usar parâmetros obtidos de conjuntos de reanálise como indicadores de condições ambientais favoráveis à formação de sistemas de mesoescala, como as LI. O estudo de Westermayer *et al.* (2017) é usado aqui como referência para correlacionar parâmetros de escala sinótica com atividade convectiva de mesoescala. Nesta abordagem a frequência das LI é usada em conjunto com os dados de reanálise para se identificar as condições da instabilidade da troposfera e estratificação do oceano podem favorecer episódios de LI.

A Figura 4.3 exhibe as métricas extraídas em diferentes áreas do continente, plataforma e oceano, dando ênfase à estrutura vertical. No oceano e plataforma, os parâmetros principais são a MLD, ILD e a BLT, com suas respectivas definições descritas na Tabela 4.1. A principal variável a determinar a MLD é a salinidade, como variável da equação do estado para a densidade da água do mar ( $\rho$ ). Nesse sentido a MLD é definida como a profundidade onde a variação de densidade equivale a

uma correspondente variação de temperatura potencial de  $0,2^{\circ}\text{C}/\text{m}$  nas condições locais de temperatura e salinidade. A ILD é definida como a profundidade onde a diferença de temperatura com a superfície seja de  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Por sua vez, a BLT é definida como a diferença entre a ILD e MLD, satisfazendo a condição de que a  $\text{MLD} > \text{ILD}$  (Montégut *et al.*, 2004).

O conteúdo de calor oceânico *OHC* será calculado considerando os níveis da MLD e ILD. O *OHC* integrado até a MLD (*OHC0*) é muito mais sensível aos processos de advecção e mistura turbulenta, associados com a advecção de águas da descarga fluvial e precipitação (Cronin e McPhaden, 2002). Em contrapartida, o *OHC* integrado até a ILD (*OHC1*) corresponde a uma tendência mais estável, associada com a sazonalidade das correntes equatoriais e ciclo sazonal do Atlântico Oeste. O *OHC* em conjunto com a BLT representam quantidades referentes à estratificação que incluem variações da temperatura e salinidade da coluna d'água. Saha, Serra, e Stammer (2021) identificam quatro processos principais associados à formação e decaimento da BLT na área de estudo desse trabalho; i) a advecção horizontal, ii) advecção vertical, iii) estiramento vertical e iv) mistura turbulenta. Esses conjuntos de parâmetros se mostram robustos o suficiente para identificar mudanças de regime no mar, indo além do uso comumente de apenas considerar as condições da superfície do oceano (Dayan *et al.*, 2023).

Os parâmetros da atmosfera foram selecionados também tendo em mente a estrutura de estabilidade. Naturalmente, parâmetros da atmosfera apresentam um forte componente do ciclo diurno que não é bem representada em dados de reanálise. Nesse sentido, foi escolhido o horário de 00UTC para obter os valores, horário que coincide com o pico de atividade das LI, conforme estudo de Sousa, Candido, e Satyamurty (2021). O cisalhamento vertical do vento foi estimado usando os níveis entre 500 e 850 hPa, este parâmetro é usado para avaliar condições dinâmicas favoráveis ao desenvolvimento de convecção profunda.



**Figura 4.3:** Áreas e dimensões verticais do oceano e da atmosfera, das quais os parâmetros de análise foram extraídos. O quadro superior mostra o mapa da área de estudo, destacando as áreas do continente, plataforma e oceano consideradas nas análises (C1, C2, C3, P0 e Oc). O quadro inferior esquematiza os níveis de altitude e profundidade usados para estimar os parâmetros de análise da atmosfera e do oceano. Na atmosfera, destacam-se os níveis dos subíndices do GDI e do cisalhamento do vento. Na superfície, o gradiente entre o continente e o mar. Em profundidade, os níveis da MLD, ILD e BLT em função dos perfis de salinidade e temperatura.

**Tabela 4.1:** Parâmetros de estratificação do oceano e instabilidade da atmosfera.

Parâmetro	Descrição	Formulação	Unidade
GDI	Índice termodinâmico Gálvez-Davison	$CBI + MWI + II + TC$	-
CAPE	Energia convectiva	$g \int_{NCL}^{CBN} \frac{T_p - T_a}{T_a} dz$	$Jkg^{-1}$
$\Delta \vec{V}_z$	Cisalhamento vertical do vento	$ V_{500}  -  V_{850} $	$ms^{-1}$
OHC	Conteúdo de calor oceânico	$c_p \int_{z1}^{z2} \rho(z) T(z) dz$	$Jm^{-2}$
MLD	Profundidade da camada de mistura oceânica	onde $\frac{\Delta \rho}{\Delta z}$ equivale a $\frac{\Delta \theta_{oc}}{\Delta z} = -0,2 \text{ } ^\circ C/m$	$m$
ILD	Espessura da camada isotermal	Profundidade onde $\Delta \theta > 0,5 \text{ } ^\circ C$ em relação à superfície	$m$
BLT	Espessura da camada barreira	$ILD - MLD$	$m$

Como índice de instabilidade termodinâmico, a energia potencial convectiva disponível CAPE (*Convective Available Potential Energy*) é usada em conjunto com o índice Gálvez-Davison (GDI). O valor do CAPE é obtido integrando-se a diferença entre a temperatura da parcela  $T_p$  e a temperatura do ambiente  $T_a$  entre o Nível de Perda por Empuxo (NPE) e o Nível de Convecção Espontânea (NCE). O GDI é um parâmetro termodinâmico constituído por quatro subíndices que caracterizam condições favoráveis para tempestades. Os autores desse índice disponibilizaram um manual de uso em <https://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi/>, e sugere-se a sua leitura para maiores detalhes.

O parâmetro GDI é calculado considerando os níveis de 950, 850, 700 e 500 hPa da troposfera (ver Figura 4.3). O GDI considera a quantidade disponível de calor e umidade na troposfera, os efeitos dinâmicos sobre a estabilidade, o entranhamento de ar seco e a estabilização da troposfera causada pela inversão dos ventos alísios. Comparado com outros índices termodinâmicos, o GDI demonstrou ser um melhor previsor de tempestades em ambientes tropicais (Miller *et al.*, 2019 e Miller, Mote, e Ramseyer, 2019). Os subíndices do *GDI* são descritos abaixo:

$$CBI = \begin{cases} \gamma \times LE \times ME, & \text{quando } LE > 0 \\ 0, & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (4.1)$$

$$MWI = \begin{cases} \mu \times (T_{500} - \tau), & \text{se } T_{500} - \tau > 0 \\ 0, & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (4.2)$$

$$II = \begin{cases} 0, & \text{se } (T_{950} - T_{700}) + (\theta_{e(B)} - \theta_{e(A)}) > 0 \\ \sigma \times ((T_{950} - T_{700}) + (\theta_{e(B)} - \theta_{e(A)})), & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (4.3)$$

$$TC = P_3 - \frac{P_2}{P_{SFC} - P_1} \quad (4.4)$$

Dentro do escopo desse trabalho, o GDI apresentou uma correlação de  $r^2 = 0,75$  com temperatura de topo de nuvens na área de estudo desse trabalho (estimativa realizada pelos autores do GDI). Permitindo assim caracterizar a convecção profunda apenas com dados de reanálise.

O subíndice CBI (*Column buoyancy index*) computa o empuxo da coluna de ar na troposfera, e depende dos termos  $ME = \theta_{e(C)} - \beta$  e  $LE = \theta_{e(A)} - \beta$ . ME e LE são referentes aos perfis de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) da troposfera média e baixa, respectivamente. As constantes  $\beta = 303 \text{ K}$  e  $\mu = 6,5 \times 10^{-1} \text{ K}^{-1}$  são constantes empíricas.

A estabilidade dinâmica é estimada pelo índice MWI, que compara a temperatura ambiente  $T_{500}$  com o limiar  $\tau = 263,15 \text{ K}$ , sendo essa diferença escalada pelo valor empírico de  $\mu = -7\text{K}^{-1}$ . Trata-se de um termo de inibição que considera o efeito de cristas e cavados, portanto, o MWI apresenta valores negativos.

O efeito da inversão dos ventos alísios é inserido pelo termo de inibição II, portanto assume valores negativos. A constante empírica  $\sigma = 1,5 \text{ K}^{-1}$  é empregada como um fator de ajuste dentro da soma do GDI. Nota-se que II considera tanto o perfil de temperatura e umidade na troposfera associado com a inversão dos alísios. O último subíndice TC, é um termo de correção da altitude que pode ser considerado

desprezível no contexto desse estudo, uma vez que a área de estudo não apresenta topografias altas.

Quanto mais positivos forem os valores de GDI, maior o potencial de desenvolvimento convecção profunda e tempestades com forte precipitação. Tipicamente, considera-se valores acima de +25 como propícios para desenvolver tempestades, e valores de -20 associados à intensa subsidência e supressão de convecção profunda.

### 4.2.3 Análise das séries temporais

Os parâmetros foram promediados nas áreas P0, C0 e Oc de forma a se obter médias temporais de áreas associadas com contrastes do continente e oceano. Optou-se por esse procedimento em ordem de facilitar seu uso em análises operacionais, usando como vantagem o fato das LI se formarem em uma área de pequena extensão. Assim a análise se torna capaz de extrair a variabilidade das condições ambientais que favoreçam a formação das LI, semelhante ao emprego de índices climáticos (Wheeler e Hendon, 2004). O sinal sazonal e tendência foram removidas de todas as séries, posteriormente os valores foram normalizados antes de serem submetidas à análise espectral.

As séries temporais tiveram suas coerências estimadas com a frequência de LI através de ondaleta cruzada (Torrence e Compo, 1998). A ondaleta Morlet foi aplicada às séries temporais após terem a sua tendência e ciclo sazonal removidos em relação aos valores de 1998-2014, sendo posteriormente normalizadas. A coerência entre os sinais das séries temporais foi estimada a partir da transformada de ondaleta. Em seguida é feita a convolução das duas funções de ondaleta, o produto dessa convolução é o espectro de potência das duas séries. A magnitude do espectro de potência reflete a correlação entre as duas séries em diferentes escalas de período.

Em seguida, foi realizada uma correção de viés (*bias rectification*) para ajustar o espectro global. Nesse procedimento o espectro de potências é dividido pelas escalas. Os períodos significativos de correlação foram usados para identificar possíveis influências da variabilidade do oceano sobre o ambiente de formação das LI. Assim como a correlação entre as condições do oceano com a atmosfera, estas últimas estando mais diretamente relacionadas com a formação das LI. Como o interesse é verificar a influência local e regional, nenhum *lag* foi aplicado.

Além disso, é feita uma composição (*composite*) com os dias de ocorrências de LI, criando assim duas categorias de séries: i) série completa e ii) série de composição apenas com os episódios de LI. Esse procedimento de *composite* permite atribuir a influência de condições favoráveis para a formação das LI. Essa influência será verificada a partir das funções de densidade de probabilidade (PDF), calculando-se a razão de probabilidade PR (*probability ratio*) e FAR (*fraction of attributable risk*) entre as PDF da série completa e de composição (Stott *et al.*, 2015 e Philip *et al.*, 2020), conforme equações abaixo:

$$PR = \frac{P_{\text{completa}}}{P_{\text{composite}}} \quad (4.5)$$

$$FAR = 1 - \frac{1}{PR} \quad (4.6)$$

#### 4.2.4 Visualização e Processamento

- Rotinas de processamento de ondaletas foram disponibilizadas por C. Torrence e G. Compo e encontram-se disponíveis no domínio <http://atoc.colorado.edu/research/wavelets/>;
- Os mapas foram diagramados usando o software M\_MAP (versão 1.4) disponibilizado no domínio <https://www.eoas.ubc.ca/~rich/map.html>; e
- As paletas de cores foram modificadas a partir de Thyng *et al.* (2016), sendo distribuídas no domínio <https://matplotlib.org/cmocan/>.

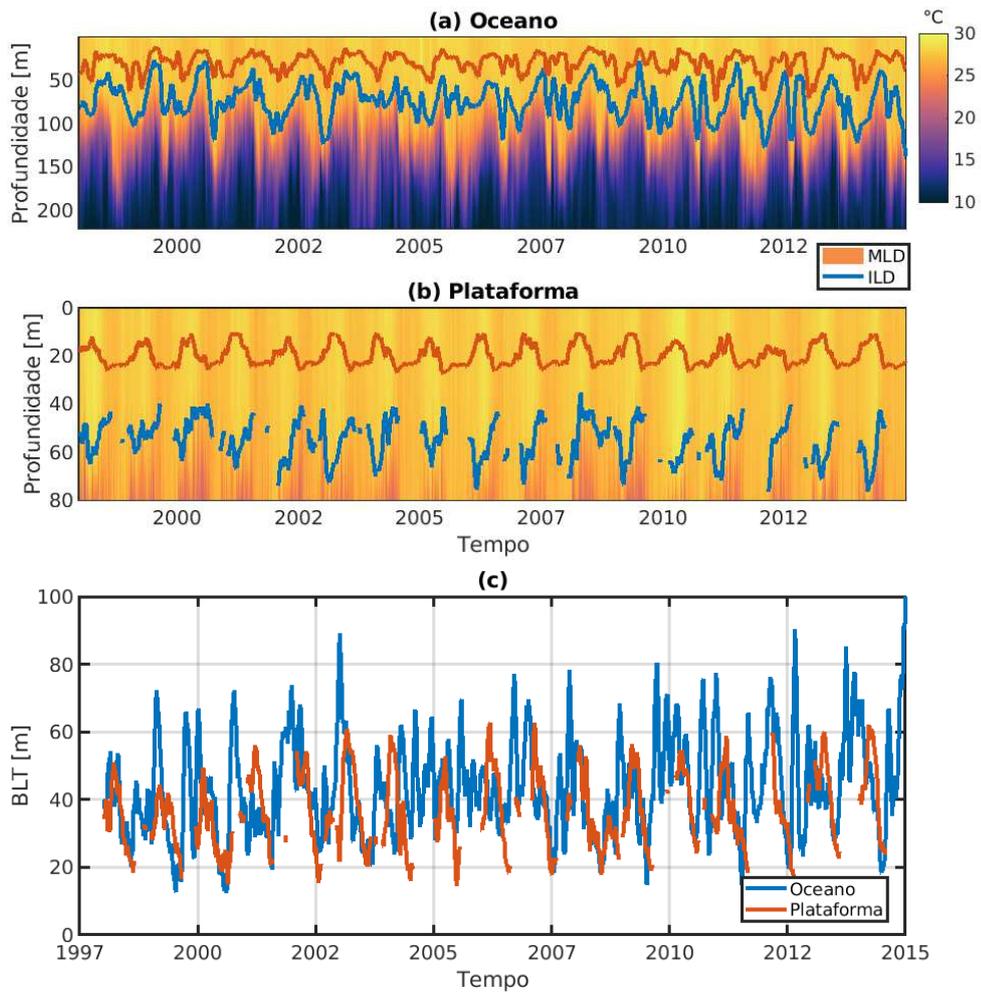
### 4.3 Resultados

#### 4.3.1 Parâmetros oceânicos

##### *Variabilidade do perfil vertical*

A variabilidade da MLD e da ILD define a espessura da BLT, sendo que os valores desses parâmetros apresentam amplitudes distintas ao longo da plataforma e do oceano exterior. A Figura 4.4 apresenta o diagrama de Hovmöller para a temperatura potencial em um ponto no oceano e sobre a isóbata de 80 m da plataforma, sobrepondo-se

também as profundidades da ILD e da MLD (linhas azul e laranja). No oceano, a profundidade da ILD variou entre 40 m e 120 m de profundidade, enquanto sobre a plataforma variou entre 40 m e 75 m. Entretanto, a advecção de massas d'água mais quentes pode tornar o perfil de temperatura homogêneo, inibindo assim a presença da ILD no ambiente mais raso da plataforma (considerando o limite de  $0,5^\circ$ ).



**Figura 4.4:** Variabilidade da MLD e da ILD entre 1998 e 2014, sobreposta à temperatura potencial, ambos derivados do C-GLORS. (a) Hovmöller de temperatura potencial vertical no oceano. (b) O mesmo diagrama para a plataforma continental. (c) Evolução da BLT da plataforma e do oceano, sendo que os valores ausentes na série ILD e MLD na plataforma estão associados a uma diferença de temperatura menor do que  $0,5^\circ\text{C}$  em toda a coluna d'água.

O contraste entre o perfil vertical do oceano e da plataforma é caracterizado, sobretudo, pela amplitude e profundidade média da MLD e da ILD. Na plataforma, a descarga fluvial do Rio Amazonas cria uma camada muito mais rasa de haloclina que

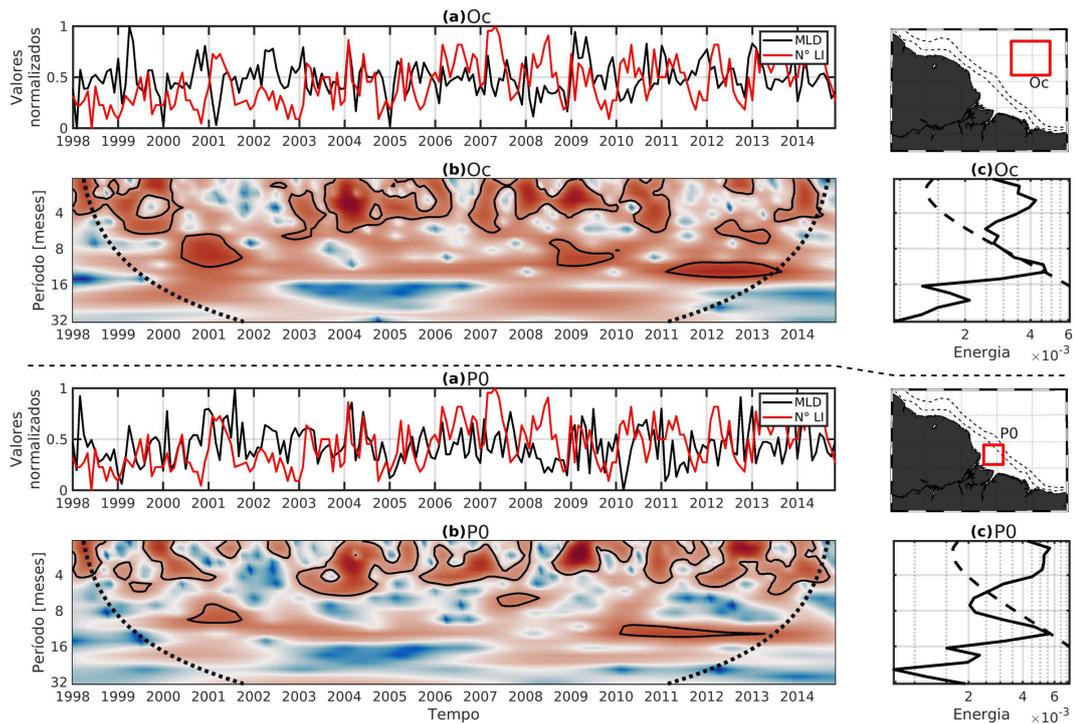
acaba refletindo em menores profundidades da MLD, oscilando em torno de 20 m de profundidade, enquanto no oceano pode atingir até 80 m. Dessa maneira, a BLT também apresenta uma menor amplitude sobre a plataforma em comparação com o oceano. A espessura da BLT atinge valores da ordem de 80 m no oceano e de 50 m na plataforma. Os níveis da MLD e da ILD foram usados como limites para integrar o OHC, permitindo assim reunir a variabilidade da estratificação térmica e halina em um único parâmetro. Os valores de OHC0 e OHC1 designam valores integrados até a MLD e a ILD, respectivamente.

### ***Coerência com a frequência das LI***

A seguir, a coerência dos parâmetros oceânicos com a frequência das LI é apresentada, fazendo a divisão entre as áreas Oc (oceano) e P0 (plataforma). As séries temporais submetidas à coerência cruzada por ondaleta de Morlet permitiram identificar diferentes graus de interação entre os parâmetros e sua localização. Os principais resultados desta subseção se referem à identificação de períodos em que a coerência entre os pares de sinais é significativa e como diferem entre as áreas Oc e P0.

A Figura 4.5 apresenta o resultado dos periodogramas entre a frequência de LI e a MLD, a partir das séries promediadas nas áreas Oc e P0. O período de melhor coerência positiva varia entre 4 e 12 meses. Entretanto, essa correlação não ocorre de forma sincronizada durante todo o período das séries. Existem intervalos onde o sinal da MLD e a frequência de LI se encontram fora de fase, e outros intervalos em que as fases coincidem. Isso torna difícil associar um *lag* específico para melhorar a correlação entre as duas séries.

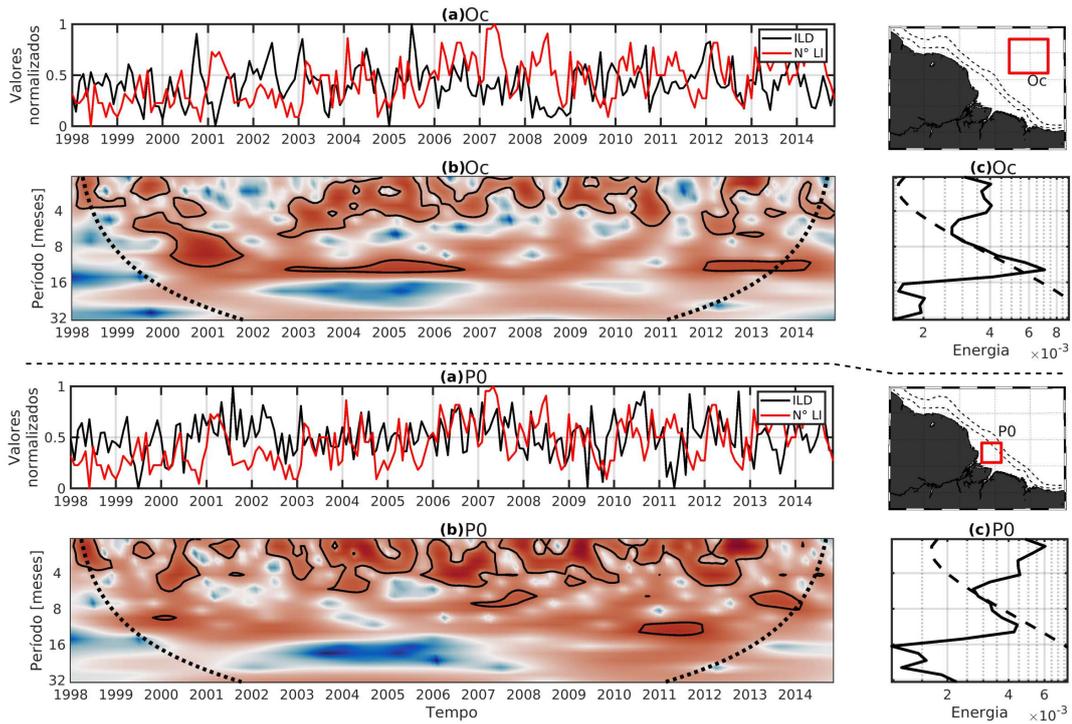
Observando a correlação com a MLD sobre a área P0 na Figura 4.5, destacam-se apenas pequenas mudanças nos períodos significativos, em comparação com a área Oc. O espectro global integrado apresenta uma curva semelhante à área Oc, mas uma diferença ocorre discretamente para os períodos em torno de 12 meses, possivelmente indicando uma menor influência de variações interanuais. Destaca-se que a variabilidade espacial da MLD sobre o oceano é muito mais heterogênea em comparação com a da plataforma. Uma vez que a descarga do Rio Amazonas sobre a área P0 reduz a amplitude da variabilidade da haloclina. Por outro lado, no oceano, a



**Figura 4.5:** Ondaleta cruzada da série de anomalia da MLD para a área Oc e P0 (valores normalizados). (a OC-P0) Série mensal do número de LI e da MLD entre 1998 e 2014. (b OC-P0) Periodograma resultante da ondaleta cruzada entre as duas séries. A linha pontilhada limita o cone de influência, enquanto o contorno sólido limita os valores significativos a um nível de 95%. (c OC-P0) A linha sólida indica o espectro global integrado ao longo do tempo, enquanto a linha pontilhada representa o nível de significância de 95%.

advecção da pluma ou até mesmo a precipitação pode adicionar maior variabilidade espacial à MLD.

Os resultados do periodograma cruzada entre a ILD e a frequência das LI na Figura 4.6 mostram um periodograma semelhante ao caso da MLD. O espectro global integrado indica uma diferença na distribuição de energia das séries das áreas Oc e P0 entre os períodos de 2 e 12 meses, de forma que a área P0 a energia se concentra mais (por duas ordens de grandeza) nos períodos abaixo de 4 meses. Isso pode indicar um acoplamento maior entre a área P0 e a formação das LI em comparação com a área Oc. Como a ILD é mais profunda do que a MLD, esse comportamento semelhante pode indicar a perda de energia na faixa do período de 12 meses. Isso se justificaria pelos episódios em que a ILD ocupa toda a profundidade da plataforma, não apresentando essa componente de período mais longo, como observada no oceano.



**Figura 4.6:** Ondaleta cruzada análoga à Figura 4.5, mas usando a série da ILD.

Por sua vez, os resultados do periodograma com a BLT, conforme a Figura 4.7, apresentaram o mesmo aspecto observado nas séries da MLD e ILD. Isso já era esperado, pois a BLT depende da variabilidade das outras duas camadas. O principal contraste entre as áreas P0 e Oc ocorre na distribuição do espectro global. Para a série da P0, novamente, os períodos mais curtos concentram a energia da série. Isso, mais uma vez, se justificaria por um acoplamento mais intenso entre a área P0 e o ambiente de formação das LI. Considerando o papel dos fluxos de calor ar-mar, o OHC integrado em diferentes níveis pode indicar diferenças adicionais para essa justificativa.

Os resultados da correlação cruzada do OHC, integrado até a base da MLD (OHC0) e ILD (OHC1), são apresentados nas Figuras 4.8 e 4.9, respectivamente. De fato, apenas as séries do OHC1 apresentaram maiores níveis de coerência significativa entre os períodos abaixo de 8 meses. Como o OHC1 foi integrado até a profundidade da ILD, isso pode indicar alguma limitação para representar a MLD no conjunto de reanálise C-GLORS. Portanto, seria esperado que a camada mais superficial apresentasse um equilíbrio mais imediato com a atmosfera. E assim, consequentemente, apresentar uma maior correlação com a frequência de formação das LI.

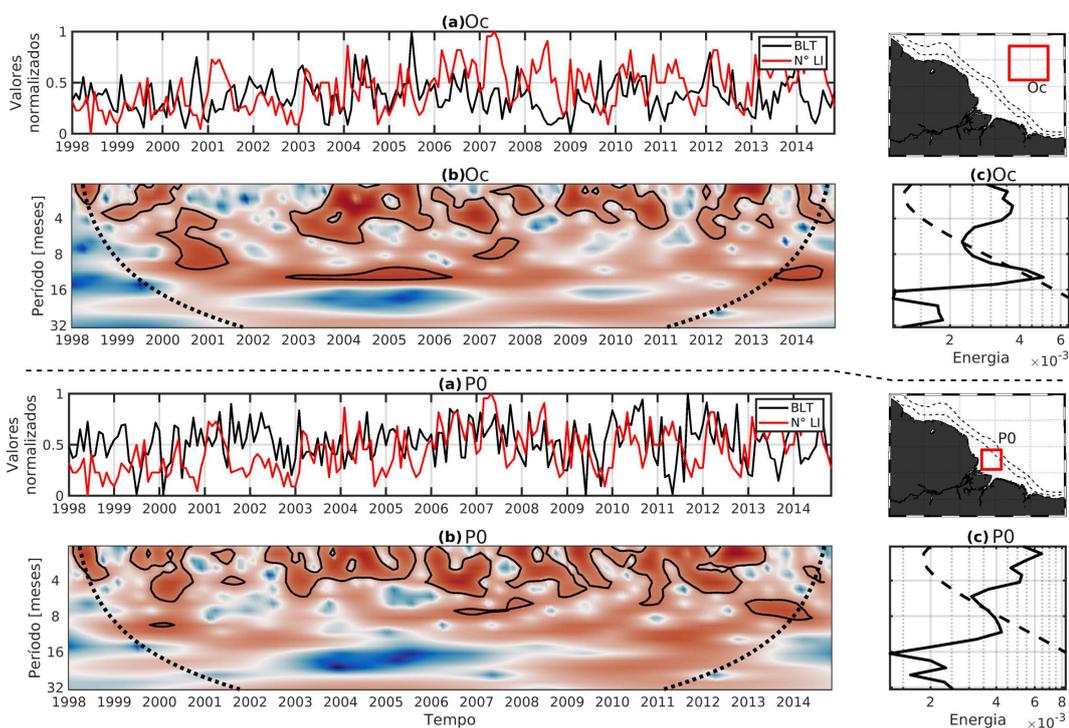


Figura 4.7: Ondaleta cruzada igual à Figura 4.5, mas usando a série da BLT.

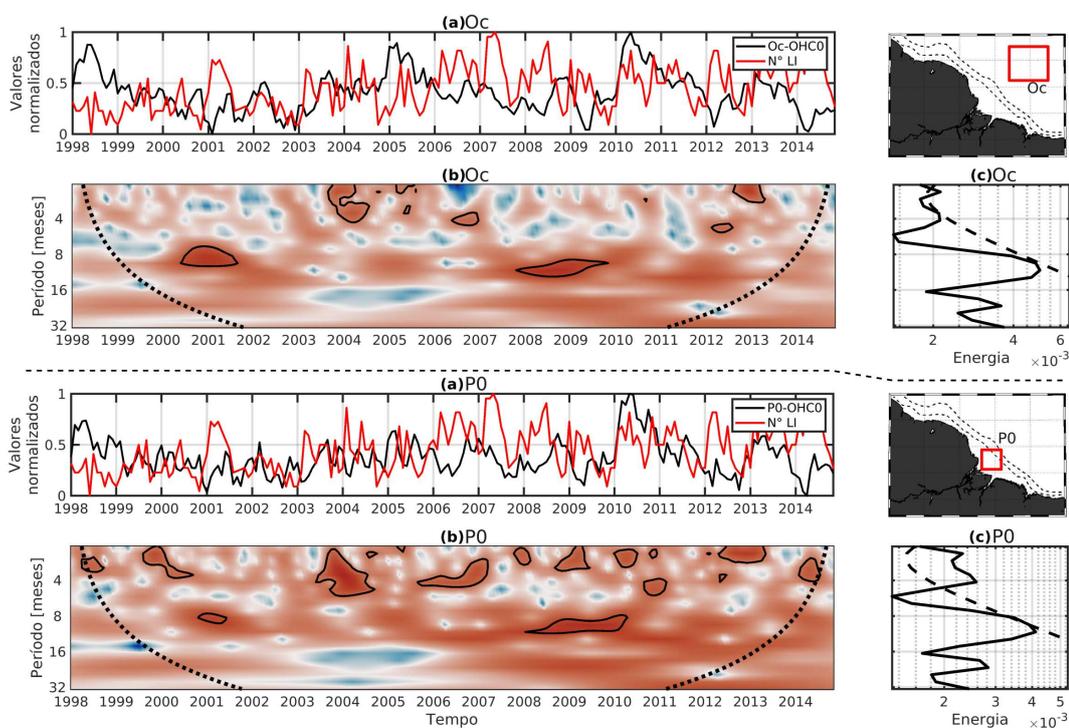
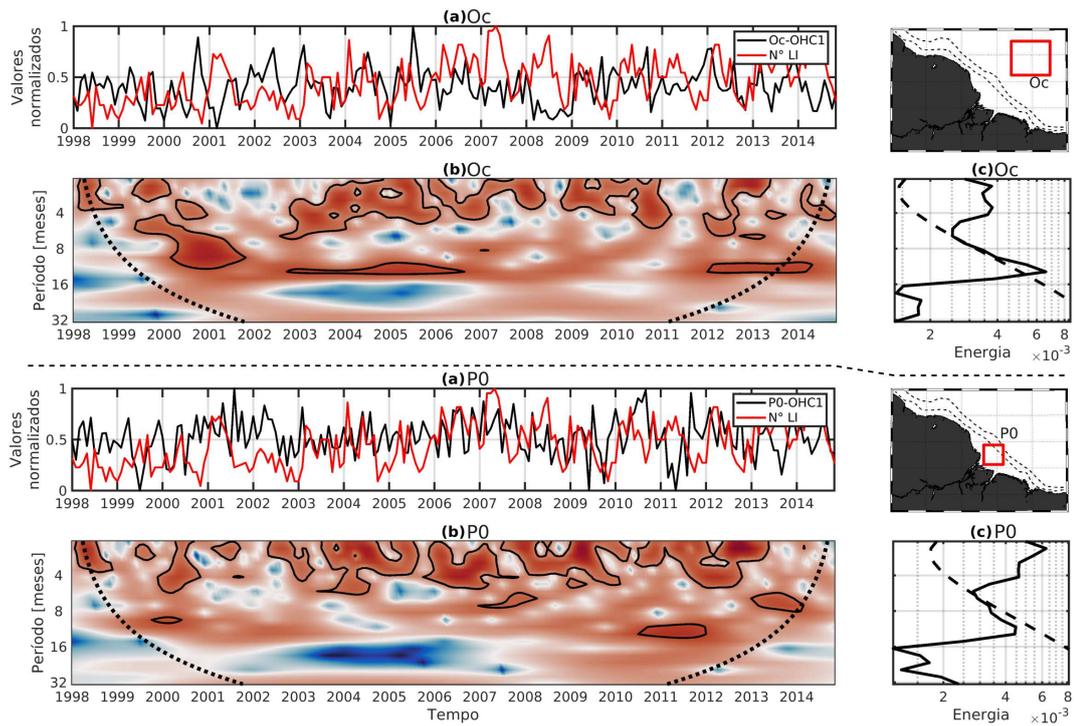


Figura 4.8: Ondaleta cruzada análoga à Figura 4.5, mas usando a série do OHC0



**Figura 4.9:** Ondaleta cruzada análoga à Figura 4.5, mas usando a série do OHC1.

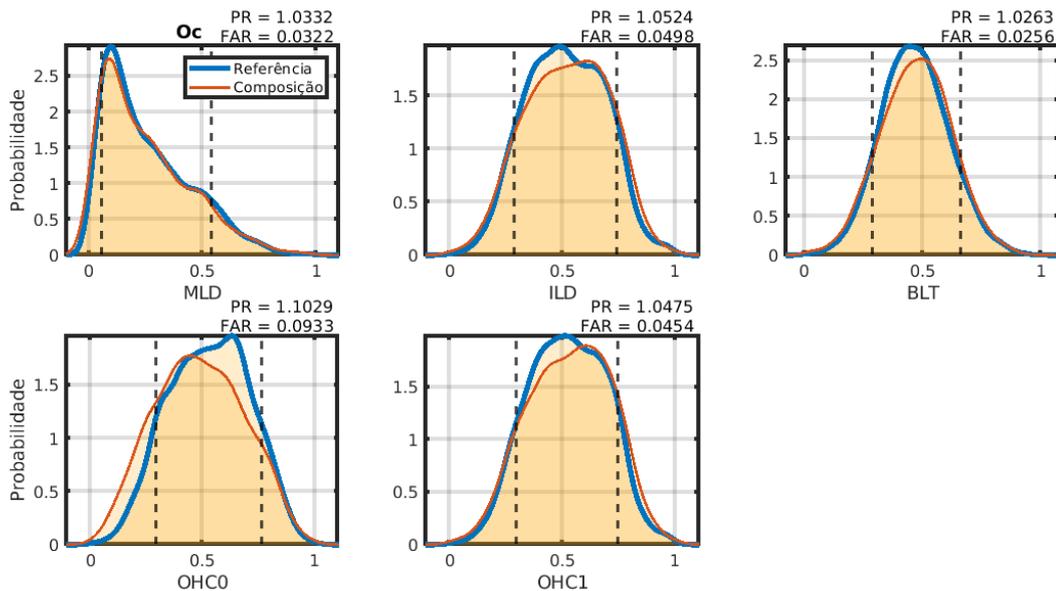
Apesar disso, ambos os resultados de OHC0 e OHC1 mostram a mesma tendência do periodograma para a área P0, com deslocamento da energia para os períodos mais curtos. Isso indica novamente um acoplamento mais estreito entre o ar e o mar no ambiente da plataforma. De fato, o OHC1, sendo integrado ao longo de quase toda a coluna d’água da área P0, captura a variabilidade da estrutura vertical da plataforma via temperatura e salinidade. Isso o torna um índice mais robusto, pois considera todo o perfil da plataforma.

Resumindo, é possível identificar no periodograma da MLD uma correlação similar nos mesmos períodos tanto na área Oc quanto na P0. Enquanto, para os parâmetros ILD e BLT, existe uma maior porção de intervalos das séries que apresenta uma correlação para os períodos menores que quatro meses. De forma semelhante, o mesmo ocorre para a correlação com o OHC1 na área P0, o que contrasta com os valores menos significativos na correlação com o OHC0 em ambas as áreas.

**Composição com eventos de formação de LI**

A Figura 4.10 apresenta os resultados para a composição dos parâmetros da área Oc, com os respectivos valores de PR e FAR. As distribuições para todos os parâmetros apresentaram um pequeno achatamento da curva, acompanhado de um deslocamento sensível da média. Destaca-se a posição do percentil de 10 e 90 do cenário de referência (todos os valores da série), indicados pelas linhas tracejadas.

Para o parâmetro MLD, a distribuição da função de probabilidade da série de referência e de composição são similares. No caso da composição da ILD e BLT, ambas as funções apresentaram um deslocamento para a direita da distribuição, sendo que as composições para OHC0 e OHC1 apresentaram padrões opostos, com OHC0 deslocada para a esquerda e OHC1 deslocado para a direita. O maior valor de FAR ocorreu para o OHC0 e ILD, com valores de 9,33% e 4,98%, respectivamente.



**Figura 4.10:** Funções de densidade de probabilidades estimadas usando o estimador de Kernel para os parâmetros oceânicos da área Oc. A linha laranja indica a série de composição com os dias de ocorrências de LI, enquanto a azul indica a série completa. As linhas tracejadas marcam os limites do percentil 10 e 90. Os valores das variáveis foram normalizados para o intervalo unitário.

No caso da área P0, a Figura 4.11 mostra os resultados das composições, que apresentam algumas diferenças em relação à área OC. Nesse caso, a composição da MLD se desloca mais para a direita, a composição da ILD se desloca para a esquerda, enquanto a composição da BLT apresenta uma redução na altura de sua média. A

redução em torno da média também decresce para as composições de OHC0 e OHC1, com a distribuição de OHC1 deslocando-se discretamente para a esquerda. Os maiores valores de FAR nessa área são da composição de MLD e ILD, com os respectivos valores de 8,13% e 6,2%.

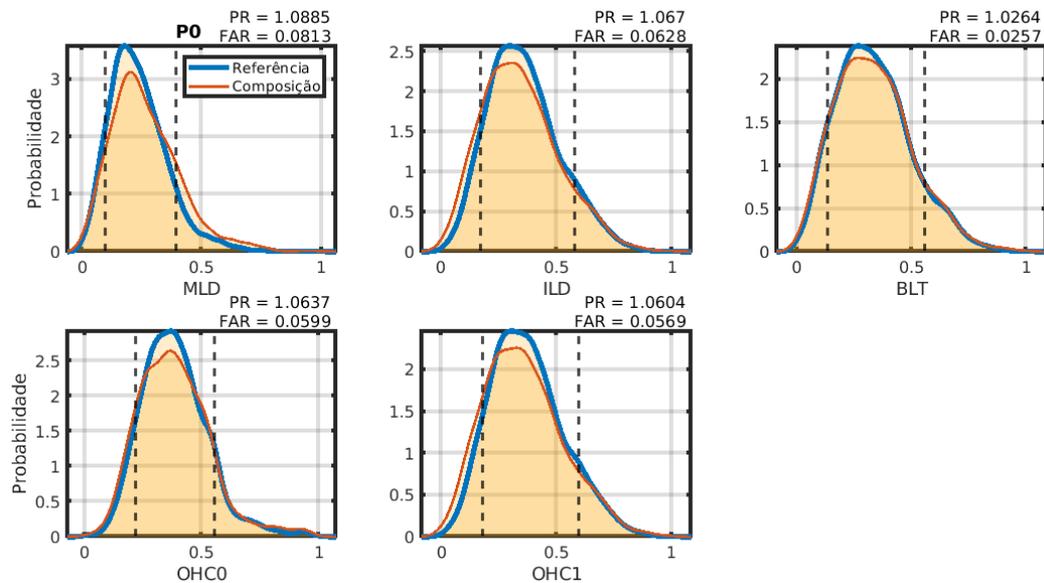


Figura 4.11: Análoga à Figura 4.10, mas para a área P0.

A principal diferença entre as duas áreas, Oc e P0, ocorre sobre o grau de curtose das distribuições, tanto da série de composição e da série de referência. Na área a P0 as distribuições tendem a ficar mais leptocúrticas, possivelmente associado à menor profundidade da plataforma, que restringe a amplitude possível dos valores. A Tabela 4.2 resume os valores de PR e FAR das composições e compara a diferença entre as áreas Oc e P0.

Os valores de PR e FAR indicam que a ocorrência das LI é mais sensível às variáveis do ambiente de plataforma continental, em torno de 2-5%. Naturalmente, uma limitação dessas composições é a falta de parâmetros mais precisos das LI, como horário de formação e intensidade. Entretanto, em termos de variabilidade de longo termo, os resultados dessa seção identificaram pontos de atenção para a região de plataforma e sua influência sobre o número e ocorrência das LI sujeitas a condições do oceano. A próxima seção irá tratar dos parâmetros que estimam as condições da troposfera e sua relação com as LI.

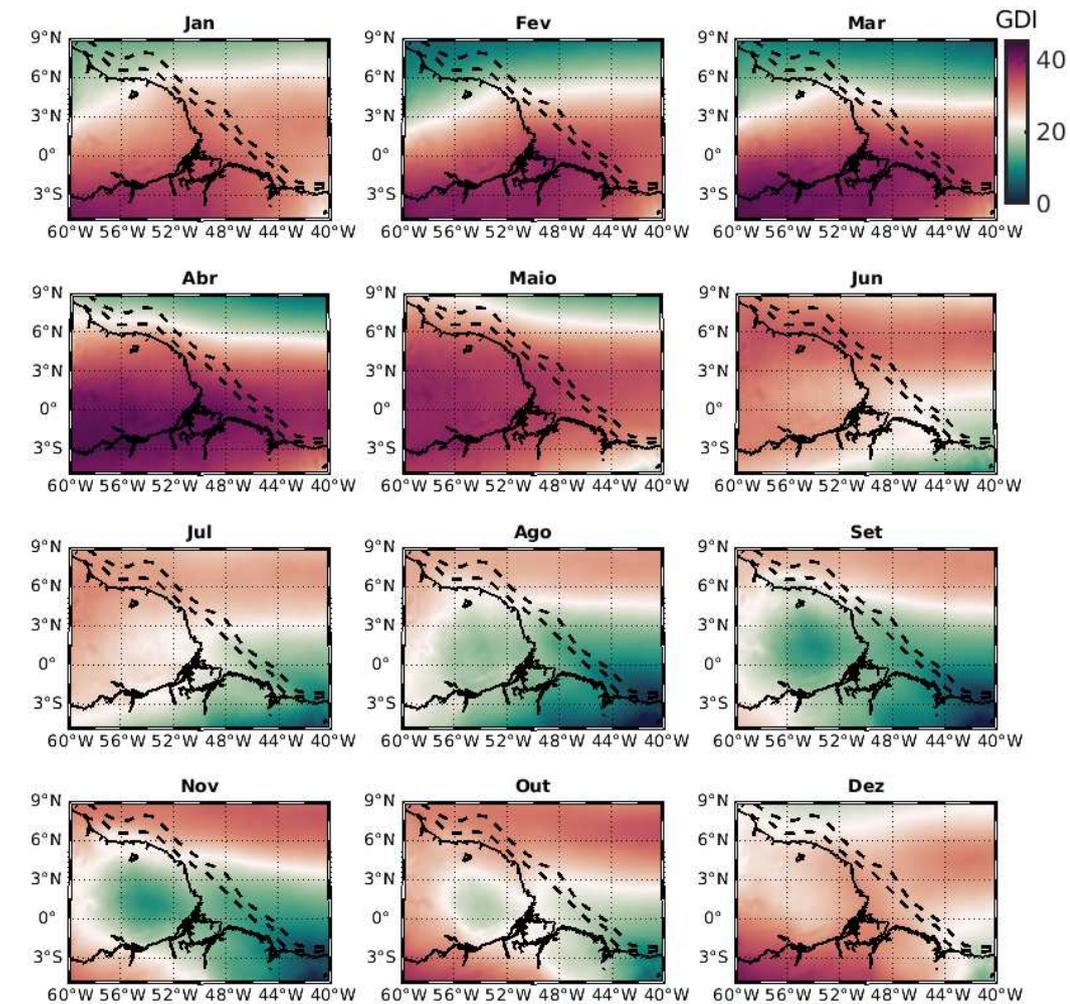
**Tabela 4.2:** Resultados dos valores de PR e FAR para os diferentes parâmetros estimados nas áreas Oc e P0

<b>Parâmetro</b>	<b>Oc-PR</b>	<b>Oc-FAR</b>	<b>P0-PR</b>	<b>P0-FAR</b>
MLD	1,0332	0,0322	1,0885	0,0813
ILD	1,0524	0,0498	1,0670	0,0628
BLT	1,0263	0,0256	1,0264	0,0257
OHC0	1,1029	0,0933	1,0637	0,0599
OHC1	1,0475	0,0454	1,0604	0,0569

### 4.3.2 Parâmetros atmosféricos

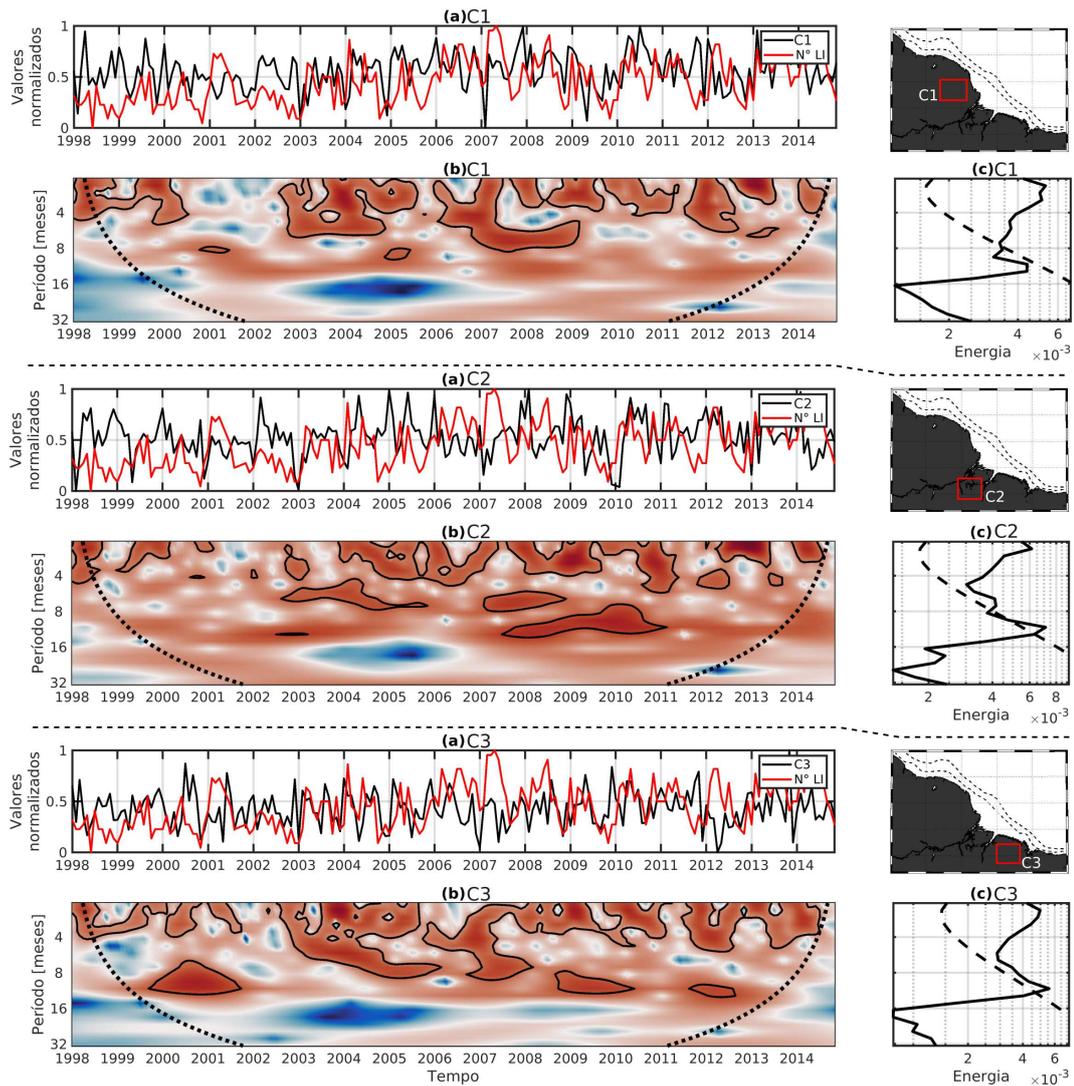
A principal qualidade para um índice de instabilidade é que este capture bem as transições da troposfera ao longo do tempo. A Figura 4.12 apresenta os campos médios mensais do GDI computados para a área de estudo. Fica evidente a transição sazonal que acompanha a migração da ZCIT entre o verão e o inverno do hemisfério sul. Os valores de GDI acima de 25 indicam a incidência de tempestades com baixo desenvolvimento vertical, enquanto valores acima de 35 já são indicativos de tempestades mais profundas. A queda dos valores entre Junho e Novembro marca a estação seca, período no qual a ZCIT se encontra mais ao norte. Dessa forma, fica evidente que o GDI varia em intensidade ao longo dos estados do Maranhão, Pará e Amapá, justificando assim a análise das três áreas selecionadas (Figura 4.3).

As séries temporais com os valores mensais médios nas áreas C1, C2 e C3 e seus periodogramas resultantes são apresentadas na Figura 4.13. Nas três áreas, a energia da série se concentra no período inferior a 4 meses, e um segundo pico do espectro global ocorre no período de 8 meses, com a magnitude nesses dois intervalos de período equivalente. As áreas C1 e C2 apresentam o mesmo intervalo de tempo com níveis significativos de correlação. Em contrapartida, a área C3 apresenta uma maior abrangência no limite de significância no periodograma.



**Figura 4.12:** Campos médios mensais do GDI estimados para o período de 1998 a 2014.

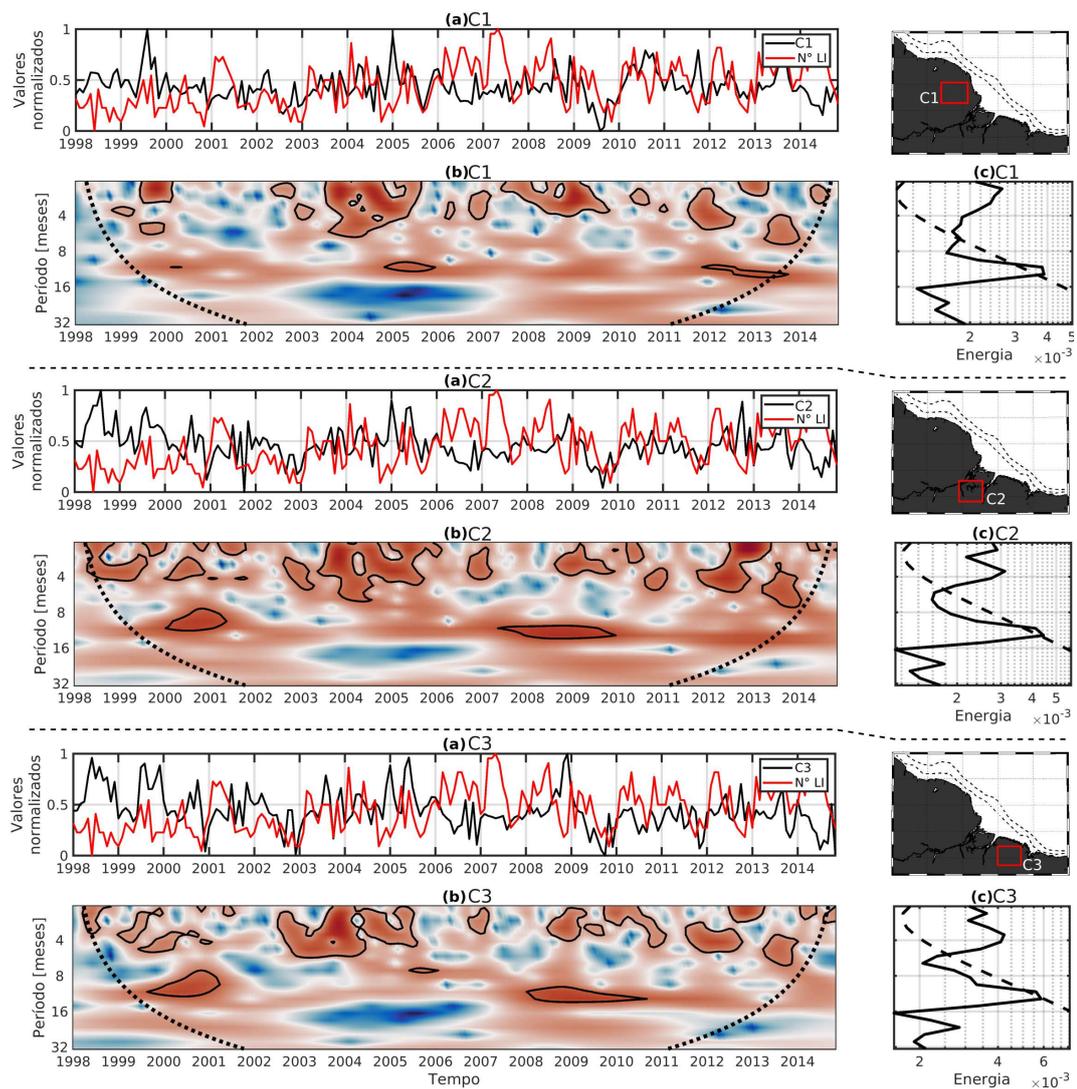
As diferenças entre as áreas indicam uma relação com o ciclo de formação das LI, uma vez que a circulação que forma as LI interage com a topografia de maneira distinta entre as três áreas. Na área C1, existe um gradiente topográfico maior em comparação com a área C3, que conta com uma extensa planície costeira com elevações entre 1-20m apenas. Já a área C2 conta ainda com a influência da brisa dos rios, favorecendo, além das LI, a formação de *clusters* de complexos convectivos de mesoescala (Sousa, Candido, e Satyamurty, 2021). Por fim, as condições de grande escala também mostram-se associadas à migração da ZCIT, que pode chegar a influenciar as áreas C2 e C3 em condições que favoreçam o deslocamento da ZCIT mais ao sul (conforme fases positivas ou negativas do ENSO/AMM).



