



MINISTÉRIO DA  
CIÊNCIA, TECNOLOGIA  
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/11.17.15.31-TDI

## EVOLUÇÃO DE NUVENS RASAS À CONVECÇÃO PROFUNDA NA ESTAÇÃO SECA NA AMAZÔNIA CENTRAL: OBSERVAÇÃO E MODELAGEM

Alice Franciéli Henkes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Gilberto Fernando Fisch, e Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 14 de dezembro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45QKLUS>>

INPE  
São José dos Campos  
2021

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE  
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)  
Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
CEP 12.227-010  
São José dos Campos - SP - Brasil  
Tel.:(012) 3208-6923/7348  
E-mail: pubtc@inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):**

**Presidente:**

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

**Membros:**

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)  
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)  
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)  
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon  
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA  
CIÊNCIA, TECNOLOGIA  
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/11.17.15.31-TDI

## EVOLUÇÃO DE NUVENS RASAS À CONVECÇÃO PROFUNDA NA ESTAÇÃO SECA NA AMAZÔNIA CENTRAL: OBSERVAÇÃO E MODELAGEM

Alice Franciéli Henkes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Gilberto Fernando Fisch, e Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 14 de dezembro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45QKLUS>>

INPE  
São José dos Campos  
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Henkes, Alice Franciéli.

H389e      Evolução de nuvens rasas à convecção profunda na estação seca na Amazônia Central: observação e modelagem / Alice Franciéli Henkes. – São José dos Campos : INPE, 2021.  
xx + 119 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/11.17.15.31-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2021.

Orientadores : Drs. Gilberto Fernando Fisch, e Luiz Augusto Toledo Machado.

1. Camada limite atmosférica. 2. Estação seca. 3. Transição matutina. 4. Fluxo de calor. 5. Energia cinética turbulenta.  
I.Título.

CDU 551.510.522

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).



MINISTÉRIO DA  
CIÊNCIA, TECNOLOGIA  
E INOVAÇÕES



**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**  
Serviço de Pós-Graduação - SEPGR

**DEFESA FINAL DE TESE DE ALICE FRANCIÉLI HENKES**  
**BANCA Nº 341/2021, REG 133744/2017.**

No dia 14 de dezembro de 2021, às 14h, por teleconferência, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi **APROVADO(A)** pela Banca Examinadora, por unanimidade (todos os membros aprovaram), em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor(a) em Meteorologia. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca Examinadora e revisão final pelo(s) orientador(es).

**Título: “EVOLUÇÃO DE NUVENS RASAS À CONVECÇÃO PROFUNDA NA ESTAÇÃO SECA NA AMAZÔNIA CENTRAL: OBSERVAÇÃO E MODELAGEM”.**

**Membros da Banca**

Dr. Celso von Randow – Presidente – INPE

Dr. Gilberto Fernando Fisch - Orientador – INPE

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado - Orientador – INPE

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho – Membro Interno – INPE

Dr. Otávio Costa Acevedo - Universidade Federal de Santa Maria - Departamento de Física.

Dr. Cléo Quaresma Dias Júnior – Membro Externo - Instituto Federal do Pará - coordenação de Física (IFPA-Belém)



Documento assinado eletronicamente por **gilberto fernando fisch (E), Usuário Externo**, em 30/12/2021, às 11:51 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Haroldo Fraga de Campos Velho, Pesquisador Titular**, em 30/12/2021, às 15:49 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Cléo Quaresma dias júnior (E), Usuário Externo**, em 30/12/2021, às 15:52 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Celso Von Randow, Chefe da Divisão de Impactos, Adaptação e Vulnerabilidades**, em 30/12/2021, às 16:26 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **LUIZ AUGUSTO TOLEDO MACHADO (E), Usuário Externo**, em 03/01/2022, às 08:52 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **8976209** e o código CRC **D2046631**.

---

---

**Referência:** Processo nº 01340.009225/2021-76

SEI nº 8976209

*"If your Nerve, deny you - Go above your Nerve"*

- EMILY DICKINSON AND CHERYL STRAYED.





## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a minha família pelo apoio, torcida e incentivo nessa jornada.

Agradeço ao Bruno por toda ajuda e apoio e por me permitir viver e compartilhar mais este momento importante da minha vida com ele.

Agradeço imensamente pelo tempo de trabalho que meus orientadores dedicaram à minha formação. Ao Dr. Gilberto Fisch pelo tema da pesquisa, pela paciência, discussão e suporte do início ao fim. Ao Dr. Luiz Augusto Toledo Machado pela motivação, os desafios e pelo apoio quando praticamente tudo não saía como planejado. Ao Dr. Jean-Pierre Chaboureau pela oportunidade que me ofereceu no Laboratoire d'Aérodynamique em Toulouse, pelas discussões e lições sobre o rigor científico.

Agradeço, também, aos membros da Banca, os Drs. Celso von Randow, Haroldo Fraga de Campos Velho, Otávio Costa Acevedo e Cléo Quaresma Dias Júnior pela ajuda na conclusão deste trabalho.

Agradeço ao corpo docente da Universidade Federal de Santa Maria que me formou Meteorologista em 2015. Ao corpo docente do curso de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (PGMET INPE) que me formou Mestre em Meteorologia em 2017.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudo nº 140347/2019-4 e Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos no período entre junho de 2017 a março de 2019.

À secretaria e ao corpo docente da PGMET, por todo apoio durante a realização do curso.

À acolhida e amizade da Natália e Rômulo em Toulouse, que foram fundamentais no momento difícil que foi o início da pandemia. Os agradecimentos são extensivos a todos os amigos e ex-colegas de Toulouse e do LA. Aos colegas e amigos do PGMET, em especial ao Thiago Biscaro e Rayonil Carneiro pelas discussões e ajuda inicial com os dados do GoAmazon.

Agradeço a todos que contribuíram direta ou indiretamente para este projeto.



## RESUMO

Esta pesquisa teve o objetivo de investigar a evolução da Camada Limite Atmosférica (CLA) da Amazônia nos regimes convectivos com transição de nuvens *cumulus* rasas para profundas (ShDeep) e sem transição, ou seja, com apenas formação de nuvens convectivas *cumulus* rasas (ShCu) durante a estação seca do projeto *Green Ocean Amazon* (GoAmazon) 2014-2015. Na análise observacional deste trabalho, os estágios da CLA nas condições ShDeep, desde o período noturno até a fase da camada de mistura com nuvens, são apresentados em comparação com o regime ShCu. As condições dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera, perfis verticais e variáveis próximo à superfície foram utilizados para comparar os dois regimes de nuvens para cada estágio da evolução da CLA. As observações mostram que a duração do estágio de transição matutina é menor nos dias ShDeep, associado com o maior conteúdo integrado da umidade e intenso cisalhamento do vento nas primeiras horas da manhã. Dessa forma, o início da CLA convectiva (camada bem misturada) ocorre mais cedo do que nos dias ShCu. Durante o estágio de crescimento rápido, os movimentos verticais mais intensos na camada sub-nuvem favorecem o aprofundamento CLA através do qual uma parcela de ar pode alcançar o nível de condensação por levantamento, favorecendo o desenvolvimento de nuvens convectivas. Na segunda parte deste trabalho, dois casos de estudo foram analisados com simulações numéricas em alta resolução com o modelo *Meso-scale Non-Hydrostatic model* – Meso-NH. Os resultados das simulações mostraram que o local e o momento do início das nuvens convectivas foram criticamente influenciados pela distribuição vertical da umidade na CLA. Além disso, o efeito brisa de rio mostrou ser crucial para o desenvolvimento de nuvens rasas para a região analisada. Com relação a transição matutina, as simulações com o Meso-NH foram consistentes com as observações, mostrando um início da CLA convectiva mais cedo no caso ShDeep. A simulação indica que a transição mais rápida para o início da CLA convectiva pode ser atribuída a produção mecânica e produção térmica de energia cinética turbulenta (TKE), associada ao maior fluxo de calor sensível na superfície no processo de erosão da inversão noturna. O início mais cedo da CLA convectiva, devido às condições ambientais mais propícias, mostrou ter um importante efeito no movimento vertical, TKE e instabilidade no estágio de crescimento rápido da CLA convectiva. Nessa condições, a fase de crescimento da CLA e a formação de nuvens rasas são fortemente modulados pela instabilidade e pela energia total disponível na CLA, enquanto que a umidade na atmosfera livre é determinante na transição de nuvem convectiva rasa para profunda.

Palavras-chave: Camada Limite Atmosférica. Estação Seca. Transição Matutina. Fluxo de Calor. Energia Cinética Turbulenta.



# FROM SHALLOW TO DEEP CONVECTIVE CLOUD EVOLUTION DURING THE DRY SEASON IN THE CENTRAL AMAZON

## ABSTRACT

This work aimed to investigate the Amazonian Atmospheric Boundary Layer (BL) on shallow convective days (ShCu) and shallow-to-deep convective days (ShDeep) during the dry season using a suite of ground-based measurements from the Observation and Modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon 2014/5) Experiment and modeling results. In the observational analysis, the BL stages in ShDeep days, from the nighttime to the cloudy mixing layer stage, are then described in comparison with ShCu days. Atmospheric thermodynamics and dynamics, environmental profiles, and near-surface variables were employed to compare these two distinct situations for each stage of the BL evolution. Results show that the decrease in time duration of the morning transition on ShDeep days is associated with high humidity and well-established vertical wind shear patterns in the early morning hours. Therefore, the onset of full convection (e.g, well-mixed layer) is earlier on the ShDeep conditions. During the rapid growth stage, vertical mixing in the deeper BL will entrain moist air into the BL through which the air parcel can reach the LCL (thus causing the first cell of shallow cumulus to emerge) and thus favoring deep convection. In the second part of this work, two case studies were analyzed with A 200-m grid spacing LES run with the Meso-scale Non-Hydrostatic model – Meso-NH. The results of the simulations showed that the location and timing of convective cloud onset were critically influenced by the vertical distribution of moisture in the BL. In addition, the river breeze effect has been shown to be crucial for the development of shallow clouds for the analyzed region. In terms of the morning BL condition, the Meso-NH is consistent with the observations, showing an earlier onset of convective CLA on ShDeep case. The simulation results indicates that the shorter morning transition to the onset of convective CLA can be attributed to mechanical production and thermal production of turbulent kinetic energy (TKE), associated with the higher surface sensible heat flux in the erosion process of the nocturnal inversion. Earlier onset of convective BL, due to more favorable environmental conditions, has been shown to have an important effect on vertical motion, TKE, and instability in the rapid growth stage of convective BL. Under these conditions, the BL growth phase and shallow cloud formation are strongly modulated by instability and the total available BL energy, while higher humidity above the BL favors the evolution from shallow to deep cumulus clouds.

Keywords: Atmospheric Boundary Layer. Dry season. Morning Transition. Heat flux. Turbulent Kinetic Energy.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Mapa da localização do sítio T3 do GOAmazon 2014/5. . . . .	9
2.2 Região do domínio da análise do VARANAL. . . . .	10
3.1 Acumulado diário de precipitação durante as estações seca do Go- Amazon2014/5 e período de ocorrência dos eventos de precipitação mostrado no estudo de Ghate e Kollias (2016). . . . .	23
3.2 Imagens do CAPPI de refletividade em 3 km do radar banda S para um caso ShCu e dois casos ShDeep. . . . .	29
3.3 Perfil médio nos horário pré convectivos das 08 HL e 11 HL da umi- dade específica, advecção horizontal de umidade e velocidade vertical (omega) para o regime ShDeep e ShCu. . . . .	31
3.4 Distribuição do IWV em diferentes camadas obtidos pelo perfil das radiossondas . . . . .	33
3.5 Perfil vertical da velocidade do vento horizontal e cisalhamento vertical do vento. . . . .	34
3.6 Evolução temporal horária do saldo de radiação de ondas curtas e longas para o regime ShDeep e ShCu. . . . .	35
3.7 Evolução temporal horária do diagrama de caixas do fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente para o regimes ShDeep e ShCu. . . . .	37
3.8 Evolução temporal horária da altura da camada limite atmosférica para o regime ShDeep e ShCu. . . . .	39
3.9 Evolução da altura nos estágios da Camada Limite Atmosférica . . . .	41
3.10 Classificação dos tipos de nuvem do produto RWP-WACR-ARSCCL para o estudo de casos. . . . .	43
3.11 Perfis verticais entre 50 e 3500 m da umidade relativa, umidade espe- cífica, temperatura potencial e velocidade do vento dos radiossondas lançados no sítio T3 às 1h30, 7h30, 10h30 e 13h30 HL . . . . .	46
3.12 Evolução temporal dos índices de estabilidade para o estudo de ca- sos. . . . .	47
3.13 Evolução temporal das variáveis do balanço de energia próximas da superfície para o estudo de casos. . . . .	51
3.14 Evolução temporal das variáveis meteorológicas próximas da superfície. .	54

3.15	Evolução temporal média da altura da CLA e da altura da camada limite residual para o estudo de casos. . . . .	56
3.16	Evolução temporal da altura da CLA, base da nuvem e desvio padrão da velocidade vertical do vento para o estudo de casos. . . . .	59
3.17	Relação entre a taxa de crescimento da CLA durante a transição matutina e vapor de água integrado entre 50 e 1000 m ( $IWV_{1km}$ ) e o cisalhamento vertical do vento (VWS) para o estudo de casos. . . . .	60
4.1	Domínios da simulação com o modelo Meso-NH e o mapa de uso do solo. . . . .	66
4.2	Imagens de temperatura de brilho no canal $10.8 \mu m$ do satélite Meteosat de segunda geração e temperatura de brilho derivada do Meso-NH para estudo de caso ShCu. . . . .	72
4.3	Imagens de temperatura de brilho no canal $10.8 \mu m$ do satélite Meteosat de segunda geração e temperatura de brilho derivada do Meso-NH para o estudo de caso ShDeep. . . . .	73
4.4	Evolução temporal da distribuição vertical da cobertura de nuvens sobre o T3 simulados pelo Meso-NH e observados pelo <i>Merged</i> RWP-WACR-ARSCL para os casos de estudo. . . . .	74
4.5	Perfis verticais entre 50 e 3000 m da temperatura potencial, umidade específica, e velocidade do vento simulados pelo Meso-NH (linha vermelha) e observados (linha preta) às 1h30, 7h30, 10h30 e 13h30HL para o estudo de caso ShCu. . . . .	77
4.6	Perfis verticais entre 50 e 3000 m da temperatura potencial, umidade específica, e velocidade do vento simulados pelo Meso-NH (linha vermelha) e observados (linha preta) às 1h30, 7h30, 10h30 e 13h30HL para o estudo de caso ShDeep. . . . .	78
4.7	Evolução vertical da velocidade do vento observada pelo LIDAR (painel superior) e simulada pelo Meso-NH (painel inferior) entre 100 e 1500 m para o estudo de caso (a-c) ShCu e (b-d) ShDeep. . . . .	80
4.8	Evolução temporal da velocidade do vento em 10 m e temperatura do ar em 2 m observada e simuladas para os estudo de casos ShCu e estudo de caso ShDeep. . . . .	81
4.9	Evolução temporal da direção do vento e razão de mistura para os casos de estudo. . . . .	83



4.10	Ciclo diário dos fluxos radiativos de ondas curtas e longas simulados pelo Meso-NH e observados (linha preta) para o caso ShCu (linha vermelha, coluna da esquerda) e o caso ShDeep (linha azul, coluna da direita). . . . .	85
4.11	Ciclo diário dos fluxos de superfície simulados pelo Meso-NH e observados pelo sistema ECOR para o caso ShCu e o caso ShDeep. . . .	87
4.12	Ciclo diurno da altura da camada limite atmosférica simulados pelo Meso-NH e observados <i>ceilometer</i> para o caso ShCu e o caso ShDeep.	89
4.13	Evolução temporal simulada da energia cinética turbulenta para o caso ShCu e o caso ShDeep pelo Meso-NH. . . . .	91
4.14	Evolução temporal simulada da velocidade vertical para o caso ShCu e o caso ShDeep pelo Meso-NH. . . . .	93
4.15	Evolução temporal dos perfis verticais da temperatura virtual entre o nascer do sol e início da camada limite convectiva. . . . .	95
4.16	Continuação dos perfis verticais dos termos da equação da tendência da energia cinética turbulenta. . . . .	97
4.17	Ciclo diário simulado do CAPE e CINE, o termo de produção de CAPE referente a CLA (PCAPE), e CLA disequilibrium ( $\theta_e - \theta_{es}$ ) . . . . .	100
5.1	Esquema conceitual da evolução da CLA com nuvens convectivas . . .	106



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Características gerais do radar Doppler banda-S de Manaus . . . . .	11
2.2 Variáveis primárias estimadas pelo <i>ceilometer</i> . . . . .	13
2.3 Definições de tipo de nuvem com base nos limites e espessura da nuvem do produto RWP-WACR-ARSCL. . . . .	14
3.1 Dados utilizados na descrição observacional . . . . .	26
3.2 Parâmetros meteorológicos para cada caso durante a fase de transição matutina. . . . .	61
4.1 Configuração das simulações. . . . .	68



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO GERAL</b> . . . . .	<b>1</b>
1.1 Motivação . . . . .	5
1.2 Objetivo geral . . . . .	5
1.3 Estrutura da Tese . . . . .	6
<b>2 PROJETO GREEN OCEAN AMAZON 2014/5</b> . . . . .	<b>7</b>
2.1 Introdução aos dados . . . . .	7
2.2 Sítio observacional T3 - Manacapuru . . . . .	9
2.3 Dados e produtos . . . . .	9
2.3.1 Dados da análise do VARANAL . . . . .	10
2.3.2 Radar Doppler banda-S . . . . .	11
2.3.3 LIDAR . . . . .	11
2.3.4 <i>Ceilometer</i> . . . . .	12
2.3.5 Máscara de nuvem do <i>Merged RWP-WACR-ARSCL</i> . . . . .	13
2.3.6 SODAR . . . . .	14
2.3.7 Radiossondas . . . . .	15
2.3.8 Variáveis medidas próximo à superfície . . . . .	17
<b>3 A EVOLUÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA COM NUVENS CONVECTIVAS DURANTE A ESTAÇÃO SECA</b> . . . . .	<b>19</b>
3.1 Introdução . . . . .	19
3.2 Revisão de literatura . . . . .	19
3.2.1 Camada Limite Atmosférica . . . . .	19
3.2.2 Influências dos processos da Camada Limite Atmosférica na forma- ção de nuvens convectivas . . . . .	20
3.2.3 As definições de regimes convectivos . . . . .	21
3.3 Dados . . . . .	25
3.4 Seleção dos regimes convectivos na estação seca . . . . .	26
3.5 Análise estatística para as estações secas do Projeto GoAmazon2014/5	29
3.5.1 Condição em grande escala . . . . .	30
3.5.2 Umidade atmosférica e vento horizontal . . . . .	31
3.5.3 Balanço de radiação . . . . .	34
3.5.4 Processos de superfície . . . . .	35

3.5.5	Evolução da altura da Camada Limite Atmosférica . . . . .	38
3.6	Estudo de casos . . . . .	39
3.6.1	Estágios da Camada Limite Atmosférica com nuvens . . . . .	39
3.6.2	Seleção dos casos . . . . .	41
3.6.3	Resultados . . . . .	43
3.6.3.1	Condições ambientais e estabilidade . . . . .	43
3.6.3.2	Ciclo diurno dos efeitos próximo à superfície . . . . .	48
3.6.3.3	Os efeitos da camada limite atmosférica . . . . .	54
3.6.3.4	A transição matutina da CLA e o desenvolvimento de nuvens convectivas . . . . .	56
3.7	Conclusões parciais . . . . .	62
<b>4</b>	<b>SIMULAÇÃO NUMÉRICA EM ALTA RESOLUÇÃO DA CAMADA LIMITE COM NUVENS CONVECTIVAS RASAS E NUVENS CONVECTIVAS PROFUNDAS . . . . .</b>	<b>63</b>
4.1	Introdução . . . . .	63
4.2	Métodos . . . . .	65
4.2.1	Meso-NH simulações em modo LES . . . . .	65
4.2.2	Configuração . . . . .	65
4.2.2.1	Estudo de casos . . . . .	70
4.3	Resultados . . . . .	71
4.3.1	Simulações numéricas em comparação com os campos observados . . . . .	71
4.3.2	Comparação entre as simulações e as observações no sítio T3 . . . . .	73
4.3.3	Simulação ao longo do ciclo diário da CLA com nuvens . . . . .	89
4.4	Conclusões parciais . . . . .	101
<b>5</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS E PERSPECTIVAS . . . . .</b>	<b>103</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>	<b>109</b>

## 1 INTRODUÇÃO GERAL

A Bacia Amazônica possui abundante e diversas condições de nuvens as quais variam de acordo com as mudanças pronunciadas nos regimes sazonais (GIANGRANDE et al., 2017; GIANGRANDE et al., 2020). As nuvens do tipo convectivas são uma característica ubíqua da atmosfera tropical (JOHNSON et al., 1999), e a cobertura de nuvens caracteriza a Amazônia como uma das principais regiões convectivas do sistema climático global (GRECO et al., 1990; LAURENT et al., 2002).

As nuvens convectivas são a principal fonte de precipitação sobre a floresta amazônica (TANAKA et al., 2014). A floresta tropical sobre a região Amazônica abriga uma das maiores biodiversidades sobre a superfície continental e possui um papel crucial no ciclo hidrológico (DRUMOND et al., 2014), ciclo de carbono (HARRIS et al., 2021), no tempo e clima da região (CHAKRABORTY et al., 2020). Os processos de formação de nuvens e precipitação sobre a região envolvem interações complexas entre a superfície terrestre, aerossóis, a dinâmica e a termodinâmica da atmosfera sobrejacente (HOREL et al., 1989; BETTS et al., 2002; NOBRE et al., 2009; BISCARO et al., 2021).

O regime sazonal na região Amazônica é caracterizado por quatro estações de acordo com a variabilidade na ocorrência de precipitação (RAIA; CAVALCANTI, 2008), uma estação chuvosa entre dezembro e maio, uma estação seca entre junho e setembro e duas estações de transição, a estação de transição chuvosa-seca e a estação de transição seca-chuvosa, incluindo os meses de maio e junho, outubro e novembro, respectivamente. Uma quantidade substancial de nuvens convectivas profundas e precipitação ocorre no decorrer de ambas as estações chuvosa, seca e transição (ZHUANG et al., 2017). Todavia, a estação seca é frequentemente caracterizada por nuvens convectivas rasas e, em alguns dias, há o desenvolvimento de nuvens convectivas profundas formadas localmente e/ou forçadas por sistemas em escalas sinótica, as quais ocorrem preferencialmente no início da tarde (GHATE; KOLLIAS, 2016; TANG et al., 2016; GIANGRANDE et al., 2020). Tais eventos de precipitação são considerados um fator crucial para a subsistência da floresta (GHATE; KOLLIAS, 2016).

A representação dos processos físicos da transição de convecção rasa para profunda no ciclo diurno permanece uma das maiores fontes de incerteza em modelos de circulação geral atmosférico (MCGAs) (DELGENIO, 2012). Embora os processos físicos envolvidos em nuvens convectivas sejam bem compreendidos em termos gerais (NUNES et al., 2016; MACHADO et al., 2018; TIAN et al., 2021), eles

ainda não são bem representados pelas parametrizações físicas de subgrade (WU et al., 2009). Dessa maneira, existe uma demanda científica para observar e modelar a variabilidade das interações complexas entre processos de nuvens em regiões pouco amostradas, incluindo regiões tropicais climatologicamente importantes como a região Amazônica (GIANGRANDE et al., 2017). Questões científicas envolvendo observação e modelagem atmosférica motivaram a realização da campanha experimental Observações e Modelagem Green Ocean Amazon nos anos de 2014 e 2015 (GoAmazon2014/5) na região Central da Amazônia (MARTIN et al., 2016; MARTIN et al., 2017). Assim o GoAmazon 2014/5 permitiu estudar essas questões relacionadas ao ciclo de vida das nuvens convectivas, a transição de convecção rasa a profunda, a complexa interação entre nuvens convectivas, a camada limite atmosférica (CLA) da Amazônia e a vegetação (floresta e pastagem) subjacente durante as estações chuvosa e seca.

Ambientes com maior (menor) conteúdo de umidade possuem a característica de favorecer (inibir) a transição de nuvens *cumulus* rasas para *cumulus* profundos (ZHUANG et al., 2017). Dessa forma, o perfil de umidade entre as estações podem explicar o comportamento da variação sazonal da transição de convecção rasa para profunda. No ciclo diurno da estação chuvosa, observa-se uma maior cobertura de nuvens rasas antes do desenvolvimento de nuvens convectivas profundas, maior fração de nuvem e prolongado pico de precipitação diurna (ZHUANG et al., 2017). Na estação seca, com menor conteúdo de umidade disponível, a transição para convecção profunda ocorre eventualmente mais tarde no dia com uma menor fração de cobertura de nuvem (BISCARO et al., 2021). A estação seca é associada a subsidência em larga escala (COLLOW et al., 2016) que reduz a disponibilidade de umidade na média troposfera e suprime o desenvolvimento de nuvens convectivas profundas (TANG et al., 2016; GIANGRANDE et al., 2020). Além do mais, nota-se que a probabilidade de ocorrência da transição da convecção rasa para profunda está fortemente ligada à disponibilidade de umidade na CLA (SCHIRO; NEELIN, 2018).

Os três estágios de desenvolvimento de nuvens convectivas, isto é *cumulus* rasas (com topo de até 3 km de altura), *cumulus* congestus (com topo entre 3 e 8 km de altura) e nuvens convectivas profundas (com topos que atingem mais de 8 km de altura), dependem principalmente das condições termodinâmicas do ambiente pré-convectivo. Giangrande et al. (2020) definiram, por meio de uma análise de *cluster*, cinco regimes termodinâmicos (R1, R2, R3, R4 e R5), os quais acompanham os diferentes modos da convecção na região central da Amazônia.



Três desses regimes compreendem a estação seca (R1, R2 e R3; nos meses de junho a setembro), um abrange a estação de transição (R4; meses de maio, outubro e novembro) e o último regime é associado a estação chuvosa (R5; nos meses de dezembro a abril).

Os três regimes da estação seca indicam as menores frequências de ocorrência de nuvens (GIANGRANDE et al., 2020). O regimes R1 refere-se a um padrão termodinâmico com o menor conteúdo de umidade (ambiente seco) desde a baixa até a média troposfera entre os cinco regimes e conseqüentemente a ausência de desenvolvimento de nuvens convectivas profundas. A frequência de nuvens com profundidade média (como exemplo de *cumulus congestus*) e altas nos regimes da estação seca é significativamente baixa comparada com os regimes úmidos. Os regimes R2 e R3 são, comparado ao R1, mais úmidos e propensos a aumento de cobertura de nuvens convectivas *cumulus* rasas entre o meio da manhã e desenvolvimento de nuvens convectivas profundas isoladas à tarde. Nuvens precipitantes no período noturno são geralmente associadas a sistemas convectivos de mesoescala que se propagam e relacionados ao regime R3, o regimes relativamente mais úmido comparado com R2 e R1 (GIANGRANDE et al., 2020).

Os padrões termodinâmicos com maiores conteúdo de umidade (regimes R4 e R5) são observados nas estações de transição e chuvosa, respectivamente, e conseqüentemente um ciclo diurno com transição gradual entre nuvens *cumulus* rasas e nuvens convectivas profundas. Da mesma forma, durante os regimes R4 e R5 são observadas as maiores frequências de nuvens *congestus* e nuvens convectivas profundas organizadas. O regime R5 indica uma maior frequência de nuvens de todos os tipos entre os 5 regimes, e também uma maior frequência de nuvens médias *congestus* durante a noite e um típico padrão trimodal de distribuição de nuvens convectivas como notado em outras regiões tropicais (JOHNSON et al., 1999).

O comportamento médio do crescimento da CLA na Amazônia depende do tipo de vegetação da superfície (floresta ou pastagem) e da atmosfera sobrejacente. Sobre a superfície vegetada, a CLA responde ao aquecimento diurno e a alta taxa de evapotranspiração do tipo de vegetação (BETTS et al., 2002; FISCH et al., 2004; RANDOW et al., 2004). Na região de floresta, a evapotranspiração permanece alta e com pouca variação durante o ano, dado o solo úmido e as raízes profundas das árvores. Dessa maneira, o comportamento da CLA não varia

de forma significativa entre as estações seca e chuvosa. Nas regiões desmatadas (áreas de pastagem), entretanto, o comportamento da evapotranspiração e umidade do solo acompanham a variação sazonal da precipitação da Amazônia (GERKEN et al., 2017). A umidade do solo é um dos fatores que impacta o desenvolvimento da altura da CLA, pois afeta a partição da energia disponível em fluxos de calor latente e sensível na superfície. Logo, as diferenças nos fluxos superficiais influenciam no crescimento da CLA convectiva entre as estações chuvosa e seca (FISCH et al., 2004; CARNEIRO et al., 2020).

Na fase da CLA convectiva, nuvens convectivas iniciam a formação assim que termas (células de convecção) atingem o seu nível de condensação por levantamento (STULL, 1988). O ritmo em que isso ocorre depende do tempo de duração da transição matutina (tempo necessário para erodir a camada limite estável), da cobertura de nuvens, umidade em superfície entre outros fatores (MARTIN et al., 1988; ANGEVINE et al., 2001). O crescimento da CLA convectiva e o entranhamento das termas da CLA são ambos dependentes dos fluxos de energia na superfície no período diurno (ANGEVINE et al., 2020). O entranhamento de ar da atmosfera livre no topo do CLA atua para secar a CLA e reduzir o potencial para convecção profunda. Contudo, se a umidade for suficiente na baixa troposfera, ela favorece a transição de nuvens convectivas rasas para nuvens convectivas profundas (TIAN et al., 2021).

Para condições convectivas sobre a pastagem da Amazônia Central, Carneiro e Fisch (2020) mostraram que a altura da CLA é, em média, 500 m maior na estação seca quando comparada à estação chuvosa. A estação chuvosa raramente está livre de nuvens (BETTS et al., 2009), desse modo a cobertura de nuvem influencia diretamente a insolação ao nível da superfície, reduzindo assim a intensidade das termas e influenciando o crescimento da CLA convectiva. Em contrapartida, em dias inicialmente livres de nuvens como ocorre na estação seca, o aumento constante de calor sensível faz com que a CLA convectiva cresça e atinja seu valor máximo ao meio dia local (CARNEIRO; FISCH, 2020; BISCARO et al., 2021). Durante o estágio da CLA em que nuvens convectivas profundas produzem precipitação, o resfriamento latente da evaporação da chuva resfria as parcelas de ar que eventualmente apresentam empuxo negativo. As correntes de ar descendentes geradas pela precipitação, por sua vez, introduzem ar mais frio e seco de cima do CLA (e base das nuvens) na superfície. Esse processo é ocasionado porque o fluxo de ar tem propriedades termodinâmicas e dinâmicas diferentes da massa de ar próxima à superfície, o qual perturba a evolução média

do CLA (OLIVEIRA et al., 2020).

## 1.1 Motivação

Na estação seca a precipitação, em sua grande maioria, é proveniente de nuvens convectivas profundas que se desenvolvem de forma não-organizadas após o meio dia local, resultado da interação entre superfície e a atmosfera (FITZJARRALD et al., 2008; TANAKA et al., 2014; GHATE; KOLLIAS, 2016; TIAN et al., 2021). Nesse contexto, mesmo em dias em que intensa atividade convectiva ocorre, a CLA pode ser idealizada como uma progressão através de fases distintas, entre os períodos noturno e diurno, até a fase da CLA em que as nuvens de *cumulus* rasas evoluem para nuvens convectivas profundas. Esta pesquisa de Tese aborda, em particular, a estrutura da CLA amazônica e os processos físicos e condições que determinam o desenvolvimento de nuvens convectivas rasas e sua transição para nuvens convectivas profundas durante a estação seca na Amazônia Central.

Em vista do exposto, esta Tese tem como objetivo responder às seguintes questões científicas:

Qual é o papel da coluna de vapor d'água na caracterização da interação superfície-atmosfera e formação de nuvens convectivas?

Os processos da superfície, da camada limite atmosférica e das circulações locais de vento são responsáveis por caracterizar o desenvolvimento da nuvem rasa e a sua evolução para nuvem profunda no ciclo diurno?

## 1.2 Objetivo geral

Aprofundar o entendimento sobre a evolução da camada limite atmosférica e nos processos de formação de nuvens convectivas rasas e sua transição para profundas durante a estação seca na Amazônia Central.

Com este objetivo principal, pretende-se especificamente:

- Descrever as condições ambientais, os processos de superfície, a evolução da camada limite atmosférica, utilizando o conjunto de dados observacionais do GOAmazon 2014/5, para dias com nuvens convectivas rasas com/sem transição para profundas durante a estação seca;
- Compreender a importância dos processos físicos na simulação em alta resolução de dois casos de estudo com o modelo numérico de mesoes-

cala Meso-NH ao longo do ciclo diário da CLA com nuvens convectivas na estação seca;

- Propor um esquema conceitual da meteorologia da CLA que influenciam na formação de nuvens convectivas rasas e na sua transição para profundas na estação seca na Amazônia.

### **1.3 Estrutura da Tese**

A presente Tese está estruturada da seguinte forma: o capítulo 2, apresenta uma revisão sobre o Projeto GoAmazon2014/5 bem como uma descrição dos dados e produtos relevantes para este estudo. Os resultados da análise observacional com a base de dados do GoAmazon é apresentado no capítulo 3. Os resultados das simulações com o modelo não-hidrostático Meso-NH é apresentado no capítulo 4. Por fim, são apresentadas as conclusões gerais e perspectivas no Capítulo 5.

## 2 PROJETO *GREEN OCEAN AMAZON* 2014/5

### 2.1 Introdução aos dados

O projeto *Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon* (GoAmazon 2014/5) foi um experimento colaborativo internacional que ocorreu nos arredores da cidade de Manaus no estado do Amazonas, Brasil, no período de Janeiro de 2014 à Dezembro de 2015. O objetivo principal do GoAmazon2014/5 foi aferir as interações entre pluma de poluição gerada na cidade de Manaus, as nuvens e a vegetação (floresta e pastagem) (MARTIN et al., 2016). Os locais dos sítios experimentais foram escolhidos em pontos específicos para amostrar os extremos da atmosfera limpa local bem como os efeitos da pluma de poluição de Manaus. Como descrito em Martin et al. (2016) a localização dos sítios experimentais variam com pontos de "tempo" em relação a poluição: o tempo zero (T0, sítio da torre ATTO) a contravento da poluição, o sítio com tempo um (T1, INPA campus Manaus) e dois (T2, adjacente ao rio Negro) são sítios mais distantes de Manaus, mas dentro da região média de ação da pluma de poluição da cidade de Manaus, e sítio experimental tempo três (T3) que é o mais afastado da poluição

Durante os dois anos do projeto um conjunto de instrumentos conhecido como *ARM Mobile Facility 1* (AMF1) (MATHER; VOYLES, 2013) foram disponibilizados pelo programa *Atmospheric Radiation Measurement* (ARM) do Departamento de Energia dos Estados Unidos da América e instaladas no sítio experimental próximo a Manacapuru (o sítio "T3"). Também, durante o ano de 2014, ocorreram períodos de operações intensivas (IOP, acrônimo em inglês de *Intensive Operating Period*) entre os meses de fevereiro-março (IOP1, estação chuvosa) e setembro-outubro (IOP2, estação seca). Nos IOPs voos com aviões instrumentados e observações adicionais de radiossondas (às 10h30 HL) foram realizadas.

Os principais objetivos do projeto centraram-se em amostrar as propriedades do ciclo de vida das nuvens, dos aerossol e as interações nuvens-aerossol-vegetação (MARTIN et al., 2016; MARTIN et al., 2017). A expressão *Green Ocean* refere-se a similaridades entre as concentrações de partículas de aerossol e a microfísica de nuvens entre a Bacia Amazônica e outras regiões oceânicas remotas em condições limpas (não poluídas) da estação chuvosa como notado em Williams et al. (2002). Na estação chuvosa, a população de partículas na atmosfera está em equilíbrio dinâmico com o ecossistema (que os produz direta e indiretamente) e o ciclo hidrológico (que os remove por meio de precipitação)

(MARTIN et al., 2016). No entanto, na estação seca as concentrações de partículas de aerossol aumentam em mais de uma ordem de grandeza devido à queima de biomassa e que pode ser uma importante fonte de poluição regional. (ARTAXO et al., 2002).

Dentro do contexto do GOAmazon2014/5 em compreender o ciclo de vida das nuvens na Amazônia, a compreensão de vários processos físicos evoluíram com o projeto. As diferenças entre as estações chuvosa e seca foram examinadas a partir de uma variedade de perspectivas (MACHADO et al., 2018). Importantes diferenças sazonais na transição de nuvens convectivas rasas para nuvens convectivas profundas também foram identificadas pelas características ambientais próprias de cada estação (ZHUANG et al., 2017). Foram descritos e quantificados vários fatores associados com a complexidade na formação de nuvens convectivas na Amazônia, por exemplo o conteúdo de umidade na troposfera (GHATE; KOLLIAS, 2016; ZHUANG et al., 2017), a estrutura da CLA (CARNEIRO; FISCH, 2020), o ciclo diurno da interação superfície e atmosfera (TIAN et al., 2021), o efeito de partículas de aerossol (CECCHINI et al., 2017; CHAKRABORTY et al., 2018), condições em grande escala (TANG et al., 2016), os efeitos radiativos (GIANGRANDE et al., 2017), padrões termodinâmicos (GIANGRANDE et al., 2020), frente de rajada, resultante das correntes descendente que surgem devido à evaporação da precipitação (SCHIRO; NEELIN, 2018) e piscinas frias (TIAN et al., 2021) entre outros.

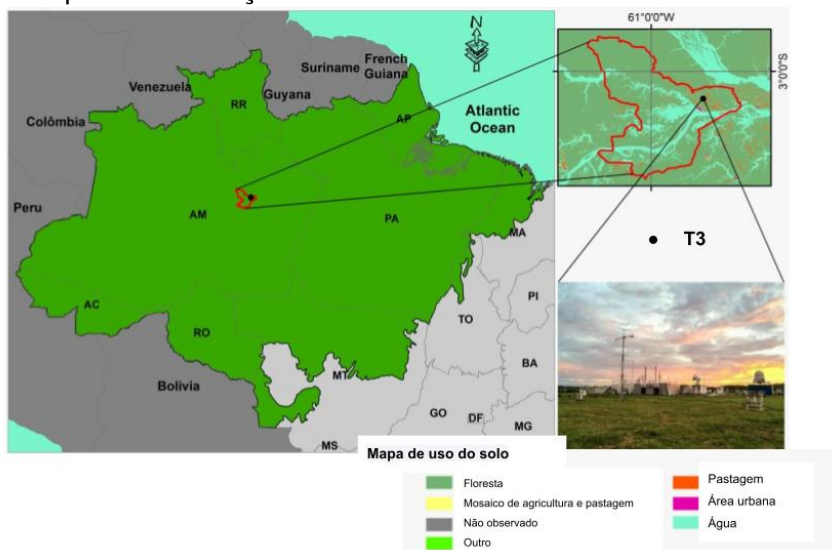
Nuvens *cumulus* rasas (sem evolução para nuvens profundas) ocorrem preferencialmente na estação seca da Amazônia (GIANGRANDE et al., 2017). Contudo, esse tipo de nuvem preexistem no ambiente dos regimes com nuvens convectivas profundas. Segundo Tian et al. (2021) as nuvens convectivas rasas que precedem a convecção profunda são normalmente maiores (com a espessura de cerca de 1,5 km) quando comparado ao regime que apresentam somente o desenvolvimento de nuvens *cumulus* rasas (com espessura de cerca de 400 m). As nuvens *cumulus* rasas são uma consequência do desenvolvimento da CLA convectiva, a qual é modulada pelos fluxos turbulentos na superfície. Neste trabalho busca-se, com a base de dados do GoAmazon, descrever como ocorre a evolução da CLA na estação seca, especificamente para casos em que as nuvens *cumulus* rasas evoluem para nuvens convectivas profundas e quando seu ciclo de vida se restringe a *cumulus* rasos. Dessa forma, as observações coletadas no sítio experimental T3 são analisadas nos regimes de nuvens convectivas rasas e nuvens convectivas profundas para as estações seca (junho-setembro) do GoAmazon2014/5. Neste capítulo, uma visão geral dos dados e os produtos

são apresentados utilizados na análise observacional (Capítulo 3), os quais foram utilizados para avaliação e discussão das simulações numéricas (Capítulo 4).

