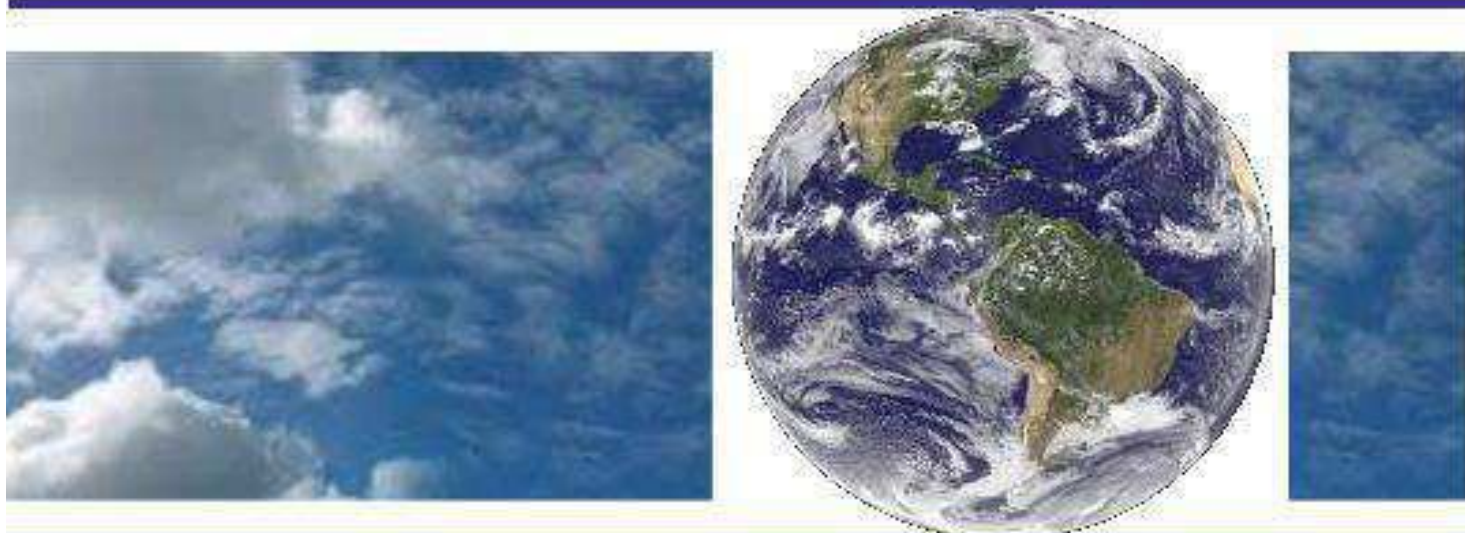


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



Dissertação de Mestrado

WALÉRIA SOUZA FIGUEIRA

**EFEITO DA REMOÇÃO DE UMIDADE DA CAMADA
LIMITE PLANETÁRIA NO DESENVOLVIMENTO DE
CÚMULOS RASOS E PROFUNDOS**

Campina Grande, Março de 2015



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**



COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

WALÉRIA SOUZA FIGUEIRA

**EFEITO DA REMOÇÃO DE UMIDADE DA CAMADA LIMITE
PLANETÁRIA NO DESENVOLVIMENTO DE CÚMULOS
RASOS E PROFUNDOS**

Campina Grande - PB

Março de 2015

WALÉRIA SOUZA FIGUEIRA

**EFEITO DA REMOÇÃO DE UMIDADE DA CAMADA LIMITE
PLANETÁRIA NO DESENVOLVIMENTO DE CÚMULOS
RASOS E PROFUNDOS**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Dr. Enio Pereira de Souza

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala
Subárea: Modelagem Numérica da Atmosfera

Campina Grande - PB
Março de 2015

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

F475e Figueira, Waléria Souza.
 Efeito da remoção de umidade da camada limite planetária no desenvolvimento de cúmulos rasos e profundos / Waléria Souza Figueira. – Campina Grande, 2015.
 91 f.: il. color.

 Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2015.

 "Orientação: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza".
 Referências.

 1. Convecção. 2. Cúmulos Rasos. 3. Cúmulos Profundos. 4. Ciclo Diário. 5. BRAMS. I. Souza, Enio Pereira de. II. Título.

CDU 551.5(043)

WALÉRIA SOUZA FIGUEIRA

EFEITO DA REMOÇÃO DE UMIDADE DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NO
DESENVOLVIMENTO DE CÚMULOS RASOS E PROFUNDOS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 05/03/2015

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. DAVID MENDES
Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Escola de Ciência e Tecnologia

Dedico este trabalho aos meus queridos pais, Santos e Neuma, que são presentes de Jeová para a minha vida, meus alicerces, que com respeito me viram crescer e me deixaram tomar decisões importantes, decisões que me encaminharam até esta conquista. Em especial pelo amor, cuidado, dedicação e ensinamentos em todos os momentos da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, Jeová, pela força e coragem durante toda esta longa caminhada, permitindo mais essa vitória.

Aos meus pais, que tornaram possível minha jornada até aqui.

Em especial ao meu orientador Dr. Enio Pereira de Souza, pela proposta de pesquisa e excelente orientação, sempre apontando os melhores caminhos, dando estímulos para o desenvolvimento deste trabalho, enfim, pelo seu apoio, motivação e amizade demonstrada durante todos esses anos.

Ao professor Manoel Gomes Filho, pelo apoio, convívio, amizade e pela oportunidade de realização de trabalhos em minha área de pesquisa e afins.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia - PPGMet/UACA/UFCG pelos ensinamentos, dentro e fora da sala de aula, durante a época do mestrado, aumentando ainda mais o apreço que tenho por esta instituição.

À Pâmela Lorena Ribeiro Ávila, grande amiga, companheira de caminhada ao longo dessa pós-graduação e com quem dividi esses dois ótimos anos da minha vida. Posso dizer que esta jornada, inclusive pessoal, não teria sido a mesma sem você.

Ao amigo, Leydson Galvêncio Dantas, pela amizade demonstrada logo que cheguei à cidade de Campina Grande - PB, além do apoio dado durante todo este período.

Aos meus colegas de mestrado, que tive a satisfação em conhecer, agradeço pelo clima de camaradagem e pela troca de experiências quando necessário.

A todos aqueles, que embora não citados nominalmente, contribuíram direta e indiretamente para a execução deste trabalho.

E por último e não menos importante, ao CNPq, pela provisão da bolsa de mestrado, recurso que possibilitou minha dedicação a esta pesquisa.

“O significado das coisas não está nas coisas em si, mas sim em nossa atitude com relação a elas.”

(ANTOINE DE SAINT-EXUPÉRY)

EFEITO DA REMOÇÃO DE UMIDADE DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NO DESENVOLVIMENTO DE CÚMULOS RASOS E PROFUNDOS

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo estudar o efeito da remoção de umidade da camada limite planetária por cúmulos rasos. Para tal, esse efeito foi inserido no código do modelo BRAMS. Foram realizados dois experimentos: no primeiro experimento de controle (EXP_ORI), o modelo foi inicializado em sua forma original e no segundo (EXP_AJUST), o modelo foi integrado para as mesmas condições que o EXP_ORI, porém com o devido ajuste realizado no código do BRAMS. O modelo foi integrado para um período de 774 horas a partir da 00 UTC do dia 1° de janeiro até a 00 UTC do dia 1° de fevereiro de 2011. Para facilitar a análise quanto ao impacto desse ajuste no ciclo diário médio das variáveis termodinâmicas de superfície e da precipitação convectiva, foram feitas médias em duas áreas distintas de 1°x1°, uma área sobre superfície florestada (localizada no sul do Amazonas) e outra área sobre superfície desflorestada (localizada no norte da Bolívia). De forma geral, os resultados mostraram que houve diferenças notáveis no perfil termodinâmico da troposfera inferior devido à implementação do novo ajuste. As taxas de aquecimento e umedecimento, em ambas as áreas, tiveram picos as 09 e 09:30 horas local, embora o seu efeito líquido tenha se mostrado nas horas seguintes, o principal impacto ocorreu no início da tarde. O ciclo diário dos fluxos à superfície também foram sensíveis ao ajuste realizado no modelo. Já o comportamento e a quantidade da precipitação convectiva acumulada ao longo do dia foram melhorados no EXP_AJUST, principalmente na área desflorestada.

Palavras-chaves: convecção, cúmulos rasos, cúmulos profundos, ciclo diário, BRAMS.

EFFECT OF MOISTURE REMOVAL FROM THE PLANETARY BOUNDARY LAYER ON THE DEVELOPMENT OF SHALLOW AND DEEP CUMULI

ABSTRACT

The objective of this work was to the effects of moisture removal from the planetary boundary layer by shallow cumulus. To reach this goal, this effect was implemented into the BRAMS model code. Two experiments were performed: in the control experiment (EXP_ORI), the model was initialized in its original form and in the second one (EXP_AJUST) the model was run to the same conditions as the EXP_ORI but with due adjustment made in BRAMS code. The model was run for a period of 774 hours, from 00 UTC of 1 January to 00 UTC of 1 February 2011. To facilitate the analysis of the impact of this adjustment on the mean daily cycle of thermodynamic variables of surface and convective precipitation, averages were performed in two different areas of $1^\circ \times 1^\circ$, an area of forested area (located in the south of the Amazon) and other deforested area on surface (located in northern Bolivia). Overall, the results showed that there were important differences in the thermodynamic profile of the lower troposphere due to the implementation of new setting in the BRAMS code. Values of moistening and heating rates in both areas peaked around 09 and 09:30 local time, although their net effect were felt later, the impact occurred mainly early afternoon. The daily cycle of surface fluxes were also sensitive to the adjustment performed in the model. Also the behavior and the amount of convective precipitation accumulated during the day in EXP_AJUST were improved, especially in deforested area.

Keywords: convection, shallow cumulus, deep cumulus, daily cycle, BRAMS.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Diagrama esquemático para uma tempestade madura, onde: C refere-se à condensação; E, evaporação; F, congelamento. As setas indicam a direção do vento. Fonte: Silva (2011).24
- Figura 2 - Modelo conceitual da iniciação e evolução de tempestade ao longo do Amazonas, para situações em que as forçantes sinóticas são fracas. Dois mecanismos separados para a primeira iniciação da tempestade são fornecidos. Fonte: Lima e Wilson (2008).25
- Figura 3 - (a) Esquema conceitual que descreve o processo de convecção rasa realizado no modelo BRAMS, na sua forma original. (b) Esquema conceitual da convecção rasa com o novo ajuste no código do modelo, quanto à retirada de umidade da CLP por cúmulos rasos. 36
- Figura 4 - Características da superfície para a área de domínio do estudo. a) Imagem de satélite pelo GeoExplorer. b) Mapa do tipo de vegetação do modelo BRAMS, onde a floresta é identificada pelo número 7 e o desflorestamento pelo número 13. As duas áreas selecionadas são mostradas por um quadrado, a área florestada está centrada em 6°S, 66°W e a área desflorestada em 13,5°S, 65°W.39
- Figura 5 - Recortes das imagens do satélite GOES-12, no canal infravermelho, mostrando os dias nos quais ocorreram linhas de Cumulonimbus associadas à ZCIT para os dias (a) 04, (b) 06, (c) 09, (d) 13, (e) 16, (f) 23, (g) 27, (h) 28 e (i) 29 de janeiro de 2011 as 21 UTC. Fonte: Climanálise (Janeiro/2011).41
- Figura 6 - (a) Escoamento em altos níveis (200 hPa), indicando a posição e magnitude média do jato subtropical e da Alta da Bolívia em JANEIRO/2011. (b) A imagem do satélite GOES-12 ilustra a nebulosidade associada à Alta do Bolívia no dia 12/01/2011, às 21 UTC, quando houve a formação de intensas áreas de instabilidade na maior parte do País. Fonte: Climanálise (Janeiro/2011).42
- Figura 7 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [◆◆], EXP_AJUST [◆◆] e observado ECMWF [----] durante o dia 07/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície florestada, em 6°S e 66°W.44
- Figura 8 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [◆◆], EXP_AJUST [◆◆] e observado ECMWF [----] durante o dia 11/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície florestada, em 6°S e 66°W.46
- Figura 9 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [◆◆], EXP_AJUST [◆◆] e observado ECMWF [----] durante o dia 12/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície florestada, em 6°S e 66°W.47

Figura 10 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [◆◆], EXP_AJUST [◆◆] e observado ECMWF [----] durante o dia 16/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície florestada, em 6°S e 66°W.....48

Figura 11 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [◆◆], EXP_AJUST [◆◆] e observado ECMWF [----] durante o dia 23/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície desflorestada, em 13,5°S e 65°W..... 50

Figura 12 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [◆◆], EXP_AJUST [◆◆] e observado ECMWF [----] durante o dia 25/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície desflorestada, em 13,5°S e 65°W.....51

Figura 13 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [◆◆], EXP_AJUST [◆◆] e observado ECMWF [----] durante o dia 28/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície desflorestada, em 13,5°S e 65°W..... 52

Figura 14 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [g.kg⁻¹] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [◆◆], EXP_AJUST [◆◆] e observado ECMWF [----] durante o dia 30/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície desflorestada, em 13,5°S e 65°W.....53

Figura 15 - Cobertura média de cúmulos rasos em [%] durante o período de 774 horas de integração do modelo no EXP_AJUST para a área de superfície florestada. 54

Figura 16 - Média (a) da taxa de aquecimento [K.dia⁻¹] e b) da taxa de umedecimento [g.kg⁻¹.dia⁻¹] da convecção rasa na camada entre a superfície e 650 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície florestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011. 56

Figura 17 - Variação média a) da temperatura potencial [K] e b) da razão de mistura [g.kg⁻¹] na camada entre a superfície e 650 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície florestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011. 58

Figura 18 - Diferença média a) da temperatura potencial [K] e b) da razão de mistura [g.kg⁻¹], na camada entre a superfície e 650 hPa para os experimentos EXP_AJUST - EXP_ORI na área de superfície florestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.... 60

Figura 19 - Média do fluxo de massa da convecção rasa [kg.m⁻²] na camada entre a superfície e 650 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície florestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011..... 62

Figura 20 - Média (a) da taxa de aquecimento [K.dia ⁻¹] e b) da taxa de umedecimento [g.kg.dia ⁻¹] da convecção profunda na camada entre a superfície e 100 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície florestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.	63
Figura 21 - Ciclo diário médio da precipitação convectiva acumulada em [mm] na área de superfície florestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆]. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.	64
Figura 22 - Precipitação convectiva acumulada média em [mm] para os dias 09 a 13 de janeiro de 2011 na área de superfície florestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆].	65
Figura 23 - Ciclo diário médio do saldo de radiação em [Wm ⁻²] na área de superfície florestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆]. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.	66
Figura 24 - Ciclo diário médio do fluxo de calor sensível em [Wm ⁻²] na área de superfície florestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆]. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.	67
Figura 25 - Ciclo diário médio do fluxo de calor latente em [Wm ⁻²] na área de superfície florestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆]. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.	67
Figura 26 - Ciclo diário médio da temperatura a 2 m da superfície em [mm] na área florestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆]. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.	69
Figura 27 - Cobertura média de cúmulos rasos em [%] durante o período de 774 horas de integração do modelo no EXP_AJUST para a área de superfície desflorestada.	70
Figura 28 - Média (a) da taxa de aquecimento [K.dia ⁻¹] e b) da taxa de umedecimento [g.kg ⁻¹ .dia ⁻¹] da convecção rasa na camada entre a superfície e 650 hPa, para o experimento EXP_AJUST na área de superfície desflorestada, em hora local. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.	72
Figura 29 - Variação média a) da temperatura potencial [K] e b) da razão de mistura [g.kg ⁻¹] na camada entre a superfície e 650 hPa, para o experimento EXP_AJUST na área de superfície desflorestada, em hora local. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.	73
Figura 30 - Diferença média a) da temperatura potencial [K] e b) da razão de mistura [g.kg ⁻¹], na camada entre a superfície e 650 hPa para os experimentos EXP_AJUST-EXP_ORI na área de superfície desflorestada, em hora local. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.	75
Figura 31 - Média do fluxo de massa da convecção rasa [kg.m ⁻²] na camada entre a superfície e 650 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície desflorestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.	76

Figura 32 - Média (a) da taxa de aquecimento [$K \cdot \text{dia}^{-1}$] e b) da taxa de umedecimento [$g \cdot \text{kg} \cdot \text{dia}^{-1}$] da convecção profunda na camada entre a superfície e 100 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície desflorestada, em hora local. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.	77
Figura 33 - Ciclo diário médio da precipitação convectiva acumulada em [mm] na área de superfície desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆]. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.	78
Figura 34 - Precipitação convectiva acumulada média em [mm] para os dias 25 a 29 de janeiro de 2011 na área de superfície desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆].	79
Figura 35 - Ciclo diário médio do saldo de radiação em [Wm^{-2}] na área de superfície desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆]. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.	80
Figura 36 - Ciclo diário médio do fluxo de calor sensível em [Wm^{-2}] na área de superfície desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆]. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.	80
Figura 37 - Ciclo diário médio do fluxo de calor latente em [Wm^{-2}] na área de superfície desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆]. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.	81
Figura 38 - Ciclo diário médio da temperatura a 2 m da superfície em [mm] na área desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◆◆] e EXP_AJUST [◆◆]. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.	82

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais configurações do RAMSIN.....	38
Tabela 2 - Tabela descritiva dos experimentos.	40

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
AMS	American Meteorological Society
ARM	Atmospheric Radiation Measurement
BRAMS	Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System
CAPE	Convective Available Potential Energy
CIN	Convective Inhibition
CLP	Camada Limite Planetária
CRM	Cloud-Resolving Models
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EXP_AJUST	Experimento Ajustado
EXP_ORI	Experimento Original
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GRADS	The Grid Analysis and Display System
HL	Hora Local
LBA	Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LES	Large Eddy Simulations
LEAF	Land Ecosystem Atmosphere Feedback model
MCG	Modelo de Circulação Geral
MIN	Metade Inferior da Nuvem
MMF	Multiscale Modeling Framework
MSE	Moist Static Energy
MSN	Metade Superior da Nuvem
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCL	Nível de Condensação por Levantamento
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMJ	Oscilação Madden-Julian
PCA	Precipitação Convectiva Acumulada
PSD	Physical Sciences Division
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System

SCM	Single-Column Models
SGP	Southern Great Plains
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TCAPE	Total Convective Available Potential Energy
UTC	Universal Time Coordinated
WETAMC	Wet season Atmospheric Mesoscale Campaign
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

g	Aceleração da gravidade
z	Altura Hidrostática
σ	Área fracional coberta por correntes ativas dentro da nuvem
L	Calor latente específico de vaporização
c_p	Calor específico do ar seco sob pressão constante
c	Cobertura de nuvens
ρ	Densidade do ar
η	Eficiência termodinâmica de uma máquina de Carnot
s	Energia estática seca
s_l	Energia estática da água líquida
TCAPE	Energia potencial convectiva disponível total
h	Energia estática úmida
M_c	Fluxo de massa convectivo
F_{abs}	Forçante convectivo externo
λ	Taxa de entranhamento
T	Temperatura Absoluta
q_t	Umidade específica total
q_v	Umidade específica da água na forma de vapor
q_l	Umidade específica da água líquida
w	Velocidade vertical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	19
2. OBJETIVOS.....	21
2.1. Objetivos Gerais	21
2.2. Objetivos Específicos	21
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	22
4. MATERIAL E MÉTODOS.....	32
4.1. Descrição do Modelo Numérico	32
4.2. Descrição do Esquema de Convecção Rasa.....	33
4.3. Descrição do Ajuste no Código do Modelo.....	35
4.4. Inicialização do Modelo.....	36
4.5. Descrição dos Experimentos.....	39
4.6. Caracterização do Ambiente Sinótico.....	41
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	43
5.1. Validação dos Resultados	43
5.1.1. Análise para a área florestada.....	43
5.1.2. Análise para a área desflorestada	49
5.2. Impactos do Ajuste no Código do Modelo	54
5.2.1. Análise para a área florestada.....	54
5.2.2. Análise para a área desflorestada	70
6. CONCLUSÕES.....	84
6.1. Sugestões para trabalhos futuros.....	85
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86

1. INTRODUÇÃO

A convecção cúmulos representa um dos processos físicos centrais em modelos numéricos de previsão do tempo e clima, e este é um assunto em evidência em meio às pesquisas mais recentes, que investigam, por exemplo, o papel da convecção rasa e profunda na simulação da Oscilação Madden-Julian (OMJ) em modelos numéricos (DEL GENIO et al., 2012; CAI et al., 2013), o pré-condicionamento para ocorrer à convecção profunda (HOHENEGGER e STEVENS, 2013) e o que controla a transição da convecção rasa para a profunda e suas interações (WU et al., 2009; YANO e PLANT, 2012; BOING et al., 2012; PLANT e YANO, 2013). Esses e outros estudos visam compreender as interações entre os vários tipos de convecção e com isso propiciar simulações mais realistas já que, segundo Adams et al. (2009), a importância da convecção rasa e profunda não reside apenas em sua relação com os eventos extremos de tempo, mas também em seu efeito global sobre a dinâmica da atmosfera e do clima.

Apesar das intensas pesquisas nas últimas décadas, a sua descrição ainda não é completamente adequada, pois um problema de longa data bem conhecido é a representação do ciclo diário da convecção, já que há uma tendência dos modelos em antecipar o máximo de precipitação continental, que tipicamente ocorre no meio da tarde, para o fim da manhã (YANG e SLINGO, 2001; BETTS e JAKOB, 2002; BECHTOLD et al., 2004). Este tipo de erro tem sido observado em um grande número de modelos regionais e globais, correntemente em uso (WANG et al., 2007).

Em vários aspectos, o início precoce da convecção pode estar ligado justamente à ausência de vários processos físicos em parametrizações de convecção (STIRLING e STRATTON, 2012), considerando-se que alguns processos não são suficientemente conhecidos ou não podem ser explicitamente modelados, devido aos complexos mecanismos que ocorrem dentro das nuvens convectivas. De acordo com Yang e Slingo (2001), uma simulação precisa do ciclo diurno fornece uma plataforma de teste ideal para muitos aspectos de parametrizações físicas e para a representação das interações de transferência e de trocas radiativas na superfície através da camada limite, convecção e processos em nuvem nos modelos numéricos.

Embora os modelos numéricos tenham sido aperfeiçoados nos últimos anos, as simulações, principalmente na região intertropical, ainda trazem incertezas atribuídas à descrição dos processos físico-dinâmicos. Com o intuito de melhorar essas simulações, alguns

processos convectivos, como a parametrização de cúmulos rasos e seus efeitos sobre a radiação foram inseridos em um dos modelos mais usados no Brasil, o *Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS), em estudos realizados por Souza (1999), Souza e Silva (2003), Souza et al. (2009), dentre outros. A implementação destes esquemas melhorou visivelmente as simulações, com resultados mais realistas quanto ao estado da atmosfera. Com isso, o efeito completo da convecção já pode ser estudado porque processos tão importantes já foram inseridos neste modelo.

Ainda, segundo Sato et al. (2009), o ciclo diurno da convecção tropical é mais bem representado quando é usado Modelos de Circulação Geral (MCGs) de alta resolução ou superparametrização (*Multiscale Modeling Framework* - MMF), na qual a parametrização cúmulos em cada grade da baixa resolução do MCG é substituída por um modelo 2D de resolução de nuvem. Apesar de que, os Modelos de Resolução de Nuvens (*Cloud-Resolving Models* - CRMs) tornaram-se muito importantes para o estudo da convecção e de nuvens, embora o custo computacional deste seja extremamente elevado, já que, com um tamanho de grade de vários quilômetros simulam diretamente a convecção usando um esquema de microfísica de nuvens, sem o uso de qualquer parametrização cúmulos.

Mesmo com a evolução da modelagem numérica, um processo que se torna elemento-chave para melhorar a representação do ciclo diário da convecção é a transição da convecção rasa para a profunda (SOUZA et al., 2009). Só que esta transição ainda é mal representada nos modelos, bem como os processos de entranhamento e a associação da precipitação com a dinâmica da piscina de ar frio (*cold pool*) [Padrão de mesoescala gerado na baixa troposfera pela evaporação, e/ou derretimento e/ou sublimação dos hidrometeoros em precipitação, segundo Houze (1993)], que são igualmente importantes para o desenvolvimento e evolução da convecção profunda. Em conformidade com os estudos de Betts e Jakob (2002), Bechtold et al. (2004) e Guichard et al. (2004), na qual citaram que a parte mais difícil de modelar o ciclo diurno sobre o continente é a de representar o desenvolvimento da convecção rasa e a consequente transição para a convecção profunda.

Portanto, o foco desta dissertação se dará em descobrir qual o estágio inicial para se estabelecer a transição de cúmulos rasos para cúmulos profundos, ajustando assim o código do modelo e verificando os efeitos do mesmo. Diante disto, espera-se avançar na compreensão e na capacidade de representar de forma realista o ciclo diário da convecção adotando no modelo BRAMS esse processo de transição, considerando-se que uma boa formulação do ciclo diário, com boa definição do horário da precipitação, é de fundamental importância nas simulações numéricas de curto e de longo prazo.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivos Gerais

O objetivo geral desta pesquisa é ajustar os parâmetros do esquema de convecção rasa que são mais adequados para a melhoria da simulação do ciclo diário da precipitação convectiva do modelo BRAMS. Tendo-se em vista, descobrir qual o estágio inicial para se estabelecer a transição de cúmulos rasos para cúmulos profundos.

2.2. Objetivos Específicos

Especificamente, pretende-se investigar:

- a) O ajuste do código do modelo para inserir os efeitos da remoção de umidade da Camada Limite Planetária (CLP) por cúmulos rasos;
- b) O efeito desse ajuste nas variáveis termodinâmicas de superfície e altitude;
- c) O efeito desse ajuste no ciclo diário da precipitação convectiva;

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Em geral, segundo o *American Meteorological Society Glossary* (AMS Glossary), entende-se por convecção, os movimentos verticais de massa dentro de um fluido resultando em transporte e mistura das propriedades daquele fluido. Pode ser classificada como convecção natural (flutuante), quando o movimento é causado apenas pela diferença de densidade dentro do fluido (ex.: instabilidade estática), e convecção forçada, na qual o movimento é induzido por forças mecânicas externas (ex.: levantamento frontal e orográfico, ascensão de ar induzida por convergência de vento, dentre outros). A convecção atmosférica é quase sempre turbulenta, e está dividida em duas categorias: convecção rasa (cúmulos não precipitantes) e convecção profunda (cúmulos precipitantes).