**Figura 4.13:** Ondaleta cruzada da série de anomalia da GDI para as áreas C1, C2 e C3 (valores normalizados). (a C1-C2-C3) Série mensal do número de LI e do GDI entre 1998 e 2014. (b C1-C2-C3) Periodograma resultante da ondaleta cruzada entre as duas séries. A linha pontilhada limita o cone de influência, enquanto o contorno sólido limita os valores significativos a um nível de 95%. (c C1-C2-C3) A linha sólida indica o espectro global integrado ao longo do tempo, enquanto a linha pontilhada representa o nível de significância de 95%.

Os resultados da ondaleta cruzada usando as séries temporais do CAPE, por sua vez, apresentam menores correlações significativas com as ocorrências de LI. Semelhante ao GDI, os períodos abaixo de 4 meses e em torno de 8 meses concentram a energia da série. A menor interação do índice CAPE com a ocorrência de LI em comparação ao GDI é indicativa da performance desse índice (Gálvez e Davison, 2016).

Os valores do espectro global para as três áreas indicam uma maior concentração de energia da série nos períodos de 8 meses, ao contrário do espectro global do GDI. Novamente, essa característica reflete as condições sinóticas que atuam de maneira diferente em cada uma dessas áreas. Destaca-se que, embora as LI sejam sensíveis aos parâmetros locais, como topografia e brisa dos rios, os valores de CAPE estimados pelos produtos de reanálise não incorporam esse sinal, o que pode explicar a menor interação desse índice com a série de LI.



**Figura 4.14:** Ondaleta cruzada análoga à Figura 4.13, mas usando a série dos valores CAPE.

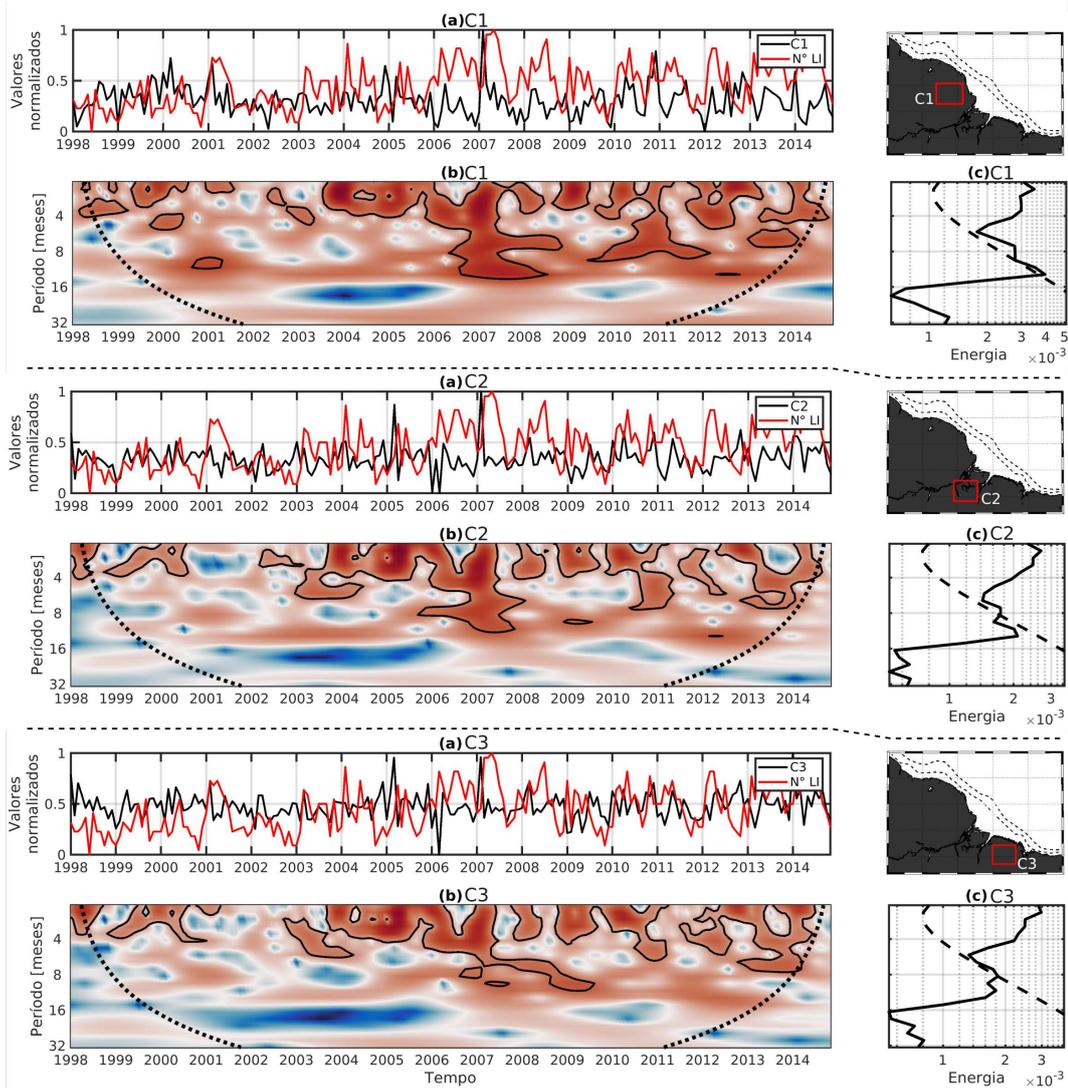
Considerando agora os resultados da ondaleta cruzada com os valores de  $\Delta \vec{V}_z$ , é possível verificar um espectro global semelhante ao do GDI. A relação entre  $\Delta \vec{V}_z$  e o GDI pode ser feita pelo papel dos jatos de baixos níveis (através do cisalhamento vertical) em fornecer umidade para a troposfera. De forma semelhante ao CAPE, a estimativa de  $\Delta \vec{V}_z$  usando o vento proveniente de reanálise não carrega a componente de mesoescala essencial do ciclo diurno. Entretanto, a estimativa de  $\Delta \vec{V}_z$  ainda é robusta o suficiente para identificar períodos de interação com a formação de LI (Alcântara *et al.*, 2011).

Considerando a curva do espectro global, a área C3 apresenta uma maior amplitude energética entre o período de 4 e 8 meses. De fato, existe uma tendência de redução do pico de energia em torno do período de 8 meses para as áreas mais ao sul. Fica evidente a menor interação para os períodos acima de 8 meses nas áreas C2 e C3. Neste caso, é indicativo da presença de um sinal mais intenso ao norte associado a períodos mais longos de variabilidade.

Os resultados desta subseção indicam que os parâmetros GDI e  $\Delta \vec{V}_z$  possuem uma melhor associação com a série de frequências de LI. Uma limitação evidente é que a abordagem usada aqui envolve apenas a caracterização espacial dos parâmetros ambientais, excluindo a possibilidade de executar a caracterização espacial e de intensidade das LI. Entretanto, foi possível identificar uma relação significativa na mesma faixa de período dos parâmetros oceânicos. Desta forma, é possível prosseguir com uma análise de correlação mais detalhada sobre os períodos identificados pela análise de ondaleta.

### ***Composição com eventos de formação de LI***

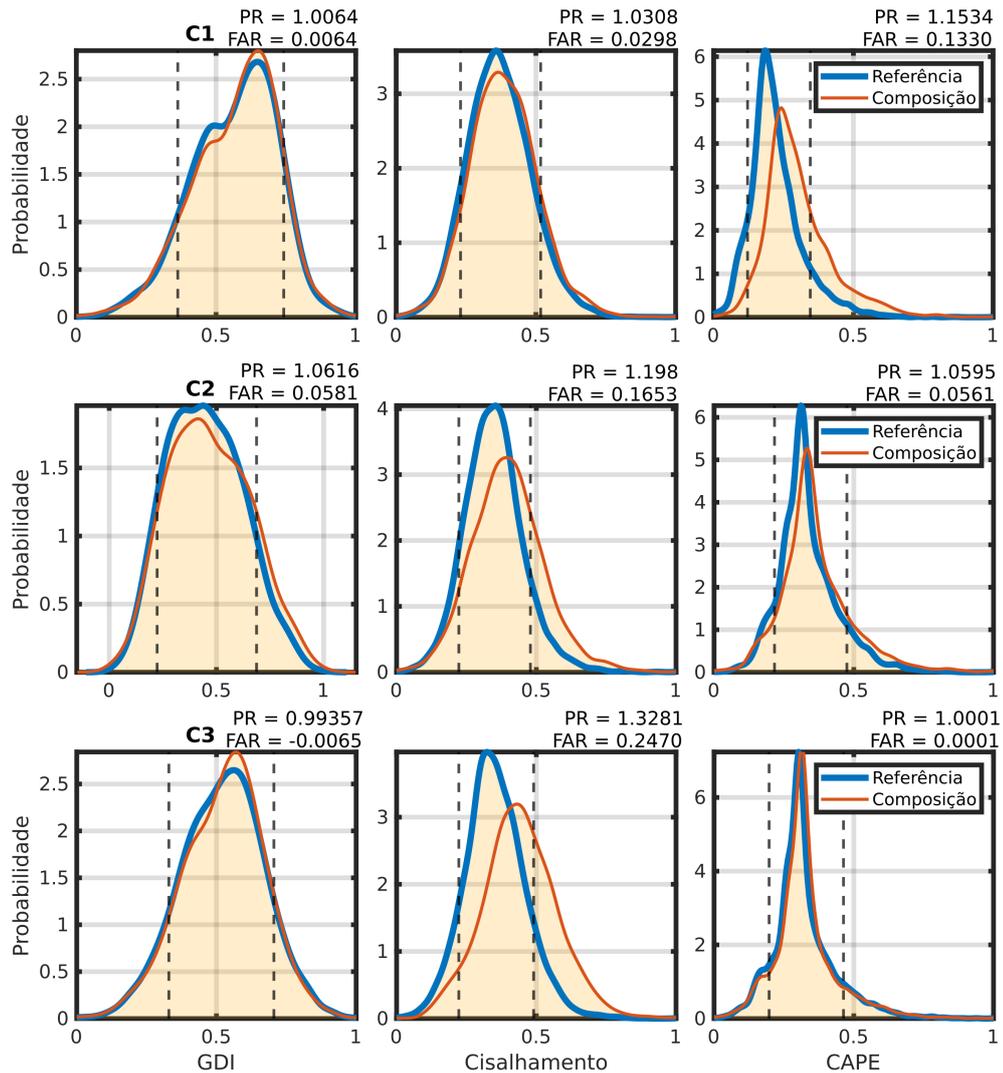
As funções de probabilidade de Kernel para as composições com os parâmetros da atmosfera são mostradas na Figura 4.16. É possível identificar diferenças entre as distribuições segundo o tipo de parâmetro e segundo a área considerada. Sobretudo, destaca-se o deslocamento dos percentis de 10 e 90 e os valores de FAR e PR entre as áreas para o mesmo parâmetro.



**Figura 4.15:** Ondaleta cruzada análoga à Figura 4.13, mas para a série do  $\Delta \vec{V}_z$ .

O GDI tende a bimodalidade em todas as áreas, mas é mais evidente para a área C1. Existe apenas um deslocamento da distribuição perceptível na área C2; as áreas C1 e C3 apresentam um aumento em torno da média. Os valores de FAR em C1 e C3 ficam próximos de 1%, enquanto em C2 se aproximam de 6%.

Quanto à distribuição da composição de  $\Delta \vec{V}_z$ , é possível identificar um acen-tuado deslocamento para a direita para as áreas mais ao sul. A área C3 apresenta um valor de FAR da ordem de 24%, enquanto para a área C1 o FAR reduz para cerca de 3%. Isso pode indicar que o cisalhamento do vento apresenta uma variabilidade muito mais associada com a formação de LI na área C3 e C2.



**Figura 4.16:** Funções de densidade de probabilidade estimadas usando o estimador de Kernel para os parâmetros atmosféricos. Cada linha refere-se à uma das áreas (C1, C2 e C3), e as colunas a um parâmetro usado na composição. A linha laranja indica a série de composição com os dias de ocorrências de LI, enquanto a azul indica a série completa. As linhas tracejadas marcam os limites do percentil 10 e 90. Os valores das variáveis foram normalizados para o intervalo unitário.

Por fim, a distribuição das composições de CAPE apresentam comportamento semelhante ao do  $\Delta \vec{V}_z$ . Mas para este caso, as áreas C1 e C2 são as que apresentam deslocamento para a direita. De fato, a área C3 apresenta um PR que se aproxima da unidade (FAR = 0,01%). Enquanto a área C1 apresenta um FAR da ordem de 13%, e a sua função de probabilidade da composição também desloca-se para valores mais altos.

Esses resultados indicam como as LI podem estar associadas às variáveis ambientais. Os contrastes entre as áreas C1, C2 e C3 estão associados também à atuação de diferentes sistemas que influenciam cada área. Os valores de PR e FAR da Tabela 4.3 indicam que o  $\Delta \vec{V}_z$  e o CAPE apresentaram as maiores mudanças de distribuições.

**Tabela 4.3:** Resultados dos valores de PR e FAR para os diferentes parâmetros estimados nas áreas do continente (C1, C2, e C3)

Parâmetro	PR		
	C1	C2	C3
GDI	1,0064	1,0616	0,99357
$\Delta \vec{V}_z$	1,0308	1,198	1,3281
CAPE	1,1534	1,0595	1,0001

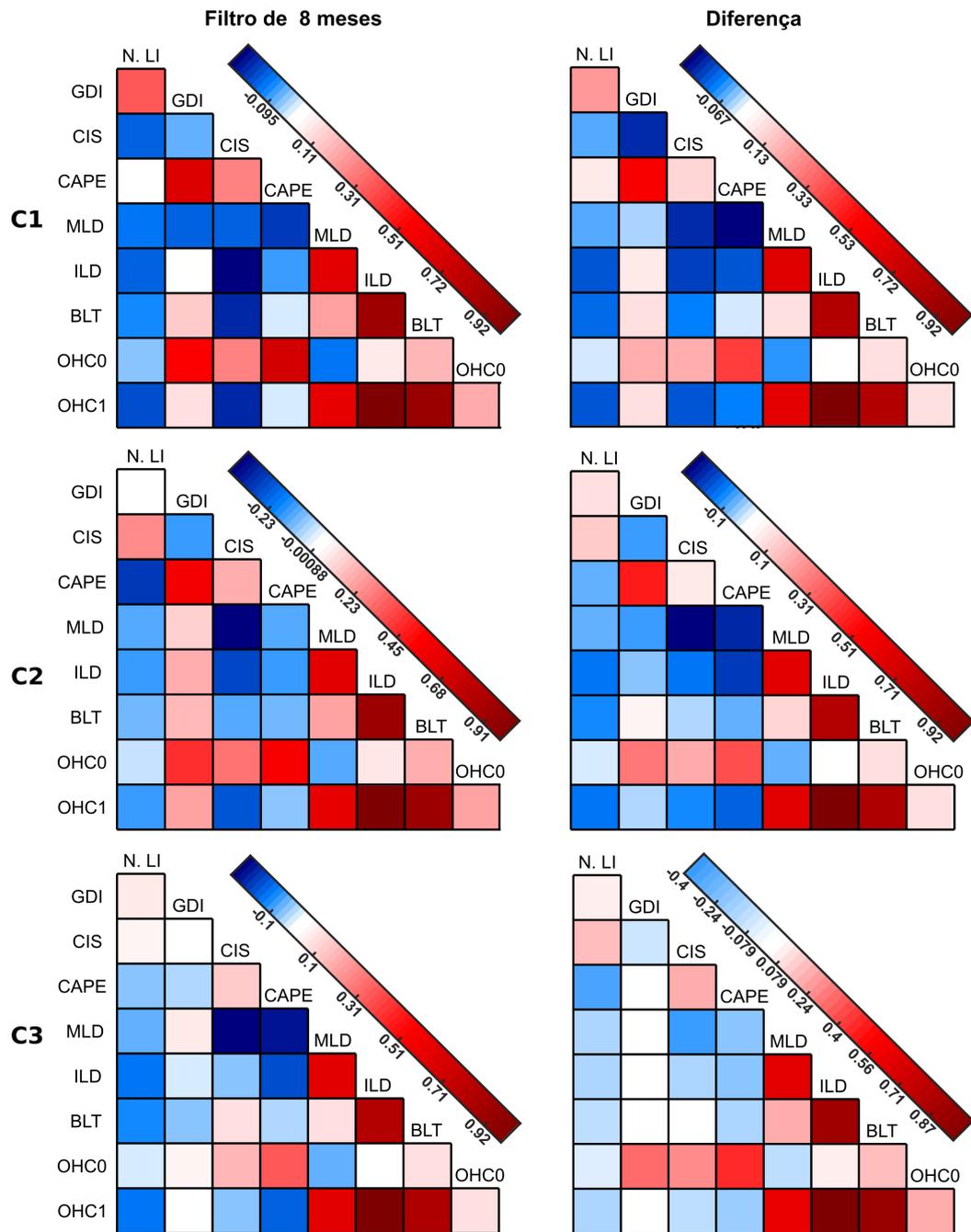
  

Parâmetro	FAR		
	C1	C2	C3
GDI	0,0064	0,0581	-0,0065
$\Delta \vec{V}_z$	0,0298	0,1653	0,2470
CAPE	0,1330	0,0561	0,0001

### 4.3.3 Correlação entre parâmetros do mar e da atmosfera

Um filtro de Lanczos foi usado para filtrar as frequências abaixo de 8 meses no sinal das séries dos parâmetros estimados. A partir desse filtro, duas séries distintas foram correlacionadas: uma série contendo o sinal com frequências abaixo de 8 meses e outra com as frequências acima desse período. Os resultados das correlações entre as áreas do continente com a área do oceano e da plataforma continental são mostrados nas Figuras 4.17 e 4.18, respectivamente.

Os valores de correlação entre os parâmetros da área Oc (Figura 4.17) diferem para as áreas do continente. Também ocorrem diferenças entre a série com as frequências mais baixas e a de frequências mais altas. A correlação da frequência do número de LI com os outros parâmetros foi, em sua maioria, negativa, com exceção do GDI na área C1. Conforme os resultados da análise espectral, a baixa linearidade entre as séries confere baixos valores de correlação para a maioria dos parâmetros.



**Figura 4.17:** Tabelas de correlação entre os parâmetros oceânicos da área Oc e atmosféricos ( $CIS = \Delta \vec{V}_z$ ) das áreas do continente (C1, C2 e C3). A coluna da esquerda apresenta a correlação para a série com o sinal de frequências acima de 8 meses (filtro de 8 meses), enquanto a coluna da direita se refere à série com as frequências abaixo de 8 meses (diferença).

Entretanto, os demais parâmetros oceânicos e atmosféricos apresentam valores mais altos de correlação em alguns casos. Notavelmente, ocorre uma correlação nula entre o GDI e o CAPE na área C3. Em contraste, valores mais altos de correlação

ocorrem para o parâmetro OHC0, o que era esperado em função desse parâmetro ser dependente da MLD, salinidade e temperatura do perfil vertical, incluindo assim mais variáveis associadas com as condições estimadas pelos parâmetros da atmosfera.

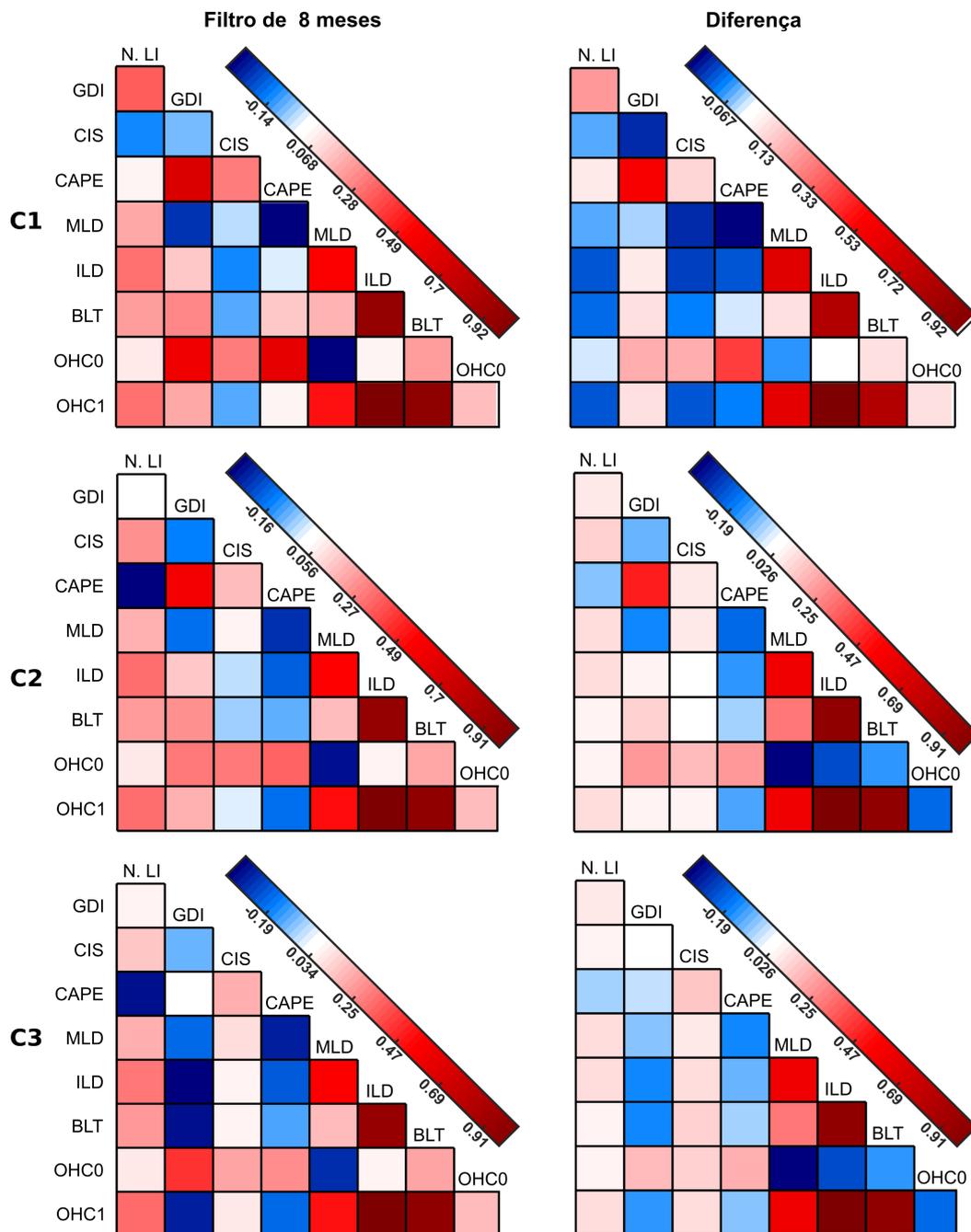


Figura 4.18: As mesmas tabelas da Figura 4.17, mas neste caso, os parâmetros são correlacionados com a área P0.

No caso da área P0, a frequência de LI se correlaciona positivamente com a maioria dos parâmetros; além disso, os valores dos coeficientes de correlação são mais altos. Entretanto, deve-se mencionar que os dados de reanálises apresentam limitações ao capturar a variabilidade pertinente à formação de LI.

#### 4.4 Discussão

Os resultados caracterizaram diferentes relações entre a frequência de LI e os parâmetros da estrutura vertical da troposfera e do oceano. Nesta seção é discutido a influência dos parâmetros em relação às áreas da plataforma continental e oceano.

##### 4.4.1 Contraste entre a plataforma e o oceano

Os resultados das análises de ondaleta indicam que a coerência entre a frequência das LI com os parâmetros de estratificação diferem entre o oceano e a plataforma. No oceano, o espectro global das séries apresenta um pico significativo no período de 12 meses. Na área de plataforma continental, esse pico decai, e os períodos abaixo de 4 meses passam a concentrar a energia da série. Esse contraste pode ser explicado parcialmente pela variabilidade do conteúdo de água doce, considerando apenas a influência da descarga da Pluma do Rio Amazonas.

Os valores de MLD e BLT são mais influenciados pelo conteúdo de água doce introduzido pela Pluma do Rio Amazonas na camada mais superficial da coluna d'água na área oceânica (Oc). De fato, Romanova, Köhl, e Stammer (2011) identificaram respostas nas anomalias de BLT em função da descarga do Rio Amazonas na área Oc. Deve-se considerar ainda que a circulação das correntes oceânicas e seus vórtices são o principal mecanismo para transportar a Pluma do Rio Amazonas para o oceano (Saha, Serra, e Stammer, 2021). Dessa forma, a variabilidade interanual associada com a circulação do Oceano Atlântico Oeste pode estar relacionada com a coerência em torno do ciclo de 12 meses encontrada no periodograma desses parâmetros. Essa tendência é verificada até mesmo em estudos de variação decadal, que estabelecem a ligação da Pluma do Rio Amazonas com mudanças de longo prazo no Oceano Atlântico Oeste (Jahfer, Vinayachandran, e Nanjundiah, 2017, 2020).

Considerando a precipitação, incorporada no conjunto de reanálise C-GLORS através do modelo NEMO, é possível atribuir a sua influência na MLD e BLT nos períodos mais longos (12 meses). A precipitação está fortemente associada com a variabilidade da ZCIT, que segue o gradiente de temperatura inter-hemisférico. Desta forma, é possível ainda identificar, através do OHC0 e OHC1, essa variabilidade, uma vez que esses parâmetros levam em consideração a temperatura e seu perfil vertical. Esse *feedback* foi caracterizado por Jury (2023), que identificou no Atlântico Equatorial a tendência de que o aumento da precipitação faz a MLD se tornar mais rasa, como consequência, eleva a TSM, que por sua vez aumenta a convecção. Esse autor também encontrou uma coerência entre as séries de MLD e TSM no período de 12 meses.

Em relação aos resultados considerando a área da plataforma continental (P0), o espectro global dos periodogramas concentrou a energia nos períodos menores do que 4 meses. Essa tendência deve ser relacionada com as especificidades da área P0, cuja descarga do Rio Amazonas modifica o perfil de temperatura e salinidade em função da sua variabilidade (Molinas, Carneiro, e Vinzon, 2020 e Aguiar *et al.*, 2022). Dessa forma, essa área é influenciada apenas marginalmente pelas correntes oceânicas ao largo da plataforma, o que resulta na redução em até duas ordens de grandeza da energia do periodograma nos períodos mais longos.

A relação entre a frequência das LI e os parâmetros da plataforma é limitada pela resolução e sistema de assimilação do conjunto C-GLORS (poucas observações na plataforma). Portanto, apesar de ser possível observar diferenças entre os periodogramas da área P0 e Oc, a análise conduzida neste trabalho não é suficiente para descrever a interação que inclui processos da camada limite atmosférica, os quais são mais relevantes para a convecção em resposta às condições da plataforma (Lombardo e Kading, 2018).

#### 4.4.2 Relação com a instabilidade da troposfera

A interação da frequência de LI com as séries de GDI, CAPE e  $\Delta \vec{V}_z$  apresentou diferenças entre as áreas do continente, isto é, as áreas C1, C2 e C3. Essa diferença está associada às condições locais, uma vez que as LI mudam de posição ao longo do ano (Sousa, Candido, e Satyamurty, 2021). Um ponto em comum para essas três áreas

é que a energia do periodograma se concentra nos períodos de 8 meses e abaixo de 4 meses. A grande heterogeneidade do Leste da Amazônia em relação às características da convecção (Nunes *et al.*, 2016) explica as diferenças no espectro global de energia entre as três áreas.

Estimativas do GDI para essas áreas podem ser encontradas nos produtos operacionais de Gálvez e Davison (2016), mas estudos que utilizam esse índice na região são escassos. Considerando ambientes tropicais, Miller, Mote, e Ramseyer (2019) encontraram correlações entre o GDI e a precipitação variando entre 0,1 e 0,82, considerando diferentes estações do ano em Porto Rico. Seus resultados indicam que o GDI supera em desempenho o índice CAPE. Nesse sentido, a coerência das séries do GDI e CAPE neste trabalho está em conformidade com os resultados desse autor (Miller *et al.*, 2019 e Miller, Mote, e Ramseyer, 2019). A principal diferença observada é o pico de energia em torno de 12 meses no periodograma do CAPE em comparação com o GDI, onde os picos dos espectros globais apresentam a mesma magnitude de energia.

O periodograma do  $\Delta \vec{V}_z$  assemelha-se ao do GDI nas áreas C1 e C2, mas na área C3, o perfil do espectro global concentra mais energia nos períodos menores. Esses resultados indicam que o GDI, em conjunto com o  $\Delta \vec{V}_z$ , descrevem melhor o ambiente propício para a formação das LI. Conforme discutido por Sousa, Candido, e Satyamurty (2021), bem como por Alcântara *et al.* (2011), a estrutura vertical da troposfera é fundamental para favorecer a formação das LI. Fica evidente, sobretudo, o melhor desempenho do GDI em comparação com os outros índices usados por esses autores.

Como discutido anteriormente, as LI se formam em um ambiente de transição entre a camada limite marítima e continental, o que limita o ERA5, como produto de reanálise, a capturar aspectos regionais importantes dessas áreas, como a interação da brisa de rio, por exemplo. No entanto, esses resultados mostram coerência com a variabilidade da plataforma continental, abordada na subseção anterior.

### 4.4.3 Composições e Correlação dos parâmetros

Os resultados das composições indicam a natureza não linear das LI, uma vez que apresentam tendências opostas entre os diferentes parâmetros. Ao considerar os parâmetros de estratificação, os valores de FAR na área P0 foram superiores à área Oc, com exceção do OHC0 (OHC integrado até a MLD). Nenhum parâmetro apresentou um FAR maior que 10%. Em relação aos parâmetros de estabilidade, o GDI apresentou valores de FAR de até 5%, enquanto o  $\Delta \vec{V}_z$  apresentou valores de até 24%, seguido pelo CAPE com valores de até 13%. Os resultados das composições e os valores de FAR são difíceis de comparar com outros estudos devido às suas especificidades. No entanto, de acordo com Stott *et al.* (2015) e Philip *et al.* (2020), os resultados dessas composições indicam como as LI podem ser atribuídas a condições de estabilidade e estratificação específicas. Uma análise definitiva deve levar em conta experimentos numéricos, o que não foi feito neste trabalho baseado em dados de reanálise.

Os valores dos coeficientes de correlação para as séries filtradas (ciclos maiores que 8 meses e os menores) também revelam tendências opostas, ou seja, correlações positivas e negativas entre os parâmetros em diferentes áreas. A comparação entre as áreas C1, C2 e C3 sugere contrastes nos valores dos coeficientes de correlação, indicando uma heterogeneidade espacial (Nunes *et al.*, 2016). Já a comparação entre as áreas P0 e Oc reflete as diferentes influências das áreas mais próximas e distantes do continente (Jury, 2023). É importante destacar que essas correlações com séries mensais podem mascarar anomalias mais intensas. Portanto, futuros trabalhos podem considerar a inclusão da amplitude presente no ciclo diurno para esses parâmetros.

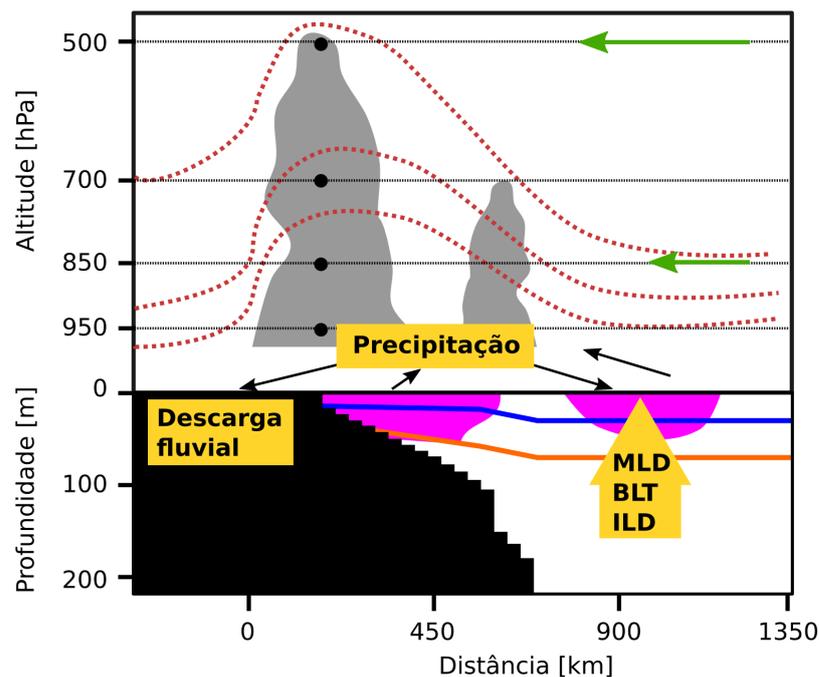
Resumindo, os resultados das correlações e composições revelam as limitações dos parâmetros na associação com a frequência das LI. No entanto, ainda têm utilidade na identificação de outros processos de influência relacionados ao oceano e à atmosfera. A abordagem utilizada, embora tenha se limitado a encontrar baixos valores de correlação e atribuição, está em consonância com os resultados de estudos semelhantes em outros ambientes tropicais relacionados à influência do Oceano Atlântico (Miller, Mote, e Ramseyer, 2019 e Alber *et al.*, 2020).

## 4.5 Conclusão

Parâmetros da estrutura vertical do mar e condições termodinâmicas da troposfera, estimados a partir de produtos de reanálises, mostraram limitações para identificar correlações com a frequência de Linhas de Instabilidade identificadas em imagens de satélite pelo método subjetivo. Por outro lado, os resultados desse Capítulo dão suporte para futuros trabalhos buscarem identificar, a partir de uma rede de observações mais adequada, interações entre a formação desses sistemas com a estrutura subsuperficial do oceano e plataforma continental.

De maneira geral, os resultados desse Capítulo estão coerentes com outros estudos que abordam a relação de *feedback* ar-mar. Fazendo o enquadramento com os processos que atuam nas áreas analisadas, a Figura 4.19 esquematiza a relação das LI, como processos convectivos, sobre o continente e seu reflexo na plataforma e oceano. A precipitação no continente alimenta a descarga fluvial que resulta na área da Pluma do Rio Amazonas. O transporte e espalhamento dessa pluma cria uma camada superficial de baixa salinidade no oceano que favorece a formação da camada barreira (BLT). Conseqüentemente, a camada de mistura (MLD) se torna mais rasa (assim como a camada isotermal, ILD), resultando em aquecimento da camada superficial. A partir disso, mais energia se torna disponível para alimentar a convecção, aumentando assim a precipitação no continente, retroalimentando o *feedback*.

Os resultados deste capítulo revelaram que o ambiente de plataforma apresenta uma variabilidade mais limitada nos períodos de 4 meses. Isso sugere que uma caracterização da estratificação no mar pode aprimorar a compreensão do estado da troposfera e seu efeito sobre as LI. Ao integrar o uso de um conjunto minimalista de parâmetros de estabilidade e estratificação, foi possível estabelecer uma relação entre a frequência das LI e os processos frequentemente associados à variabilidade da convecção no continente. Dessa forma esse Capítulo conclui que embora dados de reanálise não possam representar por completo variáveis de interesse para as LI, estes se mostram suficientes para delimitar tendências em períodos maiores.



**Figura 4.19:** Esquema das conclusões deste capítulo sobre os parâmetros de estabilidade da atmosfera e estratificação do oceano. A descarga do Rio Amazonas ocupa a plataforma continental e posteriormente pode ser transportada para o oceano exterior. A baixa salinidade cria a camada barreira, o que, por sua vez, promove a redução da MLD e favorece o aquecimento da camada superficial do oceano. As condições de anomalias positivas de calor no oceano favorecem a precipitação, contribuindo para a precipitação local através das LI.

### Ligação com próximo capítulo

O presente capítulo investigou como diferentes condições de estratificação no mar e oceano podem interagir com os mecanismos de convecção costeira. No entanto, devido às características dos conjuntos de dados utilizados neste capítulo, não é possível identificar processos dinâmicos e termodinâmicos de mesoescala usando dados de reanálise. Nesse sentido, o próximo capítulo busca preencher essa lacuna por meio de experimentos numéricos e dados observacionais em um período mais restrito. Portanto, o próximo capítulo analisará os processos termodinâmicos que estabelecem a ligação entre a estratificação do oceano e a convecção costeira na região da Amazônia.

# 5 | Efeitos da estratificação sobre a convecção costeira

## 5.1 Introdução

A precipitação em áreas costeiras ao longo dos trópicos está associada à sobreposição de diferentes processos. A influência da orografia sobre a circulação de brisa marinha (Qian, Epifanio, e Zhang, 2009 e Li e Carbone, 2015), assim como a altura da camada limite planetária sobre regiões marítimas (Lombardo, 2020), determinam a intensidade da convecção local. Além da dificuldade de observar as características da convecção numa área estreita, a simulação desses processos também apresenta desafios, especialmente a reprodução da circulação forçada por mecanismos termodinâmicos na interface ar-mar-continente (Porson, Steyn, e Schayes, 2006).

A região Amazônica é o foco de diversos trabalhos em virtude do seu papel no clima regional e global. Devido à sua grande extensão é possível identificar heterogeneidades no regime convectivo (Nunes *et al.*, 2016). Nesse sentido, a região do Leste da Amazônia apresenta a particularidade de ser um ambiente de transição entre o continente e o mar. Esse ambiente de transição é caracterizado por sistemas convectivos de mesoescala (Maddox, 1980), dos quais as linhas de instabilidade (LI) se destacam (Cohen, Silva Dias, e Nobre, 1995 e Cohen *et al.*, 2009).

As LI são sistemas que se organizam em forma linear da ordem de centenas de quilômetros que se formam a partir de aglomerados de nuvens, seguindo a orientação da costa (Garstang *et al.*, 1994). As LI formam-se pela atuação da brisa marinha e também podem ser influenciadas pela brisa de rio (de Matos e Cohen, 2016 e Germano *et al.*, 2017). A circulação de brisa marinha está fortemente conectada com o contraste térmico entre o continente e o mar, representando assim o vínculo da temperatura da superfície do mar (TSM) com o regime convectivo sobre o continente (Alcântara *et al.*, 2011 e Sousa, Candido, e Satyamurty, 2021).

O contraste térmico entre o continente e o mar é comumente usado para avaliar a circulação de brisa marinha, como, por exemplo, o seu uso por Planchon *et al.* (2006) para criar um produto operacional da frente de brisa marinha. No entanto, essa caracterização considera predominantemente a TSM e a influência da circulação sinótica, responsável por organizar a circulação de brisa marinha em CCMs ou LI (Cohen, Silva Dias, e Nobre, 1995). No entanto, o mar apresenta uma estratificação que é relevante para a interação com a atmosfera (Dayan *et al.*, 2023), sobretudo considerando o balanço dos fluxos de calor (Rudzin *et al.*, 2020). Para a região Leste da Amazônia, de Souza e Oyama (2017) encontraram correlações significativas da circulação local com índices oceânicos de larga escala, mas a influência da estratificação local do oceano é um tópico ausente nos demais estudos.

A convecção ainda assim está sujeita a processos de *feedback* ar-mar, uma vez que parâmetros do oceano e da atmosfera interagem entre si de forma complexa. Para o Oceano Atlântico Tropical, o *feedback* de vento-evaporação-TSM (WES - *wind-evaporation-SST*) e o *feedback* rain-induced buoyancy-mixed layer-SST (RIMS) são responsáveis por controlar a variabilidade da precipitação (Chang *et al.*, 2021 e Kataoka, Suzuki, e Tatebe, 2023). O *feedback* WES influencia principalmente a assimetria da posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ao modificar o gradiente de temperatura inter-hemisférico (Byrne e Thomas, 2019). Recentemente, a consideração do balanço de calor na camada de mistura do oceano (MLD) permitiu atribuir ao *feedback* RIMS a posição de segundo principal vetor de variabilidade (Kataoka *et al.*, 2019 e Kataoka, Suzuki, e Tatebe, 2023). O WES e o RIMS receberam mais atenção na porção norte do Atlântico Tropical, abrindo uma lacuna para considerar seu papel ao largo do Leste da Amazônia.

Essa lacuna de conhecimento se deve, sobretudo, à pouca interdisciplinaridade dos estudos conduzidos na região, isto é, à ausência de campanhas observacionais no mar e no continente. Uma forma de contornar essas limitações é o uso de simulações numéricas que incluam um esquema de representação da estratificação, tal como o esquema *ocean mixed-layer* (OML) descrito por Pollard, Rhines, e Thompson (1973). O esquema OML foi modificado no modelo atmosférico *Weather Research and Forecast* (WRF), considerando um perfil idealizado definido pela profundidade da

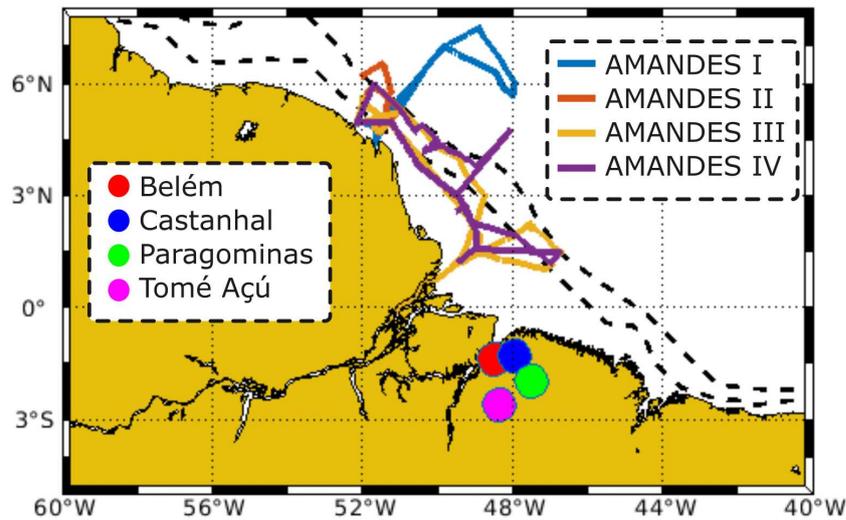
camada de mistura (MLD - *Mixed Layer Depth*) e um *lapse rate* constante ( $\Gamma$ ) (Davis *et al.*, 2008). Essa implementação do OML no WRF assume que a troca de calor ocorre através da redistribuição do perfil vertical do OML. Uma limitação nessa abordagem ocorre justamente pela ausência do efeito dos termos advectivos na evolução do OML (Yablonsky e Ginis, 2009). Por outro lado, o uso do OML apresenta uma melhora na performance dos resultados numéricos em ambientes tropicais (Yesubabu *et al.*, 2019 e Nellipudi *et al.*, 2021).

A performance de modelos atmosféricos regionais comumente tende a ser dependente das condições sinóticas. Em função disso, a performance de diferentes esquemas de parametrização apresentam indicadores que são também dependentes do tempo (Jeworrek, West, e Stull, 2021). Portanto, ao considerar essas particularidades, fica evidente a necessidade de avaliar integralmente as diferentes combinações de parametrização na aplicação de modelos em áreas costeiras.

Conforme mencionado anteriormente, os estudos sobre a convecção no Leste da Amazônia incluem, sobretudo, análises considerando a TSM. No entanto, considerando a dinâmica ar-mar-continente, é importante que seja incluído o papel da estratificação do mar para uma análise mais completa dos processos e seus *feedbacks*. Nesse sentido, o presente capítulo analisa o efeito da estratificação a partir do estudo de casos de aglomerados convectivos e LI entre 2007 e 2008, período em que ocorreram cruzeiros oceanográficos na Plataforma Amazônica.

### 5.1.1 Área de Estudo

A Figura 5.1 apresenta a área de estudo e indica as coordenadas das estações de observação e cruzeiros oceanográficos a serem considerados na seção de material e métodos. A área continental envolve, dessa maneira, um mosaico de cobertura de solo sobreposta ao Rio Amazonas e seus tributários. No oceano, a principal característica é a TSM mais quente associada à Pluma do Rio Amazonas. A área costeira, como zona de transição, envolve, portanto, o equilíbrio entre esses três vetores atuando sobre a dinâmica e a termodinâmica local.



**Figura 5.1:** Mapa da área de estudo que destaca as localizações das estações meteorológicas e as rotas dos cruzeiros oceanográficos. Os círculos coloridos indicam as estações meteorológicas de Belém (vermelho), Castanhal (azul), Paragominas (verde) e Tomé Açú (magenta). As linhas azul, laranja, amarela e roxa representam as rotas dos cruzeiros oceanográficos AMANDES I, AMANDES II, AMANDES III e AMANDES IV, respectivamente.

## 5.2 Material e Métodos

### 5.2.1 Observações

Os resultados dos experimentos numéricos serão comparados com dados de estações meteorológicas e sondagens disponíveis para os períodos dos estudos de caso, e serão discutidos a seguir. Adicionalmente, valores de temperatura dos cruzeiros Amandes também serão empregados para verificar a variação da temperatura superficial nessa porção da grade do modelo. Uma limitação ocorre pela baixa distribuição de estações ao longo da área de formação das LI, de forma que será possível apenas verificar variáveis ambientais pré e pós-desenvolvimento das LI.

Dados de sondagem vertical foram obtidos da estação de Belém, localizada em  $1,38^{\circ}\text{S}$  e  $48,48^{\circ}\text{W}$  (círculo vermelho na Figura 5.1). As sondagens foram acessadas através do arquivo da Universidade de Wyoming, disponível no endereço <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. Esta estação é identificada pelo código SBBE-82193. As sondagens das 00Z (21h no horário local) foram usadas para avaliar a condição pré-desenvolvimento das LI, enquanto o horário das 12Z (9h

no horário local) foi usado para avaliar a condição pós-desenvolvimento das LI. A temperatura potencial equivalente  $\theta_e$  e a intensidade do gradiente vertical do vento foram comparadas com os valores dos experimentos numéricos (listados nas seções seguintes).

Junto com a estação de Belém, outras três estações são usadas para validação da temperatura do ar, sendo as estações de Castanhal (PA-código A202), Paragominas (PA-código A212) e Tomé Açú (PA-código A213), cujas respectivas localizações são mostradas na Figura 5.1. Essas estações foram consultadas pelo portal do BDMEP em <https://bdmep.inmet.gov.br/>. Uma limitação óbvia é a baixa cobertura de estações disponíveis para a área de estudo durante o período de 2007-2008, estando concentradas no estado do Pará. Além disso, outras variáveis monitoradas apresentaram lacunas e foram excluídas da validação.

Dados de precipitação diária (opção disponível para o período 2007-2008) foram obtidos do produto MERGE, disponíveis em <https://ftp1.cptec.inpe.br/modelos/io/produtos/MERGE/>. Esse produto combina estimativas de estações meteorológicas com sensores geostacionários (Tropical Rainfall Measuring Mission TRMM), possibilitando assim estimar a precipitação associada a sistemas de mesoescala por extensas áreas (Rozante *et al.*, 2010). A resolução espacial do MERGE é de 10 km e encontra-se disponível como acumulados diários para o período de 2007-2008.

Imagens do sensor GOES 10 (Geostationary Operational Environmental Satellites) foram obtidas através do mosaico global, distribuído pelo portal do CPTEC (<http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/>). Essas imagens foram usadas para identificação subjetiva (Cohen, Silva Dias, e Nobre, 1989) da ocorrência de LI. As imagens exibidas aqui foram projetadas e confeccionadas pelo CPTEC; no entanto, a base de dados brutas pode ser obtida no *Global Hydrometeorology Research Center* (GHRC - <https://ghrc.nsstc.nasa.gov/home/>).

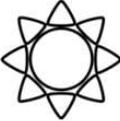
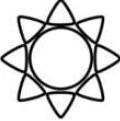
Valores de temperatura e salinidade foram obtidos a partir dos dados de cruzeiros oceanográficos do *AMAzone-ANDES* (AMANDES), cujas rotas são mostradas na Figura 5.1. As quatro campanhas oceanográficas ocorreram entre 2007 e 2008. As campanhas AMANDES I e AMANDES II (ao largo da Guiana) correspondem ao início da estação chuvosa, enquanto nas campanhas de transição para a estação seca, são

amostradas pelos cruzeiros AMANDES III e AMANDES IV (ao largo da Foz do Rio Amazonas). As observações foram usadas para estimar a média da profundidade da camada de mistura oceânica (MLD) na plataforma. Posteriormente, essas estimativas foram passadas para a configuração do modelo atmosférico.

### 5.2.2 Eventos de Linhas de Instabilidade

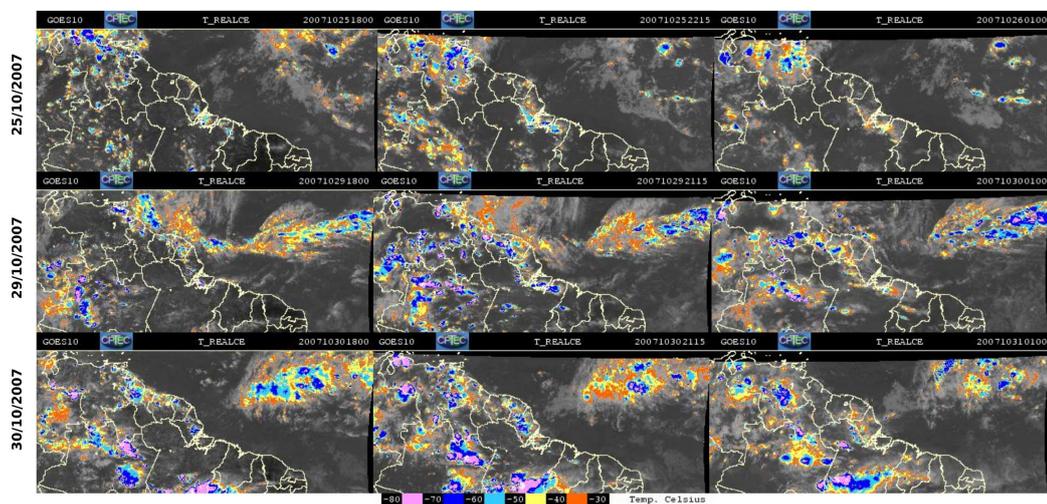
Os estudos de caso são eventos de formação de LI no Leste da Amazônia durante os cruzeiros oceanográficos AMANDES, conforme listados na Tabela 5.1. Ao longo do intervalo das quatro campanhas oceanográficas, três e quatro LI foram identificadas durante o AMANDES I e II, respectivamente. Já para os cruzeiros AMANDES III e AMANDES IV ocorreram quatro e seis LI, respectivamente. Portanto, os eventos considerados aqui referem-se a eventos de intensidade distinta ao longo da estação chuvosa e seca.

**Tabela 5.1:** Eventos de formação de Linhas de Instabilidade durante os quatro cruzeiros oceanográficos ao longo da plataforma Amazônica. Os ícones na terceira coluna destacam os meses das estações chuvosa e seca na área de estudo. A duração dos experimentos não inclui o período de 18h usado como *spin-up*, isto é, a duração completa deve ser acrescida desse valor.

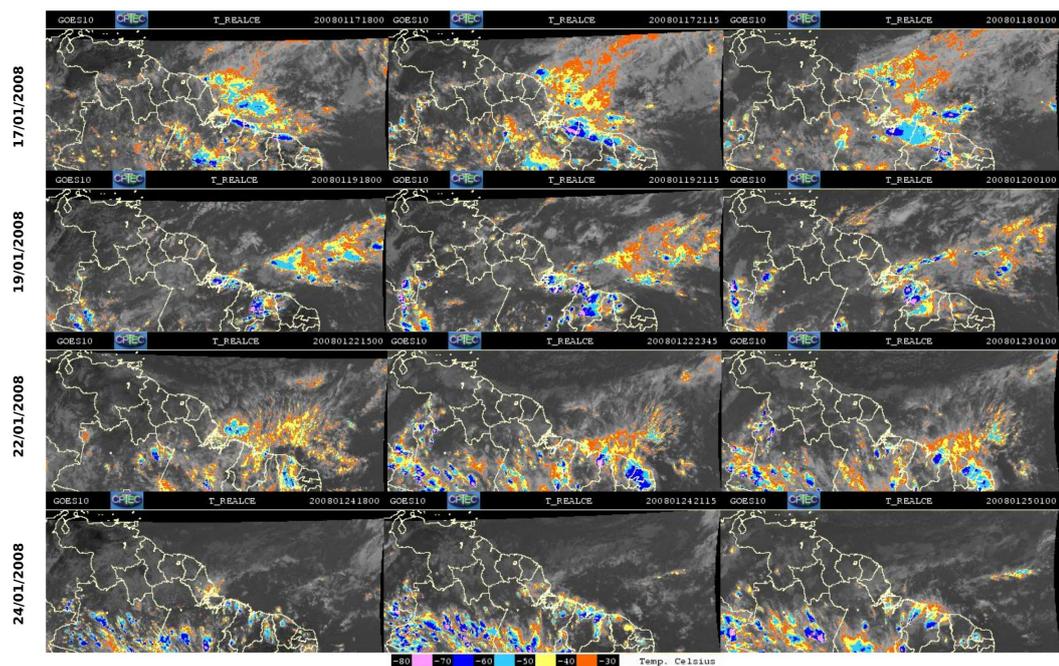
Cruzeiros	Ocorrências de Linhas de Instabilidade		Duração dos Experimentos
AMANDES I (GUYANA) 24/10/2007 - 01/11/2007	25/10/07 21:00 Z 29/10/07 21:00 Z 30/10/07 21:00 Z		126 h
AMANDES II (GUYANA) 17/01/2008 - 26/01/2008	17/01/08 21:00 Z 19/01/08 21:15 Z 22/01/08 21:00 Z 24/01/08 21:00 Z		174 h
AMANDES III (Amazonas) 06/04/2008 - 18/04/2008	09/04/08 21:00 Z 10/04/08 21:00 Z 11/04/08 21:00 Z 12/04/08 21:00 Z		78 h
AMANDES IV (Amazonas) 08/07/2008 - 20/07/2008	09/07/08 21:00 Z 10/07/08 21:00 Z 11/07/08 21:15 Z 12/07/08 21:00 Z 13/07/08 20:45 Z 15/07/08 21:00 Z		150 h

Embora esses eventos não apresentem características notáveis do ponto de vista de intensidade e extensão da precipitação, possibilitam a obtenção de dados subsuperficiais do mar de plataforma. Essa janela amostral permite ainda a utilização de outros produtos observacionais disponíveis durante esses eventos. Como o intuito é futuramente desenvolver um sistema operacional acoplado com modelo oceânico (recomendado para Trabalhos Futuros no capítulo de conclusão), essa janela de estudo poderá ser vantajosa posteriormente, uma vez que permitirá o uso dos cruzeiros para validar o modelo oceânico.

Destaca-se que os eventos de LI foram identificados usando o critério de Cohen, Silva Dias, e Nobre (1989), considerando os limites de temperatura realçada em imagens satelitais de infravermelho entre  $-7.35^{\circ}$  C e  $-110.35^{\circ}$  C. A formação das LI é engatilhada pela circulação de brisa marinha, com seu período de formação e desenvolvimento ocorrendo entre 18Z e 21Z (Sousa, Candido, e Satyamurty, 2021). Além disso, aglomerados convectivos também ocorrem em associação com as LI e, em conjunto, representam a principal fonte de precipitação na costa (Cohen, Silva Dias, e Nobre, 1995).