## 2.2 Sítio observacional T3 - Manacapuru

Os dados desta pesquisa se restringem ao sítio T3 onde foi montado o maior conjunto de equipamentos do GoAmazon. O T3 ( $03^{\circ} 12' 36''\text{S}$ ,  $60^{\circ} 36' 00''\text{W}$ ) foi o principal sítio observacional de pesquisa do GoAmazon2014/5. O sítio estava localizado em uma região de pastagem de 2,5 km por 2 km rodeado de floresta nativa, a uma elevação de 50 m acima do nível do mar, a aproximadamente 70 km a oeste de Manaus. A descrição completa do local, sua localização, instrumentação e visão geral das observações podem ser encontradas em [Mather e Voyles \(2013\)](#), [Martin et al. \(2016\)](#), [Giangrande et al. \(2017\)](#). A localização espacial dos instrumentos na região central da Amazônia é mostrada na Figura 2.1.

Figura 2.1 - Mapa da localização do sítio observacional T3 do GOAmazon 2014/5.



Fonte: Adaptado de [Carneiro e Fisch \(2020\)](#).

## 2.3 Dados e produtos

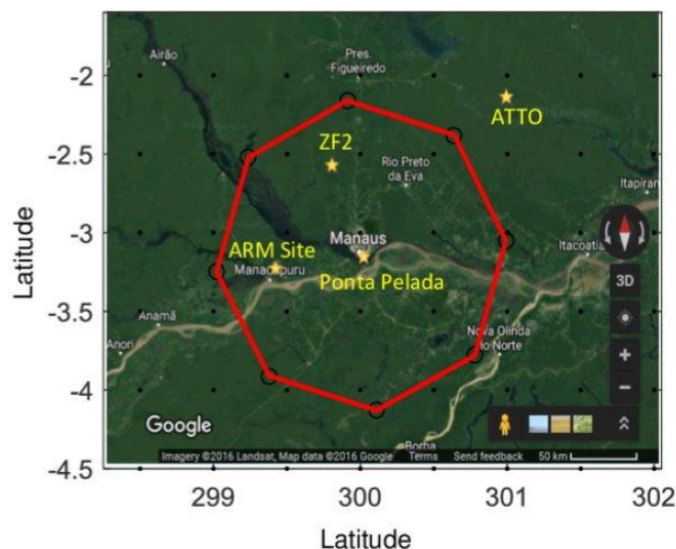
Nesta seção apresenta-se uma breve descrição dos instrumentos, dados e produtos utilizados. Todos os dados descritos aqui, exceto os dados do radar meteorológico banda-S, podem ser encontrados no arquivo ARM em <https://>

[//www.arm.gov/research/campaigns/amf2014goamazon](http://www.arm.gov/research/campaigns/amf2014goamazon).

### 2.3.1 Dados da análise do VARANAL

Forçantes em grande escala como velocidade vertical e umidade foram obtidas da análise do ARM *VARIational ANALysis* (VARANAL) (TANG et al., 2016). A análise do VARANAL é resultado da combinação da análise de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  do *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), da estimativa de precipitação do radar Doppler banda-S do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) próximo ao Aeroporto de Ponta Pelada, observações no topo da atmosfera do 13th Geostationary Operational ENvironmental Satellite (GOES-13), dados das estações de superfície, radiação e fluxos turbulentos nos sítios observacionais T3 ("ARM site"), K34 (ZF2) e *Amazon Tall Tower Observatory* (ATTO). Como resultado os dados do VARANAL são representativos de um domínio com um raio aproximado de 110 km centrada em Ponta Pelada. A resolução temporal média é de 3 h e resolução vertical é de 25 hPa representativa do domínio da análise. A Figura 2.2, adaptada de Tang et al. (2016), ilustra o domínio que compreende a distribuição espacial das observações assimiladas na análise do ECMWF.

Figura 2.2 - Região do domínio da análise do VARANAL representada pelo octógono vermelho. As localizações dos sítios de observação são indicadas por pentagramas amarelos.



Fonte: Adaptado de Tang et al. (2016).



### 2.3.2 Radar Doppler banda-S

O campo de refletividade re-amostrado em uma grade regular de 1 km por 1 km do produto CAPPI (do inglês *Constant altitude plan position indicator*) com altura de 3 km foram obtidos deste radar. Descrição detalhada deste radar, incluindo os ângulos de elevação e processamento do CAPPI, podem ser encontrados em [Biscaro \(2020\)](#). A Tabela 2.1 mostra características da configuração do radar. Estes dados foram processados e disponibilizados na resolução temporal de 12 min pelo Dr. Thiago Biscaro da Divisão de Satélites e Sensores Meteorológicos do INPE.

Tabela 2.1 - Características gerais do radar Doppler banda-S de Manaus.

Altitude	102,4 m
Latitude	-3,149
Longitude	-59,991
Polarização	horizontal
Frequência	3 GHz
Comprimento de onda	10 cm
Largura de feixe	1, 98°
Resolução radial	500 m
Frequência de repetição de pulso	620 Hz
Alcance	240 km
Número de elevações	17
Frequência temporal	12 min
Observáveis	Refletividade, velocidade radial, largura espectral

Fonte: Adaptado de [Biscaro \(2020\)](#).

### 2.3.3 LIDAR

As velocidades horizontais do vento foram obtidas do *Light Detection and Ranging* (LIDAR). O LIDAR é um dispositivo de sensoriamento remoto que transmite pulsos de luz e o seu receptor detecta a luz retroespalhada por camada de partículas de aerossol ou pelas nuvens. O princípio do LIDAR é medida da distância por meio do intervalo de tempo entre a emissão do pulso e a recepção do sinal pelo receptor. O LIDAR opera no canal do infravermelho próximo e é sensível à retroespalhamento de partículas aerossóis. Os aerossóis são abundantes na troposfera inferior e se comportam como traçadores ideais dos ventos atmosféricos ([NEWSOM; KRISHNAMURTHY, ARM, 2020](#)). Dessa forma, é possível obter como

produtos o perfil vertical da evolução temporal das componentes do vento a partir dos dados do LIDAR (ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT (ARM), 2014e). A frequência temporal das variáveis dos produtos LIDAR são médias de 20 min e altura varia aproximadamente de 100 m a 1500 m.

#### 2.3.4 *Ceilometer*

A base de nuvens e altura da CLA são estimadas pelo instrumento Vaisala laser *ceilometer* (ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT (ARM), 2014d). O *ceilometer* é um dispositivo de sensoriamento remoto do tipo LIDAR que detecta a luz retroespalhada pela nuvem, pela precipitação, e camada de partículas de aerossol. As medidas da intensidade do retroespalhamento ótico, em função da distância, são usadas para derivar as variáveis primárias como a altura da base das nuvens, visibilidade vertical e altura da CLA em até três camadas simultaneamente. A Tabela 2.2 mostra as variáveis primárias derivadas das variáveis diagnóstica e as respectivas quantidades mensuradas utilizada nesse estudo. A incerteza associada à medida da altura da base da nuvem e altura da CLA é aproximadamente  $\pm 5$  m (MORRIS, 2016).

Para nuvens com a base acima ou no topo da CLA, foi utilizada a estimativa da base de nuvem mais baixas a partir do *ceilometer*. Para a altura da CLA o *ceilometer* estima três candidatos para altura CLA fornecidos pelo software Vaisala BL-view com resolução de 16 s (ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT (ARM), 2014d). A abordagem de estimativa para CLA utilizada pelo algoritmo é baseada na determinação de camadas associadas com o perfil de gradiente de retroespalhamento do aerossol (variável diagnóstica) como possíveis candidatos à altura CLA. Como a maior concentração de aerossol frequentemente ocorre na base (ou interior) da zona de entranhamento em condições convectivas ou ao nível da inversão de temperatura que limita a camada residual em condições neutras estratificadas. O primeiro candidato está associado à altura da CLA enquanto os outros (segunda e terceira estimativas) com camadas residuais (POLTERA et al., 2017; CARNEIRO; FISCH, 2020). Portanto, o primeiro candidato à altura CLA foi usado para determinar a altura durante a evolução diurna da CLA atmosférica. O segundo e terceiro candidatos para a altura CLA foram usados para estimar a altura da CLA residual.

Tabela 2.2 - Variáveis primárias estimadas pelo *ceilometer* disponibilizada pelo ARM. A frequência temporal da estimativa para ambas as alturas detectadas da base de nuvem e altura da CLA é de 16 segundos. O nome da variável refere-se às variáveis encontradas no arquivo CEILPBLHT (*ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT (ARM)*, 2014d).

Nome da variável	Quantidade mensurada
first_cbh	A altura mais baixa da base das nuvens detectada
second_cbh	A segunda altura mais baixa da base das nuvens detectada
third_cbh	Terceira altura da base das nuvens detectada
bl_height_1	Primeiro candidato para a altura da CLA
bl_height_2	Segundo candidato para a altura da CLA
bl_height_3	Terceiro candidato para a altura da CLA

Fonte: Adaptado de Morris (2016).

### 2.3.5 Máscara de nuvem do *Merged RWP-WACR-ARSCL*

O perfil vertical da evolução temporal dos tipos nuvens para a seleção dos regimes convectivos foi extraído do produto *Active Remote Sensing of Clouds (ARSCL)* disponibilizado pelo arquivo ARM (FENG; GIANGRANDE, 2018). O ARSCL combina dados de refletividade de ambos radares de nuvem de banda W (WACR, do inglês *W-band Cloud Radar Activ*) e do radar perfilador de vento (RWP, do inglês *Radar Wind Profiler*) como também, os estimativa da base de nuvem do *Micropulse Lidar e ceilometer*.

A atualização do produto ARSCL para o GoAmazon2014/5 com os dois radares (WACR e RWP) permitiu uma melhor representação e definição do topo das nuvens convectivas profundas precipitantes da Amazônia. O WACR é um radar Doppler de uma antena na frequência de 95-GHz com apontador vertical que possui um comprimento de onda de  $\lambda \approx 3,2$  mm e é sensível a pequenas gotas líquidas e cristais de gelo (GIANGRANDE et al., 2017). O RWP é um radar Doppler do tipo perfilador de vento. O RWP trabalha com frequência de 1290 MHz e comprimento de onda de  $\lambda \approx 23,2$  cm (GIANGRANDE et al., 2016). O RWP consegue melhor detectar altura do topo de nuvens em eventos com intensa precipitação e o WACR é sensível a pequenas gotas líquidas e cristais de gelo, como exemplo nuvens baixas e rasas (GIANGRANDE et al., 2012). O LIDAR e *ceilometer* são combinados para uma melhor estimativa da base de nuvens baixas e altas (FENG; GIANGRANDE, 2018). O LIDAR é sensível em detectar nuvens altas e finas e o

*ceilometer* detecta a base das nuvens até uma altura aproximada de 7000 m.

A classificação de tipo de nuvens no RWP-WACR-ARSCL inclui sete tipo de nuvens, a saber: as nuvens *cumulus* rasas, *cumulus congestus*, nuvens convectivas profundas, *altocumulus*, *altostratus*, *cirrostratus* e *cirrus*. A Tabela 2.3 mostra as definições dos limites de base, topo e espessura das nuvens (FENG; GIANGRANDE, 2018).

Tabela 2.3 - Definições de tipo de nuvem com base nos limites e espessura da nuvem do produto RWP-WACR-ARSCL.

Tipo de nuvem RWP-WACR-ARSCL	Altura base da nuvem	Altura topo da nuvem	Espessura da nuvem
Nuvem rasa ( <i>Shallow</i> )	< 3 km	< 3km	sem restrição
<i>Cumulus Congestus</i>	< 3 km	3-8 km	≥ 1,5 km
Convecção Profunda ( <i>Deep Convection</i> )	< 3 km	> 8 km	≥ 5 km
<i>Altocumulus</i>	3-8 km	3-8 km	< 1,5 km
<i>Altostratus</i>	3-8 km	3-8 km	≥ 1,5 km
<i>Cirrostratus</i>	3-8 km	> 8 km	≥ 1,5 km
<i>Cirrus</i>	> 8 km	> 8 km	sem restrição

Fonte: Adaptado de Giangrande et al. (2017).

### 2.3.6 SODAR

Informações dos perfis tridimensionais de velocidade e direção do vento foram obtidas por meio do *Sonic Detection and Ranging (SODAR) wind profiler (ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT (ARM), 2014g)*. O SODAR opera transmitindo energia acústica para a atmosfera e medindo a intensidade e frequência da energia retroespalhada. A intensidade do sinal de retroespalhamento é determinada pela intensidade de flutuações de umidade e/ou temperatura na atmosfera. Assume-se que o espalhamento de elementos na atmosfera movem-se com o vento e assim calcula-se os perfis de vento em função da variação da frequência devido ao efeito Doppler (COULTER, 2020). O arquivo ARM disponibiliza os dados do SODAR processados em médias de 30 min entre 30 m a 400 m de altitude.

### 2.3.7 Radiossondas

Observações meteorológicas do ar superior das condições ambientais foram obtidas por meio de perfis de radiossondagens (ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT (ARM), 2014c) em intervalos regulares de lançamento a cada de 6 h, nos horários das 01:30, 07:30, 13:30, e 19:30 HL e durante a IOPs houve um lançamento da sondagem adicional no horário das 10:30 HL. As radiossondagens fornecem valores da pressão, altitude, coordenadas geográficas (latitude e longitude) para se calcular a velocidade do vento e direção, temperatura, umidade relativa. Devido à resolução vertical e as condições atmosféricas que variam a cada lançamento, os dados foram interpolados linearmente para uma resolução vertical de 20 m. A partir dos perfis das variáveis fornecidas pela radiossonda foram calculadas outras variáveis para o estudo da CLA e nuvens convectivas, como umidade específica, temperatura potencial, entre outras, e também índices termodinâmicos.

#### *Temperatura potencial*

A temperatura potencial ( $\theta$ ) é calculada por meio da equação de Poisson, usando os valores de temperatura e pressão fornecidos pela radiossondagem, de forma que:

$$\theta = T(p_0/p)^\kappa \quad (2.1)$$

onde T é a temperatura do ar,  $p_0$  é a pressão de referência, p a pressão atmosférica e  $\kappa \approx 0,2854$  refere-se a constante de Poisson.

#### *Umidade atmosférica*

A razão de mistura (r) relaciona a massa de vapor d'água em relação à massa de outros gases na atmosfera. A razão de mistura é calculada pela pressão parcial do vapor d'água (e) e a pressão atmosférica.

$$r = \epsilon \frac{e}{p - e} \quad (2.2)$$

onde  $\epsilon \approx 0,622$  refere-se a razão entre o peso molecular da água e o peso molecular do ar seco. A pressão parcial do vapor d'água ( $e$ ) =  $6,11 \left( \frac{17,61T_d}{T_d + 243,5} \right)$ ; onde  $T_d$  é a temperatura de ponto de orvalho.

A umidade específica ( $q$ ) é razão da massa de vapor d'água por unidade de massa de ar e pode ser calculada considerando a pressão parcial do vapor d'água e valores pressão, como:

$$q = \epsilon \frac{e}{p - e(1 - \epsilon)} \quad (2.3)$$

### *Temperatura virtual*

A temperatura virtual ( $T_v$ ) refere-se a temperatura que o ar seco teria se sua pressão e densidade fossem iguais às de uma determinada amostra de ar úmido.  $T_v$  é calculada a partir da razão de mistura e temperatura do ar:

$$T_v = T \frac{r + \epsilon}{\epsilon(1 + r)} \quad (2.4)$$

Os valores de vapor d'água integrado - IWV (acrônimo em inglês de *Integrated Water Vapor*) foram obtidos pelos perfis das radiossondas (Equação 2.5) e referem-se a quantidade de vapor d'água (razão de mistura) integrado em uma coluna vertical atmosférica específica por meio da profundidade de uma radiossonda.

$$IWV = -\frac{1}{\rho_l g} \int_{p_{inferior}}^{p_{superior}} r dp \quad (2.5)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade e  $\rho_l$  é a densidade de vapor d'água.

### *Índices de estabilidade atmosférica*

A estabilidade atmosférica é propriedade do ar ambiente que suprime (estável) ou favorece (instável) o movimento vertical de uma parcela de ar. As condições de estabilidade nos diferentes regimes convectivos a estabilidade atmosférica foram investigadas por meio de índices de estabilidade atmosférica. Dessa forma, o nível de condensação por levantamento (NCL), Energia Potencial Disponível Convectiva (CAPE) e Inibição Convectiva (CIN) foram computados usando o perfil da sondagem assumindo o método da parcela de ar mais instável, sendo que nível da temperatura virtual máxima está nos primeiros 1000 m.

### *Nível de condensação por levantamento*

O NCL é obtido pelo método da parcela considerando os perfis de temperatura, temperatura do ponto de orvalho e pressão (MAY et al., 2021). O NCL refere-se a altura em que uma parcela de ar se resfria adiabaticamente por levantamento, devido à diminuição da pressão relacionada com a subida, até o ponto em que o conteúdo de vapor d'água condensa.

### *Energia convectiva*

A Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE do inglês *Convective Available Potential Energy*) é definida como:

$$CAPE = g \int_{LFC}^{NE} (T_{v_{parcel}} - T_{v_{amb}}) dz \quad (2.6)$$

onde o limite inferior na integral, LFC, corresponde ao nível de convecção livre e o limite superior, NE, é o Nível de Equilíbrio da parcela de ar.  $T_{v_{parcel}}$  é a temperatura virtual da parcela mais instável e  $T_{v_{amb}}$  é temperatura do ambiente e  $z$  é a altura.

### *Inibição convectiva*

A Energia de Inibição Convectiva (CIN, do inglês *Convective INhibition energy*) representa o trabalho necessário para elevar uma parcela de ar da superfície até seu NCE (HOUZE, 1993). A definição da CIN é a similar a definição da CAPE (equação 2.6), porém na integral assume-se o limite inferior na integral como superfície (SFC) e superior e o LFC, de forma que:

$$CIN = g \int_{SFC}^{NCL} (T_{parcel} - T_{amb}) dz \quad (2.7)$$

Quanto maior a CIN, mais difícil é a iniciação convectiva para uma parcela de superfície, uma vez que a forçante para o levantamento desta parcela até o NCE será maior.

### **2.3.8 Variáveis medidas próximo à superfície**

As variáveis meteorológicas próximas à superfície foram medidas por cinco instrumentos diferentes. Da estação meteorológica de superfície foram obtidas va-

riáveis meteorológicas como temperatura do ar e umidade específica em 2 metros, e velocidade e direção do vento em 10 m na frequência temporal de 1 min. As componentes do saldo de radiação na superfície, resultante do balanço de radiação de ondas curtas e longas, foram extraídas do ARM RADFLUX ([ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT \(ARM\), 2014b](#)) na resolução temporal de 1 min. A precipitação em superfície foi obtida do *Present Weather Detector* (PWD).

Os ciclos diários de fluxos turbulentos de superfície, como fluxos de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), e variâncias das componentes do vento, e outras estatísticas de variáveis de turbulentas próxima à superfície, foram obtidos por meio do sistema *eddy covariance* (ECOR) na altura de 3 m do solo ([ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT \(ARM\), 2014f](#)). A umidade do solo e o fluxo de calor no solo (G) foram obtidos do sistema de balanço de energia em superfície (SEBS) ARM ([ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT \(ARM\), 2014a](#)) na frequência temporal de 30 min.



### 3 A EVOLUÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA COM NUVENS CONVECTIVAS DURANTE A ESTAÇÃO SECA

#### 3.1 Introdução

Um dos objetivos específicos do GoAmazon2014/5 é a compreensão dos processos físicos associados à evolução das nuvens convectivas durante a estação seca. A evolução da altura CLA noturna para a diurna pode ter importantes implicações para a compreensão do início da convecção, formação de nuvens (BISCARO et al., 2021) e distribuição de espécies químicas entre a superfície e atmosfera (MACHADO et al., 2021). Neste capítulo<sup>1</sup> foram examinadas as condições ambientais, os processos de superfície, a evolução da altura da CLA, para dias com nuvens convectivas *cumulus* rasas com e sem transição para nuvens convectivas profundas.

#### 3.2 Revisão de literatura

##### 3.2.1 Camada Limite Atmosférica

A camada limite atmosférica (CLA) é definida como a interface entre a superfície da terra e a troposfera livre (STULL, 1988). Acima da CLA as condições termodinâmicas são independentes da rugosidade e dos fluxos de superfície. A CLA e suas propriedades, entretanto, variam de acordo com as características da superfície, ciclo diário e com as condições da atmosfera livre. Em áreas terrestres em condições de céu claro e na ausência de perturbações sinóticas, a CLA apresenta uma estrutura que evolui de acordo com o ciclo diário. A evolução diária típica (STULL, 1988; GARRATT, 1994) compreende frequentemente a sucessão das seguintes fases distintas: (1) A formação de camada estável e pouco profunda durante o período noturno; (2) A formação de uma camada convectiva rasa próxima da superfície após o nascer do sol, devido ao início de aumento de turbulência térmica; (3) O crescimento rápido da camada limite convectiva durante a manhã, até próximo ao nível de inversão de temperatura; (4) A camada limite convectiva bem estabelecida e profunda no início da tarde; e (5) O Decaimento da turbulência térmica e da mistura vertical no fim da tarde seguido da formação de uma camada rasa e estável próxima ao solo após o por do sol.

---

<sup>1</sup>Parte desse capítulo foi publicado como: Henkes, A., Fisch, G., Machado, L. A. T., and Chaboureau, J.-P.: Morning boundary layer conditions for shallow to deep convective cloud evolution during the dry season in the central Amazon, *Atmos. Chem. Phys.*, 21, 13207–13225, <https://doi.org/10.5194/acp-21-13207-2021>, 2021.

A CLA segue o ciclo diurno da radiação solar. Após o nascer do sol observa-se um período de transição entre as fases estável e o desenvolvimento de uma CLA convectiva bem desenvolvida, conhecido como transição matutina. O desenvolvimento da CLA convectiva depende do tempo necessário para eliminar a inversão da CLA estável (erosão da CLA noturna) nas primeiras horas da manhã, sendo determinado inicialmente pelo aquecimento da superfície por meio do fluxo de calor na superfície. Após a erosão da inversão da CLA noturna, a CLA convectiva começa rasa pela manhã, mas cresce rapidamente através da camada residual (STULL et al., Sundong Publishing, 2015). Observação das fases da evolução de uma CLA noturna para uma CLA convectiva totalmente desenvolvida através da transição matutina foram apresentadas por Angevine et al. (2001). Os autores mostraram o início da transição matutina como o momento em que o fluxo de calor sensível na superfície muda de sinal ("crossover") em relação ao amanhecer. O final desta fase foi definido como o momento na qual a altura da mistura turbulenta (a altura da CLA) chega pela primeira vez a 200 m. Essa altura foi selecionada em relação aos sensores na torre meteorológica que estavam 200 m acima do nível do solo.

As fases de transição entre noite e dia e dia noite da CLA são complexas porque muitos processos são descritos de forma aproximada igualmente importantes, e as simplificações e aproximações que funcionam bem para a camada limite totalmente convectiva ou totalmente estável não se aplicam (ANGEVINE et al., 2020). Por outro lado, a quantidade da radiação solar que atinge a superfície terrestre durante o dia faz com que toda a camada seja convectivamente instável e bem misturada. O rápido crescimento da CLA convectiva é essencial para que a convecção penetre na atmosfera livre e quando esse processo é associado com alta evapotranspiração da superfície vegetal pode se observar a formação nuvens *cumulus* rasas no topo CLA convectiva.

### **3.2.2 Influências dos processos da Camada Limite Atmosférica na formação de nuvens convectivas**

A turbulência é um dos processos de transporte vertical, que influencia na troca de calor, umidade, *momentum* no interior do CLA. Por exemplo, durante a fase convectiva da CLA desenvolvem-se grandes vórtices resultado do intenso aquecimento da superfície e do transporte vertical por meio de correntes de ar quentes ascendentes (ou "termas"). A variabilidade entre as termas resulta em uma região de entranhamento no topo da CLA. Quando a temperatura e o vapor de

água em determinada altura atingem condições de condensação, formam-se nuvens. Tipicamente, as nuvens *cumulus* formam-se 1-2h antes da altura da CLA atingir o NCL de uma parcela de ar de superfície (ZHANG; KLEIN, 2013). Como as nuvens *cumulus* são fortemente vinculadas à turbulência térmica em áreas terrestres, muitas vezes, elas acompanham o ciclo diurno da convecção (ZHU; ALBRECHT, 2003). Essas nuvens, mesmo com pequeno tamanho e curto tempo vida, podem diminuir a radiação incidente na superfície, e interagir com a turbulência da CLA modificando o transporte vertical, como de umidade e poluentes, da CLA para a troposfera livre (ZHANG; KLEIN, 2013).

As nuvens *cumulus* rasas são fortemente vinculadas aos efeitos da superfície terrestre por meio de um forte ciclo diurno dos fluxos de superfície. O ciclo diurno dos processos da CLA exercem um forte controle sobre o início da convecção e formação de nuvens convectivas, especialmente quando as condições na troposfera livre são invariáveis (WILSON et al., 1998). Embora geralmente associadas às condições de tempo estável, as nuvens *cumulus* rasas são precursoras das nuvens convectivas profundas. Vários fatores podem potencialmente ditar se as nuvens *cumulus* rasas desenvolverão em convecção profunda, como por exemplo, o entranhamento de umidade da atmosférica livre, cisalhamento vertical do vento, interações aerossóis e nuvens (CHAKRABORTY et al., 2018). Além das condições atmosféricas na sinóticas e de mesoescala, as interações entre a superfície local e atmosfera (FITZJARRALD et al., 2008), como por exemplo, o desenvolvimento da CLA, fluxos turbulentos de superfície e circulações de ventos (PIELKE, 2001) podem influenciar o formação de nuvens convectivas.

### **3.2.3 As definições de regimes convectivos**

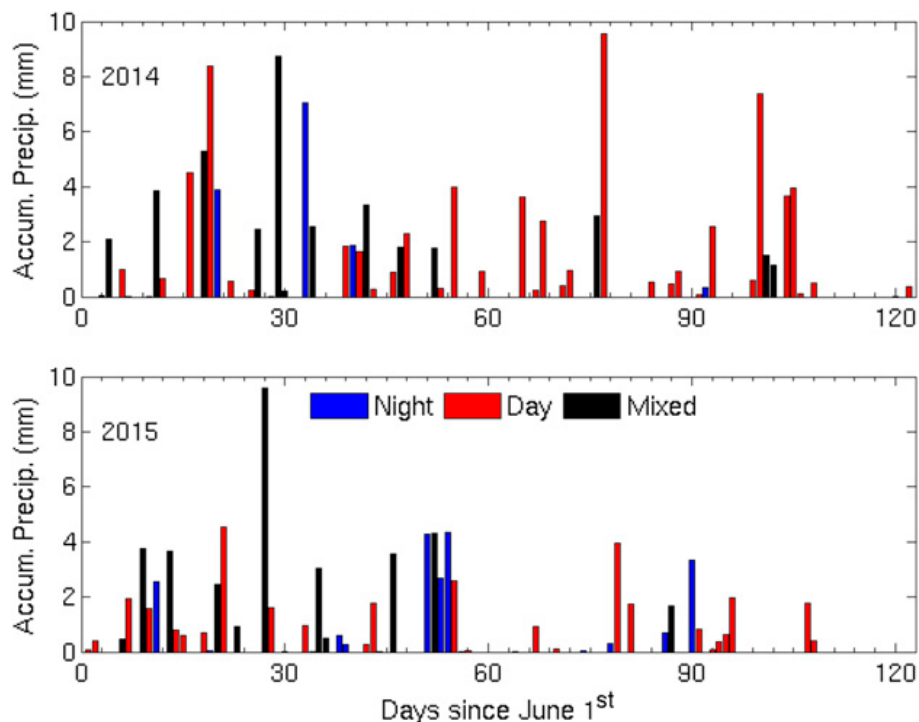
A cobertura, tipos e fases do ciclo de vida das nuvens podem alterar a estrutura da CLA. Dessa forma, na definição dos critérios na seleção convectivos para o estudo da estrutura da CLA é fundamental que seja considerado a progressão do ciclo diário e do desenvolvimento de nuvens convectivas.

Zhang e Klein (2010) classificaram o ciclo diurno em quatro diferentes regimes convectivos com relação à variação diurna da precipitação e cobertura nuvens, a saber: céu claro, nuvens *cumulus* rasas, convecção profunda local, nuvens convectivas profundas noturnas, considerando 11 anos de observações do sitio *U.S. Southern Great Plains* (SGP). Dessa forma, entre os regimes convectivos sem a ocorrência de precipitação, os dias com céu claro e dias com apenas evolução de nuvens *cumulus* rasas foram considerados. Por outro lado, dias com precipitação

maior que  $1 \text{ mm h}^{-1}$  ocorrem em dois máximos no ciclo diário devido à contribuições de diferentes regimes convectivos. Sendo que o primeiro pico refere-se a eventos de precipitação no período entre meia noite e o amanhecer associada à sistemas propagantes. O segundo pico de precipitação no ciclo diário refere-se à um máximo secundário no final da tarde ou início da noite, que pode ser uma resposta ao aquecimento da superfície local.

No estudo da estação seca do GoAmazon2014/5 de [Ghate e Kollias \(2016\)](#), os regimes convectivos foram definidos em função da ocorrência ou não de precipitação, seguindo o mesmo raciocínio de classificação de [Zhang e Klein \(2010\)](#). As categorias de nuvens foram definidas como (i) *cumulus* quando não houve o registro de precipitação e como (ii) "precipitantes" quando a taxa de precipitação foi superior a  $0,05 \text{ mm h}^{-1}$ . Dessa forma, a ocorrência dos eventos de precipitação foram classificados de acordo com o período noturno das 21:00 às 09:00 HL, diurno entre às 09:00 e 21:00 HL e misto quando eventos de precipitação foram observados em ambos os períodos. A figura 3.1 mostra a distribuição dos acumulados diários e classificação dos eventos durante as estações seca de 2014 (painel superior) e 2015 (painel inferior).

Figura 3.1 - Acumulado diário de precipitação durante as estações seca do GoAmazon2014/5 e período de ocorrência dos eventos de precipitação mostrado no estudo de Ghate e Kollias (2016). As barras em azul referem-se aos eventos que ocorreram entre os horários das 2100 e 0900 HL ("Noite"). Na cor vermelha referem-se aos eventos que ocorreram entre os horários das 0900 e 2100 HL ("Dia"). Quando os eventos ocorreram em ambos período as barras são mostradas na cor preta ("Noite e Dia").



A estação seca foi definida entre os meses de Junho e Setembro. O dia zero corresponde a 1 de Junho.

Fonte: Adaptado de Ghate e Kollias (2016).

Zhuang et al. (2017) avaliaram a variação sazonal dos regimes convectivos considerando a fração de chuva do Radar banda S (média na grade de 100 km) e a fração de nuvens do produto WACR-ARSCL (sitio T3) durante o GoAmazon2014/5. Os casos sem transição compreendem as nuvens *cumulus* rasas e também nuvens congestus. Os casos de transição referem-se à nuvens convectivas profundas formada localmente e sem precipitação antes das 06 HL. Ambos os regimes referem ao período diurno entre as 08:00 e 18:00 HL.

Por sua vez, Chakraborty et al. (2018) separaram os tipos de evolução de nuvem com base no fato de permanecerem nuvens *cumulus* rasas até a dissipação ou

evoluírem em nuvens convectivas profundas com o tempo sobre o sítio T3, na estação de transição seca para chuvosa (definido pelos autores como o período entre Agosto à Novembro). Para a seleção foram utilizados os dados do radar de nuvem WACR e base de nuvem do LIDAR. Os autores definiram as nuvens *cumulus* rasas com a altura do topo de nuvem menor que 4 km e profundidade de 2 km e as nuvens convectivas profundas como nuvens com topo acima de 8 km e profundidade maior que 6 km.

O estudo da influência da precipitação noturna no desenvolvimento de nuvens convectivas profundas diurnas observadas no sitio T3 por meio de dados de radar e satélite é discutido por [Biscaro et al. \(2021\)](#). Eles analisaram os regimes convectivos em duas classes: 1) dias sem chuva durante o período noturno e sem chuva durante o período diurno subsequente; e (2) dias sem chuva durante o período noturno e com chuva observada durante o período diurno subsequente durante as estações chuvosa e seca de 2014 e 2015 ([BISCARO, 2020](#)).

Durante a estação seca na Amazônia, o regime convectivo frequentemente observado é um padrão de distribuição tipicamente bimodal do topo de nuvens ([WANG et al., 2018](#)), ausência de nuvens de nível médio e a evolução de nuvens rasas para nuvens convectivas profundas ([GIANGRANDE et al., 2020](#)). No trabalho de [Giangrande et al. \(2017\)](#) foi apresentado a atualização do produto de nuvem WACR-ARSCL para o *Merged* RWP-WACR-ARSCL e também foram mostrados a análise dos compostos da frequência dos tipos nuvem coletada durante os 2 anos da campanha GoAmazon2014/5. Nota-se que as nuvens do tipo *cumulus* rasas representam 22,1% da cobertura em relação ao total dos sete tipos de nuvens do considerados no produto ARSCL, sendo 16,6% durante a estação seca e as nuvens convectivas profundas representam 5,2%, representando 1,5% na estação seca. Apesar de notada menor frequência de nuvens convectivas profundas, a taxa de chuva causada pelas nuvens convectivas profundas durante a estação seca é tipicamente mais intensa do que a da estação chuvosa ([ZHUANG et al., 2017](#); [MACHADO et al., 2018](#)).

Recentemente, [Tian et al. \(2021\)](#) ampliaram a classificação da transição de convecção rasa para profunda de [Zhang e Klein \(2010\)](#) para o T3. Os autores consideram como critério principal a altura máxima do topo das nuvens e não consideram a precipitação como critério exclusivo. O critério de classificação diurno (0800-1800 HL) resultou em 6 classes: 1) dias com nuvens *cumulus* rasas; 2) dias com nuvens *cumulus* congestus; 3) dias com nuvens convectivas profunda

localizadas e dispersas (com pouca influência de distúrbios externos durante a manhã); 4) Convecção profunda geradas por piscinas frias; 5) Nuvens convectivas profundas com eventos de precipitação na noite anterior ou início da manhã e 6) Convecção profunda organizada (propagante). Eles sugerem que a evolução para nuvens convectivas profundas do regime 3, as quais desenvolveram localmente, tem pouca variação no composto entre as estações chuvosa e seca e o momento do disparo convectivo de nuvens convectivas profundas são controlados pela influência da existência ou não de distúrbios pré-existentes ou externos (i.e., piscinas frias).

### **3.3 Dados**

A Tabela 3.1 mostra um resumo das observações e variáveis utilizadas para a análise observacional neste capítulo, as quais foram descritas no capítulo 2.

Tabela 3.1 - Observáveis e referências utilizados na descrição observacional.

<b>Observação</b>	<b>Referência</b>
Perfil vertical do tipo de nuvem	RWP-WACR-ARSCL
Perfil vertical vento Perfil vertical umidade Perfil vertical temperatura	Radiossonda
Altura da CLA Altura da camada limite residual Altura da base de nuvem	<i>Ceilometer</i>
Fluxo de calor latente Fluxo de calor sensível Variâncias de u,v, w	ECOR
Fluxo de calor no solo Umidade do solo	SEBS
Velocidade vertical do vento (30 e 400 m)	SODAR
Fluxo radiativo de onda curta incidente na superfície Fluxo radiativo de onda curta refletida pela superfície Fluxo radiativo de onda longa emitido pela atmosfera Fluxo radiativo de onda longa emitido pela superfície	RADFLUX
Temperatura do ar próximo à superfície Umidade do ar próximo à superfície Vento próximo à superfície	Estação meteorológica
Precipitação em superfície	PWD
Perfis verticais de refletividade	Radar banda S

As variáveis u, v, e w referem-se a componente zonal, meridional e vertical do vento, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

### **3.4 Seleção dos regimes convectivos na estação seca**

As diferentes abordagens na definição dos regimes convectivos, baseadas somente em uma análise puntual ou uma análise puntual e espacial, podem afetar diretamente as análises das relações entre os padrões das características do ambiente pré convectivo. As condições pré convectivas, por exemplo, em dias onde nuvens rasas são observadas apenas pontualmente no sítio T3 podem variar significativamente se há o desenvolvimento de convecção profunda em uma região próxima ao sítio observacional. Nuvens convectivas profundas no período noturno ou em uma região próxima podem influenciar diretamente na evolução



da CLA e nas condições ambientais na formação do tipo de nuvens convectivas (BISCARO et al., 2021; TIAN et al., 2021). Neste estudo, a seleção de dias com um padrão específico de desenvolvimento de nuvens são primeiro organizados e descritos por meio de uma análise estatística para a estação seca dos anos de 2014 e 2015 e seguido por estudo de casos para o período da IOP2. A análise estatística foi desenvolvida comparando os casos de nuvens rasas e nuvens convectivas profundas convectivas usando a mesma classificação de Tian et al. (2021) relaxando-se a premissa de ter convecção sob o sítio T3 e não considerando convecção profunda noturna em nenhum caso. Nos estudos de caso buscou-se examinar a estrutura da CLA entre o período noturno e a fase diurna e convectiva totalmente desenvolvida da CLA durante os dias típicos de *cumulus* rasos e os dias típicos de transição para nuvens convectivas profunda. A seleção dos casos estão descritas em detalhes no seção 3.6.

Os critérios de identificação e seleção dos regimes convectivos seguem as definições do trabalho sobre transição de nuvens convectivas rasa para profunda de Zhang e Klein (2010), Tian et al. (2021). Dessa forma, para análise estatística, a identificação dos dias com nuvens convectivas profundas, de acordo com os critérios de Tian et al. (2021), foram classificados como:

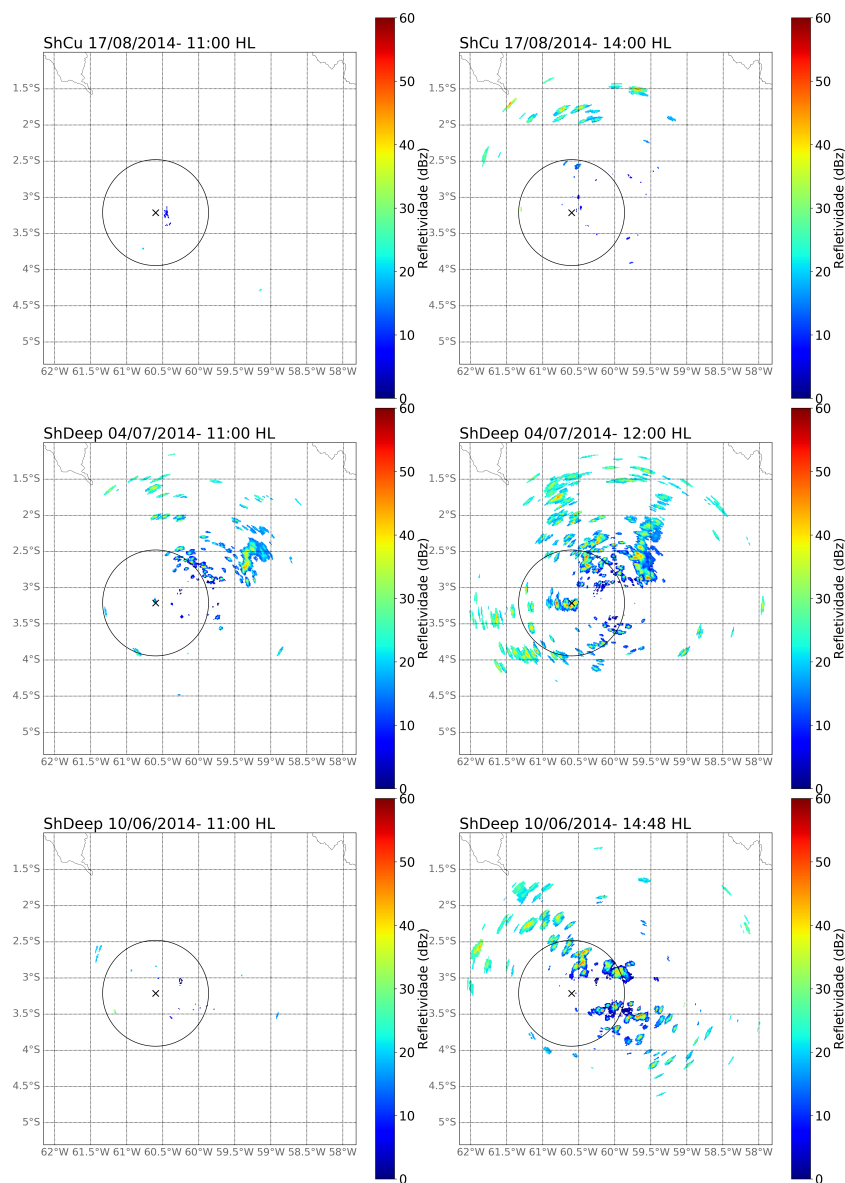
*Transição de nuvens cumulus rasas para convecção profunda (ShDeep)*: Dias com nuvens convectivas profundas formadas localmente e sem influência de distúrbios externos no período da noite e manhã. Distúrbios externos referem-se à piscinas frias provocadas por sistemas convectivos de mesoescala e podem ser detectadas por meio de inspeção visual nas imagens do satélite GOES-13, como descrito em Tian et al. (2021). As nuvens convectivas profundas foram identificadas considerando as definição de base e topo limites das nuvens (Tabela 2.3) do produto RWP-WACR-ARSCL e nas propriedades de precipitação para o domínio dentro do raio de 75 km do local T3 estimado pelo radar de banda S. A precipitação no domínio é notada considerando a refletividade na altura do topo (*echo-top*) > 7 km.