Os processos que levam à convecção, tanto rasa quanto profunda, variam espacialmente dependendo da escala considerada (forçantes locais, sistemas sinóticos, etc.), são distintos sobre o oceano e continente, e dependem do horário (convecção diurna associada ao ciclo diurno de aquecimento da superfície e instabilização do perfil em baixos níveis; convecção noturna associada à formação de jato em baixos níveis, ao resfriamento radiativo no topo das nuvens, etc.) (YANG e SMITH, 2006 apud PEREIRA NETO, 2009).

Os cúmulos rasos têm escala típica da ordem de 1 km e formam-se em dias de céu claro, aproximadamente a 900 m acima da superfície, como resultado da instabilidade atmosférica, e atuam no transporte de calor para baixo e vapor de água para cima da CLP. Devido ao fato de ser um processo intermediário entre a CLP e a atmosfera livre, a atividade dos cúmulos rasos está sujeita a vários mecanismos de retroalimentação (STULL, 1985), que podem ser positivos ou negativos para a configuração do perfil de estabilidade local, com fortes implicações na dinâmica da circulação atmosférica (SOUZA e SILVA DIAS, 2004). Sendo também, fortemente dependentes dos processos de superfície que, por sua vez, apresentam um forte ciclo diurno (SOUZA, 1999).

Um papel primordial das nuvens cúmulos raso é sua relação com a convecção profunda, pois modificam o perfil termodinâmico na baixa troposfera, criando um ambiente mais favorável ao desenvolvimento da convecção profunda (YANAI et al., 1973). Diante disto, Souza (1999) propôs e acrescentou no *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) uma parametrização de cúmulos rasos capaz de simular bem o ciclo diário da convecção não precipitante sobre o continente e sua interação com a superfície, melhorando a configuração do perfil termodinâmico da atmosfera. Ainda, outros estudos mostraram como a

implementação dessa parametrização com outras opções de cálculo para a cobertura de cúmulos rasos, além da sua interação com a radiação, produziram simulações mais realistas quanto à estrutura vertical termodinâmica, o ciclo diário e o balanço de energia a superfície (SOUZA e SILVA, 2003; ZHU e PRETHERTON, 2004; SOUZA e SILVA, 2004; SOUSA, 2009; SOUZA et al., 2009; LOPES et al., 2012).

Os cúmulos profundos, que têm escalas entre 10^2 e 10^3 m, são essenciais no ramo atmosférico do ciclo hidrológico, influenciam a dinâmica tropical de grande escala e exercem um papel fundamental no balanço de energia da circulação geral do planeta (ADAMS et al., 2009). Além de serem responsáveis por elevadas taxas de precipitação, e historicamente, estes vem recebendo mais desenvolvimento em modelos numéricos (SOUZA et al., 2009).

Alguns processos comuns nas nuvens cúmulos profundos são ilustrados na Figura 1. A condensação (congelamento) e evaporação (derretimento) são os principais. Na corrente ascendente, o vapor de água se condensa e na descendente, parte (ou todo) do condensado se evapora. A evaporação, abaixo da base da nuvem, produz resfriamento estabilizando o ambiente. Outras regiões de evaporação situam-se nas laterais e no topo, onde o ar da nuvem é desentranhado para o ambiente. O entranhamento de ar ambiente, mais frio e mais seco na nuvem, contribui para diminuir o empuxo positivo da corrente ascendente. Tem-se ainda a frente de rajada, o rastro de ar frio (*wake of cool air*), a entrada de ar de baixos níveis para dentro da nuvem e a subsidência no ambiente. Este último torna o ambiente ao redor da nuvem mais seco e quente por compressão adiabática. Todos os processos mostrados na Figura 1 são representados em modelos numéricos através dos esquemas denominados explícitos ou esquemas que parametrizam seus efeitos.

Ademais, a transição para a convecção profunda é geralmente marcada por um rápido aumento no fluxo de massa da nuvem, do alargamento da base da nuvem, da altura máxima que essa nuvem pode atingir, do caminho da água líquida e gelo, e é claro, da taxa de precipitação. (GRABOWSKI ET AL., 2006; KHAIROUTDINOV E RANDALL, 2006).

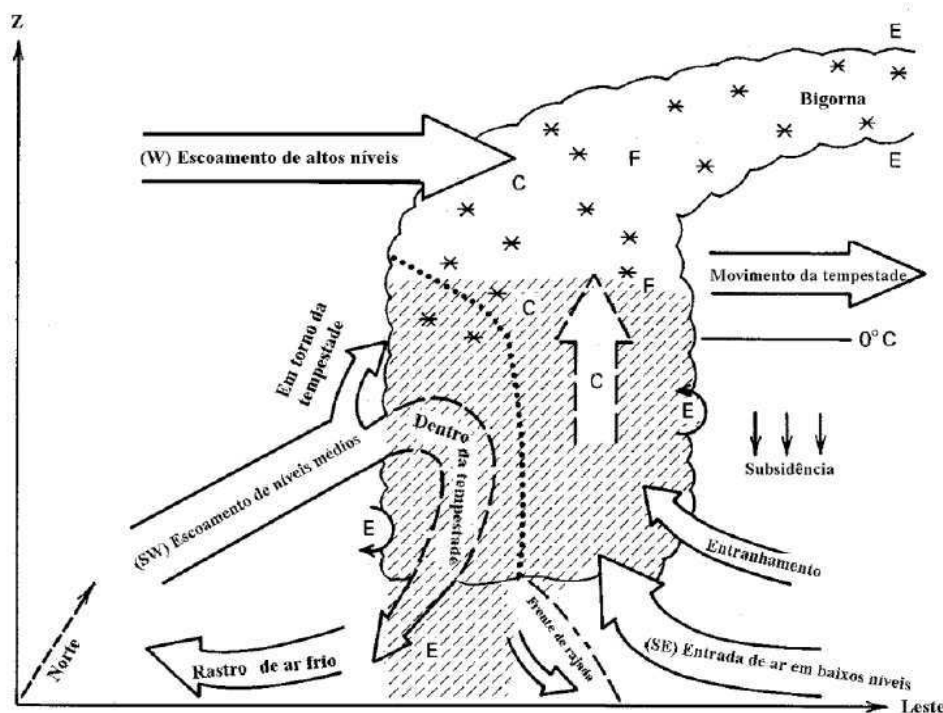


Figura 1 - Diagrama esquemático para uma tempestade madura, onde: C refere-se à condensação; E, evaporação; F, congelamento. As setas indicam a direção do vento. Fonte: Silva (2011).

Entender melhor os detalhes locais da iniciação e evolução da convecção profunda foi o objetivo de Lima e Wilson (2008), na qual, investigaram os tipos de disparos que influenciou a iniciação da tempestade convectiva e sua evolução posterior durante a estação chuvosa na região sudoeste da Amazônia. Estes escolheram apenas um dia representativo, 05 de fevereiro de 1999, dentre os 44 dias analisados durante o experimento TRMM-LBA, usando dados do radar Doppler S-Pol e imagens do satélite GOES-8. Eles obtiveram como resultado que, um total de 315 tempestades individuais foi iniciado neste dia dentro da área de 130 km do radar, e muitas destas tempestades foram gerados pela formação das piscinas frias associadas com frentes de rajada quase circulares. Enquanto que, os mecanismos de disparo da convecção profunda foram: levantamento forçado por frentes de rajadas (36% dos casos), levantamento de ar sobre a topografia (> 300 m) via frente de rajada (21% dos casos) e levantamento forçado somente pela interação do escoamento médio com a topografia (16% dos casos). Os casos restantes (27%) não tiveram seus mecanismos de disparo revelados. Além disto, mostraram que independente do mecanismo, o horário preferencial de iniciação das tempestades é às 11 Horas Local (HL), com máxima atividade convectiva entre 15 e 16 HL. O modelo conceitual criado neste estudo é ilustrado na Figura 2, e é relevante para qualquer ambiente quente e úmido quando a forçante sinótica é muito fraca.

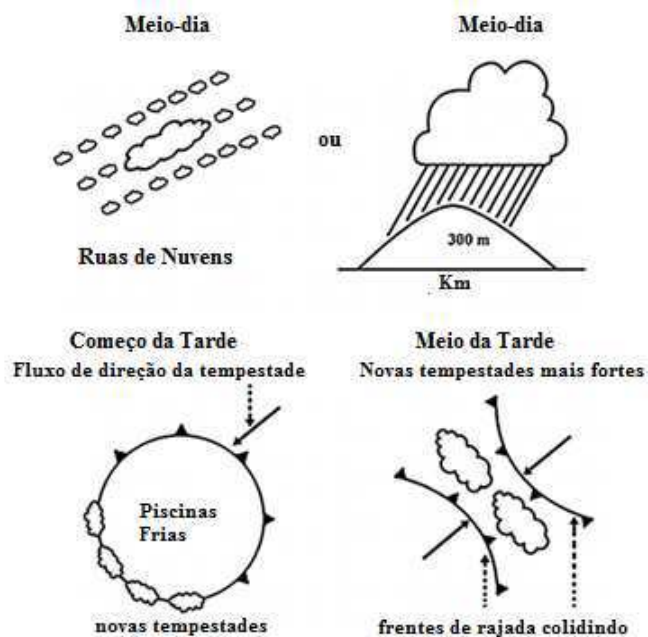


Figura 2 - Modelo conceitual da iniciação e evolução de tempestade ao longo do Amazonas, para situações em que as forçantes sinóticas são fracas. Dois mecanismos separados para a primeira iniciação da tempestade são fornecidos. Fonte: Lima e Wilson (2008).

A interação entre a convecção rasa e a convecção profunda está em grande parte relacionada com o balanço de energia à superfície, ou seja, o ciclo diurno da convecção tem forte relação com o aquecimento diurno da superfície (SOUZA e SILVA, 2003). Do experimento WETAMC-LBA, a evolução da camada limite mostra que uma camada noturna, fortemente estável, apesar de rasa, é dissipada lentamente (na ordem de poucas horas) devido ao fluxo de calor que se segue ao amanhecer (BETTS et al. 2002). A dissipação dessa camada estável leva a uma fase de convecção rasa, na qual a umidade é transportada para fora da camada limite convectiva, à medida que se aprofunda. Chuvas rápidas se formam por volta do meio-dia, seguido da organização da convecção profunda no início da tarde (aproximadamente 14 HL), com alguma dependência do regime de vento da baixa troposfera. A camada limite é então estabilizada pela intrusão de ar com baixa temperatura potencial equivalente, trazida para baixo nas correntes descendentes subsaturadas. Após o resfriamento radiativo durante a noite, a camada nas proximidades da superfície torna-se bastante estável.

O trabalho de Strong et al. (2005) evidencia o acoplamento entre os processos da camada limite e os tipos de cobertura de nuvem que, ao fim de tudo, determinam as taxas de precipitação convectiva no sudoeste da Amazônia. Esses processos são altamente dependentes do regime de vento predominante (RICKENBACK et al., 2002). Pereira e Rutledge (2006) também estudaram o ciclo diário da convecção rasa e profunda para os regimes de vento de

baixos níveis identificados na região do TRMM-LBA utilizando os dados do radar S-Pol. Eles determinaram que ambas as convecções rasas (formadas com regimes de vento de oeste) e profundas (formadas com regimes de vento de leste) começam na parte da manhã e tem seus picos no período da tarde. A convecção formada pelos regimes de leste mostrou topos mais altos, taxas mais elevada de chuva e áreas de convecção maiores em comparação com os formados com os regimes de oeste.

Haja vista, que a região continental tropical sofre um forte ciclo diurno, o que se reflete em horários de máxima convecção diferentes daqueles que ocorrem sobre os oceanos e em latitudes médias, uma representação realista do balanço de energia sobre o continente é desejável nos modelos. Assim como, estimar os efeitos físicos da convecção em nuvens cúmulos, representando realisticamente todos os fenômenos envolvidos neste processo (como a condensação, transporte de calor, umidade e de momento, dentre outros). No entanto, a maioria dos modelos apresenta uma resolução horizontal que implica em truncamentos em escalas maiores que a escala da convecção cúmulos, e seus efeitos acabam sendo incorporados nos modelos através de parametrização (SILVA, 2001; SOUZA e SILVA, 2003).

Como é bem conhecido, há uma tendência da parametrização dos modelos numéricos em produzir convecção no início do dia (YANG e SLINGO, 2001), antecipando o máximo da precipitação continental. Segundo um estudo realizado por Betts e Jakob (2002), na qual, analisaram o ciclo diurno da precipitação, superfícies termodinâmicas e fluxos de superfície no modelo ECMWF, usando dados do experimento WETAMC-LBA (SILVA DIAS et al., 2002). Eles detectaram uma falha no modelo no ciclo de precipitação diurna sobre Rondônia. Por volta das 08 HL, o modelo detectou um máximo de precipitação, enquanto que as observações mostravam um mínimo para aquele mesmo horário. Eles concluíram que embora o ciclo diurno termodinâmico próximo à superfície do modelo esteja próximo do observado, ele é reproduzido no modelo por uma mistura de diferentes processos de superfície e de camada limite, principalmente mais evaporação de chuva e menos convecção de cúmulos rasos do que é geralmente observado. Bechtold et al. (2004), também utilizando o modelo global de previsão do ECMWF, examinaram o ciclo diurno sobre o sudoeste da Amazônia. Assim como em estudos anteriores, eles encontraram que a convecção da Amazônia ocorreu muito cedo no ciclo diário.

De acordo com Sato et al. (2009), estes citaram em seu artigo que há três métodos possíveis para melhorar a simulação do ciclo diurno da precipitação em modelos globais, os quais são: aumentar a resolução horizontal dos MCGs convencionais, adotar uma

superparametrização e usar os CRMs. Sendo que, o MMF (ou superparametrização) tem a vantagem de lidar de forma eficiente com o *feedback* de radiação da nuvem e os processos da camada limite na baixa resolução do MCG sem grandes custos computacionais. No entanto, eles têm limitações para simular os sinais do ciclo diurno que se propagam longe da forçante original devido à interação com os processos de mesoescala, tais como a formação de piscinas frias e linhas de instabilidade. Já a vantagem de utilizar o CRM nos estudos do ciclo diurno é que a alta resolução sobre áreas costeiras e interiores permite resolver circulações locais em associação com o contraste terra-mar e complexidade topográfica. As circulações de mesoescala que se originam dos sistemas convectivos são explicitamente simulados neste modelo, o que deve melhorar a propagação dos sinais de ciclo diurno em algumas regiões.

Exemplos de estudos como Guichard et al. (2004), Grabowski et al. (2006), Hohenegger et al. (2008) e Kendon et al. (2012) demonstraram como simulações com CRMs podem resolver o problema da antecipação do ciclo diurno. Kendon et al. (2012) descobriram que um modelo de alta resolução de 1,5 km é mais capaz de representar o ciclo diurno e a intensidade da distribuição da precipitação sobre o Reino Unido do que uma resolução da simulação de 12 km usando convecção parametrizada.

Além de tudo, um elemento-chave para melhorar a representação do ciclo diário da convecção nos modelos numéricos é a transição da convecção rasa para a profunda (SOUZA et al., 2009). O estudo de caso idealizado por Guichard et al. (2004) foi projetado para investigar a modelagem do ciclo diurno da convecção profunda precipitante sobre o continente realizada para sete modelos de única coluna (*Single-Column Models* - SCMs) e três CRMs. Eles obtiveram como resultado que, um rápido início de chuvas convectivas é encontrado na maioria dos SCMs. Em contraste, nos CRMs, as primeiras nuvens aparecem antes do meio-dia, mas a precipitação é adiada por algumas horas. A dispersão entre os SCMs resulta da grande variedade de representações da turbulência na camada limite e da convecção úmida nestes modelos, faltando o estágio intermediário de transição. Uma maior consistência é encontrada nos CRMs, apesar de algumas diferenças em sua representação quanto ao crescimento da camada limite diurna, que estão ligadas às parametrizações de turbulência e/ou resolução.

Grabowski et al. (2006) também estudaram o desenvolvimento convectivo diurno sobre o continente e sua representação em CRMs durante a estação chuvosa na Amazônia para um período de 6 horas entre o nascer e o início da tarde [identificado em estudos como Guichard et al. (2004) e Bechtold et al. (2004), como críticos para o ciclo diurno sobre continentes de verão em modelos numéricos]. Eles concluíram que mesmo os modelos que

resolvem explicitamente a escala de nuvens tendem a fazer uma transição muito rápida de cúmulos rasos para cúmulos profundos. Ainda ressaltaram que simulações de referência sugerem um caminho possível para melhorar este comportamento, uma vez que o coeficiente de entranhamento (cuja grandeza tem um forte impacto sobre a profundidade da camada de convecção) é inversamente proporcional à largura da nuvem, talvez um aprofundamento mais gradual da convecção possa ser obtido através da aplicação de um coeficiente de entranhamento, diminuindo ao longo do dia, de grandes valores típicos para convecção rasa para uma ordem de magnitude com menores valores para convecção profunda.

Khairoutdinov e Randall (2006) usaram superparametrização para estudar a transição de cúmulos rasos para profundos com base na idealização de observações feitas na Amazônia durante o TRMM-LBA em fevereiro de 2009. Um dos resultados encontrados mostra que apesar de uma quantidade considerável da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) no intervalo de $1600-2400 \text{ J kg}^{-1}$, de praticamente nenhuma Inibição Convectiva (CIN) em média durante toda a simulação e do baixo nível de convecção livre, a convecção profunda não se iniciou, mesmo com o perfil atmosférico amplamente favorável. A convecção cúmulos começou como rasa por volta das 09:30 HL, gradualmente desenvolveu-se em congestos com topos abaixo do nível de congelamento em cerca de 5 km, com a ocorrência de uma ligeira precipitação em cerca de 11 HL, aumentando seu tamanho drasticamente às 11:30 HL e tornando-se profunda somente no final da simulação às 13:30 HL com o topo da bigorna chegando a 10 km. Observaram que, apesar da mistura ao longo da transição, a camada limite ainda era termodinamicamente muito heterogênea, conseqüentemente, o desenvolvimento da primeira convecção profunda originou-se de áreas com maior energia estática úmida (*Moist Static Energy* - MSE) na camada limite. Em adição, foi encontrada uma retroalimentação positiva entre a convecção rasa e a primeira precipitação que ocorreu (após o desenvolvimento dos cúmulos congestos) formando uma fonte extra de evaporação. Assim, quando eles eliminaram o efeito da piscina fria formada por essa precipitação, a convecção permaneceu rasa ao longo da simulação, com o desenvolvimento de algumas nuvens congestos, mas nenhum cúmulos profundo.

De acordo com estes mesmos autores, Khairoutdinov e Randall (2006), foram ressaltados que a existência de flutuabilidade positiva através de uma camada profunda não é suficiente para permitir a convecção profunda (o que geralmente é permitido como disparo nos modelos); então, o que provocaria uma reorganização tão rápida e aprofundamento da convecção simulada? (Uma vez que as nuvens rasas não se desenvolveram ou penetraram acima de 4 km da atmosfera nesse estudo). A análise mostrou que a razão para isto foi uma

combinação de entranhamento, já que as nuvens rasas geradas pela camada limite turbulenta são muito pequenas para penetrar profundamente na troposfera, sendo rapidamente diluídas pela mistura com o meio ambiente, neste caso, as pequenas nuvens no início da transição sofriam de uma taxa de entranhamento maior, e assim eram diluídas e perdiam o dinamismo ao ponto de neutralidade. Já grandes nuvens entranham relativamente menos, o que lhes permitiu manter núcleos menos diluídos e, portanto, penetrar mais profundamente na troposfera. Eles constataram que as plumas menos diluídas nessa simulação corresponderam a uma taxa de entranhamento de cerca de 10% por km.

De forma geral, tanto Grabowski et al. (2006) quanto Khairoutdinov e Randall (2006) postularam que o desenvolvimento para a convecção profunda só pôde prosseguir, uma vez que a nuvem atingiu um tamanho horizontal suficiente para se proteger do entranhamento do ar ambiente, e que o tamanho dessa nuvem foi controlado pela variabilidade da MSE na camada limite, na qual aumentou com o aparecimento da chuva e o desenvolvimento subsequente das piscinas frias. Ademais, segundo Tompkins (2001), o desenvolvimento dessas piscinas frias, resultantes da saída de correntes descendentes convectivas, aumenta a variabilidade termodinâmica e dinâmica de elevação na camada limite, com a ocorrência de uma banda com alta temperatura potencial equivalente e de vapor d'água ao longo das bordas das piscinas frias e por isso, podendo prolongar a disponibilidade da CAPE e da energia cinética da camada limite, permitindo a continuação da atividade convectiva. Dessa forma, tem-se que a associação entre a precipitação e a dinâmica das piscinas frias parece ser essencial para a transição da convecção rasa para profunda simulada nestes estudos.

Engerer et al. (2008) confirmaram a importância das piscinas frias para o desenvolvimento e organização da convecção, através do exame de 39 eventos de sistemas convectivos de mesoescala utilizando 1.389 séries temporais das estações de superfície do *Oklahoma Mesonet*. Eles sugeriram, também, que é importante representá-la nos modelos de previsão numérica de alta resolução, senão a capacidade de prever corretamente a evolução do sistema convectivo é provavelmente reduzida.

Mais recentemente, propondo uma maneira simples de incorporar o efeito das piscinas frias e da taxa de entranhamento em esquemas de parametrização de convecção, o estudo realizado por Schlemmer e Hohenegger (2014), investigaram como piscinas frias orientadas pela precipitação auxiliam a formação de nuvens mais amplas que são essenciais para a transição da convecção rasa para profunda. Mostraram que a corrente de gravidade associada com as piscinas frias leva a uma forte modulação do campo de umidade na camada subnuvem, onde a interação da agregação de umidade com a eventual elevação promove a

formação de nuvens mais amplas que são menos afetadas pelo entranhamento e tornam-se mais profundas. Foi observado também um *feedback* positivo, com a formação de correntes de ar descendentes mais fortes. Este efeito não foi apenas observado na fase de transição, mas também foi ativo em prolongar o tempo de pico da precipitação nas fases posteriores do ciclo diurno. As piscinas frias formadas agiram de forma semelhante em diferentes ambientes, mas foram mais fortes e maiores em um ambiente mais úmido.

Seguindo todos esses estudos sobre as várias possibilidades de desenvolvimento dos modelos numéricos para melhorar a representação do ciclo diário da convecção, consequentemente obtendo uma previsão mais realística, de todos citados, a mistura lateral entre as nuvens cúmulos e seu ambiente, expressa em termos de entranhamento e desentranhamento, já foi reconhecido há muito tempo, começando com o trabalho pioneiro de Stommel (1947). A natureza exata destes processos de mistura ainda é um campo desafiador dentro da pesquisa meteorológica e sua parametrização em modelos numéricos ainda está longe de ser trivial. Para além de variar com as condições ambientais, as taxas de entranhamento e desentranhamento podem variar consideravelmente entre convecção rasa e profunda (ROOY et al., 2013).

Um dos destaques dos estudos de Rooy et al. (2013) expressa que, de fato, o entranhamento lateral é o mecanismo de mistura dominante em comparação com o entranhamento no topo das nuvens em convecção de cúmulos rasos. Mas apesar do foco na literatura para o processo de entranhamento, outro ponto importante aponta que é um pouco do processo de desentranhamento que determina a estrutura vertical da convecção e do fluxo de massa, especialmente. Barbosa e Souza (2004) estudaram a sensibilidade do modelo RAMS quanto a três diferentes taxas de entranhamento para a área do Nordeste. Os resultados mostraram que o aumento da taxa de entranhamento nos cúmulos rasos aumentou a fração da área coberta em baixos níveis, contudo diminuiu a profundidade das mesmas.

Fora isso, Khairoutinov e Randall (2006), Grabowski et al. (2006) e Guichard et al. (2004), também testaram a sensibilidade do campo de umidade para o momento da transição e observaram um ligeiro umedecimento da camada limite antes da convecção profunda ser formada, embora no estudo de Guichard et al. (2004), o umedecimento ocorreu na atmosfera livre. Tompkins (2001) também observou como o campo de vapor d'água em si influencia diretamente o local da convecção, com a ocorrência do aumento da flutuabilidade em áreas úmidas, ou seja, aumento do empuxo positivo nessas áreas.

Zhang e Klein (2010) destacaram a importância do meio ambiente para controlar a transição da convecção rasa para a profunda com diferentes regimes de convecção em

latitudes médias usando observações da *Atmospheric Radiation Measurement* (ARM) sobre a localidade de *Southern Great Plains* (SGP). Eles descobriram que a umidade relativa do ar dentro e acima da camada limite, em alturas de 2 a 4 km, desempenha um papel fundamental na determinação do aprofundamento da convecção.

Del Genio et al. (2012) mostraram o quanto a transição da convecção rasa para a profunda é importante na simulação da OMJ em modelos climáticos, mas que tem sido sugerido que os MCGs mal simulam a OMJ, porque eles não conseguem umedecer gradualmente a troposfera pela convecção rasa e simulam uma lenta transição para a convecção profunda. Da mesma forma, Cai et al. (2013) mostraram que o mecanismo de recarga-descarga da MSE é dominado pelas anomalias de umidade. Além de que, sem a convecção rasa ocorre uma falta de aprofundamento do movimento ascendente durante a fase de desenvolvimento da OMJ impedindo a troposfera inferior, acima da camada limite, de ser pré-condicionada durante a convecção profunda.

Yano e Plant (2012) apresentaram uma teoria de um sistema idealizado consistindo apenas de convecção rasa e profunda, sem o forçamento de grande escala. A transformação foi descrita por um acoplamento explícito entre esses dois tipos de convecção: a convecção rasa umedece e resfria a atmosfera levando à desestabilização, enquanto que, a convecção profunda seca e aquece a atmosfera levando à estabilização. Por conseguinte, em seus próprios modos autônomos, a convecção rasa perpetuamente cresce, enquanto que a convecção profunda simplesmente amortece: o primeiro nunca atinge o equilíbrio, e o último efeito nunca é gerado espontaneamente. Como resultado, eles mostraram que tal acoplamento iria aliviar os problemas com a representação destes dois tipos de convecção em modelos numéricos.