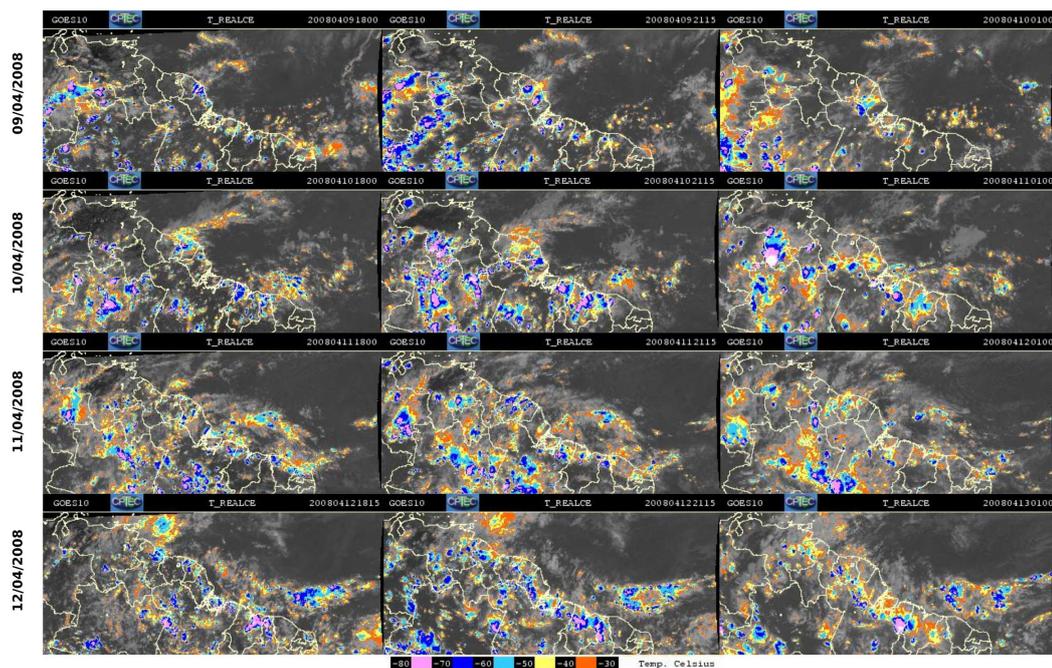


**Figura 5.2:** Sequência de imagens do satélite GOES-10, capturadas nos dias 25/10/2007, 29/10/2007 e 30/10/2007, antecipando o início da estação chuvosa. (Fonte: <https://satelite.cptec.inpe.br/>)



**Figura 5.3:** Semelhante à Figura 5.2, porém, no período compreendido entre 17/01/2008 e 24/01/2008, durante a estação chuvosa. (Fonte: <https://satellite.cptec.inpe.br/>)

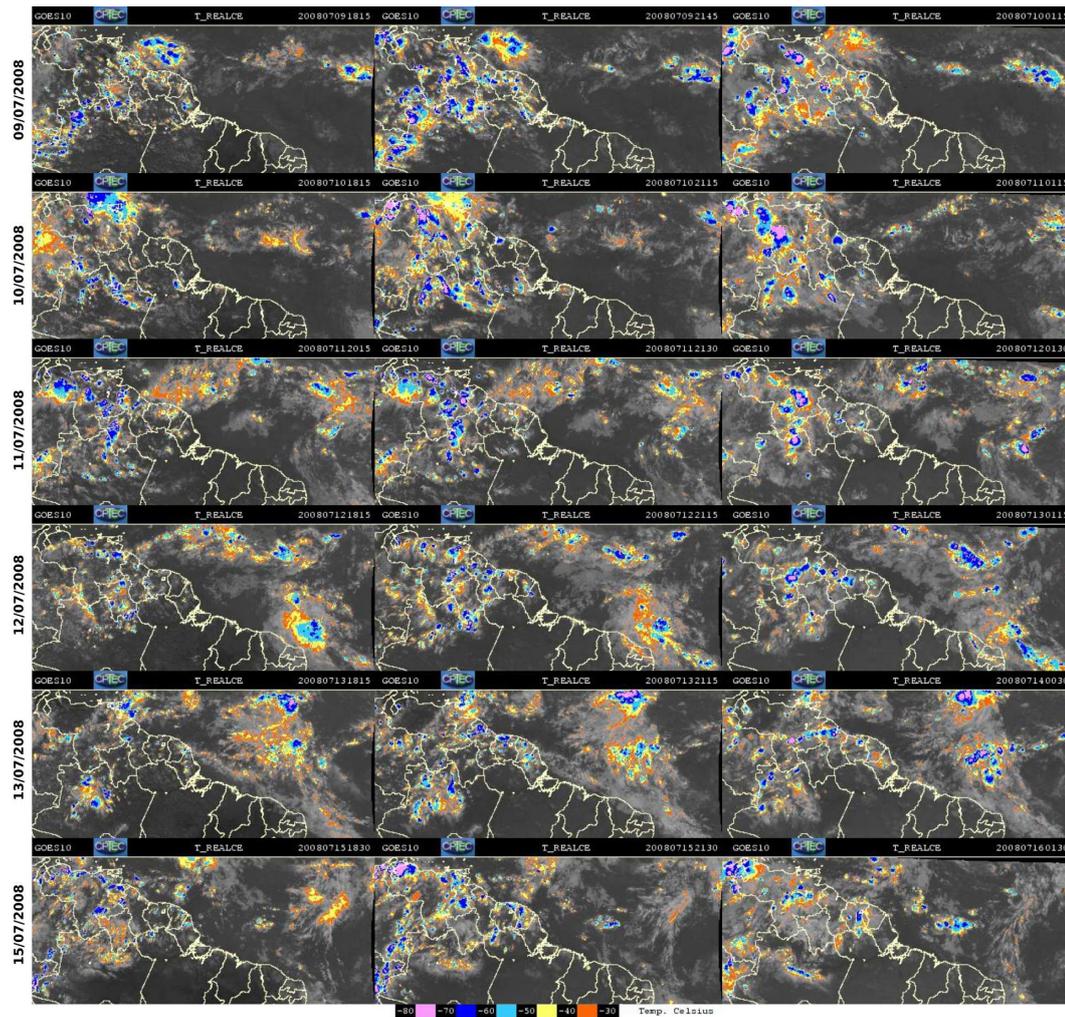
As Figuras 5.2 e 5.3 mostram sequências de desenvolvimento e dissipação das LI e complexos convectivos selecionados como estudo de caso para a transição da estação chuvosa. No mês de outubro, a ZCIT ainda se encontra mais ao norte, em torno de  $5^{\circ}\text{N}$ , condição anterior à estação chuvosa. Em função da posição mais ao norte, a convecção ocorre predominantemente próxima do Amapá, assim como a formação das LI. Já em janeiro, o avanço do verão no hemisfério sul promove o deslocamento da ZCIT para o sul. Conseqüentemente, a convecção passa a ser mais ativa ao longo da costa do estado do Maranhão, acompanhado de subsequente deslocamento da LI continente adentro.



**Figura 5.4:** Semelhante à Figura 5.2, porém, no período de 09/04/2008 a 12/04/2008, durante a estação seca. (Fonte: <https://satelite.cptec.inpe.br/>)

Em seguida, as Figuras 5.4 e 5.5 apresentam as sequências para os meses de Abril e Julho, correspondentes ao período de transição para a estação seca. Abril ainda é marcado pela presença da ZCIT mais ao sul, alinhada com uma convecção degenerada por toda a Bacia Amazônica. Nesse período, as LI tendem a ocupar simultaneamente os estados do Amapá, Pará e Maranhão. Já em Julho, a ZCIT já encontra-se deslocada para norte, reduzindo a intensidade da convecção, principalmente sobre a costa do Maranhão. As LI são caracterizadas por menores comprimentos e ciclo de vida mais curto (dissipação antes das 01Z do dia seguinte).

Em resumo, os estudos de caso deste Capítulo compreendem quatro meses com diferentes condições sazonais de intensidade da convecção na área de estudo. Por representarem períodos onde valores de temperatura do mar estão disponíveis pelo cruzeiro Amandes, esses eventos permitem adicionalmente verificar o desempenho da simulação fora da área continental. A seguir, serão definidas as configurações dos experimentos numéricos empregados para esses estudos de caso.



**Figura 5.5:** Semelhante à Figura 5.2, entretanto, durante o período de 09/07/2008 a 15/07/2008, na estação seca. (Fonte: <https://satelite.cptec.inpe.br/>)

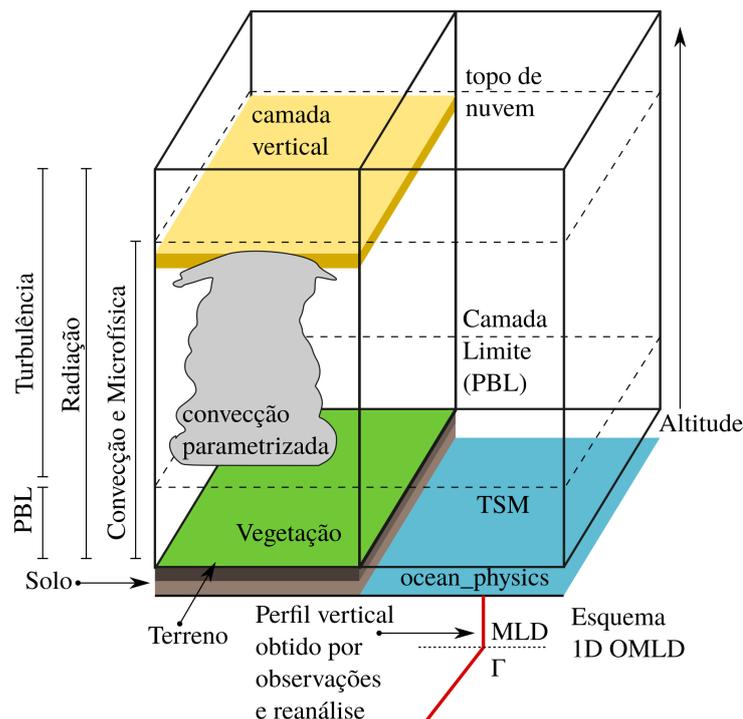
### 5.2.3 Simulações numéricas - Modelo WRF

O modelo *Weather Research and Forecast* (WRF - versão 4.2 - <https://www.mmm.ucar.edu/models/wrf>) foi empregado para estudar os eventos convectivos em diferentes condições de estratificação no oceano. Para esse propósito, quatro conjuntos de parametrizações foram combinados com três tratamentos de TSM. As parametrizações são ilustradas pela Figura 5.6, enquanto as Tabelas 5.2 e 5.3 detalham as configurações do WRF e a lista dos acrônimos dos experimentos. Foram realizados um total de 48 experimentos numéricos com o WRF usando diferentes configurações. Uma lista completa das referências e descrições das opções de parametrização pode ser obtida em [https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/physics/phys\\_references.html](https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/physics/phys_references.html).

A configuração do WRF foi especificada para obter uma resolução adequada a um modelo regional que seria acoplado posteriormente a um modelo oceânico. Dessa forma, foi utilizada a configuração operacional da Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC). O domínio foi configurado com dimensões de 150 por 120 pontos, com uma resolução espacial de 12 km e 60 níveis verticais, usando a projeção de Mercator centrada na desembocadura do Rio Amazonas. Como opção para os dados estáticos de cobertura de solo, foram usadas as classes derivadas do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) com a máscara de lagos. Campos do *Global Forecast System - GFS* National Centers for Environmental Prediction, National Weather Service, NOAA, U.S. Department of Commerce (2000), com resolução espacial de 1° e temporal de 6h, foram usados como condição de contorno e iniciais. Considerando o período mais curto dos experimentos, a opção de *Digital Filter Initialization* foi usada para reduzir os distúrbios iniciais da simulação.

As opções de parametrizações da Tabela 5.3 foram esquematizadas na Figura 5.6 facilitando assim sua descrição. Considerando que a grade do WRF abrange tanto uma porção terrestre quanto uma oceânica, destaca-se aqui o papel da opção *Ocean physics* e seu acoplamento com os demais esquemas de parametrização. Os experimentos com a opção do esquema de perfil vertical unidimensional OML (Pollard, Rhines, e Thompson, 1973 e Davis *et al.*, 2008) são configurados com o valor da profundidade da camada de mistura (MLD) e um *lapse-rate* constante, com valores médias do ambiente de plataforma e do oceano. A Figura 5.6 ilustra e resume os diferentes esquemas de parametrização e seu papel nos experimentos numéricos.

As Tabelas 5.2 e 5.3 contêm uma breve descrição dos esquemas de parametrização empregados nas configurações APAC e *Tropical suit*. O número entre colchetes indica, por conveniência, a *flag* que habilita cada esquema na configuração do WRF. A interação entre as parametrizações ocorre principalmente por meio das variáveis que interagem com os parâmetros de superfície. Uma lista de referências para cada esquema de parametrização é indicada para consultar maiores detalhes.



**Figura 5.6:** Representação dos diferentes esquemas de parametrizações do WRF. Além da representação das camadas da atmosfera, também estão representados aspectos do solo e superfície do mar.

A parametrização *Microphysics* (*mp\_physics*) lida com os processos envolvendo o vapor d'água, formação de nuvens e precipitação. Esse módulo fornece ao WRF o prognóstico de fluxo de calor, umidade e precipitação. Por sua vez, a parametrização *Cumulus* (*cu\_physics*) resolve os efeitos da convecção e nuvens rasas na escala subgrade. Este módulo fornece ao WRF o prognóstico de precipitação na escala subgrade e a tendência de calor, umidade e perfil de tipo de nuvem. O esquema *cu\_physics* interage com o esquema *mp\_physics*, e juntos são responsáveis por determinar a extensão e intensidade da precipitação. Como o esquema *cu\_physics* lida com a contribuição de movimentos verticais para o total de precipitação, os experimentos numéricos apresentam maior sensibilidade à escolha do esquema de *cu\_physics*, enquanto o esquema *mp\_physics* contribui para diferenças de longo prazo.

A parametrização *Land Surface* (*sf\_surface\_physics*) trata do balanço de radiação envolvendo o solo e suas camadas. Além das características do tipo de solo e profundidade das camadas consideradas, o *sf\_surface\_physics* também utiliza a velocidade do vento e a estabilidade em superfície fornecidas pelo esquema *Surface Layer*

**Tabela 5.2:** Descrição dos módulos físicos de parametrização do WRF, indicando a *flag* de configuração no WRF e respectivo material de referência.

<b><i>Microphysics (mp_physics)</i></b>	
[2]	<b>Perdue Lin Scheme:</b> Modelo de nuvem unidimensional que produz um intenso resfriamento por <i>overshooting</i> e superestima os valores de precipitação (CHEN e SUN, 2002)
[6]	<b>WRF Single moment 6-class Scheme (WSM6):</b> Um modelo de parametrização de microfísica com aprimoramentos dos esquemas de fase de gelo em relação ao WSM3 (Hong e Lim, 2006).
<b><i>Cumulus (cu_physics)</i></b>	
[1]	<b>Kain-Fritsch Scheme:</b> Modelo de convecção que usa um esquema de fluxo de massa e parâmetros dinâmicos para definir os gatilhos do tipo de precipitação (Kain, 2004).
[3]	<b>Grell-Freitas Ensemble Scheme:</b> Modelo de convecção baseado em um esquema estocástico (Grell e Freitas, 2014).
[16]	<b>New Tiedtke Scheme:</b> Modelo de convecção que considera a convecção do tipo profunda, rasa e de nível médio (Zhang e Wang, 2017).
<b><i>Land Surface (sf_surface_physics)</i></b>	
[2]	<b>Unified Noah Land Surface Model:</b> Um modelo de cobertura de solo que implementa uma esquema de condutividade térmica (Mukul Tewari <i>et al.</i> , 2004).
[4]	<b>Noah–MP Land Surface Model:</b> Um modelo que descreve a interação entre a atmosfera e o solo, incluindo diferentes processos da cobertura vegetal e tipos de terrenos (Niu <i>et al.</i> , 2011 e Yang <i>et al.</i> , 2011).
<b><i>Surface Layer (sf_sfclay_physics)</i></b>	
[1]	<b>Revised MM5 Scheme:</b> Um modelo de cobertura de solo que implementa uma esquema de condutividade térmica (Jiménez <i>et al.</i> , 2012)
[5]	<b>MYNN Scheme:</b> Um modelo que descreve a interação entre a atmosfera e o solo, incluindo diferentes processos da cobertura vegetal e tipos de terrenos (Nakanishi e Niino, 2006, 2009 e Olson <i>et al.</i> , 2019).
[91]	<b>MM5 Similarity Scheme:</b> Um modelo que descreve a interação entre a atmosfera e o solo, incluindo diferentes processos da cobertura vegetal e tipos de terrenos (Webb, 1970; Zhang e Anthes, 1982 e Beljaars, 1995).

**Tabela 5.3:** Continuação da Tabela 5.2 seguida pelo resumo dos experimentos numéricos. A tabela em forma de quadro mostra a configuração das simulações numéricas com o WRF. A coluna *Ocean phys.* é destacada no quadro à direita, exibindo os parâmetros usados nas opções 1 (esquema OML 1-D da MLD) e 0 (TSM fixa).

**Shortwave (*ra\_sw\_physics*) e Longwave (*ra\_lw\_physics*)**

[4] **RRTMG Shortwave and Longwave Schemes:** Um conjunto de esquemas para realizar estimativas dos processos de absorção, emissão e reflexão da radiação de onda curta e longa (Iacono *et al.*, 2008).

**Boundary layer (*sf\_surface\_physics*)**

[1] **Yonsei University Scheme (YSU):** Um esquema para representar a dinâmica da camada limite planetária em escala subgrade, conta com um aprimoramento do processo de entranhamento (Hong, Noh, e Dudhia, 2006);

[5] **Mellor–Yamada Nakanishi Niino (MYNN) Level 2.5 and Level 3 Schemes:** Esquema que apresenta vantagens para simular trocas de energia e umidade em regiões de transição continente-mar (Nakanishi e Niino, 2006, 2009 e Olson *et al.*, 2019)

[11] **Shin-Hong Scale–aware Scheme:** Comparado com o YSU e MYNN, esse esquema apresenta uma maior adaptabilidade à diferentes escalas espaciais (Shin e Hong, 2015).

**Ocean Model (*sf\_ocean\_physics*)**

[0] **TSM fixa:** Uma TSM fixa ao longo da simulação.

[1] **Simple Mixed–layer Ocean Model:** Um esquema unidimensional de evolução da TSM usando um perfil definido pela MLD e um lapse rate  $\Gamma$  (Pollard, Rhines, e Thompson, 1973).

Experimentos Numéricos	Parametrizações							
	Microphysics	Cumulus	Land sf.	Land sfclay	SWR	LWR	PBL	Ocean phys.
Tropical suit	6	16	2	91	4	4	1	*
APAC I	2	3	2	1	4	4	11	*
APAC II	2	1	4	5	4	4	5	*
APAC III	6	1	4	5	4	4	5	*

Ocean phys. = 1

Plataforma  
 $\Gamma = 0.10 \text{ }^\circ\text{C/m}$   
 MLD = 20 m

Oceano  
 $\Gamma = 0.14 \text{ }^\circ\text{C/m}$   
 MLD = 40 m

Ocean phys. = 0  
 SST only

(*sf\_sfclay\_physics*). O esquema (*sf\_sfclay\_physics*) representa os processos que ocorrem na base da camada limite planetária e, assim, define a intensidade dos fluxos entre a superfície e a atmosfera. Portanto, a combinação desses dois esquemas determina a sensibilidade dos fluxos de umidade, calor e *momentum*, influenciando o perfil de estabilidade e temperatura em superfície que interage com os outros módulos.

As opções de parametrização *Shortwave* (*ra\_sw\_physics*) e *Longwave* (*ra\_lw\_physics*) lidam com os fluxos de radiação de onda longa e onda curta na atmosfera. Esses fluxos interagem com o tipo de cobertura de nuvem nas camadas do modelo e com o tipo de solo. A principal influência desses esquemas de balanço de radiação se manifesta na tendência de resfriamento e aquecimento superficial, uma vez que a ausência de cobertura de nuvem favorece a incidência direta de radiação. Em contrapartida, isso também pode manifestar um forte contraste diurno de temperatura decorrente de alto albedo, como em áreas áridas e urbanas.

As opções de parametrização *Boundary layer* (*sf\_surface\_physics*) lidam com a distribuição dos fluxos de superfície dentro da camada limite planetária (PBL). Esse esquema interage com o perfil de fricção e os fluxos de umidade e calor, juntamente com os esquemas de solo e da camada superficial. A altura da PBL é função dessas variáveis e da intensidade dos processos de mistura local e não local, que modulam o fluxo de massa através da PBL. Processos dependentes do ciclo diurno, como a circulação de brisa marinha, apresentam uma alta sensibilidade ao esquema de *sf\_surface\_physics*.

E, por fim, a opção de parametrização *Ocean Model* (*sf\_ocean\_physics*) permite incluir informações da estratificação nas áreas de oceano da grade do experimento por meio do modelo OML. Conforme a Figura 5.6, a informação da estratificação no modelo WRF é incluída por meio de um perfil unidimensional (1D OMLD - *unidimensional ocean mixed layer depth*) que considera a profundidade da camada de mistura (MLD) e um *lapse rate* constante que determina a taxa de resfriamento do perfil com a profundidade. A evolução da MLD é parametrizada pelo seguinte balanço (Pollard, Rhines, e Thompson, 1973):

$$\frac{dMLD}{dt} = U\gamma Ri^i \quad (5.1)$$

Onde  $U$  é o campo de velocidade,  $\gamma$  é uma constante empírica de proporcionalidade e  $Ri$  é o Número de Richardson para o perfil vertical estimado em conjunto com a temperatura  $T$ . A MLD é acoplada com a tendência de temperatura e o balanço de calor pela seguinte equação:

$$MLD \frac{\partial T}{\partial t} + (T + \Gamma MLD) \frac{\partial MLD}{\partial t} = + \frac{Q}{c_p \rho} \quad (5.2)$$

No qual  $Q$  é o fluxo de calor através da superfície,  $c_p$  é a capacidade térmica da água por unidade de massa e  $\rho$  é a densidade da água do mar. Conforme destacado na Tabela 5.3, dois perfis ideais são usados, um caracterizando o ambiente de plataforma e outro o oceano. O perfil da plataforma continental foi estimado a partir dos levantamentos dos cruzeiros Amandes, optando-se por usar uma média geral com  $\Gamma = 0,10 \text{ } ^\circ\text{Cm}^{-1}$  e  $MLD = 20 \text{ m}$ . O perfil do oceano foi estimado a partir dos dados de reanálise oceânicos (C-GLORS), usando  $\Gamma = 0,14 \text{ } ^\circ\text{Cm}^{-1}$  e  $MLD = 40 \text{ m}$ . Esses valores médios apresentam a desvantagem de não caracterizarem a espacialidade da MLD. Seu uso neste trabalho se justifica por permitir incluir informação da estratificação no modelo, refletindo em diferentes respostas nas simulações.

#### 5.2.4 Análise de validação

A performance dos experimentos numéricos será verificada por meio da comparação com observações e o produto MERGE. A avaliação será conduzida seguindo a combinação dos critérios de Kling, Fuchs, e Paulin (2012) e Hallak e Pereira Filho (2011). Cada um dos experimentos será submetido ao parâmetro *Kling-Gupta efficiency statistic* (KGE), um parâmetro proposto por Gupta *et al.* (2009) e modificado por Kling, Fuchs, e Paulin (2012) para considerar três pesos, conforme a equação:

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\gamma - 1)^2} \quad (5.3)$$

Onde  $r$  é o coeficiente de correlação entre os resultados e as observações,  $\alpha = \mu_s/\mu_o$  é a razão de viés, e  $\gamma = (\sigma_s/\mu_s^{-1})/(\sigma_o/\mu_o^{-1})$  é a razão de variabilidade. O desvio padrão e a média são designados por  $\sigma$  e  $\mu$  respectivamente, onde os subscritos referem-se às observações (o) e às simulações (s). O KGE é utilizado devido à sua capacidade

de avaliar a variabilidade do ciclo diurno, considerando a distribuição dos valores avaliados. Quanto mais próximo da unidade, melhor o desempenho, sendo que o pior desempenho medido por um dos pesos deve ser igual ou maior ao valor final de KGE.

Valores ótimos de KGE geralmente são discutidos na literatura considerando apenas estimativas positivas. No entanto, como apontado por Knoben, Freer, e Woods (2019), uma análise mais minuciosa pode estender esse limite de boa performance para valores negativos. Além disso, critérios relativos à janela temporal utilizada nas comparações entre resultados de modelos e observações também influenciam nas estimativas das métricas de performance (Jeworrek, West, e Stull, 2021). Portanto, optou-se aqui pela abordagem de considerar os valores negativos de KGE para o período total, não apenas para os eventos individuais de LI. Isso possibilitará avaliar integralmente a performance dos modelos considerando os valores positivos e negativos de KGE estimados na maior janela temporal possível.

O Erro Quadrático Médio (MSE) e o Viés (Bias) são calculados para obter medidas mais objetivas de desempenho dos diferentes experimentos. Esses parâmetros são comumente utilizados em diversas áreas, e uma discussão mais detalhada de suas qualidades pode ser consultada em Hallak e Pereira Filho (2011).

Os experimentos são agrupados em função da intensidade da estação chuvosa, uma vez que, além da sensibilidade aos esquemas de parametrização, as diferenças entre as estações também influenciam na capacidade dos modelos, conforme discutido por Jeworrek, West, e Stull (2021). Desta forma, os experimentos de janeiro e abril de 2008 são agrupados na estação chuvosa, enquanto os de outubro de 2007 e setembro de 2008 são agrupados como período seco.

### 5.2.5 Parâmetros de diagnóstico

O termo  $\frac{Q}{c_p \rho}$  no balanço do modelo de MLD unidimensional pode ser decomposto em quatro termos relativos à contribuição da radiação de onda curta  $Q_{sw}$ , radiação de onda longa  $Q_{lw}$ , calor latente  $Q_{lb}$  e calor sensível  $Q_{sl}$ :

$$\frac{Q}{c_p \rho} = \frac{Q_{sw}}{c_p \rho} + \frac{Q_{lw}}{c_p \rho} + \frac{Q_{lb}}{c_p \rho} + \frac{Q_{sl}}{c_p \rho} \quad (5.4)$$

Os termos  $Q_{sw}$  e  $Q_{lb}$  serão utilizados como diagnósticos para dois tipos de *feedback*, RIMS e WES, considerando a superfície do oceano na grade da simulação. Neste trabalho, eles serão considerados como indicativos de sensibilidade dos fluxos ar-mar com as diferentes parametrizações. As demais componentes do balanço não serão consideradas devido ao WRF não resolver os termos advectivos (Taszarek *et al.*, 2021).

**Tabela 5.4:** Parâmetros de análise dos experimentos, incluindo variáveis como  $Q_c$  (radiação solar),  $\theta_N$  (elevação do Sol),  $\alpha$  (albedo),  $q_s$  (razão de mistura de neve),  $q_a$  (razão de mistura do ar),  $T_a$  (temperatura do ar),  $T_{NCL}$  (temperatura no NCL),  $q_v$  (razão de mistura do vapor),  $q_g$  (razão de mistura de granizo) e  $r$  (umidade específica).

Parâmetro	Descrição	Formulação	Unidade
$Q_{sw}$	Fluxo de calor de onda curta	$(1 - \alpha)Q_c(1 - 0,62C + d\theta_N)$	$W/m^2$
$Q_{lb}$	Fluxo de calor latente	$\rho C_e u (q_s - q_a)(2494 - 2.2T_a)$	$W/m^2$
$\theta_e$	Temperatura potencial equivalente	$\theta_e(P, T_{NCL}, r)$	Kelvin
$F_{DBZ}$	Fator equivalente de reflectividade	$F_{DBZ}(P, T, q_v, q_r, q_s, q_g)$	$dBZ$
$SRHEL$	Helicidade relativa	$\int_0^d (\bar{v} - c) \cdot \bar{\omega}_b dz$	$m^2/s^2$
$\Delta T_s$	Contraste de temperatura mar-continente	$T_{mar} - T_{cont}$	$K$
PW	Água Precipitável	$-\frac{1}{\rho_l g} \int_{p_{bottom}}^{p_{top}} r dp$	$m$
PBLH	Altura da Camada Limite Planetária	Dependente do esquema de parametrização	$m$
QRAIN	Razão de mistura de água da nuvem	Dependente do esquema de parametrização	$g/kg$

A Tabela 5.4 resume parâmetros e variáveis apresentados, a formulação está apresentada conforme seu uso mais comum. Esse conjunto de parâmetros fazem estimativas de condições chaves de termodinâmica e dinâmica da troposfera tropical (McGregor, Nieuwolt, *et al.*, 1998), permitindo assim avaliar de forma robusta os resultados dos experimentos numéricos.

Considerando mudanças na estrutura vertical entre as simulações, será avaliado o perfil da temperatura potencial equivalente  $\theta_e$ . A  $\theta_e$  é uma quantidade termodinâmica conservativa no processo de ascensão da parcela de ar, isto é, um processo adiabático

úmido reversível (Davies-Jones, 2009). Ela é estimada a partir do levantamento da temperatura do Nível de Condensação por Levantamento  $T_{NCL}$ , temperatura potencial  $\theta$ , e razão de mistura  $r$ :

$$\theta_e = \theta \exp \left[ \left( \frac{3036}{T_{NCL}} - 1.78 \right) \times r(1 + .448r) \right] \quad (5.5)$$

O campo de fator equivalente de reflectividade  $F_{DBZ}$  é calculado para avaliar a estrutura da convecção nas três dimensões. O  $F_{DBZ}$  é calculado a partir das variáveis de saída do WRF: temperatura, razão de mistura do vapor d'água, razão de mistura do vapor d'água da chuva, razão de mistura da neve, razão de mistura de granizo (Stoelinga, 2006). O valor sintético de  $F_{DBZ}$  é uma estimativa que considera partículas com densidade constante padronizada para cada fase de estado da água. A distribuição das partículas segue um modelo exponencial, e partículas que estão acima do ponto de congelamento são consideradas como espalhamento no estado líquido. O algoritmo para o cálculo pode ser consultado em <https://github.com/NCAR/RIP/blob/master/src/dbzcalc.f> e na nota técnica de Stoelinga (2006).

Campos horizontais de  $F_{DBZ}$  serão extraídos dos experimentos numéricos. Valores de  $F_{DBZ}$  permitem identificar três tipos de nuvens com base nos limiares de 40 dBZ. Nuvens *Stratiforms* apresentam  $F_{DBZ} < 40$  dBZ, enquanto nuvens convectivas rasas e profundas apresentam  $F_{DBZ} > 40$  dBZ (Araújo Palharini e Vila, 2017). Sendo que as nuvens que exibem limiar acima de 40 dBZ são menos frequentes, mas em contrapartida contribuem com o maior volume de precipitação no Leste da Amazônia. Ao longo das áreas de ocorrências das LI, seções verticais também serão extraídas, sobrepondo-se o campo de vento (vertical e zonal) e  $\theta_e$ . Desta forma, poderá se caracterizar a sensibilidade dinâmica e termodinâmica das LI sujeita a diferentes configurações do modelo. Especificamente, o interesse reside em avaliar a altitude da banda de alta  $F_{DBZ}$ , elevação/depressão das isolinhas de  $\theta_e$ , e intensidade do vento vertical.

O cisalhamento vertical do vento será estimado a partir do helicidade relativa (SRHEL), que mede o potencial de giro em condições de circulação ascendente em tempestades. Valores positivos de HR indicam tendência de giro horário do vento, enquanto valores negativos indicam tendência anti-horária. A intensidade do HR, além de favorecer condições de desenvolvimento de LI, também exerce influência sobre

a orientação das LI (Pratiwi, 2023). O contraste mar-continente para a temperatura superficial  $\Delta T_s$  será calculado como índice de intensidade associado com a brisa marinha.

A variável de água precipitável (PW) recebe atenção adicional em função dos experimentos numéricos apresentarem diferentes valores para a MLD, afetando assim o balanço de calor latente e, conseqüentemente, a umidade disponível na troposfera na porção continental (Yesubabu *et al.*, 2019). De forma auxiliar, a altura da PBL (PBLH) e a razão de mistura de água da chuva QRAIN são usadas de forma auxiliar para identificar a sensibilidade dos resultados na troposfera.

### 5.3 Processamento e Visualização

Neste Capítulo, foram usadas as seguintes ferramentas:

- Para o pós-processamento dos resultados do WRF, foi usada a biblioteca WRF-Python (Ladwig, 2017), disponível em <https://wrf-python.readthedocs.io/en/latest/index.html>;
- Os gráficos foram feitos com a biblioteca Matplotlib (Hunter, 2007), disponível em <https://matplotlib.org/stable/>; e
- Os demais campos foram computados usando a biblioteca MetPy (May *et al.*, 2016), disponível em <https://pypi.org/project/MetPy/>.

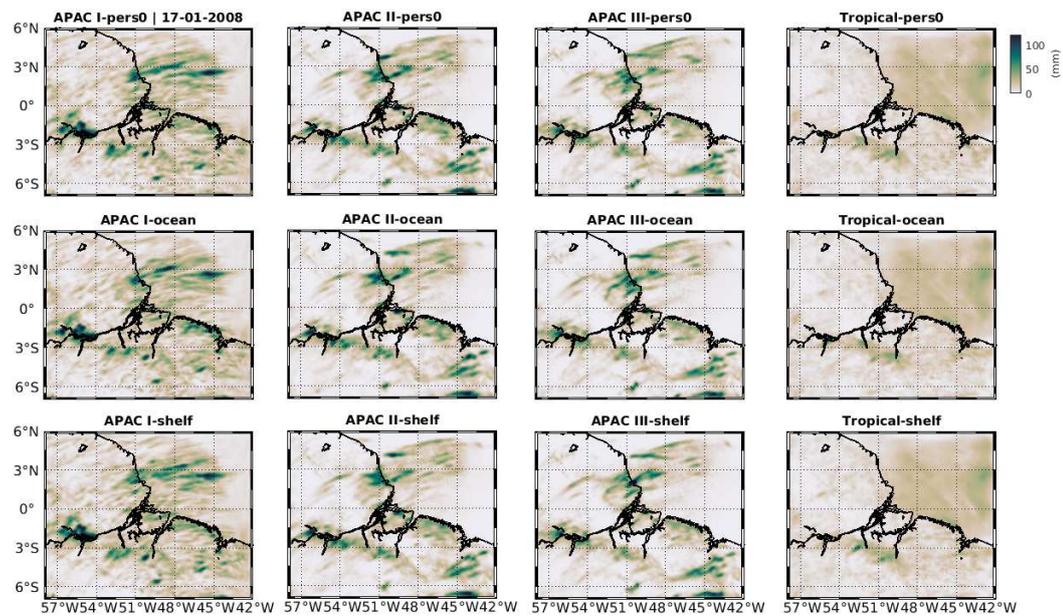
## 5.4 Resultados

### 5.4.1 Comparação com observações

#### Precipitação

Para exemplificar os campos de precipitação do WRF para diferentes configurações, a Figura 5.7 mostra os resultados para o evento do 17 de Janeiro de 2008 (estação chuvosa). Cada coluna da Figura 5.7 exibe os resultados para as parametrizações APAC e Tropical, enquanto cada linha mostra os resultados referentes às opções de TSM e OMLD. A principal diferença entre os resultados ocorre na distribuição e intensidade

da precipitação associada com os aglomerados de nuvens e LI. Os experimentos APAC tendem a gerar acumulados mais intensos de precipitação, enquanto a opção Tropical tende a ser mais moderada. De fato, os experimentos APAC tendem a apresentar acumulados ao longo da área costeira, onde se formam as LI, enquanto essa feição fica reduzida nos experimentos usando as opções do Tropical.



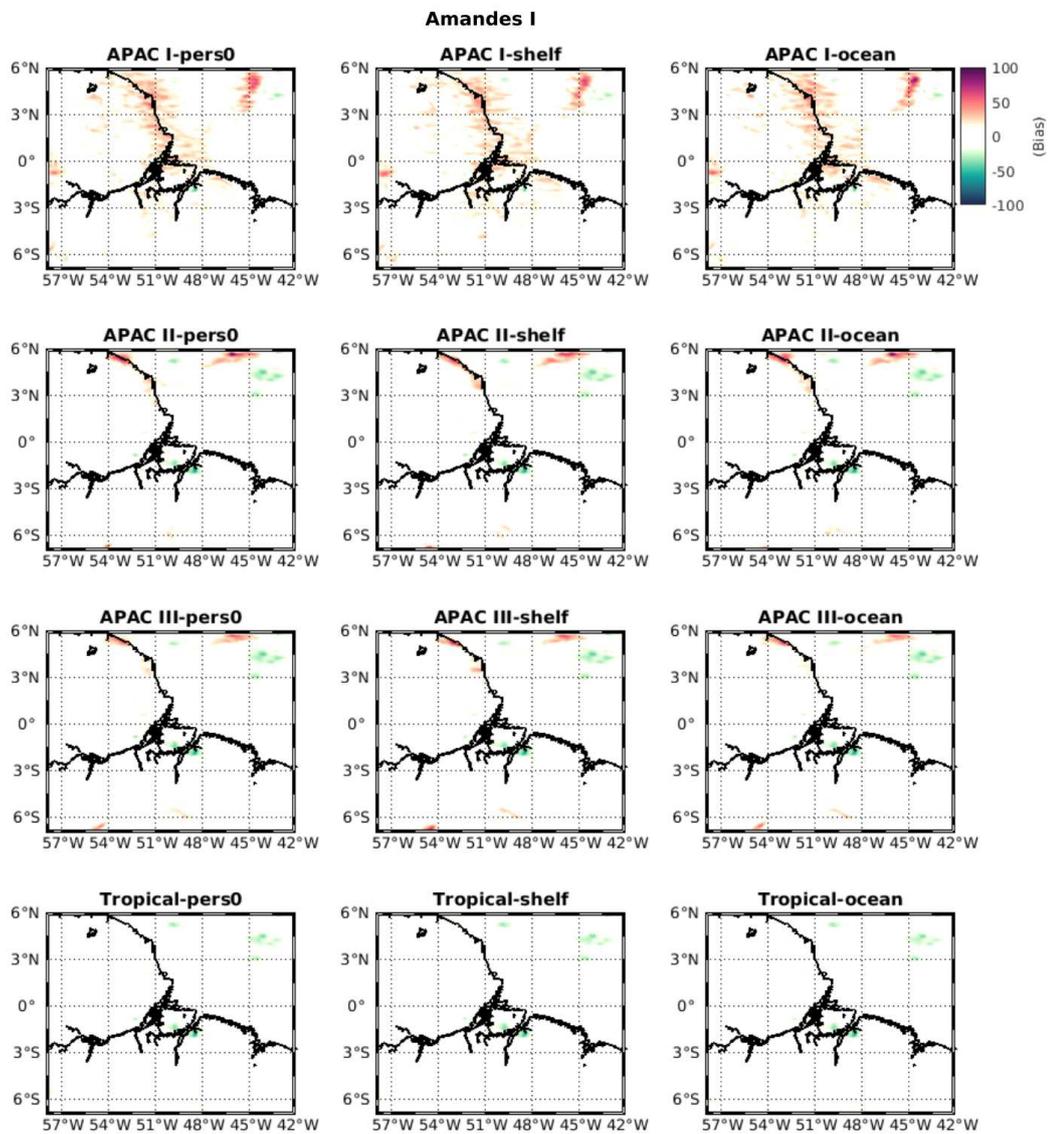
**Figura 5.7:** Campo de precipitação para o dia 17 de Janeiro de 2008, usado como exemplo de evento de LI da estação chuvosa. Cada coluna representa as diferentes classes de parametrização (Tropical e APAC), enquanto cada linha apresenta as opções referentes ao tratamento da TSM.

Comparando os resultados com as opções de parametrização do OMLD é possível verificar apenas mudanças pequenas na intensidade e distribuição da precipitação. Desta forma a tendência geral é que as opções de OMLD tendem a perturbar os resultados mas sem gerar mudanças drásticas nos resultados. Em alguns pontos observa-se maiores acumulados para este evento, principalmente ao longo da área costeira e no entorno do traçados dos rios. Isso pode indicar a influência conjunto da brisa marinha com a brisa do rio perturbada pelas opções de OMLD.

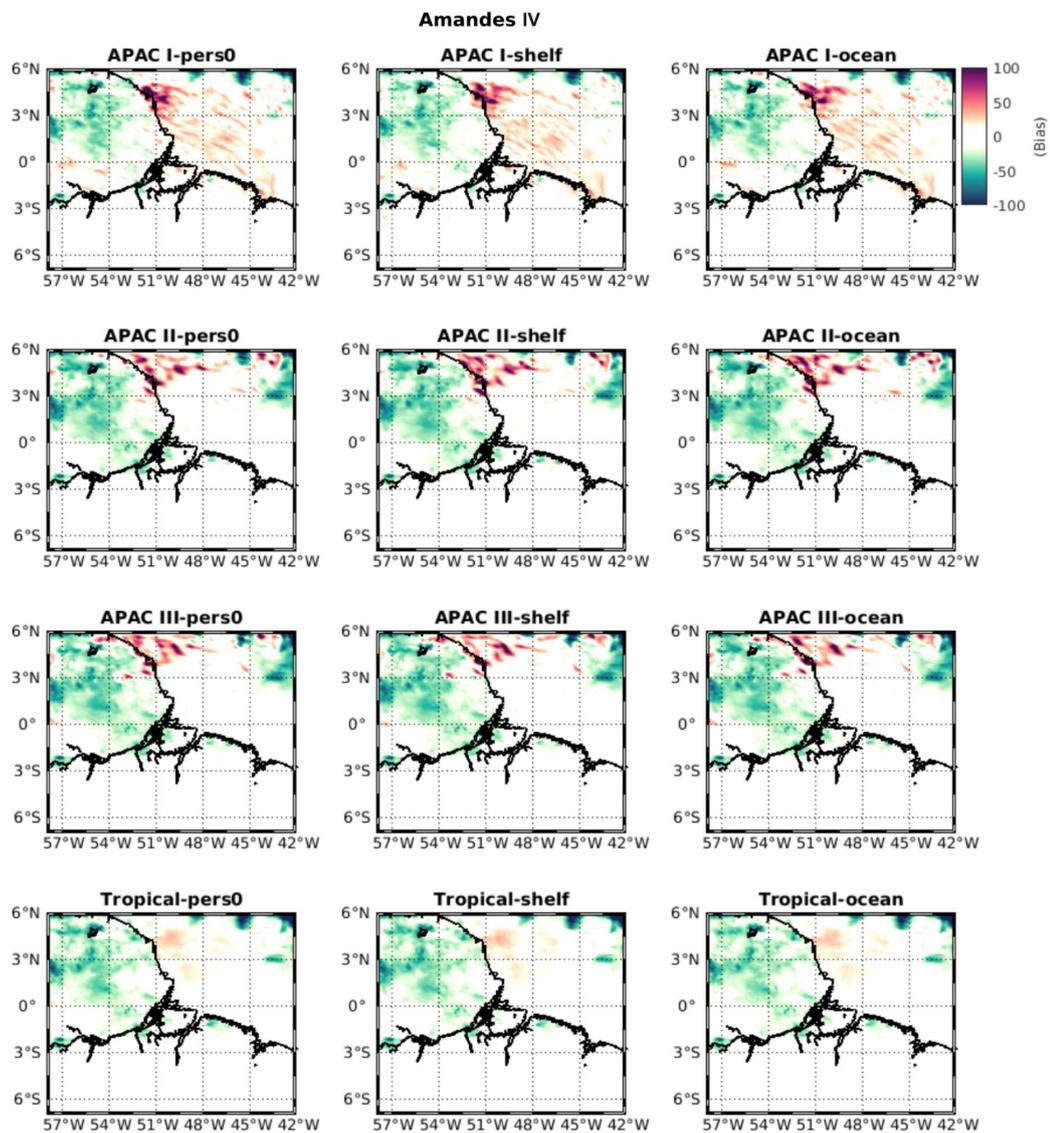
Os acumulados diários de precipitação dos experimentos com o WRF, comparados aos do MERGE, indicam que os experimentos do grupo APAC superestimam os valores muito mais em comparação ao *Tropical suit*. Isso indica que a combinação dos esquemas de microfísica WSM6, de cumulus Tiedtke e de solo MM5 mostrou o melhor desempenho considerando a comparação com este produto. Pequenas variações ocorreram para cada uma das configurações do modelo OMLD, com a opção de MLD mais rasa (Shelf) exibindo a maior diferença. Considerando os diferentes períodos de estação seca e chuvosa, a performance das simulações também se mostrou dependente do período sazonal. A seguir, os resultados dos valores de Bias, RSME e KGE são apresentados.

As Figuras 5.8 e 5.9 apresentam valores de vieses para os meses de Outubro de 2007 e Julho de 2008, referentes aos meses da estação seca. Esse período foi marcado por um volume muito baixo de precipitação, resultando em valores de Bias quase nulos por uma grande extensão da área de estudo (Outubro de 2007). O padrão consistente em Julho de 2008 indica que sobre a área do oceano a precipitação foi superestimada, enquanto no continente os experimentos subestimaram os valores. A configuração *Tropical suit* apresentou os menores vieses, principalmente sobre o oceano. Entre os experimentos com OMLD configurados com MLD média de plataforma (shelf) e oceano (ocean), as diferenças foram mais discretas em torno do experimento com a TSM (pers0). Existe assim uma sensibilidade ao tratamento da estratificação, mas não contribui muito para grandes diferenças nos acumulados de precipitação.

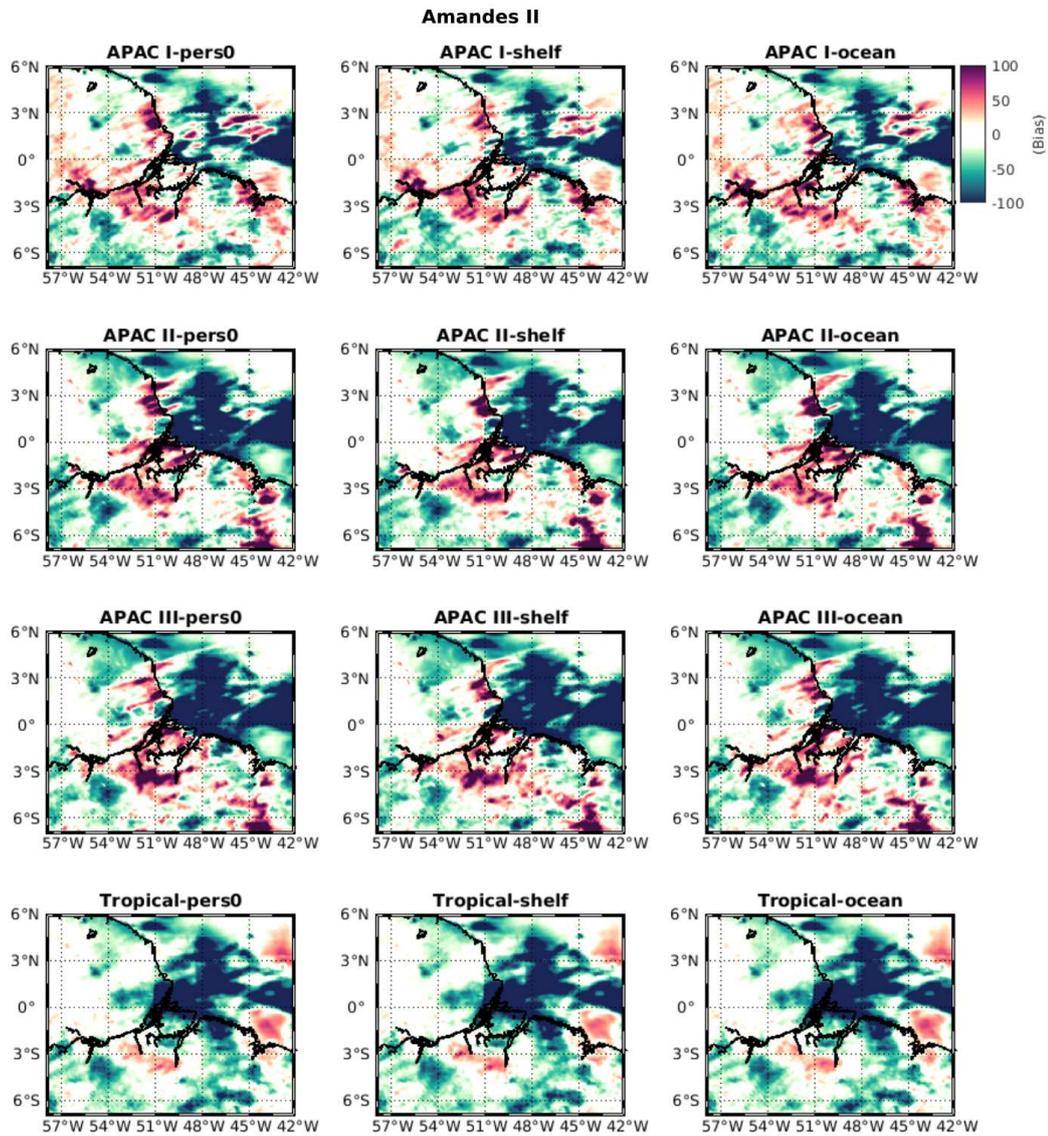
No caso dos experimentos durante a estação chuvosa, o maior volume de precipitação também contribui para valores mais expressivos de vieses. A Figura 5.10 mostra que os valores de vieses no período de Janeiro foram cerca de 100 mm superiores aos de Abril, conforme mostrados na Figura 5.11. Em contraste com o período seco, esses resultados indicam uma superestimativa da precipitação na área costeira e uma subestimativa no oceano. Entretanto, existe uma grande heterogeneidade, provavelmente associada às diferenças de fase para os volumes de precipitação observados e os resultados dos experimentos. Novamente, as opções de OMLD tendem a gerar pequenas diferenças localizadas sem grandes desvios da opção com TSM fixa (pers0).



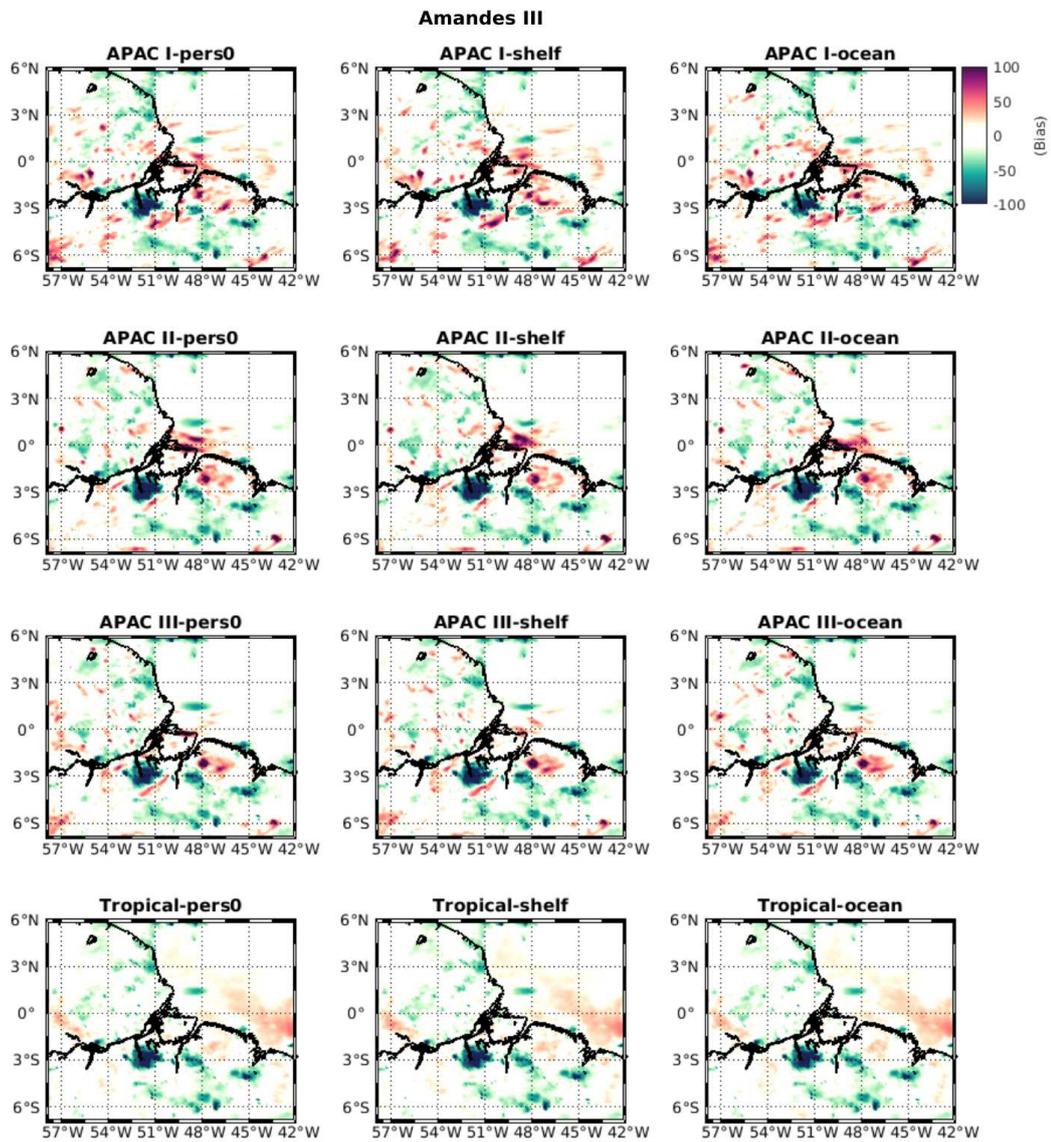
**Figura 5.8:** Viés (Bias) nos acumulados de precipitação dos experimentos do WRF em comparação com o produto MERGE durante o período AMANDES I (Outubro de 2007 - estação seca). Cada linha representa uma configuração de parametrização do WRF, enquanto as colunas se referem à configuração da TSM e ao perfil vertical.