*Nuvens convectivas cumulus rasas (ShCu)*: Os dias com nuvens convectivas rasas foram classificados como dias sem precipitação no sítio experimental T3 e da altura do topo (*echo-top*) < 3.5 km de 20 dBZ no raio de 75 km do sítio T3 em todas as horas do dia garantindo que não haja influência e desenvolvimento de convecção profunda ambiente próximo sítio T3.

A Figura 3.2 mostra um exemplo de um dia ShCu (17/08/2014, painel superior)

com dados do CAPPI de refletividade e dois casos ShDeep, um com desenvolvimento de convecção profunda sobre o T3 (painel intermediário na Figura 3.2) e o dia com convecção profunda no raio de 75 km (painel inferior Figura 3.2e-f). Na maioria dos dias, a evolução das nuvens rasa para profunda não ocorreu sobre o T3, mas no domínio do raio de 75 km do T3 site do Radar de Banda S. As características gerais da seleção estão de acordo com a frequência de nuvens dos regimes convectivos observados durante a estação seca para o GoAmazon 2014/5 como nos regimes de nuvens R1 para ShCu e R2 para ShDeep descritos por [Giangrande et al. \(2020\)](#).

Figura 3.2 - Imagens do CAPPI de refletividade em 3 km do radar banda S para (painel superior) dia ShCu, (painel intermediário) dia ShDeep com desenvolvimento de convecção profunda sobre o T3 e (painel inferior) com convecção profunda no raio de 75 km mas não no sítio T3. O sítio T3 é marcado como "x"centro do anel com raio de 75 km.



Fonte: Produção do autor.

### 3.5 Análise estatística para as estações secas do Projeto GoAmazon2014/5

Durante os dois anos da estação seca durante o projeto GoAmazon, 45 casos de ShDeep e 30 casos de ShCu foram considerados para análise estatística a

fim de descrever as principais características ambientais que impulsionam os processos da CLA em dias com *cumulus* rasos e dias com nuvens convectivas profundas.

### 3.5.1 Condição em grande escala

Nas duas estações secas do GoAmazon2014/5, a precipitação foi observada em 106 dias (43%) do total de 244 dias, 54 dias em 2014 e 52 dias em 2015 (GHATE; KOLLIAS, 2016). Giangrande et al. (2020) mostram que a variabilidade no perfil de umidade entre os regimes de nuvens na estação seca (GIANGRANDE et al., 2020) a escala convectiva é controlada pelos padrões de circulação em escala sinótica (BISCARO et al., 2021), por exemplo, a advecção horizontal de umidade (GHATE; KOLLIAS, 2016). Dessa forma, para explorar as condições em escala sinótica para os casos ShCu e ShDeep, a Figura 3.3 apresenta os perfis médios de umidade específica, advecção horizontal de umidade e velocidade vertical nos horários das 08 e 11 HL com os dados do produto VARANAL.

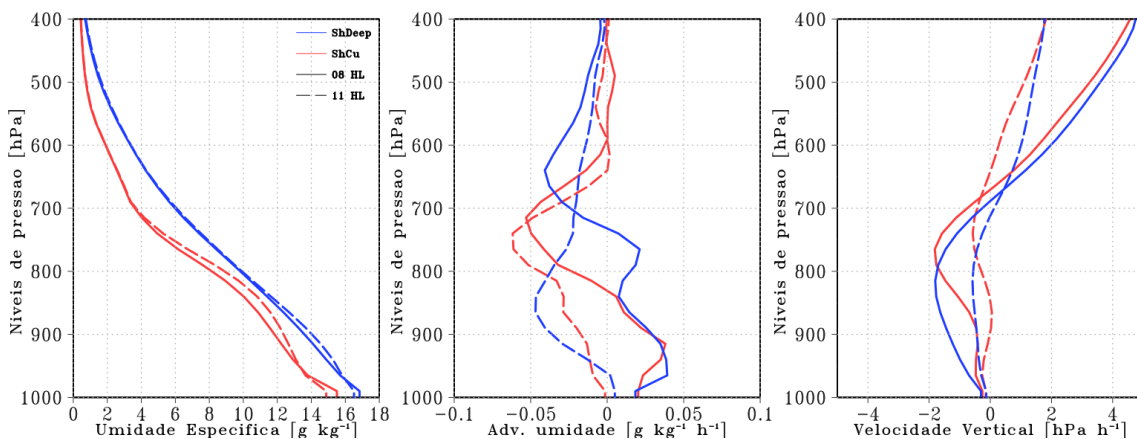
Na média, o ambiente pré-convectivo do regime ShDeep é mais úmido desde a superfície até 400 hPa. A diferença nos perfis entre os horários (11 - 08 HL) do mesmo regime de nuvem na umidade específica mostra uma diminuição na umidade próxima da superfície e aumento entre 950 até 700 hPa. Essa diferença entre os horários pode ser explicada pelo desenvolvimento da CLA convectiva e convergência de umidade para troposfera inferior.

O conteúdo de umidade disponível na baixa troposfera pode ser produzido tanto localmente, pela evapotranspiração do solo e da vegetação, como também por meio do transporte direto, através dos processos advectivos de massa de ar. Em média, observa-se advecção de umidade (valores positivos) na camada desde a superfície até 780 hPa às 08 HL. Enquanto que no regime ShCu os valores positivos de advecção de umidade encontra-se entre a superfície e 820 hPa. Além disso, uma diferença que pode ser observada no perfil ShDeep foram dois máximos relativos no perfil, em baixos níveis e em médio níveis, 960 e 750 hPa, respectivamente. Às 11 HL os valores da advecção de umidade em todo o perfil são negativos (advecção seca).

Com relação ao perfil de omega na Figura 3.11 (painel à direita), observa-se convergência e movimento vertical ascendente (negativo) em superfície. Subsistência em grande escala (valores positivos) são observadas acima de 600 hPa às 08 HL. No entanto, o movimento vertical é mais intenso e mais profundo na ca-

mada entre superfície e 700 hPa nos dias ShDeep no perfil das 08 HL. Segundo Giangrande et al. (2020), o movimento vertical do ambiente pré-convectivo pode ser caracterizado pelo perfil das 08 HL, uma vez que o perfil da forçante VARANAL das 11 HL (mais próximo dos eventos de precipitação) sofre um maior influência da correção com estimativa da taxa precipitação no domínio do radar banda-S. Como descrito em Giangrande et al. (2020) as estimativas de precipitação do radar Banda S utilizadas nos dados do produto VARANAL assumem uma única relação para ambas estações chuvosa e seca, sendo elas baseada em medições de disdrômetro recolhidas sob condições de estação chuvosa.

Figura 3.3 - Perfil médio nos horário pré convectivos das 08 HL e 11 HL da umidade específica (painel da esquerda), advecção horizontal de umidade (painel do centro) e velocidade vertical omega (painel da direita) nos regimes de dias com nuvens *cumulus* rasos (ShCu, cor vermelha) e no regimes de dias com transição de nuvens *cumulus* rasas para nuvens convectivas profundas (Sh-Deep, cor azul) .



Fonte: Produção do autor.

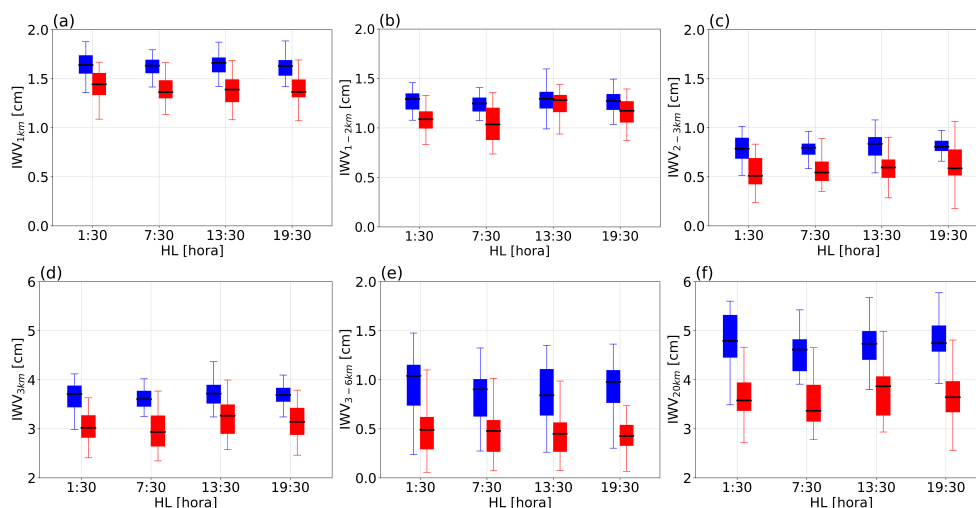
### 3.5.2 Umidade atmosférica e vento horizontal

Os valores do IWV obtidos pela radiossonda são mostrados na Figura 3.4. Com o intuito de verificar a variabilidade do vapor d'água entre as camadas desde a baixa, média e alta troposfera são mostrado as estatísticas como diagrama de caixas da distribuição do IWV a partir do perfil das radiossondas integrado na coluna (camada) entre 50 m e 1 km (Figura 3.4a), 1 e 2 km (Figura 3.4b), 2 e 3 km (Figura 3.4c), 50 m e 3 km (Figura 3.4d), 3 e 6 km (Figura 3.4e) e 50 m até 20 km

(Figura 3.4f). A análise é mostrada com diagramas de caixas, onde em cada caixa a barra central é a mediana e os limites inferior e superior são o primeiro e o terceiro quartis, respectivamente. As linhas que se estendem verticalmente a partir da caixa indicam a propagação da distribuição, sendo o comprimento 1,5 vezes a diferença entre o primeiro e o terceiro quartis. As caixas vermelha e azul correspondem aos dias ShCu e dias ShDeep, respectivamente.

A comparação entre a distribuição de IWV (Figura 3.4) dos regimes evidencia maiores valores em todas as camadas no regime ShDeep comparado ao regime ShCu. Na camada 50 m até 20 km (Figura 3.4f), os valores de IWV foram cerca de 0.9 a 1.0 cm maiores no regime ShDeep comparado com ShCu. Nas Figuras 3.4d-e é possível notar que a mediana do IWV entre 50 m e 3 km (Figura 3.4e) apresenta maiores diferenças entre os regimes ShDeep e ShCu, cerca de 0.20 cm maior comparado com IWV na camada média entre 3 e 6 km (Figura 3.4e). A umidade nos primeiros km da troposfera tem uma importante influência em determinar a formação de nuvens rasas e a umidade em níveis médio torna-se importante para a evolução de nuvens convectivas profundas. Menor conteúdo de umidade atmosférica permite maior influência do entranhamento de ar seco nas correntes ascendentes inibindo o desenvolvimento convectivo profundo. Segundo Ghate e Kollias (2016) altos valores e a variabilidade do IWV é o fator principal que controla a condições ambientais e precipitação na estação seca.

Figura 3.4 - Diagrama de caixa da distribuição do IWV obtidos pelos perfis das radiosondas integrado na coluna (camada) entre (a) superfície e 1 km, (b) 1 e 2 km, (c) 2 e 3 km, (d) superfície e 3 km, (e) 3 e 6 km (f) superfície até 20 km nos dias com nuvens *cumulus* rasos (ShCu, cor vermelha) e dias com transição de nuvens *cumulus* rasas para nuvens convectivas profundas (ShDeep, cor azul).



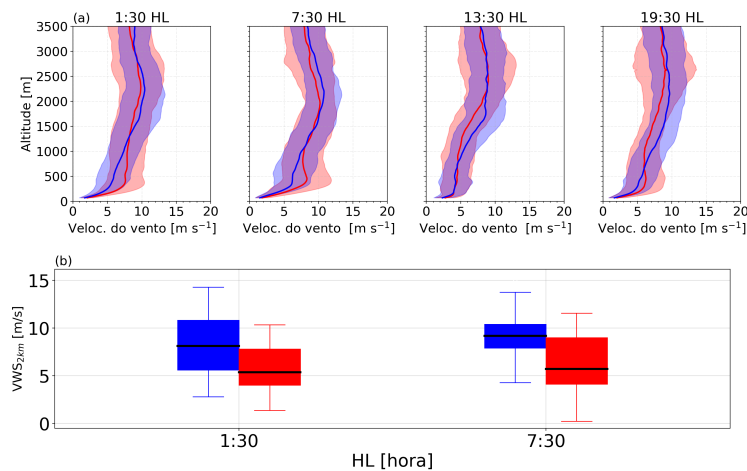
Fonte: Produção do autor.

Perfis verticais da velocidade do vento médio e cisalhamento vertical do vento são mostrados na Figura 3.5. A maior diferença entre os perfis de ShDeep e ShCu é notada na altitude em que o vento horizontal apresenta um máximo relativo, abaixo de 500 m para ShCu e próximo de 2000 m para ShDeep nos perfis das 01:30 e 07:30 HL. Nos primeiros 2 km mais baixos da troposfera, observa-se também uma variabilidade distinta nas condições ShDeep na variação vertical do vento horizontal desde a noite até o período da manhã.

Neste trabalho, o cisalhamento vertical do vento (VWS) foi definido como a diferença da velocidade horizontal do vento entre duas camadas específicas (CHAKRABORTY et al., 2018), aqui considerou-se os primeiros 2 km mais baixos da atmosfera e a velocidade média do vento nos primeiros 50 m mais baixos ( $VWS_{2\ km}$ ). Os maiores valores da mediana no diagrama de caixas (Figura 3.5b) foram observados durante a sondagem das 07:30 HL ( $9\ m\ s^{-1}$ ) durante o regime ShDeep, enquanto que no regime ShCu foi caracterizado com valores medianos menores, em torno de  $6,0\ m\ s^{-1}$ . Nota-se também que a altitude em que os maiores valores do cisalhamento do vento são encontrados na sondagem da manhã (07:30 HL) quase coincide com altura dos valores positivos de advecção hori-

zontal de umidade mostrado na Figura 3.11. Zhuang et al. (2017) mostraram um resultado semelhante para os primeiros 3 km mais baixos da atmosfera no início da manhã.

Figura 3.5 - Distribuição vertical (a) da velocidade horizontal do vento entre 50 m e 3500 m e (b) diagrama de caixas do cisalhamento vertical do vento entre 2 km e 50 m nos dias com nuvens *cumulus* rasos (ShCu, cor vermelha) e dias com transição de nuvens *cumulus* rasas para nuvens convectivas profundas (ShDeep, cor azul).



Fonte: Produção do autor.

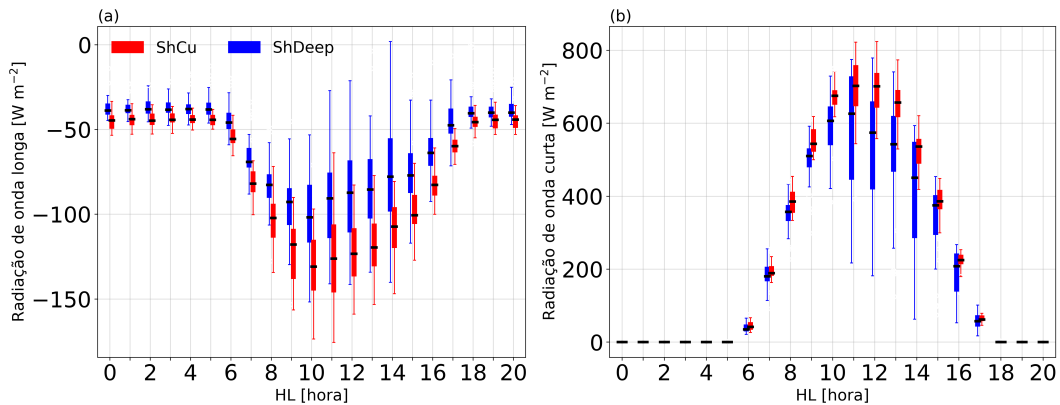
### 3.5.3 Balanço de radiação

A evolução horária do balanço dos fluxos radiativos de onda longa e onda curta na superfície para os regimes ShDeep e ShCu são apresentados na Figura 3.6. O balanço de radiação é decorrente da diferença resultante das componentes incidente e emitida/refletida na superfície dos fluxos radiativos de onda curta e de onda longa. Durante a noite (00-06 HL), o balanço dos fluxos radiativos de onda longa (Figura 3.6a) mostra uma diferença bem definida de cerca de  $5 \text{ W m}^{-2}$  entre dias ShDeep e ShCu. Ou seja, os dias com ShCu apresentam uma perda maior de radiação de onda longa durante o período noturno e consequentemente um maior resfriamento da superfície. Ao longo do dia, a diferença entre as medianas aumenta gradualmente modulado pelas nuvens sobrejacentes. Os dias ShCu são caracterizados também por uma maior perda de radiação de onda longa diurna (mais negativo).



A variação diurna (06–17 HL) do balanço de onda curta entre os dois regimes convectivos é modulada não apenas pela radiação solar incidente, mas também pelo ciclo diurno da cobertura das nuvens. A maior cobertura de nuvens entre 11 e 14 HL nos dias ShDeep reduz a radiação incidente na superfície e nota-se as maiores diferenças entre as medianas ( $\approx 100 \text{ W m}^{-2}$  às 12-13 HL) nos regimes convectivos.

Figura 3.6 - Evolução temporal horária do (a) saldo de radiação de ondas curtas e (b) saldo de radiação de ondas longas nos dias com nuvens *cumulus* rasos (ShCu, cor vermelha) nos painéis da esquerda e dias com transição de nuvens *cumulus* rasas para nuvens convectivas profundas (ShDeep, cor azul).



Fonte: Produção do autor.

### 3.5.4 Processos de superfície

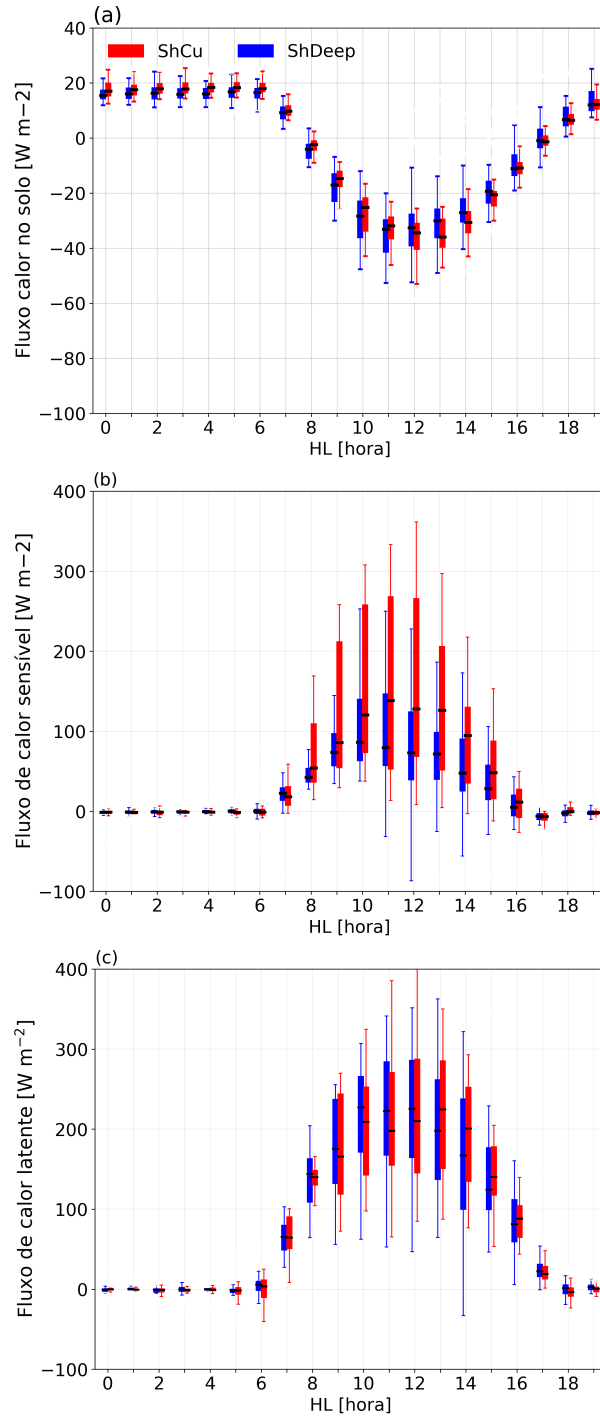
A evolução temporal horária dos fluxos de superfície é mostrada na Figura 3.7. Assim como observado no fluxo de radiação de ondas longas, os valores horários das medianas do fluxo de calor no solo (Figura 3.7a) entre a noite e o nascer do sol é levemente maior nos dias ShCu em relação às medianas dos dias ShDeep. A Figura 3.7b-c mostram valores dos fluxos de calor sensível e latente próximo de zero durante a noite, com valores máximos positivos por volta do meio-dia.

Devido à alta taxa de evapotranspiração da superfície vegetada e intensa precipitação na região Amazônica, o fluxo de calor latente é dominante em relação ao fluxo de calor sensível (RANDOW et al., 2004) (Figura 3.7b-c). No regime ShDeep, quando a umidade em superfície é maior, a mediana do fluxo de calor latente é maior comparado ao regime ShCu. Por outro lado, nota-se no diagrama de cai-

xas que o comportamento do quartil superior do regime ShCu próximo ao quartil superior do regime ShDeep, e valores máximo mais altos no regime ShCu (11 e 12 HL). Uma possível explicação para esse resultado é o transporte de umidade da superfície através das correntes ascendentes seja mais intenso nos casos ShDeep devido à maior disponibilidade de umidade. Esse transporte de umidade para a camada de nuvem auxilia no desenvolvimento de nuvens mais profundas e reduz o efeito do entranhamento. Segundo [Zhang e Klein \(2010\)](#), a maior variabilidade horizontal no transporte de umidade no interior da CLA reflete no desenvolvimento de nuvens convectivas profundas nas observações.

Quando a umidade na baixa troposfera é menor nos dias ShCu, observa-se um forte aumento no fluxo de calor sensível entre 08 e 11 HL a partir de  $\approx 19$  a  $140 \text{ W m}^{-2}$ . Por outro lado, o regime ShDeep no mesmo período aumenta  $\approx 22$  a  $90 \text{ W m}^{-2}$ , resultando em uma diferença entre os regimes que chega a  $\approx 50 \text{ W m}^{-2}$  às 11HL.

Figura 3.7 - Evolução temporal horária do diagrama de caixas do (a) fluxo de calor no solo, (b) fluxo de calor sensível e (c) fluxo de calor latente para o regimes ShDeep e ShCu.



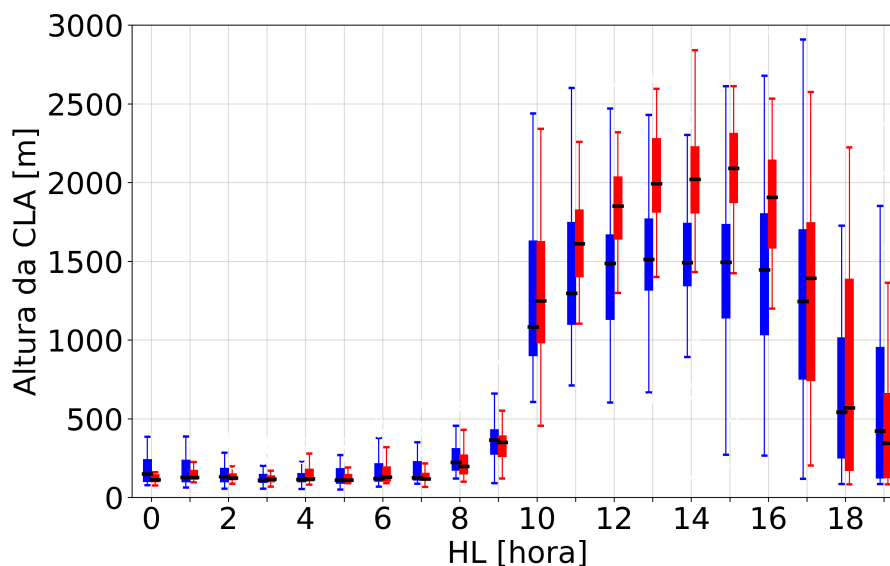
Fonte: Produção do autor.

### 3.5.5 Evolução da altura da Camada Limite Atmosférica

Durante o dia, a mistura vertical devido à convecção e turbulência gerados pelos fluxos de calor sensível e latente atuam para distribuir verticalmente a energia proveniente do balanço de radiação (STULL, 1988). A extensão da mistura vertical determina a altura do CLA. A Figura 3.8 mostra a evolução horária da altura da CLA nos regimes ShCu e ShDeep. Na evolução temporal, nota-se as características típicas da CLA durante a estação seca (CARNEIRO; FISCH, 2020), com valores mínimos da altura durante a noite e máximos após o meio-dia (Figura 3.8). Durante a noite, entre 00 e 06 HL, os resultados sugerem uma maior altura da CLA para o regime ShDeep quando comparados com os do regime ShCu. Esses valores relativamente mais altos da altura CLA podem estar associados com maior turbulência mecânica durante a noite. As medianas da altura CLA desde o nascer do sol até ao início da manhã variam de cerca de 110 a 250 m entre às 07:00 e às 08:00 HL no regime ShDeep. Para o regime ShCu, os valores medianos da altura horária da CLA variam de cerca de 110 a 200 m, sugerindo que o início da CLA convectiva ocorre mais cedo no regime ShDeep do que no regime ShCu.

O crescimento da CLA convectiva durante o dia é dependente da evolução dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente (Figura 3.7). As principais diferenças entre os regimes é notado na altura da CLA nos dias ShCu, onde o aumento constante de calor sensível durante o dia (Figura 3.7b) faz com que a CLA aprofunde e atinja seu valor máximo de cerca de 2 000 m ao meio dia local. No entanto, nos dias ShDeep, a profundidade CLA abaixo da base das nuvens e o NCL são fortemente acoplados (BETTS et al., 2009) e os valores da altura da CLA são menores, variando entre 1300 e 1500 m. Esses resultados mostram boa concordância entre a evolução dos fluxos de calor na superfície, cobertura de nuvem e a altura da CLA .

Figura 3.8 - Evolução temporal horária da altura da CLA nos dias com nuvens *cumulus* rasos (ShCu, cor vermelha) e dias com transição de nuvens *cumulus* rasas para nuvens convectivas profundas (ShDeep, cor azul). Os valores extremos ou *outliers* foram removidos da figura.



Fonte: Produção do autor.

### 3.6 Estudo de casos

Os resultados obtidos na análise estatística, demonstraram que existem diferenças entre as condições em grande escala, processos radiativos e processos da CLA. Os processos da CLA são frequentemente separados em efeitos de superfície, efeitos da CLA e circulações de vento (PIELKE, 2001). Para melhor detalhar os processos da CLA sob o qual os dias em que a convecção permaneceu rasa durante todo o ciclo diurno ou em dias em que as nuvens evoluíram para a convecção profunda será apresentada a seguir a análise de estudo de casos.

#### 3.6.1 Estágios da Camada Limite Atmosférica com nuvens

No estudo de casos, a análise da evolução da CLA foi dividida em quatro fases de acordo com seu ciclo diário e com a formação e o desenvolvimento de nuvens convectivas. Cada fase, mostrada na Figura 3.9, é definida abaixo, sendo que o final de cada fase correspondente ao início da fase seguinte:

(i) *O estágio estável da CLA noturna* : O primeiro estágio ocorre durante o período noturno e o nascer do sol (às 06:00 HL).

(ii) *O estágio de transição matutina:* A transição matutina é definida como a sucessão de 3 eventos: (1) o horário do nascer do sol, (2) o instante em que o fluxo de calor sensível torna-se positivo (*crossover*)<sup>2</sup>, e (3) o início da CLA convectiva. Após o nascer do sol, o momento do *crossover* foi identificado como o primeiro valor médio positivo do fluxo de calor sensível. O início da CLA convectiva é definida como o processo completo de erosão CLA noturna após o *crossover*. A completa erosão ocorre quando a taxa de crescimento da altura CLA atinge um valor maior ou igual que 100 m h (STULL, 1988). A classificação desses eventos segue a proposta por Angevine et al. (2001).

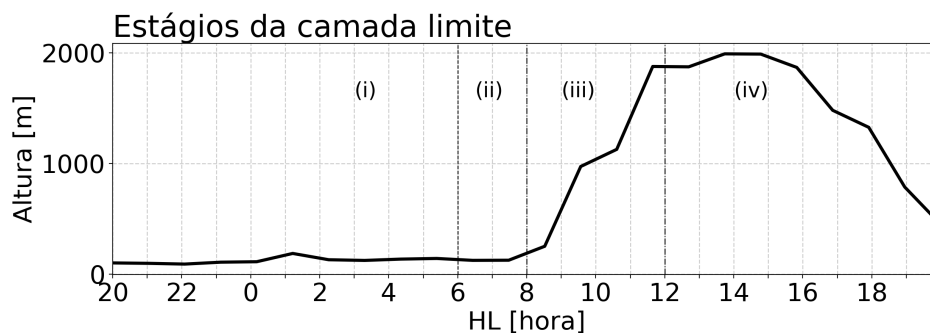
(iii) *O estágio de crescimento rápido da CLA convectiva:* Este estágio inicia-se entre 2 a 3 horas após o nascer-do-sol, dependendo da duração do estágio de transição matutina. O término desse estágio ocorre quando a altura CLA começa a diminuir devido ao surgimento de nuvens *cumulus* rasas. Esta etapa geralmente inicia-se por volta das 08:00–09:00 e termina por volta das 11:00 HL.

(iv) *O estágio da camada de mistura com nuvens convectivas:* O último estágio ocorre aproximadamente entre 11:00 e 15:00 HL. Corresponde a uma camada de mistura com nuvens onde se observa um CLA convectiva profunda. Durante essa etapa pode ocorrer ou não a transição entre as nuvens convectivas rasas e profundas.

---

<sup>2</sup>O uso do termo *crossover* em relação a mudança de sinal, de negativo para positivo no após o amanhecer, do fluxo de calor sensível próximo à superfície foi baseado em trabalhos anteriores da transição matutina para outras regiões como descrito em Angevine et al. (2020)

Figura 3.9 - Evolução horária da altura da Camada Limite Atmosférica estimada pelo *ceilometer* para um dia com pouca cobertura de nuvens (23/08/2015). As fases referem-se ao (i) estágio estável da CLA noturna ; (ii) estágio de transição matutina; (iii) o estágio de rápido crescimento da CLA convectiva; (iv) o estágio da camada de mistura com nuvens convectivas.



Fonte: Produção do autor.

### 3.6.2 Seleção dos casos

Os casos foram identificados durante o período de operação intensiva - IOP2 do GoAmazon 2014/5 que ocorreu de 14 de agosto a 15 de Outubro de 2014 (MARTIN et al., 2016; GIANGRANDE et al., 2017). Esse período de seleção foi preferivelmente limitado aos dias 22 de agosto a 15 de outubro, quando uma radiosonda adicional foi lançada às 10h30 HL. O período de 13 a 29 de setembro foi excluído da seleção, pois não havia dados de radar WACR disponíveis. O início de outubro foi caracterizado por dias com precipitação muito intensa, como um comportamento típico de estação chuvosa. Assim, os dias de outubro de 2014 também foram excluídos da seleção. As definições do tipo de nuvem foram baseadas nos limites e espessura das nuvens de Giangrande et al. (2017). Dessa forma, o estudo de casos para cada regime de nuvem foi selecionado se ele satisfizesse simultaneamente as seguintes condições:

**Casos ShDeep:** Foram caracterizados por dias com nuvens de *cumulus* rasas observadas durante o crescimento da fase da CLA convectiva, com a base de nuvens dentro do CLA (cerca de 1-2 km de profundidade) e aumentando gradualmente ao longo do tempo até ao desenvolvimento para nuvem profunda. Ao contrário dos dias ShCu, a transição da cobertura de nuvens rasas para profundas é observada pelo produto RWP-WACR-ARSCL. As nuvens convectivas

profundas foram caracterizadas por uma altura de base de nuvens no topo do CLA (cerca de 1-2 km), um topo acima de 3 km, e uma espessura igual ou superior a 5 km. A precipitação ocorre durante o estágio da camada de mistura com nuvens convectivas e é superior a  $1 \text{ mm h}^{-1}$ .

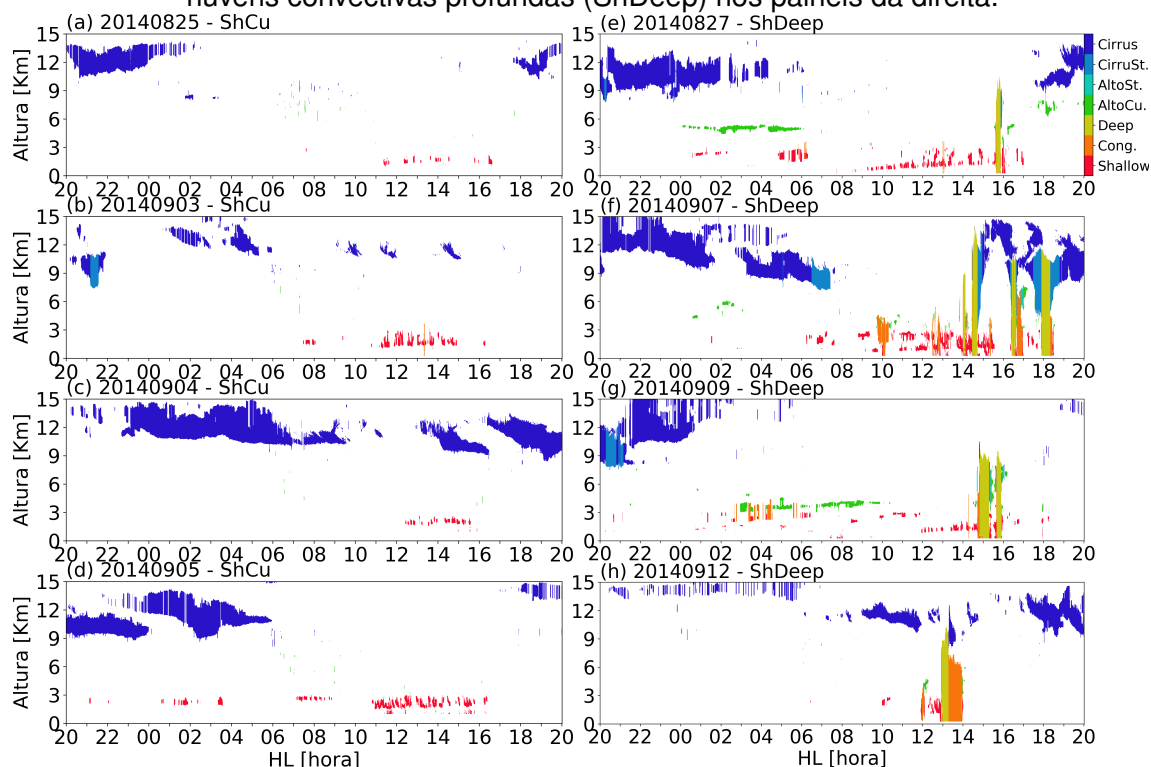
**Casos ShCu:** Foram caracterizados por dias com nuvens *cumulus* rasas no final da manhã (fase de rápido crescimento da CLA) ou no início da tarde (o estágio camada de mistura com nuvens) observados sobre o site T3 pelo produto RWP-WACR-ARSCL. Nenhuma precipitação é medida a qualquer hora do dia.

De 22 de agosto a 13 de setembro de 2014, foram observados 5 casos de nuvens rasas evoluindo para convecção profunda em torno de T3 (mas não sobre o T3), 2 casos de convecção profunda durante a noite no sítio T3, 7 casos de nuvens rasas para *congestus*, 4 casos de ShCu e 4 casos de ShDeep. Os casos ShCu e ShDeep foram selecionados cumprindo os requisitos apresentados acima. Nos dias de ShDeep, a evolução de nuvens *cumulus* rasas à convecção profunda é notada em horários diferentes, todos à tarde (Figura 3.10) entre 12:00 e 16:00 LST. As noites precedentes desses casos não têm nuvens convectivas profundas próximas da região do T3, mas geralmente cobertura de nuvens altas do tipo *cirrus* são notadas acima de 8 km. A Figura 3.10 mostra a classificação do tipo nuvem da máscara de nuvem do produto *Merged RWP-WACR-ARSCL* para cada caso ShCu e ShDeep.

Com base nos casos selecionados, os diferentes processos físicos associados a esses dois diferentes padrões de evolução diária de nuvens convectivas foram avaliados sob condições similares da grande escala durante a estação seca tardia da IOP2. As observações de radiossonda em alta resolução temporal, devido à radiossonda adicional pela manhã no horário das 10:30 HL, permitiram investigar o rápido crescimento do CLA.



Figura 3.10 - Classificação tipo nuvem do produto RWP-WACR-ARSCL para datas correspondentes de (a–d) dias com nuvens *cumulus* rasos (ShCu) nos painéis da esquerda e (e–h) e dias com transição de nuvens *cumulus* rasas para nuvens convectivas profundas (ShDeep) nos painéis da direita.



A taxa de chuva observada pelo PWD nos dias ShDeep foram 4,0; 3,3; 3,4 e 4,7 mm h<sup>-1</sup> nos dias 27/08/2014, 07/09/2014, 09/09/2014 e 12/09/2014, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

### 3.6.3 Resultados

#### 3.6.3.1 Condições ambientais e estabilidade

As observações dos perfis radiossondagem foram utilizadas para investigar as condições ambientais associadas com a evolução da CLA. As fases de evolução da CLA, tal como definidas previamente, foram combinados com os horários de lançamento das radiossondagens da IOP2: o estágio estável à 01:30 HL, o estágio da transição matutina às 07:30 HL, o estágio de crescimento rápido às 10:30 HL, e o estágio da camada de mistura com nuvens convectivas às 13:30 HL. A Figura 3.11 mostra os perfis verticais de umidade relativa (RH), temperatura potencial, umidade específica, e velocidade do vento medidos por

radiossondagem nos dias ShDeep e ShCu. As diferenças entre os dias ShDeep e ShCu são comparadas pela média (linhas vermelhas e azuis) e o seu desvio padrão (região sombreada) nos 3500 m acima da superfície.

Comparando os perfis de RH entre os dias ShDeep e ShCu, nota-se diferenças significativas nos perfis verticais de umidade (Figura 3.11a). Não somente a RH é maior nos dias ShDeep, como também é distribuída quase constantemente ao longo da direção vertical nos 3500 m. Em todas as fases, o RH é 10% mais elevado nos dias ShDeep na camada abaixo dos 2000 m do que nos dias ShCu. Acima dos 2000 m, as diferenças entre ShDeep e ShCu são ainda mais aparentes. Em média, o RH nos dias ShDeep é 40% mais elevado do que nos dias ShCu durante a fase estável e a transição matinal e até 50% durante a fase de crescimento rápido e estágio da camada de mistura com nuvens. Isso reflete a importância da umidade em níveis médios durante a estação seca para a evolução profunda de nuvens convectivas, conforme reportado por Ghate e Kollias (2016), Zhuang et al. (2017), Chakraborty et al. (2018).