Por fim, Zhang e Klein (2010) também mostraram em seu artigo que estudos com CRMs ou simulação de grandes turbilhões (*Large Eddy Simulation* - LES), na qual os processos das nuvens podem ser explicitamente resolvidos, revelaram vários mecanismos sobre a transição da convecção rasa para a profunda, enfocando a influência dos seguintes: a umidade na troposfera livre, que influencia a flutuabilidade de entranhamento das nuvens cúmulos; a variabilidade do subdomínio, como as piscinas frias da camada limite impulsionadas pela evaporação da precipitação, que pode promover ainda mais a convecção nas bordas da frente de rajada; e a instabilidade atmosférica no nível da nuvem quando a transição da convecção rasa para a profunda ocorre.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Descrição do Modelo Numérico

O uso de modelos numéricos para se estudar a atmosfera é uma prática comum, tanto para a pesquisa da atmosfera quanto para a previsão de tempo e clima. Para que um modelo possa representar bem as características da atmosfera é necessário, entre outras coisas, que a física desta esteja bem representada. Nesse intuito, vários esquemas têm sido utilizados para representar os processos convectivos em modelos numéricos. Esquemas existentes que tem como objetivo principal estimar a taxa de precipitação convectiva na subgrade.

Para a realização deste trabalho foi utilizado o *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* - BRAMS na versão 4.2, que é uma versão adaptada para os trópicos do *Regional Atmospheric Modeling System* - RAMS desenvolvido na Universidade do Estado do Colorado nos Estados Unidos da América, na qual tem sua estrutura básica descrita por Pielke et al. (1992), e esta é bem detalhada no trabalho de Cavalcanti (2001).

O BRAMS é um modelo atmosférico de mesoescala muito robusto. Uma vantagem que o torna uma excelente ferramenta para pesquisas meteorológicas, é que todas as parametrizações e características deste modelo podem ser alteradas para que melhor representem as condições específicas de determinado local, ou as condições idealizadas para simulações de situações (CAVALCANTI, 2001). Por isso, este vem sendo aprimorado no decorrer dos anos por pesquisadores brasileiros e possui melhorias em seu código.

Além do mais, sua estrutura é baseada nas equações da dinâmica da atmosfera complementadas por um sofisticado conjunto de parametrizações físicas. Esta versão que será utilizada conta com a radiação de onda curta e onda longa descrita por Chen e Cotton (1983), turbulência na CLP calculada segundo Mellor e Yamada (1986), microfísica de nuvens seguindo o esquema descrito por Walko et al. (1995), modelo de interação solo-vegetação-atmosfera LEAF-3 (*Land Ecosystem Atmosphere Feedback model - 3*) de acordo com Walko et al. (2000), esquema de convecção rasa proposto por Souza (1999) e um esquema alternativo de parametrização de cúmulos profundos de Grell e Dévényi (2002) e Grell e Freitas (2014).

4.2. Descrição do Esquema de Convecção Rasa

O esquema proposto por Souza (1999) é do tipo fluxo de massa. O modelo de nuvens é do tipo Arakawa e Schubert (1974). O fluxo de massa baseia-se no seguinte princípio: uma vez que a atmosfera é forçada pelo fluxo de energia à superfície, um fluxo de massa é necessário para que a atmosfera tente restabelecer seu perfil de equilíbrio radiativo-convectivo local. Isso estabelece uma relação direta entre o fluxo de massa convectivo e a forçante de superfície, reproduzindo uma característica observacional (MINNIS e HARRISON, 1984; WILDE et al., 1985).

As equações prognósticas para entalpia “s” e umidade específica total “q_t” escritas para convecção não precipitante são:

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{(w' s_1')} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{M_c}{\rho} (s_c - L q_1 - \bar{s}) \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{(w' q_t')} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{M_c}{\rho} (q_{1c} + q_{vc} - \bar{q}_t) \right) \quad (2)$$

Em que: o termo $(\partial/\partial t)$, encontrado nas duas equações acima, é a tendência local, $s = c_p T + gz$ é a energia estática seca, $q_t = q_v + q_l$ é a umidade específica total, q_l é a umidade específica da água líquida, q_v é a umidade específica da água na forma de vapor, $s_1 = s - L q_1$ é a energia estática da água líquida, L é o calor latente específico de vaporização e w é velocidade vertical. A barra e a linha sobre as variáveis indicam, respectivamente, valores médios do ambiente e perturbações causadas pela presença de convecção. Já as variáveis com índice c, referem-se aos valores correspondentes ao interior das nuvens.

O fluxo de massa convectivo, M_c , é obtido por argumentos termodinâmicos, de acordo com a teoria da máquina térmica proposta por Rennó e Ingersoll (1996). O fechamento desse esquema está baseado no segundo princípio da termodinâmica e considera os fluxos convectivos como resultado da conversão de calor em trabalho, ou seja, considera que o fluxo de massa convectivo está associado à quantidade de energia absorvida na superfície em forma de calor sensível e latente (F_{abs}), à eficiência de conversão dessa energia em trabalho (η), e que esta energia envolve a contribuição do empuxo positivo das parcelas em ascensão e negativo das parcelas descendentes (TCAPE). Com isso, o fluxo de massa convectivo pode ser escrito na forma:

$$M_c = \rho \sigma w_c = \frac{\eta F_{abs}}{TCAPE} \quad (3)$$

Em que: ρ é a densidade do ar, σ é a área fracional coberta por correntes ativas dentro da nuvem, w_c é a velocidade vertical dentro da nuvem, η é a eficiência termodinâmica, F_{abs} é o fluxo de energia absorvida pelo sistema e TCAPE é a energia potencial convectiva disponível total. Tendo-se que, o fluxo efetivo de massa que aparece nas equações (1), (2) e (3) é devido à circulação convectiva, seguindo o princípio de quase equilíbrio, implicando que a convecção rasa está em equilíbrio com o forçamento, que é o reservatório quente de calor.

Já as propriedades da nuvem são obtidas a partir das equações de Arakawa e Schubert (1974) para uma única nuvem, onde:

$$\frac{\partial h_c}{\partial z} = -\lambda_z (h_c - \bar{h}) \quad (4)$$

$$(s_c - \bar{s}) \approx \frac{1}{1 + \gamma_v} (h_c - \bar{h}_s) \quad (5)$$

$$q_{vc} = \bar{q}_s + \frac{\gamma_v}{(1 + \gamma_v)L} (h_c - \bar{h}_s) \quad (6)$$

Nas quais, $\gamma_v \equiv \left(\frac{L}{c_p} \frac{\partial q_{vs}}{\partial T} \right)_p$ e,

$$\frac{\partial q_{lc}}{\partial z} = -\frac{\partial q_{vc}}{\partial z} = -\lambda(q_{vc} - \bar{q}_v) - \lambda q_{lc} \quad (7)$$

Em que: o termo $(\partial h_c / \partial z)$ da equação (4) é o perfil vertical da energia estática úmida da nuvem, $h = c_p T + gz + Lq$ é a energia estática úmida e λ_z é a taxa de entranhamento, e é o único fator determinante da mistura entre propriedades da nuvem e o meio ambiente. O índice s refere-se a valores de saturação. Os perfis de energia estática úmida e umidade específica são determinados a partir das equações (5) e (6) e uma vez determinado o perfil de q_{vc} , o perfil de q_{lc} é obtido através da equação (7), sem a conversão de água de nuvem para água de chuva.

A descrição completa desse esquema pode ser encontrada em Souza e Silva (2003). Além do mais, segundo os resultados apresentados por eles, esse esquema possui um grande intervalo de ajuste, o que o torna apropriado para diversas aplicações. Contudo, o esquema só é acionado em condições de convecção térmica, uma vez que exige a existência de fluxo positivo de calor sensível.

4.3. Descrição do Ajuste no Código do Modelo

De forma simplista, as nuvens se formam conforme o ar ascende, expande e resfria, a partir da condensação do vapor de água existente na atmosfera. Nos modelos numéricos esse processo é dado de forma que, primeiramente, a condensação do vapor começa a ocorrer na base da nuvem, no chamado Nível de Condensação por Levantamento (NCL), na qual a parcela de ar aquece em virtude da liberação de calor latente, conseqüentemente, ocorrendo um aquecimento e secagem na Metade Inferior da Nuvem (MIN). A parcela continua a ascender e na Metade Superior da Nuvem (MSN) ocorre o processo de evaporação, que retira calor latente do ambiente, propiciando um resfriamento e umedecimento desta camada. Desta forma, as equações prognósticas para "s" Eq. (1) e "q_t" Eq. (2) são calculadas entre a base e o topo da nuvem. Todavia, com o devido ajuste realizado no código do modelo, o efeito da retirada de umidade da CLP foi ativado, de modo que o efeito da convecção rasa passou a abranger a umidade desta camada. A importância desse efeito foi demonstrado por Albrecht et al. (1986).

Neste trabalho, a remoção de umidade da CLP é feita interpolando linearmente o fluxo de umidade entre o valor de superfície e o fluxo na base da nuvem. Já o fluxo de massa na base da nuvem é interpolado linearmente até se anular no topo. Assim, o perfil final de "q_t" Eq. (2) é integrado desde a superfície até o topo da nuvem. Esse efeito é o que é testado no experimento EXP_AJUST. A ilustração deste ajuste é mostrada na Figura 3.

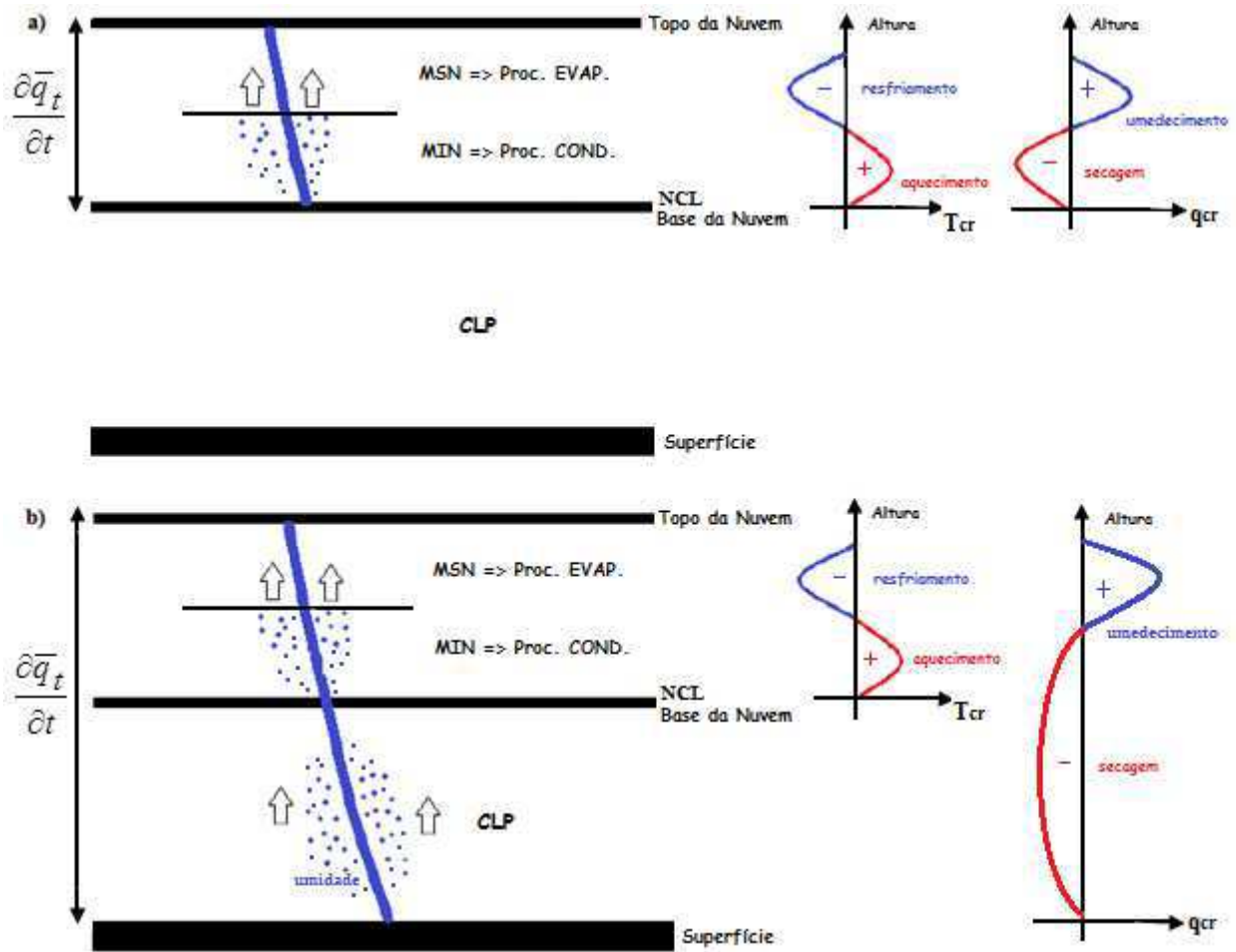


Figura 3 - (a) Esquema conceitual que descreve o processo de convecção rasa realizado no modelo BRAMS, na sua forma original. (b) Esquema conceitual da convecção rasa com o novo ajuste no código do modelo, quanto à retirada de umidade da CLP por cúmulos rasos.

4.4. Inicialização do Modelo

Para inicialização do modelo foram utilizados os dados obtidos a partir das reanálises do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) para o período de janeiro de 2011. Estes dados correspondem à componente zonal e meridional do vento, temperatura, umidade relativa e altura geopotencial com resolução temporal de 6 horas e resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ cobrindo todo o globo terrestre, com 17 níveis na vertical (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa). Os dados estão disponíveis no sítio da internet <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/> do *Physical Sciences Division/National Oceanic and Atmospheric Administration* (PSD/NOAA).

Para validar os resultados dos experimentos utilizaram-se os dados de reanálises ERA-Interim gerado pelo *European Center for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) com resolução horizontal de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ para o mesmo período. Estes dados correspondem à temperatura e umidade específica para a área entre $5^\circ\text{N} - 15^\circ\text{S}$ e $75^\circ\text{W} - 50^\circ\text{W}$ para os quatro horários sinóticos (00, 06, 12 e 18 UTC). A partir destes dados foi calculada a variável temperatura potencial e razão de mistura para os mesmos níveis de pressão gerados nos experimentos. Estes dados estão disponíveis no sítio da internet <http://apps.ecmwf.int/datasets/>.

As configurações de número e espaçamento de grade, outros dados de entrada e outras necessárias para inicialização são feitas no RAMSIN (Tabela 1), arquivo de controle do modelo BRAMS.

Foram geradas simulações para um mês (774 horas) com saídas a cada 30 minutos a partir de 00 UTC do dia 1º de janeiro de 2011 até 00 UTC do dia 1º de fevereiro de 2011. A integração numérica foi feita a cada passo de tempo de 20 segundos, com assimilação das reanálises do NCEP/NCAR a cada 6 horas. Desprezou-se o primeiro dia, como procedimento de *spin-up* (tempo de equilíbrio necessário para o modelo). O *nudging* (definido como o forçamento do modelo em direção a grande escala, sendo que o forçamento será maior quanto menor for o tempo de relaxação) foi aplicado no domínio com uma frequência de 1800s nos cinco pontos para a fronteira lateral usando o Esquema de Klemp/Wilhelmsom (1978). Já no centro o *nudging* foi de 43200s (12 horas) e no topo foi de 21600s (6 horas).

O modelo foi inicializado para uma atmosfera heterogênea e não-hidrostática, centrado em 10°S e $62,5^\circ\text{W}$ com uma resolução horizontal de 20 km, possuindo 100 pontos de grade na direção Leste-Oeste e 80 pontos na direção norte-sul. Na vertical foram utilizados 56 níveis na atmosfera, sendo que, na saída do modelo (RAMSPOST) as variáveis foram geradas apenas para 24 níveis de pressão (1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100 hPa).

Quanto à parametrização cúmulos, a parametrização de convecção rasa é acionada, no modelo, imediatamente antes da convecção profunda e a profundidade que essas nuvens podem atingir é muito sensível à taxa de entranhamento. Neste caso, o valor adotado nesse trabalho foi de $\lambda_z = 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ aumentando uma ordem de magnitude a cada 700 m, ou seja, o entranhamento aumenta com a altura, conforme descrito nos trabalhos de Souza (1999) e Souza e Silva (2003).

Para visualização dos resultados dos experimentos utilizou-se o software gráfico de visualização e análise de dados *Grid Analysis and Display System* (GrADS).

Tabela 1 - Principais configurações do RAMSIN.

RAMSIM	DESCRIÇÃO
TIMMAX = 774	Tempo de simulação (horas)
NGRIDS = 1	Número de grades
NNXP = 100	Número de pontos em x
NNYP = 80	Número de pontos em y
DELTA X = DELTA Y = 20000	Espaçamento de grade em x e y (m)
POLELAT = -10.0 POLELON = -62.5	Coordenadas do ponto central da grade
NUDLAT = 5	Número de pontos na fronteira lateral
ITOPTFN	Topografia com resolução espacial de 1 km
IVEGTFN	Vegetação heterogênea
ISFCL = 1 NVGCON = 6 NSLCON = 6	Caracterização da superfície pelo modelo de solo e vegetação - LEAF. Tipo de vegetação caracterizado por árvores de folhas largas sempre verdes. Tipo de solo caracterizado como argila arenosa para todo o domínio.
SOIL MOIST = n	Umidade do solo homogênea (padrão)
ISWR TYP = 1 ILWR TYP = 1	Parâmetros da radiação de onda curta e onda longa segundo Chen e Cotton (1983).
NNQP ARM = 1 CLOSURE_ TYPE = 'GR' NNSHCU = 1	Parametrização convectiva ativada, com parametrização profunda segundo Grell com suposição de quase equilíbrio (Grell e Dévényi, 2002; Grell e Freitas, 2014); e parametrização de cúmulos rasos ativada segundo Souza (1999).
IDIFFK = 1	Parâmetro de turbulência segundo Mellor e Yamada (1986).
Microphysics LEVEL = 2	Microfísica ativada no nível dois, remoção de supersaturação na escala do modelo.

4.5. Descrição dos Experimentos

Para atingir os objetivos propostos foram realizados dois experimentos: no primeiro (EXP_ORI), o modelo foi inicializado em sua forma original, ou seja, com as parametrizações já existentes ativadas, como descritas no item 4.2; e no segundo (EXP_AJUST), o modelo foi integrado para as mesmas condições que o experimento de controle, porém com o devido ajuste realizado no código do modelo, como descrito no item 4.3. Na Tabela 2 tem-se um resumo dos experimentos realizados.

No domínio da região de estudo foram escolhidas duas áreas de $1^\circ \times 1^\circ$ para facilitar a compreensão quanto ao desempenho deste novo ajuste no código do modelo, testando também o efeito da heterogeneidade da superfície. Uma área é completamente coberta por floresta densa (situada no sul do Amazonas entre os rios Tapauá e Coari) e a outra, é completamente desflorestada (situada no nordeste da Bolívia). As coordenadas centrais dessas áreas foram de 6°S , 66°W para a área florestada e $13,5^\circ\text{S}$, 65°W para a área desflorestada. Estas áreas foram escolhidas de forma aleatória a partir da visualização da variável *vtype2*, que é o tipo de vegetação do modelo BRAMS, as quais são mostradas por um quadrado na Figura 4.

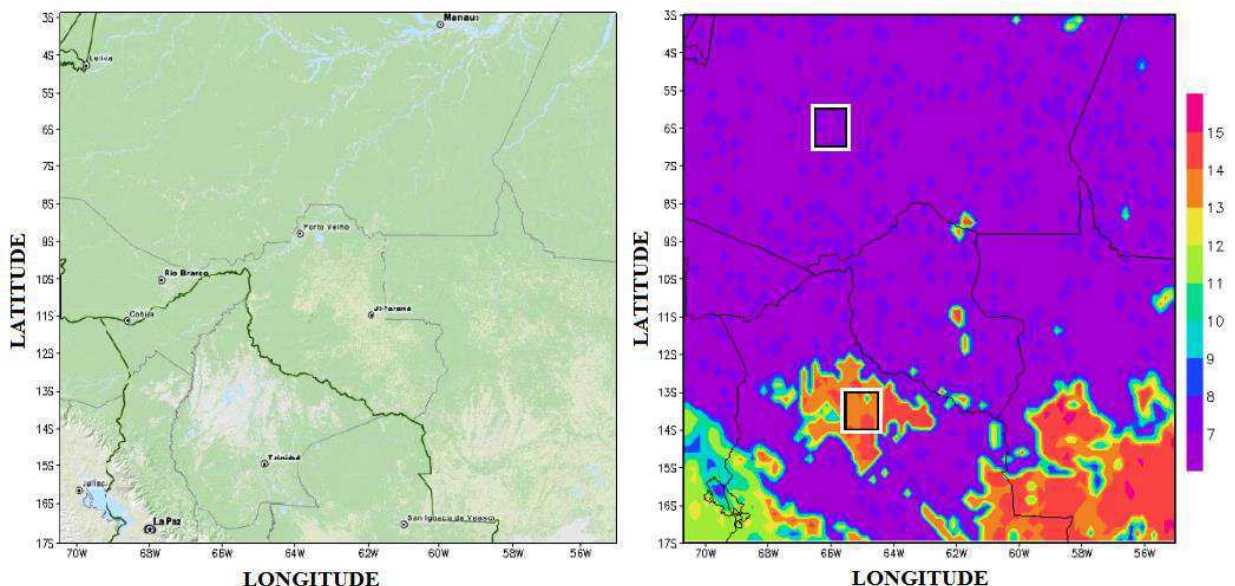


Figura 4 - Características da superfície para a área de domínio do estudo. a) Imagem de satélite pelo GeoExplorer. b) Mapa do tipo de vegetação do modelo BRAMS, onde a floresta é identificada pelo número 7 e o desflorestamento pelo número 13. As duas áreas selecionadas são mostradas por um quadrado, a área florestada está centrada em 6°S , 66°W e a área desflorestada em $13,5^\circ\text{S}$, 65°W .

Todavia, para visualizar e analisar melhor o desempenho do ajuste no modelo foi seguido os seguintes passos:

- Validação dos resultados através da comparação entre o EXP_ORI e EXP_AJUST com os "dados observados" obtidos das reanálises do ECMWF para a variável temperatura potencial e razão de mistura.
- Cálculos das médias de algumas variáveis termodinâmicas para todo o período de janeiro de 2011;
- Seleção de dois períodos dentro do mês de janeiro, que constam em dias com e sem a cobertura de cúmulos rasos, sendo que foi considerado relevante ser mostrada nos resultados apenas a média dos dias com a presença de nuvens em ambos os casos;
- Análise do impacto no ciclo diário médio das variáveis termodinâmicas de superfície e altitude;
- Análise do impacto no ciclo diário médio da precipitação convectiva;
- As áreas selecionadas para o estudo foram mantidas em todos os experimentos para que se possam comparar os resultados obtidos.

Tabela 2 - Tabela descritiva dos experimentos.

EXPERIMENTOS	ÁREA	COBERTURA DE CONV. RASA
EXP_ORI	Florestada	06 a 16 de janeiro de 2011
	Desflorestada	20 a 30 de janeiro de 2011
EXP_AJUST	Florestada	06 a 16 de janeiro de 2011
	Desflorestada	20 a 30 de janeiro de 2011

4.6. Caracterização do Ambiente Sinótico

Para o ano de janeiro de 2011 as precipitações variaram de normal a acima da normal na maior parte da Região Norte. Já em Rondônia, leste do Acre, extremo norte do Amazonas, Roraima, Amapá, leste do Tocantins e no sudeste do Pará as precipitações foram mais escassas abaixo da média climatológica (BOLETIM AGROCLIMATOLÓGICO MENSAL, janeiro/2011).

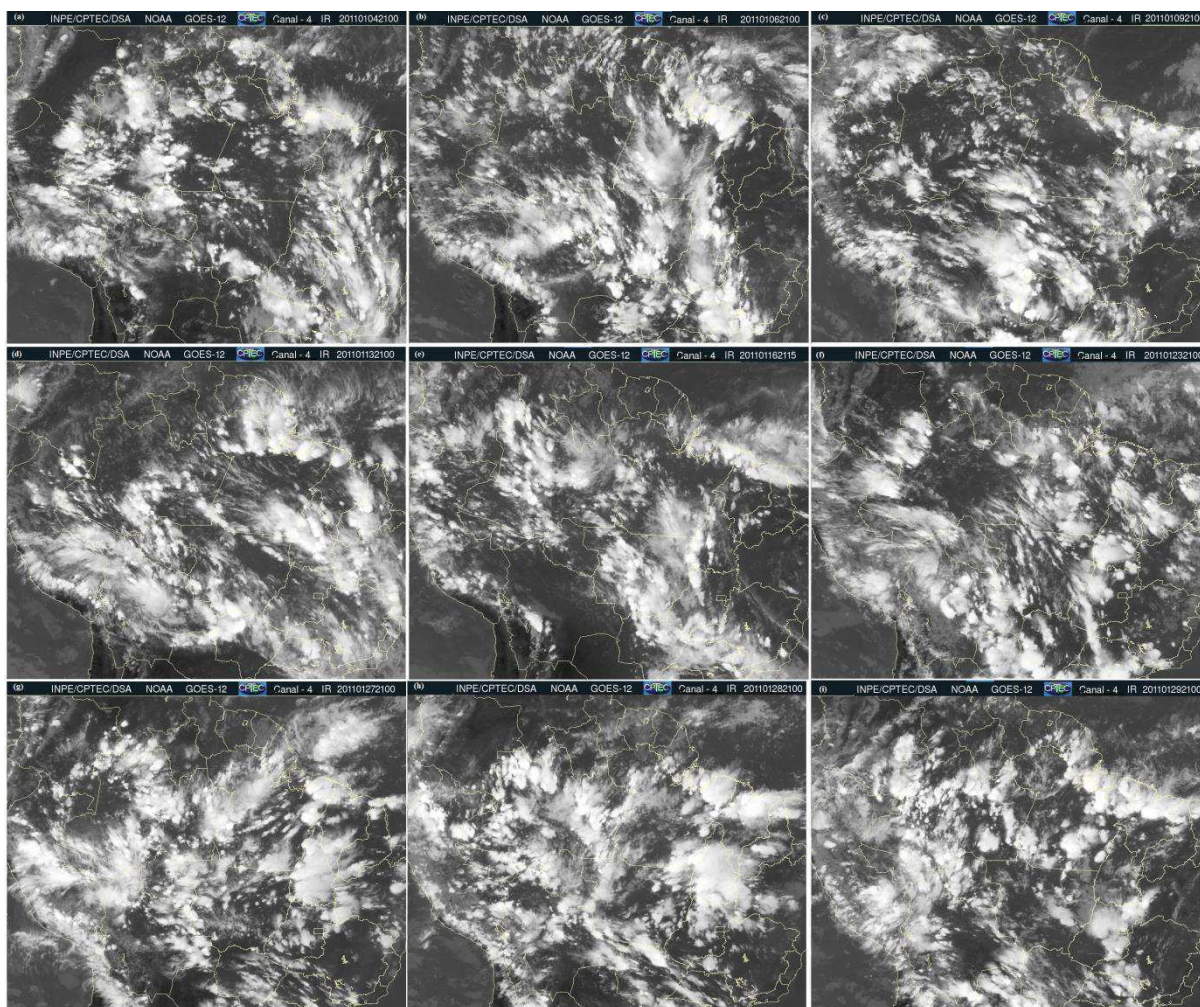


Figura 5 - Recortes das imagens do satélite GOES-12, no canal infravermelho, mostrando os dias nos quais ocorreram linhas de Cumulonimbus associadas à ZCIT para os dias (a) 04, (b) 06, (c) 09, (d) 13, (e) 16, (f) 23, (g) 27, (h) 28 e (i) 29 de janeiro de 2011 as 21 UTC. Fonte: Climanálise (Janeiro/2011).