**Figura 5.9:** Similar à Figura 5.8, mas para o período AMANDES IV, de Julho de 2008.



**Figura 5.10:** Similar à Figura 5.8, mas para o período Amandes II, de Janeiro de 2008 (estação chuvosa).

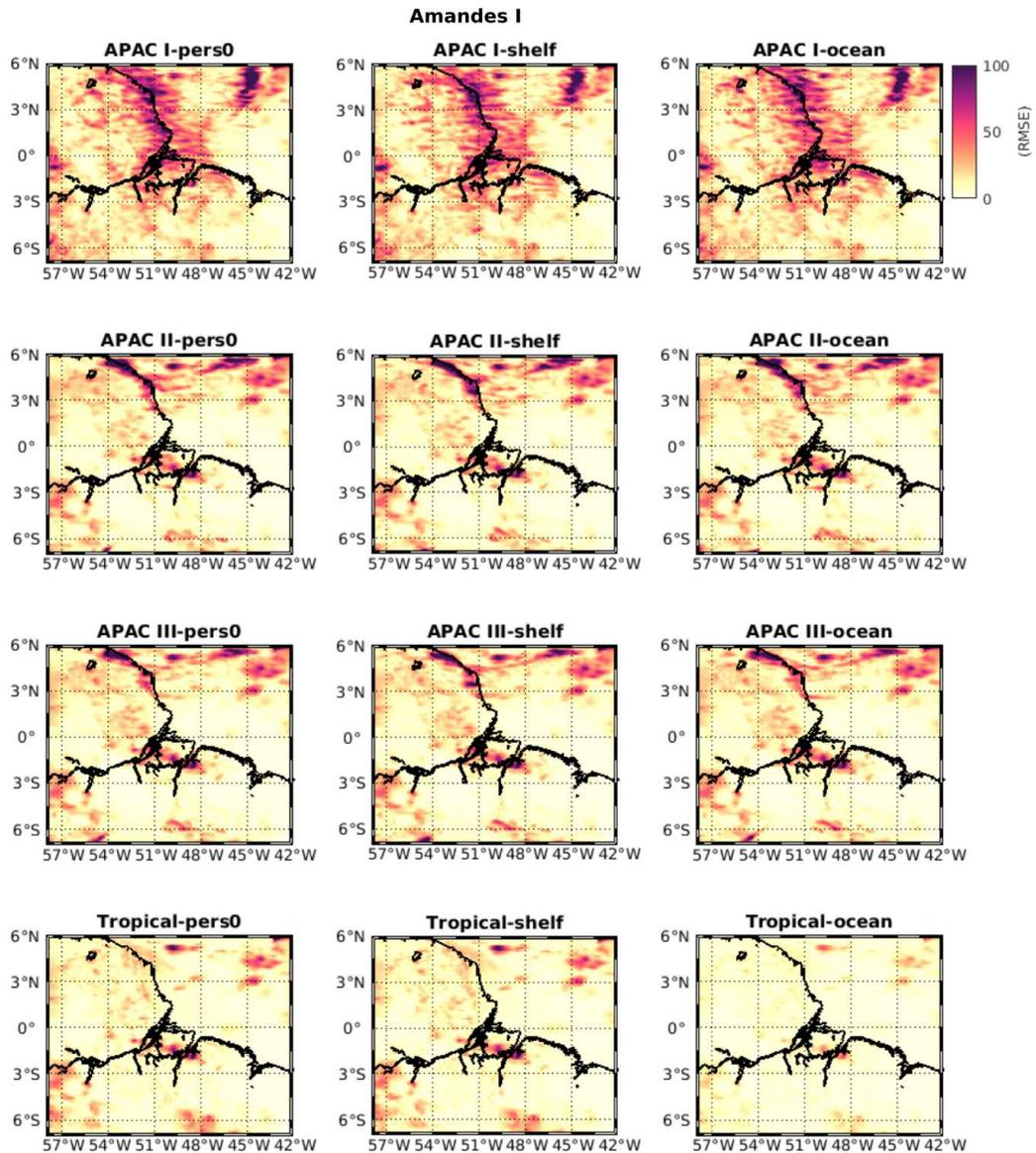


**Figura 5.11:** Similar à Figura 5.8, mas para o período Amandes III, de Abril de 2008 (estação chuvosa).

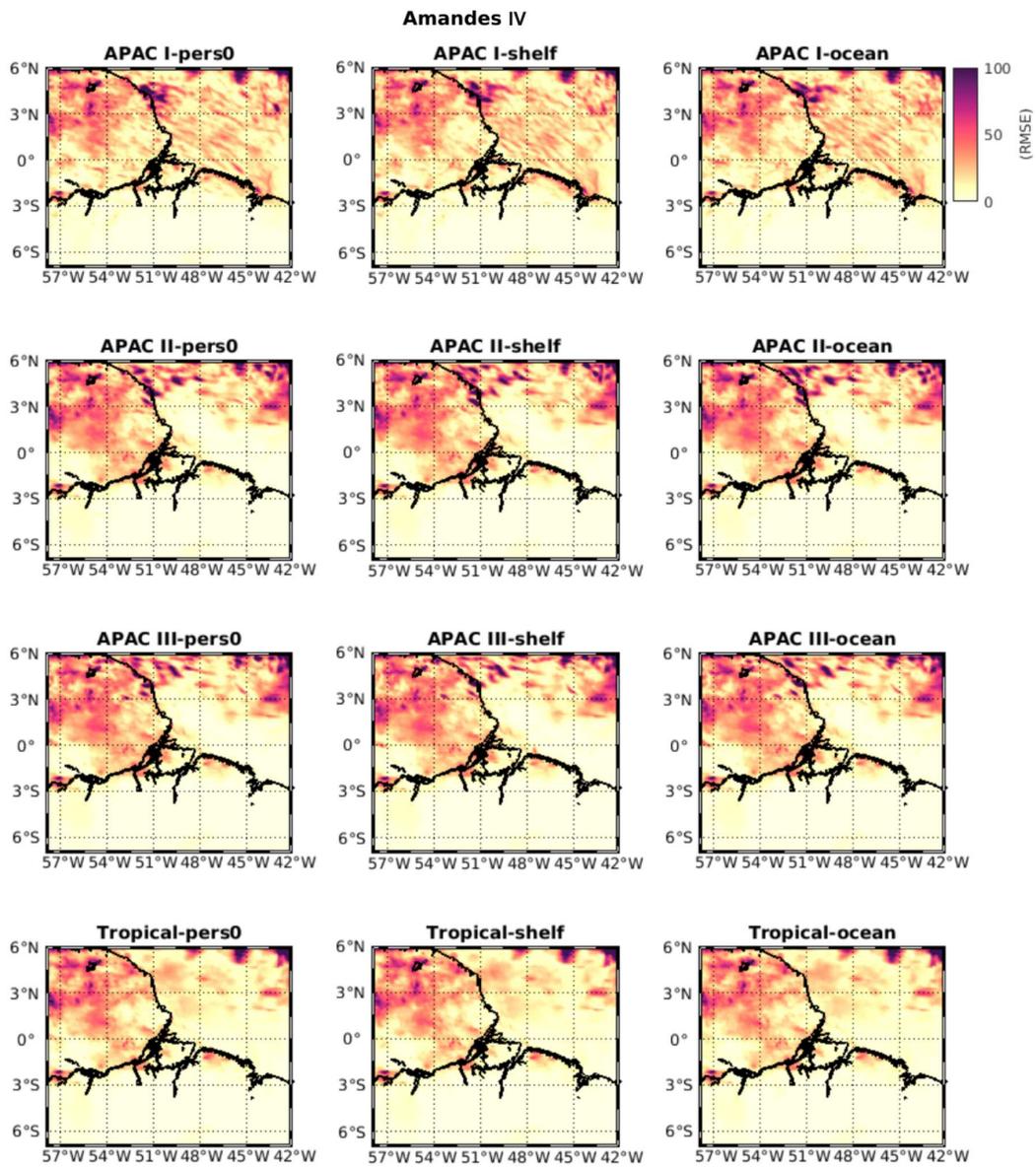
Os valores de RMSE para o período seco são apresentados nas Figuras 5.12 e 5.15, e para o período chuvoso nas Figuras 5.13 e 5.14. Os valores do RMSE indicam que os maiores desvios em relação aos valores do MERGE ocorreram nos experimentos do grupo APAC. Esses desvios são mais pronunciados durante o período chuvoso, indicando uma tendência de superestimação do volume de precipitação nesses momentos. As opções de OMLD também apresentam a mesma tendência discutida para os valores de vieses, com pequenas diferenças em comparação com a opção com TSM fixa (pers0). Um adendo refere-se aos valores ao longo da costa, onde as LI se formam, destacando a dificuldade das estimativas do MERGE sobre uma área mais restrita.

Os valores de KGE também indicaram desempenhos distintos entre o período chuvoso e seco no WRF. As Figuras 5.16 e 5.17 mostram que a configuração *Tropical suit* apresentou o melhor desempenho segundo essa métrica. Essa diferença ocorre devido ao fato de que as configurações da APAC superestimaram os valores de precipitação em relação ao produto MERGE. Como o KGE representa o peso de três parâmetros ( $r$ ,  $\alpha$ , e  $\gamma$ ), é possível identificar melhor áreas que apresentaram valores nulos de precipitação (resultando em valores baixos de RMSE e Bias). Os valores negativos de KGE próximos de -1 indicam um desempenho desfavorável do WRF. No entanto, áreas adjacentes aos valores negativos, que apresentaram  $KGE > 0.60$ , podem ser atribuídas à natureza irregular dos CCMs e LI, contribuindo para erros de fase.

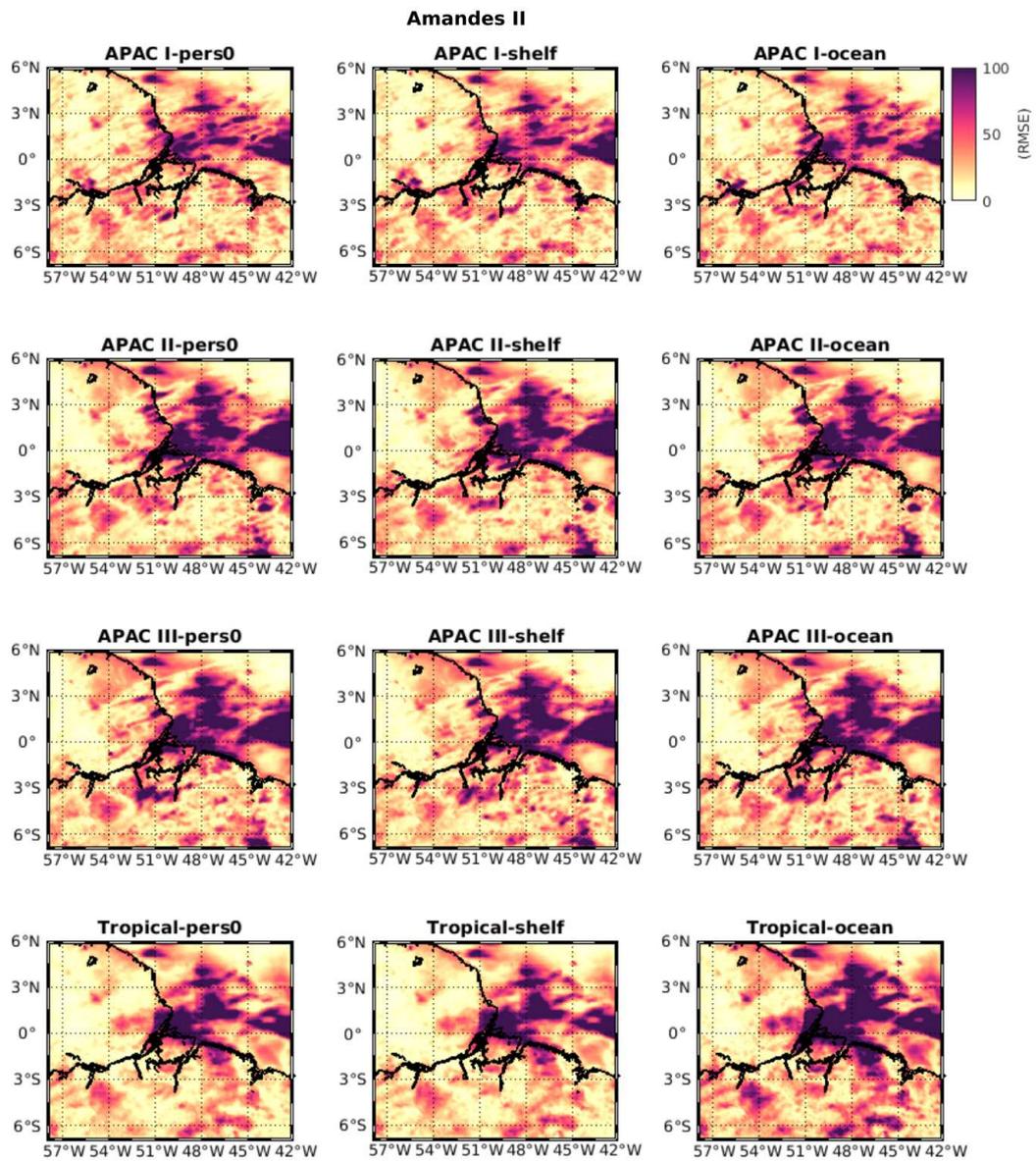
Já para o período chuvoso, o desempenho apresentou valores congruentes com o aumento do volume de precipitação. As Figuras 5.18 e 5.19 indicam a mesma tendência exibida pelos valores de RMSE e Bias. No caso do período de Janeiro de 2008, os valores de KGE indicam uma performance mais heterogênea dos experimentos, como mostrado pela Figura 5.19. Novamente, a configuração do *Tropical suit* mostra-se mais homogênea, enquanto as configurações APAC apresentam uma performance menor, provavelmente devido à precipitação mais acentuada, uma característica usual das opções de parametrização *cumulus* e de microfísica usados nas configurações APAC.



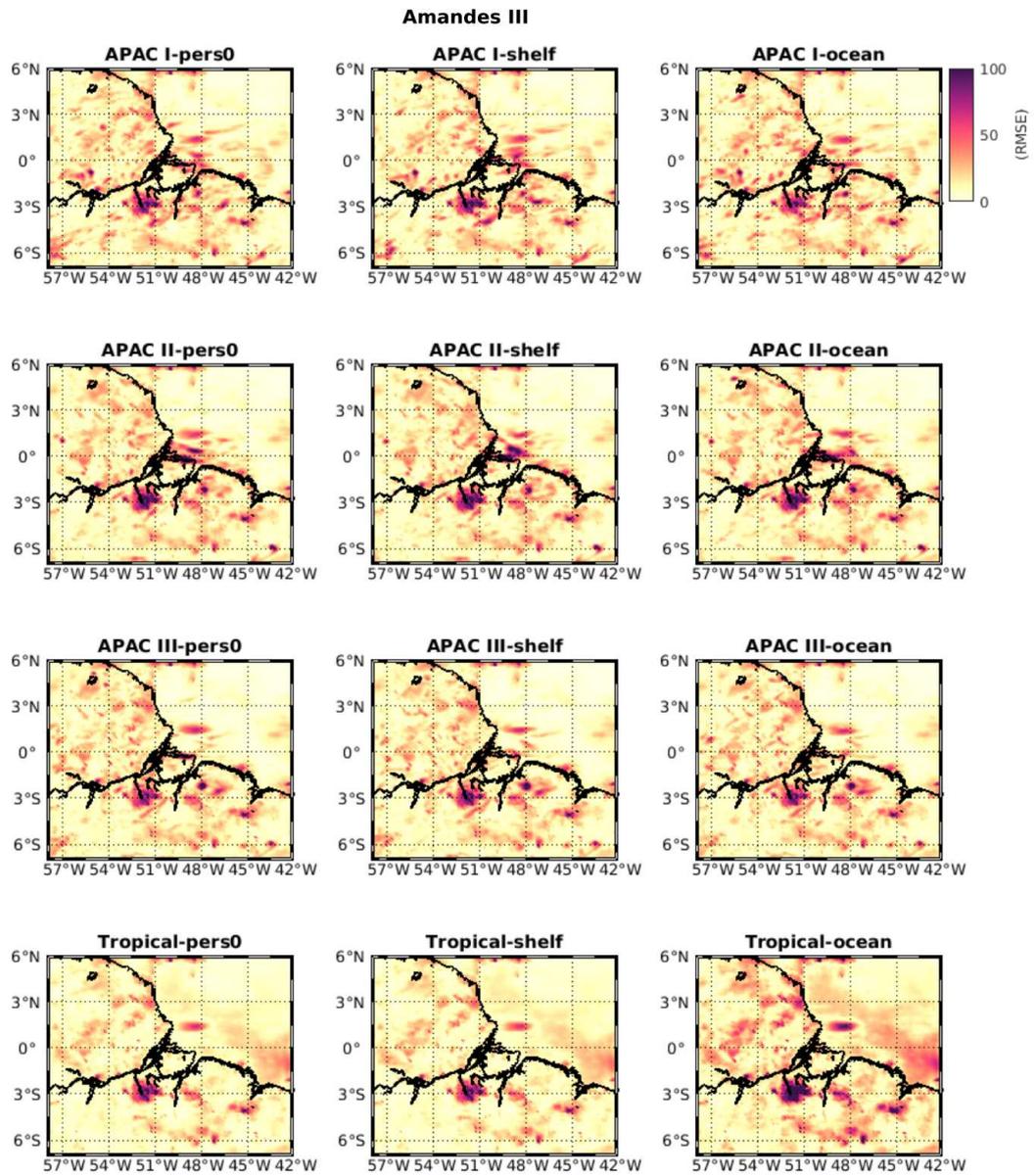
**Figura 5.12:** RMSE (Erro Quadrático Médio) nos acumulados de precipitação dos experimentos do WRF em comparação com o produto MERGE durante o período AMANDES I (Outubro de 2007 - estação seca). Cada linha representa uma configuração de parametrização do WRF, enquanto as colunas se referem à configuração da TSM e ao perfil vertical.



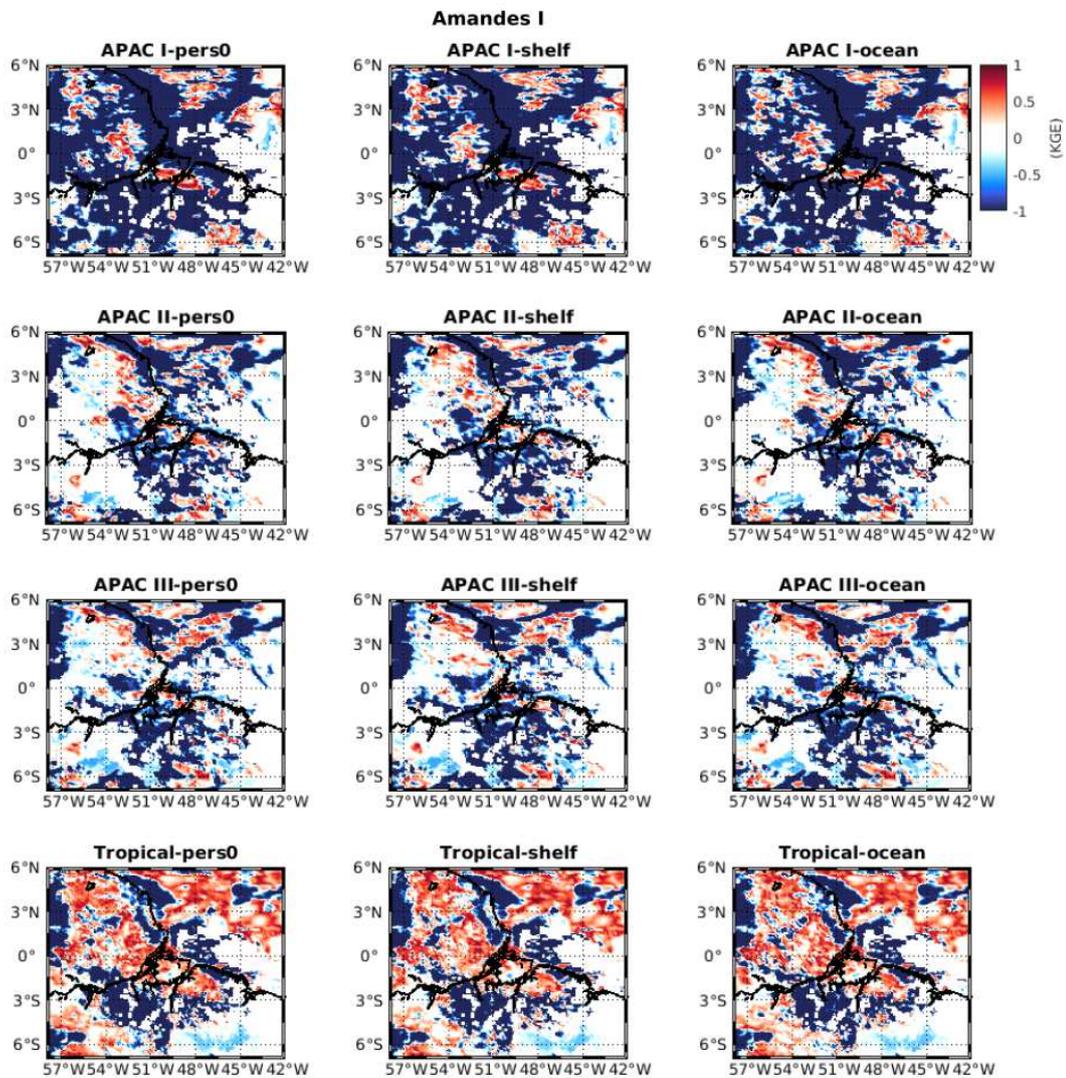
**Figura 5.13:** Similar à Figura 5.15, mas para o período Amandes IV, de Julho de 2008.



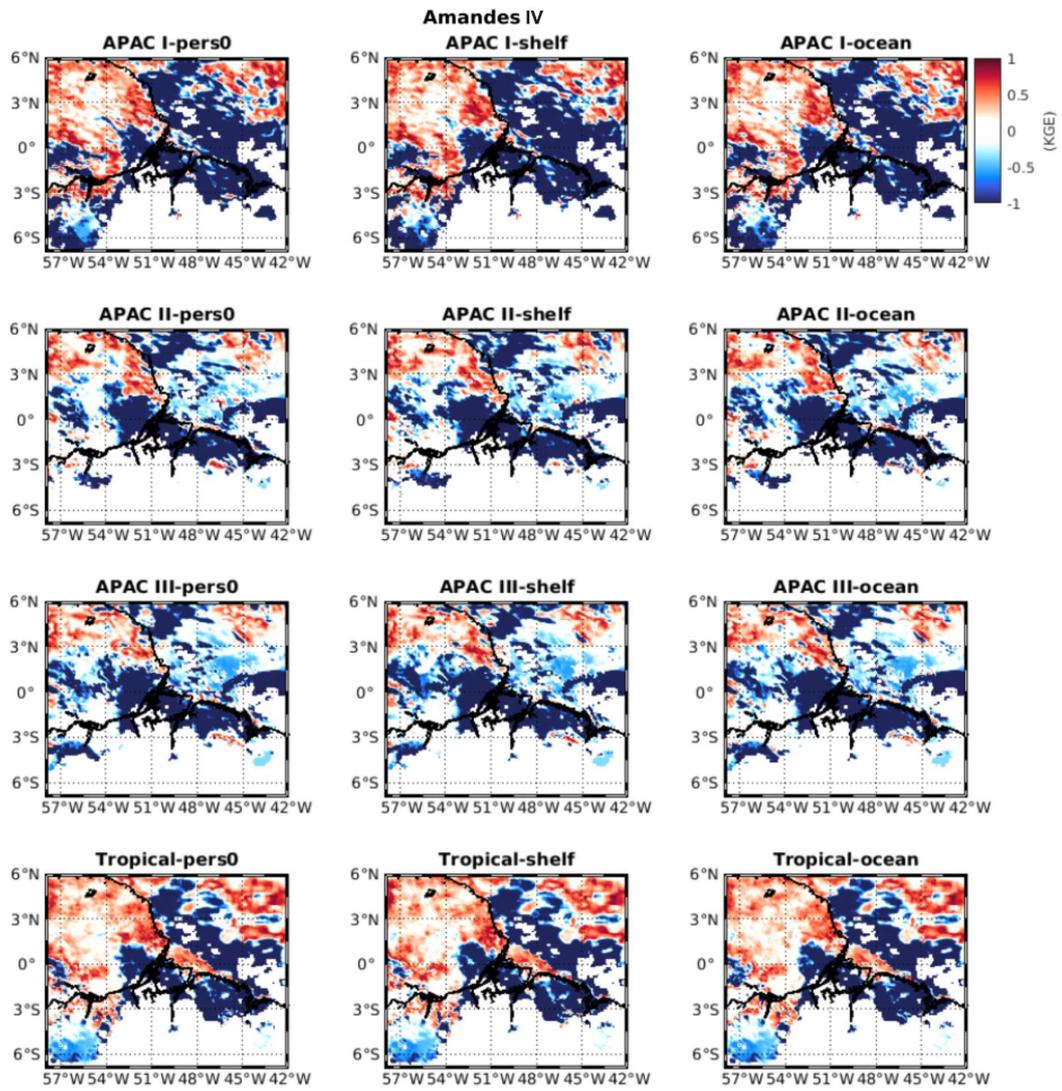
**Figura 5.14:** Similar à Figura 5.13, mas para o período Amandes II, de Janeiro de 2008.



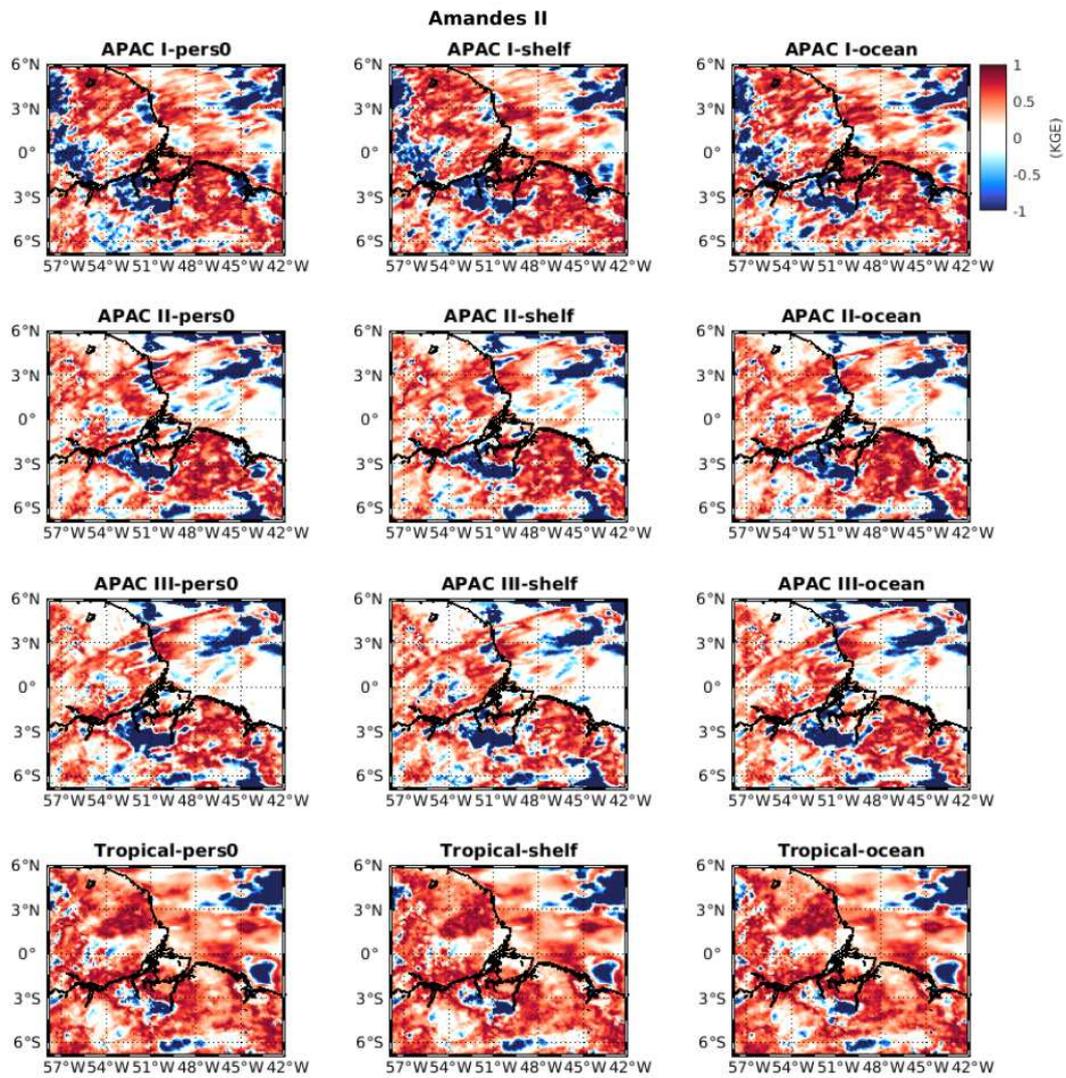
**Figura 5.15:** Similar à Figura 5.14, mas para o período Amandes III, de Abril de 2008.



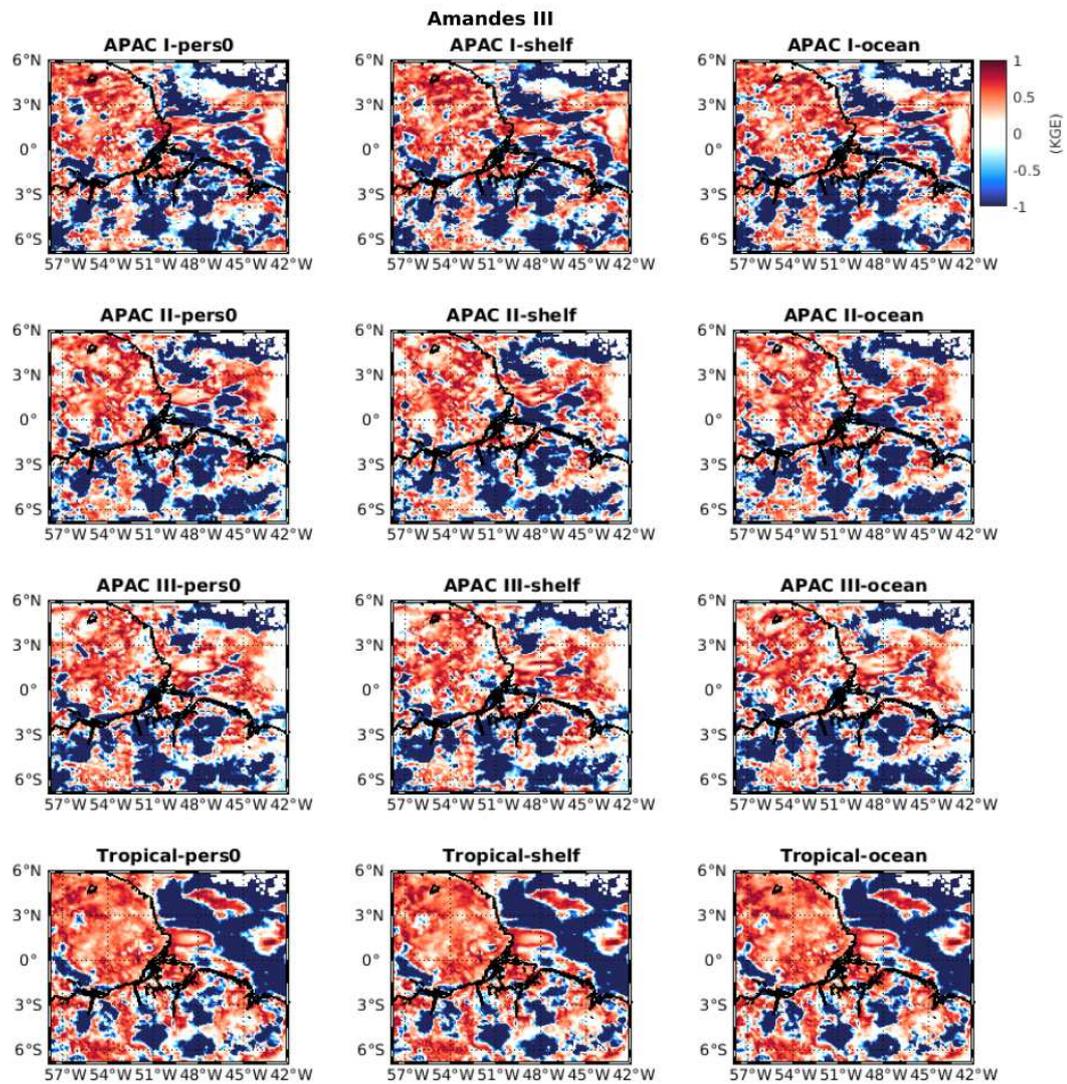
**Figura 5.16:** KGE (*Kling-Gupta efficiency*) nos acumulados de precipitação comparando as simulações do WRF com o produto MERGE durante o período AMANDES I (Outubro de 2007 - estação seca). Cada linha representa uma configuração de parametrização do WRF, enquanto as colunas se referem à configuração da TSM e ao perfil vertical. Valores indefinidos foram mascarados na escala de cores.



**Figura 5.17:** Similar à Figura 5.16, mas para o período Amandes IV, de Julho de 2008.



**Figura 5.18:** Similar à Figura 5.16, mas para o período Amandes II, de Janeiro de 2008.



**Figura 5.19:** Similar à Figura 5.16, mas para o período Amandes III, de Abril de 2008.

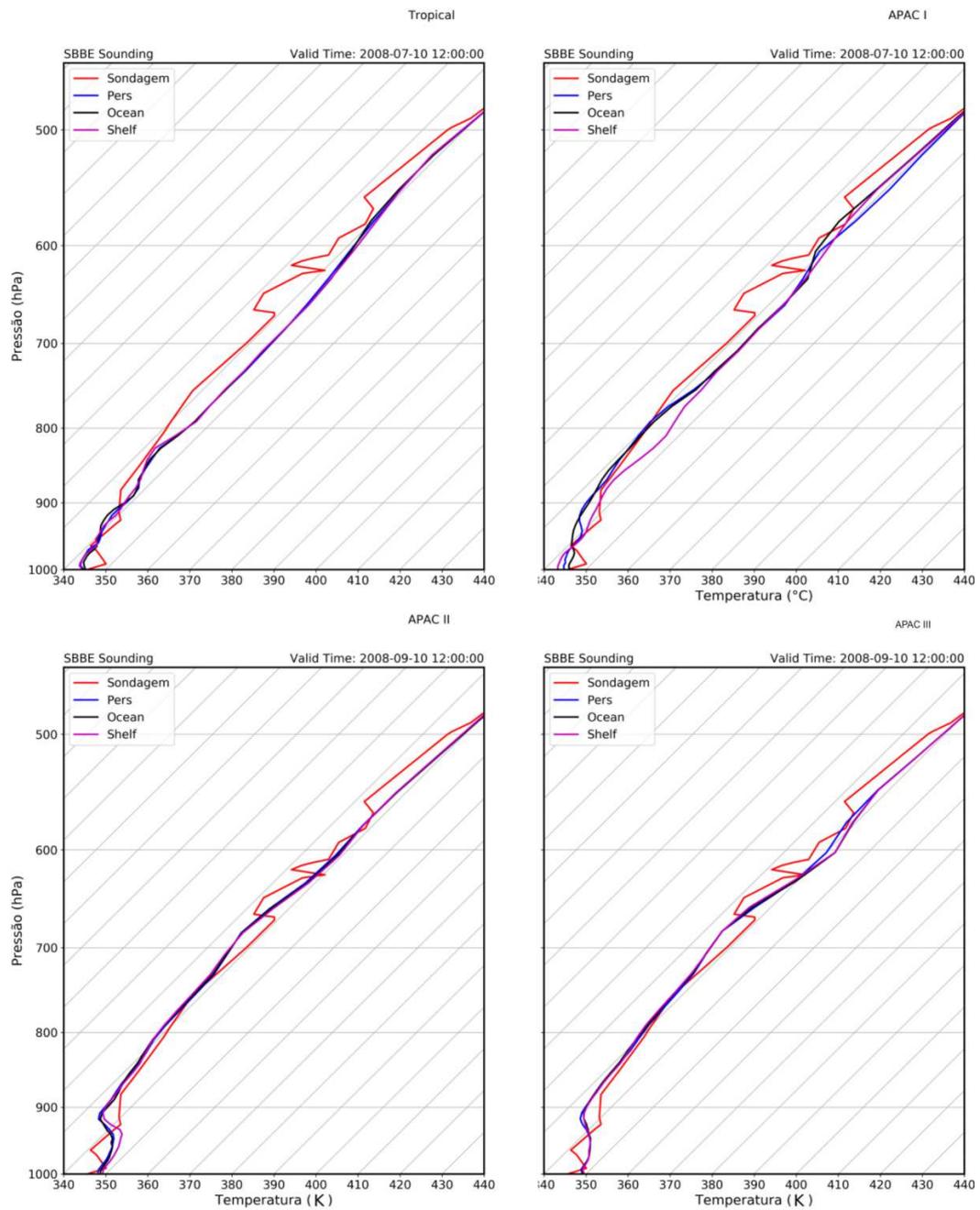
Esses resultados de KGE indicam que a performance dos experimentos está fortemente associada ao período da estação do ano. Esses resultados estão alinhados com os de Toride *et al.* (2019), que encontraram melhores estimativas para o período chuvoso na costa do Oregon (EUA). Isso é relevante para o contexto deste trabalho, já que as LI da estação seca ocorrem em condições em que os modelos podem apresentar desempenho inferior. Somando-se a isso, as LI também se formam e deslocam-se dentro de uma área bem restrita, levando a maiores dificuldades na reprodução de suas características.

### Estações e sondagens atmosféricas

As principais diferenças entre os experimentos numéricos são apresentadas, comparando os resultados com o perfil de sondagem obtido para a estação de Belém. Um caso do período chuvoso e outro do período seco são usados para verificar detalhes da performance do modelo em duas condições sazonais distintas. A Figura 5.20 mostra o diagrama *skew\_t* para o evento do dia 9 de julho de 2008, considerando o horário das 12Z (ou 9 LT). Nota-se uma inversão térmica em torno de 925 hPa no perfil observado de  $\theta_e$  (linha vermelha), sendo reproduzida com certa diferença pelos resultados do WRF. De maneira geral, para as altitudes mais elevadas, os resultados dos experimentos tendem a ficar mais próximos dos valores observados.

Comparando as diferentes configurações, a opção *Tropical suit* exibe uma inversão muito fraca quando comparada à do grupo APAC. Destaca-se que a reversão nos baixos níveis ficou mais pronunciada nos resultados dos experimentos APAC II e III. Nos níveis médios, os experimentos do grupo APAC se aproximam mais do perfil observado. Enquanto os resultados do *Tropical suit* apresentam as maiores diferenças em relação às observações nos níveis médios. Dessa forma, o *lapse rate* dos experimentos APAC I e *Tropical suit* mostrou ser mais próximo, mesmo apresentando diferenças em altitude.

Considerando as opções de OMLD, destaca-se que houve pouco reflexo nos resultados, ocorrendo pequenas variações limitadas em porções bem limitadas dos níveis baixos e altos da sondagem. A configuração APAC I apresentou as maiores diferenças entre as opções de OMLD, com o experimento usando a configuração *Shelf*



**Figura 5.20:** Sondagens verticais de  $\theta_e$  da estação de Belém comparadas com os resultados das simulações do evento de 9 de Julho de 2008, período seco (AMAN-DES IV). A sondagem corresponde ao horário das 12Z (9LT)

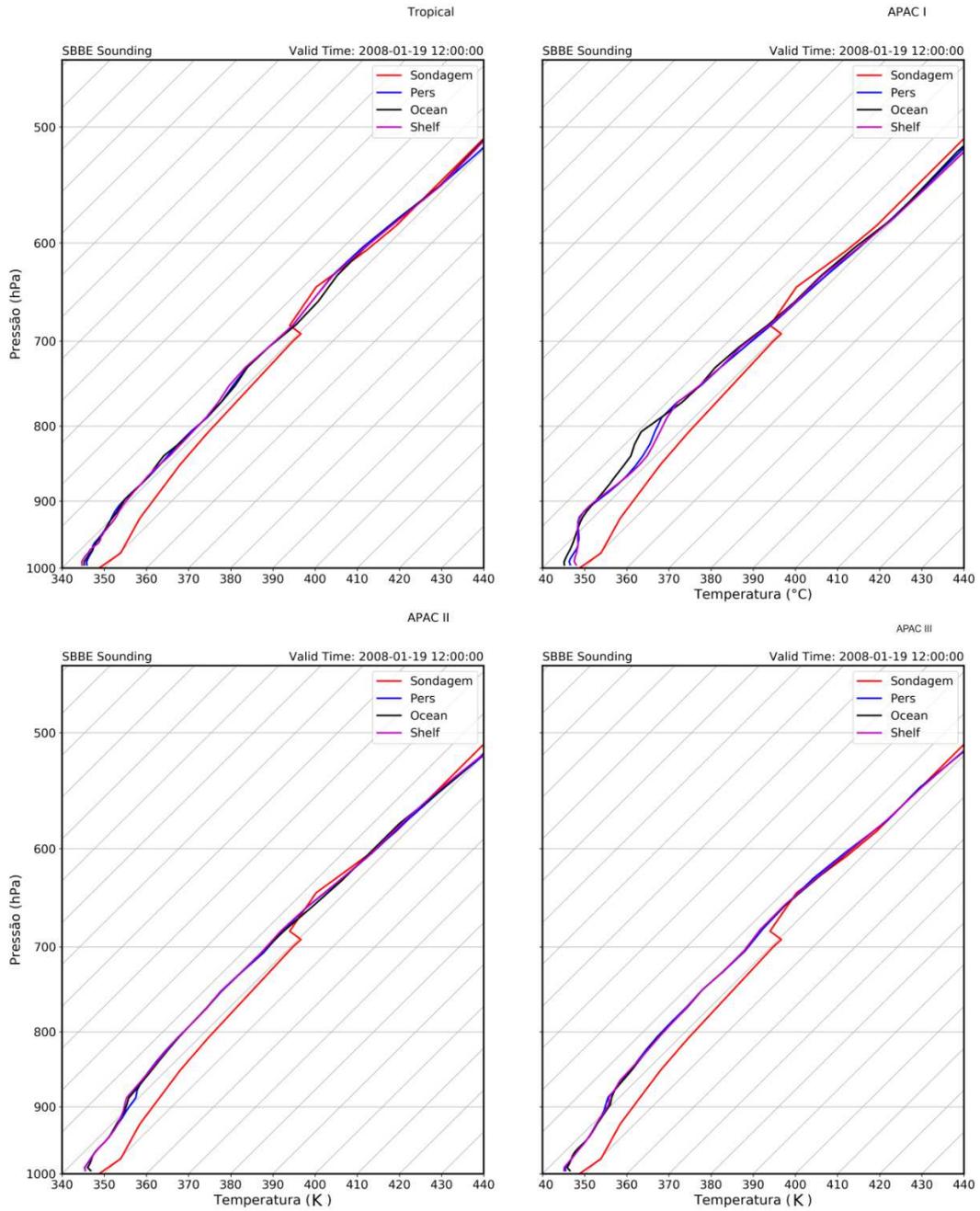
exibindo valores de  $\theta_e$  muito mais altos nos níveis baixos. Isso indica que condições específicas podem tornar as opções de parametrização mais ou menos sensíveis à escolha da configuração de OMLD, como será visto no caso do período chuvoso.

A Figura 5.21 mostra o resultado das sondagens para o evento do dia 19 de Janeiro de 2008, comparando com a sondagem das 12Z (9LT). Esse período não exhibe uma inversão; entretanto, os resultados tendem a apresentar uma diferença da ordem de 5K entre os níveis de 1000 e 700 hPa. Os resultados da *Tropical suit* se mostraram mais próximos no final das observações nos níveis médios, comparativamente com os do APAC.

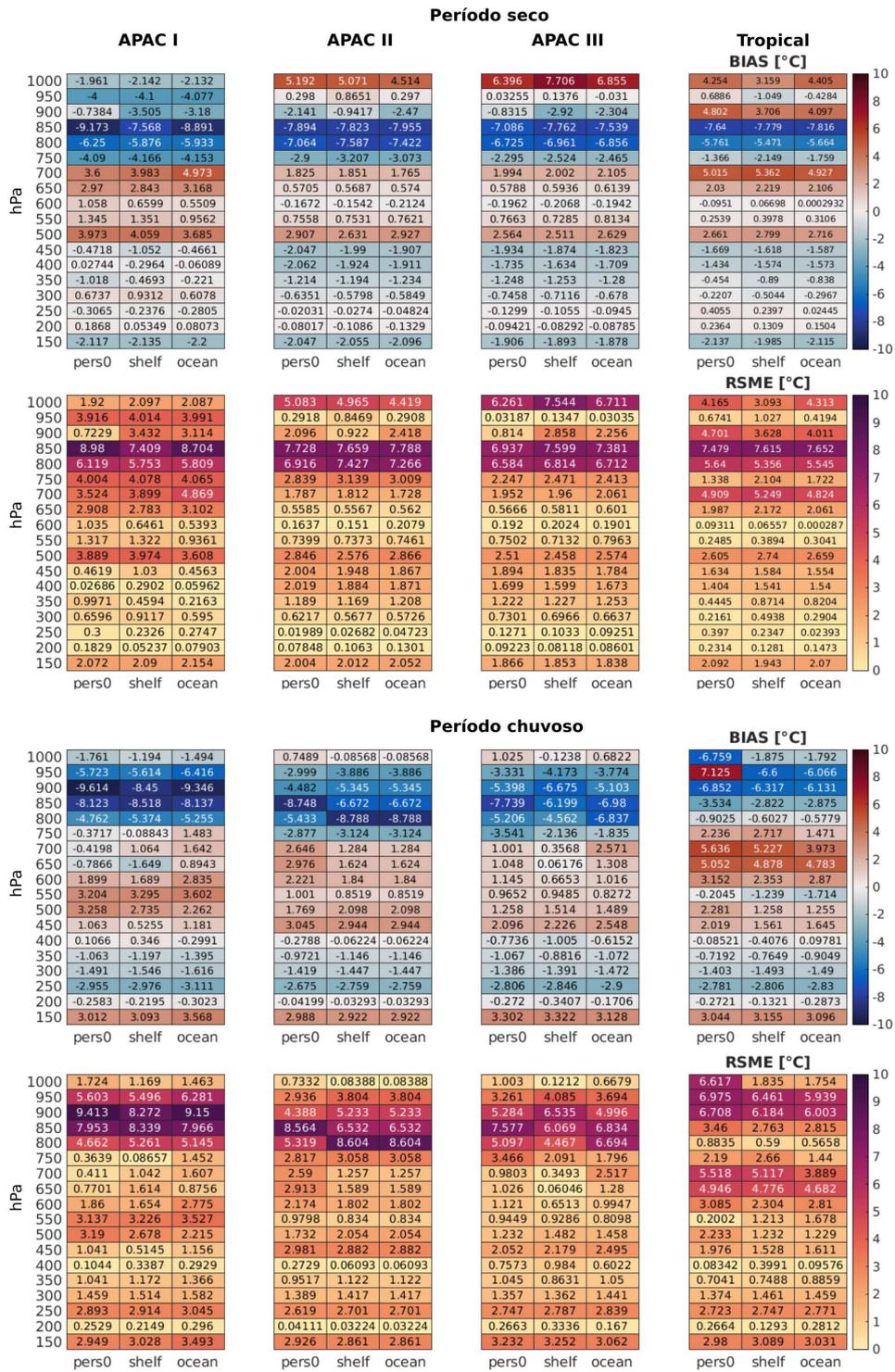
As opções de OMLD novamente tiveram pouco impacto sobre os valores imediatamente acima da superfície. Apenas os resultados da configuração APAC I apresentaram diferenças entre as opções *pers0*, *Shelf* e *Ocean*. Somando esse caso ao do evento do período seco, esta configuração apresenta a maior sensibilidade ao OMLD. Essa sensibilidade se deve ao esquema de nuvem Grell-Freitas, cuja componente estocástica pode amplificar a perturbação do OMLD para o interior da troposfera. Os demais esquemas apresentam, portanto, uma sensibilidade estrita ao nível superficial ao OMLD.

Os resultados indicam que os experimentos conseguem reproduzir características observadas em sondagens com certa limitação. Isso porque a altura da camada limite simulada tende a ser mais elevada em comparação com a observada, conforme observado pelas inversões obtidas para o período seco. Além da questão das opções de parametrização usadas, essa característica pode ser atribuída à resolução vertical das simulações. Adicionalmente, as condições iniciais e de contorno podem não incluir por completo os detalhes capturados pelas sondagens.

O resumo das métricas de desempenho das sondagens é exibido na Figura 5.22, a qual agrupa estimativas para os experimentos dos períodos seco e chuvoso. A performance dos experimentos em valores absolutos foi menor entre 1000 e 700 hPa. Acima de 700 hPa, houve uma melhor performance, possivelmente pela menor influência da umidade sobre os valores de  $\theta_e$  nos níveis superiores da atmosfera.



**Figura 5.21:** Similar à Figura 5.20, mas para o evento de 19 de Janeiro de 2008.



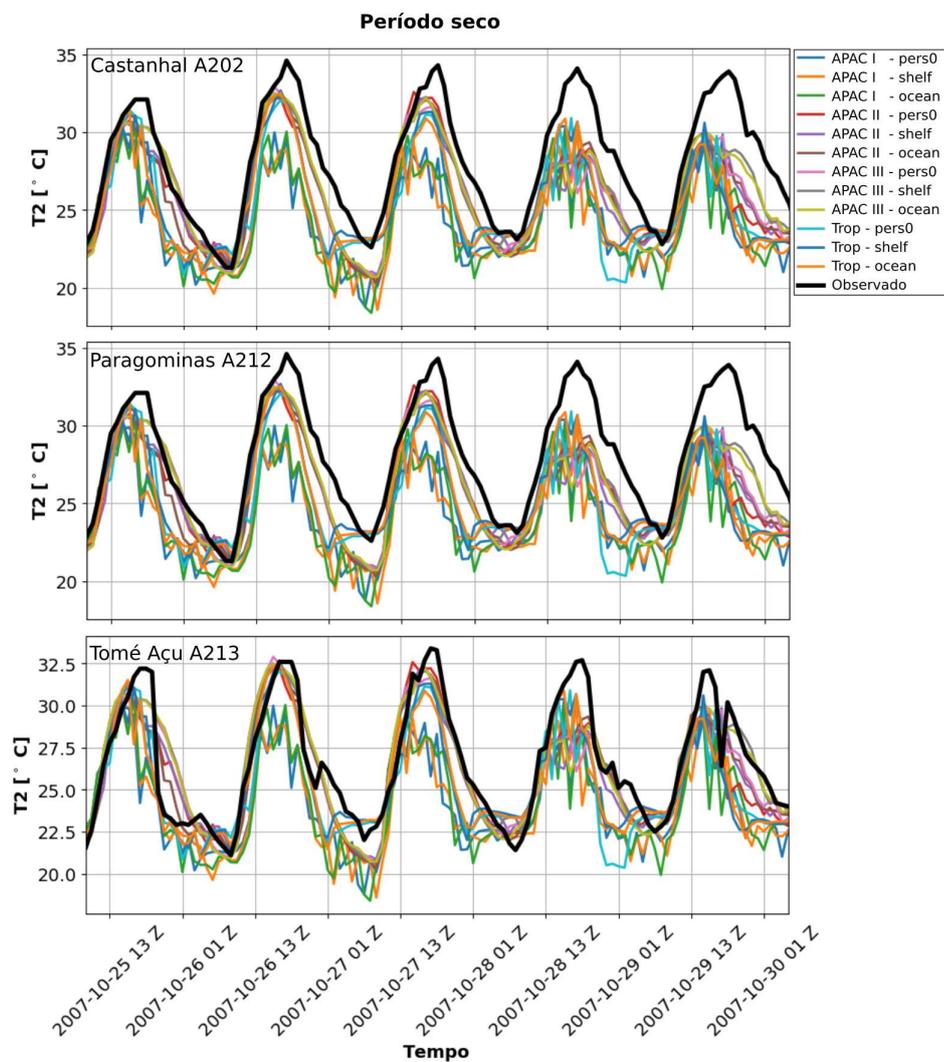
Comparando os experimentos com diferentes opções de OMLD, observa-se que a sensibilidade à estratificação não é consistente entre as configurações de parametrização, podendo ocorrer diferenças de Bias e RMSE maiores que  $2^{\circ}\text{C}$  em alguns casos. Essa sensibilidade é sempre maior nos níveis mais baixos da troposfera, o que é esperado, uma vez que os esquemas de parametrização interagem dentro da estrutura da PBL.

Prosseguindo para a comparação com as estações em superfície, as Figuras 5.23 e 5.24 mostram as séries de temperatura do ar dos experimentos (à 2m) e as observações. Por brevidade, são apresentados aqui os resultados do período de outubro de 2007 e janeiro de 2008. Tanto para o período seco quanto chuvoso, ocorreram subestimativas de temperatura, sendo as maiores diferenças observadas nos valores mínimos diários.

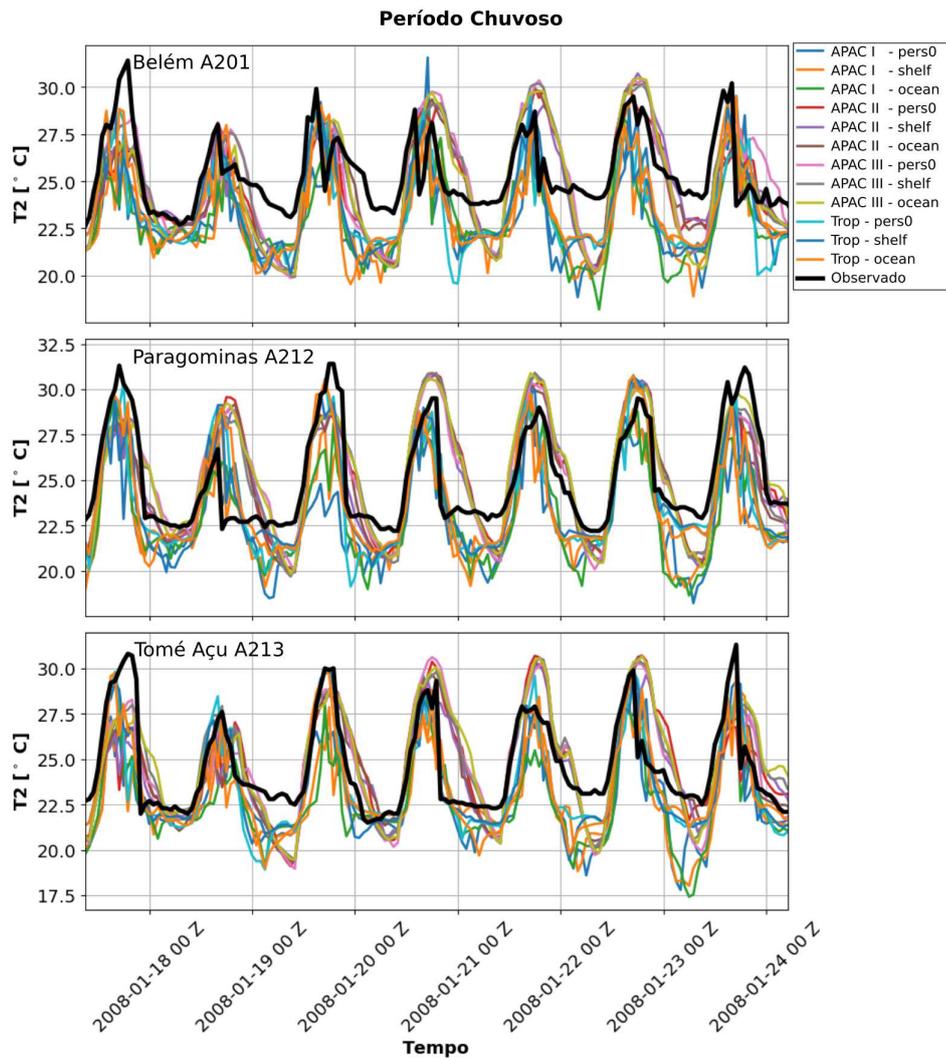
Os resultados entre as diferentes configurações mostram que a opção *Tropical suit* e APAC I apresentaram um maior viés negativo, ambas apresentando um RMSE médio da ordem de  $2,0\text{-}3,0^{\circ}\text{C}$ , deixando os experimentos APAC II e III mais próximos dos valores observados. Em relação ao ciclo diurno, os resultados dos experimentos apresentaram a mesma diferença tanto nos períodos de máxima quanto mínima.