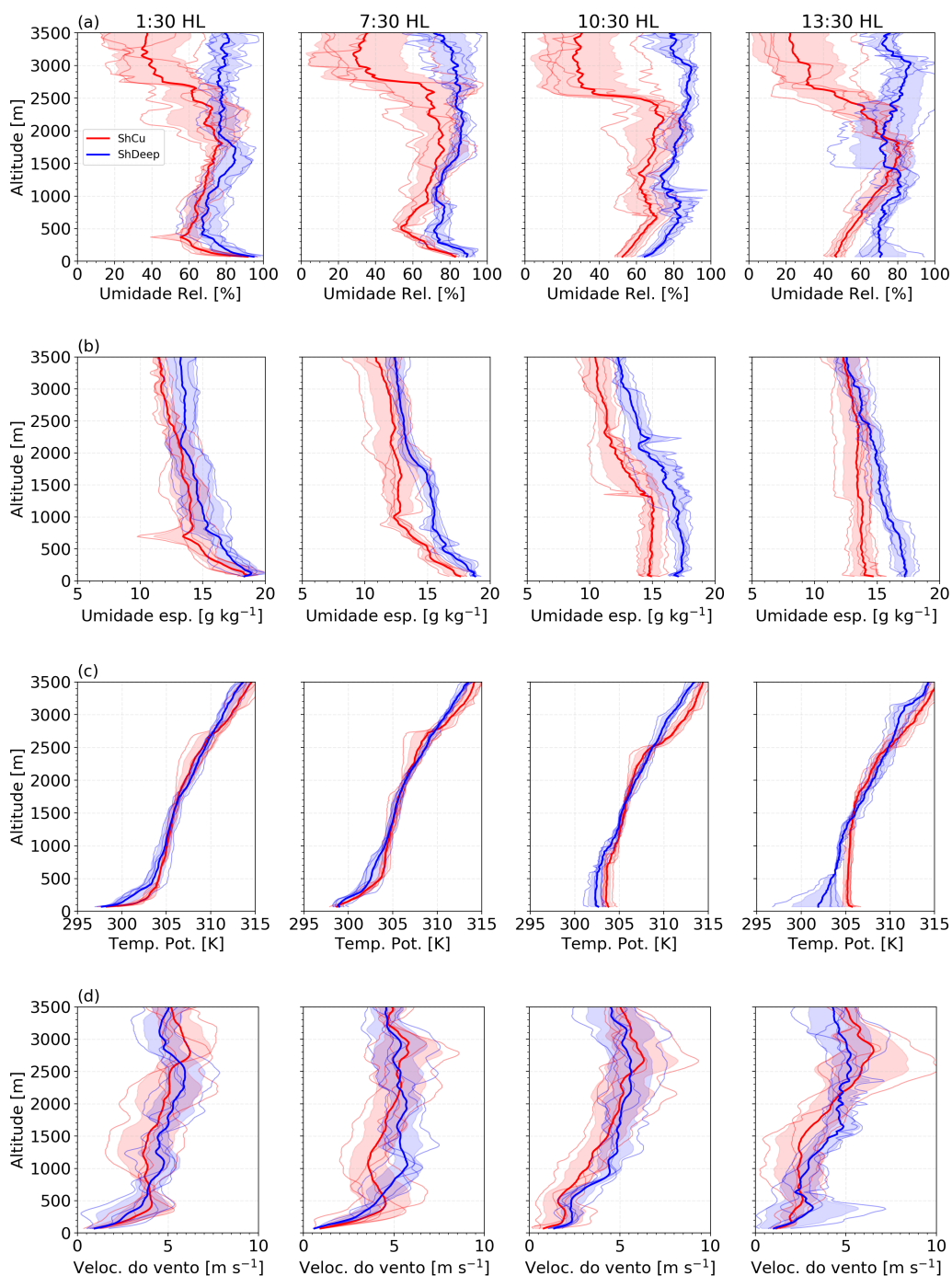
A distribuição vertical do conteúdo de vapor de água é mais elevada nos dias ShDeep do que nos dias ShCu desde a fase estável (01:30 HL) até à fase de transição matutina (07:30 HL) e também durante as fases da CLA diurnas 10:30-13:30 HL (Figura 3.11b). A evolução temporal de perfis da umidade específica mostra claramente que os dias ShDeep são mais úmidos (por em média  $2,0 \text{ g kg}^{-1}$ ) do que os dias ShCu. A camada acima da CLA desde a fase estável até à fase de transição matinal também difere nos dias ShDeep e ShCu. Por exemplo, nos dias ShDeep, a umidade específica é mais alta por cerca de  $0,5 \text{ g kg}^{-1}$  na altura de 1200 m, enquanto nos dias ShCu, é inferior em cerca de  $-1,0 \text{ g kg}^{-1}$ . Durante a fase de crescimento rápido, observa-se uma diferença de cerca de  $2,0 \text{ g kg}^{-1}$  abaixo de 3000 m.

Os perfis de temperatura potencial são mostrados na Figura 3.11c. Uma camada estável é observada na radiossondagem da 01:30 HL para ambos os regimes ShDeep e ShCu. A temperatura potencial próximo à superfície aumenta, da noite à manhã em cerca de  $1,0 \text{ K}$  nos dias ShDeep, enquanto nos dias ShCu essas alterações são de cerca de  $0,3 \text{ K}$  apenas. No estágio de transição matutina (07:30 HL), nota-se uma camada convectiva rasa limitada por uma inversão da CLA estável acima, devido à evolução da altura camada convectiva e ao aquecimento da superfície. Às 10:30 HL, observa-se condições da CLA bem misturadas (convectiva) durante a fase de crescimento rápido para ambos os regimes.

Às 13:30 HL, não há uma camada mistura bem definida nos dias de convecção ShDeep devido aos efeitos da precipitação, diferentemente dos dias ShCu, onde uma CLA convectiva e profunda nos casos é notada. Desde o estágio noturno estável, a transição da matutina até às fases de crescimento rápido nos dias ShDeep, o perfil de temperatura potencial é ligeiramente em média mais ameno (cerca de 1,0 K) do que nos dias ShCu na camada inferior a 1000 m. No estágio da camada de mistura com nuvens (13:30 HL), a atmosfera baixa mais fria durante os dias ShDeep é também associada à precipitação e por movimentos descendentes, que podem ocorrer durante o período de subida da sondagem na camada sub-nuvem.

A velocidade do vento aumenta com a altura, desde a superfície até 3000 m, exceto na sondagem 07:30 HL que apresenta um máximo relativo em 1 000 m (Figura 3.11d). Os perfis de velocidade do vento mostram uma sobreposição do desvio padrão em ambos os regimes convectivos. O desvio padrão indica uma grande variabilidade nos perfis verticais de velocidade do vento. A diferença de ventos horizontais entre os dois regimes convectivos é encontrada durante a fase de transição matutina (07:30 HL). Nos dias ShDeep, há um valor máximo do vento de cerca de  $12 \text{ m s}^{-1}$  a uma altura de  $\sim 1200 \text{ m}$ . Nos dias ShCu, o valor máximo do vento é aproximadamente  $10 \text{ m s}^{-1}$  a uma altitude de 500 m. O contraste entre a variação vertical do vento sugere um maior cisalhamento vertical do vento em dias de ShDeep. Algumas destas características também foram encontradas por (ZHUANG et al., 2017), em que o cisalhamento vertical do vento na camada entre 0-3000 m atinge um máximo de cerca de  $9 \text{ m s}^{-1}$  durante a transição da manhã na estação seca, considerando os dois anos da campanha GoAmazon2014/5 (Figura 14 de Zhuang et al. (2017)). Como consequência, um maior cisalhamento vertical do vento nos dias de ShDeep produz uma maior mistura turbulenta em níveis elevados (MAHRT; VICKERS, 2002) durante a transição matutina que influencia o desenvolvimento da CLA convectiva.

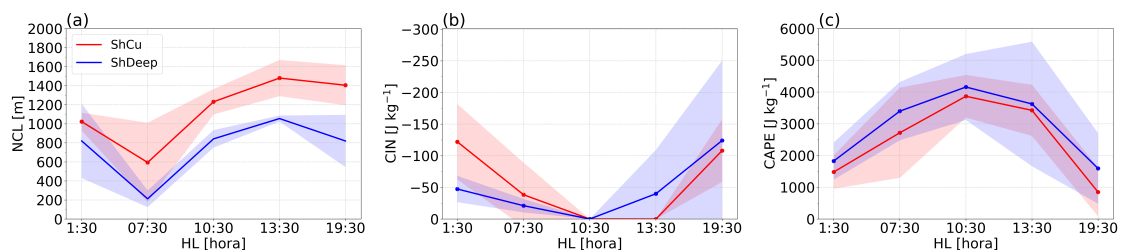
Figura 3.11 - Perfis verticais entre 50 e 3500 m da **(a)** umidade relativa, **(b)** umidade específica, **(c)** temperatura potencial e **(d)** velocidade do vento dos radiossondas lançados no sítio T3 (da esquerda para a direita) às 1h30, 7h30, 10h30 e 13h30 HL. A média (linhas em negrito) e o desvio padrão (sombreado) são mostrados para dias com nuvens *cumulus* rasos (ShCu, cor vermelha) e dias com transição de nuvens *cumulus* rasos para nuvens convectivas profundas (ShDeep, cor azul). As linhas finas azul e vermelho referem-se a cada caso.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 3.11 mostra que, em casos ShDeep, o ambiente é, em média, mais frio e úmido nos primeiros 1 000 m de altura, resultando em um perfil de RH mais elevado em toda a atmosfera inferior. Essas variações temporais nos perfis de temperatura e umidade observadas na CLA e na troposfera inferior também resultam em diferenças consideráveis nos índices convectivos. A Figura 3.12 mostra a evolução da média e o desvio padrão do NCL, CIN e CAPE. O NCL como CIN mostram um ciclo diurno modulados pelo forte aumento da temperatura e umidade na CLA. O ambiente relativamente mais úmido nos dias ShDeep do que o ambiente nos dias ShCu leva a uma redução da altura do NCL e nos valores do CIN. Os dias ShCu têm menor conteúdo de umidade na troposfera livre e na CLA e, portanto, maior altura do NCL e valores de CIN (ZHANG; KLEIN, 2010; ZHANG; KLEIN, 2013) criando uma barreira maior para os processos CLA (TIAN et al., 2021). Nos dias ShDeep, a altura do NCL mais baixa associada à rápida formação da CLA convectiva resulta na formação de *cumulus* (ZHANG; KLEIN, 2013) mais cedo no dia. Como esperado para o final da estação seca, os valores CAPE são altos tanto para os dias ShDeep como ShCu e, em particular, seu máximo é observado um pouco antes do desencadeamento da convecção profunda, por volta das 10:30 HL (ZHUANG et al., 2017). O aumento da umidade em baixos e médios níveis contribui para a mudança na estabilidade atmosférica e, portanto, para o desencadeamento da transição de convecção rasa para profunda. Este resultado concorda com outros estudos relacionados sobre a evolução das nuvens convectivas profundas na estação seca durante GOAmazon2014/5 (GHATE; KOLLIAS, 2016; ZHUANG et al., 2017; CHAKRABORTY et al., 2018).

Figura 3.12 - Evolução temporal do (a) nível de condensação por levantamento (NCL), (b) inibição convectiva (CIN) e (c) energia disponível convectiva (CAPE) derivada de radiossondagem. A média (linhas em negrito) e o desvio padrão (sombras) são mostrados para dias convectivos rasos (ShCu, cor vermelha) e dias convectivos rasos a profundos (ShDeep, cor azul).



Fonte: Produção do autor.

### 3.6.3.2 Ciclo diurno dos efeitos próximo à superfície

A Figura 3.13 ilustra as interações entre nuvem e radiação na superfície. O balanço do fluxo radiativo de ondas curtas durante a noite é zero e, após o nascer do sol, aumenta constantemente até um máximo de  $\sim 800 \text{ W m}^{-2}$  ao meio dia, e diminui durante a tarde (Figura 3.13a). O balanço radiativo é principalmente modulado pela evolução diurna das nuvens convectivas. Durante a fase de crescimento rápido da CLA, as principais diferenças entre os dias ShDeep e ShCu ocorrem no final da manhã até a tarde devido à maior quantidade de cobertura de nuvens de *cumulus* rasas nos dias ShDeep. Nos dias com ShDeep, as nuvens são mais profundas durante o estágio da CLA convectiva, com maior profundidade óptica, refletindo mais radiação de ondas curtas. Consequentemente, as nuvens reduzem a radiação de ondas curtas e resfriam a superfície.

Em média, o balanço de ondas longas à superfície é negativo (Figura 3.13b). Quanto mais negativos forem os valores nos dias ShCu, maior é a radiação de onda longa de saída em comparação com os dias ShDeep. A diferença entre os dias ShDeep e ShCu é em média  $-10 \text{ W m}^{-2}$  durante a fase estável, e aumenta durante o dia à medida que a diferença da fração de nuvens entre os regimes aumenta. Maior conteúdo de umidade em dias ShDeep pode ser a razão para a diferença notada, uma vez que o resfriamento da superfície também depende do fluxo radiativo de onda longa emitido pela atmosfera. Por exemplo, no ambiente úmido do regime ShDeep, há mais radiação de ondas longas incidente com maior teor de umidade, reduzindo o resfriamento da superfície (TIAN et al., 2021).

A umidade do solo influencia na partição da energia disponível entre fluxo de calor latente e sensível na superfície. A umidade do solo em média é menor nos dias ShDeep do que nos dias ShCu na camada do solo a 2,5 cm (Figura 3.13c). Em particular, há uma grande sobreposição no desvio padrão sugerindo que há dias em que a umidade do solo é semelhante entre os casos. Essas variações no dia a dia são, por exemplo nos dias ShDeep, uma resposta aos 3 consecutivos dias de estudos de caso ShCu (3,4, e 5 de Setembro) seguido pelo caso com precipitação ShDeep (07 de setembro).

Uma vez notadas as diferenças no fluxo radiativo de ondas longas e na umidade do solo entre os dias ShDeep e ShCu, são esperadas diferenças no fluxo de calor no solo entre os regimes convectivos. Isso é mostrado na Figura 3.13d, que representa a evolução temporal média do fluxo de calor do solo para a camada do solo entre 0–5 cm. Para a fase estável, o fluxo de calor no solo é positivo

(em direção ao solo). Nos dias ShDeep, o solo absorve menos energia do que nos dias ShCu durante a noite. A fase de transição da manhã é caracterizada por uma mudança de sinal (*crossover*) de positivo para negativo por volta das 8:00 HL da manhã em ambos os regimes convectivos. O fluxo de calor do solo atinge um máximo de cerca de  $-35 \text{ W m}^{-2}$  por volta do meio dia, indicando uma quantidade de energia liberada para a atmosfera. Na fase da camada de mistura com nuvem, os valores negativos e o alto desvio padrão correspondentes nos dias de ShDeep estão associados ao resfriamento causado pela precipitação e o fluxo de calor do solo muda a sua direção de fluxo por volta das 16:00 HL. Nos dias ShCu, o *crossover* ocorre próximo ao pôr do sol.

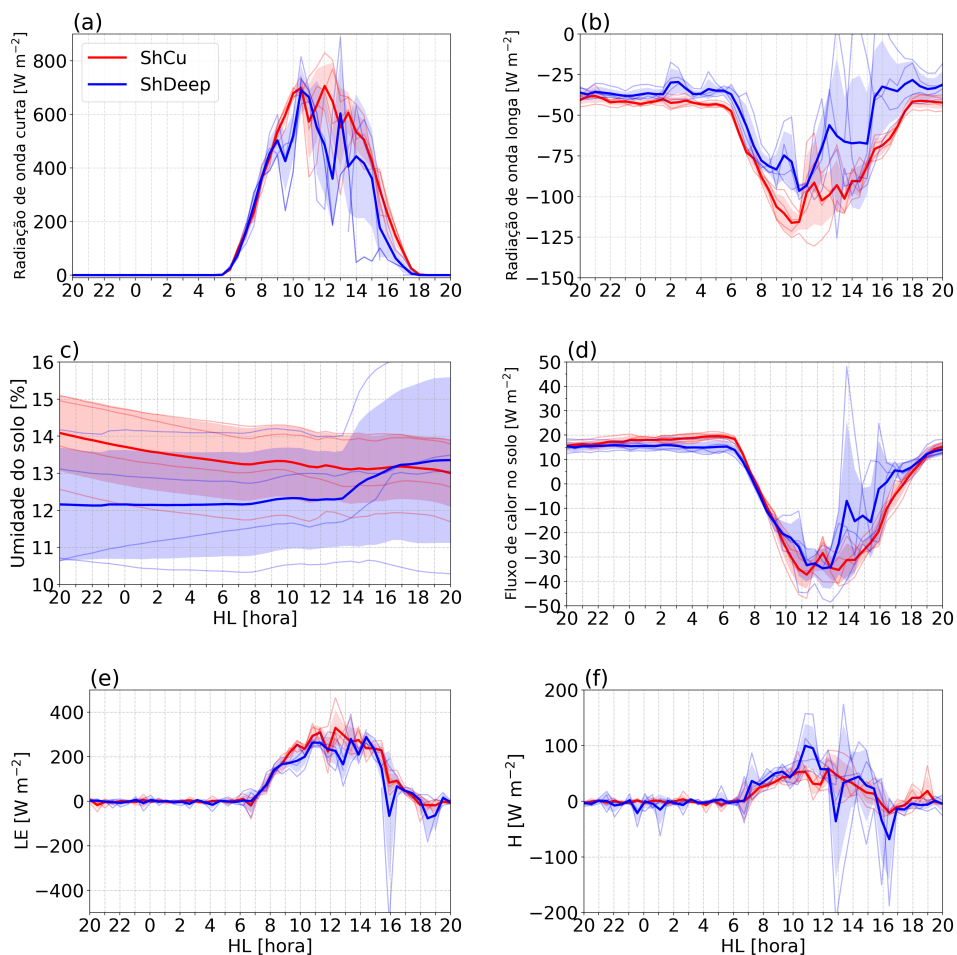
A evolução temporal dos fluxos de superfície mostra-se em fase com a evolução temporal da radiação de ondas curtas (Figura 3.13a). O fluxo de calor latente à superfície atinge um máximo de  $290 \text{ W m}^{-2}$  nos dias ShDeep e  $310 \text{ W m}^{-2}$  nos dias ShCu (Figura 3.13e). Nos dias ShDeep, o fluxo de calor latente é menor do que nos dias ShCu das 09:00 HL às 17:00 HL. Essa diferença pode ser explicada pelo aprofundamento mais cedo da CLA, redistribuindo o vapor de água no interior da CLA. A redução do fluxo de calor latente nos dias ShDeep é semelhante à encontrada no site do SGP mostrado no estudo de Zhang e Klein (2010). À noite, devido ao resfriamento radiativo de onda longa à superfície, o calor sensível na superfície é próximo de zero ou ligeiramente negativo tanto para os dias ShDeep como ShCu (Figura 3.13f). Pela manhã, a diferença entre os dias ShDeep e ShCu aumenta depois das 07:00 HL, quando o aquecimento da superfície leva a uma troca ascendente de calor sensível e subsequente aquecimento da parte mais baixa de CLA devido à convergência do fluxo de calor. Durante a fase de transição matutina, o fluxo de calor sensível atinge valor em média de  $20 \text{ W m}^{-2}$  maior nos dias ShDeep do que nos dias ShCu. Na fase de crescimento rápido, por volta das 10:00 e 11:00 HL, o fluxo de calor sensível nos dias ShDeep atinge um pico de  $50 \text{ W m}^{-2}$  em média mais elevado do que nos dias ShCu. O pico corresponde ao tempo antes do disparo da convecção profunda. Como esperado, observa-se uma diminuição drástica do fluxo de calor à superfície durante os eventos de precipitação, por volta das 13:00 HL com uma diminuição de quase  $\sim 30 \text{ W m}^{-2}$  e por volta das 16-17:00 HL em torno de  $\sim 70 \text{ W m}^{-2}$ . Dessa forma, no estágio de da camada limite com nuvens o fluxo de calor sensível é maior nos casos ShCu em relação ao ShDeep.

Uma característica da evolução diurna do fluxo de calor sensível, muitas vezes visto em dias de ShDeep, é o efeito do fluxo de calor sensível promovendo a ero-

são da CLA noturna. Após o *crossover*, o fluxo de calor sensível aumenta com o tempo e com a quantidade de energia libertada da superfície, conduzindo a uma maior taxa de crescimento do CLA na fase de transição matutina do que nos dias ShCu. No estágio da camada de mistura com nuvens, nos dias ShDeep, as nuvens afetam o fluxo de calor sensível próximo à superfície, ou positivamente, aumentando o fluxo de calor sensível devido a processos associados à chegada da frente de rajada, ou negativamente, diminuindo o fluxo de calor sensível devido ao transporte de ar frio da nuvem para o interior da CLA (OLIVEIRA et al., 2020). Por outro lado, um maior entranhamento de ar seco da troposfera livre em direção ao interior da CLA nos dias ShCu pode ser uma resposta à turbulência CLA resultado do intenso fluxo de calor sensível durante o estágio da camada de mistura com nuvens *cumulus rasas*.



Figura 3.13 - Evolução do temporal do (a) balanço de radiação de ondas curtas, (b) balanço de radiação de ondas longas, (c) umidade do solo, (d) fluxo de calor do solo, (e) fluxo de calor latente e (f) fluxo de calor sensível na superfície. A média (linhas em negrito) e o desvio padrão (sombreado) são mostrados para dias convectivos rasos (ShCu, cor vermelha) e dias convectivos rasos a profundos (ShDeep, cor azul). As linhas finas azul e vermelho referem-se a cada caso.



Fonte: Produção do autor.

O crescimento da CLA convectiva é forçado pelos fluxos turbulentos de calor na superfície, que são controlados pela da instabilidade e influência da heterogeneidade da superfície. A Figura 3.14 mostra a evolução temporal dos valores médios e dos desvios padrões da temperatura do ar em 2 m, umidade específica em 2 m, velocidade do vento horizontal e energia cinética turbulenta (TKE). A temperatura do ar diminui gradualmente em 1,1 e 2,3°C das 20:00 às 06:00 HL nas noites de ShDeep e ShCu, respectivamente (Figura 3.14a). Durante o estágio estável da

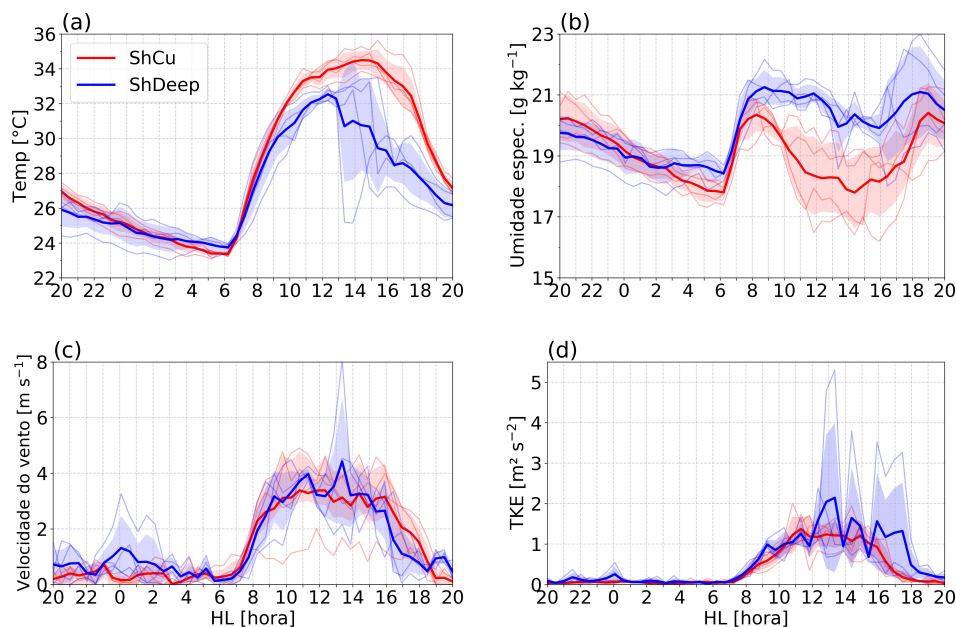
CLA noturna, a temperatura do ar próximo da superfície é controlada por resfriamento pela radiação de onda longa (Figura 3.13b). Antes do amanhecer, os dias ShDeep têm temperaturas próximas a superfície mais elevadas em média (em cerca de 0,5 °C) entre as 04:00 e 06:00 HL, do que os dias ShCu. A evolução da temperatura do ar no decorrer da manhã, que inclui a fase de transição matutina e a fase de crescimento rápido, há um intenso aquecimento gradual de 8,0°C nos dias ShDeep e 10,0°C nos dias ShCu até o ciclo diurno atingir a temperatura máxima do ar por volta do meio-dia para os dias ShDeep e cerca de 15 HL para os dias ShCu. Mais tarde, nos dias ShDeep, após a temperatura do ar atingir um valor máximo em média de 33,0°C por volta das 12:00 HL, nota-se uma queda de ~3,0°C durante o estágio da camada de mistura com nuvens devido ao resfriamento latente da evaporação da chuva. Nos dias ShCu, o estágio da camada de mistura com nuvens, a temperatura do ar diminui após o máximo de 34,5°C por volta das 15:00 HL.

A Figura 3.14b mostra a evolução temporal da umidade específica próxima à superfície. De forma semelhante ao comportamento da temperatura do ar em 2 m, a umidade específica diminui gradualmente durante o estágio estável do CLA. Para dias ShDeep, a variação é menor que para dias ShCu com valores de taxa de 1,1 g kg<sup>-1</sup> durante noites ShDeep em comparação com 2,0 g kg<sup>-1</sup> em noites ShCu em 8 h. Às ~06:30 LST, a umidade específica apresenta valores mínimos seguido por um aumento de quase 3,0 g kg<sup>-1</sup> às 08:00 LST. Depois das 09:00 LST, a umidade específica diminui à tarde em cerca de 1,0 g kg<sup>-1</sup> entre 12:00–16:00 LST no momento em que ocorre precipitação nos dias de ShDeep. A queda na umidade do CLA nos dias de ShDeep sugere que as correntes descendentes não são capazes de trazer ar de uma altitude suficientemente alta para produzir uma diminuição significativa da superfície, como pode ocorrer em alguns casos de convecção isolada (OLIVEIRA et al., 2020) e também com passagens de sistemas organizados (SCHIRO; NEELIN, 2018). Nos dias ShCu, a umidade específica é máxima por volta das 08:00 LST, seguida por uma diminuição durante todo o estágio de crescimento rápido e camada de mistura com nuvens de cerca de 2,0 g kg<sup>-1</sup> até o pôr-do-sol, seguida por um máximo posterior às 19:00 LST. Esses resultados são consistentes com o trabalho de Zhang e Klein (2013), onde o fluxo de calor sensível na fase da CLA convectiva contribui para uma maior entrada de ar seco no CLA em condições ShCu.

A fim de caracterizar os aspectos dinâmicos da CLA influenciados pela não homogeneidade da região do T3, a Figura 3.14c-d mostra a velocidade do vento

horizontal e a intensidade da turbulência, que foi verificada por meio da evolução temporal do TKE. O TKE foi calculado com as variâncias das três componentes do vento  $TKE = 0,5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$ . Nos dias ShDeep, a velocidade média do vento próximo a superfície durante a noite é levemente maior do que nos dias ShCu. Por exemplo, entre o período das 22:00 às 02:00 HL, nota-se maior turbulência, com ventos mais fortes (em média  $1,5 \text{ m s}^{-1}$ ) e picos de TKE de  $\sim 0,3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Essa característica é esperada, uma vez que ventos mais fortes implicam em um aumento da produção mecânica de turbulência durante a noite. Com o início da convecção diurna, o vento e o TKE aumentam. A diferença na TKE é aparente entre os regimes convectivos durante e após a passagem das tempestades convectivas. Aumentos substanciais de TKE de cerca de  $1,5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  às 13:00 HL e cerca de  $0,5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  pode ser notados às 15:00 e 16:00 HL. Estes picos momentâneos de TKE estão provavelmente associados a tempestades convectivas no momento em que as frentes de rajada atingem o sitio T3 (OLIVEIRA et al., 2020). O ciclo diário da direção do vento em 10 m (não mostrados) mostram a influência da brisa de rio na região sem distinção entre os regimes, semelhante aos resultados discutidos por Ghate e Kollias (2016).

Figura 3.14 - Evolução temporal da **(a)** temperatura do ar em 2 m, **(b)** umidade específica em 2 m, **(c)** velocidade do vento medidos pela estação meteorológica de superfície, e **(d)** energia cinética turbulenta calculadas com as variâncias do vento medidas pelo ECOR para dias de convecção rasa a profunda (ShDeep, cor azul) e dias de convecção rasa (ShCu, cor vermelha). As linhas finas azul e vermelho referem-se a cada caso.



Fonte: Produção do autor.

### 3.6.3.3 Os efeitos da camada limite atmosférica

A evolução diária da altura da CLA é mostrada na Figura 3.15 para os dias ShDeep e ShCu. Durante a noite, a CLA é estabelecida como uma camada estável e a profundidade da CLA diminui gradualmente de 20:00 HL até o nascer do sol, variando de 400 para 140 m nos dias ShDeep, e de 300 para 110 m nos dias ShCu. A profundidade média da camada estável é maior nos dias ShDeep do que nos dias ShCu (em média de 80 m e desvio padrão de  $\pm 50$  m ao longo de toda o estágio noturno e estável). Os valores relativamente mais elevados da altura da CLA noturna estão relacionados com uma turbulência mecânica mais intensa em dias ShDeep do que em dias ShCu, como visto na Figura 3.14.

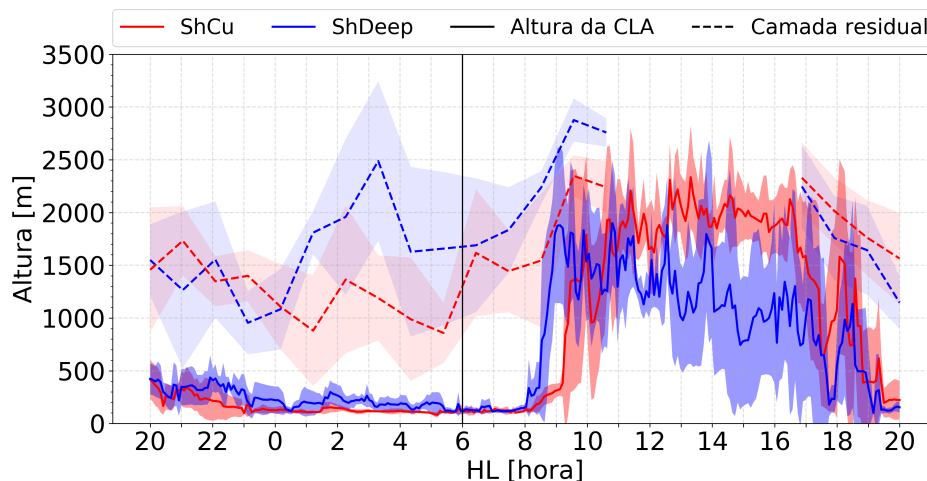
O estágio de transição matutina da CLA inicia-se ao nascer do sol e é determinada pelo tempo em que o fluxo de calor à superfície muda de valores negativos para positivos, próximo das  $\sim 07:00$  HL (Figura 3.13). Quando a superfície

é aquecida nos dias de ShDeep em torno das 07:00 HL, há um ligeiro aumento na profundidade CLA. O estágio de transição termina por volta das 08:00 HL, no momento em que o saldo de radiação de onda curta é  $\sim 240 \text{ W m}^{-2}$  e o fluxo de calor sensível é de cerca de  $39 \text{ W m}^{-2}$ . Por outro lado, nos dias ShCu, a profundidade da CLA evolui lentamente a partir do mesmo horário aproximado e termina 0,75 h mais tarde (cerca das 08:45 HL), no momento em que o saldo de radiação de onda curta é  $\sim 290 \text{ W m}^{-2}$  e o fluxo de calor sensível é cerca de  $42 \text{ W m}^{-2}$ . Durante o estágio de transição, a inversão da CLA estável é erodida e substituída por uma CLA convectiva. Uma diferença notável entre os regimes convectivos é que a duração da transição matutina é menor para os dias ShDeep do que para os dias ShCu.

Ao longo do estágio de crescimento rápido, a altura da CLA avança rapidamente durante o período da manhã. Nos dias ShDeep, o início de crescimento rápido foi observado 2 h após o nascer do sol (fim do estágio de transição matutina) com uma altura da CLA de cerca de  $\sim 300 \text{ m}$  e prosseguindo até uma altura de  $\sim 2\,000 \text{ m}$ , atingindo a altura estimada da camada residual por volta das 09:30–10:00 HL (Figura 3.15, linhas tracejadas). Durante os dias ShCu, a CLA demora cerca de 3 h após o nascer do sol para se estender de  $\sim 300 \text{ m}$  até a camada residual (cerca de  $2000 \text{ m}$ ).

Os dias ShDeep atingem uma altura máxima (em média) de  $\sim 1800 \text{ m}$  por volta das 10:00 HL e depois diminuem em altura durante a surgimento de nuvens *cu-mulus* rasas e o crescimento em nuvem profunda. Os dias ShCu atingem uma altura máxima (em média) de  $\sim 2250 \text{ m}$  por volta das 13:00 HL e depois diminuem em altura no final da tarde devido à diminuição do fluxo de calor na superfície (Figura 3.13e-f).

Figura 3.15 - Evolução temporal da altura da CLA (linha sólida) e da altura da camada limite residual (linha tracejada) para dias com evolução de nuvens convectivas *cumulus* rasa a profunda (ShDeep, cor azul) e dias nuvens convectivas *cumulus* rasa (ShCu, cor vermelha).



Fonte: Produção do autor.

### 3.6.3.4 A transição matutina da CLA e o desenvolvimento de nuvens convectivas

Vários processos podem influenciar o ciclo médio da CLA, tais como o aquecimento de superfície, entranhamento de ar da atmosfera livre na CLA, aquecimento ou resfriamento radiativo do ar e a influência de nuvens (ANGEVINE et al., 2020). A dependência dos parâmetros e processos meteorológicos da CLA associados a uma transição mais rápida para o início da CLA convectiva é mostrada aqui para cada evento ShDeep e ShCu. Como já mencionado anteriormente, a resposta do tipo de regimes convectivos depende da condição do ambiente, mais especificamente da coluna da umidade (GHATE; KOLLIAS, 2016) e dos processos CLA. Nos dias ShDeep, a evolução da altura CLA noturna durante o estágio estável é caracterizada por maior mistura turbulenta e menor tempo para o processo de erosão da CLA estável, levando a início da CLA convectiva bem mistura mais cedo e que favorece a formação do crescimento rápido da CLA convectiva em comparação com os dias ShCu. Durante a fase de transição matutina, a umidade e o VWS podem ser relativamente maiores na camada dos primeiros 1000 m acima da superfície, bem como o fluxo de calor sensível na superfície. Isso sugere que a erosão da CLA estável pode estar associada a efeitos de superfície

e na parte superior da CLA, semelhantes as conclusões de outros estudos que abordaram a transição matutina (ANGEVINE et al., 2001; ANGEVINE et al., 2020).

As principais características da transição matutina do estudo de casos são apresentadas no Tabela 3.2. O IWV foi calculado na coluna de 50 a 1000 m ( $IWV_{1km}$ ), e na coluna vertical total, de 50 a 20000 m ( $IWV_T$ ), e são mostrados entre parênteses (Tabela 3.2). O VWS foi calculado subtraindo a velocidade média do vento horizontal em 1000 m da velocidade média do vento em 50 m no perfil radiossondagem das 7:30 HL. Os dias com influência de nuvens durante a fase de transição da manhã são marcados com um asterisco na Tabela. (ANGEVINE et al., 2001) mostrou que as variações diárias mais extremas na duração da transição matutina foram encontradas em dias com influência de nuvens observados na torre micrometeorologica de Cabauw, nos Países Baixos. A CLA convectiva sobre a Amazônia é geralmente influenciado por nuvens e raramente livre de nuvens (BETTS et al., 2009), portanto, os dias com influência de nuvens durante a fase de transição matinal não foram excluídos da análise.

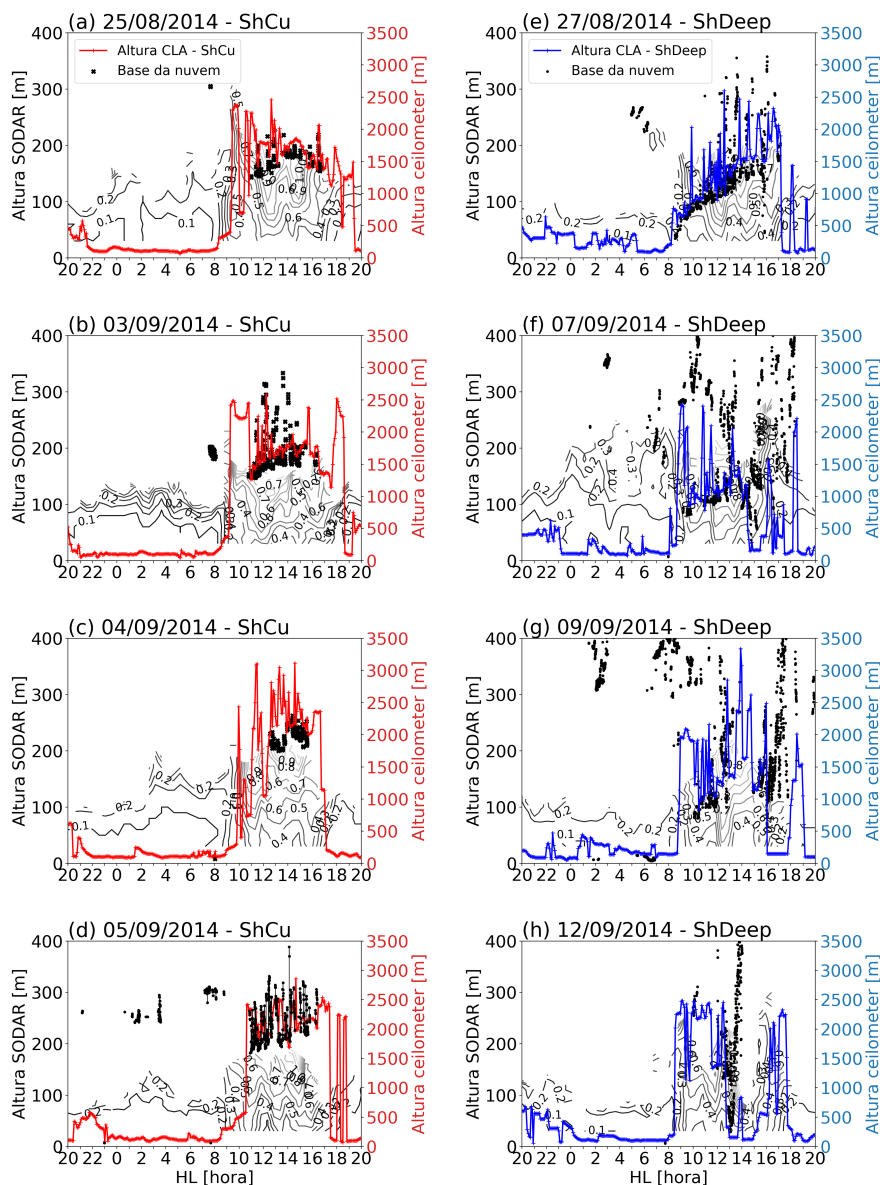
Em média, a duração do estágio de transição da matutina para os quatro dias ShCu é cerca de 2,5–3,0 h após o nascer do sol e a umidade específica diminui acentuadamente de  $\sim 19 \text{ g kg}^{-1}$  em 50 m para  $12 \text{ g kg}^{-1}$  em 1000 m, como consta pelo perfil de sondagens. Entre os dias ShCu, dia 1 (25 de Agosto) e dia 4 (4 de Setembro) são dias sem nuvens durante a transição. O tempo para que o fluxo de calor sensível torne-se positivo é de 1,5 h e o início da CLA convectiva é observado cerca de 2,5 h após o nascer do sol durante ambos os dias. Estes dois casos têm respectivamente a maior e a menor taxa de crescimento de altura entre os dias ShCu. A taxa de variação de crescimento é de  $84 \text{ m h}^{-1}$  para o dia 1 e  $43 \text{ m h}^{-1}$  para o dia 5. A diferença entre estes dias deve-se provavelmente ao maior fluxo de calor sensível no momento do *crossover* e à estrutura vertical da umidade, e de forma similar ao  $IWV_T$  de 4,6 cm para o dia 1 em comparação com 3,6 cm para o dia 4. Os dias têm valores de VWS moderados de 5,1–4,8  $\text{m s}^{-1}$ . Para ambos os dias ShCu com influência de nuvens, o dia 3 (3 de Setembro) tem o *crossover* mais cedo entre os dias ShCu de cerca de 0,5 h após o nascer do sol, e tem o início CLA convectiva mais tardio em torno das 09:00 HL, cerca de 3,0 h após o nascer do sol provavelmente devido à cobertura de *cumulus* rasas observada entre as 07:00 e 08:00 HL. O dia 5 (5 de Setembro) apresenta uma baixa taxa de crescimento da altura ( $56 \text{ m s}^{-1}$ ) e o menor VWS de todos os dias ( $3,2 \text{ m s}^{-1}$ ). O *crossover* ocorre a 1 h após o nascer do sol e o início é 2,5 h após o nascer do sol.