Com relação aos principais sistemas meteorológicos atuantes nesse mês destacou-se a atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que influenciou diretamente a formação de áreas de instabilidade e associadas a este sistema encontram-se as linhas de instabilidades que também contribuíram significativamente para os acumulados de chuva nesta Região (Figura 5). Além da atuação da Alta da Bolívia (AB), que esteve bem caracterizada em 29 dias do mês de janeiro, sendo que no escoamento médio mensal, o centro dessa alta troposférica foi observado em aproximadamente $20^{\circ}\text{S}/70^{\circ}\text{W}$, a oeste de sua posição climatológica (Figura 6). (CLIMANÁLISE, janeiro/2011).

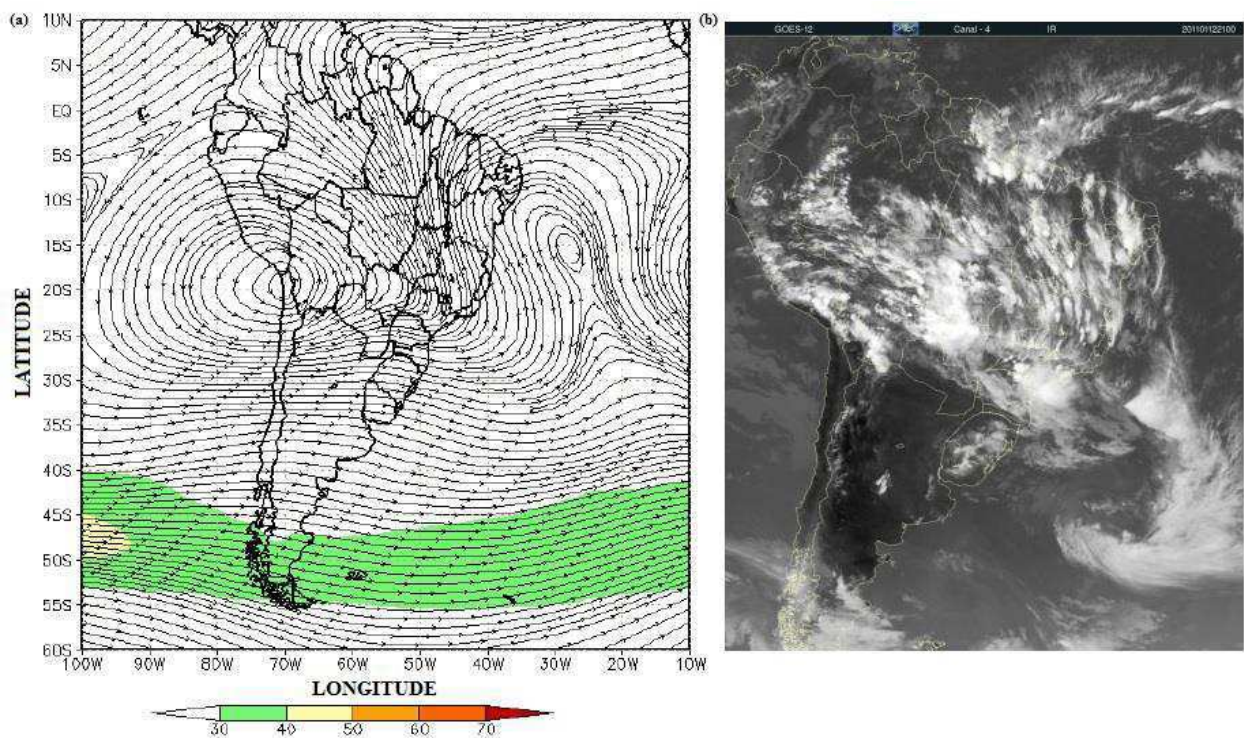


Figura 6 - (a) Escoamento em altos níveis (200 hPa), indicando a posição e magnitude média do jato subtropical e da Alta da Bolívia em JANEIRO/2011. (b) A imagem do satélite GOES-12 ilustra a nebulosidade associada à Alta do Bolívia no dia 12/01/2011, às 21 UTC, quando houve a formação de intensas áreas de instabilidade na maior parte do País. Fonte: Climanálise (Janeiro/2011).

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Validação dos Resultados

Neste tópico comparam-se os experimentos realizados EXP_ORI e EXP_AJUST com os dados provenientes das reanálises do ECMWF, caracterizados como representativos dos valores observados (MARTINS, 2014). Para tal comparação, foram calculados os perfis verticais da temperatura potencial e da razão de mistura para o mês de janeiro de 2011 nos horários de 12 e 18 UTC, aproximadamente 08 e 14 HL. Ressalta-se que os dias mostrados aqui foram escolhidos aleatoriamente, dentro do período com presença de nebulosidade em cada área de estudo.

5.1.1. Análise para a área florestada

As Figuras 7, 8, 9 e 10 apresentam os perfis verticais da temperatura potencial e da razão de mistura para os experimentos EXP_ORI, EXP_AJUST e observado ECMWF plotados no ponto central da área de superfície florestada (6°S e 66°W), as 12 e 18 UTC dos dias 07, 11, 12 e 16 de janeiro de 2011, respectivamente.

Na análise comparativa, é possível observar, nos perfis da temperatura potencial dos experimentos EXP_ORI e EXP_AJUST para o dia 7 de janeiro de 2011 as 12 UTC (Figura 7a), que estes simulam bem o perfil vertical observado do ECMWF, apresentando melhores resultados. Já às 18 UTC (Figura 7c), ambos os experimentos não seguem o perfil observado como no horário anterior, mas nota-se que, o EXP_AJUST simula valores mais aproximados do observado em praticamente todo o perfil, apesar de que, em alguns níveis os dois experimentos possuem resultados similares. Quanto aos perfis da razão de mistura (Figuras 7b e 7d), observa-se que há uma variabilidade maior nos valores simulados desta variável, em ambos os horários. Na Figura 7b, o EXP_AJUST segue o padrão do perfil observado ECMWF, apenas subestimando os valores até se igualar por volta de 800 hPa, mas acima deste nível, superestima os valores da razão de mistura até 600 hPa, enquanto que, o EXP_ORI aproxima-se mais do observado entre estes níveis. Já na Figura 7d, o EXP_ORI simula bem o perfil observado até 950 hPa, mas seca bruscamente a atmosfera na camada entre 950 e 850 hPa, e acima deste nível, superestima os valores da razão de mistura. Nota-se também, que o EXP_AJUST se distancia bastante do perfil observado neste horário.

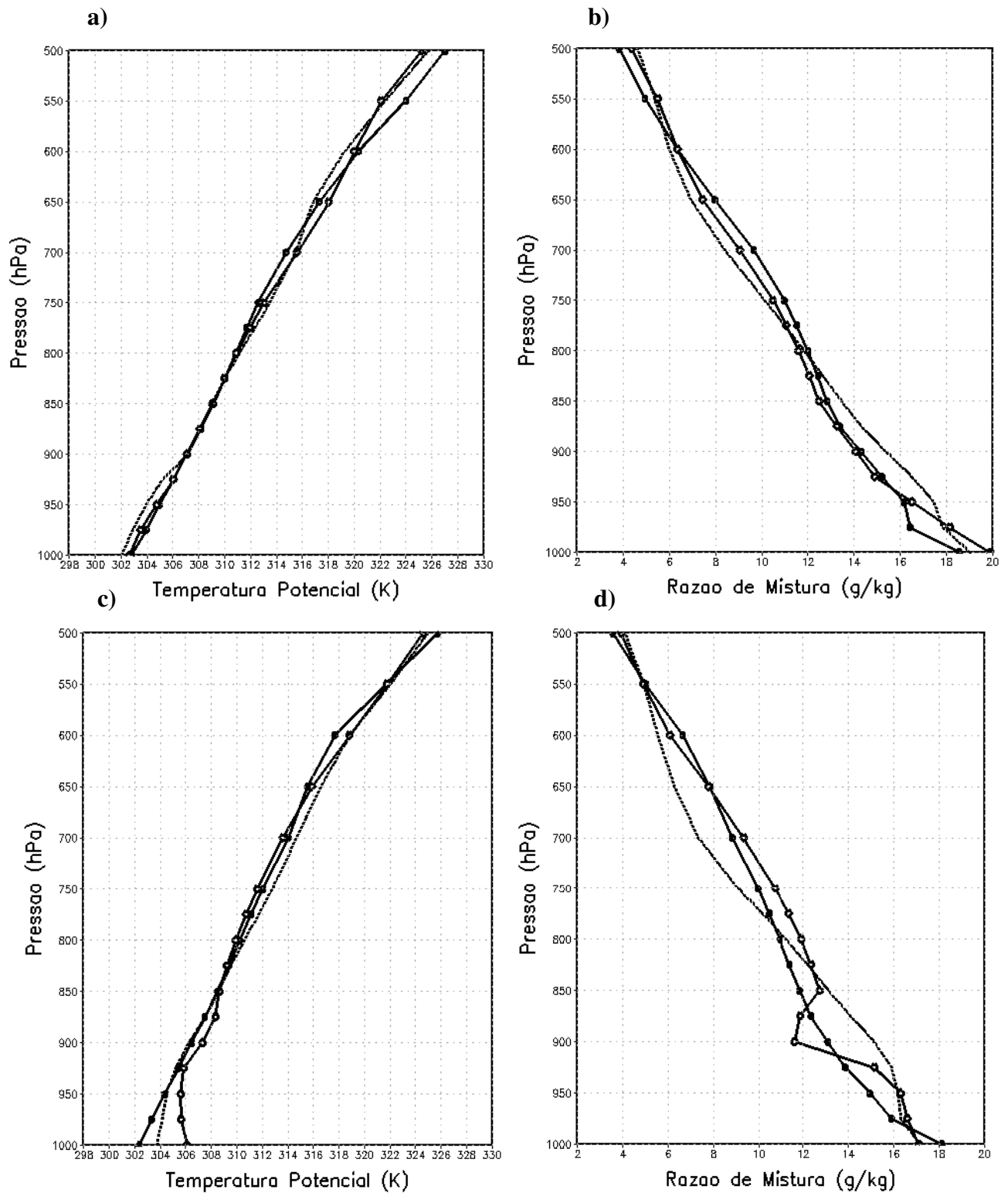


Figura 7 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [\diamond], EXP_AJUST [\blacksquare] e observado ECMWF [---] durante o dia 07/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície florestada, em 6°S e 66°W .

No dia 11 de janeiro às 12 UTC (Figura 8a), verifica-se que os perfis da temperatura potencial do EXP_ORI e EXP_AJUST seguem quase idênticos ao observado, com exceção, do nível abaixo de 900 hPa. Já no horário das 18 UTC (Figura 8c), os dois experimentos seguem valores similares, mas não simulam corretamente o perfil ECMWF, a não ser entre a camada de 925 e 850 hPa. Observa-se nas Figuras 8a e 8c, que ambos os experimentos aquecem mais a camada próxima à superfície em comparação ao observado. Nas Figuras 8b e 8d, os dois experimentos apresentam aproximadamente o mesmo comportamento quanto aos valores da variável razão de mistura. No entanto, na Figura 8b, observa-se que ambos os experimentos simulam melhor o perfil observado ECMWF acima de 800 hPa. Enquanto que, na Figura 8d, os experimentos não foram representativos quando comparados ao perfil observado ECMWF, como se pode notar entre 900 e 800 hPa, na qual, subestimam a razão de mistura, assim como, superestimam entre 800 e 600 hPa.

No dia 12 de janeiro às 12 UTC (Figura 9a), os perfis dos experimentos EXP_ORI e EXP_AJUST, apresentam ótimos resultados, pois ambos simulam corretamente o perfil observado. Já às 18 UTC (figura 9c), estes experimentos superestimam o perfil observado abaixo de 900 hPa, mas nos níveis superiores, eles tendem a seguir um padrão similar ao observado. Na Figura 9b, ambos os experimentos seguem o mesmo padrão do perfil observado, apenas com uma leve subestimação de 1 g.kg^{-1} . Nota-se, na Figura 9d, que os dois experimentos mostram resultados opostos ao observado, não apresentando uma simulação satisfatória.

O último dia da análise para a área florestada (Figura 10) mostra que os experimentos apresentam praticamente os mesmos perfis nos dois horários. Quando comparados com o perfil do ECMWF, nas Figuras 10a, b e c, estes se aproximam mais do valor observado do que o perfil da razão de mistura às 18 UTC (Figura 10d), que ambos os experimentos invertem os resultados, secam a atmosfera abaixo de 700 hPa e umedecem acima de 750 hPa.

Após as análises destes dias, observa-se que o modelo em ambos os experimentos, EXP_ORI e EXP_AJUST, apresentam resultados satisfatórios às vezes abaixo da base das nuvens ora acima desta e níveis superiores. Como também simula o perfil vertical da temperatura potencial em praticamente todos estes dias de forma mais realista quando comparado com o ECMWF, do que o perfil da razão de mistura, que em alguns dias seca ou umedece mais a atmosfera, ao contrário do que se observa. De forma geral, estas figuras mostram que mesmo com o devido ajuste realizado no código do modelo, os experimentos tanto apresentam visíveis melhoras como distorcem (subestimam ou superestimam) os resultados quando comparados com o observado em alguns momentos. Isso significa que se

faz necessário melhorar ainda mais a física do modelo quanto à transição da convecção rasa para a profunda.

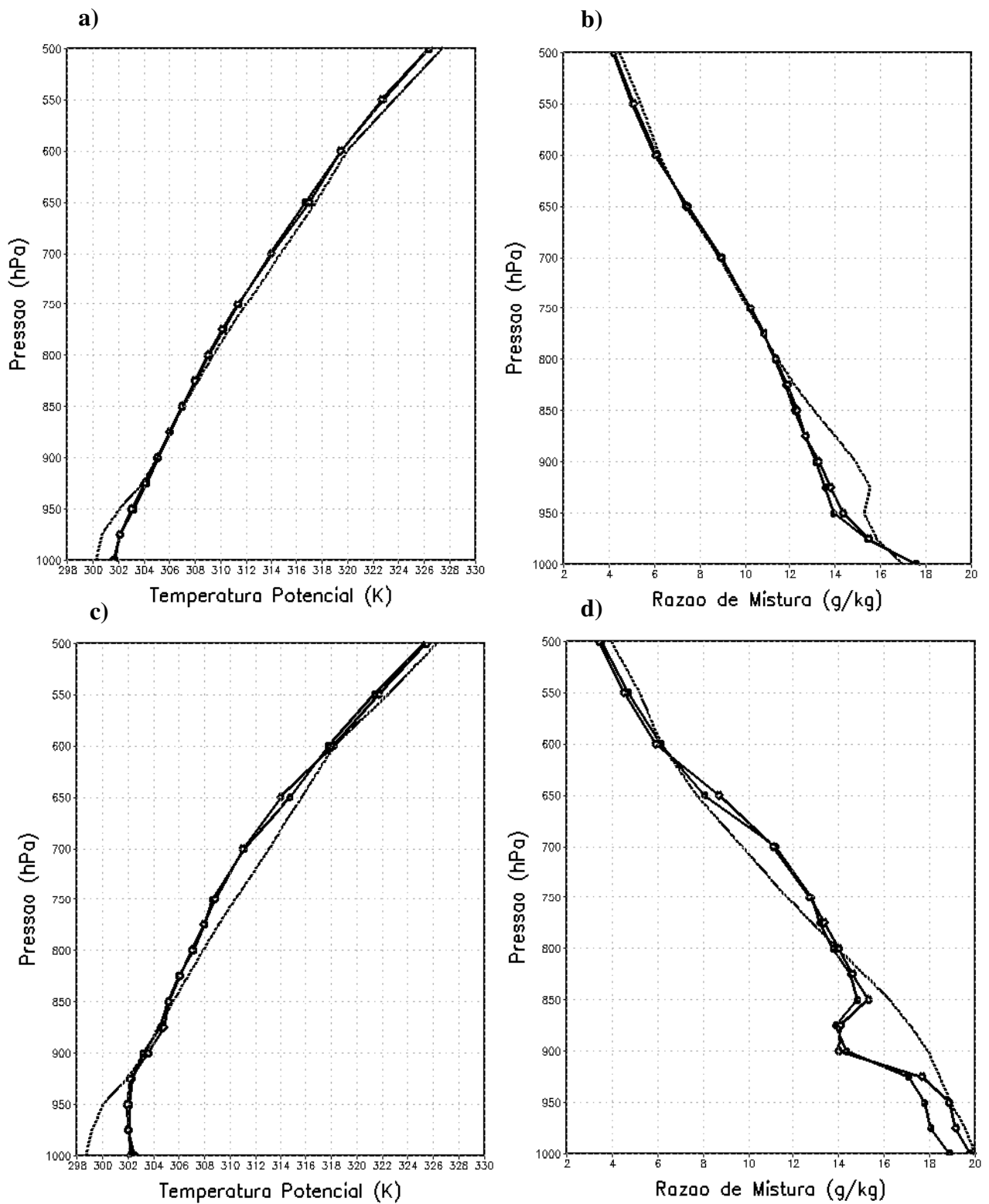


Figura 8 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [\diamond], EXP_AJUST [\blacksquare] e observado ECMWF [----] durante o dia 11/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície florestada, em 6°S e 66°W .

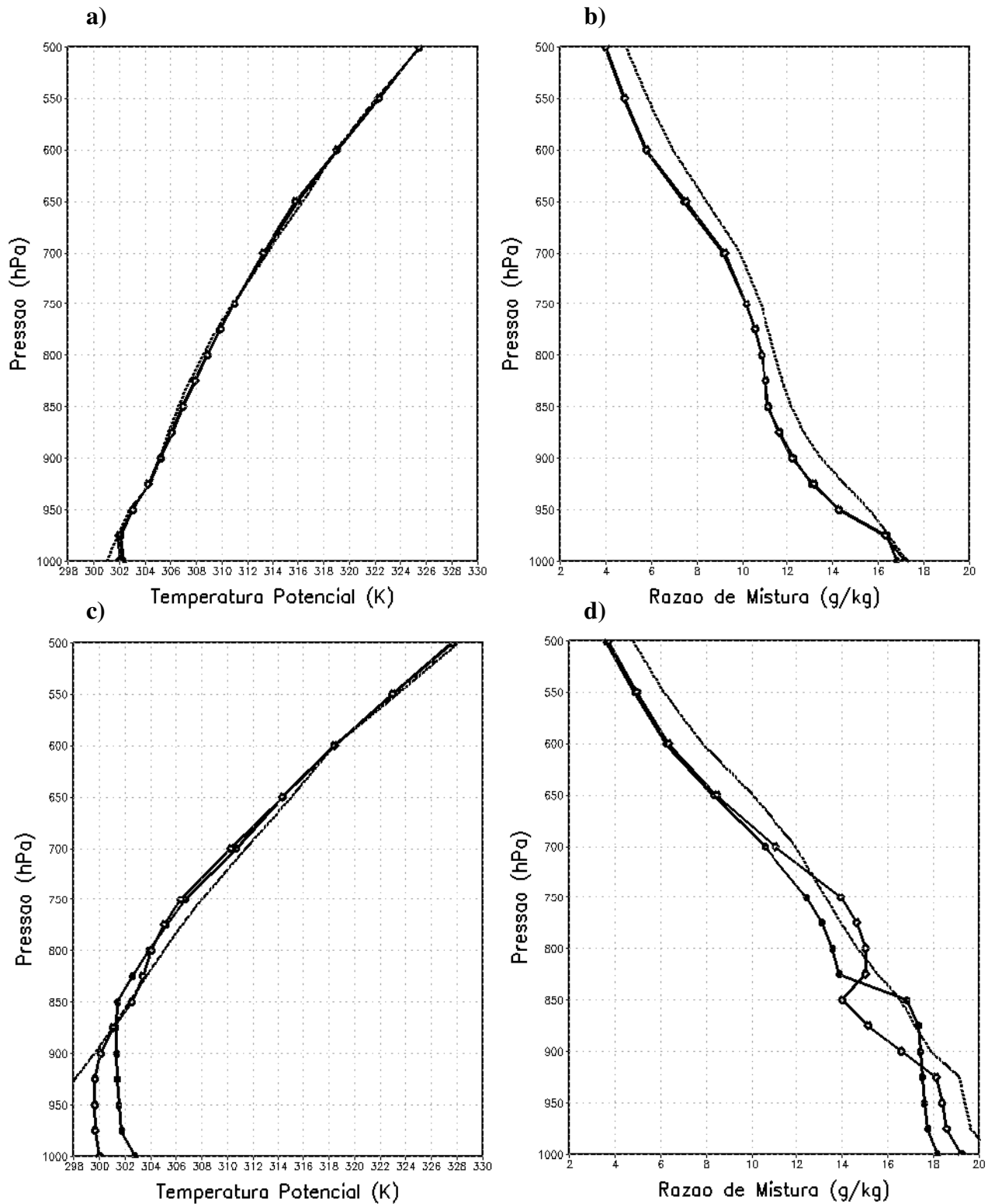


Figura 9 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [\blacklozenge], EXP_AJUST [\blacksquare] e observado ECMWF [----] durante o dia 12/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície florestada, em 6°S e 66°W .

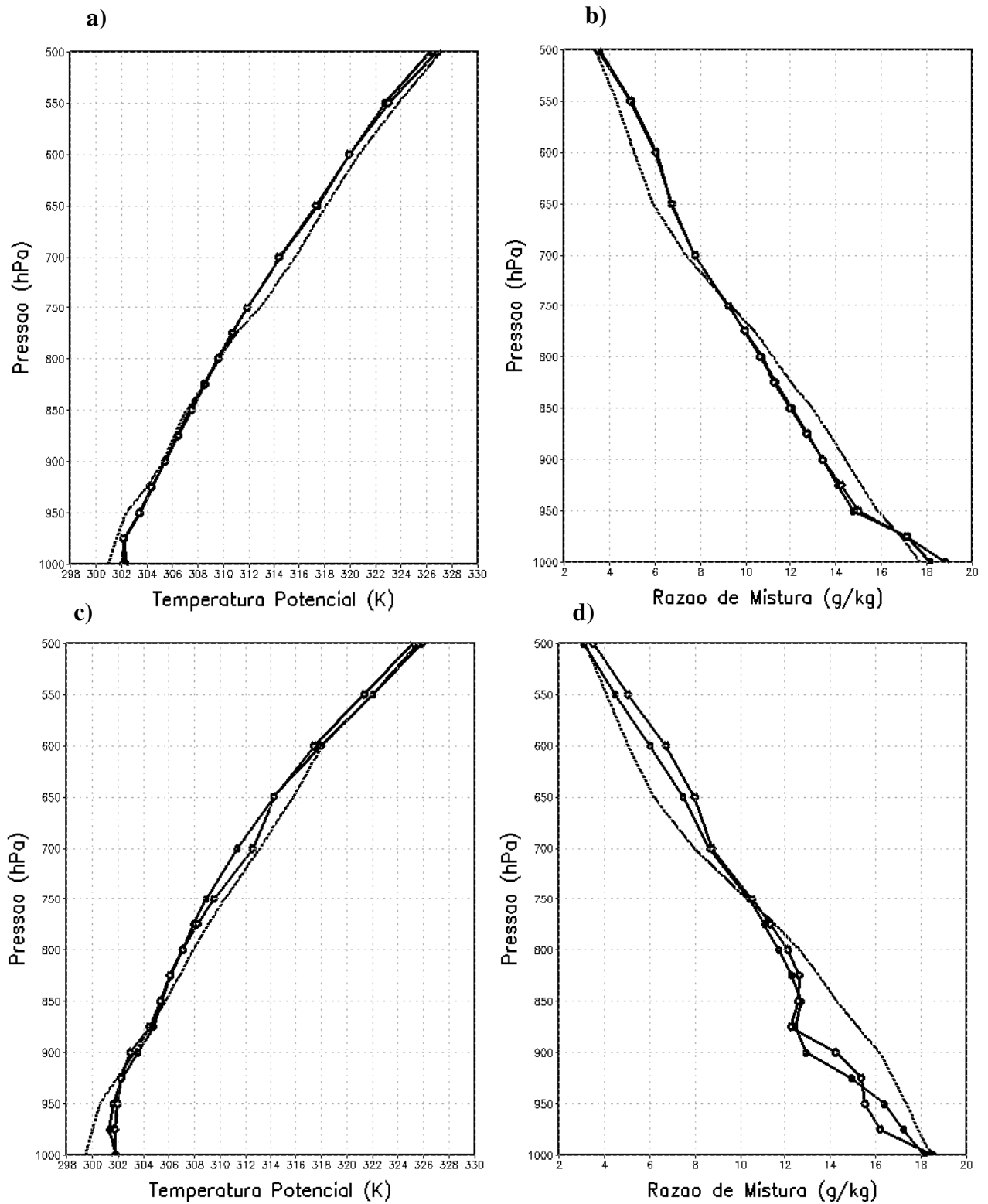


Figura 10 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [\diamond], EXP_AJUST [\blacksquare] e observado ECMWF [----] durante o dia 16/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície florestada, em 6°S e 66°W .