Comparando os resultados das opções de OMLD, os valores de temperatura apresentam pequenas diferenças em relação à opção *pers0*. O ganho e perda de desempenho não foram consistentes, apresentando diferenças da ordem de  $0,1\text{-}0,9^{\circ}\text{C}$  para as diferentes configurações. A divergência entre os valores das opções de OMLD ocorreu principalmente para as temperaturas mínimas do ciclo diurno.

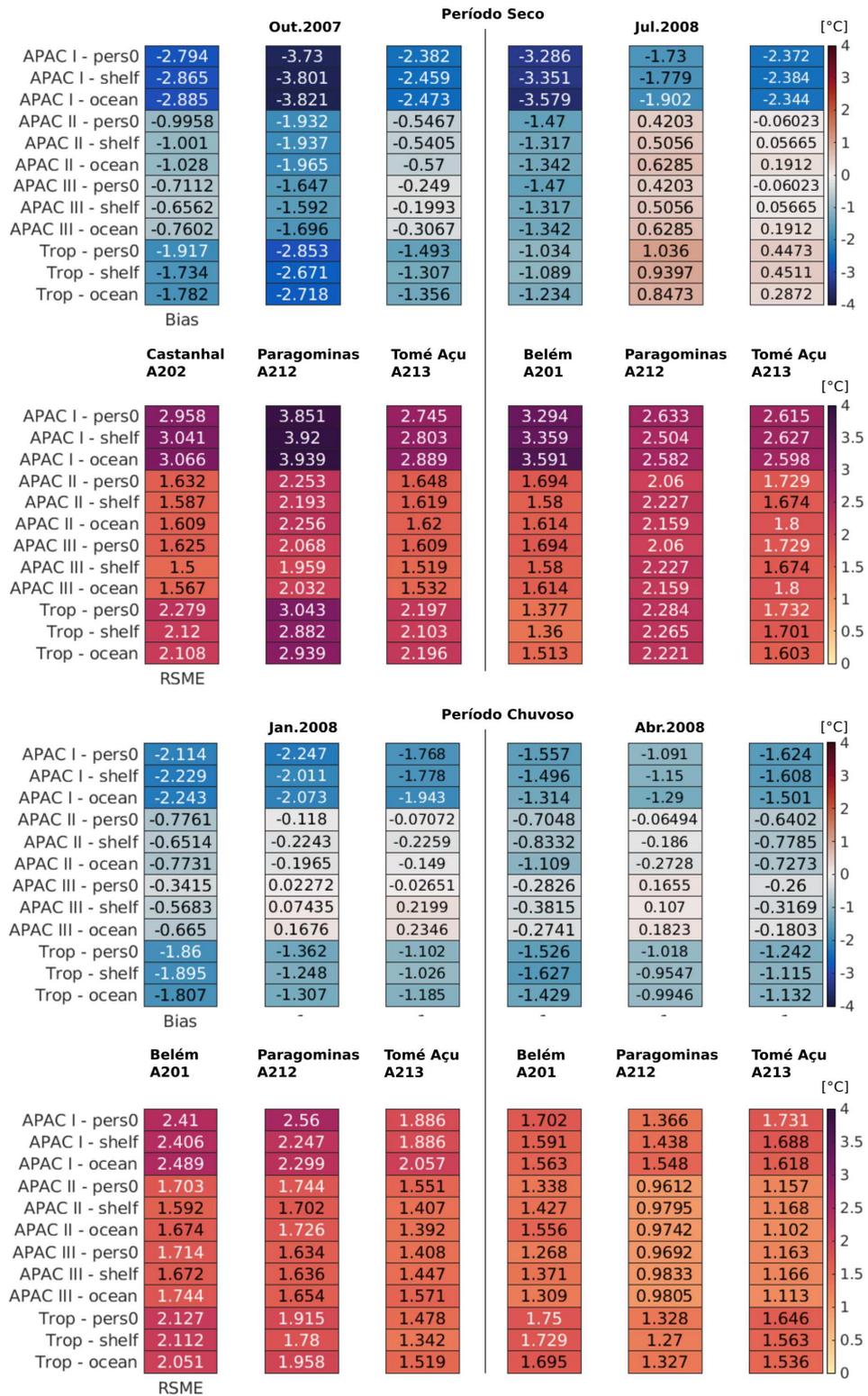
Considerando todos os experimentos, os valores de viés e RMSE apresentados na Figura 5.25 indicam uma diferença de desempenho entre o período seco e chuvoso. Os experimentos do período chuvoso apresentaram uma melhora da ordem de  $1,0^{\circ}\text{C}$  em relação ao período seco. Comparando os valores de cada estação, o período chuvoso também reduziu as diferenças espaciais, consideradas aqui pela cobertura do conjunto de estações.



**Figura 5.23:** Observações de temperatura do ar das estações e resultados dos experimentos (variável de temperatura T2) para período seco de Outubro de 2007(AMANDES I).



**Figura 5.24:** Similar à Figura 5.23 mas para o período chuvoso de Janeiro de 2008(AMANDES II).



**Figura 5.25:** Resultados de Bias e RMSE médios para a temperatura do ar indicados para cada um dos experimentos do período seco (AMANDES I e VI) e chuvoso (AMANDES II e III). Cada coluna é referente à uma das estações de observação, enquanto as linhas listam os experimentos.

Essas comparações de desempenho indicaram que a temperatura do ar é mais sensível às configurações de parametrização. O uso de diferentes opções de OMLD desempenhou um papel menor, sendo que o desempenho não foi alterado consistentemente, variando entre os pontos de observação e períodos. Isso indica que a introdução do OMLD gera perturbações nos resultados sem alterar significativamente as simulações. Isto é, as parametrizações se mostram mais importantes mesmo com diferentes configurações de MLD impostas.

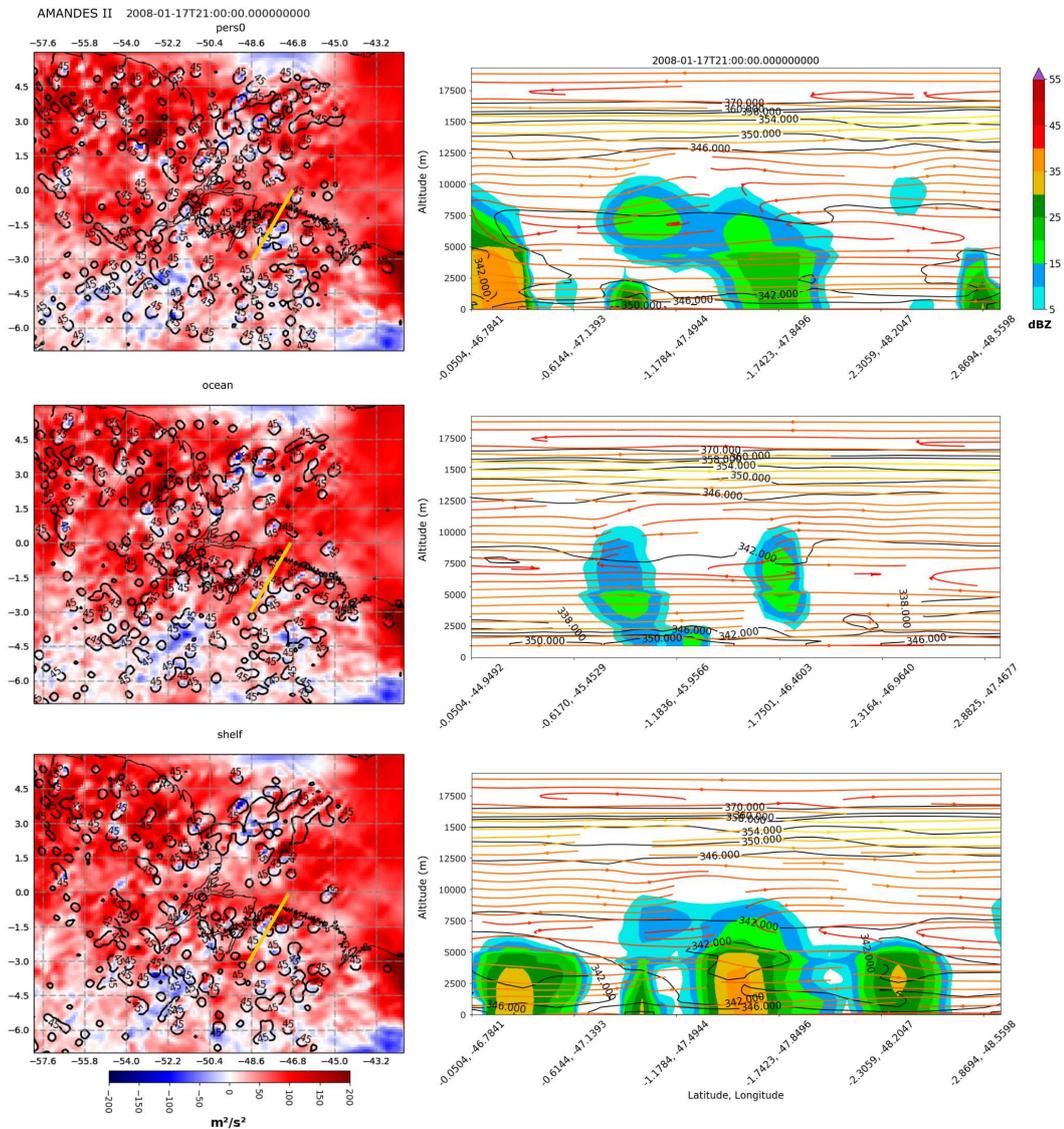
Por fim, destaca-se que, quanto à temperatura em superfície, o melhor desempenho foi apresentado pelas configurações APAC II e III. Enquanto para a estimativa de  $\theta_e$  nas sondagens, a opção *Tropical suit* teve o melhor desempenho. Nas seções seguintes, outros campos serão verificados para entender melhor a sensibilidade dos experimentos às diferentes opções de parametrização.

#### 5.4.2 Efeito da estratificação sobre os experimentos

##### *Estrutura espacial*

Uma breve análise da estrutura espacial dos resultados, considerando um dos experimentos, é apresentada aqui para simplificar a discussão nas próximas seções. A Figura 5.26 mostra os campos de SRHEL para os experimentos APAC I do dia 17 de janeiro de 2008, sobrepostos com os valores de máxima reflectividade. A primeira linha exibe o resultado para a opção *pers0*, destacando que áreas de convecção profunda (> 45 dBZ) estão associadas a valores negativos de SRHEL. Comparando com os resultados das opções *shelf* e *ocean*, observam-se pequenas diferenças localizadas. A diferença se traduz sobre a posição e junção dos aglomerados de nuvens em cada experimento, enquanto os valores de SRHEL apresentam pequenas diferenças em termos de intensidade e distribuição.

Examinando o corte vertical mostrado no painel inferior da Figura 5.26, é possível verificar as diferenças na estrutura vertical do campo de  $\theta_e$ , vento e dimensão das nuvens. O corte para o experimento *pers0* apresenta uma estrutura típica de LI, com um núcleo de nuvem com altura em torno de 10.000 m de altitude e movimento ascendente de ar, apresentando uma bigorna estratiforme. Em contrapartida, os resultados para as opções *shelf* e *ocean* apresentam respostas diferentes em termos de



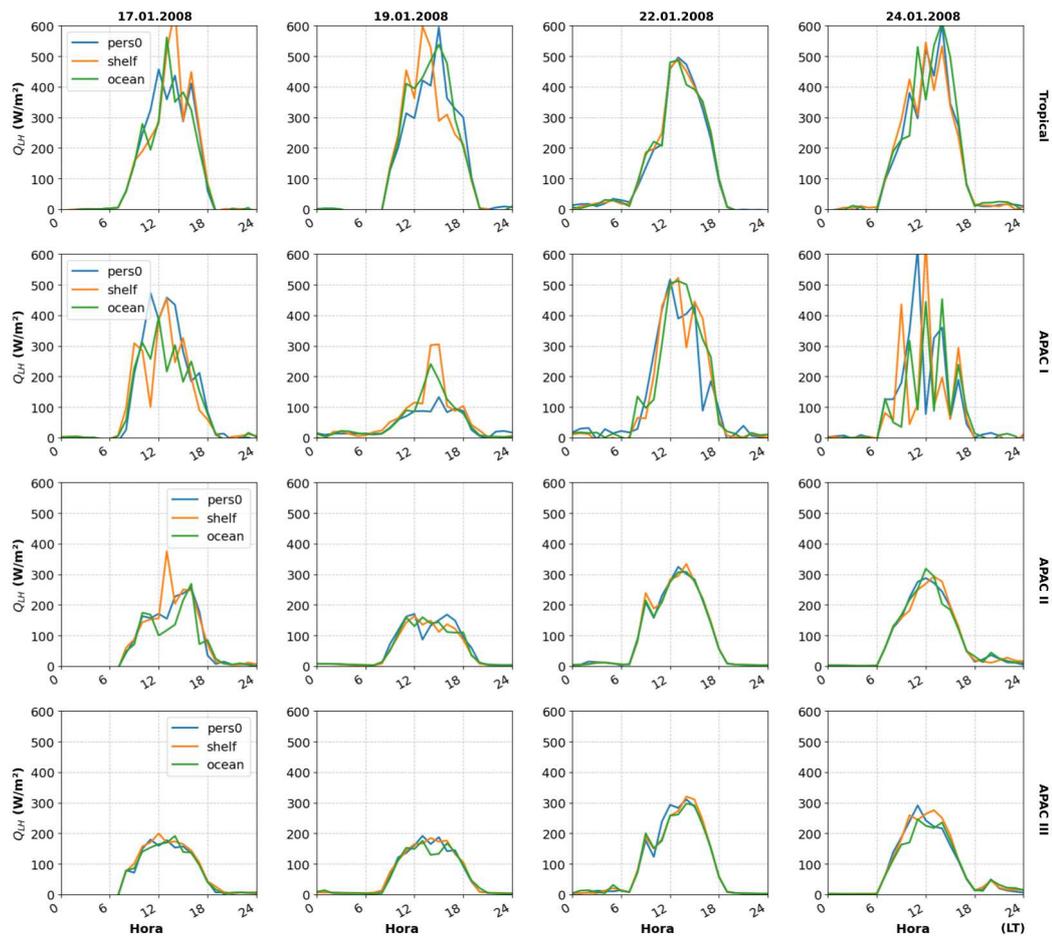
**Figura 5.26:** Estrutura vertical dos resultados do evento de LI de 17 de Janeiro de 2008 do experimento APAC I e as diferentes configurações OMLD (*pers0* primeira linha, *ocean* na linha do meio e *shelf* na última linha). No painel esquerdo, a escala de cor mostra a intensidade do SRHEL e os valores de máxima reflectividade são sobrepostos como isolinhas. No painel direito, são exibidos os perfis de seção vertical, com a escala de cor representando os valores sintéticos de reflectividade, sobreposto estão as linhas de corrente do vento e isolinhas de  $\theta_e$ .

posição e intensidade da convecção. O resultado para a opção *ocean* mostra a ausência da estrutura da nuvem vista em *pers0*, acompanhada pela redução da área de piscina fria em superfície ( $\theta_e < 342\text{K}$ ). Já no caso da opção *shelf*, surgem mais núcleos de nuvens que estão em altitude menor que no experimento *pers0*.

A partir disso, é possível identificar que a resposta a diferentes condições de OMLD induz mudanças em toda a troposfera ao largo da costa. Essas mudanças se devem precisamente às taxas de resfriamento, fluxo de umidade e precipitação decorrentes da evolução das nuvens nos experimentos. A seguir, é apresentada uma comparação com os demais experimentos, considerando também a sensibilidade aos esquemas de parametrização (Park e Nam, 2017).

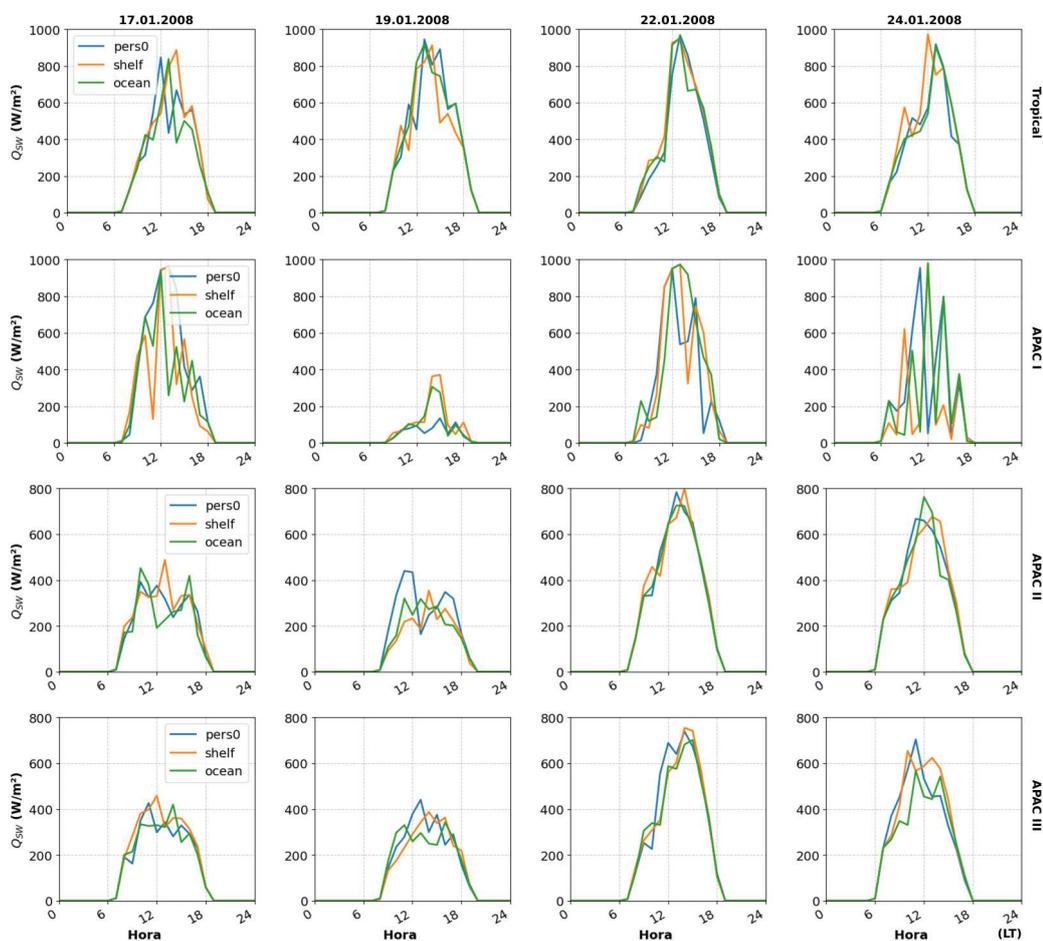
### ***Diferenças entre resultados: Ciclo Diurno***

Para verificar com mais detalhes a sensibilidade do  $Q_{lb}$  e  $Q_{sw}$  a diferentes esquemas de parametrização e ao impacto da estratificação, conforme Figuras 5.27 e 5.28, o ciclo diurno será analisado para os eventos de Janeiro de 2008 (AMANDES - I). A Figura 5.27 exibe a variação diurna do  $Q_{lb}$  na estação de Belém, considerando o horário local (LT). Como o  $Q_{lb}$  é dependente da razão de mistura, velocidade do vento e temperatura do ar, seus valores capturam a sensibilidade às diferentes configurações dos experimentos.



**Figura 5.27:** Ciclo diurno do calor latente  $Q_{LH}$  para os eventos de Janeiro de 2008 (AMANDES-II) para as diferentes configurações extraídas do ponto da Estação de Belém. Cada coluna mostra o ciclo diurno para uma data indicada na primeira linha. Cada linha por sua vez corresponde a uma das configurações, conforme indicado na legenda à direita de cada linha.

Os valores de  $Q_{sb}$  atingiram máximos em torno de  $600 \text{ W/m}^2$  para a configuração *Tropical suit*, devido ao esquema de nuvens Tiedtke resultar nos menores volumes de precipitação. Os resultados das configurações APAC apresentaram uma redução em torno de  $250 \text{ W/m}^2$  em comparação com o *Tropical suit*. Destaca-se assim a redução da amplitude do ciclo diurno devido à superestimativa de precipitação pelos esquemas de parametrização usados no grupo de experimentos APAC. Esses aspectos mantiveram-se consistentes para todos os experimentos, com o evento do dia 19 de Janeiro apresentando o maior contraste entre as configurações.



**Figura 5.28:** Similar à Figura 5.27, mas mostrando o ciclo diurno do calor de onda curta  $Q_{SW}$  para os eventos de Janeiro de 2008 (AMANDES-II).

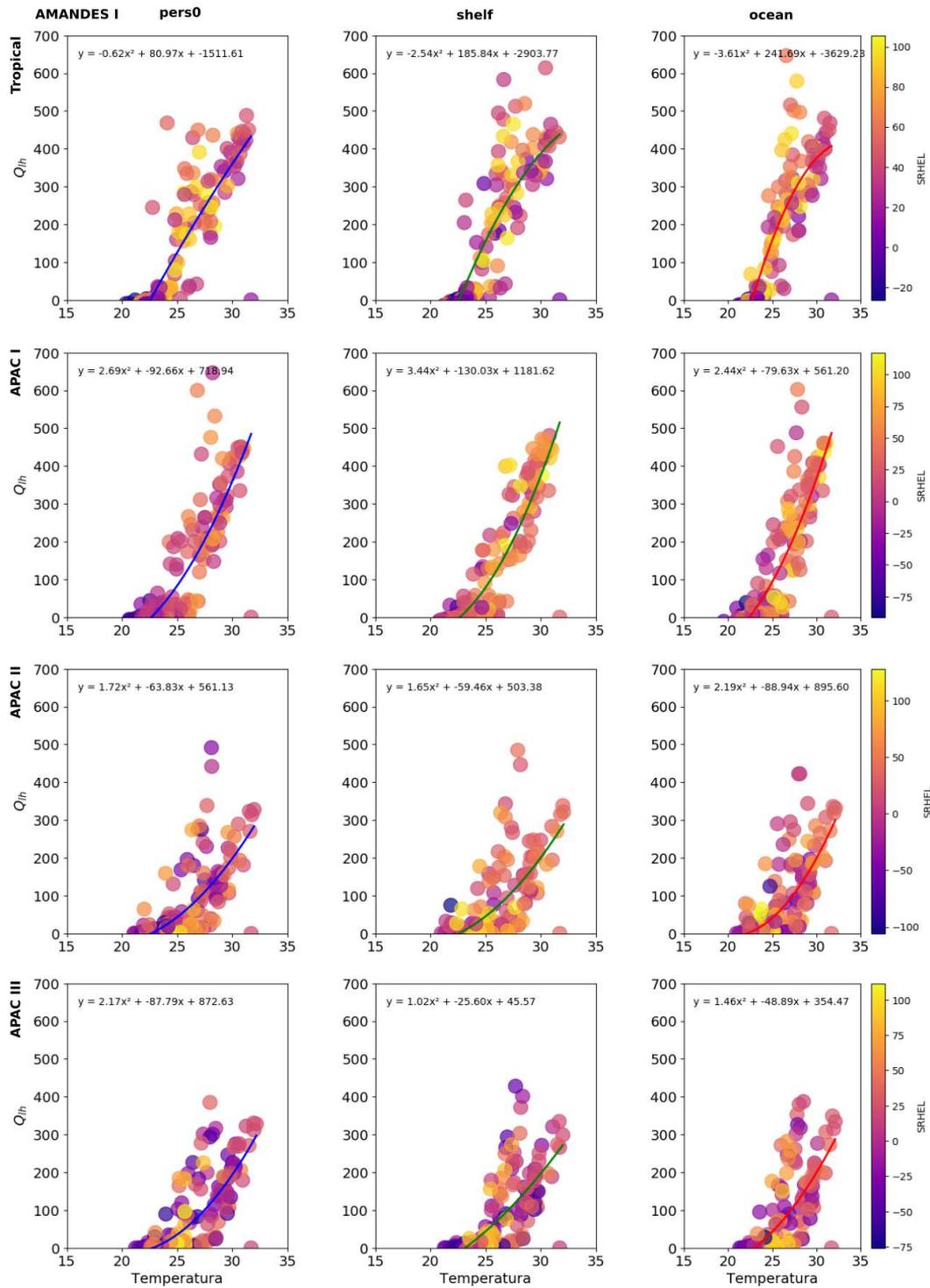
Comparando as diferentes configurações da opção de OMLD, ocorrem diferenças de  $10\text{-}100 \text{ W/m}^2$  ao longo do ciclo diurno. Comparando as opções *shelf* e *ocean* com a TSM fixa, não se observa um padrão fixo. Os valores de  $Q_{sb}$  das opções com estratificação ficam acima ou abaixo dos experimentos com TSM fixa em diferentes

horários. Isso indica que uma estratificação mais rasa (*shelf*) tem um efeito mais intermitente no balanço de  $Q_{lb}$  sobre o continente.

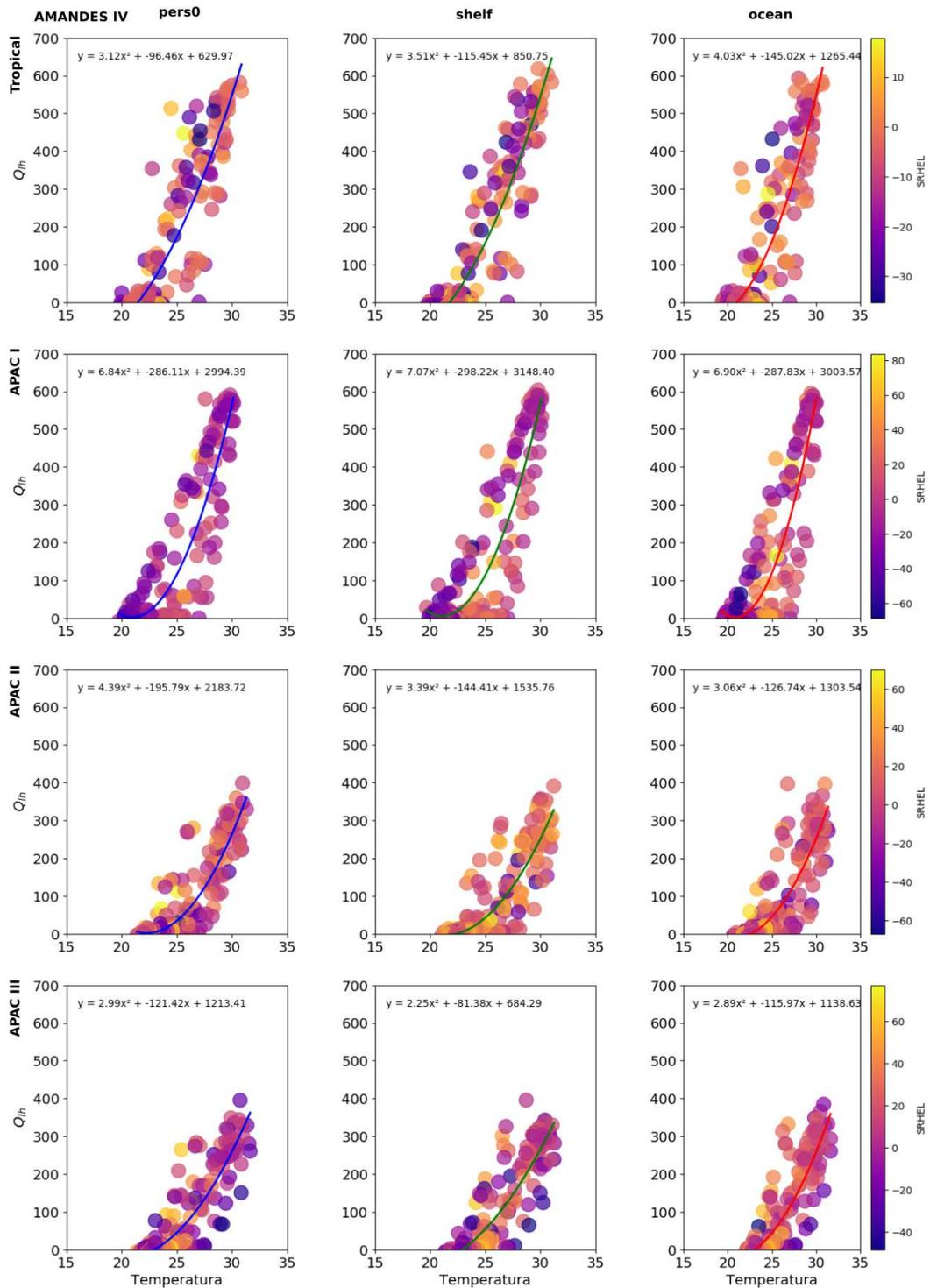
Considerando agora o ciclo diurno de  $Q_{sw}$  apresentado na Figura 5.28, a sensibilidade dos resultados mostra-se similar à do  $Q_{lb}$ . Os valores máximos de  $1000 \text{ W/m}^2$  ocorreram para a configuração *Tropical suit*, com uma redução da ordem de  $400 \text{ W/m}^2$  para os experimentos do grupo APAC. Diferenças entre as opções de OMLD também variaram ao longo dos dias, apresentando a mesma ordem de sensibilidade observada nos valores de  $Q_{lb}$ . Esses resultados indicam que o fluxo local de  $Q_{sw}$  apresenta sensibilidade ao longo do ciclo diurno em resposta principalmente ao tipo de parametrização de nuvem.

A seguir, serão discutidos aspectos gerais da sensibilidade dos experimentos considerando as variáveis relacionadas com o *feedback* ar-mar-continente. As Figuras 5.29 e 5.30 mostram a distribuição dos valores de temperatura em superfície,  $Q_{lb}$  e valores do SRHEL, sendo ambas referem-se aos períodos secos, as colunas exibem as opções de OMLD e cada linha as configurações de parametrização dos experimentos. Para facilitar a comparação entre as opções de OMLD, uma curva polinomial ajustada é sobreposta aos pontos. A dispersão dessas três variáveis está associada ao ciclo diurno e características favoráveis à convecção e formação de CCMs e LI. A principal característica do período seco é a baixa precipitação e cobertura de nuvem, portanto a dispersão dos valores reflete essa sensibilidade.

Comparando as dispersões entre as diferentes configurações, a opção *Tropical suit* apresenta a maior amplitude térmica, associada a valores de SRHEL predominantemente positivos. Dessa forma, a configuração do grupo APAC apresenta resultados mais favoráveis à convecção, causados por valores negativos de SRHEL. Uma redução na amplitude de  $Q_{lb}$  para os experimentos APAC também indica o reflexo da sensibilidade dos experimentos ao esquema de parametrização.



**Figura 5.29:** Diagramas de dispersão entre os valores de  $Q_{lh}$ , temperatura do ar à 2m e SRHEL para o período de 01 de Outubro de 2007 (AMANDES I). Em cada gráfico uma curva polinomial é ajustada e sua equação sobreposta para comparar as opções de OMLD. A escala de cor de SRHEL foi ajustada individualmente para cada linha. Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda à esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna.



**Figura 5.30:** Similar à Figura 5.29, mas para o período de Julho de 2008 (AMANDES IV). Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda à esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna.

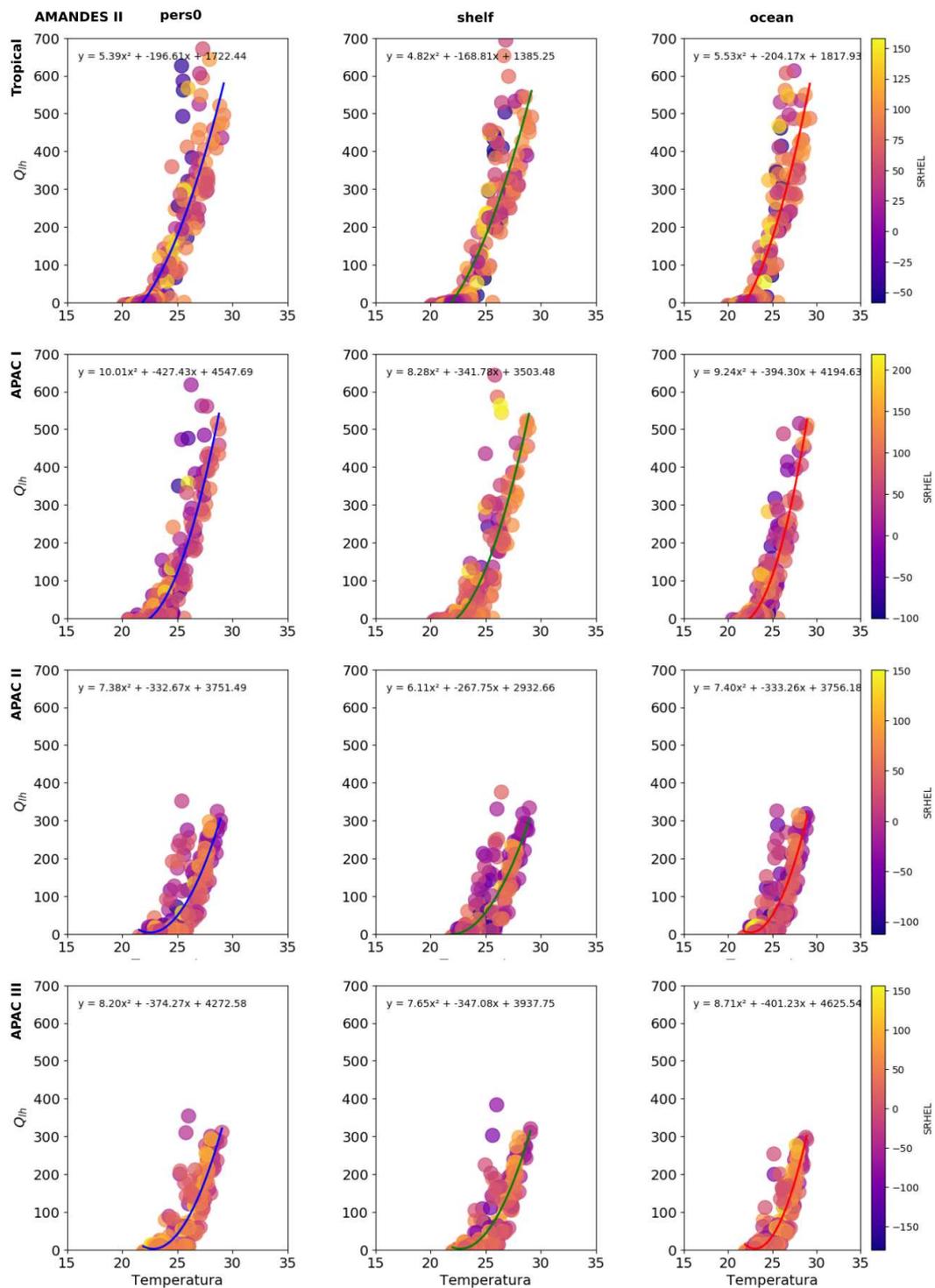
As opções de OMLD, por sua vez, tendem a modificar a inclinação da dispersão sem alterar significativamente os valores de SRHEL. A maior diferença ocorre entre os experimentos com TSM fixa (*pers0*) e o OMLD com estratificação rasa (*shelf*). De maneira geral, o OMLD com a configuração mais rasa torna a dispersão mais inclinada, favorecendo um sensível aumento na temperatura. Não ocorrem diferenças muito pronunciadas entre as opções de OMLD, indicando que a sensibilidade à parametrização supera a da estratificação.

De forma similar ao período seco, a dispersão para o período chuvoso, mostrada nas Figuras 5.31 e 5.32, quantifica a sensibilidade dessas variáveis no período de maior atividade convectiva. A maior cobertura de nuvem nesses períodos reduz os valores máximos de temperatura diária. Em contrapartida, a amplitude de  $Q_b$  e SRHEL aumenta. Os experimentos do grupo APAC nesse período também exibiram uma redução na amplitude térmica em relação ao *Tropical suit*.

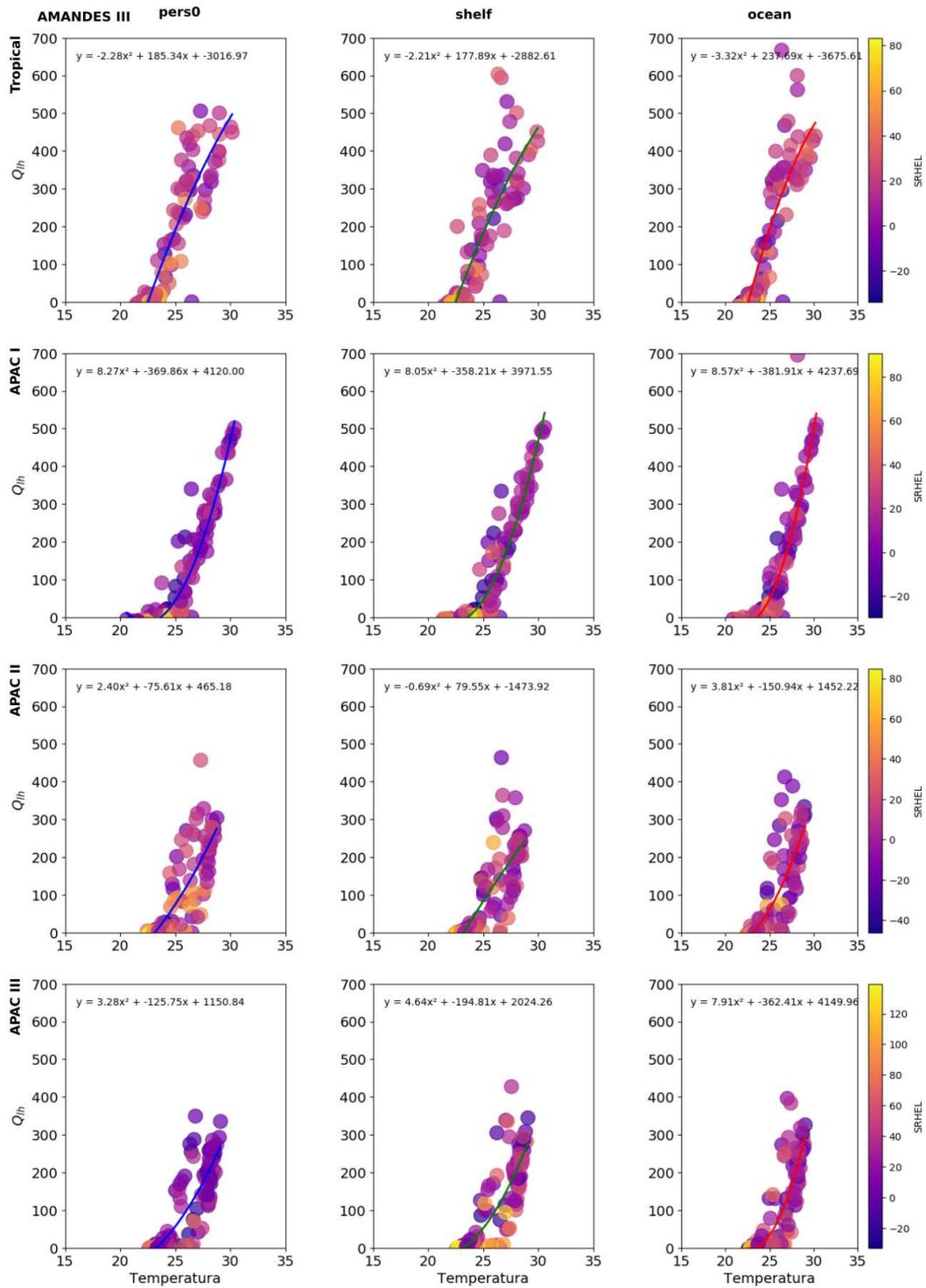
A mesma tendência observada na estação seca para as opções de OMLD ocorre na estação chuvosa, onde pequenas diferenças na inclinação das dispersões são evidentes nos experimentos com estratificação prescrita. De maneira geral, a dispersão muda sensivelmente em cada opção de OMLD, mas a amplitude dos valores se mantém aproximadamente constante. Nesse sentido, as dispersões nos períodos seco e chuvoso apresentam diferenças mais relacionadas aos esquemas de parametrização e às condições sazonais.

### ***Contraste mar-continente***

Como o esquema OMLD está acoplado ao balanço de calor e às suas respectivas partições, é necessário avaliar o impacto das parametrizações e opções do OMLD sobre o contraste de temperatura continente-mar ( $\Delta T_s$ ). O valor de  $\Delta T_s$  é modulado pelo ciclo diurno, sendo que o continente apresenta a maior amplitude térmica. Como a intensidade da brisa marinha é proporcional ao  $\Delta T_s$ , o SRHEL e o valor de PW são examinados em conjunto para caracterizar os resultados dos experimentos numéricos



**Figura 5.31:** Diagramas de dispersão entre os valores de  $Q_{lh}$ , temperatura à 2m e SRHEL para o período de 01 de Outubro de 2007 (AMANDES I). Em cada gráfico uma curva polinomial é ajustada e sua equação sobreposta para comparar as opções de OMLD. A escala de cor de SRHEL foi ajustada individualmente para cada linha. Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda a esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna.



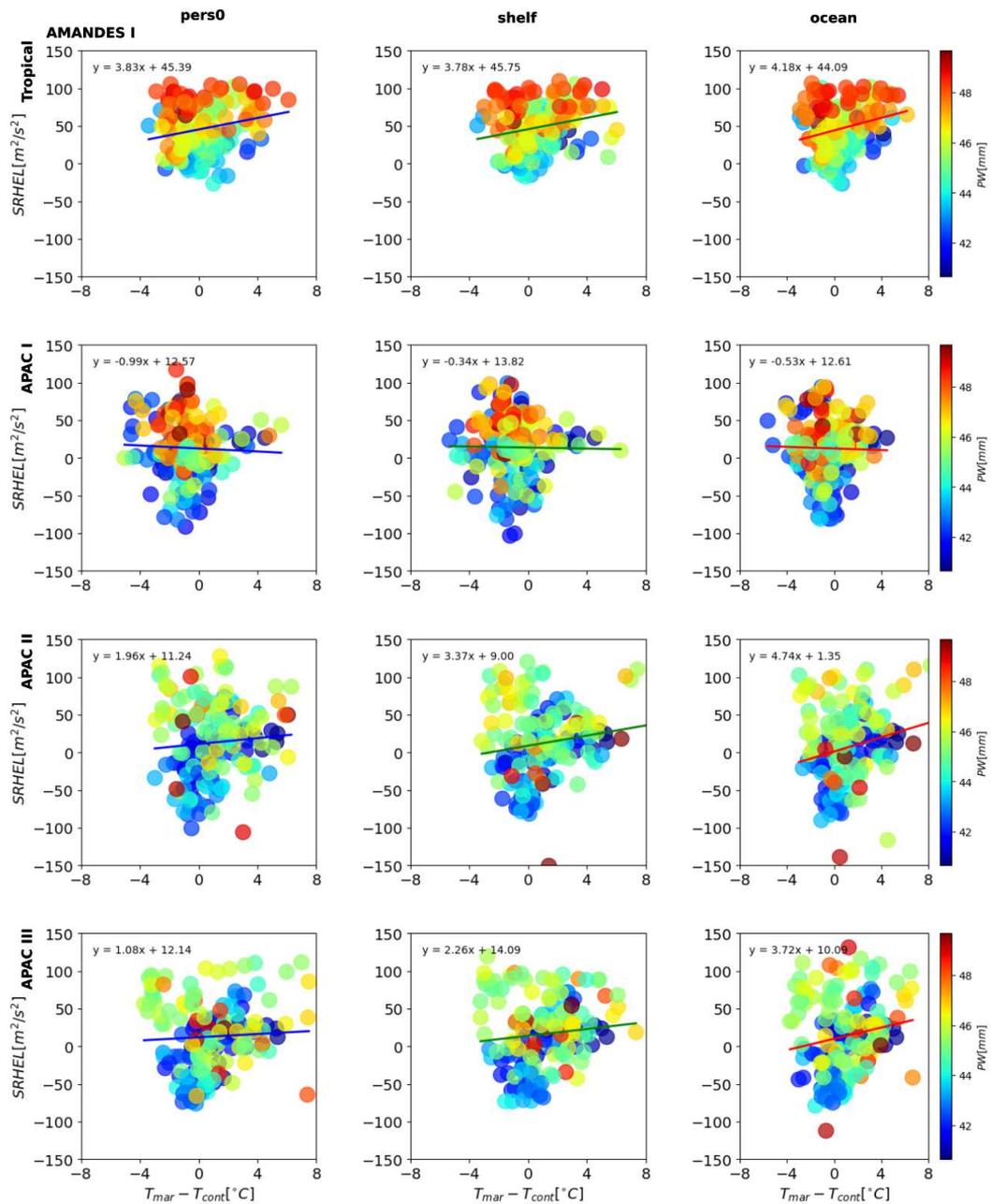
**Figura 5.32:** Similar à Figura 5.29, mas para o período de Abril de 2008 (AMANDES III). Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda a esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna.

Avaliando o período seco, as Figuras 5.33 e 5.34 mostram os diagramas de dispersão para os experimentos de outubro de 2007 e Julho de 2008. A amplitude média de  $\Delta T_s$  varia entre  $-4^\circ\text{C}$  e  $+4^\circ\text{C}$  para ambos os períodos. Já os valores de SRHEL apresentam uma amplitude maior em outubro de 2007, acima de  $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  em módulo. Os valores de PW em outubro de 2007 ficaram em torno de 40 mm, e em torno de 60 mm para Julho de 2008. Retomando os resultados de precipitação, nota-se que embora no período de outubro de 2007 tenha ocorrido a menor taxa de precipitação, os valores de SRHEL indicam condições favoráveis à formação de convecção. Este resultado tem concordância com a formação de linhas de instabilidade em um período mais seco (imagens do GOES 10).

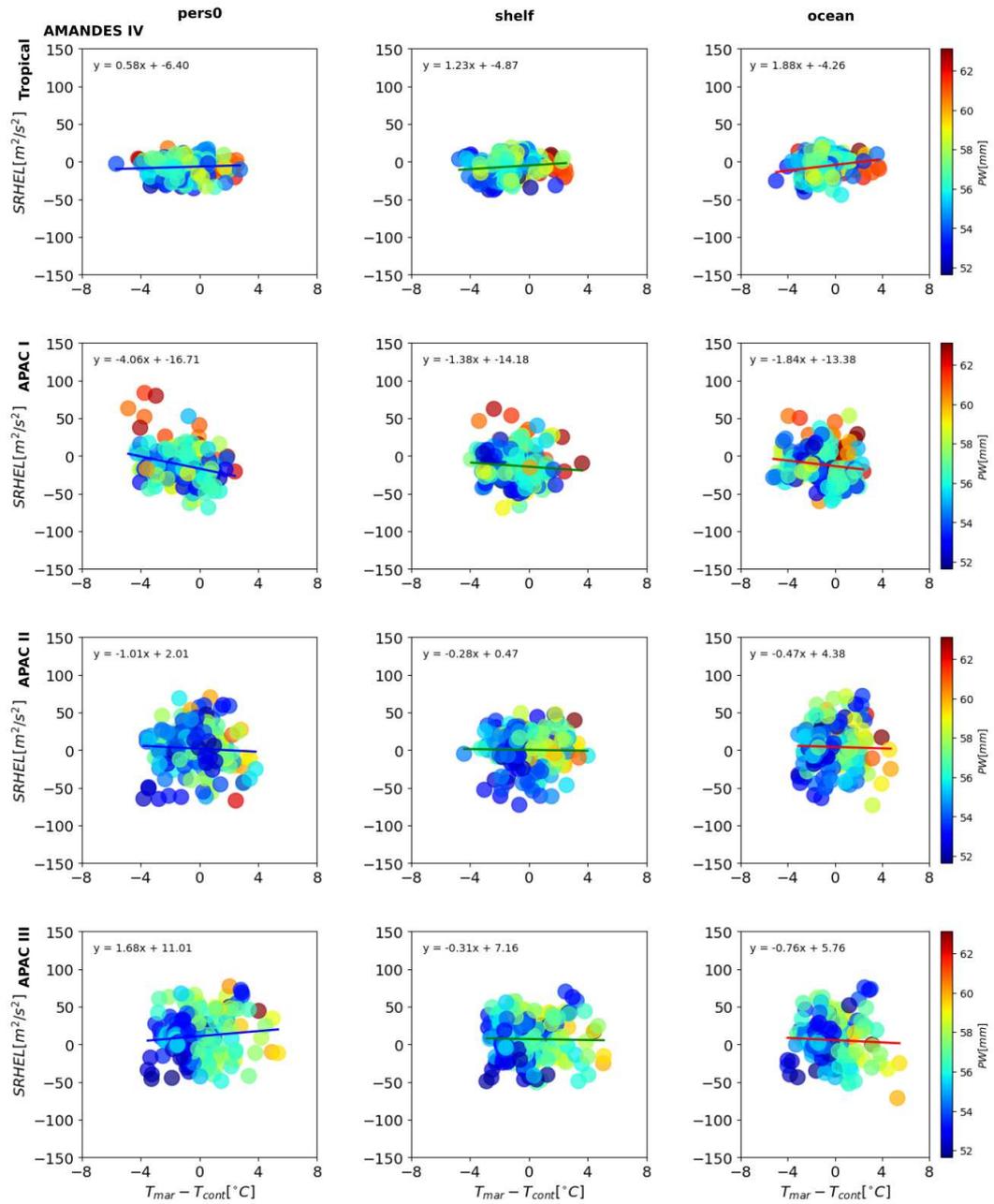
Comparando os resultados para as diferentes configurações, verifica-se que a opção *Tropical suit* apresentou a menor amplitude de SRHEL, acompanhada pelo deslocamento de  $\Delta T_s$  para valores positivos. Os valores de PW também apresentaram uma redução sensível para a opção *Tropical suit*, como reflexo do esquema de nuvem Tiedtke. Comparando entre os resultados do grupo APAC, além de pequenas diferenças, o valor de PW apresentou o maior contraste entre os experimentos. No caso dos experimentos APAC, essas diferenças decorrem em função das combinações de parametrizações de microfísica de nuvens.

Já as diferenças para as opções de OMLD apresentam uma sensível mudança nos valores de SRHEL para os experimentos *Shelf* e *Ocean*, em comparação ao *pers0*. Para outubro de 2007, os valores de SRHEL ficaram mais positivos, enquanto para Julho de 2008 a tendência foi de ficarem mais negativos. Os valores de  $\Delta T_s$ , assim como os de PW, apresentaram diferenças desprezíveis. Cruzando com os diferentes experimentos, a resposta para as opções de OMLD foi similar.

As Figuras 5.35 e 5.36 mostram os resultados para o período chuvoso, referentes aos experimentos de Janeiro de 2008 e Abril de 2008, respectivamente. O destaque ocorre para Janeiro de 2008, que apresenta a maior amplitude nos valores de SRHEL e  $\Delta T_s$ . O padrão entre os experimentos quanto à opção de configuração das parametrizações e opções de OMLD ocorre de forma semelhante ao período seco.



**Figura 5.33:** Diagramas de dispersão entre os valores de SRHEL,  $\Delta T_s$  e PW para o período de 01 de Outubro de 2007 (AMANDES I). Em cada gráfico a reta é ajustada e sua equação sobreposta para comparar as opções de OMLD. A escala de cor de PW foi ajustada individualmente para cada linha. Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda a esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna.



**Figura 5.34:** Similar à Figura 5.33, mas para o período de Julho de 2008 (AMANDES IV). Cada linha corresponde a uma configuração dos experimentos, conforme legenda a esquerda. Enquanto cada linha corresponde a uma das opções de OMLD usadas, conforme legenda no topo de cada coluna.

A comparação entre os experimentos revela que a opção *Tropical suit* apresentou valores de SRHEL sensivelmente mais positivos. Essa tendência está de acordo com os valores superestimados de precipitação do grupo APAC, também indicados pelos menores valores de PW.

Assim como para o período seco, as opções de OMLD apresentaram a tendência de aumentar significativamente os valores de SRHEL (ver equação ajustada sobre o gráfico) nos experimentos *Shelf* e *Ocean*. Os valores de  $\Delta T_s$  variaram pouco entre as opções de OMLD, de forma que os valores máximos e mínimos mantiveram a mesma amplitude.

Em resumo, esses resultados indicam que a estratificação gera pequenas diferenças nas variáveis associadas ao desenvolvimento de aglomerados convectivos. Esse resultado deve ser considerado para sistemas convectivos de mesoescala e linhas de instabilidade (LI) que ocorreram durante o período seco, indicando que, mesmo em condições sinóticas desfavoráveis, esses sistemas convectivos encontram condições locais para se formar. Pereira de Oliveira e Oyama (2015) e Oliveira e Oyama (2019) por exemplo, mostram que a formação de piscinas frias acaba sendo o precursor das LI.

### ***Respostas na PBL***

Os resultados da altura máxima da PBLH são apresentados para os períodos de Outubro de 2007 e Janeiro de 2008, a fim de comparar brevemente os resultados entre as estações seca e chuvosa. Os valores máximos de PBLH mostrados na Figura 5.37 indicam que a configuração *Tropical suit* apresentou valores relativamente menores em relação ao grupo APAC. Uma redução se destaca sobre a área do oceano, onde os valores máximos de PBLH foram cerca de 400 m menores (não mostrado por brevidade). O mesmo padrão é apresentado na Figura 5.38, mas com as diferenças entre as configurações sendo em torno de 200 m. Isso indica que a sensibilidade da PBLH para diferentes configurações é maior no período seco.