Com relação aos dias ShDeep, a cobertura de nuvens baixas está presente em 3 dos 4 dias durante o período da transição matutina. A duração média da transição é de cerca de 2,0 h para o dia sem nuvens e dias com influência de nuvens rasas. No dia ShDeep com influência de nuvens rasas e *altocumulus* durante toda a fase de transição da manhã, a duração é de cerca de 2,5 h. Em todos os dias ShDeep, a umidade específica diminui de  $\sim 20$  em 50 m para  $\sim 15$  g kg<sup>-1</sup> em 1000 m. No dia 2 (27 de Agosto), as nuvens *cumulus* e *altocumulus* foram observados antes e depois do nascer do sol, contudo, o momento do *crossover* 0,5 h e depois disso, entre o *crossover* e o início, não há influência de nuvens. Assim, o início do CLA convectiva é aproximadamente 2,25 h depois do nascer do sol. Para o dia 3 (7 de Setembro), nota-se nuvens rasas entre as 06:00 e 07:30 HL, e o *crossover* é 1,0 h (07:00 HL) após o nascer do sol e o início da CLA convectiva por volta das 08:10 HL. Dia 7 também tem uma alta taxa de crescimento de altura CLA como dia 2 e dia 6 de cerca de 200 m s<sup>-1</sup>. No entanto, o início do CLA convectivo é atrasado em 2,5 h após o nascer do sol, provavelmente devido à cobertura de *altocumulus* e *cumulus* durante a transição. O último caso ShDeep é o 12 de Setembro, a única manhã sem nuvens, a menor taxa de crescimento de altura CLA e menor VWS entre os dias ShDeep. O tempo para o *crossover* do fluxo de calor sensível é 06:30 HL e o início da CLA convectiva ocorre 2 h após o nascer do sol (08:00 HL).

O início mais cedo da CLA convectiva pode ser observada nos dias ShDeep como um claro aumento da turbulência (cerca de 0,1 m s<sup>-1</sup>) nas linhas de contorno do desvio padrão do vertical da velocidade do vento (Figura 3.16). Assim, existe uma boa concordância sobre o início da CLA convectiva observada entre o SODAR e o *ceilometer* nos dias de ShDeep (Figura 3.16). Além disso, a hora de início do perfil SODAR é um pouco mais tardio nos dias ShCu do que nos dias ShDeep de aproximadamente 0,5–1,0 h (Figura 3.16a–c) como observado pelo *ceilometer*.



Figura 3.16 - Evolução temporal da altura do CLA e altura mais baixa da base da nuvem (pontos pretos) estimados pelo *ceilometer* no casos (a–d) ShCu e (e–h) Sh-Deep. O contorno mostra o desvio padrão da velocidade vertical estimada pela SODAR. O contorno começa em 0,1 e incrementa a cada 0,1  $m s^{-1}$ .



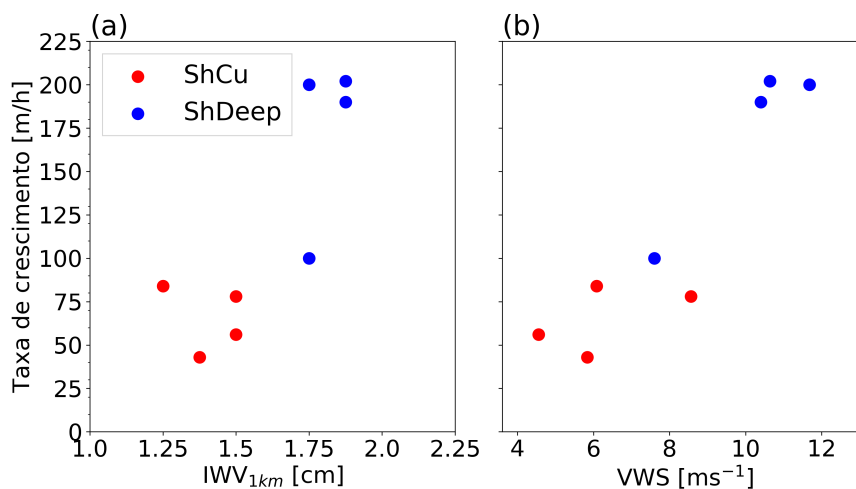
Fonte: Produção do autor.

Os valores de VWS na radiossondagem da transição matutina acima da CLA foram associados a ocorrência de jato de baixo nível (JBN) em 7 dos 8 casos (Tabela 3.2). A exceção é o dia 12 de Setembro (caso 8), que exibe um VWS de  $7 m s^{-1}$  sem um padrão de JBN. O JBN é observado como uma velocidade

máxima no perfil vertical do vento em baixos níveis, na qual a velocidade do vento é maior do que as velocidades do vento acima e abaixo dele, geralmente nos 1500 m mais baixos da atmosfera (STULL, 1988; BAAS et al., 2009). Nos dias de ShDeep, a velocidade do JBN varia entre 12–15  $\text{m s}^{-1}$  localizada entre 630 e 1350 m acima do solo. Nos dias ShCu, o perfil de velocidade do vento indica o desenvolvimento de um JBN com a velocidade máxima do jato localizado a uma altura de cerca de 350–630 m, com a velocidade máxima variando entre 6–13  $\text{m s}^{-1}$ . O JBN mais alto nos dias de ShDeep pode estar associado a advecção de umidade na escala sinótica acima da CLA, como notado na análise estatística e também por Ghate e Kollias (2016).

A Figura 3.17 mostra a relação entre as taxas de crescimento de altura da CLA na transição matutina e (a) o  $\text{IWV}_{1km}$  e (b) o VWS entre 50 m e 1000 m, respectivamente. O gráfico de dispersão indica uma associação positiva de uma elevada taxa de crescimento da altura CLA devido aos elevados valores do  $\text{IWV}_{1km}$  e o VWS (por exemplo, a duração da transição da manhã em dias com convecção ShDeep diminui com elevado teor de umidade e com VWS intenso de manhã cedo, tanto para manhãs sem nuvens como para manhãs com influência de nuvens).

Figura 3.17 - Diagrama de dispersão da taxa de variação da altura da CLA durante a transição matutina versus (a) vapor de água integrado entre 50 e 1000 m ( $\text{IWV}_{1km}$ ) e (b) cisalhamento vertical do vento (VWS) entre 50 m e 1000 m para dias de convecção rasa a profunda (ShDeep, círculos azuis) e dias de convecção rasa (ShCu, círculos vermelhos).



Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.2 - Parâmetros meteorológicos para cada caso durante a fase de transição matutina.

Caso	H+ [hora](valor)	Início [h]	Taxa [m h <sup>-1</sup> ]	q <sub>surf</sub> [g kg <sup>-1</sup> ]	IWV [cm]	VWS <sub>1km</sub> [m s <sup>-1</sup> ]	JBN [m s <sup>-1</sup> ](m)
1	07:30 (20,0)	2:30	84,0	19,6	1,2 (4,6)	5,1	11,3 (330)
2*	06:30 (2,0)	2:15	190,0	19,6	1,7 (4,9)	10,5	15,0(1350)
3*	06:30 (3,0)	3:00	78,0	18,7	1,5 (4,4)	8,2	13,7 (630)
4	07:30 (17,0)	2:30	43,0	20,0	1,4 (3,4)	4,8	8,6 (350)
5*	07:00 (0,1)	2:30	56,0	20,4	1,3 (3,6)	3,2	6,6 (610)
6*	07:00 (23,0)	2:10	20,0	20,5	1,7 (5,1)	10,8	12,7(890)
7*	07:00 (44,0)	2:30	200,0	20,1	1,6 (5,1)	12,1	13,2(1010)
8	06:30 (8,0)	2:00	100,0	21,0	1,6 (4,6)	7,0	-

**H+** refere-se ao horário do primeiro valor positivo do fluxo de calor sensível (momento do *Crossover*); **Início** refere-se ao tempo de erosão da CLA noturna em relação ao nascer do sol (início da CLA convectiva); **Taxa** refere-se a de variação da altura da CLA durante o estágio de transição matutino; **q<sub>surf</sub>** refere-se ao valor da umidade específica em 50 m; **IWV** refere-se ao vapor d'água integrado entre 50 m a 1000 m e na camada total (50 até 20000 m) são mostrados em parênteses; **VWS<sub>1km</sub>** refere-se ao cisalhamento vertical do vento entre os níveis de 1000 e 50 m ; O jato de baixos níveis é denotado por **JBN** e em parênteses são informado a altura em que o máximo ocorre. Os valores de q<sub>surf</sub>, IWV, VWS, JBN foram computados com o perfil da radiossondagem das 07:30 HL. Dias com influência de nuvens durante o estágio da transição matutina são marcados com asterisco.

Fonte: Produção do autor.

### 3.7 Conclusões parciais

Neste capítulo, a análise observacional dos processos da CLA foi apresentada durante eventos de nuvens rasas e de evolução para nuvens convectivas profundas na região do projeto GoAmazon 2014/5. Este estudo focou na compreensão dos processos dominantes na transição de nuvens convectivas *cumulus* rasa a profunda durante a estação seca. As condições ambientais na troposfera inferior na qual a CLA desenvolve-se durante os dias ShDeep são relativamente mais úmidas e frias do que nas condições ambientais nas quais os dias ShCu foram observados. A análise da estrutura vertical da velocidade do vento mostra que o VWS está geralmente associado à ocorrência da velocidade máxima relativa do vento (jato noturno de baixos níveis) em níveis mais altos comparado com ShCu. Durante o estágio estável, a combinação das condições ambientais e as características noturnas CLA favorecem as condições observadas no estágio de transição matutina. A duração desse estágio nos dias ShDeep é menor, devido ao maior conteúdo integrado da umidade e intenso VWS nas primeiras horas da manhã. A transição para o início da CLA convectiva pode ser atribuída a uma combinação de variáveis antes do nascer do sol, tais como a umidade específica, cisalhamento vertical do vento, radiação de ondas longas e temperatura do ar próximo à superfície.

A erosão e o estágio de crescimento rápido da CLA mais cedo respondem a partição fluxos de calor à superfície. O aumento do fluxo de calor sensível nas primeiras horas da manhã força o crescimento da CLA. Isso sugere que a transição matutina da CLA desempenha um papel na mistura vertical e consequentemente na intensidade da convecção nos dias de ShDeep no início da manhã. Dessa forma, o início da CLA convectiva (camada bem misturada) no final da fase de transição matutina ocorre mais cedo do que nos dias ShCu. Durante o estágio de crescimento rápido, os movimentos verticais na camada sub-nuvem da CLA profunda favorecem o crescimento da CLA, através do qual uma parcela de ar pode alcançar o NCL (fazendo assim surgir as primeiras células de *cumulus* rasa) e depois o nível de convecção livre (favorecendo assim a convecção profunda).

## 4 SIMULAÇÃO NUMÉRICA EM ALTA RESOLUÇÃO DA CAMADA LIMITE COM NUVENS CONVECTIVAS RASAS E NUVENS CONVECTIVAS PROFUNDAS

### 4.1 Introdução

A formação de nuvens convectivas, bem como a transição de nuvens rasas para profundas, permanece uma questão complexa e aberta, tanto do ponto de vista dos aspectos observacionais (ZHANG; KLEIN, 2010; GHATE; KOLLIAS, 2016; TANG et al., 2016; ZHUANG et al., 2017; CHAKRABORTY et al., 2018; SCHIRO; NEELIN, 2018; BISCARO et al., 2021) como dos estudos que envolvem a modelagem numérica. Os diferentes processos físicos que ocorrem durante o crescimento da Camada Limite Atmosférica (CLA) e as condições ambientais são fundamentais no controle da evolução da convecção. Modelos em alta resolução temporal e espacial, como os *Large Eddy Simulation* (LES), têm sido usados para descrever tais condições e prover um contexto que permita entender esses processos e como ocorre a transição de nuvens convectivas *cumulus* rasos para nuvens convectivas profundas (CHABOUREAU et al., 2004; KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2006; WU et al., 2009).

A observação dos processos da CLA são de grande importância porque auxiliam na caracterização das condições necessárias para gerar convecção. De forma complementar, estudos utilizando modelos para realizar simulações numéricas fornecem informações sobre parâmetros nem sempre disponíveis pelas informações convencionais e complementam os dados para uma descrição completa da natureza dos processos relacionados com a formação e evolução das nuvens (GUICHARD; COUVREUX, 2017).

Do ponto de vista da modelagem, a simulação da evolução de nuvens convectivas rasas à nuvens convectivas profundas consiste em um teste rigoroso para um modelo numérico, pois envolve interações em uma ampla gama de escalas temporais e espaciais (SAHANY et al., 2014). Com base nos resultados anteriores, a umidade da troposfera livre é uma das poucas variáveis que exerce um controle significativo sobre a transição de *cumulus* rasos para nuvens convectivas profundas (CHABOUREAU et al., 2004; GUICHARD et al., 2004). Entre outras variáveis, inclui-se a variação vertical da temperatura da atmosfera (WU et al., 2009), a heterogeneidades da CLA (ZHANG; KLEIN, 2010) e também os efeitos gerados por intenso movimentos descendentes das piscinas frias induzidas pela evaporação da precipitação (KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2006).

Guichard et al. (2004) destacaram que em modelos atmosféricos em geral a fase diurna da convecção é um desafio na modelagem porque nuvens convectivas profundas geralmente são simuladas anteriores ao momento na qual a convecção ocorre no ciclo diurno, sendo o pico de precipitação em fase com o pico dos fluxos de superfície (GUICHARD; COUVREUX, 2017). Por exemplo na estação chuvosa na região Central da Amazônia, Betts e Jakob (2002) mostraram que em simulações numéricas, a precipitação ocorre apenas algumas horas após o nascer do sol, mais cedo do que indicados pelas observações. Rio et al. (2009) aperfeiçoaram a representação do ciclo diurno da convecção para o mesmo caso de Guichard et al. (2004), considerando o papel das térmicas na CLA, durante os momentos pré-convectivo e o efeito das piscinas frias em gerar novas células de nuvens.

A fim de aprimorar a representação do ciclo diurno da convecção rasa à profunda em modelos regionais e MCGA, Bechtold et al. (2014) desenvolveram uma abordagem na parametrização de convecção com fechamento sob a suposição de não-equilíbrio para a troposfera livre condicionada à forçante da CLA. Ao incorporar o esquema de Bechtold et al. (2014) em um MCGA, Freitas et al. (2021) simularam de forma satisfatória o ciclo diurno dos estágios de convecção (*cumulus* rasa, *congestus*, e convecção profunda) na Bacia Amazônica durante a estação chuvosa.

Embora existam estudos na literatura que abordem diretamente a simulação do ciclo diurno da precipitação e os processos físicos que controlam a transição de nuvens convectivas rasas para profundas durante a estação chuvosa da Amazônia (BETTS et al., 2002; BETTS; JAKOB, 2002; WU et al., 2009; KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2006), vários aspectos da modelagem relacionadas às nuvens rasas e a convecção profunda na estação seca não são completamente conhecidos. Durante esse período, os eventos de precipitação são modulados principalmente pela disponibilidade de vapor d'água proveniente da circulação na escala sinótica. Por conta disso, alguns trabalhos (GHATE; KOLLIAS, 2016; BISCARO et al., 2021) sugerem que os MCGAs deveriam ser capazes de representar a precipitação sobre a bacia Amazônica. No entanto, como discutido no capítulo anterior, o maior conteúdo de vapor d'água impacta diretamente nas interações entre a superfície e a atmosfera, embora outros processos na CLA sejam concomitantes e fundamentais no processo de evolução a convecção profunda.

O principal objetivo deste capítulo é aprimorar o conhecimento dos mecanismos

físicos relacionados: a transição matutina da CLA, ao desenvolvimento da CLA convectiva e a posterior formação de nuvens convectivas nas condições ambientais da estação seca através da simulação de casos. Em sua parte inicial, este capítulo apresenta a avaliação da simulação em alta resolução de dois casos de estudo com o modelo numérico de mesoescala Meso-NH ao longo do ciclo diário da CLA com nuvens convectivas. Em seguida, uma análise da simulação evolução da CLA e o comportamento das variáveis termodinâmicas, associadas ao desenvolvimento dos processos convectivos é apresentada.

## 4.2 Métodos

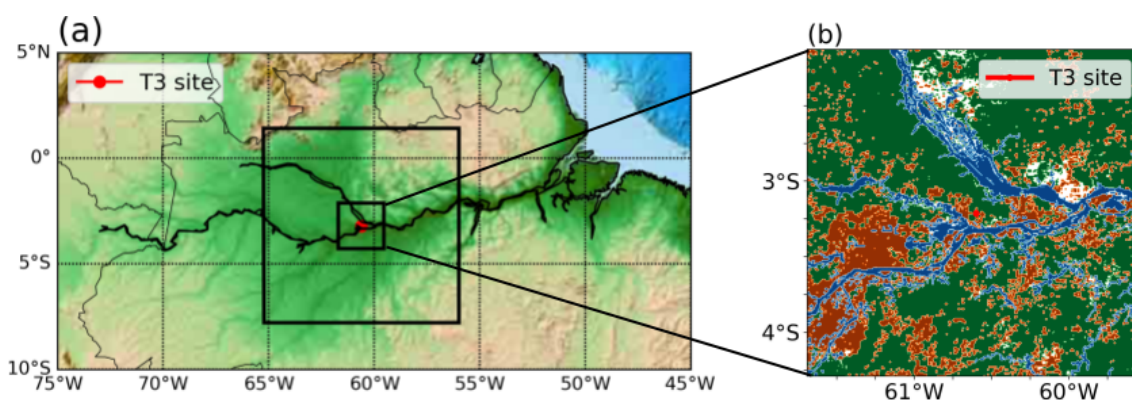
### 4.2.1 Meso-NH simulações em modo LES

O modelo de pesquisa **Meso**scale **Non-Hydrostatic** model – **Meso-NH** foi utilizado neste trabalho para simulações reais de dois estudo de caso na região Central da Amazônia em modo *Large Eddy Simulation* (LES). A maior diferença entre o modo "mesoescala" e o modo LES refere-se ao tratamento da turbulência, em uma dimensão (1D, vertical) na mesoescala e em 3 dimensões (3D) no modo LES. As simulações dos casos com o Meso-NH possuem o intuito de representar desde a interação entre a superfície e a atmosfera local até circulações em mesoescala e escala sinótica. Nas simulações em modo LES, o esquema de turbulência é utilizado em sua formulação completa em ambos os domínios. A simulação em modo LES baseia-se em resolver de forma explícita e tridimensional (3D) parte dos vórtices turbulentos mais energéticos.

### 4.2.2 Configuração

Para as simulações utilizou-se a versão 5.4.0 do modelo Meso-NH (LAC et al., 2018). Nas simulações considerou-se um grande domínio aninhado a um segundo domínio sobre a Bacia Amazônica (Figura 4.1a) centrado no site T3 próximo a cidade Manacapuru no estado do Amazonas. O domínio maior (Model1; 1024 km x 1024 km) foi definido com uma resolução de 1 km, enquanto o domínio interior com 200 m (Model2; 240 km x 240 km). As condições iniciais e de fronteira no domínio Model1 foram provenientes da análise operacional do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) às 20 HL (00 UTC). No domínio Model2 são usadas as condições iniciais da análise do domínio Model1 às 20 HL. Na grade vertical utilizou-se 64 níveis entre 21,5 m e 21 km, sendo 23 deste níveis abaixo até 2 km e utiliza-se a coordenada vertical  $z$  que acompanha o terreno.

Figura 4.1 - (a) Os dois domínios utilizados na simulação com o Meso-NH com resolução horizontal 1 km, e 200 m sob a região Amazônica, respectivamente. O número de pontos de grade para cada domínio é 1024x1024 km<sup>2</sup> e 240x240 km<sup>2</sup>, respectivamente. Os domínios ("Model1") e aninhado ("Model 2") para as simulações com Meso-NH são indicados pelo retângulo preto. (b) O mapa de uso do solo do domínio de 200 m, onde em azul refere-se aos rios, verde a floresta tropical e marrom a pastagem, respectivamente. O ponto vermelho no centro do domínio (a–b) refere-se a localização do sítio experimental T3 do projeto GoAmazon 2014/5.



Fonte: Produção do autor.

A versão 5.4.0 do modelo Meso-NH inclui o esquema externo de superfície SURFEX (MASSON et al., 2013), versão v8.1, que determina evolução temporal das condições de contorno inferior para a difusão vertical de temperatura e umidade. O esquema de superfície SURFEX requer três arquivos de dados para a simulações reais, a saber: a orografia, texturas de solos argilosos e de areia, e uso do solo proveniente do Ecoclimap. Ecoclimap é usado para representar na resolução de 1 km a cobertura terrestre global com os quatro "tiles" ou mosaicos de superfície (oceano, lago, natureza e cidade) (MASSON et al., 2013). O mapa de uso do solo no domínio do Model2 é mostrado na Figura 4.1b. Os tipos de cobertura do superfície (solo) predominante pastagem, floresta e os rios. A cada passo de tempo do Meso-NH, cada *grid box* de superfície recebe a temperatura potencial, a razão de mistura, os componentes horizontais do vento, a pressão, a precipitação total líquida e sólida, fluxos de radiação ( em ondas curtas e longas) em componentes direta e difusa, e concentrações de aerossóis no primeiro nível atmosférico acima do solo. O SURFEX retorna os fluxos médios de calor sensível e latente total para cada mosaico, *momentum*, química e aerossóis, assim como a temperatura da superfície, e o albedo e emissividade superficial, que são usa-



dos no primeiro nível atmosférico acima do solo pelos esquemas de turbulência e radiação (LAC et al., 2018).

O Meso-NH possui diversas parametrizações físicas (LAC et al., 2018). A Tabela 4.1 mostra as características dos domínios horizontais e as principais configurações utilizadas pelo Meso-NH nas simulações. As parametrizações físicas utilizadas incluíram a parametrização de radiação baseada no Modelo de Transferência Rápida de Radiação (MLAWER et al., 1997) para ondas longas e a formulação ondas curtas *two-stream* (FOUQUART et al., 1980). Uma parametrização de térmicas não saturadas e *cumulus* rasos (PERGAUD et al., 2009) e um esquema estatísticos de nuvens subgrade (CHABOUREAU; BECHTOLD, 2005) são ativados para o Model1 (1 km) enquanto não foram ativadas parametrizações de convecção ou subgrade para a simulação Model2 (200 m). O esquema estatístico de nuvens subgrade calcula a variância do em relação ao momento do início para a saturação, sintetizando as flutuações totais de de água temperatura. Assim, função de probabilidade (*probability density function*), PDF, são utilizados para representar a distribuição estatística da variabilidade da nuvem, e deduzir a fracção de nuvens e a razão de mistura de água da nuvem (LAC et al., 2018).

Uma vez não ativada parametrização de convecção, o esquema de microfísica é responsável pelo processos de formação de precipitação nas nuvens convectivas. O esquema microfísico de um momento ICE3 (PINTY; JABOUILLE, 1998) é ativado em ambas as simulações e determina as razão de mistura para cinco categorias de partículas: a massa de água das nuvens, chuva, graupel, neve e gelo. Nesse esquema, os processos quentes da nuvem se baseiam na autoconversão da água da nuvem em chuva, a qual é iniciada quando o conteúdo de água da nuvem atinge um valor crítico de  $0,5 \text{ g m}^{-3}$ . Os tamanhos de partículas para cada categoria seguem uma distribuição gama, exceto para espécies precipitantes (chuva, graupel, neve) que seguem a distribuição exponencial de Marshall-Palmer (LAC et al., 2018). A relação *Power-law* permite que a massa e a velocidade de queda das partículas estejam ligadas aos seus diâmetros. Os processos de microfísica (nucleação heterogênea/homogênea, deposição/sublimação, solidificação/fusão, as transformações devidas às colisões entre as partículas, etc) são computadas pelo Meso-NH de forma independente considerando o balanço de massa em cada passo de tempo para garantir conservação entre processos.

Tabela 4.1 - Configuração das simulações.

Meso-NH versão 5.4.0	Model 1 km	Model 2 200 m
Pontos de grade	1024 x 1024 km <sup>2</sup>	240 x 240 km <sup>2</sup>
Condições de fronteira	ECMWF análise da 00 UTC	MODEL1 run análise da 00 UTC
Grade vertical	64 níveis 24 km	64 níveis 24 km
Esquema de Turbulência	3D 1.5 ordem (CUXART et al., 2000)	3D 1.5 ordem (CUXART et al., 2000)
Esquema de superfície e contorno inferior	SURFEX (MASSON et al., 2013)	SURFEX (MASSON et al., 2013)
Esquema estatístico de nuvem subgrade	Ativo (CHABOUREAU; BECHTOLD, 2005)	Não ativo
Esquema de Microfísica	Mixed-phase 1-moment scheme (PINTY; JABOUILLE, 1998)	Mixed-phase 1-moment scheme (PINTY; JABOUILLE, 1998)
Esquema de radiação ondas longas ondas curtas	RRTM (MLAWER et al., 1997) two-stream (FOUQUART et al., 1980)	RRTM (MLAWER et al., 1997) two-stream (FOUQUART et al., 1980)

Fonte: Produção do autor.

O esquema de turbulência em 3D (CUXART et al., 2000) ativado nos dois domínios, utiliza o fechamento de ordem 1.5 baseada no comprimento de mistura de Deardorff e em uma equação prognóstica subgrade da energia cinética turbulenta (TKE, do inglês *Turbulent Kinetic Energy*) com variáveis conservadas para processos úmidos e não precipitantes (como as variáveis conservativas temperatura potencial da água líquida  $\theta_l$  e a razão de mistura total não precipitante  $r_t$ ). A equação TKE que representa a parte isotrópica do tensor tensão Reynolds, é definida como:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \underbrace{-\frac{1}{\rho_{ref}} \frac{\partial(\rho_{ref} e \bar{u}_i)}{\partial x_j}}_I - \underbrace{\overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}}_{II} + \underbrace{\frac{g}{\theta_{vref}} \overline{u'_3 \theta'_v}}_{III} + \underbrace{\frac{1}{\rho_{ref}} \frac{\partial}{\partial x_j} \left( C_{2m} \rho_{ref} L e^{\frac{1}{2}} \frac{\partial e}{\partial x_j} \right)}_{IV} - \underbrace{C_\epsilon \frac{e^{\frac{3}{2}}}{L}}_V \quad (4.1)$$

onde I corresponde ao termo advectivo da energia cinética turbulenta "e", II corresponde ao termo de produção dinâmica, III ao termo de produção térmica, IV

ao termo transporte turbulento e  $V$  dissipação da TKE. A variável  $u_i$  é o  $i$ th componente da velocidade;  $\theta_v$  é a temperatura potencial virtual;  $\rho_{ref}$  e  $\theta_{vref}$  são a densidade e a temperatura potencial virtual de referência, respectivamente;  $g$  é a aceleração da gravidade;  $C_{2m}$  e  $C_\epsilon$  são constantes de fechamento; e  $L$  o comprimento de mistura. As médias são representadas pelas barras e as flutuações são representadas pelo apóstrofo (').

Para os fluxos turbulentos, as seguintes equações diagnósticas são utilizadas:

$$\overline{u_i' u_j'} = \frac{2}{3} \delta_{ij} e - \frac{4}{15} \frac{L}{C_m} e^{\frac{1}{2}} \left( \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \delta_{ij} \frac{\partial \bar{u}_k}{\partial x_k} \right) \quad (4.2)$$

$$\overline{u_i' \theta_l'} = -\frac{2}{3} \frac{L}{C_s} e^{\frac{1}{2}} \frac{\partial \bar{\theta}_l}{\partial x_i} \phi_i, \quad (4.3)$$

$$\overline{u_i' r_t'} = -\frac{2}{3} \frac{L}{C_h} e^{\frac{1}{2}} \frac{\partial \bar{r}_t}{\partial x_i} \psi_i, \quad (4.4)$$

onde  $\delta_{ij}$  é o tensor de Kronecker delta,  $\phi_i$  e  $\psi_i$  são funções de estabilidade definidas em [Cuxart et al. \(2000\)](#).  $C_s$ ,  $C_h$ , e  $C_m$  são constantes numéricas da parametrização de correlação de pressão.

No modo LES, o comprimento de mistura representa o tamanho característico dos vórtices mais energéticos, cujo tamanho é menor do que o tamanho de um ponto de grade. Com o comprimento de mistura horizontal igual ao comprimento de mistura vertical, o que equivale a raiz cúbica do volume da grade:

$$L = (\Delta x \Delta y \Delta z)^{\frac{1}{3}}, \quad (4.5)$$

Em condições fortemente estratificadas, quando os vórtices turbulentos são menores, o comprimento de mistura de Deardorff é definido como:

$$L = \min \left[ (\Delta x \Delta y \Delta z)^{\frac{1}{3}}, 0.76 \sqrt{e/N^2} \right] \quad (4.6)$$

Considerando a abordagem da turbulência na forma 3D com o modelo Meso-NH, [Machado e Chaboureau \(2015\)](#) mostraram um campo de nuvens convectivas profundas simulado mais coerentes com as observações, com relação ao tamanho

e tempo de vida da convecção durante o projeto CHUVA-SUL. [Martínez et al. \(2020\)](#) demonstrou que a configuração (Tabela 4.1), descrita acima, na resolução de 200 m foi capaz de resolver nuvens convectivas rasas durante o projeto *Dynamics–Aerosol–Chemistry–Cloud Interactions* na região Oeste da África.

#### 4.2.2.1 Estudo de casos

Duas simulações são apresentadas e avaliadas em relação às observações disponíveis para a campanha do GoAmazon. Como descrito no capítulo 3, adotou-se como período de análise de estudo de casos o da IOP2 durante o mês de setembro de 2014. Na simulação, entre os casos de estudos, os dias 05 e 12 de Setembro do ano de 2014 foram escolhidos. O dia 05 de Setembro representa um dia típico com a ocorrência de apenas nuvens *cumulus* rasos (**ShCu**), enquanto no dia 12, nuvens de *cumulus* rasos evoluem para nuvens convectivas profundas (**ShDeep**), respectivamente. A razão para escolha do dia 05 de Setembro para o caso ShCu é que, a partir de 03 de Setembro, foram observados em três dias consecutivos ShCu no sítio T3, e o mesmo para o caso ShDeep que vem de uma sequência de 5 dias de ShDeep (desde 7 de Setembro) no sítio T3, o que proporciona casos típicos para examinar os efeitos dos processos da CLA.

Para realizar uma avaliação das simulações, a temperatura de brilho no canal  $10.8 \mu\text{m}$  do satélite Meteosat de segunda geração (MSG) é usada para avaliar o realismo da simulação com relação à evolução da cobertura de nuvem em maior escala sobre a região do T3. Das variáveis prognósticas temperatura, vapor de água e hidrometeoros é derivado o campo temperatura de brilho do Meso-NH a partir da utilizando o código de transferência radiativa (*Radiative Transfer for Tiros Operational Vertical Sounder* (RTTOV) seguindo a metodologia de [Söhne et al. \(2008\)](#) e trabalho de [Chaboureau et al. \(2008\)](#). Dessa forma, os dados de temperatura de brilho do Meso-NH são projetados para a grade horizontal do satélite.

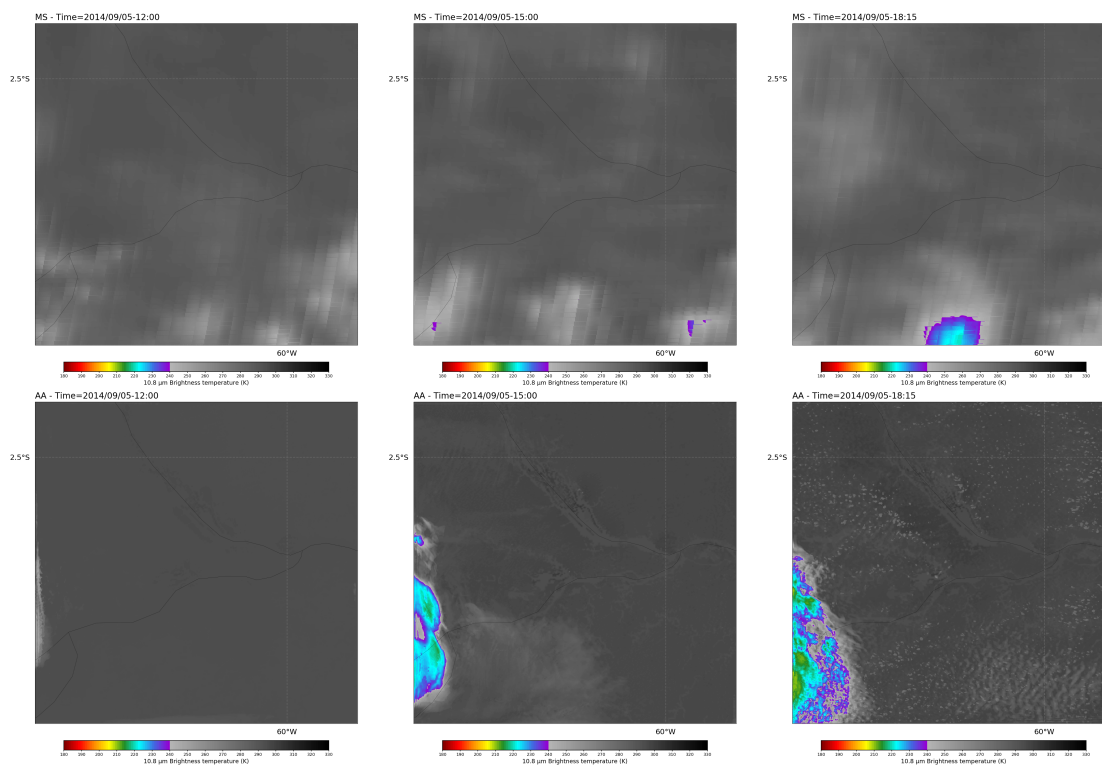
## 4.3 Resultados

### 4.3.1 Simulações numéricas em comparação com os campos observados

A Figura 4.2 mostra as imagens de satélites do MSG no canal  $10.8 \mu\text{m}$  (painéis superiores) e as temperaturas de brilho derivadas do Meso-NH (painéis inferiores) para o caso de ShCu simulado (05 de setembro de 2014) nos horários das 12 UTC (8:00 HL), 15 UTC (11:00 HL) e 18:15 UTC (14:15 HL). Como a Amazônia está posicionada na borda do satélite, a comparação entre o Meso-NH e o MSG é limitada a uma avaliação subjetiva do padrão das nuvens e ao movimento das nuvens, uma vez que pode se esperar erros de paralaxe, devido ao ângulo de visada do satélite. As imagens do MSG mostram um ambiente típico de nuvens rasas em praticamente todo o domínio, embora seja possível notar a propagação de nuvens mais profundas em partes do domínio avaliado (e.g., parte inferior). De modo geral, o Meso-NH consegue representar essas características, exceto pelo domínio de cobertura de nuvens com temperatura de brilho mais baixas (entre 235 e 240 K) durante na borda inferior esquerda do domínio às 15:00 e 18:15 UTC. Nota-se um padrão de nuvens rasas, tanto na simulação como na observação, embora os padrões de nuvens rasas são de certa forma diferentes.

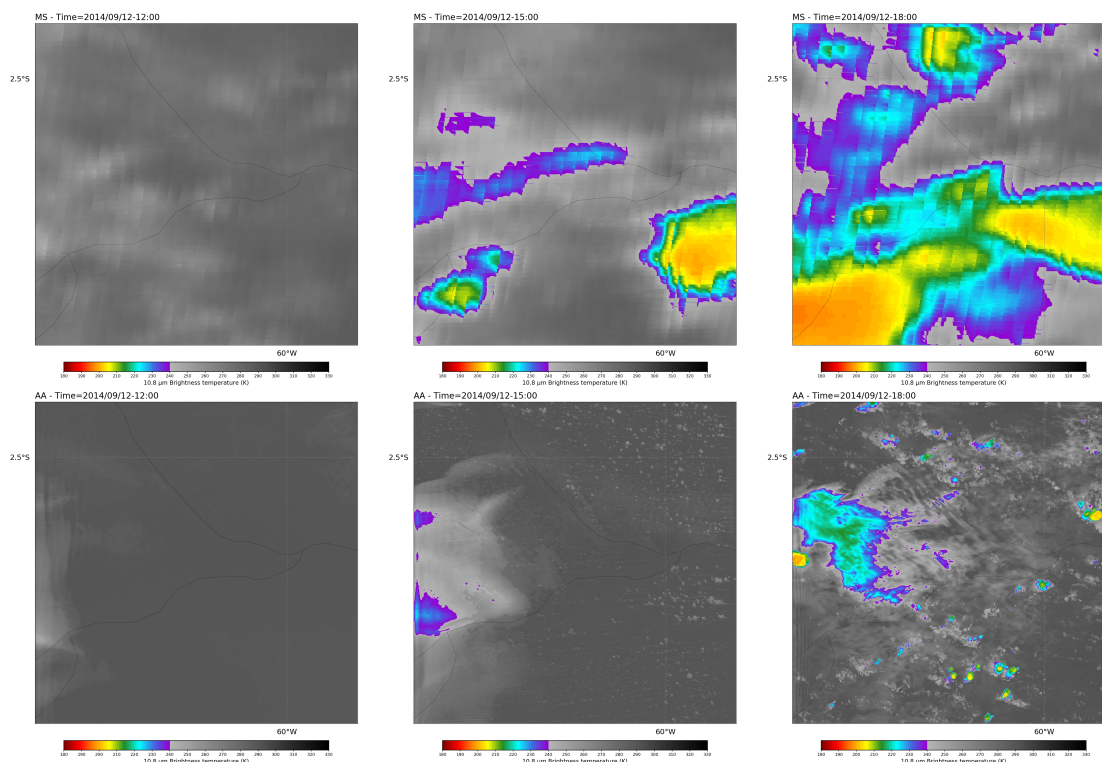
Figura 4.3 mostra as imagens do MSG e de temperatura de brilho do Meso-NH como na Figura 4.2, porém para o caso simulado de ShDeep (12 de setembro de 2014) às 12 UTC (8:00 HL), 15 UTC (11:HL) e 18:00 (14:00 HL). Para esse caso, embora a cobertura de nuvem seja menor na simulação, o Meso-NH representou a evolução diária do padrão de nebulosidade notada no MSG. Ou seja, as nuvens quentes ( $> 240\text{K}$ ) notadas no período da manhã evoluíram para nuvens mais intensas e isoladas, preferencialmente após o meio dia, com temperatura de brilho inferior a 220 K. Isso indica que o Meso-NH representou adequadamente a evolução dos campos de nuvens de ShDeep no T3 e região adjacente. Nota-se neste caso uma representação adequada do campo de nuvens, embora somente algumas delas evoluíram para convecção profunda, enquanto na realidade houve uma quantidade maior de nuvens rasas que evoluíram para profunda.