5.1.2. Análise para a área desflorestada

As Figuras 11, 12, 13 e 14 apresentam os perfis verticais da temperatura potencial e da razão de mistura para os experimentos EXP_ORI, EXP_AJUST e ECMWF plotados no ponto central da área de superfície desflorestada (13,5°S e 65°W), as 12 e 18 UTC dos dias 23, 25, 28 e 30 de janeiro de 2011, respectivamente.

Nas Figuras 11a e 11c, os experimentos EXP_ORI e EXP_AJUST apresentam resultados similares ao observado abaixo de 850 hPa, contudo, em praticamente todos os níveis acima, ambos subestimam os valores da temperatura potencial. Nas Figuras 12a e 13a, os dois experimentos são também similares ao observado em praticamente todo o perfil, com exceção dos níveis intermediários, acima de 900 até 650 hPa, na qual a temperatura potencial é levemente subestimada. Na Figura 12c, o experimento que mais se aproxima ao perfil observado ECMWF é o EXP_ORI até o nível de 850 hPa, acima deste nível, ambos subestimam a temperatura potencial. Na Figura 13c, o EXP_ORI também simula com mais acurácia o perfil da temperatura potencial observado até o nível de 900 hPa, enquanto que, o EXP_AJUST superestima os valores dessa camada próxima à superfície. Acima deste nível, ambos seguem o mesmo comportamento em relação ao ECMWF. Nas últimas figuras, 14a e 14c, os experimentos seguem praticamente o mesmo comportamento da temperatura potencial, subestimando os valores quanto ao observado, no entanto, no nível mais próximo a superfície, o EXP_AJUST simula corretamente o perfil observado. De forma geral, observa-se que o modelo não consegue reproduzir bem o aquecimento observado, em praticamente todas as figuras.

Nas Figuras 11b e 11d, verifica-se que os experimentos simulam acima do nível de 950 hPa até por volta de 600 hPa, uma atmosfera mais seca em torno de 2 gkg^{-1} . Contudo, na Figura 11d, o EXP_AJUST simula perfeitamente o que ocorre na camada abaixo de 925 hPa. Observa-se na Figura 12b, que o modelo reproduz com mais acurácia o perfil da razão de mistura quando comparado ao observado, apesar de uma leve superestimação dos valores em todo o perfil. Enquanto que, na Figura 12d, o modelo não simula o perfil vertical da razão de mistura, apresentando resultados distantes do observado, em ambos os experimentos. Nas Figuras 13b e 13d, percebe-se que somente abaixo de 925 hPa, o EXP_AJUST simula com precisão o padrão observado. Contudo, na Figura 13b, o modelo seca mais a atmosfera entre 950 e 775 hPa e umedece mais acima deste, quando comparado com o observado. Já na Figura 13d, o EXP_AJUST simula um pico com diferença de 4 gkg^{-1} do valor no ECMWF em 900 hPa. Por último, nas Figuras 14b e 14d, percebe-se que o perfil da razão de mistura

distancia-se mais dos resultados observados em ambos os experimentos EXP_ORI e EXP_AJUST.

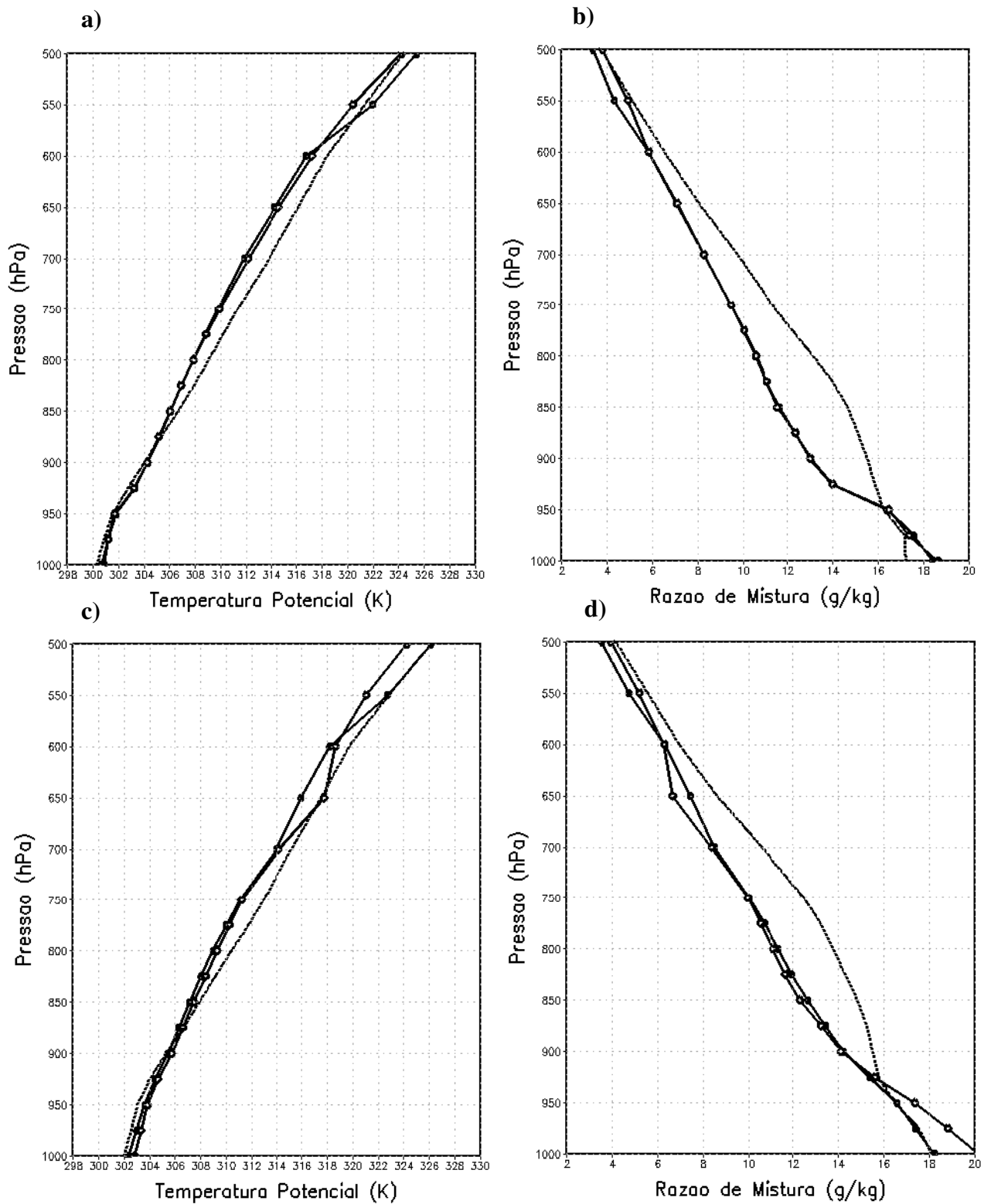


Figura 11 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [\diamond], EXP_AJUST [\blacksquare] e observado ECMWF [----] durante o dia 23/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície desflorestada, em $13,5^{\circ}\text{S}$ e 65°W .

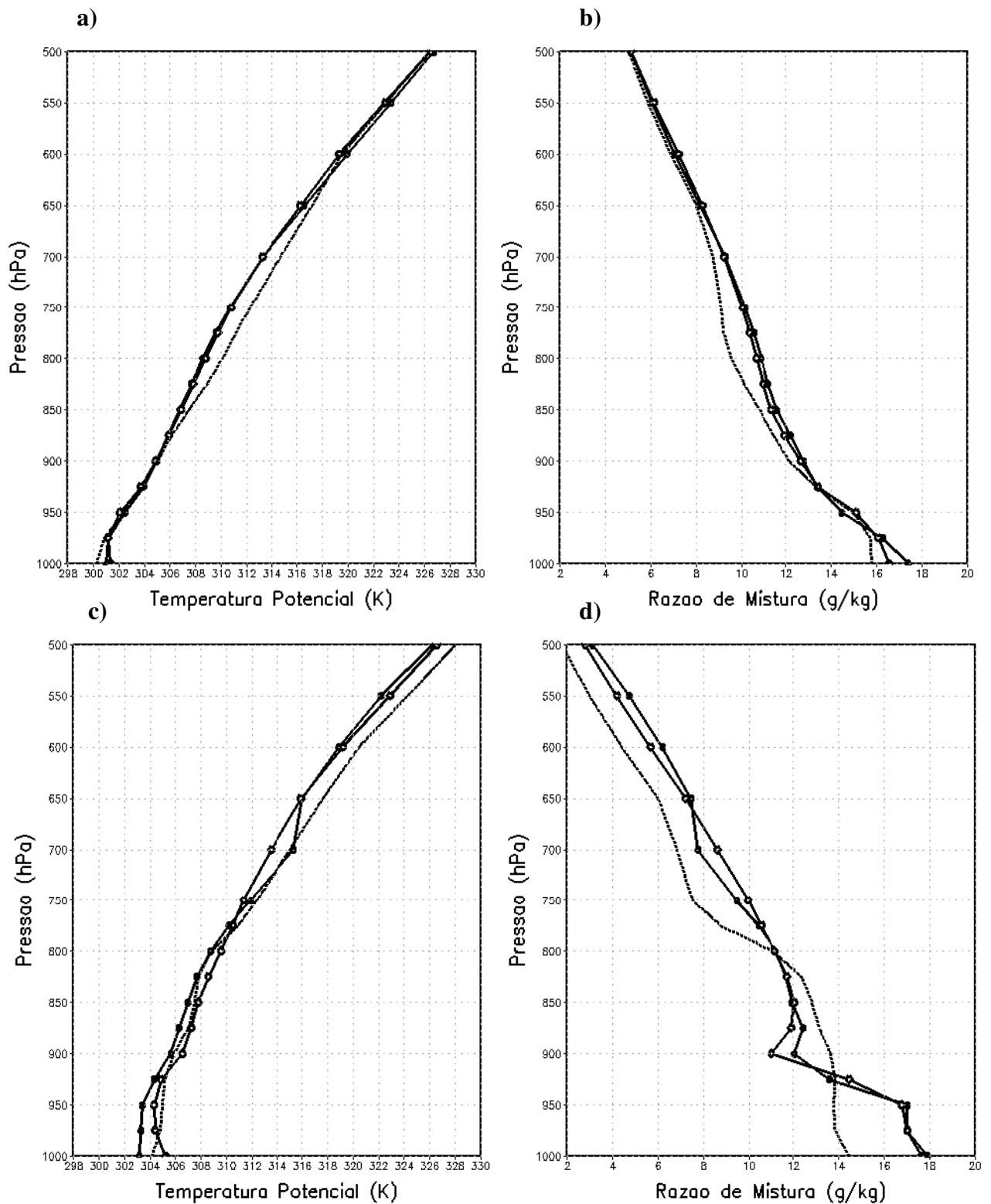


Figura 12 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [◆], EXP_AJUST [■] e observado ECMWF [---] durante o dia 25/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície desflorestada, em 13,5°S e 65°W.

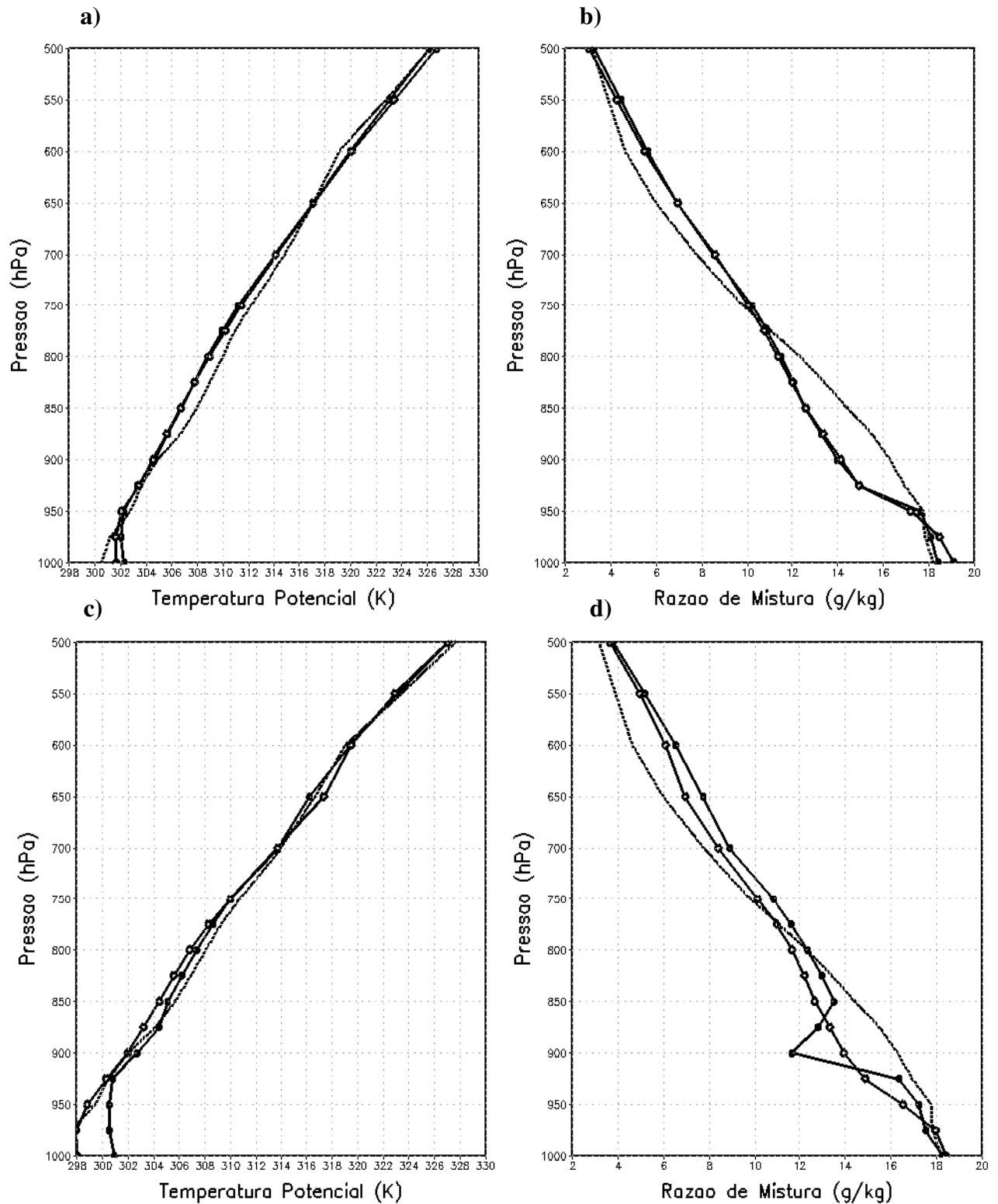


Figura 13 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [\diamond], EXP_AJUST [\blacksquare] e observado ECMWF [----] durante o dia 28/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície desflorestada, em 13,5°S e 65°W.

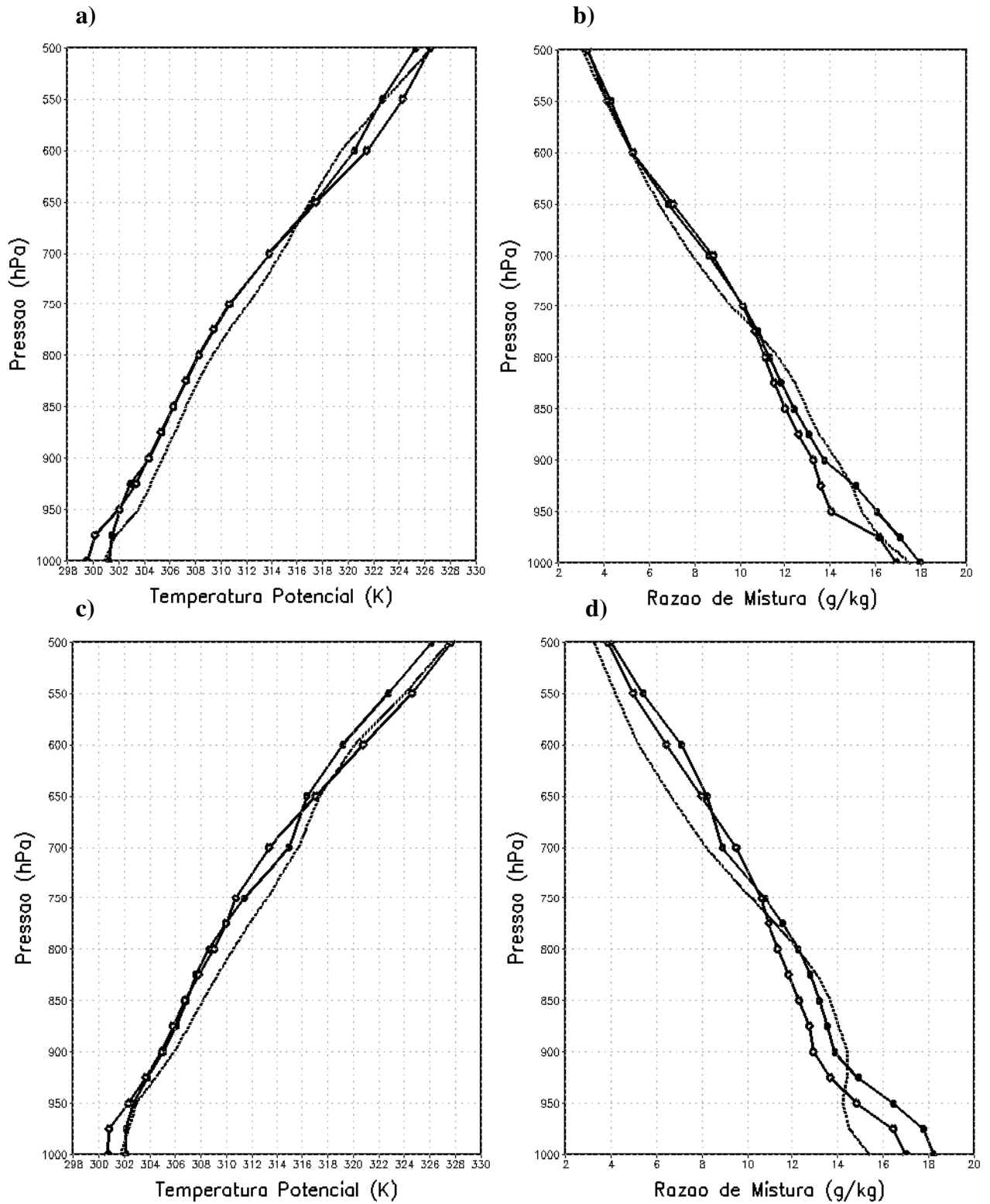


Figura 14 - Perfis verticais: a) e b) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 12 UTC; c) e d) da temperatura potencial [K] e razão de mistura [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] às 18 UTC, para os experimentos EXP_ORI [\diamond], EXP_AJUST [\blacksquare] e observado ECMWF [----] durante o dia 30/01/2011. O perfil foi plotado no ponto central da área da superfície desflorestada, em $13,5^{\circ}\text{S}$ e 65°W .

5.2. Impactos do Ajuste no Código do Modelo

5.2.1. Análise para a área florestada

Inicialmente é mostrada na Figura 15 a cobertura média de cúmulos rasos durante o período de 774 horas de integração do modelo no EXP_AJUST para a área de superfície florestada. Nesse experimento o modelo foi integrado com o efeito da retirada de umidade da CLP, descrito na metodologia.

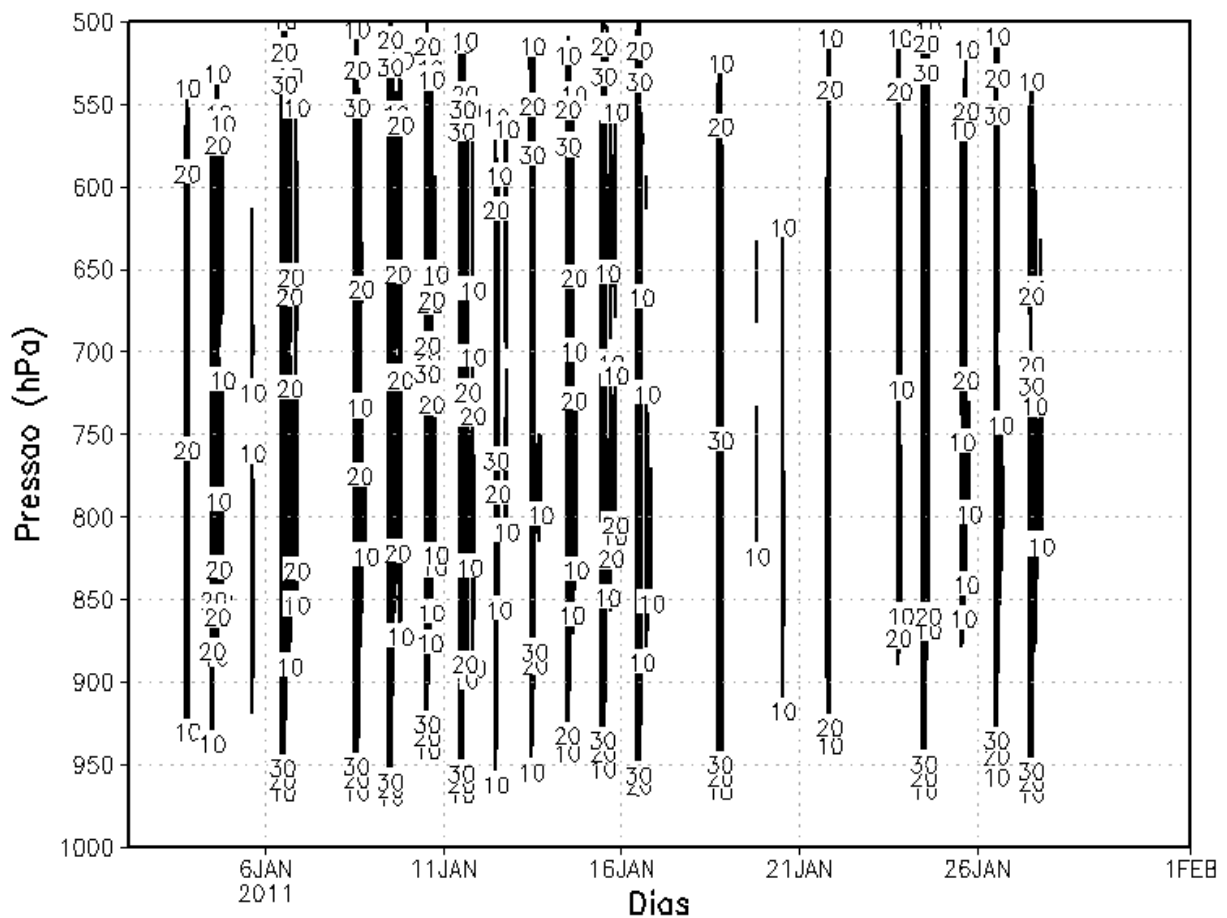


Figura 15 - Cobertura média de cúmulos rasos em [%] durante o período de 774 horas de integração do modelo no EXP_AJUST para a área de superfície florestada.

Verifica-se, na Figura 15, a presença de nebulosidade em quase todo o mês de janeiro de 2011, com maior ocorrência entre os dias 3 a 16 de janeiro e um período com maior supressão a partir de 17 de janeiro. Observa-se também, que o máximo de área coberta é de 30%, iniciando-se em cerca de 950 a 900 hPa durante 12 dias dos 22 dias do mês que houve nebulosidade. Já os topos dessas nuvens rasas atingiram os níveis entre 550 e 500 hPa,

significando que as nuvens rasas se tornaram profundas durante praticamente todo esse período.

A partir da Figura 15, para facilitar a discussão dos resultados, as figuras referentes às variáveis que serão analisadas foram feitas a partir da média de 10 dias consecutivos (6 a 16 de janeiro de 2011), nos quais houve presença da cobertura de convecção cúmulos gerada pelo modelo ao longo da simulação. Ademais, como o estudo da dinâmica das nuvens cúmulos está intimamente conectado aos mecanismos de funcionamento da CLP, são apresentados aqui ciclos diários médios das variáveis meteorológicas de superfície para analisar se há diferenças significantes no perfil termodinâmico da troposfera inferior devido à realização do novo ajuste no código do modelo.

As Figuras 16a e 16b mostram, respectivamente, o ciclo diário médio das taxas de aquecimento e umedecimento por cúmulos rasos na camada entre a superfície e 650 hPa para o experimento EXP_AJUST.

Na Figura 16a, regiões de máximo aquecimento ocorrem na camada entre o nível de 925 e 900 hPa por volta das 09:30 HL. Enquanto que, as regiões de máximo resfriamento ocorrem na camada entre 850 e 825 hPa para o mesmo horário. Os valores máximos e mínimos destes são da ordem de 20 K.dia^{-1} com mudança apenas no sinal. Nota-se também que há a ocorrência de outras regiões com aquecimento, uma por volta das 10:30 HL em torno de 900 hPa e outra ocorrendo entre as 12 e 14 HL acima de 900 hPa até 875 hPa; e regiões de resfriamento, às 10:30 HL entre 850 hPa e um pouco acima de 825 hPa, das 12 as 14 HL em torno de 850 a 800 hPa e as 16 HL por volta de 825 hPa, todos com valores positivos e negativos da ordem de magnitude de 5 K.dia^{-1} .