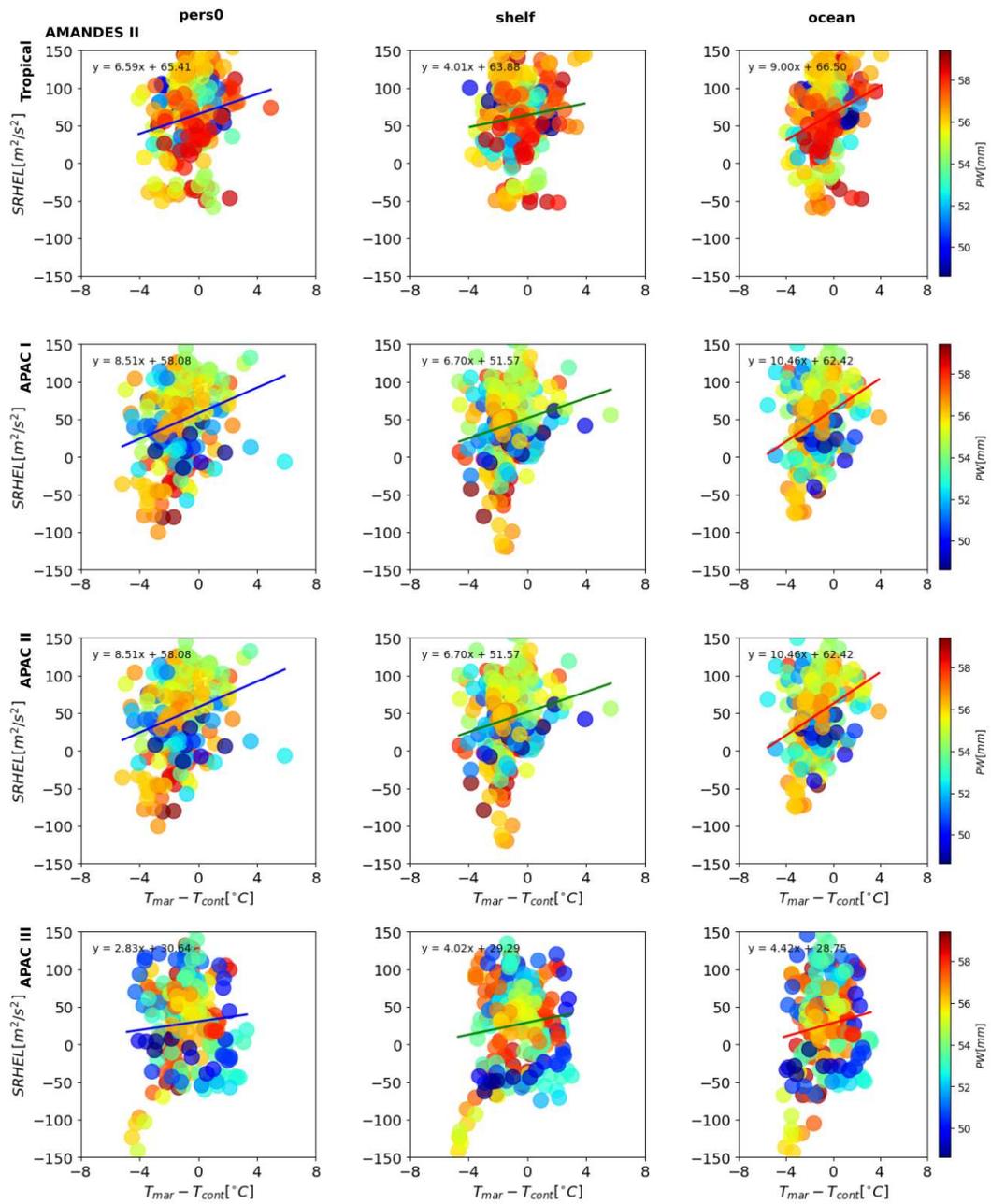


Figura 5.35: Similar à Figura 5.33, mas para o período de Janeiro de 2008 (AMANDES II).

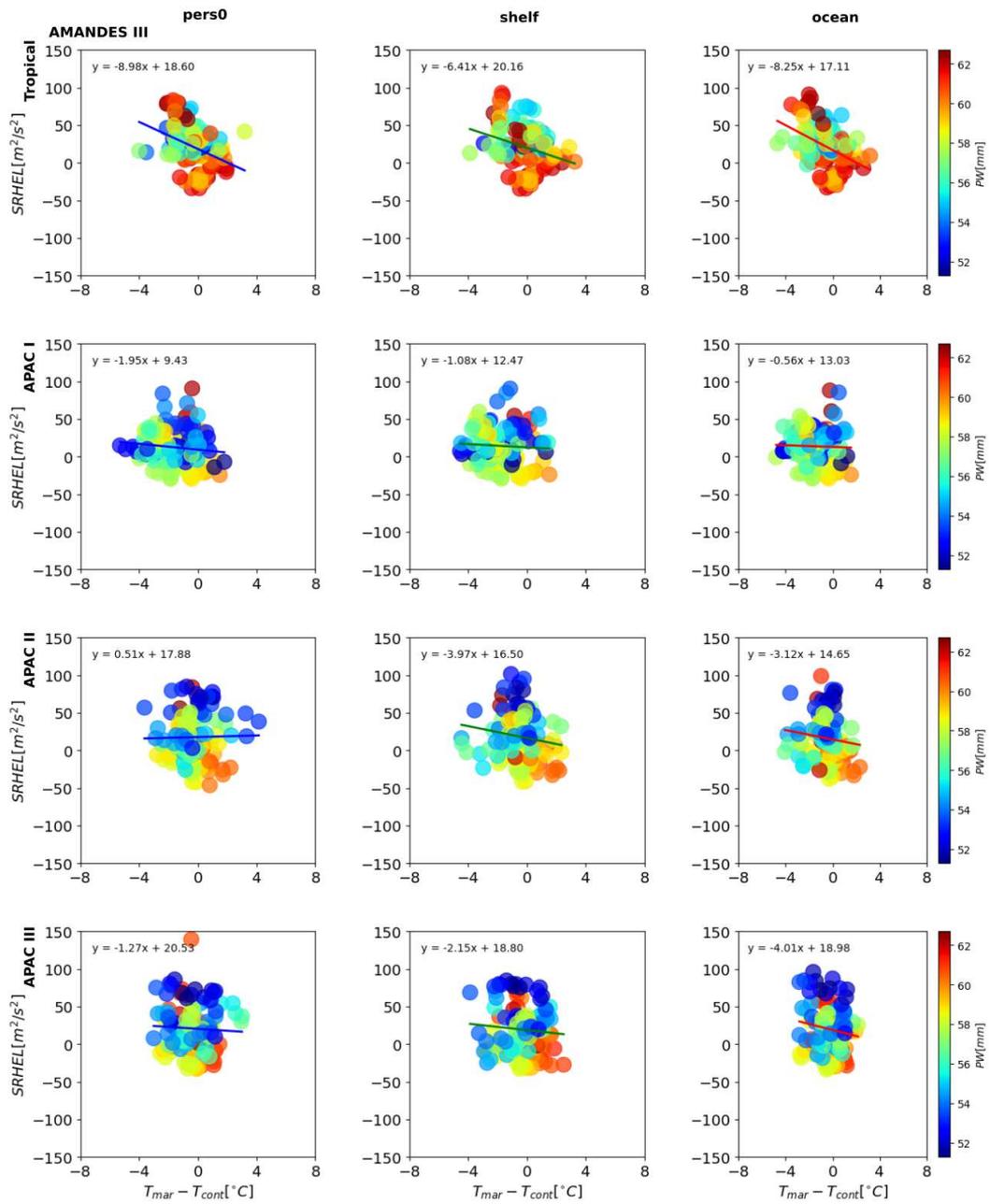
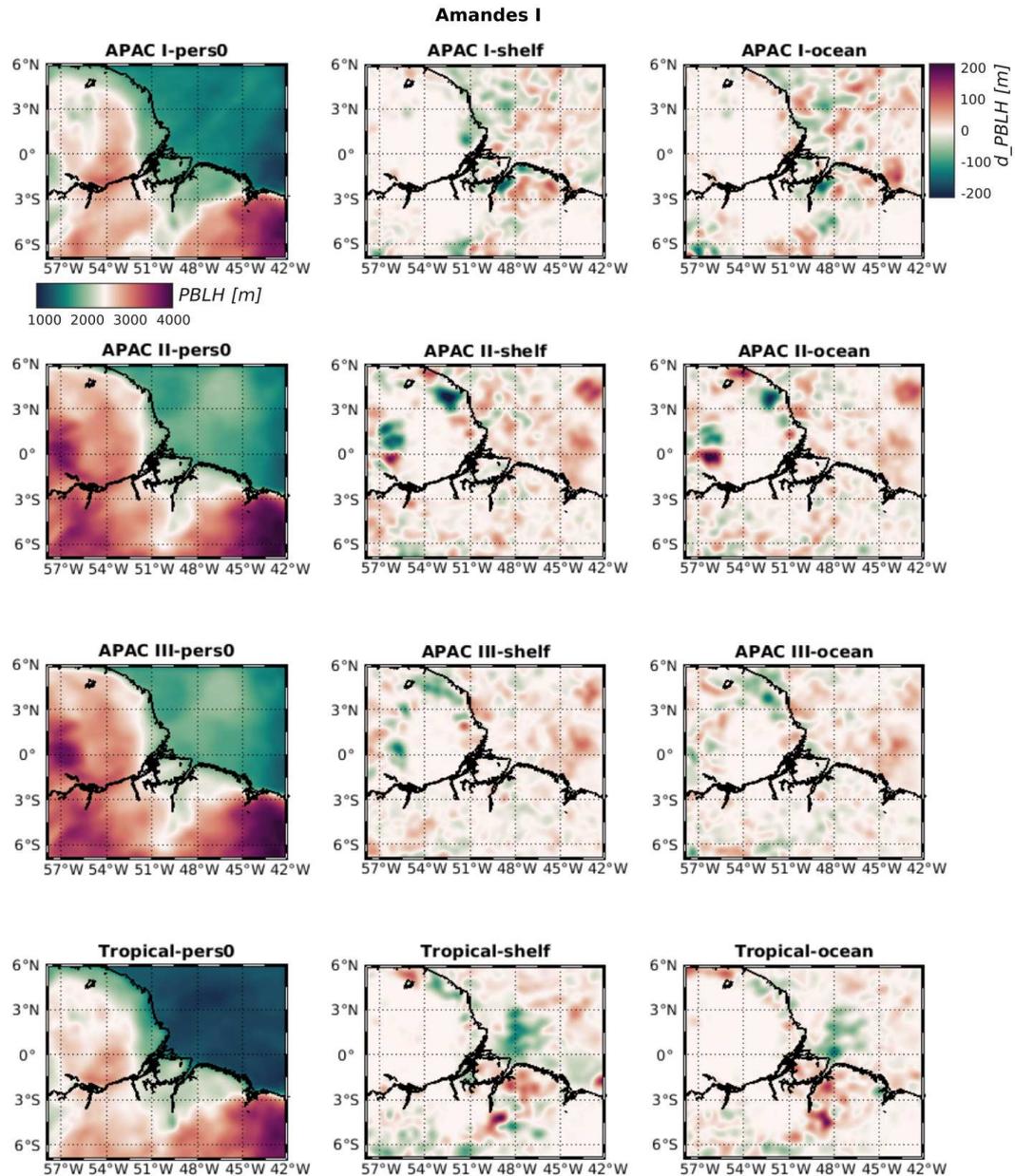


Figura 5.36: Similar à Figura 5.33, mas para o período de Abril de 2008 (AMANDES III).



**Figura 5.37:** Valores máximos da PBLH para o período de Outubro de 2008 (AMANDES I). A primeira coluna mostra os valores de PBLH máximo para os experimentos com a opção de OMLD de TSM fixa (*pers0*). As demais colunas representam a diferença entre as opções de OMLD *Shelf* e *Ocean* com a opção *pers0*.

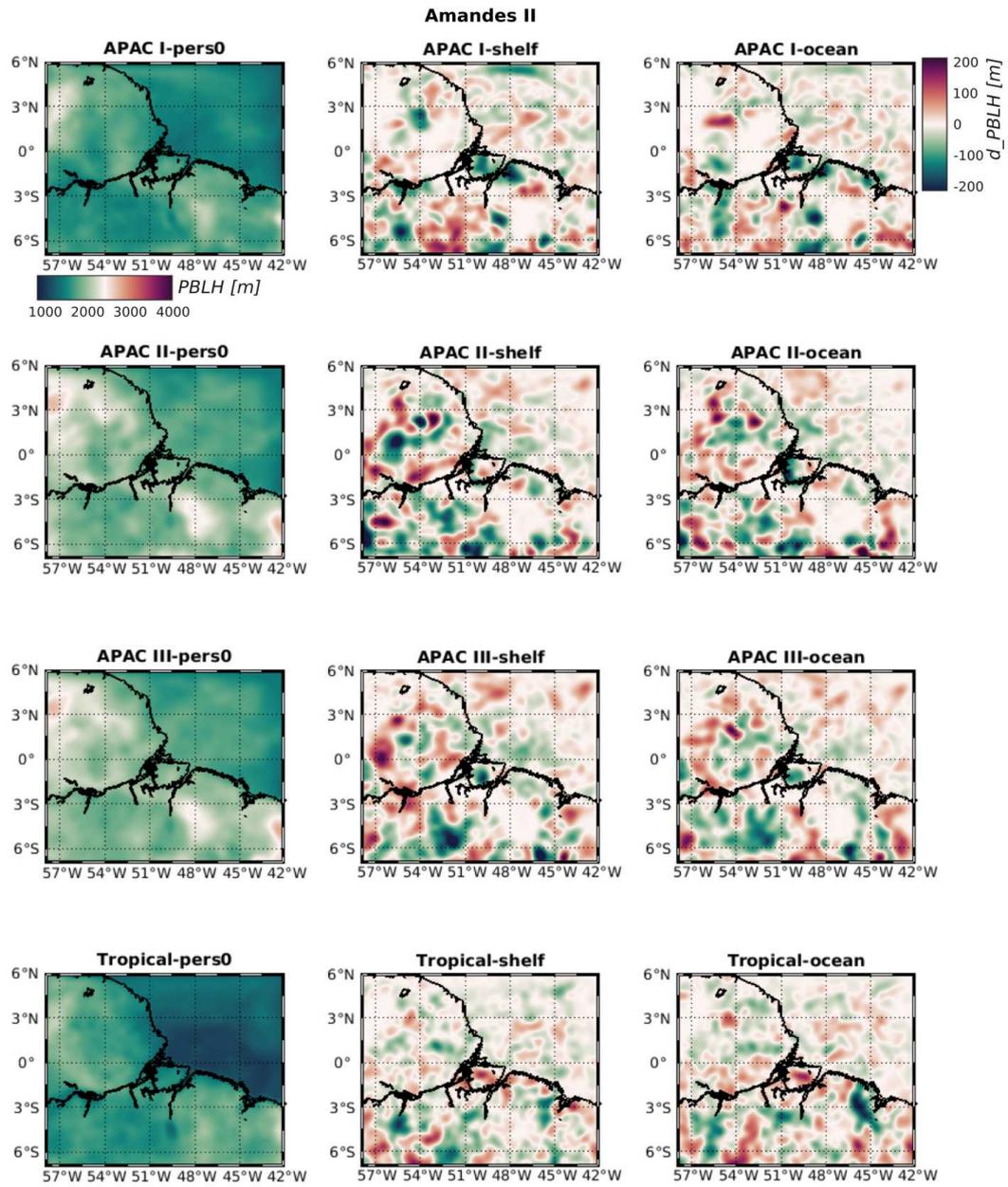
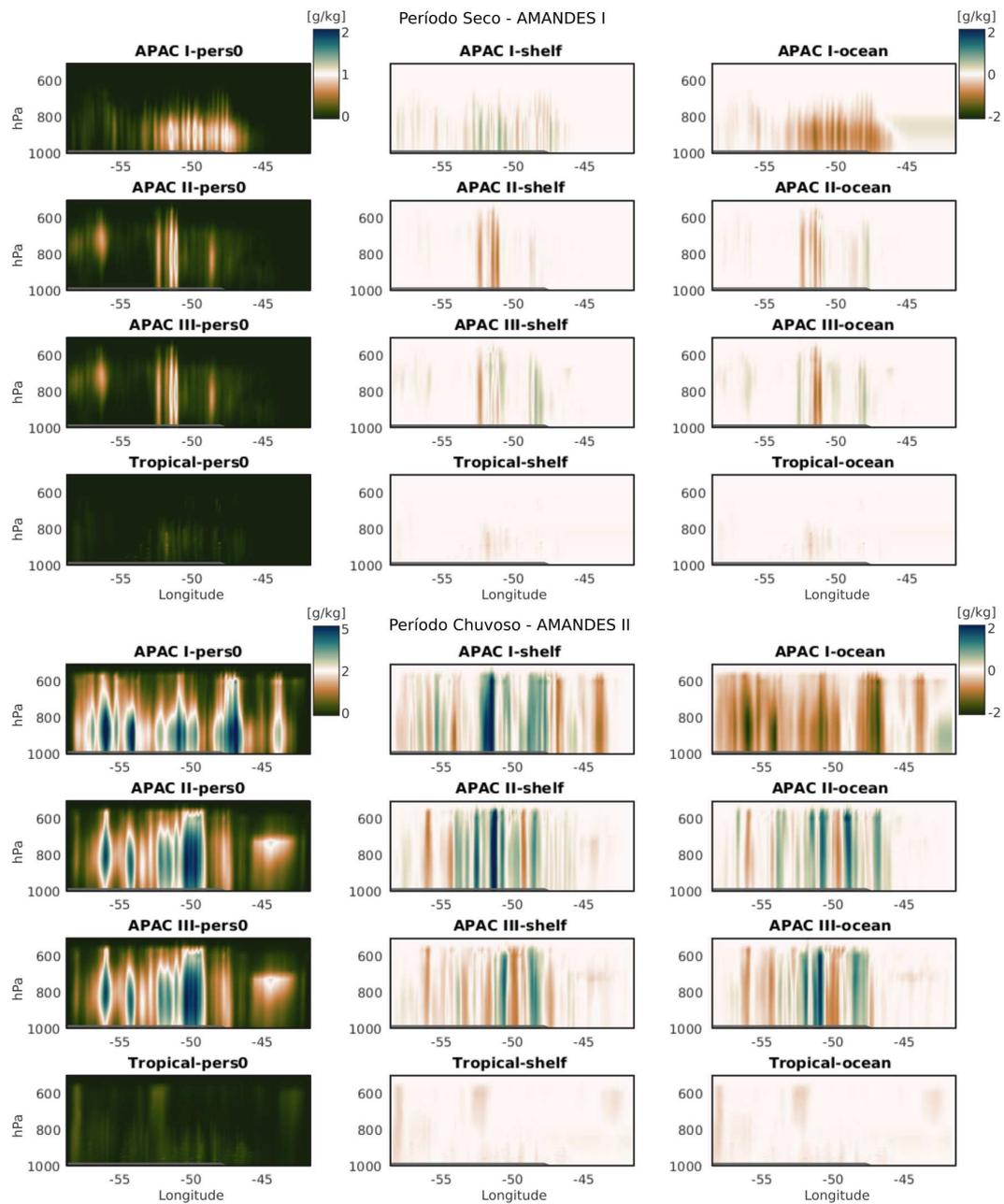


Figura 5.38: Similar à Figura 5.37, mas para o período de Janeiro de 2008 (AMANDES II).

Comparando os resultados entre os experimentos com diferentes opções de OMLD, diferenças da ordem de 100 m de altura tendem a ocorrer pelo domínio. O contraste entre os experimentos se situa ao longo dos gradientes de PBLH, como na área costeira. A diferença entre as opções *Shelf* e *Ocean* foi discreta e resultou em diferenças bem localizadas. A sensibilidade dos resultados em relação às opções de OMLD foi maior no período chuvoso, cerca de 150 m em média. Esses resultados indicam que a PBLH é uma variável moderadamente sensível às opções de OMLD, uma vez que as diferenças observadas são da mesma ordem apresentada pela escolha das parametrizações.

Neste trabalho, a PBLH foi usada com o intuito de avaliar o impacto dos esquemas de OMLD sobre a troposfera baixa e média. Os resultados da PBLH e sua sensibilidade às demais parametrizações do modelo foram semelhantes aos resultados de outros trabalhos (Banks *et al.*, 2016 e Boadh *et al.*, 2016). Especificamente, a opção Tiedke tende a apresentar uma menor formação de convecção rasa, fato associado à redução de intensidade de corrente ascendente (*updraft*) pela sua parametrização, conforme estudo de Lamraoui *et al.* (2019) ao tratar de um estudo de caso na costa Pacífica da América do Sul. Essa particularidade será explorada a seguir.

Os acumulados de QRAIN foram integrados no tempo para verificar a sensibilidade às parametrizações. Os casos de Outubro de 2007 e Janeiro de 2008 são apresentados por brevidade na Figura 5.39, que exhibe o resultado de QRAIN integrado no tempo. Devido às características do período simulado, os resultados do período chuvoso apresentam os maiores valores de QRAIN acumulados. A configuração *Tropical suit* apresentou as menores estimativas (em torno de  $1 \text{ g kg}^{-1}$ , já esperado conforme citado anteriormente). A configuração APAC I apresentou valores menores em relação às demais, sinalizando o contraste entre as parametrizações de nuvem Grell-Freitas e Kain-Fritsch e suas combinações com o esquema de microfísica.



**Figura 5.39:** Seção vertical na latitude  $0^\circ$  do campo de QRAIN integrado no tempo para os experimentos do período seco (Outubro de 2008) e chuvoso (Janeiro de 2008). A primeira coluna refere-se aos resultados com a opção OMLD de TSM fixa (*pers0*). As demais colunas apresentam as diferenças entre as opções de OMLD *Shelf* e *Ocean* com a opção *pers0*. (Reparar na diferença de escala de cor entre o período seco e chuvoso)

A sensibilidade de QRAIN entre as diferentes opções de OMLD é maior para o período chuvoso ( $+2 \text{ g kg}^{-1}$ ). As opções *Shelf* e *Ocean* tendem a apresentar uma inversão de sinal para o experimento APAC I, enquanto para os demais experimentos tendem a apresentar uma perturbação distribuída pela seção. Não são perceptíveis diferenças na altitude dos valores de QRAIN entre as opções de OMLD, sendo que essa diferença ocorre quando são comparadas as configurações APAC e *Tropical suit*.

Os resultados dessa seção indicam como as diferentes combinações de parametrização de nuvem, microfísica e OMLD se refletem na troposfera. Embora o esquema de OMLD empregado não tenha revelado melhora significativa na performance dos experimentos (ver seção de validação), quando empregado tende a gerar diferenças nas demais variáveis, tanto na dimensão horizontal quanto na vertical.

## 5.5 Discussão

### 5.5.1 Sensibilidade das parametrizações

Os resultados apresentaram uma sensibilidade em grande medida associada às combinações de parametrização de nuvens e de microfísica. A performance das simulações, assim como sua dependência do período sazonal, ficou de acordo com estudos de outros autores (Sousa *et al.*, 2019 e Mantovani Júnior *et al.*, 2023). O ciclo diurno de temperatura foi melhor representado pelos experimentos APAC II e III, que usaram combinações do esquema de nuvem *cumulus* Kain-Fritsch com os esquemas de microfísica Perdue Lin e WSM6, respectivamente. Enquanto a precipitação da configuração *Tropical suit*, que empregou o esquema de nuvem Tiedtke e o WSM6, apresentou mais proximidade com os valores observados. Uma ressalva são as estimativas de precipitação que, no período dos experimentos, podem causar um viés pela falta de dados.

Considerando a representação dos aglomerados de nuvens e linhas de instabilidade, os resultados não foram capazes de representar integralmente esses sistemas. Isso pode sinalizar a necessidade de avaliar também o papel da resolução dos experimentos. O desempenho de parametrizações de nuvem em diferentes resoluções espaciais, avaliado por Jeworrek, West, e Stull (2019), indica que a descarga da precipitação pode

ser antecipada, dependendo da resolução e esquema de nuvem usado. Trazendo para o contexto deste capítulo, essa questão é recomendada para um estudo futuro, uma vez que a característica dos sistemas convectivos se enquadra em uma janela espacial relativamente estreita.

Por fim, as parametrizações tenderam a sobrepujar a sensibilidade ao esquema de camada de mistura OMLD. Parte disso pode ser associado ao fato de o OMLD contribuir apenas com uma pequena porção das estimativas de fluxo de calor na superfície. Enquanto os esquemas de parametrização de nuvem e microfísica geram um maior impacto no fluxo de  $Q_{sw}$  e, conseqüentemente, modulam o  $Q_{lh}$ . Como será explicado a seguir, os resultados tenderam a ser apenas perturbados pelo esquema OMLD.

### 5.5.2 Mecanismos relacionados com a estratificação

O uso do modelo de camada de mistura OMLD gerou perturbações nas variáveis, modificando sensivelmente o regime de convecção. Entretanto, não é possível estabelecer um vínculo forte com os mecanismos de *feedback* WES e RIMS ao longo da costa. Essa impossibilidade se deve ao fato de que diferentes opções do OMLD tendiam apenas a modificar os parâmetros de precipitação e o balanço de calor relacionados às parametrizações de nuvem *cumulus* e microfísica. Esses resultados abrem a necessidade de explorar a sensibilidade a longo prazo, não apenas instantaneamente, uma vez que os trabalhos de Kataoka, Suzuki, e Tatebe (2023) e Chang *et al.* (2021) avaliaram anomalias climáticas.

Considerando as limitações do modelo OMLD, o perfil unidimensional de camada de mistura é prescrito para cada ponto do oceano de forma homogênea. Portanto, os resultados deste capítulo não consideraram uma representação total da estratificação ao largo da costa. Conforme Grodsky e Carton (2018), a salinidade no Atlântico Tropical apresenta uma resposta quase instantânea à precipitação, considerando a escala de 7 dias. Nesse sentido, o uso de um esquema de OMLD que inclua também informação da salinidade e sua resposta à precipitação deixa ainda aberto o papel dos *feedback* WES e RIMS sobre o Leste da Amazônia.

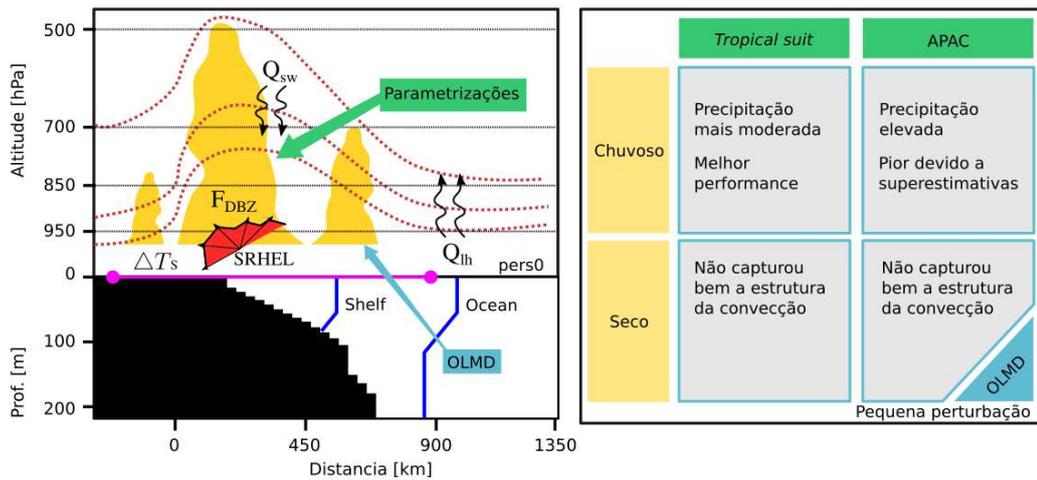
Os parâmetros ( $SRHEL$  e  $\Delta T_s$ ) que afetam o desenvolvimento e intensidade de aglomerados convectivos e linhas de instabilidade mostraram uma pequena sensibilidade à configuração da OMLD. Em contrapartida, o OMLD gerou perturbações espaciais na troposfera que mostram um papel moderado na baixa troposfera. Uma análise mais criteriosa do balanço de calor nos experimentos é recomendada nesse sentido, uma vez que o OMLD se acopla a esses fluxos nos esquemas de parametrizações. Este tópico não foi aprofundado neste capítulo, mas Park e Nam (2017) e Ren *et al.* (2016) fornecem uma perspectiva de como o balanço de calor na interface continente-mar pode refletir na circulação da troposfera média e levar a processos mais intensos de precipitação.

Sob a perspectiva de implementar um modelo regional que considere a estratificação do oceano, fica claro a necessidade de combinar técnicas adicionais para analisar condições em que um OMLD gere ganho de performance. Essas técnicas podem envolver o uso de assimilação de dados oceânicos, um modelo OMLD regionalizado ou até mesmo um modelo de camada de mistura acoplado a um modelo oceânico.

## 5.6 Conclusão

A partir do estudo de caso com experimentos numéricos, primeiro utilizando diferentes esquemas de parametrização e, em segundo lugar, incorporando profundidades de camada de mistura do ambiente de plataforma continental e oceano, foi possível identificar os mecanismos pelos quais o *feedback* ar-mar influencia a convecção no Leste da Amazônia. Um resumo dos resultados deste capítulo é apresentado na Figura 5.40, destacando aspectos da dinâmica da convecção e sua representação nos experimentos.

As características dos aglomerados convectivos e linhas de instabilidade (LI) não foram plenamente reproduzidas pelos experimentos. A principal diferença reside nos resultados de precipitação e temperatura dos experimentos. Os experimentos que utilizaram a configuração operacional da Agência Pernambucana de Água e Clima (APAC) apresentaram resultados superestimados em comparação com a configuração *Tropical suit*, padrão recomendado para áreas tropicais. O *Tropical suit* é uma combinação de esquema de microfísica e de nuvem que forneceu estimativas mais próximas



**Figura 5.40:** Sumário dos resultados do Capítulo. O primeiro quadro destaca a influencia da estratificação sobre os diferentes processos representados no modelo. O segundo quadro apresenta os pontos chave obtidos a partir de cada grupo de experimento no período seco e chuvoso. (Fonte: autor)

às observadas para a precipitação. Considerando a estrutura vertical, os experimentos com a configuração APAC tenderam a reproduzir melhor o perfil vertical de temperatura potencial equivalente. Em relação às observações, os resultados dos experimentos apresentaram uma camada limite planetária mais alta.

Em função das características regionais, observou-se uma diferença de desempenho nos experimentos entre o período seco e chuvoso. Durante o período seco, o desempenho para o campo de precipitação foi sensivelmente melhor devido à menor atividade convectiva. No entanto, superestimativas e um viés elevado durante o período chuvoso indicaram que o desempenho do modelo é afetado pela sazonalidade. Isso sugere a necessidade de considerar outros aspectos, como a resolução dos experimentos e estratégias de assimilação de dados.

O efeito da estratificação sobre a convecção foi analisado empregando um modelo de camada de mistura unidimensional (OMLD). O *feedback* foi mensurado considerando um par de experimentos com profundidades de camada de mistura (MLD) distintas, os quais foram comparados com a opção de temperatura da superfície do mar fixa. O experimento com MLD rasa, associada ao ambiente de plataforma, e outro com MLD típica de oceano permitiram identificar certa sensibilidade nos baixos níveis. O uso do OMLD indica que a estratificação pode gerar perturbações na convecção rasa ao longo da costa. Entretanto, seu efeito não tende a se propagar para os níveis superi-

ores da troposfera. A comparação entre os resultados de MLD mais rasa e profunda teve pouco reflexo na performance dos experimentos. Consequentemente, atribui-se que o *feedback* entre precipitação e a MLD na escala instantânea não é reproduzido sobre o continente nos experimentos realizados.

Estes resultados indicam que outras estratégias precisam ser empregadas para verificar possíveis efeitos da estratificação local sobre sistemas convectivos no Leste da Amazônia. Uma vez que é necessário reproduzir melhor suas características e extensão adequadamente para verificar o preciso impacto do tratamento do OMLD. Trabalhos futuros podem recorrer a diferentes estratégias, como o uso de modelos acoplados, para verificar com maior precisão a interação da estratificação com a convecção em uma área costeira tropical.

### **Ligação com o próximo capítulo**

O presente Capítulo 5 analisou diferentes eventos de convecção ao largo da costa Leste da Amazônia, identificando diferentes respostas da convecção no continente à profundidade da camada de mistura do oceano. Embora esse conjunto de simulações tenha capturado detalhes da interação ar-mar ao longo do continente, o simples uso de um modelo unidimensional para a camada de mistura não é suficiente para identificar o papel da salinidade. Em função disso, o próximo capítulo fará uso de simulações do oceano acopladas com o modelo atmosférico a fim de identificar vetores de interação entre a precipitação e áreas de baixa salinidade.

# 6 | Vetores de Interação Locais ao Largo da Pluma do Amazonas

## 6.1 Introdução

A precipitação em áreas oceânicas geralmente recebe menos atenção em comparação com eventos no continente. Parte disso decorre do fato de que a precipitação no oceano não apresenta consequências imediatas sobre aspectos socioeconômicos. Secundariamente, o campo da oceanografia tende a concentrar maior interesse nos fluxos ar-mar de calor e gás, e menos na precipitação (Csanady, 2001). No entanto, a precipitação desempenha um papel significativo na variabilidade climática por meio dos processos de retroalimentação, ou *feedback*, entre o oceano e a atmosfera. No Oceano Atlântico Tropical, esses *feedbacks* se manifestam na variabilidade da temperatura da superfície do mar (TSM) e na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), gerando repercussões inter-hemisféricas e modos climáticos nesse oceano (Byrne e Thomas, 2019).

A variabilidade do Atlântico Tropical associada aos *feedbacks* ar-mar apresenta vetores de influência locais e remotos. Um vetor local é a precipitação, que modifica a TSM ao induzir a formação de uma estratificação superficial que força o aumento do conteúdo de calor na camada subsuperficial (Kataoka *et al.*, 2019). Enquanto os vetores remotos atuam em parte, a partir da precipitação nas bacias dos rios que deságuam no Oceano Atlântico (Dai e Trenberth, 2002). A descarga dos grandes rios, como o Rio Amazonas e o Rio Congo, contribui para a formação de uma área de baixa salinidade na superfície do mar. O mínimo de salinidade ao longo do Atlântico Tropical é, portanto, uma resposta a diferentes mecanismos atuantes por meio dos *feedbacks* entre a TSM, precipitação e camada de mistura do oceano (Kataoka, Suzuki, e Tatebe, 2023).

A precipitação local causa uma resposta aproximadamente instantânea sobre a salinidade do Atlântico Tropical. Grodsky e Carton (2018) estimaram que essa forçante induz uma resposta da ordem de 7 dias sobre a salinidade superficial (*sea surface salinity* - SSS) após um evento de precipitação. Na porção oeste do Atlântico Tropical, a Pluma do Rio Amazonas também modifica a camada de mistura ao adveccionar água de baixa salinidade, havendo indícios de sobreposição de sua área com a precipitação (Ribeiro, 2017). Essa sobreposição se estende na escala vertical do oceano e da atmosfera a partir do *feedback rain-induced buoyancy-mixed layer-SST* (RIMS), identificado por Kataoka, Suzuki, e Tatebe (2023). O RIMS compreende o efeito da precipitação na redução da profundidade da camada de mistura (MLD), alterando o balanço radiativo nessa camada e gerando anomalias positivas de TSM. Por sua vez, a TSM favorece a convecção profunda sobre o oceano, reforçando o ciclo de anomalias positivas de precipitação.

Conforme salientado por Grodsky e Carton (2018), os produtos de reanálise não são capazes de resolver a assinatura de SSS imposta pela precipitação. Essa incapacidade ocorre porque os modelos de assimilação de observações *in situ* não conseguem incluir a variabilidade da circulação transiente das correntes oceânicas. Portanto, o papel da advecção no balanço da MLD não é totalmente incluído como forçante de precipitação por esses produtos de reanálise oceânica. De fato, produtos observacionais, como as estimativas de SSS do *Soil Moisture Active Passive* (SMAP), permitem identificar anomalias de 0,2 PSU associadas à precipitação na escala de 3 semanas (Grodsky *et al.*, 2020). Consequentemente, a precipitação associada a aglomerados de sistemas convectivos, de natureza mais transitória e desassociada de sistemas da escala sinótica, como distúrbios ondulatórios de leste que atuam na escala de tempo superior à mensal, também deve ser considerada para os mecanismos de *feedback* ar-mar.

Neste capítulo, o interesse reside em identificar se a precipitação transitória sobre um setor do Atlântico Tropical Oeste pode ser influenciada pela Pluma do Rio Amazonas. Essa influência seria importante para caracterizar o mecanismo do *feedback* RIMS na escala instantânea (sincrônica), preenchendo uma lacuna sobre os vetores de interação da Pluma do Rio Amazonas com sistemas convectivos locais. Desta forma, o intuito final é combinar as abordagens de Grodsky e Carton (2018) e Kataoka, Suzuki,

e Tatebe (2023). Para isso, serão empregados experimentos numéricos com um modelo oceânico acoplado a um modelo atmosférico, permitindo isolar dois cenários distintos de presença da Pluma do Rio Amazonas com a convecção e sua precipitação associada.

### 6.1.1 Área de Estudo

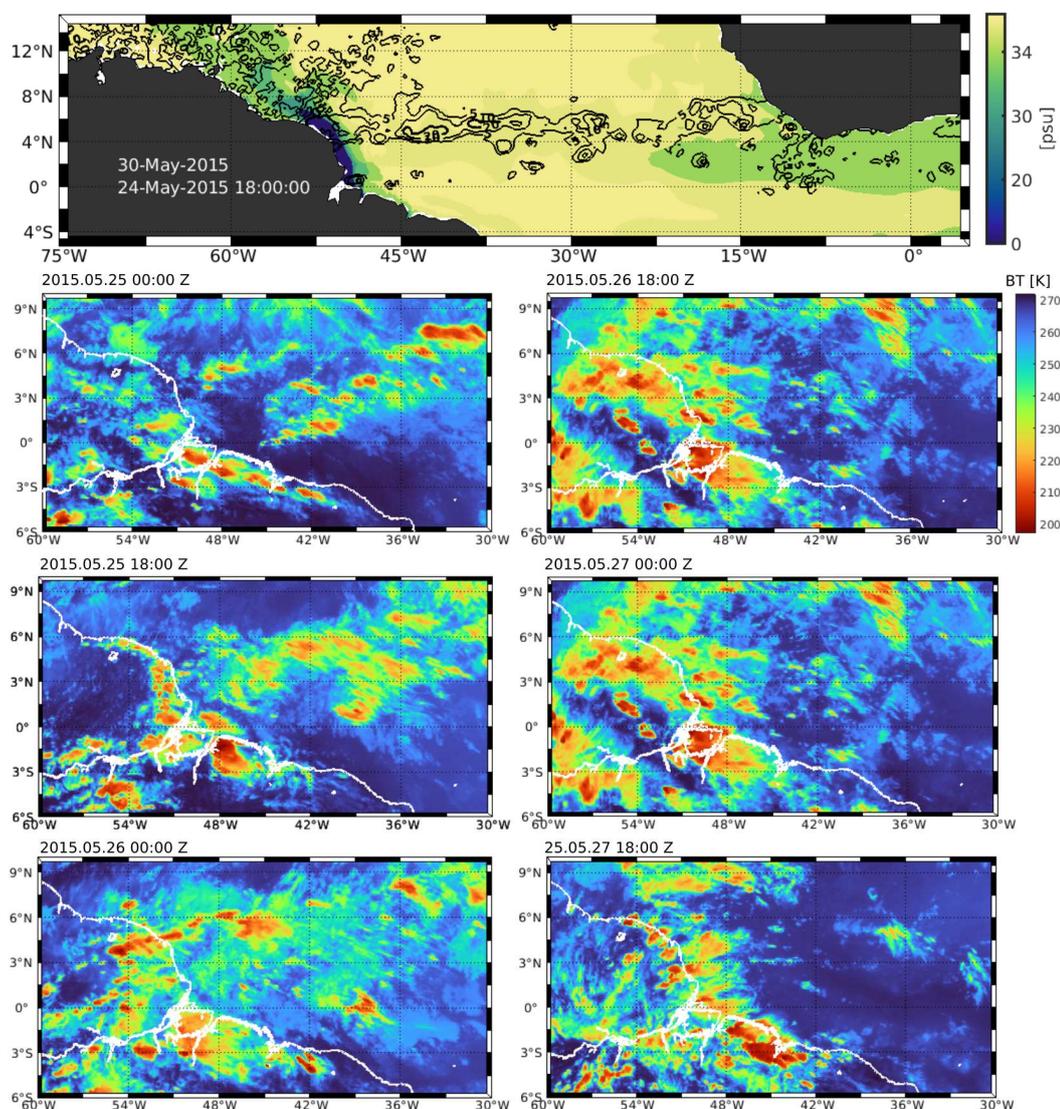
A área de estudo compreende a região ao largo da Pluma do Rio Amazonas, sujeita à influência da ZCIT. O painel superior da Figura 6.1 mostra a SSS do oceano e o acumulado de precipitação entre 24 e 30 de maio de 2015. Os acumulados referem-se à precipitação da banda da ZCIT que se intensificou no período, levando a máximos locais na região oceânica. A justificativa para esta área e evento se dá por ser uma área sobre o oceano. Isso permite isolar o efeito direto da influencia da estratificação do ciclo diurno no continente, já analisado no Capítulo anterior.

O painel inferior da Figura 6.1 mostra uma sequência de imagens de satélite de temperatura de brilho ao longo do período mencionado. Nesse intervalo, a ZCIT se manifesta um pouco acima do Equador, enquanto a Pluma do Rio Amazonas, sob a influência dos ventos alísios, é transportada para o noroeste e, pela ação dos meandros da retroflexão da Corrente Norte do Brasil para leste. Dessa forma, a área de estudo é caracterizada por condições de precipitação que ocorrem sobre uma área com estratificação superficial gerada pela advecção da Pluma do Rio Amazonas.

## 6.2 Material e Métodos

### 6.2.1 Modelo COAWST

O *Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport* - COAWST (Warner *et al.*, 2010) será empregado, utilizando o modelo oceânico *Regional Ocean Modeling System* - ROMS (Shchepetkin e McWilliams, 2005) e o modelo *Weather Research and Forecasting Model* - WRF (Skamarock *et al.*, 2005). Os modelos são integrados pela biblioteca de paralelismo *Model Coupling Toolkit* - MCT, que transfere as informações e realiza a conversão das variáveis entre as grades com dimensões distintas (Jacob, Larson, e Ong, 2005 e Larson, Jacob, e Ong, 2005). Uma descrição mais detalhada da integração do MCT usado no COAWST pode ser consultada em Warner *et al.* (2008).



**Figura 6.1:** O painel superior apresenta o campo de salinidade superficial do mar (C-GLORS) e o acumulado de precipitação (ERA5) para o período de 24 a 30 de maio de 2015. O painel inferior exibe uma sequência de imagens de temperatura de brilho obtidas pelo satélite GOES 13, com data e hora indicadas na legenda superior de cada imagem.

O MCT acopla o WRF ao ROMS em duas vias: o WRF recebe o campo de TSM simulado pelo ROMS, e o ROMS recebe do WRF os campos de componente do vento, pressão atmosférica, umidade relativa do ar, temperatura do ar, fração de cobertura de nuvem, precipitação e os fluxos de calor de onda curta e calor latente. O modelo ROMS utiliza essas variáveis para estimar o estresse superficial do vento e os fluxos de calor, usando o algoritmo *Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment* - COARE (Fairall *et al.*, 1996). O COARE calcula os coeficientes de transferência de *momentum* e fluxos ar-mar, com exceção do fluxo de calor e de umidade, que são estimados pelo modelo WRF (Zambon, He, e Warner, 2014).

Como o WRF recebe a TSM prognóstica do ROMS, o acoplamento entre os dois modelos ocorre especificamente pelo módulo de física superficial do WRF. Portanto, o efeito do acoplamento sobre as parametrizações de nuvem e microfísica ocorre indiretamente. A primeira interação ocorre entre o esquema de física de superfície e a camada limite planetária. A segunda interação ocorre entre esses esquemas e os modelos de parametrização de microfísica e de nuvens (Warner *et al.*, 2010).

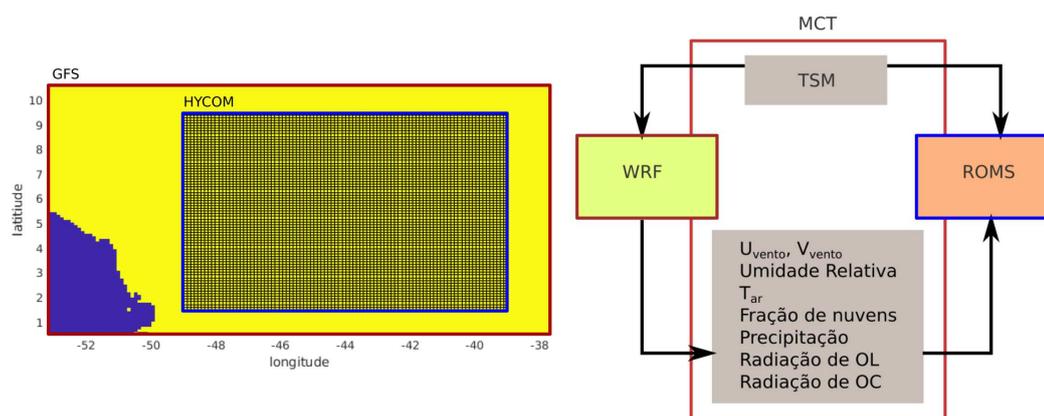
Como o ROMS é forçado em superfície pelo WRF, as camadas superficiais do modelo oceânico têm sua temperatura, salinidade e campo de velocidade influenciados pela troca de calor, taxas de precipitação, evaporação e estresse do vento. Posteriormente, a advecção e mistura do modelo ROMS redistribuem essa influência no eixo vertical e horizontal (Zambon, He, e Warner, 2014). Dessa forma, o COAWST permite que a estratificação halina e térmica influenciem os resultados do WRF de forma mais completa em comparação aos resultados dos experimentos do Capítulo 5.

### 6.2.2 Condições de contorno

A grade do WRF apresenta uma resolução de 12 km, com 145 pontos de longitude por 95 de latitude e 62 níveis verticais. O WRF foi forçado com o produto *Global Forecast System - GFS* (National Centers for Environmental Prediction, National Weather Service, NOAA, U.S. Department of Commerce, 2000) na resolução de 1° e 6h de atualização para o período de 25 a 29 de Maio de 2015. Um filtro digital (opção de configuração do WRF) foi aplicado para reduzir distúrbios no início da simulação.

As condições de contorno e iniciais do ROMS foram obtidas do *Hybrid Coordinate Ocean Model - HYCOM NCODA Global 1/12 Degree Analysis* (Cummings, 2005 e Cummings e Smedstad, 2013), disponíveis em [http://tds.hycom.org/thredds/catalogs/GLBa0.08/expt\\_91.1.html](http://tds.hycom.org/thredds/catalogs/GLBa0.08/expt_91.1.html). O NCODA (*Navy Coupled Ocean Data Assimilation*) é um sistema de assimilação de dados incorporado ao HYCOM. Esse sistema usa uma técnica 3D variacional que assimila dados altimétricos e observações *in situ* (Fox *et al.*, 2002). Os campos são fornecidos diariamente, com 32 níveis verticais em coordenadas sigma, dos quais foram usadas as componentes de velocidade, temperatura, salinidade e elevação. Não foram usadas forçantes de maré; essa limitação é contornada pelo fato da área de estudo estar localizada onde a água de origem continental já foi substancialmente misturada pela maré na Plataforma Amazônica (Molinas, Carneiro, e Vinzon, 2020).

O primeiro painel da Figura 6.2 mostra a malha do WRF (em vermelho) e a malha do ROMS (em azul) sobrepostas. O segundo painel mostra o fluxograma de comunicação entre os dois modelos; a comunicação é mediada pelo MCT. O MCT também faz a compatibilização das grades de diferentes tamanhos, permitindo assim que os dois modelos operem ao longo da simulação, atribuindo um peso de transferência entre os pontos de grades.



**Figura 6.2:** O painel à esquerda mostra a malha do WRF (destaque em vermelho) e a malha do ROMS (em azul) sobrepostas; o texto indica as condições de contorno usadas em cada grade. O painel à direita mostra a integração dos dois modelos no sistema COAWST, destacando as variáveis trocadas e gerenciadas pelo MCT.

### 6.2.3 Experimentos Numéricos

A Tabela 6.1 lista os 6 experimentos numéricos conduzidos neste Capítulo. Os experimentos com o WRF foram conduzidos em três condições: sem o acoplamento com o ROMS, um usando uma TSM fixa e outras duas usando o esquema OMLD - *unidimensional mixed layer depth* (Pollard, Rhines, e Thompson, 1973 e Davis *et al.*, 2008) com uma MLD definida em 40m. Foram usadas duas configurações do WRF, a *Tropical Suit* e APAC II, conforme descritas no Capítulo 4. Os acrônimos para esses experimentos está listado na Tabela 6.1. Essas configurações foram escolhidas pelo seu contraste nas estimativas de precipitação associadas, avaliadas no Capítulo anterior. Isso permitirá avaliar o impacto sobre o ROMS com diferentes esquemas de parametrização do WRF.

**Tabela 6.1:** Configuração dos experimentos numéricos acoplados e solos.

Experimento	Acoplado	OMLD	Parametrização
WRF-Tpers	Não	Não	Tropical suit
WRF-Apers	Não	Não	APAC II + MLD 20m
WRF-TOMLD <sub>40</sub>	Não	Sim	Tropical suit + MLD 40m
WRF-AOMLD <sub>40</sub>	Não	Sim	APAC II + MLD 20m
COAWST-T	Sim	Não	Tropical suit + Mellor-Yamada NN
COAWST-A	Sim	Não	APAC II + Mellor-Yamada NN

Todos os experimentos tiveram uma duração de 96 horas, iniciando em 25 de Maio de 2015, às 00:00Z. O modelo ROMS foi configurado usando a parametrização de mistura vertical Mellor-Yamada Nakanishi-Niino (NN), cuja vantagem é incluir a covariância dos campos de empuxo, pressão e efeitos da estabilidade sobre a influência da escala de comprimento da turbulência (Nakanishi e Niino, 2009). Dados batimétricos foram extraídos do *General Bathymetric Chart of the Oceans - GEBCO 2023* com resolução de 15s de arco, disponível em [https://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gridded\\_bathymetry\\_data/](https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/). A batimetria do GEBCO foi suavizada

com um filtro gaussiano para evitar inconsistências numéricas em áreas de gradiente acentuados.

A comunicação entre o ROMS e o WRF nos experimentos acoplados foi configurada para um intervalo de 10 minutos. Os experimentos com o COAWST foram modificados para exagerar o gradiente induzido pela Pluma do Rio Amazonas. As fronteiras norte e leste foram inicializadas, mas não forçadas com o HYCOM, de forma a promover maior advecção da pluma pela fronteira oeste e sul da grade. Esse artifício foi empregado para garantir estabilidade do experimento numérico, uma vez que as dimensões do domínio computacional não são suficientes para manter o padrão de correntes equatoriais por um período prolongado.

#### 6.2.4 Validação dos resultados

As métricas de desempenho dos resultados serão o viés (Bias) e a Raiz do Erro Quadrático Médio (RSME). Essas métricas foram definidas no Capítulo 5 e serão aplicadas de forma semelhante.

Os resultados de precipitação serão comparados com o produto *Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM* IMERG versão 2, que fornece valores estimados de precipitação a partir de sensores satelitais (Olson, Bolvin, e Huffman, 2019). A resolução espacial do IMERG é de  $0,1 \times 0,1$  graus e temporal de 30 minutos. Para a área de estudo deste trabalho, esse produto apresentou uma *flag* de boa qualidade. O produto pode ser encontrado em [https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM\\_IMERG\\_LandSeaMask\\_2/summary](https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_IMERG_LandSeaMask_2/summary).

Para caracterizar a cobertura de nuvens durante o período estudado e comparar com os resultados do WRF, serão utilizadas imagens do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite* - GOES 13 (Knapp, 2017). As imagens de temperatura de brilho do GOES 13 foram obtidas no intervalo horário e apresentam uma resolução espacial de 4 km. Este produto pode ser obtido em <https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov.noaa.ncdc:C00993>.

Os resultados de TSM serão comparados com os valores do sensor Aqua *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* - MODIS nível L4 (NASA/JPL, 2020), com resolução espacial de 4 km e temporal de 1 dia. O produto Aqua MODIS pode

ser obtido em [https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/MODIS\\_AQUA\\_L3\\_SST\\_MID-IR\\_DAILY\\_4KM\\_NIGHTTIME\\_V2019.0](https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/MODIS_AQUA_L3_SST_MID-IR_DAILY_4KM_NIGHTTIME_V2019.0). Devido à cobertura de nuvem, uma composição de imagens de diferentes dias foi feita para aumentar a cobertura de valores válidos.

Os campos de salinidade serão comparados com as estimativas de SSM do produto *Optimally Interpolated Sea Surface Salinity* - OISSS nível L4 (IPRC/SOEST, 2021). Esse produto apresenta resolução espacial de 1/4 de grau e temporal de 7 dias, combinando estimativas dos satélites *Soil Moisture Active Passive* - SMAP e *Soil Moisture and Ocean Salinity* - SMOS. O OISSS pode ser obtido em [https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/OISSS\\_L4\\_multimission\\_7day\\_v1](https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/OISSS_L4_multimission_7day_v1).

### 6.2.5 Parâmetros de Análises

Os resultados do WRF serão avaliados usando as mesmas métricas do Capítulo 5, permitindo identificar respostas quanto à interação com o ROMS. Adicionalmente, os fluxos de calor do WRF serão comparados com o balanço vertical de temperatura e salinidade.

O balanço vertical de salinidade e temperatura é determinado por quatro componentes principais (Cronin e McPhaden, 2002). O balanço total será calculado para avaliar o impacto da interação do WRF com os campos do ROMS. Essas 4 componentes são o termo de advecção horizontal, termo de inclinação, termo de estiramento e o termo de mistura turbulenta, descritos a seguir:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial S}{\partial t} \right) = \underbrace{-U \cdot \frac{\partial}{\partial z} (\nabla S)}_{\text{advecção horizontal}} \underbrace{- \frac{\partial U}{\partial z} \cdot \nabla S}_{\text{inclinação}} \underbrace{- \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial S}{\partial z}}_{\text{estiramento}} \underbrace{- \frac{\partial^2 (\overline{w'S'})}}_{\text{mistura turbulenta}} + \underbrace{\dots}_{\text{demais termos}} \quad (6.1)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right) = \underbrace{-U \cdot \frac{\partial}{\partial z} (\nabla T)}_{\text{advecção horizontal}} \underbrace{- \frac{\partial U}{\partial z} \cdot \nabla T}_{\text{inclinação}} \underbrace{- \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z}}_{\text{estiramento}} \underbrace{- \frac{\partial^2 (\overline{w'T'})}}_{\text{mistura turbulenta}} + \underbrace{\dots}_{\text{demais termos}} \quad (6.2)$$

O termo de mistura turbulenta responde à precipitação e evaporação, enquanto

os demais termos mensuram a influência da circulação e transporte oceânico na MLD e na profundidade da camada barreira (BLT). O termo de mistura turbulenta será comparado com os demais para estimar se a precipitação local gera alterações significativas na camada superficial do oceano. Devido ao tempo relativamente curto da simulação, comparado com o período exigido para gerar respostas nos termos individuais, apenas o valor de  $\frac{\partial(\partial/\partial t)}{\partial z}$  será estimado, permitindo quantificar as diferenças brutas entre os experimentos.