Figura 4.2 - Imagens de temperatura de brilho no canal 10.8  $\mu\text{m}$  do satélite Meteosat de segunda geração (painel superior) e temperatura de brilho derivada do Meso-NH (painel inferior) para o estudo de caso ShCu centrado no T3.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.3 - Imagens de temperatura de brilho no canal 10.8  $\mu\text{m}$  do satélite Meteosat de segunda geração (painel superior) e temperatura de brilho derivada do Meso-NH (painel inferior) para o estudo de caso ShDeep centrado no T3.



Fonte: Produção do autor.

### 4.3.2 Comparação entre as simulações e as observações no sítio T3

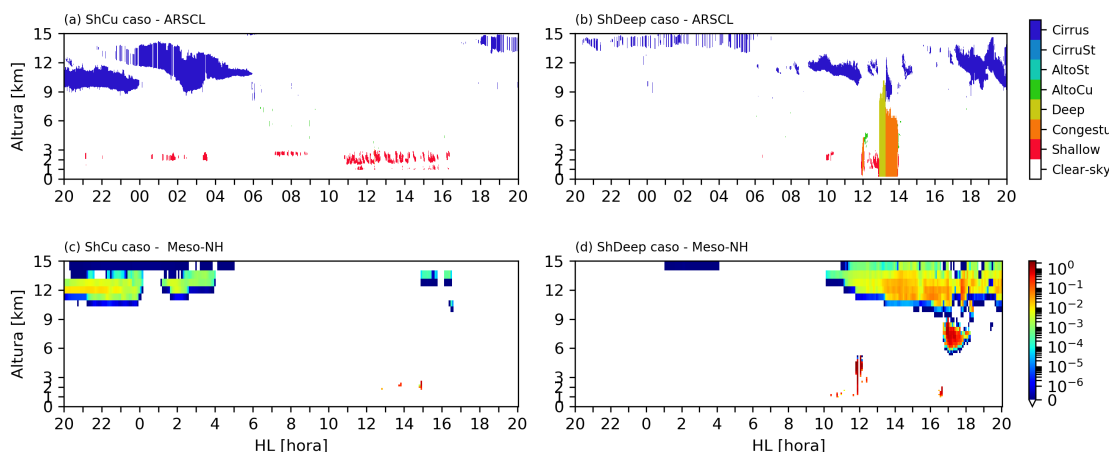
Em um primeiro momento vamos explorar a comparação quantitativa entre as simulações do segundo domínio (Model2), com resolução horizontal de 200 m, e as observações sobre o ponto do T3. Para isto, foi extraído as variáveis prognósticas e diagnósticas do Meso-NH no ponto de grade próximo a região do sítio T3 ( $03^{\circ} 12' 36''\text{S}$  e  $60^{\circ} 36' 00''\text{W}$ ). A condição da vegetação, nesse ponto de grade específico, é definida como pastagem (*tropical wooded grassland*) cercada por floresta (Figura 4.1).

A Figura 4.4 mostra o perfil vertical da evolução temporal da cobertura de nuvens observados pelo *Merged RWP-WACR-ARSL* sobre o ponto do T3 para os casos ShCu (painel superior esquerdo) e ShDeep (painel superior direito), bem como o perfil vertical da evolução temporal da razão de mistura da nuvem simu-

lados pelo Meso-NH para os casos ShCu (painel inferior esquerdo) e ShDeep (painel inferior direito). Para o caso ShCu, o Meso-NH simulou de forma satisfatória as nuvens altas notadas no período noturno. As nuvens altas referem-se às nuvens *cirrus* residuais de nuvens *cumulus* profundas, comumente transportadas para a região do T3. Entretanto, o Meso-NH não foi capaz de representar a grande quantidade de nuvens rasas observadas principalmente no final da manhã e no período da tarde. Uma explicação para a menor formação de nuvens rasa está provavelmente associada com a simulação nos processos da CLA e será discutido mais adiante.

Para o caso ShDeep, as observações (Figura 4.4b, painel superior direito) indicam que a formação de nuvens *cumulus* ocorre 4 horas após o nascer do sol (10:00 HL). Às 12 HL é notada a evolução de nuvens *cumulus* rasas para congestus, com profundidade da nuvem de 5 km. Cerca de 13:00 HL, observa-se a transição entre as nuvens convectivas rasas para profundas. Comparado com as observações, o tempo de início *cumulus* rasas, o crescimento da altura da base das nuvens e a evolução de para nuvens congestus, são bem simulado pelo Meso-NH. Entretanto, a evolução para convecção profunda não é simulada após às 13:00HL (Figura 4.4d, painel inferior direito).

Figura 4.4 - Evolução temporal da distribuição vertical da cobertura de nuvens simuladas pelo Meso-NH e observados pelo produto ARSCL para o caso ShCu (coluna da esquerda) e o caso ShDeep (coluna da direita).



Fonte: Produção do autor.



### *a. Perfis Verticais*

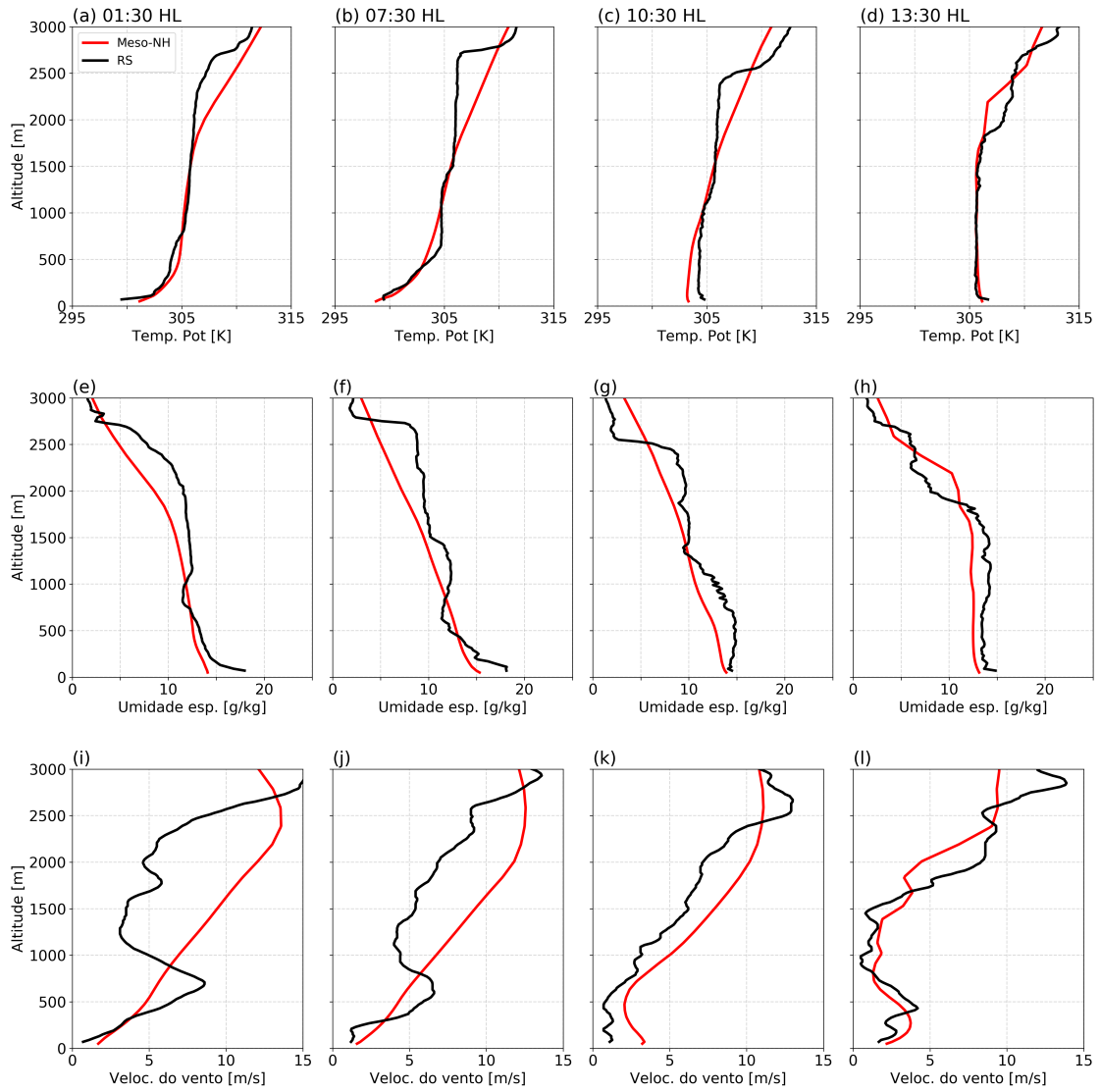
A Figura 4.5 mostra os perfis verticais de temperatura potencial (painéis superiores), umidade específica (painéis intermediários) e velocidade do vento (painéis inferiores) da radiossondagem (linhas pretas) e Meso-NH (linhas vermelhas) para o caso ShCu (05 de setembro de 2014) às 01:30, 07:30, 10:30 e 13:30 HL. O Meso-NH é capaz de representar o perfil vertical de temperatura potencial da radiossondagem nos quatro horários apresentados até 1500 m, com viés positivo (negativo) às 01:30 HL (10:30 HL) próximo a superfície. A partir de 1750 m, o Meso-NH apresenta um aumento linear da temperatura potencial, diferentemente do notado nos perfis de radiossondagem nos quatro horários. Com relação aos perfis verticais de umidade específica, o Meso-NH não representa de forma satisfatória a estrutura vertical notada na radiossondagem nos horários das 01:30, 07:30 e 10:30 HL. Nesses horários, o perfil vertical do Meso-NH decresce de forma linear com a altura, característica não notada na radiossondagem. Isso faz com que, em geral, o perfil vertical do Meso-NH apresente um viés negativo de umidade específica. Conseqüentemente, o Meso-NH forma um número menor de nuvens como mostrado anteriormente. Para o horário das 13:30 HL, o Meso-NH consegue simular a estrutura vertical da radiossonda, embora apresente viés negativo (positivo) da superfície até 1800 m e na camada próxima de 2500 m (na camada de 1800 a 2400 e acima de 2750 m). Os perfis da velocidade do vento mostram que a simulação e observação das sondagens das 01:30 e 07:30 HL são substancialmente diferentes. Apesar da alta resolução espacial para representar o ciclo diurno para uma CLA convectiva, o Meso-NH não reproduz o comportamento do máximo relativo no perfil do vento durante o estágio estável da camada limite noturna (01:30 HL) e início da manhã (07:30 HL).

No caso ShDeep (Figura 4.6), o Meso-NH não consegue reproduzir a o padrão vertical da temperatura potencial da radiossonda nos horários das 01:30, 07:30 e 13:30 HL (painéis superiores). Nos dois primeiros horários, o Meso-NH mostra condições atmosféricas mais frias em comparação com o perfil observado. Desse modo, os valores de temperatura potencial são subestimados (superestimados) entre a superfície e altura de 1500 m (acima de 1750 m). No horário das 13:30 HL, o Meso-NH apresentou valores de temperatura potencial maiores que a radiossondagem próximo a superfície, provavelmente devido a não representação do resfriamento gerado pela precipitação da nuvens convectiva profunda que ocorreram nesse horário. As 10:30 HL, contudo, o Meso-NH representou de forma satisfatória o perfil vertical da temperatura potencial, apresentando uma

ligeira subestimação na camada entre 750 e 1100 m. De modo geral, o Meso-NH conseguiu reproduzir de forma razoável o perfil vertical da umidade específica, com maiores viés durante o período noturno e no horário das 13:30 HL, quando o modelo não reproduz a camada sub nuvem. Assim como notado no caso ShCu, o Meso-NH não foi capaz de representar o perfil vertical da magnitude do vento nos quatro horários do caso ShDeep.

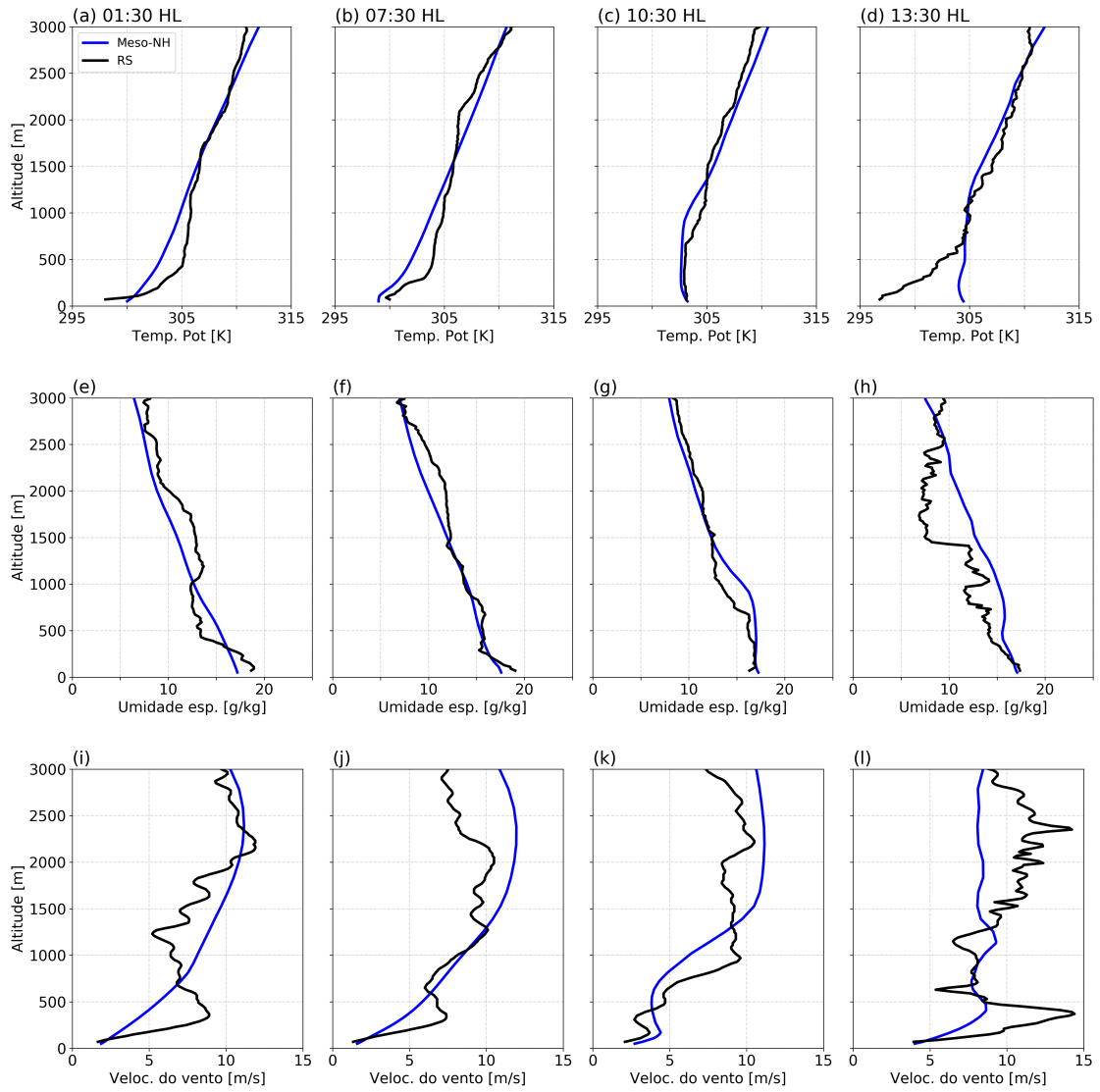
Os maiores contrastes entre a simulação e observação no perfil da umidade específica ocorrem próximo à superfície, como mostrado nas Figura 4.5e-h e 4.6e-h. As diferenças chegam a -4,0 e -2,0 g kg<sup>-1</sup> para o caso ShCu e ShDeep, respectivamente, nos horários das 01:30 e 07:30 HL. O viés nos perfis verticais, especialmente o viés negativo na umidade específica abaixo de 1 km, são suficientemente para gerar as diferenças entre as simulações e observações mostradas na evolução temporal da cobertura de nuvens na Figura 4.4. No caso ShCu, o menor conteúdo de umidade na CLA limita a formação de nuvens *cumulus* rasas. Por outro lado, acima da CLA (1 km) na atmosfera livre, processos advectivos em escala sinótica desempenham maior influência, e a simulação exibe uma boa concordância com o perfil observado no caso ShDeep, enquanto que maiores discordância podem ser notadas no caso ShCu. Uma possível explicação para esse comportamento é que a simulação ShDeep está associada diretamente com a circulação de meso/grande escala (BISCARO et al., 2021), enquanto que a simulação ShCu é controlada principalmente por processos em pequena escala.

Figura 4.5 - Perfis verticais entre 50 e 3000 m da **(a-d)** temperatura potencial, **(e-h)** umidade específica, e **(i-l)** velocidade do vento simulados pelo Meso-NH (linha vermelha) e observados (linha preta) às 1h30, 7h30, 10h30 e 13h30HL para o estudo de caso ShCu.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.6 - Perfis verticais entre 50 e 3000 m da **(a-d)** temperatura potencial, **(e-h)** umidade específica, e **(i-l)** velocidade do vento simulados pelo Meso-NH (linha azul) e observados (linha preta) às 1h30, 7h30, 10h30 e 13h30 HL para o estudo de caso ShDeep.



Fonte: Produção do autor.

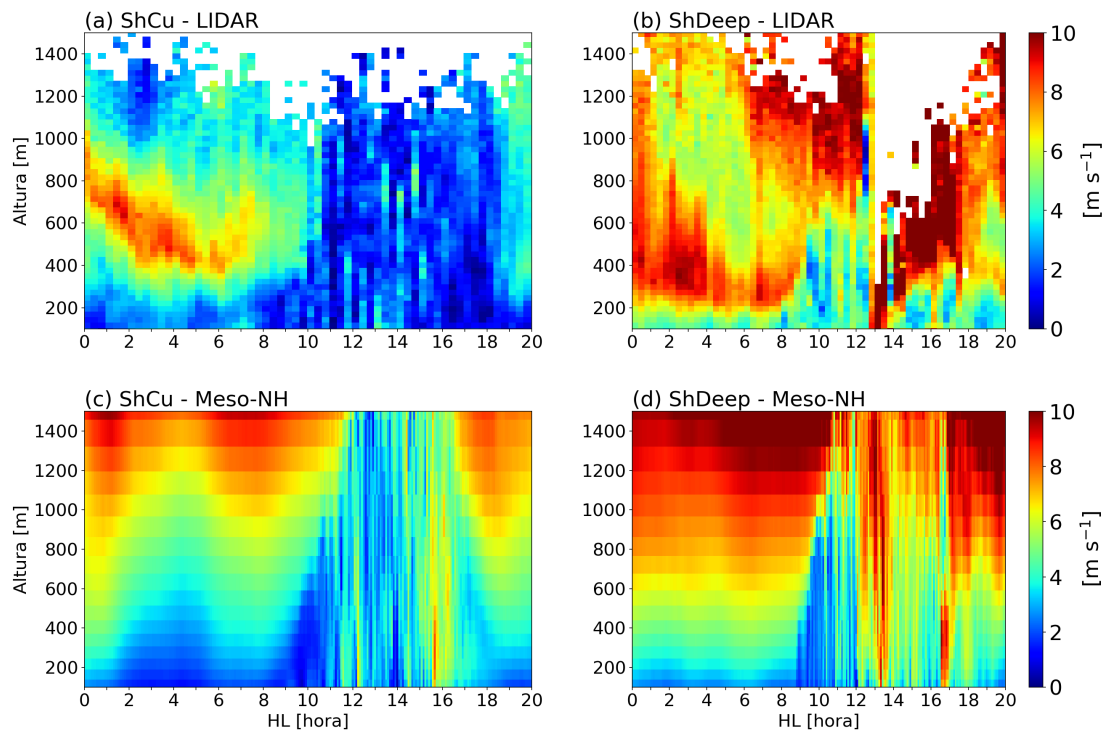
### *b. Evolução vertical da velocidade do vento*

Na Figura 4.7, são apresentadas as estruturas verticais dos campos de vento horizontal observado pelo LIDAR e simulado pelo Meso-NH na baixa troposfera (100-1400 m) durante os casos ShCu e ShDeep. No caso ShCu, o LIDAR mostra a presença do jato de baixos níveis no período noturno com velocidade próxima de  $8 \text{ ms}^{-1}$  nos primeiros 1000 m. O jato é observado como uma velocidade máxima relativa no perfil vertical, mais rápida do que as velocidades do vento acima e abaixo dele. A ocorrência desse jato é associado ao resfriamento noturno (GRECO et al., 1992) e, possivelmente, devido a atuação de forçantes locais como efeito de brisa de rio (TANAKA et al., 2014; SANTOS et al., 2014). Durante o período diurno, o LIDAR mostra velocidades do vento mais fracas ( $2,0 \text{ ms}^{-1}$ ) devido ao desenvolvimento vertical da CLA. O Meso-NH é capaz de representar os contrastes de velocidade na CLA entre os períodos noturno e diurno no caso ShCu (Figura 4.7c). Entretanto, a simulação não representa de forma satisfatória o jato de baixos níveis noturno. As velocidades do vento mais intensas simuladas pelo Meso-NH ocorrem acima de 1100 m diferentemente do que foi observado pelo LIDAR. Os possíveis mecanismos associados a essa não representação serão estudados no futuro, mas a hipótese é que esteja relacionado à discretização espacial vertical e difusão vertical. A difusão vertical no Meso-NH é igual na horizontal e vertical, necessita ser aprimorada principalmente no que se refere a CLA estável (ROODE et al., 2017; DAI et al., 2021).

No caso ShDeep, o LIDAR apresenta, em geral, ventos mais intensos no ciclo diário da CLA (Figuras 4.7b) quando comparado ao caso ShCu (Figuras 4.7a). O jato de baixos níveis noturno é notado entre 200 e 600 m. No período da manhã, com desenvolvimento da CLA convectiva a velocidade do vento é em média  $4,0 \text{ ms}^{-1}$ , enquanto ventos mais intensos podem ser notados acima de 1000 m ( $10 \text{ ms}^{-1}$ ). O contraste entre a variação vertical do vento sugere um maior cisalhamento vertical do vento em dias de ShDeep nas primeiras horas do dia, como discutido no Capítulo 3 e observado nos estudos de casos. No período da tarde, ventos intensos ( $10 \text{ ms}^{-1}$ ) são notados acima de 300 m durante e após a passagem das tempestades convectivas. O Meso-NH simula o comportamento do vento nos níveis mais elevados entre as 00:00 e 12:00 HL. Entretanto, assim como no caso ShCu, a simulação não reproduz o vento máximo nos níveis mais baixos no período da madrugada. Além disso, o Meso-NH subestima a velocidade do vento dentro da CLA entre às 08:00 e 14:00 HL. Por volta de 12:00 HL, nuvens *cumulus* rasas evoluíram para profunda sobre sítio T3, resultando no au-

mento da velocidade do vento de 6,0 para 10,0  $\text{ms}^{-1}$ . Embora o Meso-NH não tenha capturado tal evolução na nebulosidade, uma aumento na velocidade do vento de 5,0 para 9,0  $\text{ms}^{-1}$  pode ser notado na simulação.

Figura 4.7 - Evolução vertical da velocidade do vento observada pelo LIDAR (painel superior) e simulada pelo Meso-NH (painel inferior) entre 100 e 1500 m para o estuo de caso (a-c) ShCu e (b-d) ShDeep.



Fonte: Produção do autor.

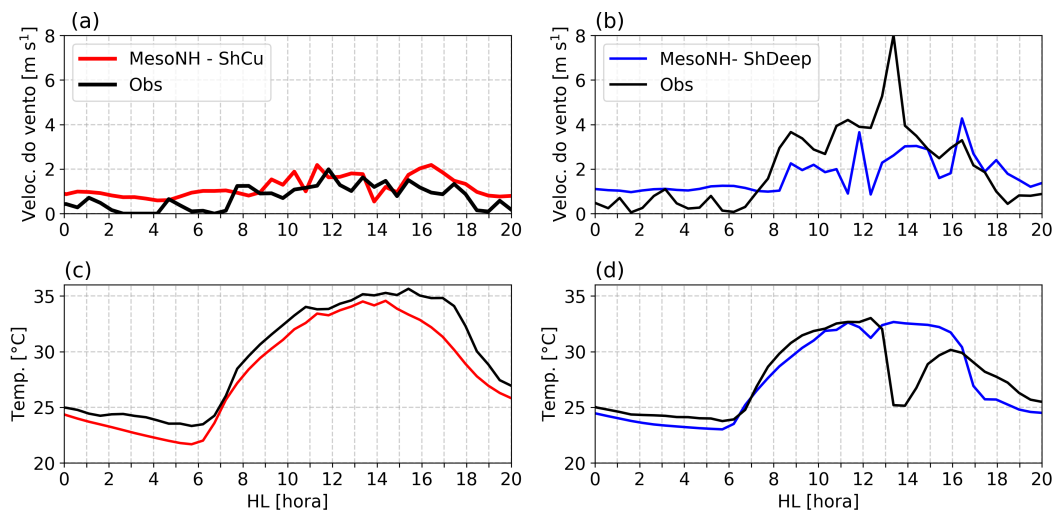
### c. Variáveis próximo à superfície

A Figura 4.8 mostra a comparação da evolução temporal simulada e observada da velocidade do vento em 10 m (painéis superiores) e temperatura do ar em 2 m (painéis inferiores) para os casos ShCu e ShDeep. No caso ShCu, a intensidade do vento em 10 m apresenta uma pequena variação (velocidade entre 0,3 e 2,0  $\text{ms}^{-1}$ ) ao longo do dia (Figura 4.8a). O Meso-NH apresenta uma boa concordância com a observação, embora seja notado uma ligeira superestimativa durante a noite. No caso ShDeep, a intensidade da velocidade do vento em 10 m apresenta

uma maior variação durante o dia, quando comparado com o ShCu, com ventos mais intensos notados a partir do início da convecção diurna (Figura 4.8b). No Meso-NH, a variação da intensidade do vento é menor do que a observada. Em geral, a simulação superestima (subestima) a velocidade do vento em 10 m no período da noite (dia).

A Figura 4.8c mostra o ciclo diurno da temperatura do ar no caso ShCu, com temperaturas mais baixas durante a noite e o nascer do sol e temperaturas maiores após o meio-dia, governadas pelo ciclo diurno da radiação solar. O Meso-NH representa o ciclo diurno, porém, os valores de temperatura apresentam um viés negativo durante o caso ShCu. Além disso, o decréscimo da temperatura, notado no final da tarde, ocorre mais cedo na simulação (em torno das 15:00 HL). No caso ShDeep (Figura 4.8d), o ciclo diurno da temperatura é perturbado pelo efeito da nebulosidade no período da tarde. Por conta disso, uma queda da temperatura é notada às 13:30 HL. A simulação representa de maneira satisfatória a evolução até às 11:00 HL, uma vez que o Meso-NH não representa a perturbação na temperatura gerada pela nebulosidade no horário observado. Por conta disso, a simulação apresenta um viés quente no período da tarde, resultado das diferenças na simulação da cobertura da nuvem profunda (Figura 4.4).

Figura 4.8 - Evolução temporal da **a-b** velocidade do vento em 10 m e **c-d** temperatura do ar em 2 m observada (linhas pretas) e simuladas para o estudo de caso ShCu (linha vermelha) e estudo de caso ShDeep (linhas azul) .



Fonte: Produção do autor.

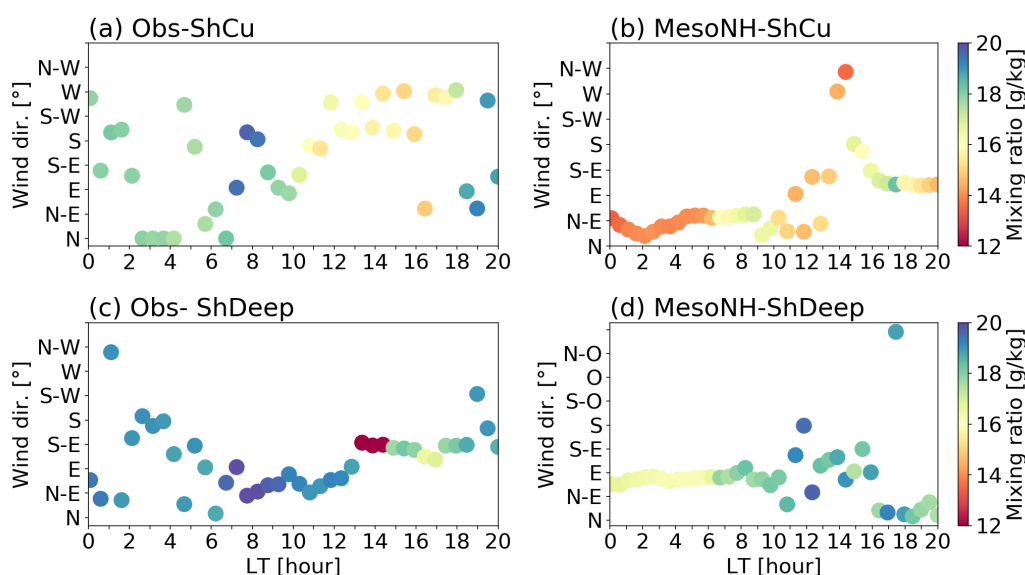
Collow et al. (2016) demonstraram que nos meses da estação seca a região do T3 é influenciada ao sul e oeste pelo rio Solimões por meio circulação local do tipo brisa de rio, detectado na direção do vento em 10 m. Esta circulação é formada pelo contraste térmico, devido ao aquecimento diurno que aumenta a temperatura próximo à superfície terrestre, entretanto durante a noite a maior capacidade térmica da água em comparação com a superfície mantém o rio mais quente (COLLOW et al., 2016). A circulação gerada pela brisa de rio associado com o resfriamento radiativo noturno é o principal mecanismo associado ao máximo de ventos nos baixos níveis (jato noturno de baixos níveis), entre 500 e 1000m (GRECO et al., 1992).

A evolução temporal da direção do vento e razão de mistura é mostrado na Figura 4.9. No caso ShCu, o vento noturno apresenta como a direção predominante a componente de norte (sentido T3-rio) e muda de direção para sudeste-leste no início da manhã aproximadamente às 09:00 HL. Já no período da tarde, após o meio dia a direção predominante retorna a componente de sudoeste-oeste (Figura 4.9a). No entanto, o Meso-NH não captura a mudança na direção do vento, a direção predominante do vento é predominantemente nas componentes de Leste (E, NE, SE) (Figura 4.9b). No que se refere a razão de mistura em 2 m, o Meso-NH apresenta um viés negativo em média de  $4,0 \text{ g kg}^{-1}$  durante a noite, enquanto durante a tarde é notado um viés positivo em média de  $1,0 \text{ g kg}^{-1}$  (entre 15 e 17 HL). Uma possível explicação para esse resultado é que o o horário de inicialização da simulação (20 HL) no Meso-NH não foi suficiente para reproduzir o jato noturno, a brisa de rio, e portanto as diferenças no conteúdo de vapor d'água nos primeiros 1000 m acima do solo, principalmente associadas às circulações locais.

Para o caso ShDeep (Figura 4.9c), a evolução observada da direção do vento no período noturno é a componente de sudeste e nordeste. Nas primeiras horas da manhã a direção predominante muda para a componente de nordeste para leste aproximadamente às 07:00 HL, mais cedo do que no caso ShCu. Isto ocorre, possivelmente, porque a superfície aqueceu mais rapidamente no caso ShDeep. Em relação à razão de mistura em 2 m é notada um viés negativo em média de  $2,0 \text{ g kg}^{-1}$  entre a noite e o meio dia. O efeito da brisa de rio no T3 em respeito a disponibilidade de vapor d'água, é menor para o caso ShDeep, provavelmente em função de outros processos como a advecção de umidade em grande escala (GHATE; KOLLIAS, 2016).



Figura 4.9 - Evolução temporal da direção do vento e razão de mistura simulada e observada para (a-b) o estudo de caso ShCu e (c-d) o estudo de caso ShDeep.



Fonte: Produção do autor.

#### d. Componentes do balanço de energia

A Figura 4.10 apresenta o ciclo diário dos fluxos radiativos de ondas curtas e longas observados e simulados pelo Meso-NH. Considerando o balanço radiativo (definido como balanço de radiação entre as duas componentes de ondas curtas solar e duas componentes ondas longas), nota-se valores superestimados do saldo de radiação em ambas as simulações (Figura 4.10a-b). A simulação do balanço de radiação para o caso ShCu mostra um ciclo diurno típico para condições de céu claro. Ao meio-dia, a simulação superestima a observação em  $180 \text{ W m}^{-2}$ . Para o caso ShDeep, o efeito de nuvem sobre o balanço de radiação pode ser visto ao meio dia local (Figura 4.10b). Nuvens profundas refletem mais radiação de ondas curtas de volta para o espaço e assim reduzem o balanço de radiação na superfície. Como no caso ShCu, é notada superestimativa antes e após a formação de nuvens com um viés de aproximadamente  $200 \text{ W m}^{-2}$ .

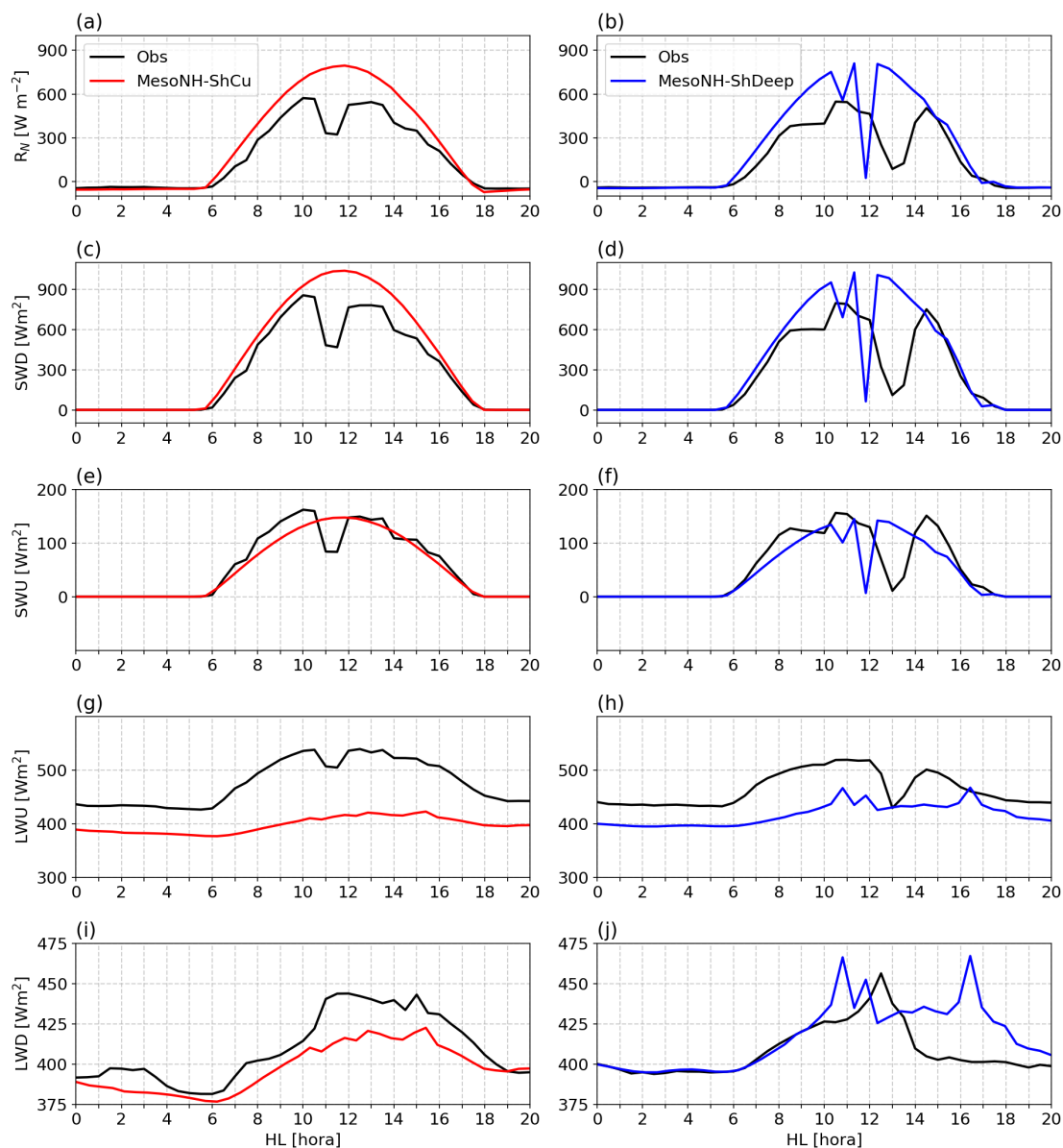
As componentes do balanço de radiação de ondas curtas são os fluxos radiativos de ondas curtas incidente (Figuras 4.10c,d) e refletida pela superfície (Figuras 4.10e-f). O balanço entre fluxo radiativo de onda curta incidente e refletida depende das características da superfície através do albedo e do estado da at-

mosfera, em particular através da cobertura de nuvens. O modelo superestima os fluxos radiativos de onda curta incidente na superfície (Figura 4.10c-d), como discutido no balanço de radiação. O viés positivo do Meso-NH é devido a subestimativa da nebulosidade, como visto na Figura 4.4. Além disso, erros na simulação do balanço de radiação de onda curta na Amazônia podem estar associados a representação do albedo durante o período da manhã (até aproximadamente 11 HL), assim como reportado por [Arellano et al. \(2020\)](#). A componente de onda curta refletida pela superfície é subestimada pela manhã (Figura 4.10e-f) em ambos os casos, enquanto que durante a tarde o caso ShDeep apresenta diferenças relacionadas a não simulação da nuvem.

As Figuras 4.10g-h mostram o ciclo diário da evolução do fluxo radiativo de ondas longas emitido pela superfície para os casos ShCu e ShDeep, respectivamente. Nos dois casos, observa-se que a simulação do Meso-NH subestimou os valores do fluxo radiativo de ondas longas emitido pela superfície. Para o caso ShCu, o viés (negativo) é maior com valores de  $50 \text{ W m}^{-2}$  a noite e até  $130 \text{ W m}^{-2}$  durante a tarde. No caso ShDeep, a subestimativa é cerca de  $40 \text{ W m}^{-2}$  a noite aproximadamente  $80 \text{ W m}^{-2}$  durante o dia. Essas diferenças podem ser relacionadas às subestimativas na simulação da temperatura da superfície.

Os fluxos radiativos de onda longa emitido pela atmosfera observados e simulados são apresentados na Figura 4.10i,j para os casos ShCu e ShDeep, respectivamente. No caso ShCu, o Meso-NH subestima os valores do fluxo radiativo de ondas longas emitido pela atmosfera ao longo de todo o período simulado. No caso ShDeep, nota-se uma boa concordância entre a simulação e a observação no período da madrugada e da manhã. Entretanto, após às 11 HL, a simulação passa a superestimar os valores observados, com dois máximos relativos devido a formação de nuvens.