Na Figura 16b, a taxa de umedecimento indica que há uma simetria, em sinal, em relação às taxas de aquecimento e resfriamento. Isso se explica devido ao fato de que regiões de aquecimento correspondem a regiões de secagem na parte superior da camada de mistura (em torno da base das nuvens) e regiões de resfriamento a regiões de umedecimento na parte superior das nuvens. Os valores mínimos (negativos) são da ordem de $30 \text{ g.kg}^{-1}.\text{dia}^{-1}$ e os máximos (positivos) da ordem de $20 \text{ g.kg}^{-1}.\text{dia}^{-1}$. Nota-se também, que há outra região de umedecimento com menor ordem de magnitude ($10 \text{ g.kg}^{-1}.\text{dia}^{-1}$) entre as 12 e 14 HL, correspondendo à região de resfriamento no nível em torno de 825 hPa.

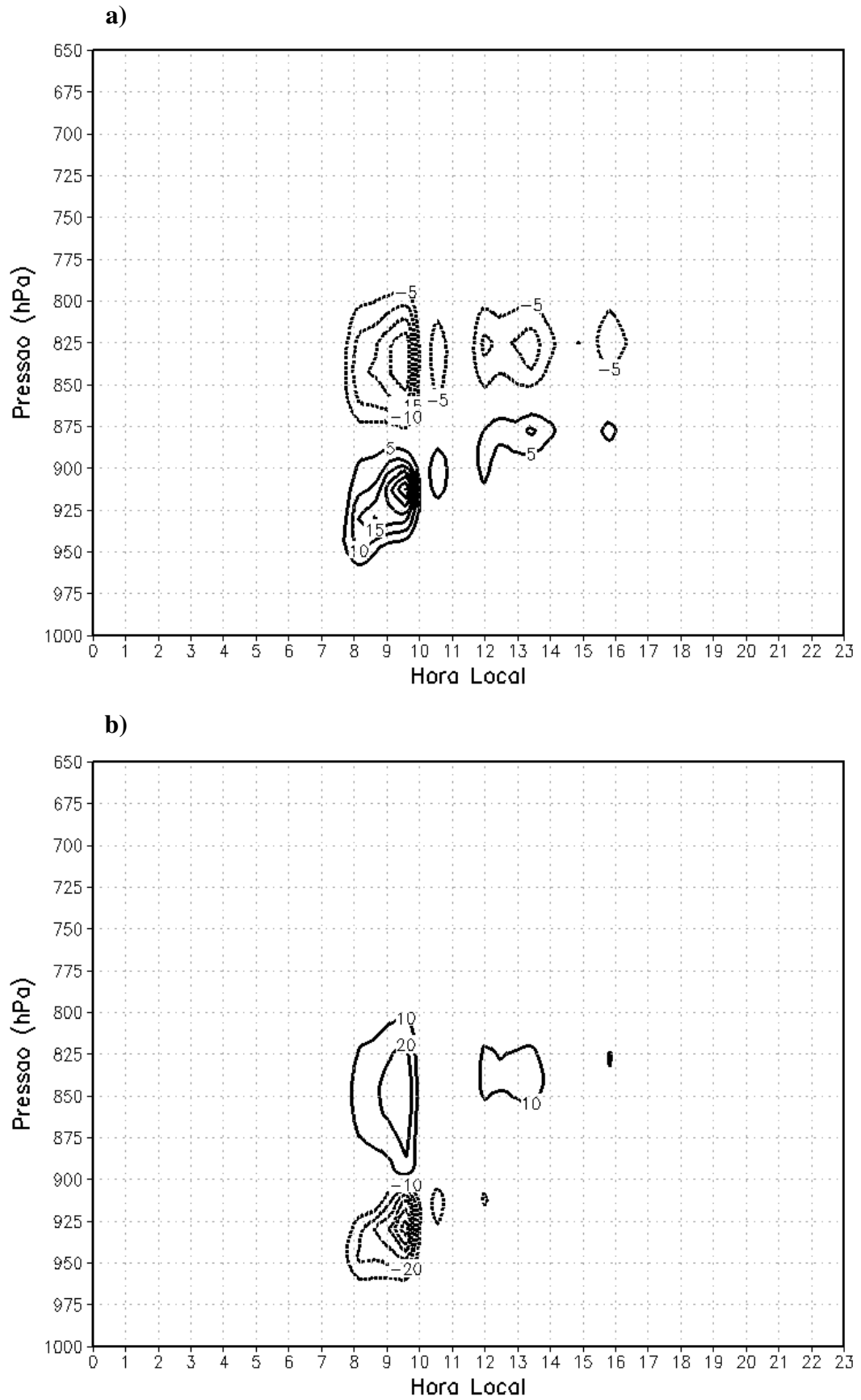


Figura 16 - Média (a) da taxa de aquecimento [$K \cdot dia^{-1}$] e b) da taxa de umedecimento [$g \cdot kg^{-1} \cdot dia^{-1}$] da convecção rasa na camada entre a superfície e 650 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície florestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.

É interessante observar que a magnitude dessas quantidades encontradas nos trabalhos de Souza e Silva (2003) para uma área sobre o Nordeste, e Souza (1999) para a região Amazônica são similares, com valores positivos e negativos da ordem de 3 a 4 K.dia⁻¹ e de 4 a 6 g.kg⁻¹.dia⁻¹ para as tendências de temperatura e umidade, respectivamente. Ressalta-se, ainda, que os resultados obtidos no trabalho de Souza e Silva (2003) mostraram que as maiores tendências destas variáveis ocorreram por volta do meio-dia local, indicando um máximo no forçamento devido aos cúmulos rasos. Entretanto, o maior impacto líquido ocorreu três horas depois e se manteve por várias horas.

Porém, neste estudo, os valores das taxas de aquecimento e umedecimento foram bem mais elevados (considerando o estudo sobre área de floresta densa e apenas o impacto individual do forçamento devido à convecção rasa) e com seus horários de ocorrência antecipados aproximadamente duas horas e trinta minutos, ou seja, magnitudes e horários diferentes quando comparados aos destes autores. Isto indica que o efeito dos cúmulos rasos em uma região com forte evapotranspiração tende a ser antecipado, em comparação a uma região semiárida.

Quanto ao impacto líquido, este é apresentado nas Figuras 17 e 18, nas quais mostram os campos médios da temperatura potencial e da razão de mistura, e as diferenças médias das mesmas variáveis na camada entre a superfície e 650 hPa, para os experimentos EXP_AJUST e (EXP_AJUST - EXP_ORI), respectivamente.

Na Figura 17a, as isotermas traduzem bem a configuração do campo da temperatura potencial com o tempo, sendo possível observar que o campo permanece pouco perturbado até as 06 HL antes do nascer do sol. A partir do nascimento do sol, devido ao aquecimento gradual da superfície e da turbulência, por volta das 08 HL, observa-se abaixo de 970 hPa a definição da camada de mistura que se estende ao longo do tempo para o nível de 950 hPa propiciando um perfil instável até às 12 HL. A temperatura potencial permanece praticamente constante até as 18 HL. Também pode ser notado que até o nível de 750 hPa o campo permanece bem perturbado com regiões de aquecimento e resfriamento gerados pelo modelo com um gradiente máximo de 3 K entre as isolinhas.

Na Figura 17b, nota-se que o experimento EXP_AJUST simula as principais variações no campo da razão de mistura desde a superfície até aproximadamente 725 hPa após o nascer do sol com valores entre 6 e 8 g.kg⁻¹ neste nível. No topo da camada de mistura (950 hPa), o modelo simula uma troposfera mais úmida das 8 as 11 HL, secando em seguida e se mantendo até o resto do dia com valores entre 14 e 16 g.kg⁻¹.

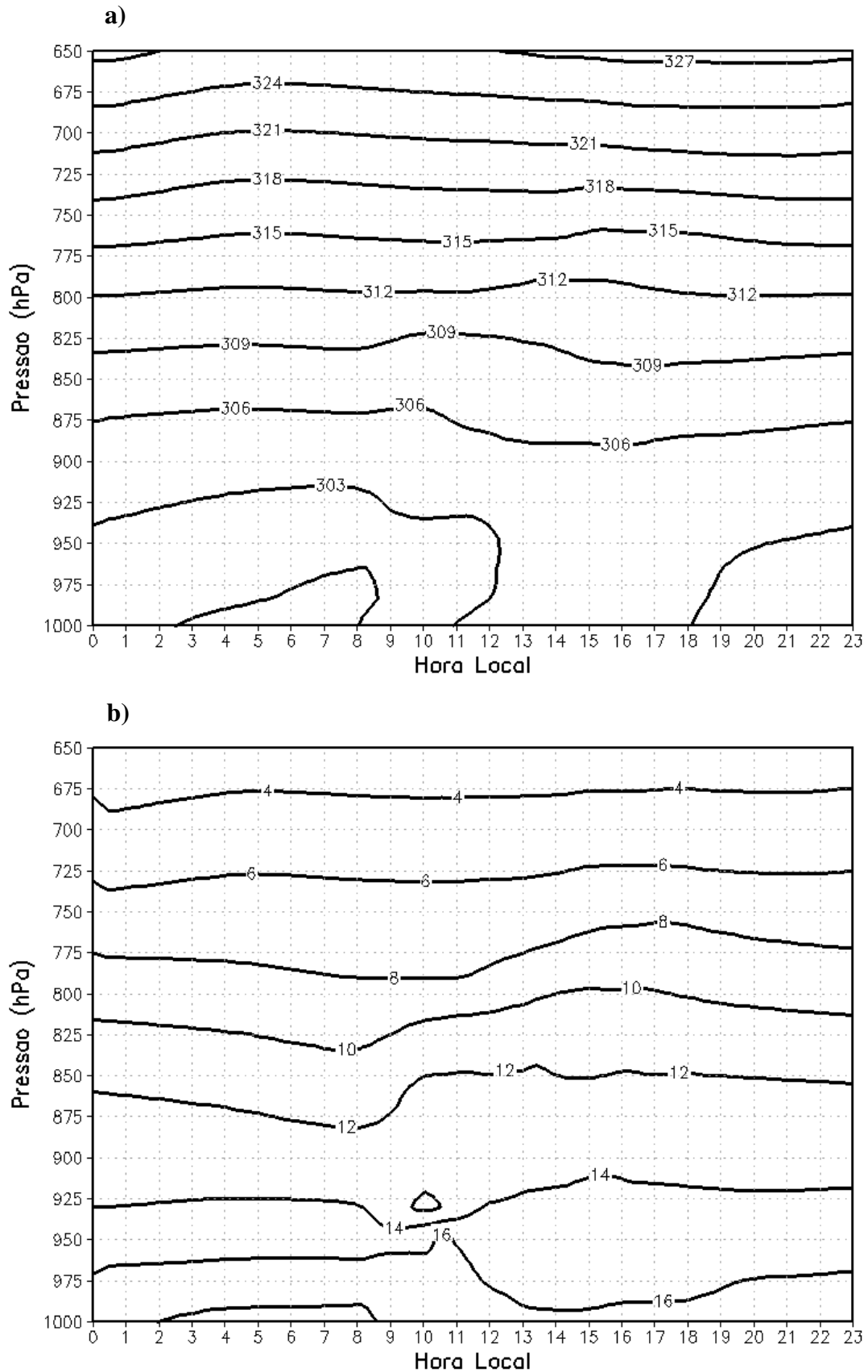


Figura 17 - Variação média a) da temperatura potencial [K] e b) da razão de mistura [g.kg⁻¹] na camada entre a superfície e 650 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície florestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.

Na Figura 18a e 18b são mostradas as diferenças do campo da temperatura potencial e da razão de mistura entre os experimentos EXP_AJUST e EXP_ORI, significando que regiões nas quais aparecem valores positivos o EXP_AJUST é maior e vice-versa. Primeiramente, fica evidenciado nestas figuras o papel do ajuste no código do modelo em aquecer e secar a camada de mistura, localizando-se os valores máximos da temperatura potencial e mínimos da razão de mistura na camada abaixo de 950 hPa, apresentando valores da temperatura potencial superiores a 0,8 K e da razão de mistura superiores a $-1,2 \text{ g.kg}^{-1}$.

Já analisando cada figura com respeito ao impacto da convecção rasa devido à implementação deste ajuste, na Figura 18a, valores negativos abaixo da base das nuvens (entre 950 hPa e 925 hPa às 09:30 HL) mostram que nesta região na qual a convecção rasa induz um pequeno resfriamento, o efeito líquido é de aquecimento. Apesar de que na camada acima deste (por volta de 925 a 900 hPa) a convecção rasa induz um pequeno aquecimento, aumentando o efeito líquido de aquecimento, coincidindo com o nível de máxima taxa de aquecimento. Nos níveis superiores a 875 hPa, na qual a convecção rasa causa resfriamento, não há diferença entre os valores dos experimentos, indicando que neste horário (início da manhã) como as camadas na baixa troposfera ainda estão se configurando verticalmente, a presença de uma camada estável e seca acima da camada cúmulos faz com que ocorra reevaporação acarretando em resfriamento e umedecimento da parte superior desta camada. Com o passar das horas, a camada de mistura se configura e estende seus processos para as camadas superiores, conseqüentemente a região negativa (região de resfriamento) eleva-se gradativamente até atingir aproximadamente o nível de 875 hPa as 14 HL, prolongando-se até às 16 HL. O impacto negativo com valor máximo de $-0,6 \text{ K}$ atinge seu máximo aquecimento devido aos cúmulos rasos por volta das 14 HL, enquanto que o impacto positivo (valor de $0,2 \text{ K}$ entre 875 e 825 hPa) é observado na região de resfriamento ao mesmo tempo.

Já na Figura 18b, observa-se que este segue o mesmo raciocínio que o campo anterior com simetria em relação ao sinal. Sendo assim, pode-se verificar que o impacto negativo (valores superiores, em módulo, a $-0,9 \text{ g.kg}^{-1}$) ocorre primeiramente por volta das 08:30 HL. Isso significa que o ajuste agiu no sentido de retirar umidade do nível abaixo da camada de mistura no decorrer do dia, provocando uma secagem nesta região e umedecimento acima destes níveis, que se estende de 975 hPa as 08:30 HL até 925 hPa por volta das 15 HL, mantendo-se assim até o início da noite. No entanto, acima desta camada também nota-se outras áreas de secagem, uma entre 950 e 900 hPa com máximo valor atingindo $-0,6 \text{ g.kg}^{-1}$ às 09:30 HL e a outra entre 900 e 850 hPa por volta das 13 as 17 HL com valor de $-0,6 \text{ g.kg}^{-1}$ as 16 HL, coincidindo com as regiões de resfriamento devido à convecção rasa.

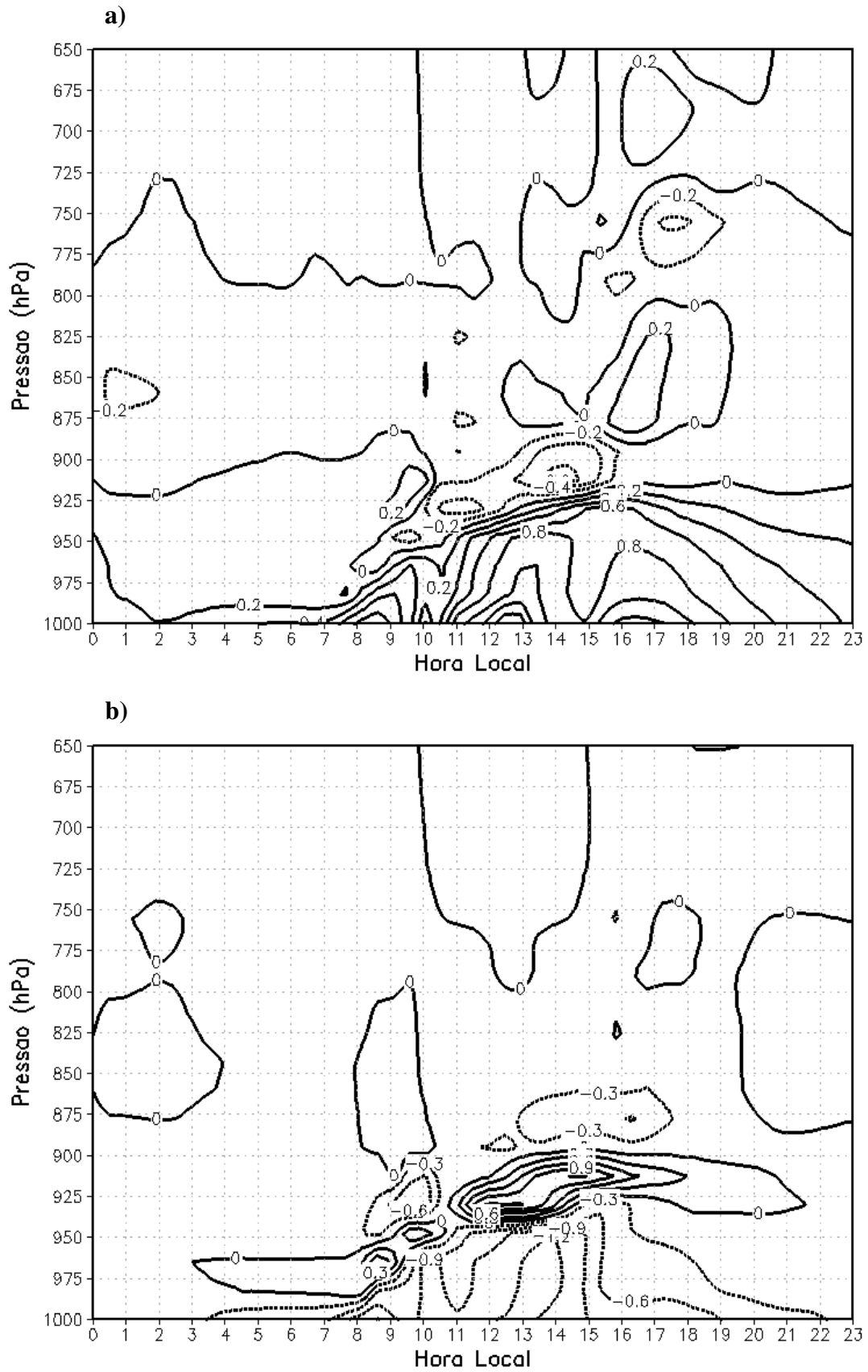


Figura 18 - Diferença média a) da temperatura potencial [K] e b) da razão de mistura [g.kg⁻¹], na camada entre a superfície e 650 hPa para os experimentos EXP_AJUST - EXP_ORI na área de superfície florestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.

Deste modo, o efeito final observado na Figura 18b é que a secagem líquida que ocorre em baixos níveis é superior ao umedecimento. Isso se deve ao fato de tanto a convecção rasa quanto a profunda atuam no sentido de secar a atmosfera em baixos níveis, enquanto que, acima de 875 hPa, a convecção profunda atua para secar e a convecção rasa para umedecer a atmosfera, concordando com Yano e Plant (2012).

Outro aspecto interessante do impacto do ajuste na convecção rasa merece consideração. Enquanto que, no trabalho de Silva e Souza (2003) as maiores tendências ocorreram por volta do meio-dia local, com maior impacto líquido ocorrendo três horas depois. Já, neste trabalho, as maiores tendências ocorrem por volta das 09:30 HL com o impacto líquido sentido logo em seguida, mas o maior impacto significativo ocorre por volta das 13 HL e se mantem ao longo do dia.

Estes resultados contrastaram com um estudo realizado por Wood e Bretherton (2006), na qual, utilizaram perfis de temperatura potencial em uma camada entre a superfície e o nível de 700 hPa em regiões subtropicais. Eles constataram em seus resultados que a fração de cobertura de nuvens rasas possui boa correlação com a estabilidade/instabilidade da troposfera inferior. Afirmaram ainda que a presença de uma forte inversão do perfil de temperatura potencial com a altura representa um bom indicativo de umidade no interior da camada limite e, portanto, um indicativo de maior cobertura de nuvens baixas. Apesar de terem analisado para a região sobre o oceano, sugerem que as nuvens baixas podem ser muito menos sensíveis a mudanças no perfil de temperatura, se o perfil vertical de aquecimento da troposfera seguir uma adiabática úmida. Este contraste pode estar associado às diferenças entre convecção oceânica e convecção continental.

Na Figura 19 é mostrada a média do fluxo de massa da convecção rasa na camada entre a superfície e 650 hPa para o experimento EXP_AJUST. Nesta figura é confirmado o efeito da convecção rasa abrangendo a CLP, já que o efeito da remoção de umidade desta camada foi ativado. Deste modo, observa-se que o fluxo de massa se inicia no topo da camada de mistura, com a umidade presente nesta camada sendo transportada dos baixos para altos níveis com o início da turbulência e estendendo-se até 800 hPa, extensão em que a nuvem cúmulos rasa atingiu entre as 07 e 10 HL. O máximo valor do fluxo é por volta de $1,8 \text{ kg.m}^{-2}$ na camada entre 875 e 850 hPa as 08 HL, coincidindo com as regiões de máximo resfriamento e umedecimento, como pode ser visto na Figura 16.

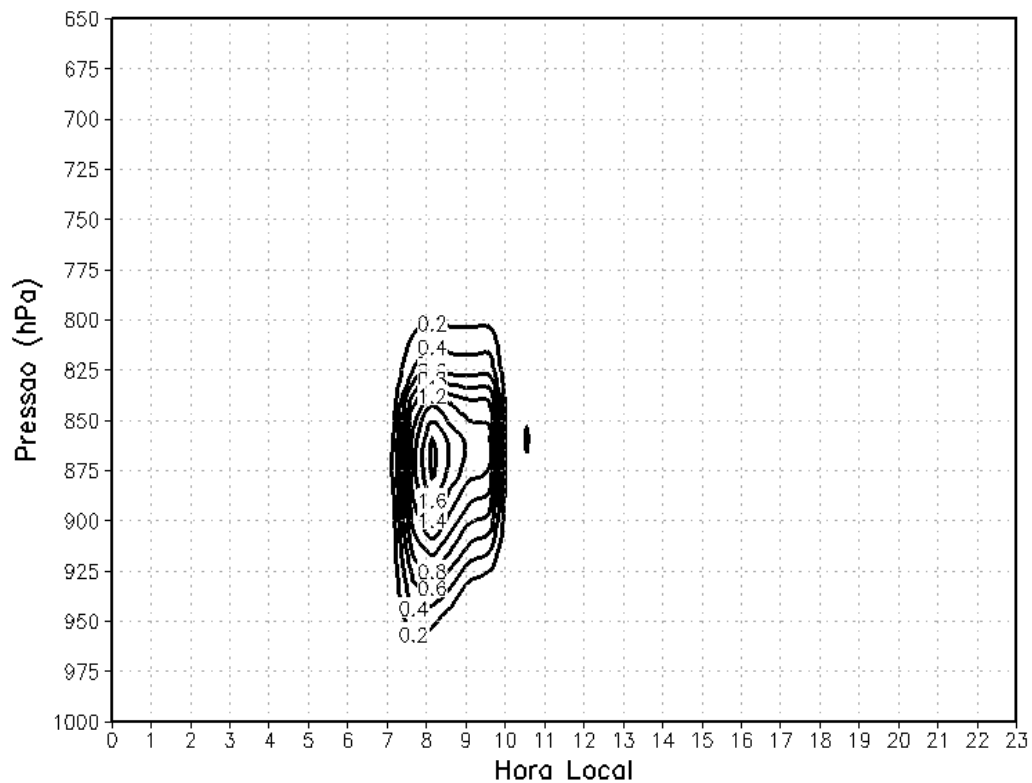


Figura 19 - Média do fluxo de massa da convecção rasa [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] na camada entre a superfície e 650 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície florestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.

A Figura 20 mostra a média da taxa de aquecimento e de umedecimento da convecção profunda na camada entre a superfície e 100 hPa para o experimento EXP_AJUST. É possível observar o impacto do ajuste no fluxo de massa da convecção rasa na transição para a convecção profunda. Na Figura 20a, constata-se uma grande região de aquecimento iniciando-se em torno das 12:30 HL e atuando até por volta das 18 HL, estendendo-se acima de 800 hPa (nível acima da camada de atuação da convecção rasa) até 200 hPa, com um primeiro núcleo de máximo valor positivo da ordem de $4 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{dia}^{-1}$ por volta da 14 HL. Observa-se a evolução da convecção profunda com o tempo para valores máximos positivos da ordem de $12 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{dia}^{-1}$ na camada entre 500 e 300 hPa das 16 às 17 HL. Nota-se, também, uma área mínima negativa na superfície, que condiz com resfriamento praticamente no mesmo horário, com pico por volta das 17 HL. Este resfriamento é caracterizado como precipitação pelo modelo. Já na Figura 20b, observa-se uma pequena região de secagem próximo à superfície por volta das 11 HL e outra área maior estendendo-se até aproximadamente 850 hPa das 12 às 18:30 HL, com valores mínimos superiores a $-4 \text{ K}\cdot\text{dia}^{-1}$. Nos níveis superiores (acima de 500 hPa), observam-se valores em torno de zero, que apesar de mínimos, podem ser considerados como o desentranhamento de água que causa reevaporação.