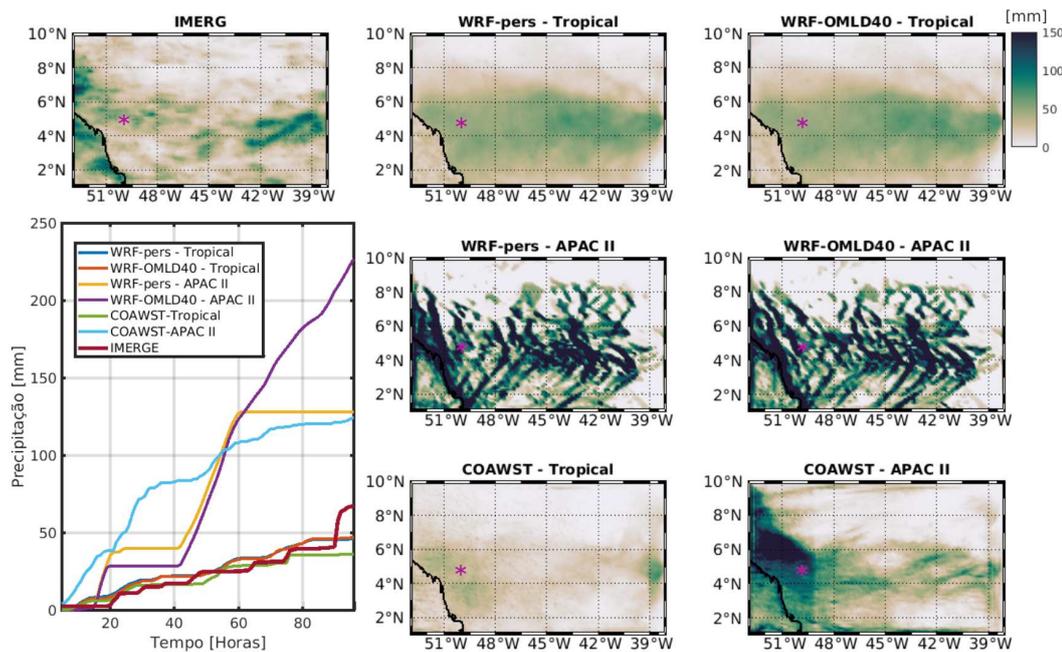
Um algoritmo da NCAR será usado para fazer estimativas da temperatura de topo de nuvem (CTT). O CTT é calculado considerando a camada de nuvem mais elevada do WRF; em seguida, as variáveis do esquema de microfísica são usadas para estimar a temperatura de topo da nuvem. O algoritmo implementa o método de Wang e Key (2005) e pode ser consultado em [https://github.com/NCAR/wrf-python/blob/main/src/wrf/g\\_ctt.py](https://github.com/NCAR/wrf-python/blob/main/src/wrf/g_ctt.py).

## 6.3 Resultados

### *Padrões de precipitação e cobertura de nuvem*

Os experimentos com o WRF apresentaram diferenças acentuadas ao serem acoplados com o ROMS. A Figura 6.3 compara os campos de precipitação acumulada dos experimentos com as estimativas do IMERG. As estimativas do IMERG indicam uma banda de precipitação a leste do domínio, com valores em torno de 100 mm. A oeste e sobre a porção terrestre, máximos locais ocorrem de forma descontínua sobre a costa. O padrão espacial da precipitação no IMERG segue, portanto, o padrão de atuação da ZCIT mostrado na Figura 6.1.

Os resultados com os experimentos usando a TSM fixa e a opção de OMLD apresentaram pequenas diferenças da ordem de 20 mm. Essas diferenças são acentuadas pela configuração das parametrizações. A configuração APAC II apresentou superestimativas de precipitação em até 90 mm acima dos resultados da configuração *Tropical Suit*. Ambas as configurações apresentaram acumulados em torno da posição média da ZCIT, mas a configuração APAC II intensificou a precipitação a oeste e ao longo da costa.



**Figura 6.3:** Acumulados de precipitação do período de 25 a 28 de Maio de 2015 (96 horas), estimados pelo IMERG e resultados dos experimentos numéricos. Os mapas de precipitação acumulada estão na mesma escala. A série temporal da primeira coluna mostra a evolução dos acumulados para a porção oeste do domínio.

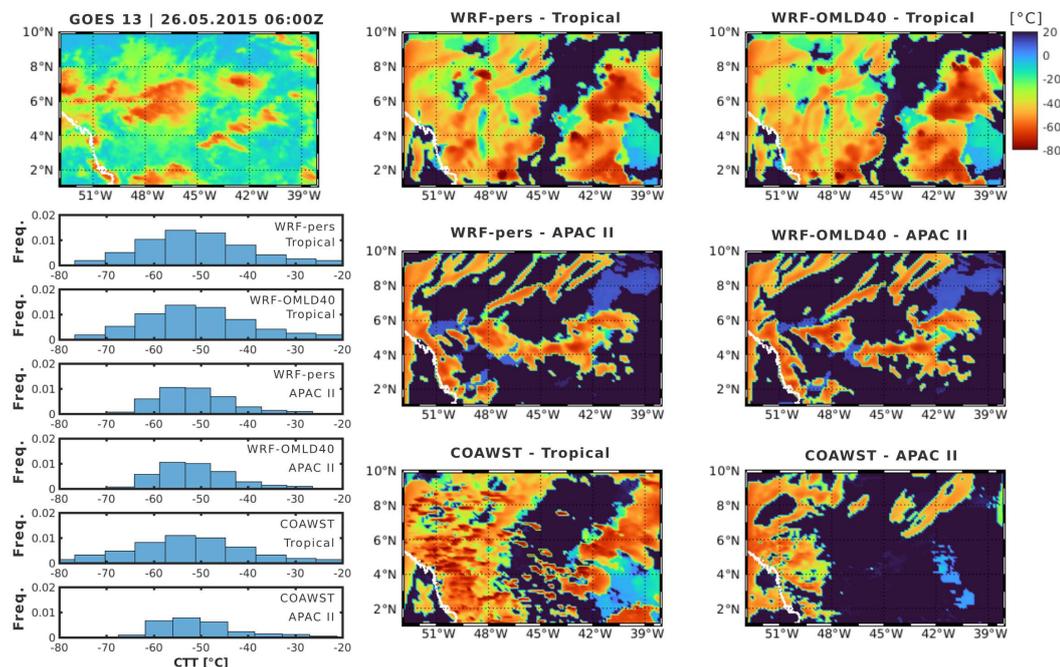
No caso dos experimentos com o COAWST, a tendência geral foi a de reduzir sensivelmente o total de precipitação. O experimento *COAWST - Tropical Suit* apresentou acumulados reduzidos na porção central do domínio, mantendo máximos locais a oeste e a leste. Já o experimento *COAWST - APAC II* apresentou a mesma tendência, mas com uma precipitação muito mais intensa ao largo da costa, em torno de 120 mm acima dos demais experimentos. A série temporal da precipitação (gráfico da Figura 6.3) indica que, além da diferença de intensidade da precipitação, a configuração APAC II apresentou um salto na taxa de precipitação em torno das 42h dos experimentos.

A Tabela 6.2 mostra os valores de viés e RSME para cada um dos experimentos. A configuração *Tropical Suit* apresentou valores mais próximos do IMERG em todas as opções. Os experimentos acoplados do COAWST apresentaram um viés negativo para ambas as configurações, mas não contribuíram significativamente para uma melhora de performance. Nesse sentido, o principal impacto do acoplamento entre o WRF e ROMS foi causar subestimativas na precipitação, principalmente a leste do domínio.

**Tabela 6.2:** Valores do viés (Bias) e RSME dos experimentos em relação à precipitação estimada pelo IMERG.

	WRF-Tpers	WRF-Apers	WRF-TOMLD	WRF-AOMLD	COAWST-Tropical	COAWST-APAC II
Bias [mm]	2,50	2,20	50,95	64,45	-2,30	58,17
RSME [mm]	6,57	6,22	62,85	87,87	7,71	63,81

Uma banda de nebulosidade capturada pelo GOES 13 às 06:00Z de 26 de Maio de 2015 é comparada com o campo sintético de CTT do WRF na Figura 6.4. A imagem do GOES 13 exibe bandas de nebulosidade com valores de CTT atingindo mínimos de -60°C e pequenos aglomerados ao largo da costa. Os valores de CTT estimados a partir dos resultados do WRF mostram contrastes em termos de intensidade e padrão espacial. O campo de CTT do WRF tende a subestimar a temperatura nas áreas de céu aberto, destacando o aspecto de alto contraste das nuvens.



**Figura 6.4:** Comparação entre a imagem do GOES e o campo sintético de temperatura de topo de nuvem do WRF (CTT) para 06:00Z de 26 de maio de 2015. Os mapas apresentam a mesma escala de cor. O painel de histogramas da primeira coluna mostra as distribuições de CTT para todos os pontos de grade ao longo das 98 horas de cada experimento.

A configuração *Tropical suit* tende a exibir uma estimativa de CTT mais extensa, com valores mínimos atingindo cerca de  $-80^{\circ}\text{C}$ . Uma descontinuidade no centro do domínio, também observada na imagem GOES 13, aparece de forma mais destacada nos experimentos do *Tropical suit*. No caso dos experimentos APAC II, a banda de nebulosidade sintética fica mais próxima do observado pelo GOES 13. Existe uma diferença de posição, já que a banda de nebulosidade estimada pelo WRF fica deslocada mais ao sul.

Ao comparar os resultados com os experimentos que utilizaram o OMLD, observaram-se pequenas diferenças localizadas. Analisando os histogramas de distribuição na Figura 6.4, destaca-se pouca mudança na distribuição das nuvens de topo frio entre os experimentos com TSM fixa e aqueles que usaram o OMLD. Isso indica que o esquema de microfísica foi muito mais afetado pelo acoplamento com o ROMS, conforme discutido a seguir.

Os resultados dos experimentos com o COAWST mostraram uma tendência de reduzir a cobertura de nuvens com temperatura abaixo de  $-50^{\circ}\text{C}$ . No caso do experimento do COAWST configurado com o *Tropical suit*, além de uma sensível redução nos valores mínimos, os resultados tenderam a exibir uma textura de aglomerados, principalmente ao leste do domínio. Já o experimento do COAWST com a configuração APAC II, houve a inibição da banda de nebulosidade no centro do domínio, com consequente aumento da área de nuvens com topos frios adjacente à costa e à Pluma do Rio Amazonas.

Observando os histogramas, os experimentos com o COAWST reduziram a ocorrência de valores de CTT dentro do limiar de  $-80^{\circ}\text{C}$  a  $-40^{\circ}\text{C}$ . Grasso *et al.* (2014) reportam que o viés positivo dos valores de CTT sintético se deve às características do esquema de microfísica. Isso ocorre porque a parametrização das partículas da atmosfera é dependente do limiar do ponto de congelamento da água, de forma que pequenos desvios de temperatura em torno desse limiar alteram a composição das partículas (gelo, chuva, água líquida, etc.). Adicionalmente, a resolução vertical do modelo também pode induzir um viés positivo nos campos sintéticos de CTT (Johnson *et al.*, 2023).

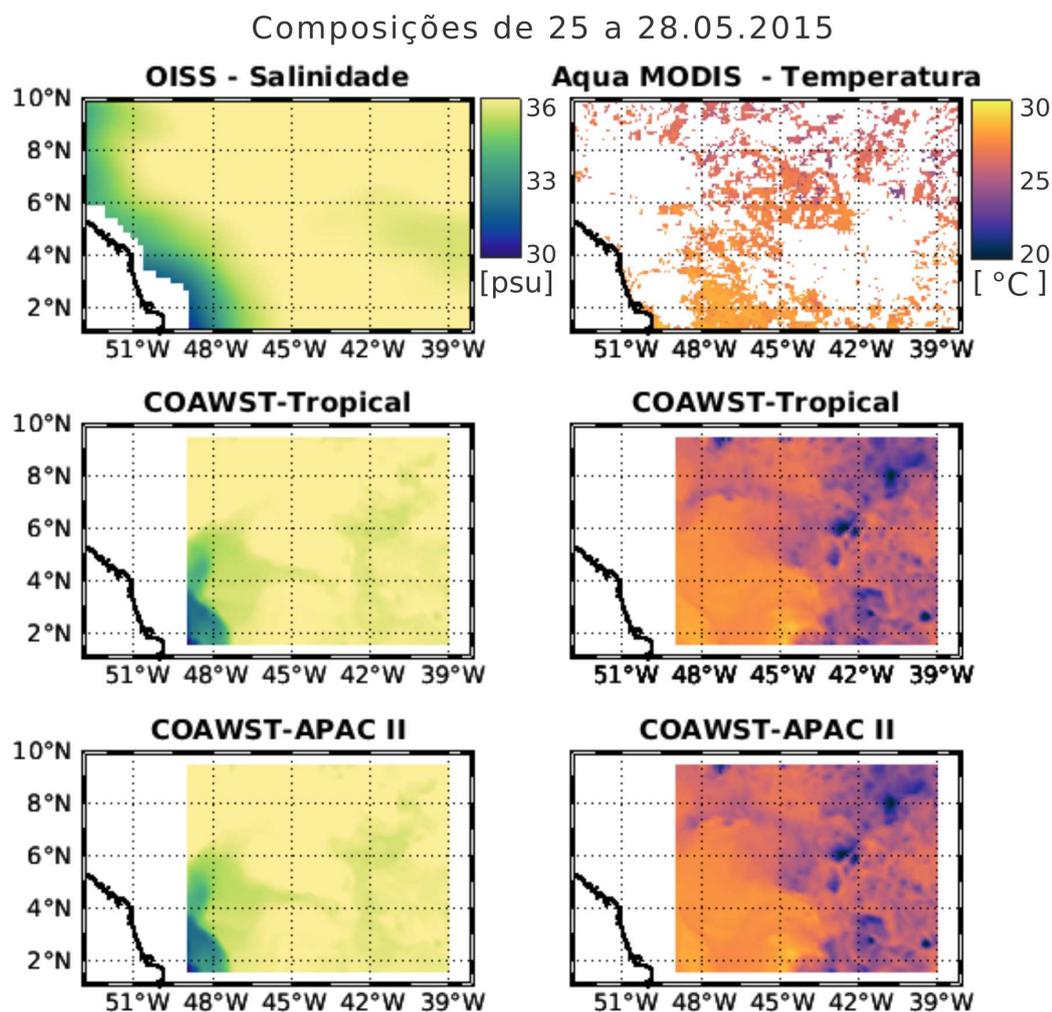
Sumarizando, os resultados indicam que o acoplamento do WRF com o ROMS não resultou em ganho significativo de performance, mas modificou a intensidade no centro da malha dos experimentos. Os experimentos usando a configuração *Tropical suit* mostraram a melhor performance em relação às estimativas de precipitação. Por outro lado, a cobertura de nuvem estimada nos experimentos com a configuração APAC II teve melhor concordância com imagens de satélite do GOES 13. A seguir, essas diferenças serão justificadas pelas respostas dos valores de salinidade e temperatura superficial do ROMS (SSS e TSM).

### ***Estrutura da camada de mistura oceânica***

A Figura 6.5 compara os campos de TSM e SSS do ROMS com as estimativas de satélite. A SSS estimada pela janela de 7 dias do OISSS apresenta uma resolução que não captura detalhes de meandros e vórtices que transportam a Pluma do Rio Amazonas para leste. Os resultados do ROMS apresentam um intervalo de SSS que corresponde às estimativas do OISSS, mas a diferença de resolução não permite identificar mais detalhes da estrutura da pluma.

Em função da elevada nebulosidade, as imagens de TSM disponíveis para o intervalo do experimento foram reunidas em uma composição. A imagem resultante também não permitiu identificar detalhes da pluma e da região ao largo da costa. Os resultados do ROMS reproduziram os valores médios de temperatura; entretanto, a leste, o modelo apresentou valores mais baixos de TSM. Devido à baixa cobertura de valores obtida pelo MODIS, a comparação dessa área mais fria com valores observados fica dificultada. Dessa forma, esses resultados são interpretados como um excessivo resfriamento causado pelas opções de condições de contorno usadas no ROMS. Entretanto, mesmo assim, alguns valores do MODIS também apresentam pontos de TSM da ordem de 22 ° C a leste.

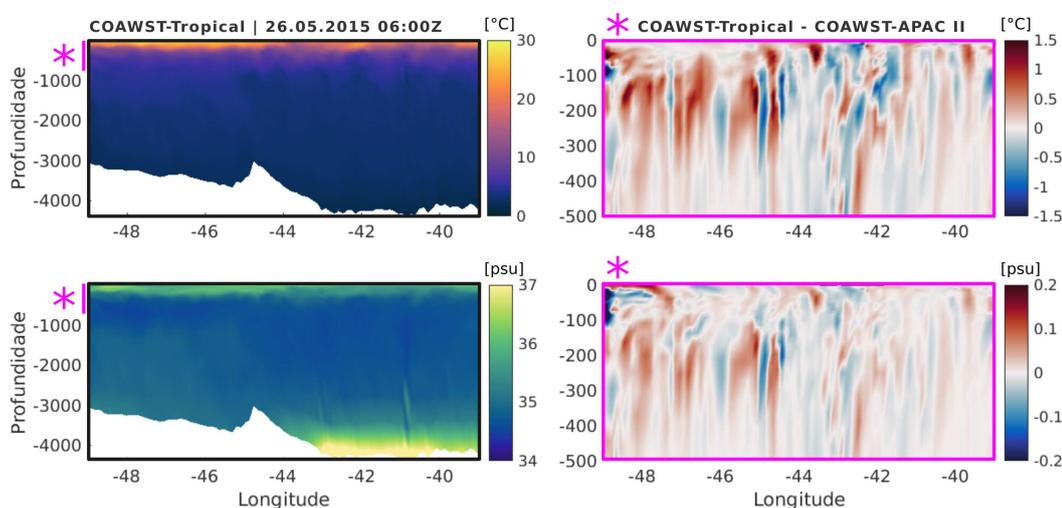
Comparando os resultados dos experimentos COAWST-Tropical e COAWST-APAC II, as diferenças de temperatura chegam a 1,5 ° C e de salinidade a 0,2 psu. Essas diferenças ocorrem em toda a coluna vertical e não apenas na superfície (ver Figura 6.6). Pranić, Denamiel, e Vilibić (2021) encontraram diferenças semelhantes ao comparar experimentos com o COAWST usando resoluções distintas. No caso



**Figura 6.5:** Comparação entre os resultados de SSS e TSM do ROMS com estimativas do OISS e Aqua MODIS. A primeira coluna mostra os campos de SSS estimados numa janela de 7 dias por satélites e os resultados dos experimentos com o COAWST. A segunda coluna mostra as estimativas de TSM agrupando múltiplas imagens do MODIS em composição.

deste estudo, essas diferenças se devem às diferenças nos esquemas de parametrização.

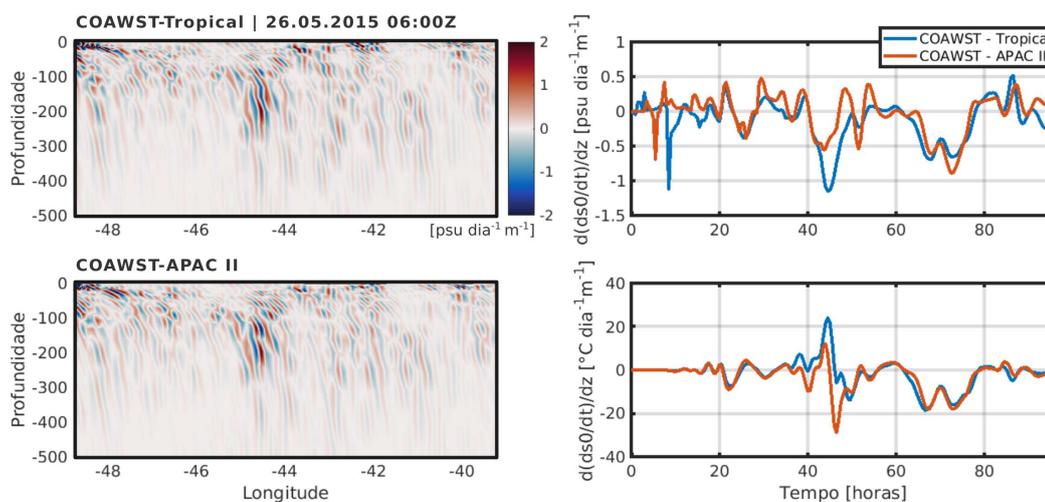
A primeira coluna da Figura 6.6 mostra a seção vertical de temperatura e salinidade de toda a extensão do domínio. Destaca-se a estratificação superficial característica do Atlântico Tropical Oeste. Na segunda coluna, os primeiros 500m são ampliados para mostrar a diferença entre os dois experimentos, conforme indicado pelo asterisco em magenta. O experimento COAWST-APAC II exibe uma diferença maior na temperatura e salinidade vertical a oeste, a área associada com a presença da pluma. A temperatura exibiu uma maior sensibilidade em comparação com o campo de salinidade, também sendo mais pronunciada a oeste.



**Figura 6.6:** Seção vertical de temperatura e salinidade dos experimentos do ROMS. A primeira coluna mostra as seções verticais da superfície ao fundo. A primeira linha mostra a seção de temperatura e a segunda linha a seção de salinidade. A segunda coluna mostra detalhes da diferença entre o experimento COAWST-Tropical e COAWST-APAC II para o intervalo da superfície até 500m de profundidade (destaque do asterisco).

O termo  $\frac{\partial(\partial/\partial t)}{\partial z}$  para o balanço vertical de temperatura e salinidade foi avaliado para quantificar em maior detalhe as diferenças entre os dois experimentos. A Figura 6.7 mostra as estimativas do termo  $\frac{\partial(\partial/\partial t)}{\partial z}$  para os dois experimentos. A primeira coluna mostra a seção vertical desse termo para os campos de salinidade dos experimentos. A localização das maiores amplitudes de  $\frac{\partial(\partial/\partial t)}{\partial z}$  foi semelhante. Em superfície e a oeste do domínio, a taxa de variação vertical da salinidade e temperatura exibiu a maior amplitude.

A segunda coluna da Figura 6.7 mostra a série temporal do termo  $\frac{\partial(\partial/\partial t)}{\partial z}$  para a região a oeste do domínio e em superfície. O balanço vertical de salinidade e temperatura apresentou a maior amplitude em torno de 42 horas. O balanço vertical de temperatura foi mais estável do que o balanço vertical de salinidade. A amplitude maior em torno de 42 horas coincide com o aumento da precipitação local nesse horário. Comparando ambos os resultados, o experimento COAWST-APAC II exibiu uma tendência negativa para salinidade e positiva para a temperatura.



**Figura 6.7:** A primeira coluna mostra a seção vertical do termo  $\frac{\partial(\partial/\partial t)}{\partial z}$  para temperatura e salinidade. A segunda coluna mostra as séries temporais do termo  $\frac{\partial(\partial/\partial t)}{\partial z}$  para a área a oeste do domínio.

Em resumo, os campos de salinidade e temperatura mostram diferenças consideráveis quando sujeitos a diferentes parametrizações do WRF. O experimento COAWST-Tropical exibiu temperaturas e salinidades relativamente mais altas do que o experimento COAWST-APAC II. Esses resultados indicam que diferenças na intensidade de precipitação e cobertura de nuvens podem gerar mudanças na camada superficial na área adjacente à Pluma do Rio Amazonas. Esse mecanismo de *feedback* em outros estudos mostrou-se relevante para a variabilidade interanual do Atlântico Tropical (Rouault *et al.*, 2003 e Illig e Bachelery, 2023). Os resultados desta seção indicam que esse *feedback* pode também se manifestar de forma sincrônica em resposta à convecção e precipitação.

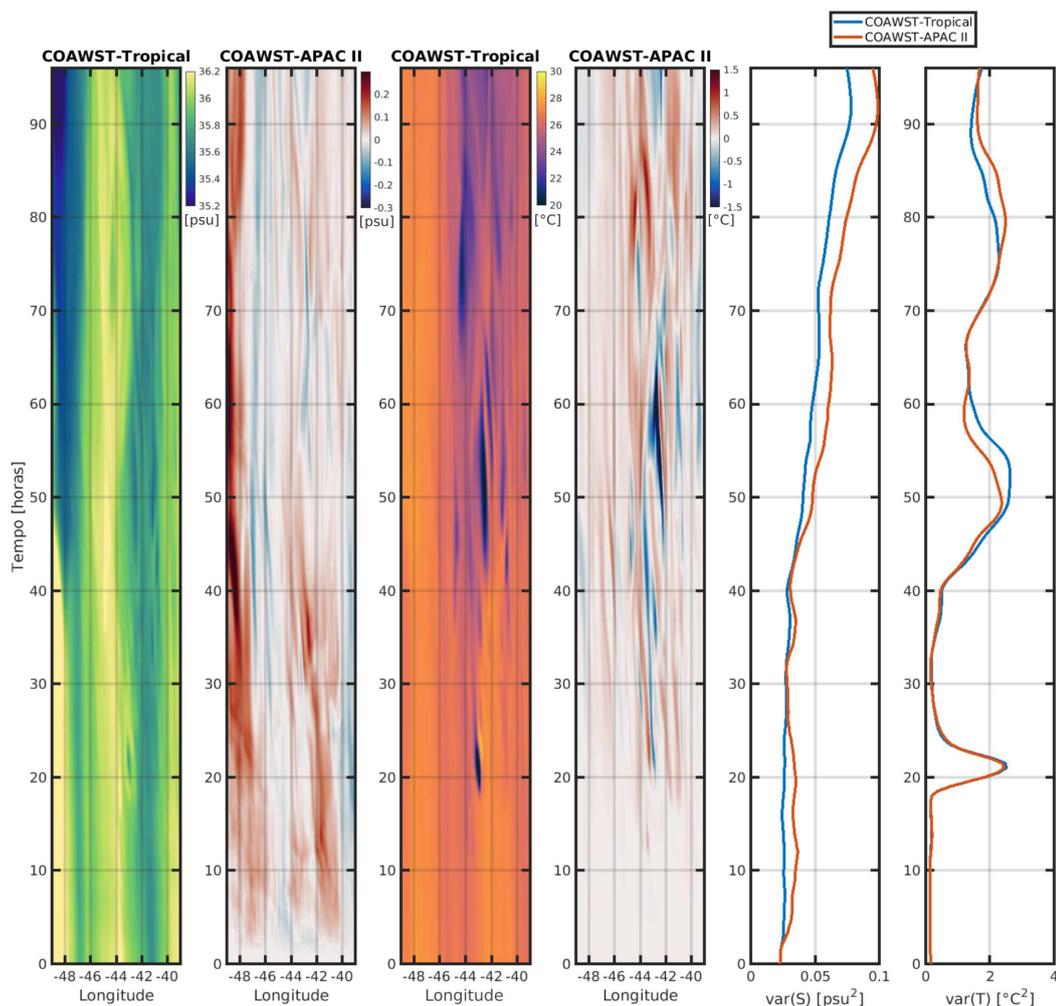
### *Fluxos de calor ar-mar*

Nessa seção, os fluxos em superfície dos experimentos acoplados entre o ROMS e WRF são comparados entre si para identificar os vetores que causaram as diferenças discutidas na seção anterior. As divergências entre os experimentos também se manifestaram ao longo de toda a extensão vertical, refletindo-se nos balanços em superfície. A seguir, maior ênfase será dada aos resultados do campo superficial dos dois experimentos do COAWST.

A variabilidade longitudinal dos campos de SSS e TSM é mostrada por meio de diagramas de Hovmöller na Figura 6.8. O diagrama para o campo de SSS revela a penetração da Pluma do Rio Amazonas no domínio ao longo do tempo, enquanto o diagrama de TSM exibe um característico resfriamento a leste do domínio. O experimento COAWST-Tropical apresentou valores menores de SSS a oeste em relação ao COAWST-APAC II. Na porção central do domínio, o experimento COAWST-APAC II exibiu uma TSM sensivelmente maior.

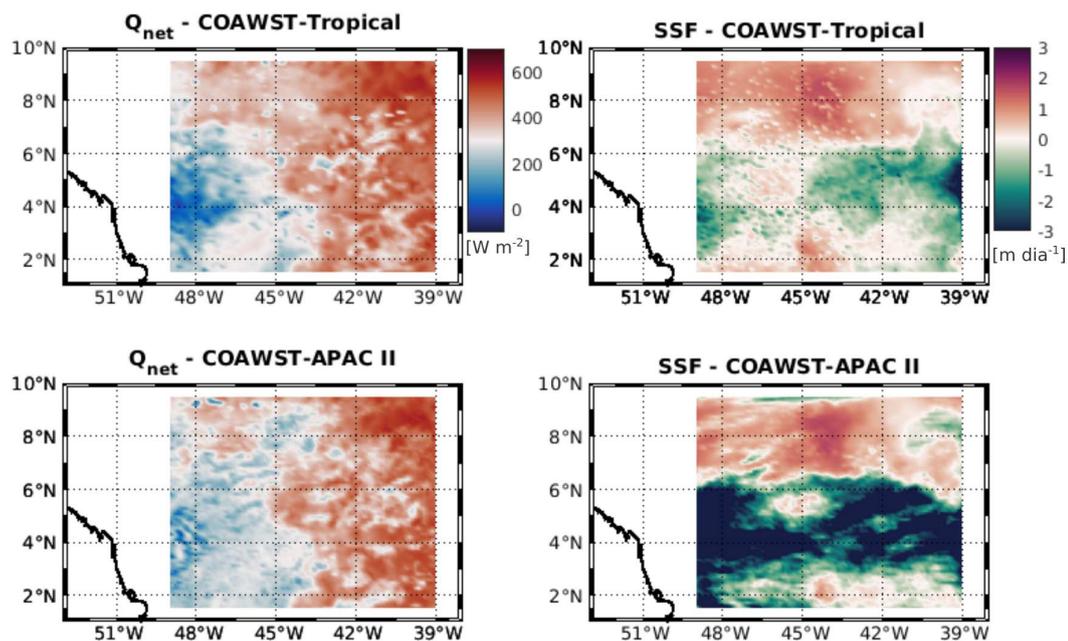
Conforme os valores de variância de SSS e TSM na quinta e sexta colunas da Figura 6.8, respectivamente, os dois experimentos divergiram mais a partir das 42 horas da simulação. Esse período coincide com o maior volume de precipitação, conforme discutido nas seções anteriores. Esses resultados mostram como os campos do ROMS responderam aos diferentes esquemas de parametrização do WRF. A maior cobertura de nuvem proporcionada pela configuração *Tropical suit* resultou em uma TSM menor, enquanto a SSS maior resultou de uma mistura vertical reduzida (conforme indicado na Figura 6.7). Esse resultado é, em certa medida, similar aos achados de outros estudos (Warner *et al.*, 2010 e Zambon, He, e Warner, 2014).

Dado que a interação do ROMS com o WRF ocorre considerando os gradientes verticais de temperatura e salinidade, e esses gradientes modulam os fluxos de massa e calor líquidos em superfície, os resultados médios de fluxo de calor líquido  $Q_{net}$  para ambos os experimentos são mostrados na primeira coluna da Figura 6.9. Observa-se que a porção oeste do domínio tende a aquecer (fluxo negativo), enquanto a porção leste tende a esfriar (fluxo positivo). Além disso, o experimento COAWST-APAC II apresentou uma área maior de aquecimento, estendendo-se mais para leste.



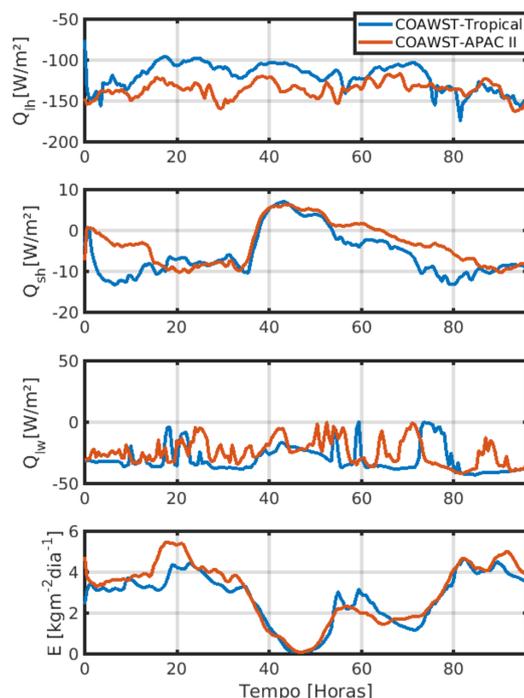
**Figura 6.8:** As quatro primeiras colunas mostram o diagrama de Hovmöller para a salinidade e temperatura superficial ao longo da longitude e latitude de 5°N. A primeira coluna apresenta os valores de salinidade para o experimento COAWST-Tropical, enquanto a segunda coluna mostra a diferença em relação ao experimento COAWST-APAC II. O mesmo padrão se repete para a temperatura na terceira e quarta colunas. A quinta e sexta colunas exibem os valores de variância para temperatura e salinidade para ambos os experimentos.

O fluxo líquido de água doce (SSF, evaporação - precipitação), mostrado na segunda coluna da Figura 6.9, destaca como o balanço de SSF teve a precipitação favorecida para o experimento COAWST-APAC II. A banda de valores negativos de SSF se sobrepõe tanto à posição da ZCIT quanto ao largo da região de  $Q_{net}$  negativa. A seguir, os termos do  $Q_{net}$  são verificados separadamente para caracterizar esses contrastes entre os dois experimentos.



**Figura 6.9:** A primeira coluna mostra os valores de fluxo de calor líquido em superfície  $Q_{net}$  para os dois experimentos do COAWST. A segunda coluna exibe o fluxo de água doce (SSF) pela superfície dos experimentos com o COAWST. Ambos os campos são valores médios extraídos dos experimentos, e os valores negativos indicam saída da superfície para a atmosfera.

A Figura 6.10 mostra a variação dos fluxos de calor latente  $Q_{lb}$ , fluxo de calor sensível  $Q_{sb}$ , fluxo de calor de onda longa  $Q_{lw}$  e a taxa de evaporação  $E$  da região oeste do domínio. Ao comparar os valores, observa-se que os experimentos apresentam variações ao longo da simulação. Os fluxos de  $Q_{lb}$  e  $Q_{sb}$  indicam uma redução no aquecimento superficial induzido pela queda da evaporação em torno de 42 horas. A partir desse período, os experimentos voltam a apresentar aquecimento após as 50 horas da simulação. A tendência dos fluxos para os dois experimentos reflete a resposta à influência das parametrizações do WRF.



**Figura 6.10:** A Figura 6.10 exibe os fluxos de calor (calor latente  $Q_{lh}$ , calor sensível  $Q_{sh}$  e calor de onda longa  $Q_{lw}$ ) e de massa (evaporação  $E$ ) pela superfície dos experimentos com o COAWST na porção oeste do domínio. Os valores negativos indicam saída da superfície para a atmosfera.

Os resultados indicam como a intensidade da convecção do WRF pode afetar os fluxos ar-mar. A diferença de precipitação entre as duas configurações do WRF permite utilizar os resultados do ROMS como uma medida de *feedback* ar-mar e identificar os fluxos de calor como seus vetores. Dessa forma, os fluxos anômalos induzidos pela estratificação e o gradiente entre a porção oeste e leste do domínio são indicados como vetores que explicam as diferenças de intensidade de precipitação e cobertura de nuvens dos experimentos conduzidos neste capítulo.

## 6.4 Discussão

Os quatro experimentos revelam que a inclusão do acoplamento tende a modificar de maneira significativa o padrão de convecção e precipitação do WRF. Por sua vez, o WRF também introduziu perturbações nos campos do modelo ROMS. Ao comparar os diferentes experimentos, os resultados sugerem que o gradiente leste-oeste no balanço dos fluxos de calor e a estratificação atuam como vetores de *feedback* ar-mar.

Como resultado desse *feedback*, observou-se a modificação do padrão de precipitação nos dois experimentos com o COAWST. Em ambos os casos, houve um favorecimento da precipitação a oeste do domínio, sendo que o experimento com a parametrização APAC II apresentou uma intensidade maior.

Os resultados de precipitação e cobertura de nuvem do WRF nos quatro experimentos indicam que a convecção se intensifica ao largo da costa, sobrepondo-se à área da Pluma do Rio Amazonas a oeste do domínio. Ao comparar os experimentos solo com os experimentos acoplados, é possível identificar que a estrutura da ZCIT (imposta pelas condições de contorno do WRF) é perturbada pelo campo da pluma. Esse resultado já foi corroborado por Jahfer, Vinayachandran, e Nanjundiah (2020) ao investigarem a relação da pluma com a variabilidade interanual da ZCIT. Do ponto de vista dos resultados apresentados aqui, essa influência pode manifestar-se de maneira sincrônica em experimentos numéricos acoplados.

A relação de *feedback* ar-mar associado com o balanço de fluxos de calor é um tópico bem estudado no Atlântico Tropical; no entanto, os trabalhos existentes concentram-se principalmente em estudos de ciclones tropicais (Zambon, He, e Warner, 2014; Zhao e Chan, 2016 e Rudzin *et al.*, 2020). As condições extremas de vento que persistem por longos períodos nesses casos diferem das características do estudo de caso apresentado neste capítulo. Por outro lado, ao analisar um evento extremo de precipitação na costa nordeste, Luiz do Vale Silva *et al.* (2018) identificaram um *feedback* ar-mar em condições similares, utilizando o modelo COAWST.

Embora não tenha sido explorado explicitamente neste capítulo, as características termodinâmicas de feições de mesoescala nos trópicos na fronteira continente-oceano exibem uma forte dependência da estratificação (He *et al.*, 2018 e Wei e Pu, 2022). Portanto, este estudo ainda carece de experimentos acoplados que identifiquem o impacto de uma pluma de baixa salinidade mais extensa e profunda. Mais precisamente, são necessários estudos que abordem o impacto de diferentes profundidades de camada barreira, como no trabalho de Saha, Serra, e Stammer (2021).

Trazendo em perspectiva um possível vínculo com o *feedback* RIMS, os resultados apresentados indicam a importância de considerar aspectos de mesoescala. Isso se deve ao fato de que, estando associado com a variabilidade da ZCIT (Kataoka,

Suzuki, e Tatebe, 2023), o RIMS deve também atuar de forma sincrônica com a TSM e estratificação superficial. Embora este trabalho não tenha coberto completamente essa questão, os resultados de Mejía *et al.* (2021) trazem à tona como outros vetores de mesoescala (jatos de baixo nível, brisa marinha e ondas de gravidade) podem afetar os padrões regionais de precipitação ao largo da América do Sul. Portanto, a investigação de outros vetores atuantes sobre os balanços de fluxos de calor fica recomendada para trabalhos futuros.

Deve-se mencionar que este estudo ainda apresenta certas limitações associadas com as características dos experimentos. Resultados mais robustos seriam esperados ao verificar diferentes resoluções horizontais e de níveis verticais nos dois modelos, ao simular períodos mais longos e ao empregar técnicas de assimilação de dados. Outro aspecto relevante é a extensão do domínio; uma vez que o Atlântico Tropical Oeste é afetado pelo regime de precipitação dos continentes adjacentes, a inclusão do aporte fluvial (como Rio Congo e anomalias de SSS na costa leste da África) dessas áreas pode representar vetores adicionais sobre os *feedbacks* ar-mar (Song *et al.*, 2023).

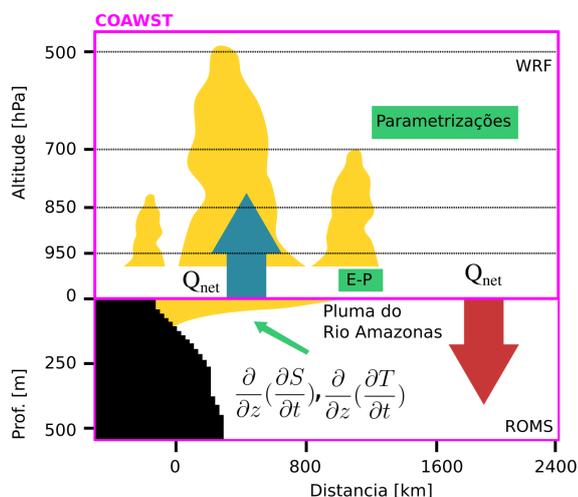
## 6.5 Conclusão

Os resultados dos experimentos numéricos permitiram identificar respostas distintas nos campos dos modelos atmosférico (WRF) e oceânico (ROMS). As estimativas de precipitação e cobertura de nuvem divergiram entre os experimentos solo e acoplado, indicando que o uso do sistema acoplado COAWST resultou em subestimativas de precipitação no centro da malha e intensificação na parte mais externa. A causa dessas diferenças foi identificada pelo balanço de fluxos em superfície entre o WRF e o ROMS.

Os experimentos acoplados utilizaram duas parametrizações físicas diferentes no WRF, resultando em padrões distintos. A análise dos fluxos em superfície desses dois experimentos revelou que o balanço de calor e estratificação apresentou um gradiente longitudinal. Ao comparar a intensidade e o sentido dos fluxos de calor líquido, precipitação e evaporação, foi possível atribuir a esses fluxos o papel de vetores do *feedback* ar-mar. O principal efeito desses vetores foi modificar a extensão e intensidade

da precipitação ao longo da Pluma do Rio Amazonas e da área costeira.

As respostas em relação à estratificação foram analisadas pelos resultados do modelo ROMS, refletindo-se na superfície e na estrutura vertical de salinidade e temperatura. Considerando a ação instantânea do balanço de fluxos, os experimentos conduzidos sugerem que esses vetores de *feedback* podem afetar o desenvolvimento da convecção e impactar padrões de mesoescala locais. Esses resultados são resumidos na Figura 6.11, representando a atuação do vetor do *feedback* nos experimentos idealizados usando o sistema COAWST.



**Figura 6.11:** A representação do balanço de calor que atua como um vetor no mecanismo de *feedback* sobre a Pluma do Rio Amazonas, conforme demonstrado no experimento com o modelo COAWST. A maior taxa de aquecimento na área da pluma é induzida pela dinâmica da precipitação e cobertura de nuvens. O balanço de evaporação-precipitação causa variações no campo de salinidade e temperatura, favorecendo a estratificação e o aquecimento diferencial. O *feedback* mostrou-se mais sensível ao tipo de parametrização do modelo WRF, e a convenção do sentido do fluxo segue o modelo ROMS.

No entanto, é importante ressaltar que os resultados deste capítulo têm limitações, uma vez que não consideram outros vetores de mesoescala que poderiam influenciar os balanços de fluxos líquidos na superfície do mar. Nesse sentido, recomenda-se para trabalhos futuros, a realização de experimentos mais longos e com uma extensão espacial maior. Isso permitirá a identificação precisa de outros mecanismos de *feedback* ar-mar-continente.

# 7 | Considerações Finais

## 7.1 Síntese dos resultados

Esta tese apresentou três capítulos de resultados referentes ao impacto da estratificação sobre a atividade convectiva ao longo do Leste da Amazônia e o oceano. O conjunto de resultados permitiu avaliar como moderado, o efeito da estratificação local sobre as linhas de instabilidade e precipitação. Esses resultados foram apresentados na forma de três capítulos que lidaram com diferentes aspectos do tópico principal.

O Capítulo 4 analisou séries temporais de parâmetros de estratificação do oceano e de instabilidade da atmosfera para avaliar a correlação e frequência das linhas de instabilidade costeiras. Os resultados indicaram que a estratificação no oceano se correlaciona em uma escala de período distinta do ambiente de plataforma. A variabilidade da frequência das linhas de instabilidade foi associada à estratificação a partir do conteúdo de calor armazenado na camada de mistura e termoclina permanente. A estrutura da troposfera sobre o continente também apresentou correlações moderadas com a estratificação, e a análise de composição identificou as condições em que a frequência das linhas de instabilidade é favorecida.

O Capítulo 5 empregou experimentos numéricos com um modelo atmosférico combinado com um esquema de camada de mistura unidimensional. Um conjunto de simulações em período seco e chuvoso revelou a sensibilidade das parametrizações físicas do modelo atmosférico ao esquema de camada de mistura unidimensional configurado com estratificações rasa e profunda. Os resultados mostraram que a profundidade da camada de mistura pode induzir perturbações nos campos do modelo, mas que a escolha da parametrização de nuvens e microfísica são o principal fator. O mecanismo de *feedback* ar-mar não foi satisfatoriamente conclusivo com o emprego do esquema de camada de mistura. Este capítulo fez uma compreensiva estimativa do desempenho dos experimentos e demonstrou que um modelo de camada de mistura unidimensional não melhora significativamente os resultados.

O Capítulo 6 usou um modelo ar-mar acoplado para identificar os vetores de ação no *feedback* ar-mar. O estudo de caso envolveu um evento de convecção no oceano sobre a área da Pluma do Rio Amazonas. Os experimentos foram realizados comparando-se diferentes parametrizações de forma a identificar diferenças nos padrões de cobertura de nuvens e precipitação. Os resultados do experimento acoplado mostraram que o fluxo líquido através da superfície do oceano foi capaz de gerar respostas distintas nesses padrões. A estratificação de salinidade e temperatura na área da pluma causou diferenças no balanço de fluxos de calor, precipitação e evaporação, causando subestimativas e predomínio da precipitação sobre a área da pluma.

Esses três capítulos cobriram os objetivos específicos da tese:

1. Identificar a influência da camada barreira da Plataforma Continental sobre a convecção profunda ao longo da Costa Amazônica;
2. Quantificar os efeitos da estratificação sobre a estrutura dos sistemas convectivos costeiros; e
3. Identificar os vetores que atuam no *feedback* entre sistemas convectivos e a da Pluma do Rio Amazonas.

Cada um desses objetivos específicos permite responder parcialmente ao objetivo geral sobre o papel da estratificação do ambiente de plataforma continental sobre a convecção em torno do Leste da Amazônia. O objetivo geral foi parcialmente respondido em função dos resultados terem limitações quanto à amostragem das características do processo estudado e da capacidade limitada dos experimentos numéricos. Os aspectos parcialmente atendidos são recomendados para trabalhos futuros.

## 7.2 Recomendação a trabalhos futuros

Considerando as limitações e lacunas ainda não cobertas nesta tese e nos trabalhos citados, a principal recomendação para trabalhos futuros é o emprego de modelos acoplados e o uso de redes de observações mais abrangentes e completas. Especificamente, recomenda-se três tópicos a serem tratados em trabalhos futuros:

1. Avaliar e caracterizar a cobertura de nuvens, considerando a distribuição espacial de aglomerados convectivos e linhas de instabilidade usando métodos de sensoriamento remoto;
2. Implementar técnicas de assimilação de dados em experimentos numéricos para os modelos oceânicos e atmosféricos acoplados; e
3. Avaliar o balanço de energia considerando as linhas de instabilidade e sistemas de mesoescala pertinentes e seu efeito nos processos do interior do continente.

Uma caracterização mais completa da cobertura de nuvens permite identificar com precisão mudanças no regime de variabilidade da convecção. Essa caracterização fornece subsídios para avaliar o impacto desses *feedbacks* na dinâmica do clima do Leste da Amazônia e da área oceânica. Essa avaliação é muito importante, considerando que esses sistemas ocorrem em uma área restrita ao longo da costa.

O emprego de modelos acoplados e assimilação de dados tem o propósito de reproduzir os eventos que estão fortemente vinculados com a estratificação do mar e oceano. A principal barreira nesse sentido é o avanço de campanhas observacionais entre o continente e o oceano, ou seja, que incluam o ambiente de plataforma.

O emprego de modelos acoplados e assimilação de dados tem o propósito de reproduzir os eventos que estão fortemente vinculados com a estratificação do mar e oceano. A principal barreira nesse sentido é o avanço de campanhas observacionais entre o continente e o oceano, isto é, que incluam o ambiente de plataforma.

Por fim, os sistemas de mesoescala representam uma fração substancial do balanço de energia dos processos ar-mar. Isso motiva uma melhor classificação dos sistemas tropicais que incluam aglomerados de nuvens na zona costeira, permitindo assim identificar classes de sistemas que melhor caracterizem as transições sazonais da troposfera e do oceano.

Esta tese cobriu o papel da estratificação sobre as linhas de instabilidade usando métodos e observacionais e computacionais, indicando que a estratificação local e remota afeta moderadamente a convecção no Leste da Amazônia. Portanto, os resultados apresentados abrem espaço para trabalhos futuros se aprofundarem nesses tópicos e estenderem o estado da arte sobre esse tópico.

## Referências

- Aguedjou, H. M. A., A. Chaigneau, I. Dadou, Y. Morel, E. Baloitcha, e C. Y. Da-Allada (2023). “Imprint of Mesoscale Eddies on Air-Sea Interaction in the Tropical Atlantic Ocean”. Em: *Remote Sensing* 15.12, p. 3087. DOI: [10.3390/rs15123087](https://doi.org/10.3390/rs15123087). URL: <http://dx.doi.org/10.3390/rs15123087>.
- Aguiar, A. L., M. Marta-Almeida, L. O. Cruz, J. Pereira, e M. Cirano (2022). “Forcing mechanisms of the circulation on the Brazilian Equatorial Shelf”. Em: *Continental Shelf Research* 247, p. 104811. DOI: [10.1016/j.csr.2022.104811](https://doi.org/10.1016/j.csr.2022.104811). URL: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2022.104811>.
- Alber, K., A. Raghavendra, L. Zhou, Y. Jiang, H. S. Sussman, e S. L. Solimine (2020). “Analyzing intensifying thunderstorms over the Congo Basin using the Gálvez-Davison index from 1983–2018”. Em: *Climate Dynamics* 56.3-4, pp. 949–967. DOI: [10.1007/s00382-020-05513-x](https://doi.org/10.1007/s00382-020-05513-x). URL: <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05513-x>.
- Alcântara, C. R., M. A. S. Dias, E. P. Souza, e J. C. Cohen (2011). “Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines”. Em: *Atmospheric Research* 100.1, pp. 36–44. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.12.023>.
- Alcântara, C. R. (2010). “Um estudo da relação entre jatos de baixos níveis e linhas de instabilidade da Amazônia”. Tese de dout. Universidade de São Paulo.
- Angulo-Umana, P. e D. Kim (2023). “Mesoscale convective clustering enhances tropical precipitation”. Em: *Science Advances* 9.2, eabo5317. DOI: <https://doi.org/10.1126/sciadv.abo5317>.
- Araújo Palharini, R. S. e D. A. Vila (2017). “Climatological Behavior of Precipitating Clouds in the Northeast Region of Brazil”. Em: *Advances in Meteorology* 2017, pp. 1–12. DOI: [10.1155/2017/5916150](https://doi.org/10.1155/2017/5916150). URL: <http://dx.doi.org/10.1155/2017/5916150>.
- Back, L. E. e C. S. Bretherton (2009). “On the Relationship between SST Gradients, Boundary Layer Winds, and Convergence over the Tropical Oceans”. Em: *Journal*

- of Climate* 22.15, pp. 4182–4196. DOI: [10.1175/2009jcli2392.1](https://doi.org/10.1175/2009jcli2392.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI2392.1>.
- Banks, R. F., J. Tiana-Alsina, J. M. Baldasano, F. Rocadenbosch, A. Papayannis, S. Solomos, e C. G. Tzani (2016). “Sensitivity of boundary-layer variables to PBL schemes in the WRF model based on surface meteorological observations, lidar, and radiosondes during the HygrA-CD campaign”. Em: *Atmospheric Research* 176–177, pp. 185–201. DOI: [10.1016/j.atmosres.2016.02.024](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.02.024). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.02.024>.
- Behera, S. K. (2020). *Tropical and extratropical air-sea interactions: modes of climate variations*. Elsevier.
- Beljaars, A. C. M. (1995). “The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection”. Em: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 121.522, pp. 255–270. DOI: [10.1002/qj.49712152203](https://doi.org/10.1002/qj.49712152203). URL: <https://doi.org/10.1002/qj.49712152203>.
- Biasutti, M., D. S. Battisti, e E. S. Sarachik (2003). “The Annual Cycle over the Tropical Atlantic, South America, and Africa”. Em: *Journal of Climate* 16.15, pp. 2491–2508. DOI: [10.1175/1520-0442\(2003\)016<2491:TACOTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2491:TACOTT>2.0.CO;2). URL: [https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/16/15/1520-0442\\_2003\\_016\\_2491\\_tacott\\_2.0.co\\_2.xml](https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/16/15/1520-0442_2003_016_2491_tacott_2.0.co_2.xml).
- Boadh, R., A. Satyanarayana, T. V. B. P. S. Rama Krishna, e S. Madala (2016). “Sensitivity of PBL schemes of the WRF-ARW model in simulating the boundary layer flow parameters for their application to air pollution dispersion modeling over a tropical station”. Em: *Atmósfera*. DOI: [10.20937/atm.2016.29.01.05](https://doi.org/10.20937/atm.2016.29.01.05). URL: <http://dx.doi.org/10.20937/ATM.2016.29.01.05>.
- Brink, K. (1991). “Coastal-trapped waves and wind-driven currents over the continental shelf”. Em: *Annual Review of Fluid Mechanics* 23.1, pp. 389–412.
- Byrne, M. P. e R. Thomas (2019). “Dynamics of ITCZ Width: Ekman Processes, Non-Ekman Processes, and Links to Sea Surface Temperature”. Em: *Journal of the Atmospheric Sciences* 76.9, pp. 2869–2884. DOI: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-19-0013.1>. URL: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/76/9/jas-d-19-0013.1.xml>.

- Cavalcanti, I. (1982). “Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais. 133 p”. Tese de dout. INPE-2494-TDL/097. Dissertação de Mestrado em Meteorologia).
- Chang, P., I. Richter, H. Dijkstra, C. Wieners, e T. A. Myers (2021). *Atmosphere-Ocean Interactions*. URL: <https://www.osti.gov/biblio/1777333>.
- CHEN, S.-H. e W.-Y. SUN (2002). “A One-dimensional Time Dependent Cloud Model”. Em: *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 80.1, pp. 99–118. DOI: [10.2151/jmsj.80.99](https://doi.org/10.2151/jmsj.80.99). URL: <https://doi.org/10.2151/jmsj.80.99>.
- Cohen, J., M. Silva Dias, e C. Nobre (1989). “Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia”. Em: *Climanálise* 4.11, pp. 34–40.
- Cohen, J., I. F. d. A. Cavalcanti, R. Braga, e L. Santos Neto (2009). “Linhas de instabilidade na costa N-NE da América do Sul”. Em: *Tempo e Clima no Brasil*, Ed. *Oficina de Textos, São Paulo, Brazil*, pp. 75–93.
- Cohen, J. C., M. A. Silva Dias, e C. A. Nobre (1995). “Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study”. Em: *Monthly weather review* 123.11, pp. 3163–3174. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123%3C3163:ECAWAS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123%3C3163:ECAWAS%3E2.0.CO;2).
- Coles, V. J., M. T. Brooks, J. Hopkins, M. R. Stukel, P. L. Yager, e R. R. Hood (2013). “The pathways and properties of the Amazon River Plume in the tropical North Atlantic Ocean”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118.12, pp. 6894–6913. DOI: [10.1002/2013jc008981](https://doi.org/10.1002/2013jc008981). URL: <https://doi.org/10.1002/2013jc008981>.
- Cronin, M. F. e M. J. McPhaden (2002). “Barrier layer formation during westerly wind bursts”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 107.C12, SRF 21–1–SRF 21–12. DOI: [10.1029/2001jc001171](https://doi.org/10.1029/2001jc001171). URL: <https://doi.org/10.1029/2001jc001171>.
- Csanady, G. T. (2001). *Air-sea interaction: laws and mechanisms*. Cambridge University Press.
- Cummings, J. A. (2005). “Operational multivariate ocean data assimilation”. Em: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131.613, pp. 3583–3604. DOI: [10.1256/qj.05.105](http://dx.doi.org/10.1256/qj.05.105). URL: <http://dx.doi.org/10.1256/qj.05.105>.