Figura 4.10 - Ciclo diário dos fluxos radiativos ondas curtas e longas simulados pelo Meso-NH e observados (linha preta) para o caso ShCu (linha vermelha) e o caso ShDeep (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

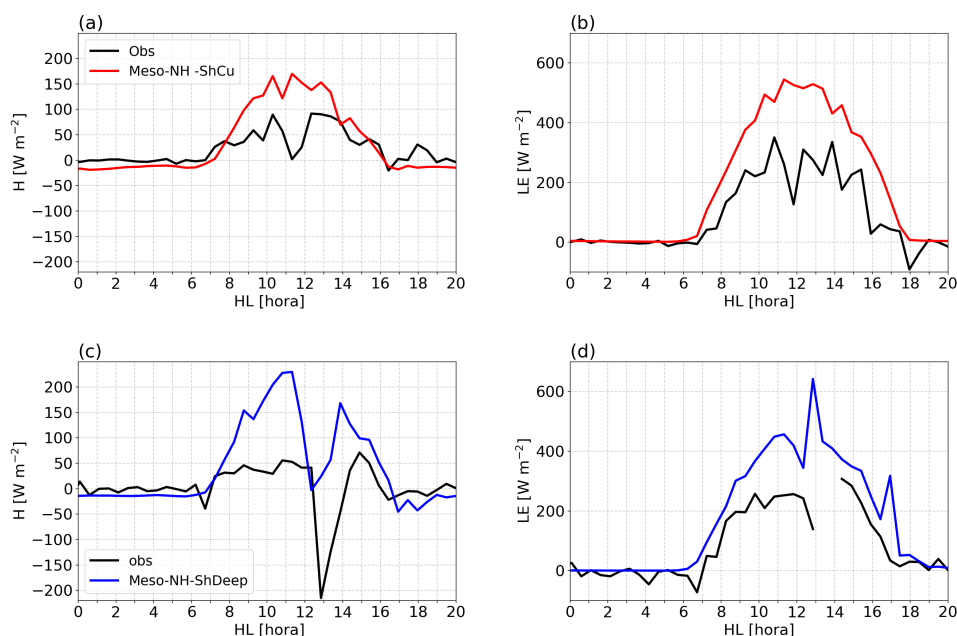
A Figura 4.11 mostra a evolução temporal dos fluxos de calor sensível e calor latente para os casos ShCu e ShDeep. No caso ShCu, as evoluções do calor sensível e do calor latente (Figura 4.11a,b, respectivamente). Nota-se que os fluxos simulados seguem adequadamente o comportamento do ciclo diário do

saldo de radiação no dado observado. Durante o período noturno, o calor sensível e calor latente observados são negativos e próximos a  $0 \text{ W m}^2$ . No período diurno, os valores de calor sensível variam entre 0 e  $100 \text{ W m}^2$  e os valores de calor latente variam entre 30 e  $350 \text{ W m}^2$ . Tal variação ocorre devido a cobertura de nuvens *cumulus* rasas, como notado na Figura 4.4a. O Meso-NH simula o ciclo diário em ambas variáveis. Entretanto, os valores simulados são superestimados durante o período diurno, devido o Meso-NH subestimar a cobertura da nebulosidade no caso ShCu (Figura 4.4c).

No caso ShDeep, o ciclo diário do calor sensível na observação (Figura 4.11c) tem uma variabilidade maior do que no caso ShCu, por conta da precipitação ocorrida no T3 entre às 12:30 e 14:30 HL, onde são notados fluxos de  $-200 \text{ W m}^2$ . Durante a noite, a simulação apresenta valores subestimados (mais negativos) em relação a observação. Das 08 até 12 HL, a simulação superestima significativamente o máximo do fluxo de calor sensível em até aproximadamente  $150 \text{ W m}^2$ . Às 12 HL, devido a formação de nuvens *congestus*, o fluxo de calor sensível reduz drasticamente até próximo a zero. Com relação ao fluxo de calor latente no caso ShDeep (Figura 4.10d), nota-se uma falha na medição dos dados entre as 12:00 e 12:30HL, possivelmente, devido à precipitação intensa no T3. Entretanto, é possível notar que a evolução diária do calor latente acompanha o ciclo diário do saldo de radiação, como no caso ShCu. O Meso-NH é capaz de representar o ciclo diário, embora superestime os valores de calor latente, principalmente durante o período diurno, conforme mencionado, devido às limitações nas simulações de nuvem e precipitação sobre o T3.

Embora o Meso-NH tenha superestimado os valores de calor sensível e calor latente nos dois casos avaliados, os valores simulados não são valores irreais para a Amazônia. Por exemplo, fluxo de calor sensível próximo em média de  $200 \text{ W m}^2$ , ao meio dia local, podem ser encontrados para sítio observacional de pastagem na região Sudoeste da Amazônia (Rondônia), durante a estação seca (RANDOW et al., 2004). As diferenças notadas nas simulações, principalmente no caso ShDeep, podem ser explicadas pela maior disponibilidade do fluxo radiativo de onda curta incidente na superfície (Figura 4.10d) convertida preferencialmente em fluxo de calor sensível.

Figura 4.11 - Ciclo diurno dos fluxos de superfície simulados pelo Meso-NH e observados (linha preta) pelo sistema ECOR para o caso ShCu (linha vermelha) e o caso ShDeep (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

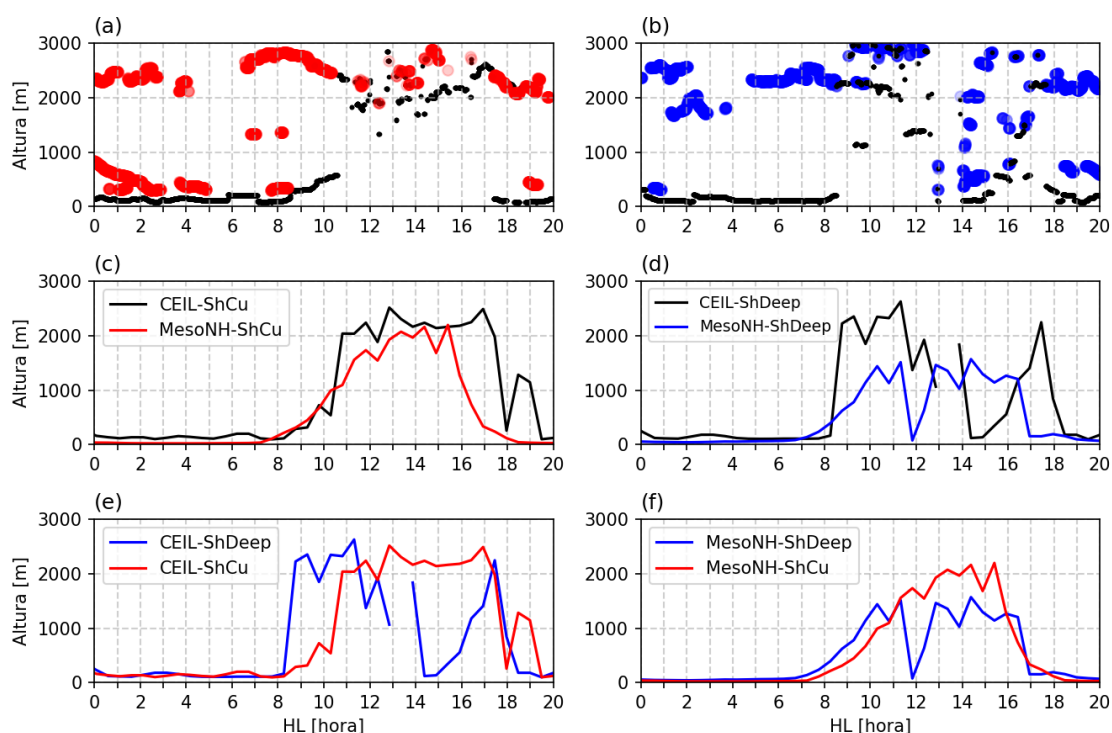
#### e. Altura da Camada Limite Atmosférica

As Figuras 4.12a-b apresentam a evolução da altura da CLA e da camada residual medidas a partir do *ceilometer* na frequência de 16 s para os casos ShCu e ShDeep. No período da noite, nota-se uma CLA (rasa variando entre 140-200 m) formada abaixo da camada residual estaticamente neutra nos dois casos avaliados (pontilhados na cor vermelha e azul). A CLA convectiva rasa é formada após o nascer do sol, quando a radiação solar incidente aquece a superfície, que por sua vez, aquece a camada acima adjacente. A duração do estágio de transição matutina, tempo necessário para erodir a inversão noturna, é cerca de 2,0h e 2,5h após o horário do nascer no sol nos casos ShDeep e ShCu, respectivamente. Após o processo de erosão, a CLA, inicialmente rasa, aprofunda-se até se incorporar na camada residual. No período da tarde, a CLA convectiva atinge até 2000 m de altura (profundidade) permanecendo bem desenvolvida até a fase de enfraquecimento da turbulência no período da tarde, quando o fluxo de calor sensível torna-se negativo, devido a ocorrência de nuvens convectivas profundas ou redução da radiação solar na superfície.

As Figuras 4.12c e 4.12d mostram a altura da CLA, em intervalos de 30 minutos, observada e simulada para os casos ShCu e ShDeep. A altura do topo da CLA (HBLTOP) é determinada no Meso-NH quando o número de Richardson bulk ( $Ri$ ) atinge o limiar crítico menor ou igual 0,25. Para o caso ShCu 4.12c, o modelo simula uma CLA rasa como observado no período noturno, embora subestimada em cerca de 100 m. Após o amanhecer, o Meso-NH apresenta uma boa concordância no desenvolvimento da CLA até às 11:00 HL. Entretanto, às 13 HL, o Meso-NH simula a CLA convectiva com 2000 m de profundidade seguido por um gradual decréscimo, enquanto que a CLA convectiva fica estabelecida por mais tempo na observação, com a profundidade de 2000 m das 11:00 até próximo o por do sol (18:00 HL). O Meso-NH também subestima a altura da CLA noturna no caso ShDeep (Figura 4.12d). Após a erosão da CLA noturna, entre 08:00 e 12:00 HL, a profundidade da CLA convectiva observada aumenta a um ritmo mais rápido do que na simulação.

A Figura 4.12e mostra a altura da camada limite (médias a cada 30 minutos) para os casos ShDeep e ShCu observados. A comparação entre esses dois casos mostra que a profundidade média da camada estável é maior no caso ShDeep do que no caso ShCu. Além disso, a erosão e o estágio de crescimento rápido da CLA ocorrem mais cedo no caso ShDeep. Essas características concordam com as análises realizadas no Capítulo 3. No caso ShDeep, a altura da CLA apresenta uma queda brusca na profundidade da CLA às 13:00 HL, devido ao intenso movimento descendente das correntes de ar provocados pela evolução das nuvens *cumulus* rasas para nuvens convectivas profundas. Como essa característica não é notada no caso ShCu, os valores de altura da CLA são altos (acima de 2000 m) até o final do dia. Ao realizar essa comparação com a simulação (Figura 4.12f), nota-se que o Meso-NH representa o crescimento mais rápido da CLA convectiva no caso ShDeep quando comparado com o ShCu.

Figura 4.12 - Evolução temporal da altura da CLA (pontilhado em preto) e da camada limite residual observada pelo *ceilometer* na frequência temporal de 16s para o (a) caso ShCu (cor vermelha) e o (b) caso ShDeep (cor azul). Comparação entre ciclo diurno na frequência temporal de 30 min da altura da CLA simulados pelo Meso-NH linha vermelha e azul para o caso (c) ShCu e (d) ShDeep, respectivamente e observados (linha preta). Comparação entre a evolução temporal da altura da CLA (e) observada entre ShDeep e ShCu e (f) comparação entre as evoluções temporais da altura da CLA simulada pelo Meso-NH para ShDeep e ShCu.



Fonte: Produção do autor.

### 4.3.3 Simulação ao longo do ciclo diário da CLA com nuvens

A simulação do ciclo diário da CLA está associada com a capacidade do modelo representar as fases estáveis e instáveis da CLA. Para a simulação da fase noturna estável e uma fase diurna convectiva é necessário a representação das estruturas turbulentas em uma grande gama de escalas. Para a CLA convectiva torna-se necessário uma resolução da ordem de 100 metros ou algumas dezenas de metros para representar os seus vórtices mais energéticos. Contudo, esse nível de detalhamento espacial é insuficiente para resolver numericamente

mente os vórtices mais energéticos da CLA estável. Mesmo que os campos do Meso-NH não sejam totalmente semelhantes com as observações noturnas, as simulações realizadas para os casos ShCu e ShDeep representaram o desenvolvimento da CLA após o nascer do sol como mostrado nas observações. Além disso, é possível verificar que os resultados do Meso-NH evidenciam a diferença no desenvolvimento da CLA convectiva e o papel do conteúdo de umidade e do cisalhamento vertical do vento para a erosão da CLA nos casos ShCu e ShDeep, como discutido no Capítulo 3). Para avaliar essas características, a estrutura da CLA é analisada por meio da energia cinética turbulenta, evolução da velocidade vertical e da instabilidade na CLA e na atmosfera livre. Nesta parte do trabalho, apenas as simulações ShDeep e ShCu são analisadas.

#### *a. Energia cinética turbulenta*

A Figura 4.13 mostra a evolução da energia cinética turbulenta subgrade (TKE) entre os níveis de 20 e 5500 m resolvida pelo Meso-NH para os casos ShCu e ShDeep. No caso ShCu (Figura 4.13a) é notado que a intensidade da TKE aumenta gradualmente às 7 HL conforme a superfície é aquecida. Nesse estágio, a intensidade da TKE aumenta com altura, por conta do crescimento da CLA convectiva. No início da tarde, os maiores valores da TKE, próximo à superfície, variam entre 1,2-1,4  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$  e próximo ao topo da CLA entre 1,4-1,6  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$  em 2000 m. Este fato se deve ao maior desenvolvimento da convecção *cumulus*, embora continuem como nuvens rasas. Ainda nessa altura, o máximo local de 1,2  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$  é relacionado a presença de nuvens convectivas *cumulus* rasas, as quais incorporam a estrutura turbulenta da CLA convectiva. No final da tarde, a intensidade da turbulência decai de forma acentuada durante a formação da CLA noturna (após às 18 HL).

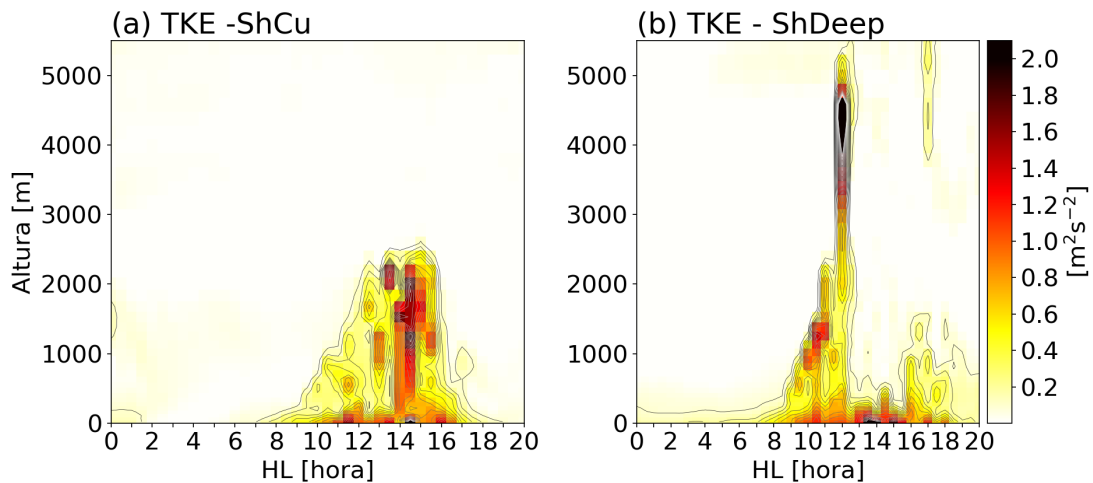
Com relação ao caso ShDeep (Figura 4.13b), a TKE é mínima junto ao solo entre às 05 e 07HL (variando entre 0,1 e 0,2  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ). Após às 07 HL, há um aumento na intensidade da TKE, assim como no caso ShCu. Em um curto intervalo de tempo altos valores de TKE são encontrados próximos à superfície, se aprofundando em conformidade com o rápido desenvolvimento da CLA ao longo da manhã, com valores de cerca 1,2  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$  em 1000 m às 11 HL. Em seguida, as nuvens convectivas iniciam seu desenvolvimento, através do aprofundamento da CLA entre às 10 e 12 HL. Às 12 HL, a TKE é mínima (variando entre 0,2 e 0,4  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ) entre 1500 e 2000 m, acima da camada limite e abaixo da base da nuvem. Ao mesmo tempo, valores maiores de TKE são encontrados entre 2000 até 5000 m,



devido a vórtices e turbulência das nuvens, onde a TKE mostra valores máximos maiores que  $2,0 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ . Valores moderados de TKE são notados no período da tarde, com os maiores valores localizados na camada abaixo de 500 m. No estágio de decaimento da turbulência (17 HL), nota-se uma terceira formação de nuvem na camada entre 700 e 1500 m, com valores de TKE em torno de  $0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ . Com a dissipação das nuvens (18 HL), a intensidade da TKE volta a diminuir gradualmente devido a diminuição das forçantes térmicas

Ao comparar as Figuras 4.13a e 4.13b, nota-se que o caso ShDeep apresenta maior energia no crescimento da CLA convectiva entre 06 às 11 HL. Assim como observado na análise dos fluxos de calor em superfície (Figura 4.11), quando o maior fluxo de calor sensível força o crescimento e distribuição de energia na CLA (Figura 4.12f). O TKE mais elevado produz aumento na mistura vertical contribuindo para o aumento das correntes de ar ascendentes pela intensificação e maior desenvolvimento dos vórtices convectivos. Esses vórtices convectivos atuam como um mecanismo de gatilho para iniciação das nuvens e intensificando os fluxos verticais no topo da CLA.

Figura 4.13 - Evolução temporal da energia cinética turbulenta (a) o caso ShCu e (b) caso ShDeep simulado pelo Meso-NH. Os contornos na cor cinza referem aos intervalos da intensidade da energia cinética turbulenta, iniciando em 0.1 variando a cada  $0.1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ .



Fonte: Produção do autor.

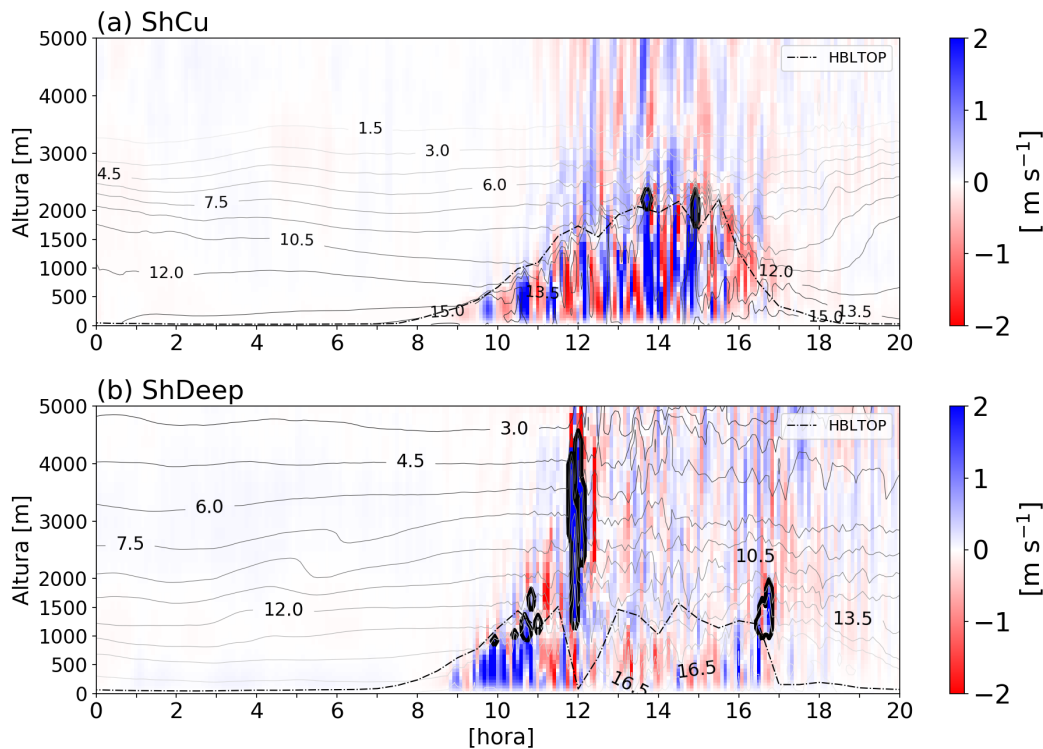
### b. Evolução temporal da velocidade vertical

A Figura 4.14 mostra a estrutura vertical da evolução temporal da velocidade vertical e da razão de mistura (contornos a cada  $1,5 \text{ g kg}^{-1}$ ) durante os casos ShCu e ShDeep. A estrutura turbulenta da CLA pode ser observada por meio dos movimentos verticais ascendentes (valores positivos) combinados com movimentos verticais descendentes (valores negativos), os quais são limitados pela inversão de temperatura acima da altura da CLA (HBLTOP, linhas tracejadas). No nível de inversão, as termas desaceleram devido à sua flutuabilidade negativa. Considerando a evolução ao longo do crescimento da CLA convectiva no caso ShCu (Figura 4.14a), nota-se regiões de movimentos verticais ascendentes intercaladas com movimentos descendentes compensatórios desde às 08 até às 12 HL. Termas mais intensas, com dimensão da altura da CLA, são notadas próximo às 14 HL e 15 HL com movimento vertical significativo, em torno de  $1,9 \text{ ms}^{-1}$ , que são responsáveis pela formação dos campo de nuvens *cumulus* rasas. Nota-se que a transição da CLA de céu claro para a CLA com nuvens rasas (linhas de contorno de  $0,1 \text{ g kg}^{-1}$  da razão de mistura da nuvem) ocorre durante a tarde, provavelmente devido o viés mais seco na simulação deste dia pelo Meso-NH. Além disso, o caso ShCu tem menor conteúdo de umidade que o caso de convecção profunda, conforme discutido anteriormente e discutido por Zhang e Klein (2010) e, portanto, a base das nuvem são mais altas, acima de 1500 m. Isso demonstra que mesmo com intenso movimento vertical, o desenvolvimento vertical das nuvens é limitado ao menor conteúdo de umidade na atmosfera livre.

Assim como mostrado na evolução da TKE, a simulação no caso ShDeep (Figura 4.14b) indica forte instabilidade e desenvolvimento das correntes ascendentes, com velocidades variando entre  $1,5$  a  $2,0 \text{ ms}^{-1}$  durante o rápido crescimento da CLA entre 9 e 11 HL. As correntes ascendentes são mais intensas e penetram até o topo do CLA convectiva, indicado pela maior velocidade vertical. Nesse estágio, a velocidade vertical é suficiente para que ocorra um intenso transporte vertical de massa e umidade. Com maior disponibilidade de umidade na camada, a transição da CLA de céu claro para CLA com nuvens *cumulus* rasas, com altura da base de nuvens em 1000 m, ocorre mais cedo no estágio de crescimento rápido da CLA convectiva nos casos ShDeep. Às 11 HL, nota-se valores negativos da velocidade vertical, associados a correntes descendentes que buscam estabilizar a camada. As correntes descendentes contribuem para gerar novas células de convecção e formação de nuvens. Próximo às 12 HL, a velocidade vertical é suficiente para superar a inibição. Dessa forma, as nuvens se desen-

volvem verticalmente, devido ao maior conteúdo de umidade na atmosfera livre. Após o desenvolvimento das nuvens, a intensidade do movimento vertical é reduzida, devido ao consumo de CAPE para realização da convecção (BISCARO et al., 2021).

Figura 4.14 - Evolução temporal da velocidade vertical para (a) o caso ShCu e (b) caso ShDeep simulado pelo Meso-NH. Os valores positivos denotam movimento vertical ascendente e os valores negativos movimento descendente. Os contornos em linhas finas na vertical refere-se aos valores de razão de mistura [ $\text{g kg}^{-1}$ ] e o contorno em linhas grossas pretas refere-se a razão de mistura da nuvem igual a  $0,1 \text{ g kg}^{-1}$ . A linha tracejada (HBLTOP) refere-se a altura da CLA computada pelo Meso-NH.



Fonte: Produção do autor.

### c. Transição matutina da CLA

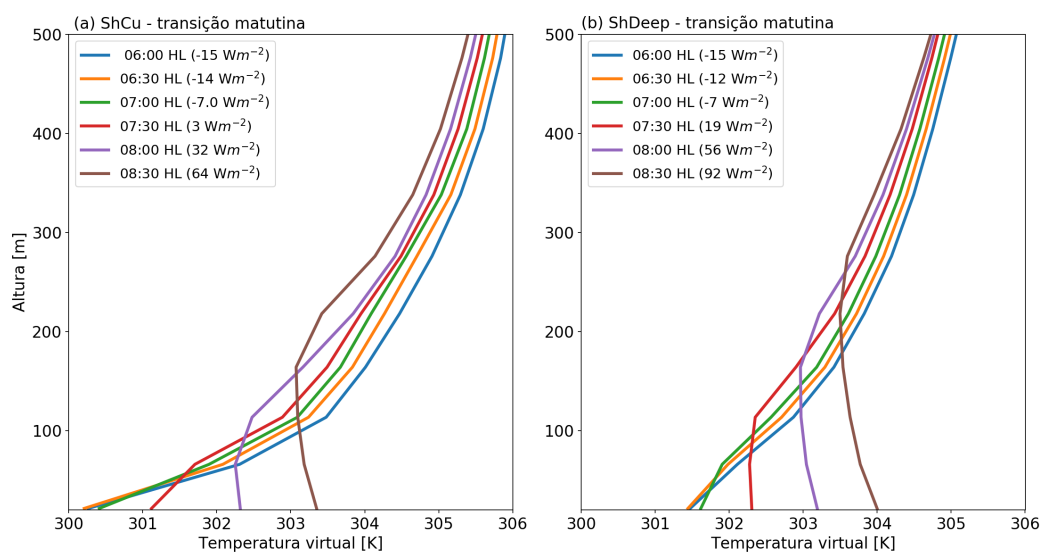
Como foi discutido no Capítulo 3, o início da CLA convectiva ocorre mais cedo nos caso ShDeep comparado com caso ShCu, conforme observado e simulado. Neste trabalho, as definições dos eventos da transição matutina de Angevine et

al. (2001) são acompanhados em detalhes para definir as diferentes fases de crescimento, desde o momento de início da CLA convectiva. A fase da transição matutina compreende o nascer do sol (às 06:00 HL), a mudança de sinal do fluxo de calor sensível (*crossover*) e termina na completa erosão do CLA noturna (taxa de crescimento igual o superior a  $100 \text{ m h}^{-1}$ ).

A Figura 4.15 mostra a estrutura vertical dos perfis da temperatura potencial virtual durante a transição matutina, entre às 06:00 e 08:30 HL para os casos ShCu e ShDeep simulados pelo Meso-NH. Na legenda são apresentados os valores do fluxo de calor sensível próximo à superfície para cada horário de cada respectivo perfil. Como visto na Figura 4.4, ambas as simulações apresentam manhãs sem nebulosidade durante essa fase. No caso ShCu (4.15a), no horário do nascer do sol, a CLA noturna é bastante rasa, com 26 m de profundidade, e fluxo de calor sensível à superfície com valor negativo médio de  $-15,0 \text{ W m}^2$ . O fluxo de calor sensível inverte de sinal às 07:30 HL, com um valor médio de  $3,0 \text{ W m}^2$ . Logo, a CLA convectiva rasa cresce abaixo da CLA estável e a erosão da CLA noturna ocorre às 08:30 HL. Nesse horário, a camada apresenta um pequeno gradiente vertical (quase nulo) com uma profundidade de 227 m. Dessa forma, a duração da transição é de 2,5h, com uma taxa de crescimento de  $80 \text{ m h}^{-1}$ , entre o nascer do sol e início da CLA convectiva.

Para o caso ShDeep (Figura 4.15a), a altura da CLA é 67 m e a magnitude do fluxo de calor sensível é similar ao caso ShCu às 06 HL ( $-15,0 \text{ W m}^2$ ). O *crossover* ocorre às 07:30 HL, com valor médio de  $19,0 \text{ W m}^2$ . Como o fluxo de calor força o aquecimento e crescimento vertical da camada, a completa erosão da CLA noturna ocorre 2,0 após o nascer do sol, às 08 HL, quando a altura da CLA atinge 250 m.

Figura 4.15 - Evolução temporal dos perfis verticais temperatura virtual entre o nascer do sol (06:00 HL) e início da camada limite convectiva (08:00-08:30 HL).



Fonte: Produção do autor.

De forma geral, no caso ShDeep, a variação mais rápida no perfil de temperatura virtual é consistente com maior fluxo de calor latente à superfície e maior temperatura no início da manhã, do que notado no caso ShCu. Isso resulta em maior energia para o crescimento na camada. Na seção anterior, foi mostrado que o cisalhamento pode ser relativamente intenso durante a noite e início da manhã (Figura 4.7). Para analisar a contribuição dinâmica, os termos da equação do balanço de TKE (Equação 4.1) são apresentados durante a transição matutina. Esses termos permitem quantificar a influência da produção da energia turbulenta a partir do cisalhamento do campo de velocidade do vento e a partir da produção (ou destruição) da energia devido ao fluxo de energia na forma de calor.

A Figura 4.16 mostra os termos da equação do balanço da TKE nos diferentes horários da transição matutina para os casos ShCu (painel superior) e ShDeep (painel inferior). No caso ShCu, entre o nascer do sol até o *crossover* (entre 06–07 HL), o termo de produção dinâmica (cisalhamento) é balanceada pelos termos de dissipação e de destruição térmica (negativos). Às 07:30 HL, o fluxo de calor em superfície inverte seu sinal e o termo de produção térmica torna-se positivo. Como a magnitude é muito pequena, os termos dominantes continuam sendo

a produção dinâmica de TKE e a dissipação. Às 08 HL, a produção térmica é positiva próximo a superfície e o termo dinâmico continua dominante na produção de TKE. No início da CLA convectiva (08:30 HL), o termo de produção dinâmica é maior próximo à superfície, porém decai rapidamente com a altura enquanto o valor do termo de produção térmica decai de maneira mais lenta com a altura.

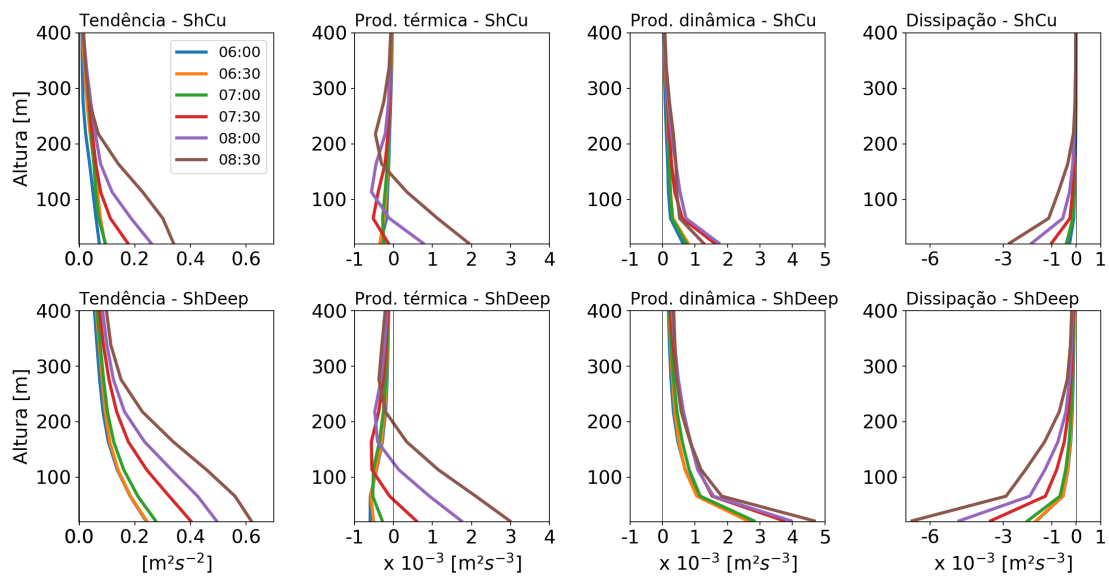
Na evolução da transição matutina do caso ShDeep, os perfis apresentam pouca variação e o balanço entre a produção dinâmica e dissipação, como discutido no caso ShCu entre 06 e 07 HL. Às 07:30 HL, o fluxo de calor passa ser um termo de produção térmica de TKE, porém a produção dinâmica é maior próxima a superfície, com valores tendendo a zero com o aumento da altura. Às 08 HL, o efeito da produção térmica é o termo dominante da produção de TKE, e a produção dinâmica tem uma menor componente, exceto próximo à superfície. Como o cisalhamento vertical do vento é mais intenso no caso ShDeep (Figuras 4.7), o termo de produção dinâmica atua de forma conjunta para a erosão da CLA noturna quando a CLA convectiva ainda é rasa.

Uma maior contribuição do cisalhamento do vento próximo à superfície pode ser notada em ambos os casos no início da convecção. Portanto, a erosão da CLA noturna não é determinada apenas por processo térmicos, e sim pelo efeito conjunto da produção térmica e da produção dinâmica como fonte de TKE. Ambos os termos de produção de TKE são determinantes na forçante dos processos de desenvolvimento da convecção. Embora as características em termos gerais sejam semelhantes, a intensidade do cisalhamento vertical do vento e o fluxo de energia na superfície, na forma de calor, são maiores e explicam o início mais rápido do estágio da CLA convectiva nas condições ShDeep (Figuras 4.15 e 4.12).

Na transição matutina, como já mencionado, o efeito do cisalhamento do vento é particularmente importante entre o crossover e a completa erosão da CLA noturna (EDWARDS et al., 2014). O efeito do cisalhamento na geração de TKE durante transição matutina concorda com os resultados apresentados por outros autores como Angevine et al. (2001) e Beare (2008). Segundo Angevine et al. (2001), a duração da transição matutina é inversamente correlacionada com as observações da velocidade do vento em 10 m. Simulações LES da transição matutina são mais comuns do que estudos com modelos de mesoescala (ANGEVINE et al., 2020). Sorbjan (2007) realizou simulações do impacto dos fluxos de calor sensível na CLA convectiva, partindo de condições iniciais instáveis. Nunes et al. (2010) mostraram a evolução de espectros turbulentos na transição matutina de

uma CLA neutra para CLA convectiva. Beare (2008) a partir de simulações idealizadas dos estágios iniciais da transição matutina, apresentou a CLA como uma combinação de uma camada convectiva rasa limitada por uma camada estável com um intenso cisalhamento do vento, atuando como fonte de TKE e não determinado exclusivamente pela produção térmica, como encontra-se na estrutura de CLA convectiva clássica. Este resultado demonstra a importância das simulações precisas do cisalhamento e dos fluxos à superfície. Logo, uma melhor resolução vertical e uma representatividade fidedigna da difusividade é fundamental para a descrição da evolução diurna das nuvens e sua evolução durante o dia.

Figura 4.16 - Perfis verticais dos termos da equação da tendência da TKE durante a transição matutina .



Fonte: Produção do autor.

*d. A energia do crescimento da CLA convectiva e o desenvolvimento de nuvens convectivas profundas*

O desenvolvimento da convecção profunda requer a existência de umidade, instabilidade e um mecanismo de gatilho, como o movimento vertical. A instabilidade relacionada aos processos convectivos estão geralmente associados com

o CAPE. O CAPE reflete o processo de transporte vertical de calor associado à produção de correntes ascendentes pela flutuabilidade. A Figura 4.17a mostra o CAPE simulado pelo Meso-NH para os casos ShCu e ShDeep. Durante o período noturno, o modelo simula altos valores ( $\approx 1000 \text{ Jkg}^{-1}$ ) de CAPE para o caso ShDeep, enquanto o caso ShCu apresenta valores quase nulos. Os maiores valores de CAPE são principalmente modulados pela escala sinótica. Quanto à evolução diurna, nota-se um considerável aumento de CAPE devido ao aquecimento diurno, com valores máximos ( $\approx 3000 \text{ Jkg}^{-1}$ ) às 13 HL. No entanto, no caso ShCu a variação no CAPE é menor, com dois máximos relativos, um pela manhã ( $\approx 1000 \text{ Jkg}^{-1}$ ) e o segundo durante a tarde ( $\approx 1800 \text{ Jkg}^{-1}$ ).

A Figura 4.17b mostra a evolução do CIN para os casos ShCu e ShDeep. Diferente do CAPE, a CIN refere-se a quantidade de energia necessária para superar a inibição convectiva. Os maiores valores de CIN são observados entre 00 e 06 HL para o caso ShDeep e 00 e 09 HL para o caso ShCu, contribuindo para maior estabilidade nesse período. Ao longo da manhã e fim da tarde, o decréscimo da inibição refere-se ao aumento de temperatura e umidade na CLA convectiva favorecendo a instabilidade.

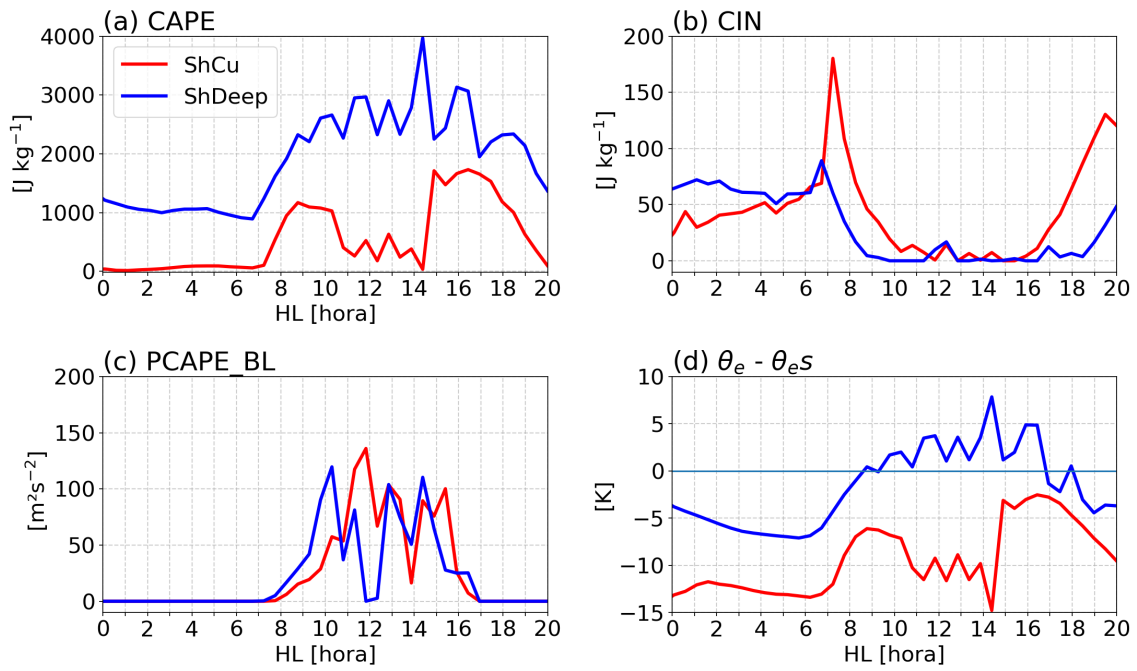
Enquanto o CAPE (Figura 4.17a) é ponderado em relação à atmosfera livre, a produção CAPE da CLA (Figura 4.17c) caracteriza a intensidade convectiva pelos processos da CLA na baixa atmosfera. O CAPE da CLA (PCAPE) é mostrado por [Bechtold et al. \(2014\)](#) como produção total da CLA na equação de tendência convectiva no esquemas de fechamento baseado no quase-equilíbrio, sendo proporcional a integral da flutuabilidade de uma parcela de ar em relação ao ambiente da CLA. O comportamento do PCAPE segue a evolução da altura da CLA, uma vez que limiar superior da integral é definido como a altura da do topo da camada. No caso ShDeep, o início mais cedo e maior crescimento da fase da CLA convectiva aumenta o CAPE durante a manhã, aumentando a instabilidade e o potencial para formação de nuvens convectivas. Este efeito é menor no crescimento da CLA no caso ShCu. Por outro lado, o PCAPE é o termo dominante entre 11 e 14 HL quando os valores CAPE da atmosfera livre são baixos. Segundo [Bechtold et al. \(2014\)](#) a produção da CLA é o termo dominante da convecção forçada por processos de superfície, quando não existe forçante significativa em grande escala. Nota-se que o PCAPE, para o caso ShCu, mais tarde, em torno das 12:00 HL, alcança valores da mesma ordem de grandeza daqueles do ShDeep. Esse atraso é refletido no momento mais tardio da formação de nuvens no caso de nuvens rasas. Logo, pode-se concluir que o PCAPE é determinante



no processo de formação da nuvem, embora não seja determinante na evolução de rasa para profunda. Efetivamente, o fluxo de entranhamento apresenta um papel preponderante neste processo, pois em dias com maiores quantidades de vapor d'água, o entranhamento de ar mais úmido nas térmica permite o desenvolvimento vertical da nuvem.