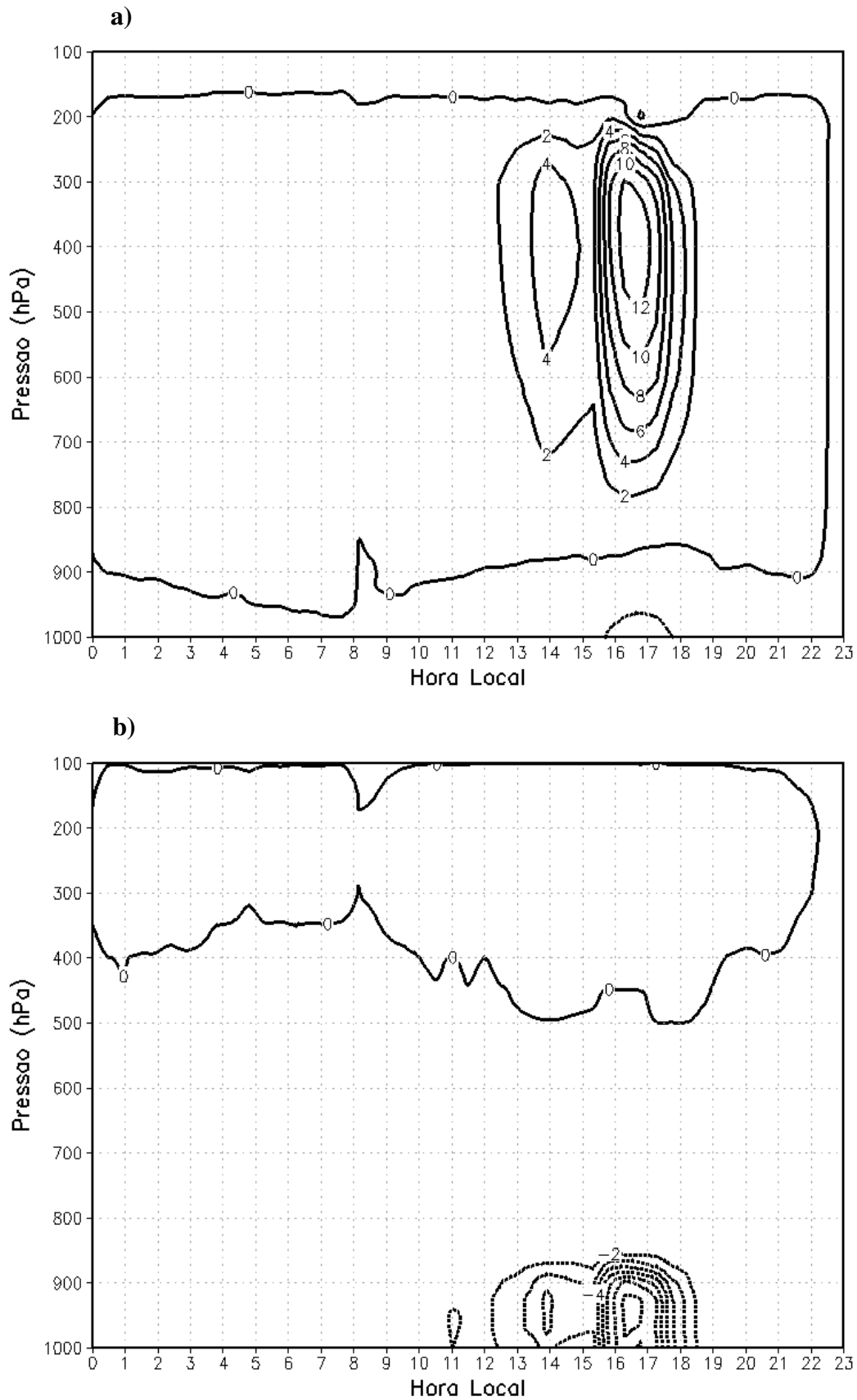


Figura 20 - Média (a) da taxa de aquecimento [$\text{K}\cdot\text{dia}^{-1}$] e b) da taxa de umedecimento [$\text{g}\cdot\text{kg}\cdot\text{dia}^{-1}$] da convecção profunda na camada entre a superfície e 100 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície florestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.

O ciclo diário médio da Precipitação Convectiva Acumulada (PCA) simulada nos experimentos EXP_AJUST e EXP_ORI na área de floresta é mostrado na Figura 21. Pode-se observar, nesta figura, que em ambos os experimentos a precipitação tem início a partir das 10 HL e ocorre até por volta das 17 HL. Apesar de ambos iniciarem praticamente no mesmo horário, a curva da PCA do EXP_ORI é mais acentuada que a do EXP_AJUST, com uma diferença de meio milímetro no final acumulado deste dia (valor acumulado para a média dos 10 dias analisados). Já a Figura 22 mostra a PCA média para os dias 09 a 13 de janeiro de 2011 na área da superfície florestada para os experimentos EXP_ORI e EXP_AJUST. A partir da análise desta figura, como complemento da Figura 21, nota-se que não há um impacto relevante nesta variável com a realização do ajuste no modelo, pois tanto o EXP_ORI como o EXP_AJUST segue praticamente o mesmo padrão ao longo dos ciclos diários. Contudo, nota-se que no último dia, há uma diferença no horário do início da precipitação entre os experimentos, com o modelo retardando o início da precipitação, aproximadamente 3 horas, no EXP_AJUST.

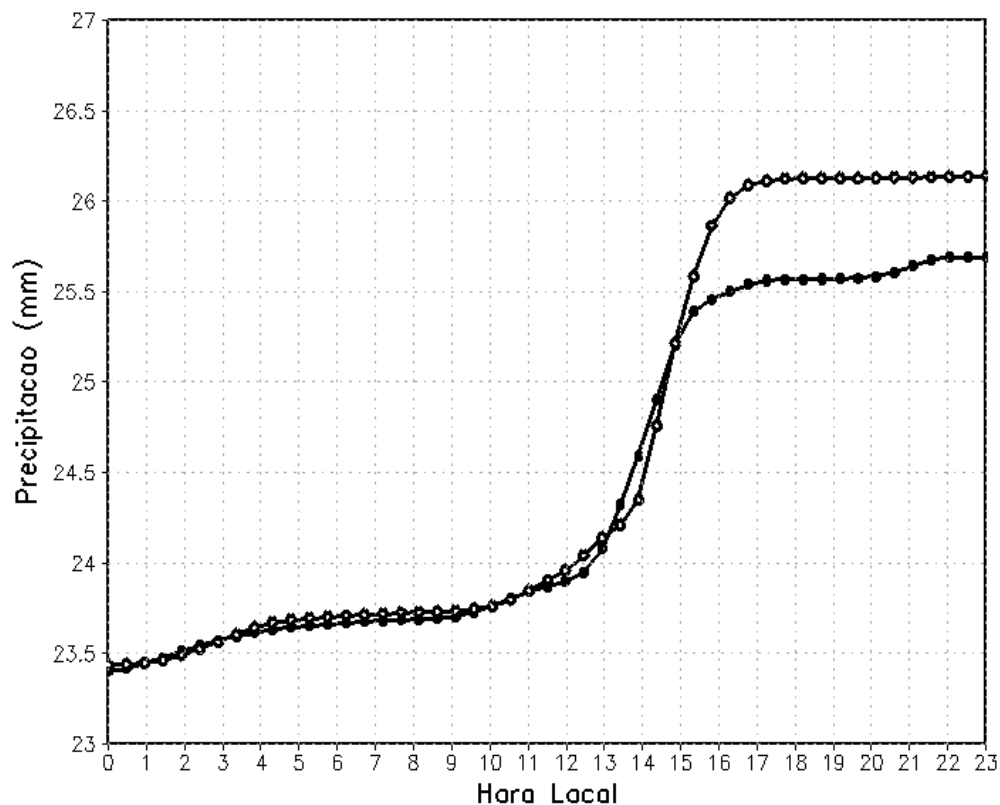


Figura 21 - Ciclo diário médio da precipitação convectiva acumulada em [mm] na área de superfície florestada para os experimentos EXP_ORI [○] e EXP_AJUST [●]. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.

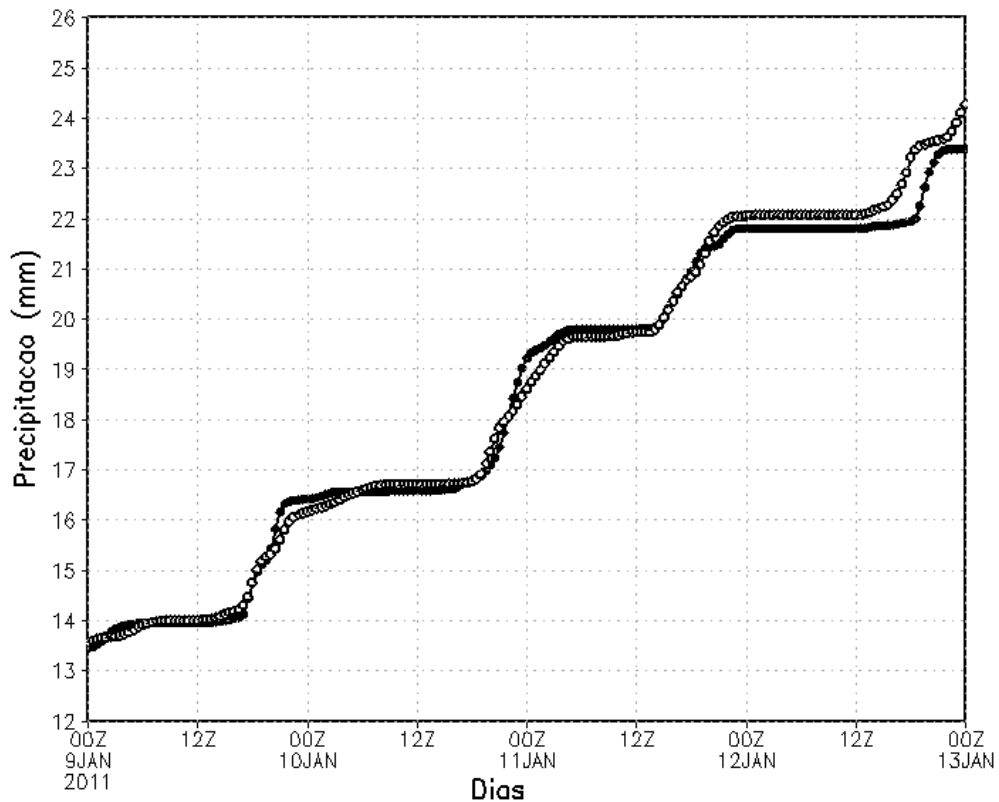


Figura 22 - Precipitação convectiva acumulada média em [mm] para os dias 09 a 13 de janeiro de 2011 na área de superfície florestada para os experimentos EXP_ORI [○] e EXP_AJUST [●].

Quanto ao balanço de energia à superfície, sabe-se que esta é uma maneira de investigar os efeitos da convecção, visto que uma grande quantidade de energia é transferida verticalmente na atmosfera na forma de calor latente (associada à presença de umidade na superfície) e calor sensível (associada à contínua elevação da temperatura do ar após o nascer do sol), na qual estes exercem um papel fundamental no balanço térmico.

A Figura 23 mostra o ciclo médio do saldo de radiação para os experimentos EXP_ORI e EXP_AJUST. As duas curvas são iguais somente nas primeiras horas da manhã, das 07 às 09:30 HL. A partir deste horário, observa-se claramente a interação entre a radiação e a umidade que produziu uma variação bem pronunciada no ciclo diário, com uma queda de 200 Wm^{-2} até as 10 HL e de 400 Wm^{-2} até as 11 HL para os experimentos EXP_AJUST e EXP_ORI, respectivamente. Verifica-se também que o saldo de radiação obtido ao longo da simulação no experimento EXP_AJUST é maior que a do EXP_ORI em praticamente todos os horários, apresentando dois picos, por volta das 09:30 HL e 12:30 HL para o EXP_AJUST, cujo valores máximos são de aproximadamente 550 Wm^{-2} e 590 Wm^{-2} , enquanto que para o EXP_ORI o primeiro pico ocorre no mesmo horário do EXP_AJUST com um valor um pouco maior de aproximadamente 575 Wm^{-2} ; já o segundo pico ocorre as 13 HL atingindo um valor

bem menor quando comparado com o outro experimento, aproximadamente 410 Wm^{-2} . A partir das 13 HL, o saldo de radiação do EXP_AJUST começa a decair até o final da tarde, assim como no EXP_ORI, a partir das 14 HL.

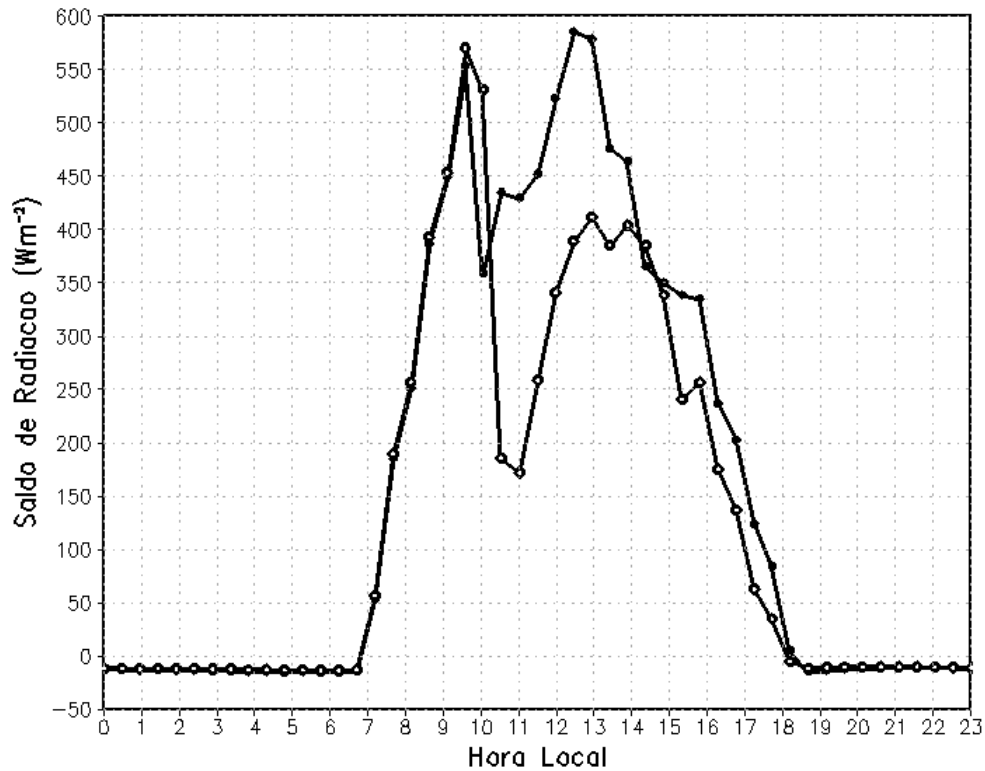


Figura 23 - Ciclo diário médio do saldo de radiação em $[\text{Wm}^{-2}]$ na área de superfície florestada para os experimentos EXP_ORI [◆] e EXP_AJUST [■]. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.

O ciclo médio do fluxo de calor sensível do modelo para os experimentos EXP_AJUST e EXP_ORI é exposto na Figura 24. No caso do fluxo de calor sensível, seu ciclo médio comporta-se de forma semelhante ao do saldo de radiação. Observa-se também uma grande queda nos valores para ambos os experimentos, sendo maior no EXP_ORI do que no EXP_AJUST, atingindo valores mínimos de aproximadamente 60 Wm^{-2} às 11 HL e de 200 Wm^{-2} às 10 HL, respectivamente, que pode ser explicado pelo resfriamento que ocorreu na troposfera inferior pela PCA neste período. Para ambos os experimentos o valor máximo do fluxo de calor sensível foi de cerca de 330 Wm^{-2} às 09:30 HL, e também em torno das 12:30 HL para o EXP_AJUST.

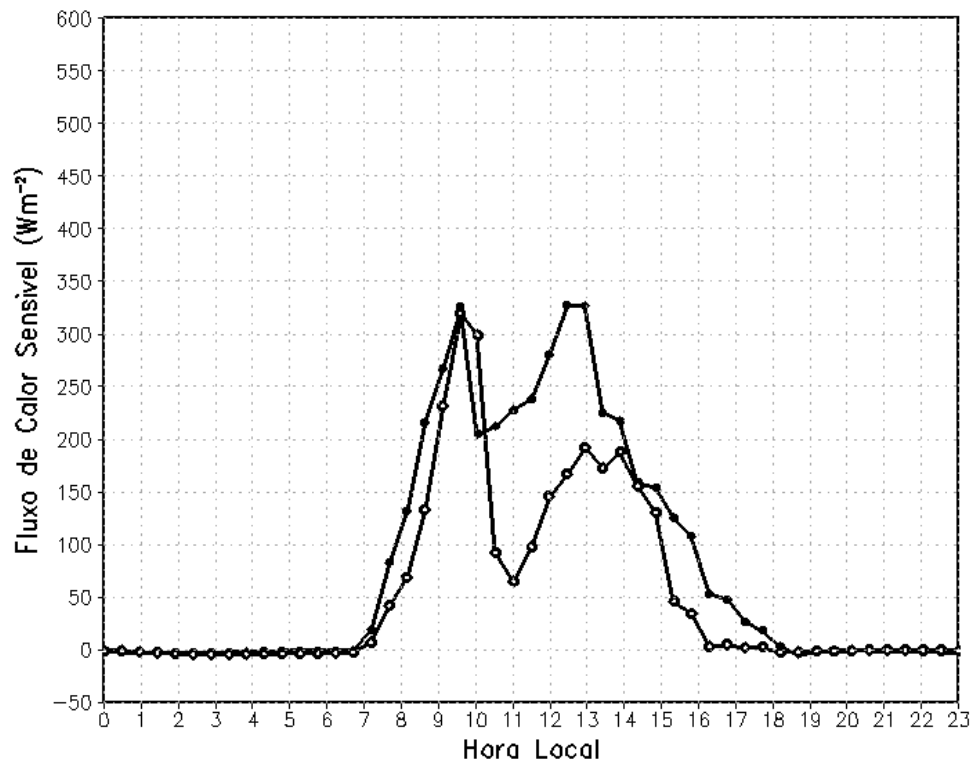


Figura 24 - Ciclo diário médio do fluxo de calor sensível em [Wm⁻²] na área de superfície florestada para os experimentos EXP_ORI [◊-◊] e EXP_AJUST [■-■]. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.

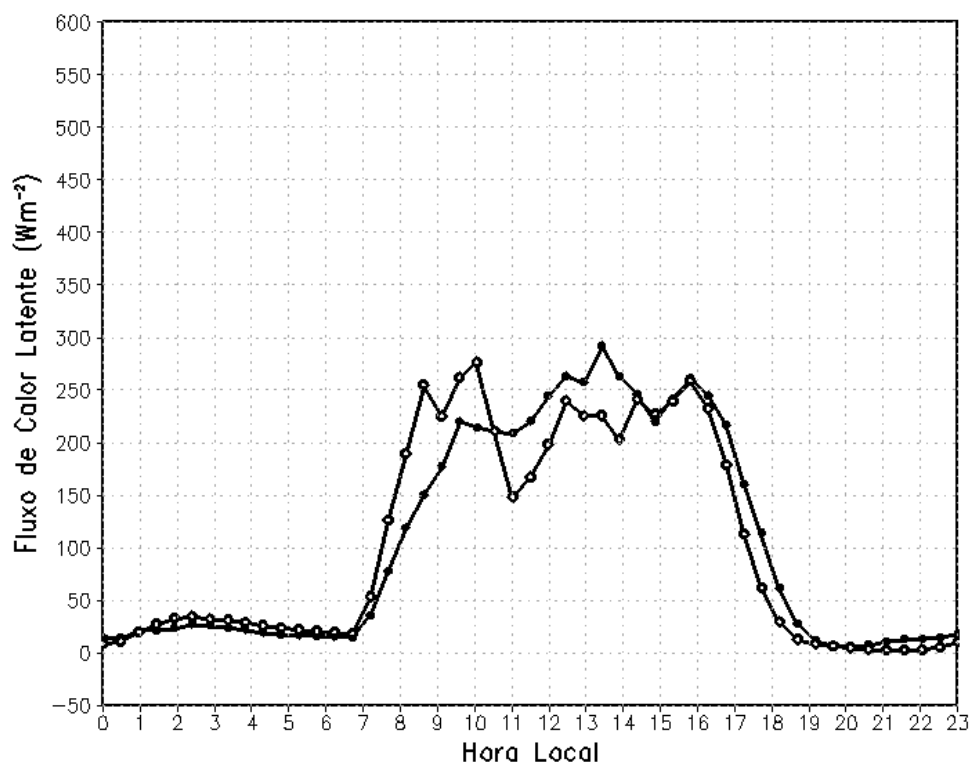


Figura 25 - Ciclo diário médio do fluxo de calor latente em [Wm⁻²] na área de superfície florestada para os experimentos EXP_ORI [◊-◊] e EXP_AJUST [■-■]. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.

O ciclo médio do fluxo de calor latente para os experimentos EXP_AJUST e EXP_ORI é mostrado na Figura 25. Têm-se nesta figura, que o valor máximo do fluxo de calor latente para o EXP_ORI, cerca de 280 Wm^{-2} , é visualizado as 10 HL, enquanto que o mínimo atinge 150 Wm^{-2} às 11 HL. Já para o EXP_AJUST, o valor máximo é de aproximadamente 300 Wm^{-2} às 13:30 HL e o mínimo, 210 Wm^{-2} às 11 HL.

De forma geral, observa-se nas Figuras 23, 24 e 25, que as taxas de aquecimento e resfriamento da troposfera inferior ocorreram devido à mudança do saldo de radiação, e que o ciclo diário dos fluxos à superfície foi bastante sensível à remoção de umidade da CLP por cúmulos rasos, sendo mais pronunciado no período de atividade máxima dessas nuvens, de acordo com os resultados encontrados por Souza et al. (2009).

Já na Figura 26 é mostrada a temperatura média a 2 m da superfície na área de superfície florestada para os experimentos EXP_ORI e EXP_AJUST. Nesta figura, observa-se que as menores temperaturas, em ambos os experimentos, ocorrem antes das 07 HL como resultado do resfriamento radiativo da superfície durante a noite, com a mínima temperatura atingindo aproximadamente $25,3^{\circ}\text{C}$ no EXP_ORI e $25,7^{\circ}\text{C}$ no EXP_AJUST. Já para a temperatura mais alta, nota-se que o EXP_AJUST antecipa o pico de máxima temperatura enquanto que o EXP_ORI retarda, atingindo os valores de $32,5^{\circ}\text{C}$ as 13 HL e $31,2^{\circ}\text{C}$ as 14 HL, respectivamente. A temperatura também apresenta variação entre os experimentos por conta da precipitação ocorrida nesta área que, como dito anteriormente, resfriou a atmosfera. Como pode ser visto nesta figura, a maior variação se dá no EXP_ORI apresentando uma queda de $30,5^{\circ}\text{C}$ a $29,5^{\circ}\text{C}$ das 10 as 11 HL, enquanto que no EXP_AJUST de $30,5^{\circ}\text{C}$ a $30,2^{\circ}\text{C}$ das 09:30 as 10 HL, seguida da elevação das temperaturas até atingir o valor máximo do dia. Neste caso, o modelo simulou temperaturas mais altas a 2 m da superfície para o EXP_AJUST, no entanto, simulou uma maior variação no EXP_ORI devido à precipitação, com meia hora de defasagem em relação ao outro experimento, mas que ocorre no momento em que se observa o início da mesma na Figura 21. Enfim, o ciclo diário da temperatura reflete a variação da radiação ao longo do dia.

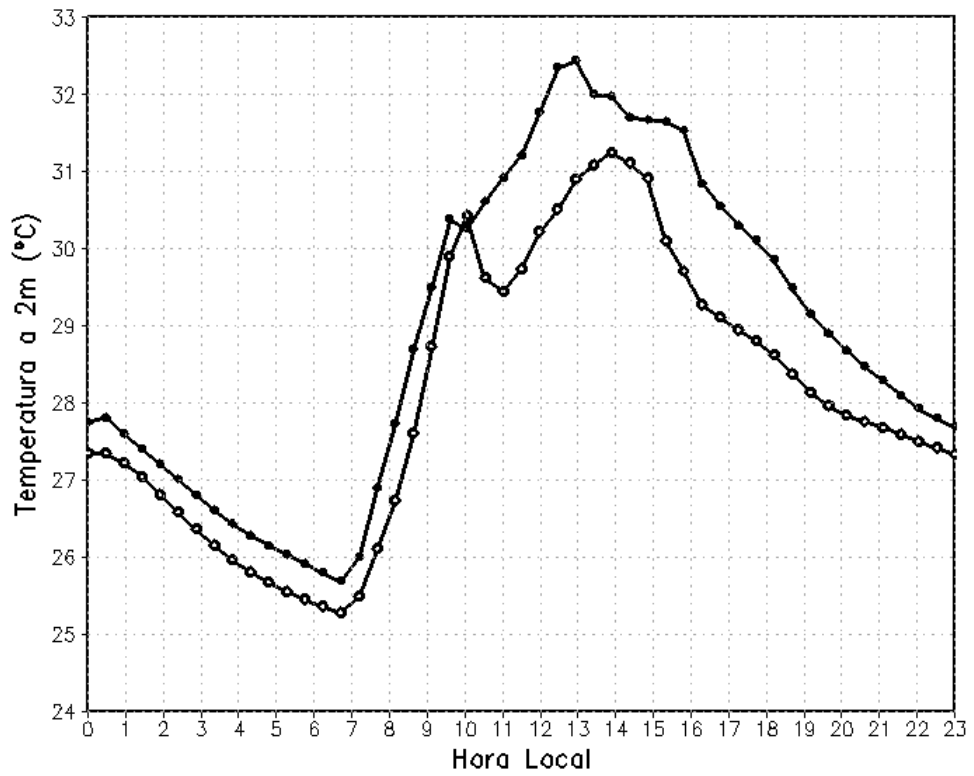


Figura 26 - Ciclo diário médio da temperatura a 2 m da superfície em [mm] na área florestada para os experimentos EXP_ORI [○] e EXP_AJUST [●]. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.

5.2.2. Análise para a área desflorestada

Na Figura 27 é mostrada a cobertura média de cúmulos rasos durante o período de 774 horas de integração do modelo no EXP_AJUST.