- Cummings, J. A. e O. M. Smedstad (2013). “Variational Data Assimilation for the Global Ocean”. Em: *Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications (Vol. II)*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 303–343. DOI: [10.1007/978-3-642-35088-7\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-642-35088-7_13). URL: [http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-35088-7\\_13](http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-35088-7_13).
- Curry, J. A. e P. J. Webster (1998). *Thermodynamics of atmospheres and oceans*. Elsevier.
- Dai, A. e K. E. Trenberth (2002). “Estimates of Freshwater Discharge from Continents: Latitudinal and Seasonal Variations”. Em: *Journal of Hydrometeorology* 3.6, pp. 660–687. DOI: [10.1175/1525-7541\(2002\)003<0660:eofdfc>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2002)003<0660:eofdfc>2.0.co;2). URL: [http://dx.doi.org/10.1175/1525-7541\(2002\)003%3C0660:EOFDFC%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1525-7541(2002)003%3C0660:EOFDFC%3E2.0.CO;2).
- Davies-Jones, R. (2009). “On Formulas for Equivalent Potential Temperature”. Em: *Monthly Weather Review* 137.9, pp. 3137–3148. DOI: [10.1175/2009mwr2774.1](https://doi.org/10.1175/2009mwr2774.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/2009MWR2774.1>.
- Davis, C., W. Wang, S. S. Chen, Y. Chen, K. Corbosiero, M. DeMaria, J. Dudhia, G. Holland, J. Klemp, J. Michalakes, H. Reeves, R. Rotunno, C. Snyder, e Q. Xiao (2008). “Prediction of Landfalling Hurricanes with the Advanced Hurricane WRF Model”. Em: *Monthly Weather Review* 136.6, pp. 1990–2005. DOI: [10.1175/2007mwr2085.1](https://doi.org/10.1175/2007mwr2085.1). URL: <https://doi.org/10.1175/2007mwr2085.1>.
- Dayan, H., R. McAdam, M. Juza, S. Masina, e S. Speich (2023). “Marine heat waves in the Mediterranean Sea: An assessment from the surface to the subsurface to meet national needs”. Em: *Frontiers in Marine Science* 10. DOI: [10.3389/fmars.2023.1045138](https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1045138). URL: <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1045138>.
- Dippe, T., J. F. Lübbecke, e R. J. Greatbatch (2019). “A Comparison of the Atlantic and Pacific Bjerknes Feedbacks: Seasonality, Symmetry, and Stationarity”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 124.4, pp. 2374–2403. DOI: [10.1029/2018jc014700](https://doi.org/10.1029/2018jc014700). URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2018JC014700>.
- DiStefano, J. J., A. J. Stubberud, e I. J. Williams (1997). *Schaum’s outline of feedback and control systems*. McGraw-Hill Professional.
- Durand, F., L. Testut, J. Jouanno, e A. C. Fassoni-Andrade (2022). “Role of the amazon outflow on the barotropic tide on the amazonian shelf”. Em: *Continental Shelf Research* 238, p. 104695. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2022.104695>.

- Fairall, C. W., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson, e G. S. Young (1996). “Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 101.C2, pp. 3747–3764. DOI: [10.1029/95jc03205](https://doi.org/10.1029/95jc03205). URL: <http://dx.doi.org/10.1029/95JC03205>.
- Foltz, G. R., S. A. Grodsky, J. A. Carton, e M. J. McPhaden (2003). “Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108.C5. DOI: [10.1029/2002jc001584](https://doi.org/10.1029/2002jc001584). URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001584>.
- Fox, D. N., W. J. Teague, C. N. Barron, M. R. Carnes, e C. M. Lee (2002). “The Modular Ocean Data Assimilation System (MODAS)\*”. Em: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19.2, pp. 240–252. DOI: [10.1175/1520-0426\(2002\)019<0240:tmodas>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0240:tmodas>2.0.co;2). URL: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019%3C0240:TMODAS%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019%3C0240:TMODAS%3E2.0.CO;2).
- Galarneau Jr, T. J., X. Zeng, R. D. Dixon, A. Ouyed, H. Su, e W. Cui (2023). “Tropical mesoscale convective system formation environments”. Em: *Atmospheric Science Letters* 24.5, e1152. DOI: <https://doi.org/10.1002/asl.1152>.
- Gálvez, J. M. e M. Davison (2016). “The Gálvez-Davison index for tropical convection”. Em: p. 23. URL: [http://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi/GDI\\_Manuscript\\_V20161021.pdf](http://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi/GDI_Manuscript_V20161021.pdf) (acesso em 10/12/2022).
- Garstang, M., H. L. Massie, J. Halverson, S. Greco, e J. Scala (1994). “Amazon Coastal Squall Lines. Part I: Structure and Kinematics”. Em: *Monthly Weather Review* 122.4, pp. 608–622.
- Gentine, P., A. Massmann, B. R. Lintner, S. Hamed Alemohammad, R. Fu, J. K. Green, D. Kennedy, e J. Vilà-Guerau de Arellano (2019). “Land–atmosphere interactions in the tropics – a review”. Em: *Hydrology and Earth System Sciences* 23.10, pp. 4171–4197. DOI: [10.5194/hess-23-4171-2019](https://doi.org/10.5194/hess-23-4171-2019). URL: <http://dx.doi.org/10.5194/hess-23-4171-2019>.
- Germano, M. F., M. I. Vitorino, J. C. P. Cohen, G. B. Costa, J. I. de Oliveira Souto, M. T. C. Rebelo, e A. M. L. de Sousa (2017). “Analysis of the breeze circulations

- in Eastern Amazon: an observational study”. Em: *Atmospheric Science Letters* 18.2, pp. 67–75. DOI: [10.1002/asl.726](https://doi.org/10.1002/asl.726). URL: <https://doi.org/10.1002/asl.726>.
- Gévaudan, M., F. Durand, e J. Jouanno (2022). “Influence of the Amazon-Orinoco Discharge Interannual Variability on the Western Tropical Atlantic Salinity and Temperature”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 127.6, e2022JC018495. DOI: <https://doi.org/10.1029/2022JC018495>.
- Good, P., R. Chadwick, C. E. Holloway, J. Kennedy, J. A. Lowe, R. Roehrig, e S. S. Rushley (2020). “High sensitivity of tropical precipitation to local sea surface temperature”. Em: *Nature* 589.7842, pp. 408–414. DOI: [10.1038/s41586-020-2887-3](https://doi.org/10.1038/s41586-020-2887-3). URL: <http://dx.doi.org/10.1038/s41586-020-2887-3>.
- Grasso, L., D. T. Lindsey, K.-S. Sunny Lim, A. Clark, D. Bikos, e S. R. Dembek (2014). “Evaluation of and Suggested Improvements to the WSM6 Microphysics in WRF-ARW Using Synthetic and Observed GOES-13 Imagery”. Em: *Monthly Weather Review* 142.10, pp. 3635–3650. DOI: [10.1175/mwr-d-14-00005.1](https://doi.org/10.1175/mwr-d-14-00005.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-14-00005.1>.
- Grell, G. A. e S. R. Freitas (2014). “A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling”. Em: *Atmospheric Chemistry and Physics* 14.10, pp. 5233–5250. DOI: [10.5194/acp-14-5233-2014](https://doi.org/10.5194/acp-14-5233-2014). URL: <https://doi.org/10.5194/acp-14-5233-2014>.
- Grodsky, S. A., N. Reul, D. Vandemark, e A. Bentamy (2020). “Intramonth oscillations of Atlantic ITCZ observed in SMAP satellite salinity”. Em: *International Journal of Remote Sensing* 41.3, pp. 839–857.
- Grodsky, S. A. e J. A. Carton (2018). “Delayed and Quasi-Synchronous Response of Tropical Atlantic Surface Salinity to Rainfall”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123.8, pp. 5971–5985. DOI: [10.1029/2018jc013915](https://doi.org/10.1029/2018jc013915). URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2018JC013915>.
- Gupta, H. V., H. Kling, K. K. Yilmaz, e G. F. Martinez (2009). “Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling”. Em: *Journal of Hydrology* 377.1–2, pp. 80–91. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2009.08.003](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>.

- Hallak, R. e A. J. Pereira Filho (2011). “Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados”. Em: *Revista Brasileira de Meteorologia* 26.4, pp. 591–608. DOI: [10.1590/S0102-77862011000400009](https://doi.org/10.1590/S0102-77862011000400009). URL: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862011000400009>.
- Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy, e J. Lerner (1984). “Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms”. Em: *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, pp. 130–163. DOI: [10.1029/gm029p0130](https://doi.org/10.1029/gm029p0130). URL: <http://dx.doi.org/10.1029/GM029p0130>.
- He, J., N. C. Johnson, G. A. Vecchi, B. Kirtman, A. T. Wittenberg, e S. Sturm (2018). “Precipitation sensitivity to local variations in tropical sea surface temperature”. Em: *Journal of Climate* 31.22, pp. 9225–9238. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0262.1>.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Horányi, J. Muñoz-Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G. De Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, R. J. Hogan, E. Hólm, M. Janisková, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, P. de Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume, e J.-N. Thépaut (2020). “The ERA5 global reanalysis”. Em: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146.730, pp. 1999–2049. DOI: [10.1002/qj.3803](https://doi.org/10.1002/qj.3803). URL: <http://dx.doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Hong, S.-Y. e J.-O. J. Lim (2006). “The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6)”. Em: *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences* 42.2, pp. 129–151.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, e J. Dudhia (2006). “A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes”. Em: *Monthly Weather Review* 134.9, pp. 2318–2341. DOI: [10.1175/mwr3199.1](https://doi.org/10.1175/mwr3199.1). URL: <https://doi.org/10.1175/mwr3199.1>.
- Houze Jr, R. A. (2014). *Cloud dynamics*. Academic press.

- Hunter, J. D. (2007). “Matplotlib: A 2D graphics environment”. Em: *Computing in Science & Engineering* 9.3, pp. 90–95. DOI: [10.1109/MCSE.2007.55](https://doi.org/10.1109/MCSE.2007.55).
- Iacono, M. J., J. S. Delamere, E. J. Mlawer, M. W. Shephard, S. A. Clough, e W. D. Collins (2008). “Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models”. Em: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113.D13. DOI: [10.1029/2008jd009944](https://doi.org/10.1029/2008jd009944). URL: <https://doi.org/10.1029/2008jd009944>.
- Illig, S. e M.-L. Bachèlery (2023). “The 2021 Atlantic Niño and Benguela Niño Events: external forcings and air–sea interactions”. Em: *Climate Dynamics* 62.1, pp. 679–702. DOI: [10.1007/s00382-023-06934-0](https://doi.org/10.1007/s00382-023-06934-0). URL: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-023-06934-0>.
- IPRC/SOEST, U. o. H. (2021). *Multi-Mission Optimally Interpolated Sea Surface Salinity 7-Day Global Dataset V1*. DOI: [10.5067/SMP10-4U7CS](https://doi.org/10.5067/SMP10-4U7CS). URL: [https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/OISSS\\_L4\\_multimission\\_7day\\_v1](https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/OISSS_L4_multimission_7day_v1).
- Iribarne, J. V. e W. L. Godson (1981). *Atmospheric thermodynamics*. Vol. 6. Springer Science & Business Media.
- Itterly, K. F. e P. C. Taylor (2017). “Evaluation of the sensitivity of the Amazonian diurnal cycle to convective intensity in reanalyses”. Em: *AIP Conference Proceedings*. Vol. 1810. 1. AIP Publishing. DOI: <https://doi.org/10.1063/1.4975525>.
- Jacob, R., J. Larson, e E. Ong (2005). “M × N Communication and Parallel Interpolation in Community Climate System Model Version 3 Using the Model Coupling Toolkit”. Em: *The International Journal of High Performance Computing Applications* 19.3, pp. 293–307. DOI: [10.1177/1094342005056116](https://doi.org/10.1177/1094342005056116). URL: <http://dx.doi.org/10.1177/1094342005056116>.
- Jahfer, S., P. Vinayachandran, e R. S. Nanjundiah (2017). “Long-term impact of Amazon river runoff on northern hemispheric climate”. Em: *Scientific reports* 7.1, p. 10989. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-017-10750-y>.
- Jahfer, S., P. Vinayachandran, e R. S. Nanjundiah (2020). “The role of Amazon river runoff on the multidecadal variability of the Atlantic ITCZ”. Em: *Environmental Research Letters* 15.5, p. 054013. DOI: [0.1088/1748-9326/ab7c8a](https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab7c8a).

- Jeworrek, J., G. West, e R. Stull (2019). “Evaluation of Cumulus and Microphysics Parameterizations in WRF across the Convective Gray Zone”. Em: *Weather and Forecasting* 34.4, pp. 1097–1115. DOI: [10.1175/waf-d-18-0178.1](https://doi.org/10.1175/waf-d-18-0178.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-18-0178.1>.
- Jeworrek, J., G. West, e R. Stull (2021). “WRF Precipitation Performance and Predictability for Systematically Varied Parameterizations over Complex Terrain”. Em: *Weather and Forecasting* 36.3, pp. 893–913. DOI: [10.1175/waf-d-20-0195.1](https://doi.org/10.1175/waf-d-20-0195.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-20-0195.1>.
- Jia, W., D. Wang, N. Pinardi, S. Simoncelli, A. Storto, e S. Masina (2016). “A quality control procedure for climatological studies using Argo data in the North Pacific western boundary current region”. Em: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 33.12, pp. 2717–2733. DOI: <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0140.1>.
- Jiménez, P. A., J. Dudhia, J. F. González-Rouco, J. Navarro, J. P. Montávez, e E. García-Bustamante (2012). “A Revised Scheme for the WRF Surface Layer Formulation”. Em: *Monthly Weather Review* 140.3, pp. 898–918. DOI: [10.1175/mwr-d-11-00056.1](https://doi.org/10.1175/mwr-d-11-00056.1). URL: <https://doi.org/10.1175/mwr-d-11-00056.1>.
- Johnson, A., X. Wang, B. T. Blake, E. Rogers, Y. Wang, J. R. Carley, A. Clark, J. Beck, e C. Alexander (2023). “Verification and Model Configuration Sensitivity of Simulated ABI Radiance Forecasts With the FV3-LAM Model”. Em: *Earth and Space Science* 10.5. DOI: [10.1029/2022ea002651](https://doi.org/10.1029/2022ea002651). URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2022EA002651>.
- Jury, M. R. (2023). “A statistical analysis of tropical salinity and its relationship to SST, highlighting two contrasting areas”. Em: *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 103, p. 101384. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2023.101384>.
- Kain, J. S. (2004). “The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update”. Em: *Journal of Applied Meteorology* 43.1, pp. 170–181. DOI: [10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:tkcpau>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:tkcpau>2.0.co;2). URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043%3C0170:tkcpau%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043%3C0170:tkcpau%3E2.0.co;2).
- Karnauskas, K. B. (2022). “A Simple Coupled Model of the Wind–Evaporation–SST Feedback with a Role for Stability”. Em: *Journal of Climate* 35.7, pp. 2149–2160.

- DOI: [10.1175/jcli-d-20-0895.1](https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0895.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0895.1>.
- Kataoka, T., M. Kimoto, M. Watanabe, e H. Tatebe (2019). “Wind–Mixed Layer–SST Feedbacks in a Tropical Air–Sea Coupled System: Application to the Atlantic”. Em: *Journal of Climate* 32.13, pp. 3865–3881. DOI: [10.1175/jcli-d-18-0728.1](https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0728.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0728.1>.
- Kataoka, T., T. Suzuki, e H. Tatebe (2023). “Rainfall–Mixed Layer–SST Feedback Contributing to Atlantic Meridional Mode Development”. Em: *Journal of Climate* 36.3, pp. 899–915. DOI: [10.1175/jcli-d-21-1010.1](https://doi.org/10.1175/jcli-d-21-1010.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-21-1010.1>.
- Kling, H., M. Fuchs, e M. Paulin (2012). “Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios”. Em: *Journal of Hydrology* 424–425, pp. 264–277. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2012.01.011](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.011). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.011>.
- Knapp, K. (2017). *Gridded Satellite GOES (GridSat-GOES) East and West Full Disk and CONUS Coverage, Version 1*. DOI: [10.7289/V5HM56GM](https://doi.org/10.7289/V5HM56GM). URL: <https://data.nodc.noaa.gov/cgi-bin/iso?id=gov.noaa.ncdc:C00993>.
- Knoben, W. J. M., J. E. Freer, e R. A. Woods (2019). “Technical note: Inherent benchmark or not? Comparing Nash-Sutcliffe and Kling-Gupta efficiency scores”. Em: DOI: [10.5194/hess-2019-327](https://doi.org/10.5194/hess-2019-327). URL: <http://dx.doi.org/10.5194/hess-2019-327>.
- Ladwig, B. (2017). *wrf-python*. DOI: [10.5065/D6W094P1](https://doi.org/10.5065/D6W094P1). URL: <https://github.com/NCAR/wrf-python>.
- Lamraoui, F., J. F. Booth, C. M. Naud, M. P. Jensen, e K. L. Johnson (2019). “The Interaction Between Boundary Layer and Convection Schemes in a WRF Simulation of Post Cold Frontal Clouds Over the ARM East North Atlantic Site”. Em: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124.8, pp. 4699–4721. DOI: [10.1029/2018jd029370](https://doi.org/10.1029/2018jd029370). URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2018JD029370>.
- Larson, J., R. Jacob, e E. Ong (2005). “The Model Coupling Toolkit: A New Fortran90 Toolkit for Building Multiphysics Parallel Coupled Models”. Em: *The International Journal of High Performance Computing Applications* 19.3, pp. 277–292.

DOI: [10.1177/1094342005056115](https://doi.org/10.1177/1094342005056115). URL: <http://dx.doi.org/10.1177/1094342005056115>.

- Lewis, H. W., J. Siddorn, J. M. Castillo Sanchez, J. Petch, J. M. Edwards, e T. Smyth (2019). “Evaluating the impact of atmospheric forcing and air–sea coupling on near-coastal regional ocean prediction”. Em: *Ocean Science* 15.3, pp. 761–778. DOI: [10.5194/os-15-761-2019](https://doi.org/10.5194/os-15-761-2019). URL: <http://dx.doi.org/10.5194/os-15-761-2019>.
- Li, Y. e R. E. Carbone (2015). “Offshore Propagation of Coastal Precipitation”. Em: *Journal of the Atmospheric Sciences* 72.12, pp. 4553–4568. DOI: [10.1175/jas-d-15-0104.1](https://doi.org/10.1175/jas-d-15-0104.1). URL: <https://doi.org/10.1175/jas-d-15-0104.1>.
- Lima, I. P. C. d. e C. R. Alcântara (2017). “Análise da Relação Entre a Formação das Linhas de Instabilidade Amazônicas e a Temperatura da Superfície do Oceano Atlântico”. Em: *Revista Brasileira de Geografia Física* 10.6, pp. 1712–1720. DOI: [10.26848/rbgf.v10.6.p1712-1720](https://doi.org/10.26848/rbgf.v10.6.p1712-1720). URL: <http://dx.doi.org/10.26848/rbgf.v10.6.p1712-1720>.
- Liu, N., C. Liu, e P. E. Tisot (2019). “A Bayesian-like approach to describe the regional variation of high-flash rate thunderstorms from thermodynamic and kinematic environment variables”. Em: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124.23, pp. 12507–12522. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019JD031254>.
- Lombardo, K. (2020). “Squall Line Response to Coastal Mid-Atlantic Thermodynamic Heterogeneities”. Em: *Journal of the Atmospheric Sciences* 77.12, pp. 4143–4170. DOI: [10.1175/jas-d-20-0044.1](https://doi.org/10.1175/jas-d-20-0044.1). URL: <https://doi.org/10.1175/jas-d-20-0044.1>.
- Lombardo, K. e T. Kading (2018). “The Behavior of Squall Lines in Horizontally Heterogeneous Coastal Environments”. Em: *Journal of the Atmospheric Sciences* 75.4, pp. 1243–1269. DOI: [10.1175/jas-d-17-0248.1](https://doi.org/10.1175/jas-d-17-0248.1). URL: <https://doi.org/10.1175/jas-d-17-0248.1>.
- Luiz do Vale Silva, T., D. Veleza, M. Araujo, e P. Tyaquicã (2018). “Ocean–Atmosphere Feedback during Extreme Rainfall Events in Eastern Northeast Brazil”. Em: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 57.5, pp. 1211–1229. DOI: [10.1175/jamc-d-17-0232.1](https://doi.org/10.1175/jamc-d-17-0232.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0232.1>.

- Maddox, R. A. (1980). “Meoscale Convective Complexes”. Em: *Bulletin of the American Meteorological Society* 61.11, pp. 1374–1387.
- Mantovani Júnior, J. A., J. A. Aravéquia, R. G. Carneiro, e G. Fisch (2023). “Evaluation of PBL Parameterization Schemes in WRF Model Predictions during the Dry Season of the Central Amazon Basin”. Em: *Atmosphere* 14.5, p. 850. DOI: [10.3390/atmos14050850](https://doi.org/10.3390/atmos14050850). URL: <http://dx.doi.org/10.3390/atmos14050850>.
- Masson, S. e P. Delecluse (2001). “Influence of the Amazon River runoff on the tropical atlantic”. Em: *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 26.2, pp. 137–142. DOI: [10.1016/S1464-1909\(00\)00230-6](https://doi.org/10.1016/S1464-1909(00)00230-6). URL: [http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909\(00\)00230-6](http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909(00)00230-6).
- de Matos, A. P. e J. C. P. Cohen (2016). “CIRCULAÇÃO DE BRISA FLUVIAL E A BANDA DE PRECIPITAÇÃO NA MARGEM LESTE DA BAÍA DE MARAJÓ”. Em: *Ciência e Natura* 38, p. 21. DOI: [10.5902/2179460x19814](https://doi.org/10.5902/2179460x19814). URL: <https://doi.org/10.5902/2179460x19814>.
- May, R., S. Arms, P. Marsh, E. Bruning, J. Leeman, Z. Bruick, e M. D. Camron (2016). *MetPy*. en. DOI: [10.5065/D6WW7G29](https://doi.org/10.5065/D6WW7G29). URL: <https://www.unidata.ucar.edu/software/metpy/>.
- McGregor, G. R., S. Nieuwolt, *et al.* (1998). *Tropical climatology: an introduction to the climates of the low latitudes*. Ed. 2. John Wiley & Sons Ltd.
- Mejía, J. F., J. Yepes, J. J. Henao, G. Poveda, M. D. Zuluaga, D. J. Raymond, e Ž. Fuchs-Stone (2021). “Towards a Mechanistic Understanding of Precipitation Over the Far Eastern Tropical Pacific and Western Colombia, One of the Rainiest Spots on Earth”. Em: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 126.5. DOI: [10.1029/2020jd033415](https://doi.org/10.1029/2020jd033415). URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2020JD033415>.
- Miller, P. W., A. Kumar, T. L. Mote, F. D. S. Moraes, e D. R. Mishra (2019). “Persistent Hydrological Consequences of Hurricane Maria in Puerto Rico”. Em: *Geophysical Research Letters* 46.3, pp. 1413–1422. DOI: [10.1029/2018gl081591](https://doi.org/10.1029/2018gl081591). URL: <https://doi.org/10.1029/2018gl081591>.
- Miller, P. W., T. L. Mote, e C. A. Ramseyer (2019). “An Empirical Study of the Relationship between Seasonal Precipitation and Thermodynamic Environment in Puerto

- Rico”. Em: *Weather and Forecasting* 34.2, pp. 277–288. DOI: [10.1175/waf-d-18-0127.1](https://doi.org/10.1175/waf-d-18-0127.1). URL: <https://doi.org/10.1175/waf-d-18-0127.1>.
- Moisan, J. R. e P. P. Niiler (1998). “The Seasonal Heat Budget of the North Pacific: Net Heat Flux and Heat Storage Rates (1950–1990)”. Em: *Journal of Physical Oceanography* 28.3, pp. 401–421. DOI: [10.1175/1520-0485\(1998\)028<0401:tshbot>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0401:tshbot>2.0.co;2). URL: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028%3C0401:TSHBOT%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028%3C0401:TSHBOT%3E2.0.CO;2).
- Molinas, E., J. C. Carneiro, e S. Vinzon (2020). “Internal tides as a major process in Amazon continental shelf fine sediment transport”. Em: *Marine Geology* 430, p. 106360. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106360>.
- Montégut, C. d. B., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, e D. Iudicone (2004). “Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109.C12. DOI: [10.1029/2004jc002378](https://doi.org/10.1029/2004jc002378). URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2004JC002378>.
- Mukul Tewari, N., M. Tewari, F. Chen, W. Wang, J. Dudhia, M. LeMone, K. Mitchell, M. Ek, G. Gayno, J. Wegiel, *et al.* (2004). “Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model (Formerly Paper Number 17.5)”. Em: *Proceedings of the 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction, Seattle, WA, USA*. Vol. 14.
- Nageswararao, M. M., U. C. Mohanty, K. K. Osuri, e S. S. V. S. Ramakrishna (2015). “Prediction of winter precipitation over northwest India using ocean heat fluxes”. Em: *Climate Dynamics* 47.7–8, pp. 2253–2271. DOI: [10.1007/s00382-015-2962-x](https://doi.org/10.1007/s00382-015-2962-x). URL: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-015-2962-x>.
- Nakanishi, M. e H. Niino (2006). “An Improved Mellor–Yamada Level-3 Model: Its Numerical Stability and Application to a Regional Prediction of Advection Fog”. Em: *Boundary-Layer Meteorology* 119.2, pp. 397–407. DOI: [10.1007/s10546-005-9030-8](https://doi.org/10.1007/s10546-005-9030-8). URL: <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9030-8>.
- Nakanishi, M. e H. Niino (2009). “Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer”. Em: *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 87.5, pp. 895–912. DOI: [10.2151/jmsj.87.895](https://doi.org/10.2151/jmsj.87.895). URL: <https://doi.org/10.2151/jmsj.87.895>.

- NASA/JPL (2020). *MODIS Aqua Level 3 SST Mid-IR Daily 4km Nighttime V2019.0*. DOI: [10.5067/MODAM-1D4N9](https://doi.org/10.5067/MODAM-1D4N9). URL: [https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/MODIS\\_AQUA\\_L3\\_SST\\_MID-IR\\_DAILY\\_4KM\\_NIGHTTIME\\_V2019.0](https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/MODIS_AQUA_L3_SST_MID-IR_DAILY_4KM_NIGHTTIME_V2019.0).
- National Centers for Environmental Prediction, National Weather Service, NOAA, U.S. Department of Commerce (2000). *NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999*. Boulder CO. URL: <https://doi.org/10.5065/D6M043C6>.
- Nellipudi, N. R., Y. Viswanadhapalli, V. S. Challa, N. K. Vissa, e S. Langodan (2021). “Impact of surface roughness parameterizations on tropical cyclone simulations over the Bay of Bengal using WRF-OML model”. Em: *Atmospheric Research* 262, p. 105779. DOI: [10.1016/j.atmosres.2021.105779](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105779). URL: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105779>.
- Niu, G.-Y., Z.-L. Yang, K. E. Mitchell, F. Chen, M. B. Ek, M. Barlage, A. Kumar, K. Manning, D. Niyogi, E. Rosero, M. Tewari, e Y. Xia (2011). “The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements”. Em: *Journal of Geophysical Research* 116.D12. DOI: [10.1029/2010jd015139](https://doi.org/10.1029/2010jd015139). URL: <https://doi.org/10.1029/2010jd015139>.
- Nunes, A. M. P., M. A. F. S. Dias, E. M. Anselmo, e C. A. Morales (2016). “Severe Convection Features in the Amazon Basin: A TRMM-Based 15-Year Evaluation”. Em: *Frontiers in Earth Science* 4. DOI: [10.3389/feart.2016.00037](https://doi.org/10.3389/feart.2016.00037). URL: <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00037>.
- Oliveira, F. P. e M. D. Oyama (2019). “Squall-line initiation over the northern coast of Brazil in March: Observational features”. Em: *Meteorological Applications* 27.1. DOI: [10.1002/met.1799](https://doi.org/10.1002/met.1799). URL: <http://dx.doi.org/10.1002/met.1799>.
- Olson, J. B., J. S. Kenyon, W. A. Angevine, J. M. Brown, M. Pagowski, e K. Sušelj (2019). “A Description of the MYNN-EDMF Scheme and the Coupling to Other Components in WRF-ARW”. Em: DOI: [10.25923/N9WM-BE49](https://doi.org/10.25923/N9WM-BE49). URL: <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/19837>.

- Olson, W., D. Bolvin, e G. Huffman (2019). *Land/Sea static mask relevant to IMERG precipitation 0.1x0.1 degree V2*. DOI: [10.5067/6P5EM1HPR3VD](https://doi.org/10.5067/6P5EM1HPR3VD). URL: [https://disc.gsfc.nasa.gov/datacollection/GPM\\_IMERG\\_LandSeaMask\\_2.html](https://disc.gsfc.nasa.gov/datacollection/GPM_IMERG_LandSeaMask_2.html).
- Paccini Pena, L. G. (2022). “Sensitivity of resolved convection to ocean and land surfaces in the Tropical Atlantic and Amazon Basin”. Tese de dout. Universität Hamburg Hamburg.
- Pan, Y., L. Cheng, K. von Schuckmann, K. E. Trenberth, G. Li, J. Abraham, Y. Liu, V. Gouretski, Y. Yu, H. Liu, e C. Liu (2023). “Annual Cycle in Upper-Ocean Heat Content and the Global Energy Budget”. Em: *Journal of Climate* 36.15, pp. 5003–5026. DOI: [10.1175/jcli-d-22-0776.1](https://doi.org/10.1175/jcli-d-22-0776.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0776.1>.
- Park, J. e S. Nam (2017). “Interannual variability of winter precipitation linked to upper ocean heat content off the east coast of Korea”. Em: *International Journal of Climatology* 38.S1. DOI: [10.1002/joc.5354](https://doi.org/10.1002/joc.5354). URL: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.5354>.
- Park, S. e C. S. Bretherton (2009). “The University of Washington Shallow Convection and Moist Turbulence Schemes and Their Impact on Climate Simulations with the Community Atmosphere Model”. Em: *Journal of Climate* 22.12, pp. 3449–3469. DOI: [10.1175/2008jcli2557.1](https://doi.org/10.1175/2008jcli2557.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JCLI2557.1>.
- Pereira de Oliveira, F. e M. D. Oyama (2015). “Antecedent Atmospheric Conditions Related to Squall-Line Initiation over the Northern Coast of Brazil in July”. Em: *Weather and Forecasting* 30.5, pp. 1254–1264. DOI: [10.1175/waf-d-14-00120.1](https://doi.org/10.1175/waf-d-14-00120.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-14-00120.1>.
- Philip, S., S. Kew, G. J. van Oldenborgh, F. Otto, R. Vautard, K. van der Wiel, A. King, F. Lott, J. Arrighi, R. Singh, e M. van Aalst (2020). “A protocol for probabilistic extreme event attribution analyses”. Em: *Advances in Statistical Climatology, Meteorology and Oceanography* 6.2, pp. 177–203. DOI: [10.5194/ascmo-6-177-2020](https://doi.org/10.5194/ascmo-6-177-2020). URL: <https://doi.org/10.5194/ascmo-6-177-2020>.
- Pimenta, F. M. e A. Kirwan Jr (2014). “The response of large outflows to wind forcing”. Em: *Continental Shelf Research* 89, pp. 24–37.

- Planchon, O., F. Damato, V. Dubreuil, e P. Gouery (2006). “A method of identifying and locating sea-breeze fronts in north-eastern Brazil by remote sensing”. Em: *Meteorological Applications* 13.03, p. 225. DOI: [10.1017/s1350482706002283](https://doi.org/10.1017/s1350482706002283). URL: <https://doi.org/10.1017/s1350482706002283>.
- Plant, R. S. e J.-i. Yano (2015). *Parameterization Of Atmospheric Convection (In 2 Volumes)*. Vol. 1. World Scientific.
- Pohl, M. J., L. W. Lehnert, B. Thies, K. Seeger, M. B. Berdugo, S. R. Gradstein, M. Y. Bader, e J. Bendix (2023). “Valleys are a potential refuge for the Amazon lowland forest in the face of increased risk of drought”. Em: *Communications Earth & Environment* 4.1, p. 198. DOI: <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00867-6>.
- Pollard, R. T., P. B. Rhines, e R. O. R. Y. Thompson (1973). “The deepening of the wind-Mixed layer”. Em: *Geophysical Fluid Dynamics* 4.4, pp. 381–404. DOI: [10.1080/03091927208236105](https://doi.org/10.1080/03091927208236105). URL: <https://doi.org/10.1080/03091927208236105>.
- Porson, A., D. G. Steyn, e G. Schayes (2006). “Sea-breeze scaling from numerical model simulations, part II: Interaction between the sea breeze and slope flows”. Em: *Boundary-Layer Meteorology* 122.1, pp. 31–41. DOI: [10.1007/s10546-006-9092-2](https://doi.org/10.1007/s10546-006-9092-2). URL: <https://doi.org/10.1007/s10546-006-9092-2>.
- Pranić, P., C. Denamiel, e I. Vilibić (2021). “Performance of the Adriatic Sea and Coast (AdriSC) climate component – a COAWST V3.3-based one-way coupled atmosphere–ocean modelling suite: ocean results”. Em: *Geoscientific Model Development* 14.10, pp. 5927–5955. DOI: [10.5194/gmd-14-5927-2021](https://doi.org/10.5194/gmd-14-5927-2021). URL: <http://dx.doi.org/10.5194/gmd-14-5927-2021>.
- Pratiwi, A. (2023). “Identifying precursor of Sumatra squall line”. Em: *E3S Web of Conferences* 464. Ed. por A. Hakam, Fauzan, S. Subbarayan, e A. Safuan A. Rashid, p. 19002. DOI: [10.1051/e3sconf/202346419002](https://doi.org/10.1051/e3sconf/202346419002). URL: <http://dx.doi.org/10.1051/e3sconf/202346419002>.
- Qian, T., C. C. Epifanio, e F. Zhang (2009). “Linear Theory Calculations for the Sea Breeze in a Background Wind: The Equatorial Case”. Em: *Journal of the Atmospheric Sciences* 66.6, pp. 1749–1763. DOI: [10.1175/2008jas2851.1](https://doi.org/10.1175/2008jas2851.1). URL: <https://doi.org/10.1175/2008jas2851.1>.

- Reboita, M. S., M. A. Gan, R. P. d. Rocha, e T. Ambrizzi (2010). “Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica”. Em: *Revista Brasileira de Meteorologia* 25.2, pp. 185–204. DOI: [10.1590/s0102-77862010000200004](https://doi.org/10.1590/s0102-77862010000200004). URL: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862010000200004>.
- Ren, Q., Z. Zhu, L. Hao, e J. He (2016). “The enhanced relationship between Southern China winter rainfall and warm pool ocean heat content”. Em: *International Journal of Climatology* 37.1, pp. 409–419. DOI: [10.1002/joc.4714](https://doi.org/10.1002/joc.4714). URL: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.4714>.
- Ribeiro, F. (2017). “Dispersão de plumas no atlântico tropical e a formação de bandas zonais de baixa salinidade”. Em: *Tese de Mestrado*.
- Rickenbach, T. M. (2004). “Nocturnal Cloud Systems and the Diurnal Variation of Clouds and Rainfall in Southwestern Amazonia”. Em: *Monthly Weather Review* 132.5, pp. 1201–1219. DOI: [10.1175/1520-0493\(2004\)132<1201:ncsatd>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1201:ncsatd>2.0.co;2). URL: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132%3C1201:NCSATD%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132%3C1201:NCSATD%3E2.0.CO;2).
- Rohli, R. V. e C. Li (2021). “Fundamentals of Air-Sea Interactions”. Em: *Meteorology for Coastal Scientists*. Springer International Publishing, pp. 393–398. DOI: [10.1007/978-3-030-73093-2\\_39](https://doi.org/10.1007/978-3-030-73093-2_39). URL: [http://dx.doi.org/10.1007/978-3-030-73093-2\\_39](http://dx.doi.org/10.1007/978-3-030-73093-2_39).
- Romanova, V., A. Köhl, e D. Stammer (2011). “Seasonal cycle of near-surface freshwater budget in the western tropical Atlantic”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116.C7. DOI: <https://doi.org/10.1029/2010JC006650>.
- Rouault, M., P. Florenchie, N. Fauchereau, e C. J. C. Reason (2003). “South East tropical Atlantic warm events and southern African rainfall”. Em: *Geophysical Research Letters* 30.5. DOI: [10.1029/2002gl014840](https://doi.org/10.1029/2002gl014840). URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2002GL014840>.
- Rozante, J. R., D. S. Moreira, L. G. G. de Goncalves, e D. A. Vila (2010). “Combining TRMM and Surface Observations of Precipitation: Technique and Validation over South America”. Em: *Weather and Forecasting* 25.3, pp. 885–894. DOI: [10.1175/2010waf2222325.1](https://doi.org/10.1175/2010waf2222325.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/2010WAF2222325.1>.

- Rudzin, J. E., S. Chen, E. R. Sanabia, e S. R. Jayne (2020). “The Air-Sea Response During Hurricane Irma’s (2017) Rapid Intensification Over the Amazon-Orinoco River Plume as Measured by Atmospheric and Oceanic Observations”. Em: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 125.18. DOI: [10.1029/2019jd032368](https://doi.org/10.1029/2019jd032368). URL: <https://doi.org/10.1029/2019jd032368>.
- Rudzin, J. E., L. K. Shay, e B. J. de la Cruz (2019). “The Impact of the Amazon–Orinoco River Plume on Enthalpy Flux and Air–Sea Interaction within Caribbean Sea Tropical Cyclones”. Em: *Monthly Weather Review* 147.3, pp. 931–950. DOI: [10.1175/mwr-d-18-0295.1](https://doi.org/10.1175/mwr-d-18-0295.1). URL: <https://doi.org/10.1175/mwr-d-18-0295.1>.
- Saha, A., N. Serra, e D. Stammer (2021). “Growth and decay of northwestern tropical Atlantic barrier layers”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 126.5, e2020JC016956. DOI: <https://doi.org/10.1029/2020JC016956>.
- Santos, N. (2004). “LA Análise Observacional das Linhas de Instabilidade Formadas na Costa Norte-Nordeste da América do Sul”. Em: *Trabalho de Conclusão de Curso do Curso de Graduação em Meteorologia da Universidade Federal do Pará*.
- Saravanan, R. e P. Chang (2019). “Midlatitude Mesoscale Ocean-Atmosphere Interaction and Its Relevance to S2S Prediction”. Em: *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*. Elsevier, pp. 183–200. DOI: [10.1016/b978-0-12-811714-9.00009-7](https://doi.org/10.1016/b978-0-12-811714-9.00009-7). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00009-7>.
- Shchepetkin, A. F. e J. C. McWilliams (2005). “The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model”. Em: *Ocean modelling* 9.4, pp. 347–404.
- Shi, L., O. Alves, R. Wedd, M. Balmaseda, Y. Chang, G. Chepurin, N. Ferry, Y. Fujii, F. Gaillard, S. Good, *et al.* (2017). “An assessment of upper ocean salinity content from the Ocean Reanalyses Inter-comparison Project (ORA-IP)”. Em: *Climate Dynamics* 49, pp. 1009–1029. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2868-7>.
- Shin, H. H. e S.-Y. Hong (2015). “Representation of the Subgrid-Scale Turbulent Transport in Convective Boundary Layers at Gray-Zone Resolutions”. Em: *Monthly Weather Review* 143.1, pp. 250–271. DOI: [10.1175/mwr-d-14-00116.1](https://doi.org/10.1175/mwr-d-14-00116.1). URL: <https://doi.org/10.1175/mwr-d-14-00116.1>.

- Silva, M. T., C. R. Alcântara, E. P. d. Souza, R. A. d. Olinda, e W. A. Gonçalves (2017). “Influência da temperatura da superfície do mar na ocorrência de linhas de instabilidade na costa Norte e Nordeste do Brasil”. Em: *Revista Brasileira de Meteorologia* 32, pp. 260–268.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, e J. G. Powers (2005). *A description of the advanced research WRF version 2*. Rel. técn. National Center For Atmospheric Research Boulder Co Mesoscale e Microscale ...
- Song, F., L. R. Leung, J. Lu, T. Zhou, e P. Huang (2023). “Advances in understanding the changes of tropical rainfall annual cycle: a review”. Em: *Environmental Research: Climate* 2.4, p. 042001. DOI: [10.1088/2752-5295/acf606](https://doi.org/10.1088/2752-5295/acf606). URL: <http://dx.doi.org/10.1088/2752-5295/acf606>.
- Sousa, A. C., L. A. Candido, e P. Satyamurty (2021). “Convective Cloud Clusters and Squall Lines along the Coastal Amazon”. Em: *Monthly Weather Review* 149.11, pp. 3589–3608. DOI: [10.1175/mwr-d-21-0045.1](https://doi.org/10.1175/mwr-d-21-0045.1). URL: <https://doi.org/10.1175/mwr-d-21-0045.1>.
- Sousa, J. M. d., L. A. Candido, J. T. d. Silva, R. V. Andreoli, M. T. Kayano, A. O. Manzi, R. A. F. d. Souza, E. B. d. Souza, e S. d. O. Vieira (2019). “Avaliação da Habilidade do Modelo WRF em Representar a Precipitação na Amazônia Usando Diferentes Escalas”. Em: *Revista Brasileira de Meteorologia* 34.2, pp. 255–273. DOI: [10.1590/0102-77863340029](http://dx.doi.org/10.1590/0102-77863340029). URL: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-77863340029>.
- de Souza, D. C. e M. D. Oyama (2017). “Breeze Potential Along the Brazilian Northern and Northeastern Coast”. Em: *Journal of Aerospace Technology and Management* 9.3, pp. 368–378. DOI: [10.5028/jatm.v9i3.787](https://doi.org/10.5028/jatm.v9i3.787). URL: <https://doi.org/10.5028/jatm.v9i3.787>.
- Sprintall, J. e M. Tomczak (1992). “Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics”. Em: *Journal of Geophysical Research* 97.C5, p. 7305. DOI: [10.1029/92jc00407](https://doi.org/10.1029/92jc00407). URL: <https://doi.org/10.1029/92jc00407>.
- Stephens, G. L. (2005). “Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review”. Em: *Journal of Climate* 18.2, pp. 237–273. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI->

3243.1. URL: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/18/2/jcli-3243.1.xml>.

- Stoelinga, M. T. (2006). *Verification and calibration of simulated reflectivity products*. Rel. técn. Technical report, University of Washington.
- Storto, A., S. Dobricic, S. Masina, e P. Di Pietro (2011). “Assimilating along-track altimetric observations through local hydrostatic adjustment in a global ocean variational assimilation system”. Em: *Monthly Weather Review* 139.3, pp. 738–754. DOI: <https://doi.org/10.1175/2010MWR3350.1>.
- Storto, A., S. Masina, e A. Navarra (2016). “Evaluation of the CMCC eddy-permitting global ocean physical reanalysis system (C-GLORS, 1982–2012) and its assimilation components”. Em: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142.695, pp. 738–758. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.2673>.
- Stott, P. A., N. Christidis, F. E. L. Otto, Y. Sun, J.-P. Vanderlinden, G. J. van Oldenborgh, R. Vautard, H. von Storch, P. Walton, P. Yiou, e F. W. Zwiers (2015). “Attribution of extreme weather and climate-related events”. Em: *WIREs Climate Change* 7.1, pp. 23–41. DOI: [10.1002/wcc.380](https://doi.org/10.1002/wcc.380). URL: <https://doi.org/10.1002/wcc.380>.
- Takahashi, N. e T. Hayasaka (2020). “Air–sea interactions among oceanic low-level cloud, sea surface temperature, and atmospheric circulation on an intraseasonal time scale in the summertime north pacific based on satellite data analysis”. Em: *Journal of Climate* 33.21, pp. 9195–9212. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0670.1>.
- Talley, L. D. (2011). *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Academic press.
- Taszarek, M., N. Pilguy, J. T. Allen, V. Gensini, H. E. Brooks, e P. Szuster (2021). “Comparison of convective parameters derived from ERA5 and MERRA-2 with rawinsonde data over Europe and North America”. Em: *Journal of Climate* 34.8, pp. 3211–3237. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0484.1>.
- Thyng, K. M., C. A. Greene, R. D. Hetland, H. M. Zimmerle, e S. F. DiMarco (2016). “True colors of oceanography: Guidelines for effective and accurate colormap selection”. Em: *Oceanography* 29.3. DOI: [10.5670/oceanog.2016.66](https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.66).
- Tomaziello, A. C. N., L. M. V. Carvalho, e A. W. Gandu (2015). “Intraseasonal variability of the Atlantic Intertropical Convergence Zone during austral summer and winter”.

- Em: *Climate Dynamics* 47.5–6, pp. 1717–1733. DOI: [10.1007/s00382-015-2929-y](https://doi.org/10.1007/s00382-015-2929-y). URL: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-015-2929-y>.
- Toride, K., Y. Iseri, A. M. Duren, J. F. England, e M. L. Kavvas (2019). “Evaluation of physical parameterizations for atmospheric river induced precipitation and application to long-term reconstruction based on three reanalysis datasets in Western Oregon”. Em: *Science of The Total Environment* 658, pp. 570–581. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2018.12.214](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.214). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.214>.
- Torrence, C. e G. P. Compo (1998). “A Practical Guide to Wavelet Analysis”. Em: *Bulletin of the American Meteorological Society* 79.1, pp. 61–78. DOI: [10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:apgtwa>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:apgtwa>2.0.co;2). URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079%3C0061:apgtwa%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079%3C0061:apgtwa%3E2.0.co;2).
- Toyoda, T., Y. Fujii, T. Kuragano, M. Kamachi, Y. Ishikawa, S. Masuda, K. Sato, T. Awaji, F. Hernandez, N. Ferry, *et al.* (2017). “Intercomparison and validation of the mixed layer depth fields of global ocean syntheses”. Em: *Climate Dynamics* 49, pp. 753–773. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2637-7>.
- Tsonis, A. A. (2002). *An introduction to atmospheric thermodynamics*. Cambridge University Press.
- Varona, H., D. Veleza, M. Silva, M. Cintra, e M. Araujo (2019). “Amazon River plume influence on Western Tropical Atlantic dynamic variability”. Em: *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 85, pp. 1–15. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2018.10.002>.
- Wang, X.-Y., X. Li, J. Zhu, e C. A. S. Tanajura (2018). “The strengthening of Amazonian precipitation during the wet season driven by tropical sea surface temperature forcing”. Em: *Environmental Research Letters* 13.9, p. 094015. DOI: [10.1088/1748-9326/aadbb9](https://doi.org/10.1088/1748-9326/aadbb9). URL: <http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/aadbb9>.
- Wang, X. e J. R. Key (2005). “Arctic Surface, Cloud, and Radiation Properties Based on the AVHRR Polar Pathfinder Dataset. Part II: Recent Trends”. Em: *Journal of Climate* 18.14, pp. 2575–2593. DOI: [10.1175/jcli3439.1](https://doi.org/10.1175/jcli3439.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3439.1>.

- Wanzeler, R. T. S., C. R. Alcântara, K. S. Santos, e M. T. Silva (2020). “Metodologia preliminar de identificação de relações entre a brisa marítima e linhas de instabilidade amazônicas”. Em: *Ciência e Natura* 42, e29. DOI: [10.5902/2179460x47028](https://doi.org/10.5902/2179460x47028). URL: <https://doi.org/10.5902/2179460x47028>.
- Warner, J. C., B. Armstrong, R. He, e J. B. Zambon (2010). “Development of a Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST) Modeling System”. Em: *Ocean Modelling* 35.3, pp. 230–244. DOI: [10.1016/j.ocemod.2010.07.010](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.07.010). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.07.010>.
- Warner, J. C., C. R. Sherwood, R. P. Signell, C. K. Harris, e H. G. Arango (2008). “Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model”. Em: *Computers and Geosciences* 34.10, pp. 1284–1306. DOI: [10.1016/j.cageo.2008.02.012](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.02.012). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2008.02.012>.
- Webb, E. K. (1970). “Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability”. Em: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 96.407, pp. 67–90. DOI: [10.1002/qj.49709640708](https://doi.org/10.1002/qj.49709640708). URL: <https://doi.org/10.1002/qj.49709640708>.
- Webster, P. J. (2020). *Dynamics of the Tropical Atmosphere and Oceans*. John Wiley & Sons.
- Webster, P. J. e R. Lukas (1992). “TOGA COARE: The coupled ocean–atmosphere response experiment”. Em: *Bulletin of the American Meteorological Society* 73.9, pp. 1377–1416.
- Webster, P. J., A. M. Moore, J. P. Loschnigg, e R. R. Leben (1999). “Coupled ocean–atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98”. Em: *Nature* 401.6751, pp. 356–360.
- Wei, Y. e Z. Pu (2022). “Diurnal cycle of precipitation and near-surface atmospheric conditions over the maritime continent: land–sea contrast and impacts of ambient winds in cloud-permitting simulations”. Em: *Climate Dynamics* 58.9-10, pp. 2421–2449. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0262.1>.
- Westermayer, A. T., P. Groenemeijer, G. Pistochnik, R. Sausen, e E. Faust (2017). “Identification of favorable environments for thunderstorms in reanalysis data”. Em: *Me-*

- teorologische Zeitschrift* 26.1, pp. 59–70. DOI: [10.1127/metz/2016/0754](https://doi.org/10.1127/metz/2016/0754). URL: <http://dx.doi.org/10.1127/metz/2016/0754>.
- Wheeler, M. C. e H. H. Hendon (2004). “An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction”. Em: *Monthly Weather Review* 132.8, pp. 1917–1932. DOI: [10.1175/1520-0493\(2004\)132<1917:aarmmi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1917:aarmmi>2.0.co;2). URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132%3C1917:aarmmi%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132%3C1917:aarmmi%3E2.0.co;2).
- Xie, S.-P. (2022). *Coupled Atmosphere-Ocean Dynamics: From El Nino to Climate Change*. Elsevier.
- Yablonsky, R. M. e I. Ginis (2009). “Limitation of One-Dimensional Ocean Models for Coupled Hurricane–Ocean Model Forecasts”. Em: *Monthly Weather Review* 137.12, pp. 4410–4419. DOI: [10.1175/2009mwr2863.1](https://doi.org/10.1175/2009mwr2863.1). URL: <https://doi.org/10.1175/2009mwr2863.1>.
- Yang, C., S. Masina, A. Bellucci, e A. Storto (2016). “The rapid warming of the North Atlantic Ocean in the Mid-1990s in an eddy-permitting ocean reanalysis (1982–2013)”. Em: *Journal of Climate* 29.15, pp. 5417–5430. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0438.1>.
- Yang, Z.-L., G.-Y. Niu, K. E. Mitchell, F. Chen, M. B. Ek, M. Barlage, L. Longuevergne, K. Manning, D. Niyogi, M. Tewari, e Y. Xia (2011). “The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 2. Evaluation over global river basins”. Em: *Journal of Geophysical Research* 116.D12. DOI: [10.1029/2010jd015140](https://doi.org/10.1029/2010jd015140). URL: <https://doi.org/10.1029/2010jd015140>.
- Yesubabu, V., V. K. Kattamanchi, N. K. Vissa, H. P. Dasari, e V. B. R. Sarangam (2019). “Impact of ocean mixed-layer depth initialization on the simulation of tropical cyclones over the Bay of Bengal using the WRF-ARW model”. Em: *Meteorological Applications* 27.1. DOI: [10.1002/met.1862](https://doi.org/10.1002/met.1862). URL: <https://doi.org/10.1002/met.1862>.
- Yoon, J.-H. e N. Zeng (2010). “An Atlantic influence on Amazon rainfall”. Em: *Climate dynamics* 34.2, pp. 249–264.
- Zambon, J. B., R. He, e J. C. Warner (2014). “Investigation of hurricane Ivan using the coupled ocean–atmosphere–wave–sediment transport (COAWST) model”. Em:

- Ocean Dynamics* 64.11, pp. 1535–1554. DOI: [10.1007/s10236-014-0777-7](https://doi.org/10.1007/s10236-014-0777-7). URL: <http://dx.doi.org/10.1007/s10236-014-0777-7>.
- Zebiak, S. E. (1993). “Air–sea interaction in the equatorial Atlantic region”. Em: *Journal of Climate* 6.8, pp. 1567–1586.
- Zhang, C. e Y. Wang (2017). “Projected Future Changes of Tropical Cyclone Activity over the Western North and South Pacific in a 20-km-Mesh Regional Climate Model”. Em: *Journal of Climate* 30.15, pp. 5923–5941. DOI: [10.1175/jcli-d-16-0597.1](https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0597.1). URL: <https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0597.1>.
- Zhang, C., Y. Wang, e K. Hamilton (2011). “Improved Representation of Boundary Layer Clouds over the Southeast Pacific in ARW-WRF Using a Modified Tiedtke Cumulus Parameterization Scheme\*”. Em: *Monthly Weather Review* 139.11, pp. 3489–3513. DOI: [10.1175/mwr-d-10-05091.1](https://doi.org/10.1175/mwr-d-10-05091.1). URL: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-10-05091.1>.
- Zhang, D. e R. A. Anthes (1982). “A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer—Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data”. Em: *Journal of Applied Meteorology* 21.11, pp. 1594–1609. DOI: [10.1175/1520-0450\(1982\)021%3C1594:ahrmot%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1982)021%3C1594:ahrmot%3E2.0.co;2). URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1982\)021%3C1594:ahrmot%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1982)021%3C1594:ahrmot%3E2.0.co;2).
- Zhang, M. e H. von Storch (2017). “Toward downscaling oceanic hydrodynamics—suitability of a high-resolution OGCM for describing regional ocean variability in the South China Sea”. Em: *Oceanologia* 59.2, pp. 166–176. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.01.001>.
- Zhao, X. e J. C. L. Chan (2016). “Changes in tropical cyclone intensity with translation speed and mixed-layer depth: idealized WRF-ROMS coupled model simulations”. Em: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 143.702, pp. 152–163. DOI: [10.1002/qj.2905](https://doi.org/10.1002/qj.2905). URL: <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2905>.
- Zscheischler, J., O. Martius, S. Westra, E. Bevacqua, C. Raymond, R. M. Horton, B. van den Hurk, A. AghaKouchak, A. Jézéquel, M. D. Mahecha, D. Maraun, A. M. Ramos, N. N. Ridder, W. Thiery, e E. Vignotto (2020). “A typology of compound weather and climate events”. Em: *Nature Reviews Earth and Environment* 1.7, pp. 333–347. DOI:

10.1038/s43017-020-0060-z. URL: <http://dx.doi.org/10.1038/s43017-020-0060-z>.