A intensidade convectiva por meio do conceito de *disequilibrium* da CLA para a convecção úmida também pode ser analisado pela diferença entre a temperatura potencial equivalente na CLA e a temperatura potencial equivalente saturada no nível de inversão ( $\theta_e - \theta_{es}$ ) (EMANUEL et al., 1994; GENTINE et al., 2013). Essa diferença é um indicador para o tipo de desenvolvimento de nuvens, uma vez que a transição de nuvens convectivas rasas para profunda depende também da intensidade de inibição e da variação vertical da temperatura equivalente acima da CLA (WU et al., 2009). Altos valores positivos ( $\theta_e > \theta_{es}$ ) referem-se intensa atividade convectiva de nuvens profundas, baixos valores positivos estão relacionados à nuvens convectivas rasas ou congestus. Por outro lado, valores negativos ( $\theta_e < \theta_{es}$ ) geralmente são associados a condições estáveis ou céu claro (GENTINE et al., 2013). A Figura 4.17d apresenta a valores positivos entre 09 e 16 HL para o caso ShDeep. Esses valores positivos moderados concordam com o desenvolvimento de células de nuvens convectivas (rasa e congestus) mostrados na Figura 4.14b, enquanto que os valores negativos do caso ShCu corresponde às condições de estabilidade e com predominância de céu claro Figura 4.14a.

Figura 4.17 - Ciclo diário simulado do (a) CAPE e (b) CIN, textbf(c) produção de CAPE na CLA (PCAPE) e textbf(d) CLA disequilibrium ( $\theta_e - \theta_{eS}$ ).



Fonte: Produção do autor.

#### 4.4 Conclusões parciais

Neste capítulo, foram analisadas duas simulações de dois casos de estudo realizados com o modelo de pesquisa Meso-NH em alta resolução. O desempenho do Meso-NH foi comparado com as observações do projeto GoAmazon2014/5. O importante a notar nesta comparação, entre as simulações e os campos observados, é que o modelo não reproduz, como era de se esperar, um campo idêntico de nuvens, tanto no espaço como no tempo. Logo, essas diferenças modificam a atmosfera e como consequência, apresentam algumas diferenças nos campos de temperatura, umidade e vento. Contudo, o fator predominante em avaliação neste estudo é reproduzido com fidelidade pelo modelo, realizando uma simulação sem e com convecção profunda nos dois casos estudados. Assim, pode-se extrair dessas simulações informações-chaves dos processos que diferenciam as duas simulações, embora sem poder quantificar com precisão esses processos. Nesta inter-comparação observa-se alguns pontos fundamentais deste processo de transição rasa-profunda que serão detalhados a seguir.

O local e o momento do início das nuvens convectivas foram criticamente influenciados pela distribuição vertical da umidade na CLA que por sua vez é influenciada pela circulação local e também pela advecção horizontal de umidade. O efeito brisa de rio parece ser crucial para desenvolvimento de nuvens rasas para a região do T3. O que concorda com os resultados de Tanaka (2014) mostrados para a região de Manaus. No entanto, a influência do transporte horizontal de umidade faz com que a geração de nuvens rasas no caso ShDeep tenha sido melhor simulada, exceto pela não representação da evolução profunda no período da tarde sobre sítio T3 (mas representada no domínio).

Embora a quantidade total de nuvens seja diferente entre simulações e observações, e as condições observadas da camada limite noturna não tenham sido fielmente simuladas, o desenvolvimento da CLA convectiva, bem como a estrutura de turbulência foram semelhantes às observações. Com relação à transição matutina, os resultados evidenciam a influência do cisalhamento vertical do vento, em conjunto com o fluxo de energia na forma de calor, na geração de energia cinética turbulenta no processo de erosão da CLA noturna. Ambos os valores dependem fundamentalmente da TKE e dos termos de difusividade de *momentum* e temperatura.

A energia na fase de crescimento da CLA demonstra estar associada com a estabilidade atmosférica e formação de nuvens convectivas. Como resultado o CAPE

aumenta com o desenvolvimento da CLA convectiva, e assim evidencia que os processos da CLA podem ser particularmente importantes na determinação de sua evolução diurna, fortemente modulados pelo total de energia disponível na CLA (WU; LEE, 2019). Essa discussão é similar a encontradas em outros trabalhos (BECHTOLD et al., 2014; FREITAS et al., 2021) sobre parametrizações do ciclo diurno da convecção que utilizam a abordagem de fechamento sob a suposição de quase-equilíbrio para a troposfera livre condicionado à forçante da CLA. Contudo, esse processo determina o momento em que a nuvem se desenvolve, mas sua evolução para profunda é determinada pela quantidade de vapor d'água disponível que interage na nuvem pelo processo de entranhamento na nuvem.

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E PERSPECTIVAS

O objetivo desta tese foi analisar os processos físicos envolvidos na evolução de nuvens *cumulus* rasas para nuvens convectivas profundas na Amazônia Central, no período seco, com ênfase na evolução da camada limite atmosférica (CLA) da Amazônia. Para tanto, este trabalho utilizou dados coletados no projeto GoAmazon e resultados de simulações numéricas em alta resolução espacial (200m). Estes dados foram usados para estudar eventos com nuvens *cumulus* rasas (ShCu) e eventos na qual houve a transição de *cumulus* rasas para convecção profunda (ShDeep). Este estudo discute através de estudo de casos e por meio de simulações numéricas o comportamento típico do momento de transição entre a camada limite estável e o início da camada limite convectiva (transição matutina), crescimento e desenvolvimento da camada limite convectiva, a instabilidade, a disponibilidade de vapor d'água na baixa atmosfera na formação e desenvolvimento de nuvens convectivas.

Embora estudos anteriores, como os do Ghate e Kollias (2016), Tang et al. (2016), Zhuang et al. (2017), Chakraborty et al. (2018), Tian et al. (2021) forneçam evidências observacionais e explicações para compreender os processos físicos que controlam a transição de nuvens rasas para convecção profunda, o papel do conteúdo de vapor de água e do cisalhamento do vento na erosão do CLA noturna e a evolução para CLA convectiva não estava descrito na literatura em relação a formação e desenvolvimento de nuvens convectivas na estação seca. A estação seca é predominantemente associada à subsidência em larga escala que diminui a disponibilidade de umidade na baixa troposfera e suprime as nuvens convectivas profundas em larga escala. Entretanto, foi demonstrado por Schiro e Neelin (2018) que a probabilidade de ocorrência local de nuvens convectivas profundas diurnas, nos meses mais secos (junho, julho, agosto e setembro), está fortemente ligada tanto à umidade na baixa troposfera quanto na CLA. O presente estudo mostrou que o maior conteúdo de vapor de água na baixa troposfera associado com maior cisalhamento vertical do vento são os principais mecanismos que geram as modificações dos processos da CLA nos estágios noturnos e matinais. Além disso, os resultados mostram que o tempo necessário para eliminar a inversão da CLA noturna é usado para promover a convecção tendo um importante efeito na caracterização da intensidade da CLA convectiva. Estes resultados suportam os resultados anteriores (GHATE; KOLLIAS, 2016; ZHUANG et al., 2017; TIAN et al., 2021), mas detalha os diferentes processos da CLA em dias em que nuvens convectivas rasas evoluíram para convecção

profunda.

Na abordagem utilizada, o ciclo diário da CLA é apresentado em fases distintas de evolução, desde condições de céu claro progredindo para uma CLA convectiva com nuvens. A análise do ciclo diurno dos eventos ShDeep e ShCu mostra que o ambiente mais úmido e intenso cisalhamento são os principais ingredientes nas modificações da CLA. Uma característica pronunciada dos resultados é a clara diferença entre os dois regimes na coluna de vapor d'água (IWV), consistente com os estudos anteriores. Contudo, os processos na CLA que executam os processos físicos para que a atmosfera desenvolva um ambiente propício seja para um dia de convecção rasa ou profunda. Os detalhes destes processos serão apresentados de forma resumida e integrada nesta conclusão. No Capítulo 1 apresentamos um conjunto de questões que esta Tese pretendia responder. A forma de apresentar os resultados será então respondendo essas questões.

*1. Qual é o papel da coluna de vapor d'água na caracterização da interação superfície-atmosfera e formação de nuvens convectivas?*

*2. Os processos da superfície, da camada limite atmosférica e das circulações locais de vento são responsáveis por caracterizar o desenvolvimento da convecção rasa e a sua evolução para convecção profunda no ciclo diurno na estação seca?*

Os resultados da evolução da CLA com nuvens convectivas mostram que a maior disponibilidade de vapor d'água na baixa e média troposfera e o cisalhamento vertical do vento são importante para a caracterização da interação dos processos de nuvem e da CLA, desde o estágio estável até o rápido crescimento e transição para convecção profunda no estágio CLA com nuvens. Durante a noite, o maior IWV faz com que ocorra menor perda radiativa da radiação de onda longa, e assim, menor resfriamento noturno do ar próximo à superfície. Além disso, o cisalhamento vertical gera maior produção mecânica de turbulência, aumentando a profundidade da CLA noturna nas condições ShDeep. Logo após o nascer do sol, nota-se que a duração do estágio de transição matutina diminui quando a umidade é alta e o cisalhamento vertical do vento é intenso nas primeiras horas da manhã nos dias ShDeep. A simulação com o Meso-NH indica que a transição mais rápida para o início da CLA pode ser atribuída a produção mecânica, e produção térmica da TKE associado com maior fluxo de calor sensível na superfície no processo de erosão da inversão noturna. O início mais cedo da CLA convectiva, associado com as condições ambientais mais propícias, mostrou ter

um importante efeito no movimento vertical, energia cinética turbulenta (TKE) e instabilidade no estágio de crescimento rápido da CLA convectiva. Dessa forma, é notada nesse estágio as primeiras células de *cumulus* rasa, associada com a maior umidade acima da CLA, favorecendo a convecção profunda. Todos esses processos na CLA resultam em um rápido crescimento da CLA nos dias ShDeep e conseqüentemente maior energia disponível para convecção na CLA (PCAPE) maior nas primeiras horas de crescimento da CLA que resulta em movimentos verticais mais intensos que resulta no desenvolvimento de nuvens mais profundas. Nas condições de maior umidade na troposfera livre, os processos de entranhamento trazem um ar mais úmido para a parcela ascendendo, resultando em um processo mais eficiente de penetração das térmicas nas camadas superiores, favorecendo o desenvolvimento de nuvens cumuliformes.

No estágio da camada de mistura, nos dias com desenvolvimento de nuvens convectivas rasa (ShCu), nota-se maior fluxo de calor sensível contribuindo para intensa turbulência no período da tarde, e um NCL mais elevado, o que resulta em uma base de nuvem mais alta que nos casos de ShDeep. De forma preliminar, os resultados do Meso-NH mostraram que o transporte de umidade durante a noite por meio da brisa de rio é um fator preponderante na geração de nuvens *cumulus rasas*. Por outro lado, apresentou menor importância na geração de nuvens no caso ShDeep, mas este fato pode ser em razão do viés negativo de umidade próximo à superfície na simulação. No futuro novas simulações serão realizadas modificando alguns parâmetros, tais como a difusividade, a resolução vertical e o horário de início da simulação. Essas simulações com um grande domínio e com resolução de 200m são extremamente custosas e portanto, iremos estudar os melhores ajustes para que, de forma otimizada, possamos reavaliar a razão deste viés.

Essas características estão associadas aos processos (superfície, turbulência, vento) da CLA (efeito local). Entretanto, a transição de nuvens convectivas rasas as profunda somente acontece quando existe IWV suficiente, e o IWV controlado por fatores não-locais. Resultados preliminares de uma Dissertação de Mestrado<sup>1</sup> no INPE mostra que essa umidade é fortemente controlada por ciclos interdiurnos na ordem de 4 e 7 dias. O IWV para os dias de ShDeep é explicado por padrões sinóticos, como sugeridos em [Biscaro et al. \(2021\)](#). Da mesma

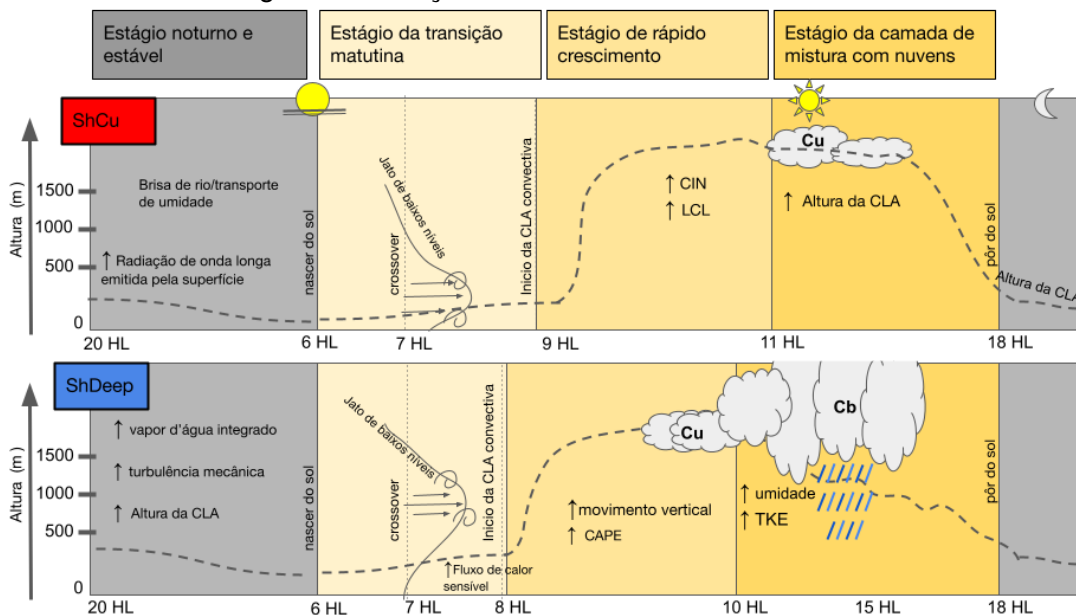
---

<sup>1</sup>Dissertação de Mestrado (em andamento) do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia do INPE da aluna Wanda Isabella Valenti - titulada "Análise da Variabilidade Espaço-Temporal da convecção na Amazônia Central: Interações dos sistemas convectivos nas escalas temporais do intradiurno ao interdiurno", comunicação pessoal em fevereiro de 2022

forma, Ghate e Kollias (2016) mostra que a advecção de umidade em grande escala pode controlar a relação entre as interações local superfície-atmosfera e a precipitação diurna.

As simulações com o Meso-NH permitiram conhecer em detalhes questões que não foram possíveis serem observadas com as medidas do T3. A evolução dos diferentes termos da tendência de TKE, os movimentos verticais associados, o detalhamento do crescimento da CLA em alta resolução temporal foram fundamentais para o desenvolvimento do modelo teórico de formação de nuvens rasas e sua transição para profunda. Essas análises permitem entender os processos na progressão de diferentes fases da CLA e caracterizar os processos dominantes nas condições convectivas. As principais conclusões estão resumidas no esquema conceitual (Figura 5.1) para os estágios da CLA com nuvens quando a ocorrência de apenas *cumulus* rasos é favorecida ou quando nuvens de *cumulus* rasos evoluem para nuvens convectivas profundas. O modelo conceitual sugere os estágios da evolução da CLA com nuvens e os parâmetros característicos de cada estágio nos diferentes tipos de regime convectivo.

Figura 5.1 - Esquema conceitual da evolução da CLA com nuvens convectivas durante os estágios de evolução.



Fonte: Adaptado de Henkes et al. (2021).



### ***Sugestões para trabalho futuros***

Os resultados obtidos nesta Tese focaram em dias de nuvens *cumulus* rasas e dias com nuvens convectivas profundas no início da tarde durante a estação seca. No entanto, na época chuvosa, quando a umidade deve ter um papel menos preponderante, uma vez que a umidade disponível é alta em todos os dias, os processos físicos na CLA devem ser determinantes. Assim, analisar os dias de convecção rasa e profunda será um dos passos futuros de análise. Outro ponto a ser abordado é a influência da disponibilidade de aerossóis e certamente continuar trabalhando para aprimorar as simulações da CLA em modelos numéricos. Nesse sentido seguem algumas perspectivas para trabalhos futuros:

- Simulações com o modelo para analisar o que deve ser modificado na física do modelo de forma que ele reproduza com maior fidelidade os jatos noturnos e os padrões de umidade;
- Investigação do transporte de aerossol na fase da transição matutina e desenvolvimento da CLA convectiva e posterior remoção via precipitação;
- Investigação da transição matutina na estação chuvosa, quando o desenvolvimento de nuvens baixas limitam o crescimento da CLA convectiva.

Em relação às simulações, já estamos trabalhando com alguns tópicos em específico na qual destacamos os seguintes pontos:

- Teste com o horário de inicialização da simulação, antes do por do sol com a análise das 18 UTC do ECMWF, para capturar a formação da CLA estável;
- Análise da sensibilidade da difusão vertical em relação a grade horizontal para melhorar a simulação da CLA noturna, jato noturno e circulação local;
- Simulação idealizada de sensibilidade de parâmetros da transição de nuvem rasa para profunda. Esse estudo pode ser realizado através de perfis observacionais de um caso com nuvens rasas e alterando parâmetros específicos de superfície (como fluxos de calor latente, sensível), efeitos da CLA (altura da CLA, erosão mais cedo) ou condições

ambientais (cisalhamento do vento, umidade na atmosfera livre) com o intuito de gerar de forma idealizada a transição para convecção profunda. Para tanto é necessário ter resultados mais conclusivos em relação ao efeito de circulação local na transição de nuvens rasas para profundas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGEVINE, W. M.; BALTINK, H. K.; BOSVELD, F. C. Observations of the morning transition of the convective boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 101, p. 209–227, 2001. [4](#), [20](#), [40](#), [57](#), [94](#), [96](#)
- ANGEVINE, W. M.; EDWARDS, J. M.; L OTHON, M.; LEMONE, M. A.; OSBORNE, S. R. Transition periods in the diurnally-varying atmospheric boundary layer over land. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 177, p. 1–19, 2020. [4](#), [20](#), [40](#), [56](#), [57](#), [96](#)
- ARELLANO, J. V.-G. D. et al. Interactions between the Amazonian rainforest and cumuli clouds: a large-eddy simulation, high-resolution ecmwf, and observational intercomparison study. **Journal of Advances in Modelling Earth Systems**, v. 12, n. 7, 2020. [84](#)
- ARTAXO, P.; MARTINS, J. V.; YAMASOE, M. A.; PROCÓPIO, A. S.; PAULIQUEVIS, T. M.; ANDREAE, M. O.; GUYON, P.; GATTI, L. V.; LEAL, A. M. C. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia Amazonia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA–49, 2002. [8](#)
- ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT (ARM). **Surface Energy Balance System (SEBS)**. [S.I.]: ARM Data Center, 2014. [18](#)
- \_\_\_\_\_. **Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. 2013, updated hourly. Radiative Flux Analysis (RADFLUX1LONG)**. [S.I.]: ARM Data Center, 2014. [18](#)
- \_\_\_\_\_. **Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. 2014, updated hourly. Balloon-Borne Sounding System (SONDEWNPN)**. [S.I.]: ARM Data Center, 2014. [15](#)
- \_\_\_\_\_. **Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. 2014, updated hourly. Boundary-layer height data with CEIL (CEILPBLHT)**. [S.I.]: ARM Data Center, 2014. [12](#), [13](#)
- \_\_\_\_\_. **Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. 2014, updated hourly. Doppler Lidar Profiles (DLPROFWIND4NEWS)**. . [S.I.]: ARM Data Center, 2014. [12](#)

\_\_\_\_\_. **Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. 2014, updated hourly. Eddy Correlation Flux Measurement System (30ECOR).** [S.l.]: ARM Data Center, 2014. [18](#)

\_\_\_\_\_. **Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. 2014, updated hourly. Mini Sound Detection and Ranging (SODAR).** [S.l.]: ARM Data Center, 2014. [14](#)

BAAS, P.; BOSVELD, F.; BALTINK, H. K.; HOLTSLAG, A. A climatology of nocturnal low-level jets at cabauw. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 8, p. 1627–1642, 2009. [60](#)

BEARE, R. The role of shear in the morning transition boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 129, p. 395–410, 2008. [96](#), [97](#)

BECHTOLD, P.; SEMANE, N.; LOPEZ, P.; CHABOUREAU, J.-P.; BELJAARS, A.; BORMANN, N. Representing equilibrium and nonequilibrium convection in large-scale models. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 2, p. 734–753, 2014. [64](#), [98](#), [102](#)

BETTS, A.; FISCH, G.; RANDOW, C. V.; DIAS, M. S.; COHEN, J.; SILVA, R. D.; FITZJARRALD, D. The Amazonian boundary layer and mesoscale circulations. In: \_\_\_\_\_. **Amazonia and global change.** [S.l.: s.n.], 2009. p. 163–181. [4](#), [38](#), [57](#)

BETTS, A. K.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BALL, J. H. Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondônia during the rainy season. **Journal Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 32–1–LBA 32–14, 2002. [1](#), [3](#), [64](#)

BETTS, A. K.; JAKOB, C. Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D23, p. ACL–25, 2002. [64](#)

BISCARO, T. S. **Processos físicos que controlam a formação de nuvens rasas e sua evolução à convecção profunda na região central Amazônica.** 161 p. PhD Thesis (PhD) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2019-10-07 2020. [11](#), [24](#)

BISCARO, T. S.; MACHADO, L. A.; GIANGRANDE, S. E.; JENSEN, M. P. What drives daily precipitation over the central Amazon? Differences observed between wet and dry seasons. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 21, n. 9, p. 6735–6754, 2021. [1](#), [2](#), [4](#), [19](#), [24](#), [27](#), [30](#), [63](#), [64](#), [76](#), [93](#), [105](#)

CARNEIRO, R. G.; FISCH, G. Observational analysis of the daily cycle of the planetary boundary layer in the central Amazon during a non-El Niño year and El Niño year (GoAmazon project 2014/5). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 9, p. 5547–5558, 2020. [4](#), [8](#), [9](#), [12](#), [38](#)

CARNEIRO, R. G.; FISCH, G.; BORGES, C. K.; HENKES, A. Erosion of the nocturnal boundary layer in the central Amazon during the dry season. **Acta Amazonia**, v. 50, p. 80–89, 2020. [4](#)

CECCHINI, M. A.; MACHADO, L. A. T.; ANDREAE, M. O.; MARTIN, S. T.; ALBRECHT, R. I.; ARTAXO, P.; BARBOSA, H. M. J.; BORRMANN, S.; FÜTTERER, D.; JURKAT, T.; MAHNKE, C.; MINIKIN, A.; MOLLEKER, S.; PÖHLKER, M. L.; PÖSCHL, U.; ROSENFELD, D.; VOIGT, C.; WEINZIERL, B.; WENDISCH, M. Sensitivities of Amazonian clouds to aerosols and updraft speed. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 16, p. 10037–10050, 2017. Available from: <https://acp.copernicus.org/articles/17/10037/2017/>. [8](#)

CHABOUREAU, J.-P.; BECHTOLD, P. Statistical representation of clouds in a regional model and the impact on the diurnal cycle of convection during Tropical Convection, Cirrus and Nitrogen Oxides (TROCCINOX). **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D17, 2005. [67](#), [68](#)

CHABOUREAU, J. P.; GUICHARD, F.; REDELSPERGER, J. L.; LAFORE, J. P. The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130 C, n. 604, p. 3105–3117, 2004. ISSN 00359009. [63](#)

CHABOUREAU, J.-P.; SÖHNE, N.; PINTY, J.-P.; MEIROLD-MAUTNER, I.; DEFER, E.; PRIGENT, C.; PARDO, J. R.; MECH, M.; CREWELL, S. A midlatitude precipitating cloud database validated with satellite observations. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 5, p. 1337–1353, 2008. [70](#)

CHAKRABORTY, S.; JIANG, J. H.; SU, H.; FU, R. Deep convective evolution from shallow clouds over the Amazon and Congo rainforests. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 125, n. 1, p. e2019JD030962, 2020. [1](#)

CHAKRABORTY, S.; SCHIRO, K. A.; FU, R.; NEELIN, J. D. On the role of aerosols, humidity, and vertical wind shear in the transition of shallow-to-deep

convection at the Green Ocean Amazon 2014/5 site. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 15, p. 11135–11148, 2018. [8](#), [21](#), [23](#), [33](#), [44](#), [47](#), [63](#), [103](#)

COLLOW, A. B. M.; MILLER, M. A.; TRABACHINO, L. C. Cloudiness over the Amazon rainforest: meteorology and thermodynamics. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 13, p. 7990–8005, 2016. [2](#), [82](#)

COULTER, R. L. **Sonic Detection and Ranging (SODAR) wind profiler instrument handbook**. [S.I.], 2020. [14](#)

CUXART, J.; BOUGEAULT, P.; REDELSPERGER, J.-L. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 562, p. 1–30, 2000. [68](#), [69](#)

DAI, Y.; BASU, S.; MARONGA, B.; ROODE, S. R. de. Addressing the grid-size sensitivity issue in large-eddy simulations of stable boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 178, n. 1, p. 63–89, 2021. [79](#)

DELGENIO, A. D. Representing the sensitivity of convective cloud systems to tropospheric humidity in general circulation models. **Surveys in Geophysics**, v. 33, n. 3-4, p. 637–656, 2012. [1](#)

DRUMOND, A.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; NIETO, R.; MOREIRA, L.; GIMENO, L. The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a lagrangian analysis. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 7, p. 2577–2598, 2014. [1](#)

EDWARDS, J.; BASU, S.; BOSVELD, F.; HOLTSLAG, A. The impact of radiation on the gabl3 large-eddy simulation through the night and during the morning transition. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 152, n. 2, p. 189–211, 2014. [96](#)

EMANUEL, K. A.; NEELIN, J. D.; BRETHERTON, C. S. On large-scale circulations in convecting atmospheres. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 519, p. 1111–1143, 1994. [99](#)

FENG, Z.; GIANGRANDE, S. **Merged RWP-WACR-ARSCL cloud mask and cloud type**. [S.I.]: Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Archive, Oak Ridge National Laboratory (ORNL), Oak Ridge, TN (US), 2018. [13](#), [14](#)

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; DIAS, M. A. F. S.; LYRA, R. F. da F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 47–59, 2004. [3](#), [4](#)

- FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; MORAES, O. L. L.; OLIVEIRA, R. Cosme de; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; BELDINI, T. Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence. **Journal Geophysical Research Biogeosciences**, v. 113, n. G1, 2008. 5, 21
- FOUQUART, Y. et al. Computations of solar heating of the earth's atmosphere: A new parameterization. **Beitrage zur Physik der Atmosphäre**, v. 53, p. 35–62, 1980. 67, 68
- FREITAS, S. R.; GRELL, G. A.; LI, H. The grell–freitas (gf) convection parameterization: recent developments, extensions, and applications. **Geoscientific Model Development**, v. 14, n. 9, p. 5393–5411, 2021. 64, 102
- GARRATT, J. R. The atmospheric boundary layer. **Earth-Science Reviews**, v. 37, n. 1-2, p. 89–134, 1994. 19
- GENTINE, P.; HOLTSLAG, A. A.; D'ANDREA, F.; EK, M. Surface and atmospheric controls on the onset of moist convection over land. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 5, p. 1443–1462, 2013. 99
- GERKEN, T.; RUDDELL et al. Investigating the mechanisms responsible for the lack of surface energy balance closure in a central Amazonian tropical rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 255, p. 92–103, 2017. ISSN 01681923. Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.03.023>. 4
- GHATE, V. P.; KOLLIAS, P. On the controls of daytime precipitation in the amazonian dry season. **Journal Hydrometeorology**, v. 17, n. 12, p. 3079–3097, 12 2016. xiii, 1, 5, 8, 22, 23, 30, 32, 44, 47, 53, 56, 60, 63, 64, 82, 103, 106
- GIANGRANDE, S. E.; LUKE, E. P.; KOLLIAS, P. Characterization of vertical velocity and drop size distribution parameters in widespread precipitation at ARM facilities. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, n. 2, p. 380–391, 2012. ISSN 15588424. 13
- GIANGRANDE, S. E. et al. Convective cloud vertical velocity and mass-flux characteristics from radar wind profiler observations during GoAmazon2014/5. **Journal of Geophysical Research**, v. 121, n. 21, p. 12,891–12,913, 2016. ISSN 21562202. 13
- \_\_\_\_\_. Cloud characteristics, thermodynamic controls and radiative impacts during the Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon

(GoAmazon2014/5) experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 23, p. 14519–14541, 2017. ISSN 16807324. [1](#), [2](#), [8](#), [9](#), [13](#), [14](#), [24](#), [41](#)

GIANGRANDE, S. E.; WANG, D.; MECHEM, D. B. Cloud regimes over the Amazon Basin: perspectives from the GoAmazon2014/5 campaign. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 12, p. 7489–7507, 2020. [1](#), [2](#), [3](#), [8](#), [24](#), [28](#), [30](#), [31](#)

GRECO, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRISS, R.; TALBOT, R.; ANDREAE, M.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during able 2b. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D10, p. 17001–17014, 1990. [1](#)

GRECO, S.; ULANSKI, S.; GARSTANG, M.; HOUSTON, S. Low-level nocturnal wind maximum over the central Amazon basin. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 58, n. 1, p. 91–115, 1992. [79](#), [82](#)

GUICHARD, F.; COUVREUX, F. A short review of numerical cloud-resolving models. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 69, n. 1, p. 1373578, 2017. ISSN 1600-0870. [63](#), [64](#)

GUICHARD, F. et al. Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A Journal of the Atmospheric Sciences, Applied Meteorology and Physical Oceanography**, v. 130, n. 604, p. 3139–3172, 2004. [63](#), [64](#)

HARRIS, N. L. et al. Global maps of twenty-first century forest carbon fluxes. **Nature Climate Change**, v. 11, n. 3, p. 234–240, 2021. [1](#)

HENKES, A.; FISCH, G.; MACHADO, L. A. T.; CHABOUREAU, J.-P. Morning boundary layer conditions for shallow to deep convective cloud evolution during the dry season in the central Amazon. **Atmospheric Chemistry and Physics**, p. 1–29, 2021. [106](#)

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. **An investigation of the annual cycle of convective activity over the Tropical Americas**. 1989. 1388–1403 p. [1](#)

HOUZE, R. **Cloud dynamics**. [S.l.: s.n.], 1993. 573 p. (International Geophysics Series). [17](#)



JOHNSON, R. H.; RICKENBACH, T. M.; RUTLEDGE, S. A.; CIESIELSKI, P. E.; SCHUBERT, W. H. Trimodal characteristics of tropical convection. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2397–2418, 1999. [1](#), [3](#)

KHAIROUTDINOV, M.; RANDALL, D. High-resolution simulation of shallow-to-deep convection transition over land. **American Meteorological Society**, p. 3421–3436, 2006. [63](#), [64](#)

LAC, C. et al. Overview of the meso-nh model version 5.4 and its applications. **Geoscientific Model Development**, v. 11, n. 5, p. 1929–1969, 2018. [65](#), [67](#)

LAURENT, H.; MACHADO, L. A.; MORALES, C. A.; DURIEUX, L. Characteristics of the Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA–21, 2002. [1](#)

MACHADO, L. A. et al. Overview: precipitation characteristics and sensitivities to environmental conditions during GoAmazon2014/5 and ACRIDICON-CHUVA. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 9, p. 6461–6482, 2018. ISSN 16807324. [1](#), [8](#), [24](#)

MACHADO, L. A. T.; CHABOUREAU, J.-P. Effect of turbulence parameterization on assessment of cloud organization. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 8, p. 3246–3262, 2015. ISSN 0027-0644. [69](#)

MACHADO, L. A. T. et al. How weather events modify aerosol particle size distributions in the Amazon boundary layer. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, p. 1–31, 2021. [19](#)

MAHRT, L.; VICKERS, D. Contrasting vertical structures of nocturnal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, n. 2, p. 351–363, 2002. [45](#)

MARTIN, C. L.; FITZJARRALD, D.; GARSTANG, M.; OLIVEIRA, A. P.; GRECO, S.; BROWELL, E. Structure and growth of the mixing layer over the Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D2, p. 1361–1375, 1988. [4](#)

MARTIN, S. T. et al. Introduction: Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 8, p. 4785–4797, 2016. [2](#), [7](#), [8](#), [9](#), [41](#)

\_\_\_\_\_. The Green Ocean Amazon Experiment (GoAmazon2014/5) observes pollution affecting gases, aerosols, clouds, and rainfall over the rain forest. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 5, p. 981–997, 05 2017. ISSN 0003-0007. [2](#), [7](#)

MARTÍNEZ, I. R.; CHABOUREAU, J.-P.; HANDWERKER, J. Warm rain in southern west Africa: a case study at Savè. **Atmosphere**, v. 11, n. 3, p. 298, 2020. [70](#)

MASSON, V. et al. The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. **Geoscientific Model Development**, v. 6, n. 4, p. 929–960, 2013. [66](#), [68](#)

MATHER, J. H.; VOYLES, J. W. The Arm climate research facility: a review of structure and capabilities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 3, p. 377–392, 03 2013. ISSN 0003-0007. [7](#), [9](#)

MAY, R. M.; ARMS, S. C.; MARSH, P.; BRUNING, E.; LEEMAN, J. R.; GOEBBERT, K.; THIELEN, J. E.; BRUICK, Z. S.; CAMRON, M. D. **MetPy: a Python package for meteorological data**. 2021. [17](#)

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D14, p. 16663–16682, 1997. [67](#), [68](#)

MORRIS, V. R. **Ceilometer instrument handbook**. [S.l.], 2016. [12](#), [13](#)

NEWSOM, R.; KRISHNAMURTHY, R. **Doppler Lidar (DL) instrument handbook**. [S.l.], ARM, 2020. [11](#)

NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A.; FU, R.; POVEDA, G. Characteristics of Amazonian Climate: main features. **Amazonia and global change**, p. 149–162, 2009. ISSN 0065-8448. [1](#)

NUNES, A.; VELHO, H. C.; SATYAMURTY, P.; DEGRAZIA, G.; GOULART, A.; RIZZA, U. Morning boundary-layer turbulent kinetic energy by theoretical models. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 134, n. 1, p. 23–39, 2010. [96](#)

NUNES, A. M. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; ANSELMO, E. M.; MORALES, C. A. Severe convection features in the Amazon basin: A trmm-based 15-year evaluation. **Frontiers in Earth Science**, v. 4, p. 1–14, 2016. ISSN 2296-6463. [1](#)

OLIVEIRA, M. I. et al. Planetary boundary layer evolution over the Amazon rainforest in episodes of deep moist convection at the Amazon Tall Tower Observatory. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 1, p. 15–27, 2020. [5](#), [50](#), [52](#), [53](#)

PERGAUD, J.; MASSON, V.; MALARDEL, S.; COUVREUX, F. A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 132, n. 1, p. 83–106, 2009. [67](#)

PIELKE, R. A. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. **Reviews Geophysics.**, v. 39, n. 2, p. 151–177, 2001. [21](#), [39](#)

PINTY, J.-P.; JABOUILLE, P. A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations. In: **Conference on Cloud Physics**. [S.l.: s.n.], 1998. p. 217–220. [67](#), [68](#)

POLTERA, Y.; MARTUCCI, G.; COEN, M. C.; HERVO, M.; EMMENEGGER, L.; HENNE, S.; BRUNNER, D.; HAEFELE, A. Pathfinderturb: an automatic boundary layer algorithm. development, validation and application to study the impact on in situ measurements at the jungfraujoch. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 16, p. 10051–10070, 2017. [12](#)

RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. A. The life cycle of the south american monsoon system. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6227–6246, 2008. [1](#)

RANDOW, C. V. et al. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 5–26, 2004. [3](#), [35](#), [86](#)

RIO, C.; HOURDIN, F.; GRANDPEIX, J. Y.; LAFORE, J. P. Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 7, p. 1–5, 2009. ISSN 00948276. [64](#)

ROODE, S. R. de; JONKER, H. J.; WIEL, B. J. van de; VERTREGT, V.; PERRIN, V. A diagnosis of excessive mixing in smagorinsky subfilter-scale turbulent kinetic energy models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 74, n. 5, p. 1495–1511, 2017. [79](#)

SAHANY, S.; NEELIN, J. D.; HALES, K.; NEALE, R. B. Deep convective transition characteristics in the community climate system model and changes under global warming. **Journal of Climate**, v. 27, n. 24, p. 9214–9232, 2014. [63](#)

SANTOS, M. J. D.; DIAS, M. A. S.; FREITAS, E. D. Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus City, Amazon region, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 23, p. 13–233, 2014. [79](#)

SCHIRO, K. A.; NEELIN, J. D. Tropical continental downdraft characteristics: mesoscale systems versus unorganized convection. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, p. 1997—2010, 2018. [2](#), [8](#), [52](#), [63](#), [103](#)

SÖHNE, N.; CHABOUREAU, J.-P.; GUICHARD, F. Verification of cloud cover forecast with satellite observation over west Africa. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 11, p. 4421–4434, 2008. [70](#)

SORBJAN, Z. A numerical study of daily transitions in the convective boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123, n. 3, p. 365–383, 2007. [96](#)

STULL, R. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: [s.n.], 1988. 666 p. [4](#), [19](#), [38](#), [40](#), [60](#)

STULL, R. B. et al. **Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science**. [S.l.: s.n.], Sundong Publishing, 2015. [20](#)

TANAKA, L. M. d. S. **Convecção profunda na Amazônia Central**. Tese (Doutorado em Clima e Ambiente) — Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (Manaus), 2014. [101](#)

TANAKA, L. M. D. S.; SATYAMURTY, P.; MACHADO, L. A. T. Diurnal variation of precipitation in central Amazon Basin. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 13, p. 3574–3584, 2014. ISSN 10970088. [1](#), [5](#), [79](#)

TANG, S. et al. Large-scale vertical velocity, diabatic heating and drying profiles associated with seasonal and diurnal variations of convective systems observed in the GoAmazon2014/5 experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 22, p. 14249–14264, 2016. [1](#), [2](#), [8](#), [10](#), [63](#), [103](#)

TIAN, Y.; ZHANG, Y.; KLEIN, S. A.; SCHUMACHER, C. Interpreting the diurnal cycle of clouds and precipitation in the arm goamazon observations: shallow to deep convection transition. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 126, n. 5, 2021. [1](#), [4](#), [5](#), [8](#), [24](#), [27](#), [47](#), [48](#), [103](#)

- WANG, D. et al. The Green Ocean: precipitation insights from the GoAmazon2014/5 experiment. v. 18, n. BNL-205773-2018-JAAM, 2018. [24](#)
- WILLIAMS, E. et al. Contrasting convective regimes over the Amazon: implications for cloud electrification. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA–50, 2002. [7](#)
- WILSON, J. W.; CROOK, N. A.; MUELLER, C. K.; SUN, J.; DIXON, M. Nowcasting thunderstorms: a status report. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 10, p. 2079–2100, 1998. [21](#)
- WU, C.-M.; STEVENS, B.; ARAKAWA, A. What controls the transition from shallow to deep convection? **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 6, p. 1793–1806, 2009. [2](#), [63](#), [64](#), [99](#)
- WU, M.; LEE, J.-E. Thresholds for atmospheric convection in Amazonian rainforests. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 16, p. 10024–10033, 2019. [102](#)
- ZHANG, Y.; KLEIN, S. A. Mechanisms affecting the transition from shallow to deep convection over land: Inferences from observations of the diurnal cycle collected at the ARM Southern Great Plains Site. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 9, p. 2943–2959, 2010. ISSN 0022-4928. Available from: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JAS3366.1>. [21](#), [22](#), [24](#), [27](#), [36](#), [47](#), [49](#), [63](#), [92](#)
- \_\_\_\_\_. Factors controlling the vertical extent of fair-weather shallow cumulus clouds over land: investigation of diurnal-cycle observations collected at the arm southern great plains site. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, n. 4, p. 1297–1315, 2013. [21](#), [47](#), [52](#)
- ZHU, P.; ALBRECHT, B. Large eddy simulations of continental shallow cumulus convection. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D15, 2003. [21](#)
- ZHUANG, Y.; FU, R.; MARENGO, J. A.; WANG, H. Seasonal variation of shallow-to-deep convection transition and its link to the environmental conditions over the Central Amazon. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 5, p. 2649–2666, 2017. ISSN 21698996. [1](#), [2](#), [8](#), [23](#), [24](#), [34](#), [44](#), [45](#), [47](#), [63](#), [103](#)



## **PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE**

### **Teses e Dissertações (TDI)**

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

### **Manuais Técnicos (MAN)**

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

### **Notas Técnico-Científicas (NTC)**

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

### **Relatórios de Pesquisa (RPQ)**

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

### **Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)**

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

### **Publicações Didáticas (PUD)**

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

### **Publicações Seriadas**

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o International Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

### **Programas de Computador (PDC)**

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

### **Pré-publicações (PRE)**

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.