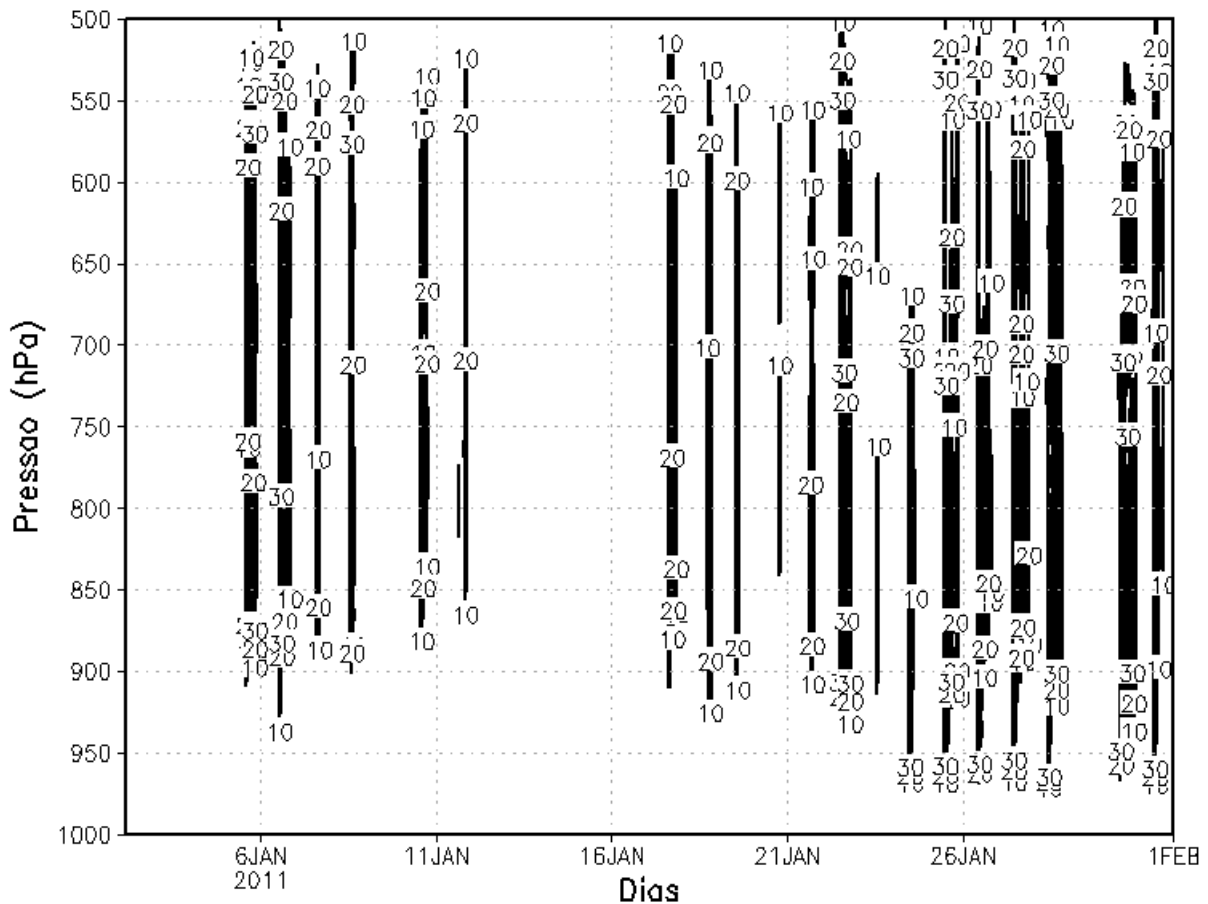


Figura 27 - Cobertura média de cúmulos rasos em [%] durante o período de 774 horas de integração do modelo no EXP_AJUST para a área de superfície desflorestada.

Verifica-se, na Figura 27, que o predomínio da cobertura de cúmulos rasos foi menor sobre a superfície desflorestada. A maior ocorrência de nebulosidade aconteceu no final do mês, a partir do dia 18 de janeiro de 2011, e um período com maior supressão nos dias anteriores. Observa-se também, que o máximo de área coberta de 30%, inicia-se por volta de 950 hPa durante 7 dias dos 20 dias do mês que houve nebulosidade. Os topos dessas nuvens atingiram os níveis entre 550 e 500 hPa, significando que as nuvens rasas se tornaram profundas durante esse período.

Assim como para a área de superfície florestada, aqui também serão apresentados ciclos diários médios, obtidos para uma área desflorestada sobre o norte da Bolívia, das

variáveis de superfície e PCA, calculadas durante 10 dias consecutivos (20 a 30 de janeiro de 2011), na qual houve presença de maior cobertura de nuvens, no intuito de analisar o impacto gerado devido à remoção de umidade da CLP por cúmulos rasos.

A Figura 28 mostra o ciclo diário médio da taxa de calor e de umidade devido à convecção rasa durante o período selecionado de 10 dias para o experimento EXP_AJUST.

Na Figura 28a, verifica-se que as regiões de aquecimento bem como as de resfriamento atuam numa área menor, assim como enfraquecidas, quando comparadas com as obtidas na área florestada. A região de aquecimento máximo (15 K.dia^{-1}) ocorre próximo ao nível de 925 hPa. Já a região de máximo resfriamento (-15 K.dia^{-1}) é visível em torno de 825 hPa. Tanto o valor de máximo resfriamento quanto o de máximo aquecimento são observados por volta das 09 HL. Nota-se também o comportamento da convecção rasa com o passar das horas, devido à presença de duas outras regiões de aquecimento e resfriamento de menor intensidade, mas que atingem valores, em módulo, de 10 K.dia^{-1} , as 12 e às 13 HL.

Na Figura 28b, verifica-se a existência de uma simetria, em termos de sinal, em comparação à taxa de calor da convecção rasa mostrada na Figura 28a. Isso mostra que os cúmulos rasos atuam como uma difusão extra, realizando uma secagem do topo da camada de mistura, onde geralmente estão as bases dessas nuvens, e um umedecimento logo acima, próximo aos seus topos, segundo Souza (1991). Os valores mínimos são da ordem de $-15 \text{ g.kg}^{-1}\text{dia}^{-1}$ e os máximos da ordem de $10 \text{ g.kg}^{-1}\text{dia}^{-1}$, às 09 HL. Além disso, é possível visualizar duas regiões bem definidas de secagem e umedecimento ocorrendo as 12 e 13:30 HL, correspondendo à evolução da convecção rasa. No entanto, essa evolução bem definida da atuação da convecção rasa com o tempo não é vista na área florestada (Figura 16).

Na Figura 29 têm-se o campo médio da temperatura potencial e da razão de mistura na camada entre a superfície e 650 hPa para o experimento EXP_AJUST. Observa-se na Figura 29a, que o campo da temperatura potencial permanece pouco perturbado ao longo do dia quando comparado com o simulado na área florestada. Nota-se nas camadas próximas a superfície, regiões de pequeno aquecimento e resfriamento gerados pelo modelo. Observa-se também que apenas por volta das 13 HL, abaixo do nível de 950 hPa, a definição da camada de mistura, com a temperatura potencial permanecendo praticamente constante até às 15 HL. Já na Figura 29b, nota-se que o experimento EXP_AJUST simula as principais variações no campo da razão de mistura desde a superfície até aproximadamente 750 hPa após as 08 HL, com valores entre 18 e 7 g.kg^{-1} . É possível observar que a camada mais seca simulada pelo modelo encontra-se entre 925 e 825 hPa das 11 as 15 HL, e as camadas mais úmidas abaixo e acima destes níveis.

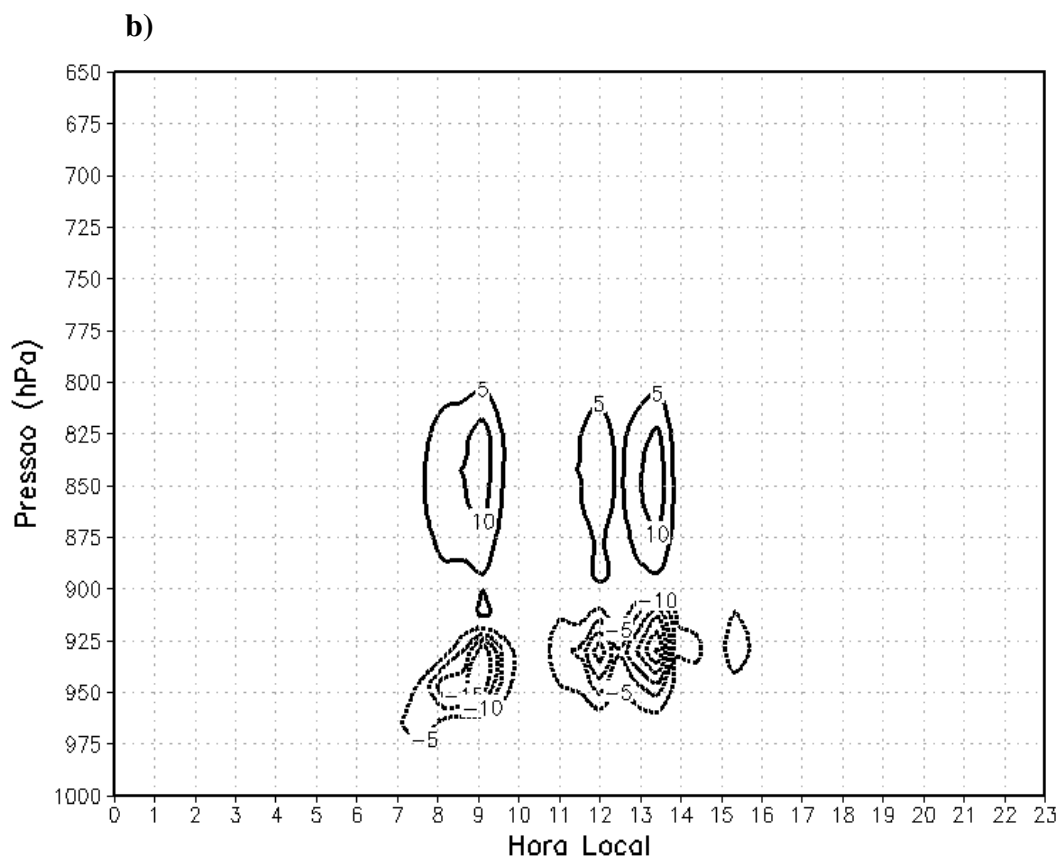
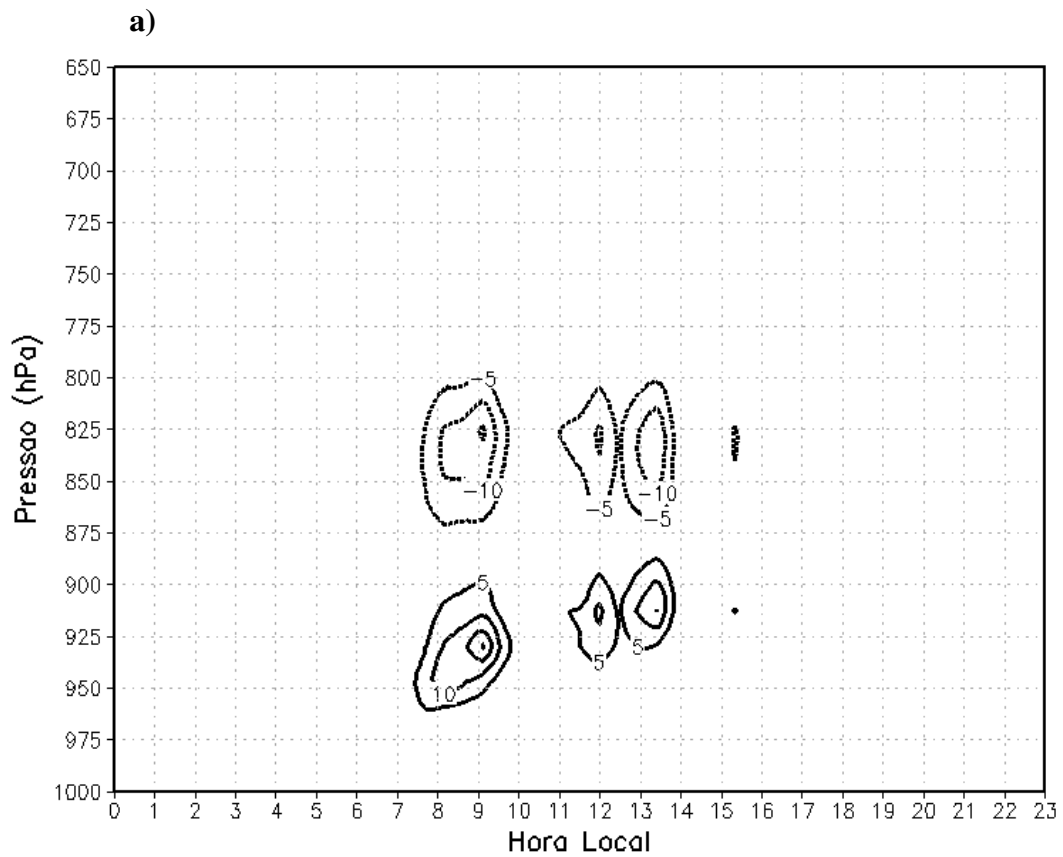


Figura 28 - Média (a) da taxa de aquecimento [$\text{K}\cdot\text{dia}^{-1}$] e b) da taxa de umedecimento [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{dia}^{-1}$] da convecção rasa na camada entre a superfície e 650 hPa, para o experimento EXP_AJUST na área de superfície desflorestada, em hora local. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.

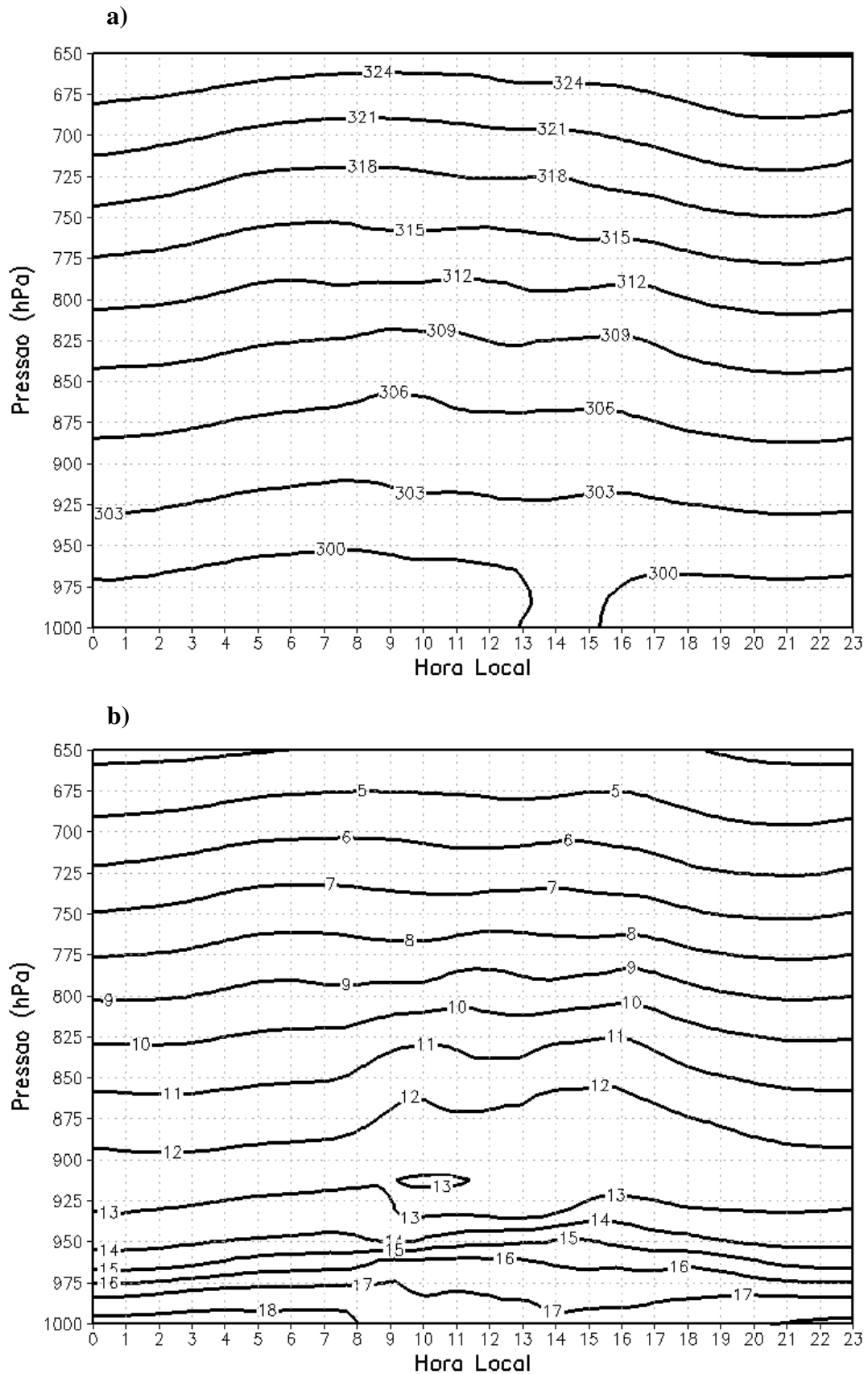


Figura 29 - Variação média a) da temperatura potencial [K] e b) da razão de mistura [g.kg⁻¹] na camada entre a superfície e 650 hPa, para o experimento EXP_AJUST na área de superfície desflorestada, em hora local. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.

As Figuras 30a e 30b mostram o impacto líquido da convecção cúmulos no ciclo médio da temperatura potencial e da razão de mistura (experimento EXP_AJUST - EXP_ORI), respectivamente.

Na Figura 30a, pode-se verificar valores positivos abaixo de 850 hPa e negativos acima deste nível ao longo do dia após a aurora. Pontualmente, às 09 HL, note-se que a região na qual a convecção rasa induz aquecimento (entre 950 e 900 hPa), o efeito líquido é de mais aquecimento, e onde a convecção rasa induz resfriamento (entre 875 e 800 hPa), o efeito líquido é de aquecimento. Isso indica que a presença da convecção aumenta o fluxo de calor dos baixos para os altos níveis. Percebe-se com o passar do tempo que, o maior impacto positivo (valores superiores a 0,9 K) é observado abaixo da base das nuvens (950 hPa) por volta das 14 HL, diminuindo essa diferença para 0,3 K no nível de 875 hPa. Enquanto que o menor impacto negativo (-0,9 K) é observado na camada entre 800 e 775 hPa às 16:30 HL.

Ainda sobre a Figura 30a, analisando-se o perfil às 14 HL, nota-se que o efeito líquido de aquecimento induzido pela convecção rasa aumentou para 0,6 K na metade inferior da nuvem, prolongando-se para a região de resfriamento. Observa-se também um pequeno efeito líquido de resfriamento na metade superior da nuvem, que se estende para um máximo por volta das 16:30 HL acima do nível de 800 hPa. Isso se deve ao fato de o aumento da intensidade da convecção profunda produzir um aquecimento que supera o efeito de resfriamento da convecção rasa.

Na Figura 30b, pode-se verificar que abaixo da camada de mistura ocorre uma secagem com máximo valor (-0,4 k.kg⁻¹) às 15 HL, devido à remoção de umidade pelos cúmulos rasos. Na camada entre 950 e 900 hPa, a convecção rasa age no sentido de provocar umedecimento e secagem, respectivamente, enquanto que o efeito isolado desta é razoavelmente simétrico (Figuras 28a e 28b). Acima desta camada, observa-se valores positivos com um máximo às 16 HL em torno de 825 hPa. O efeito final observado nesta Figura 30b é que a secagem líquida, que ocorre em baixos níveis, é superior ao umedecimento. Evidenciando o transporte turbulento de calor e umidade devido à formação da convecção profunda. Deste modo, tanto a convecção rasa quanto a profunda atuam no sentido de secar a atmosfera em baixos níveis, enquanto que, acima de 875 hPa, a convecção profunda atua para secar e a convecção rasa para umedecer a atmosfera.

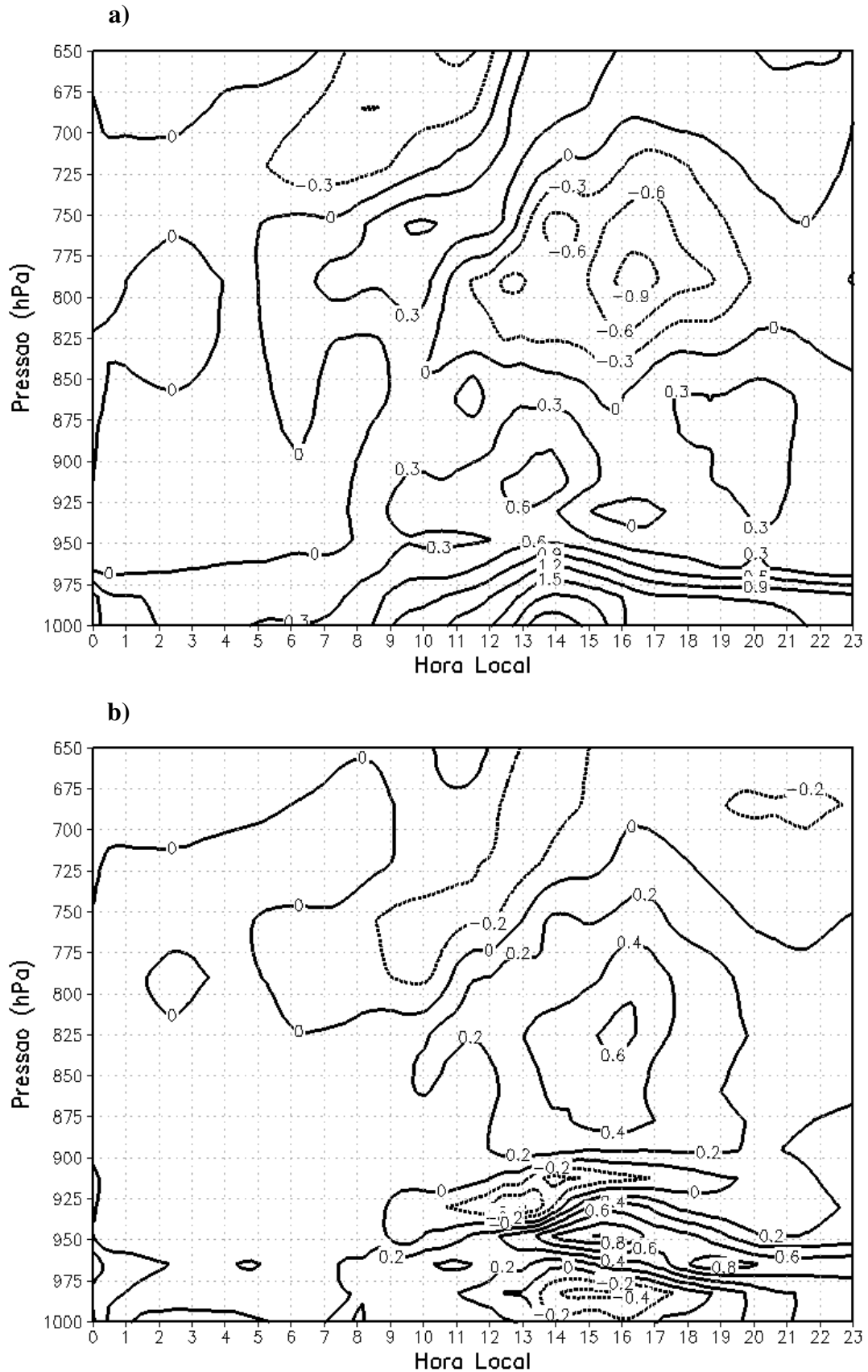


Figura 30 - Diferença média a) da temperatura potencial [K] e b) da razão de mistura [g.kg^{-1}], na camada entre a superfície e 650 hPa para os experimentos EXP_AJUST-EXP_ORI na área de superfície desflorestada, em hora local. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.

Na Figura 31 é mostrada a média do fluxo de massa da convecção rasa na camada entre a superfície e 650 hPa para o EXP_AJUST. Em seguida, é mostrada na Figura 32, a média da taxa de calor e de umidade da convecção profunda na camada entre a superfície e 100 hPa para o mesmo experimento.

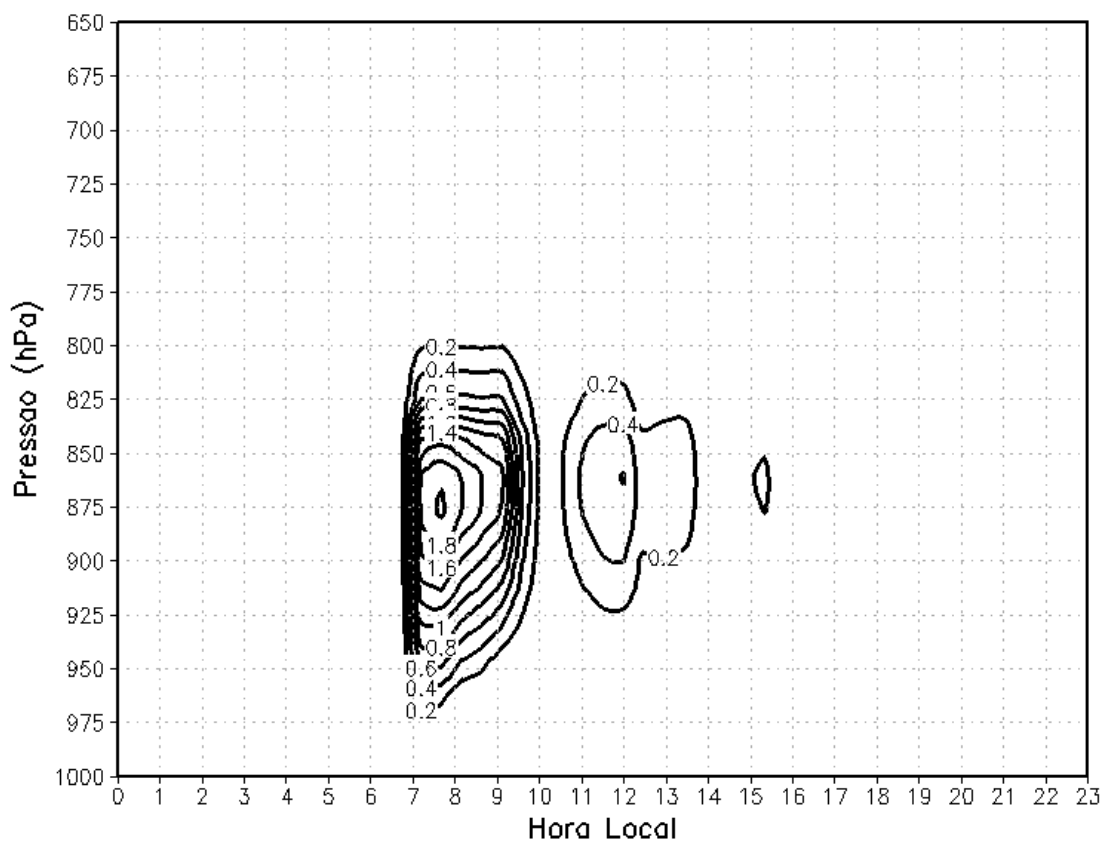


Figura 31 - Média do fluxo de massa da convecção rasa [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] na camada entre a superfície e 650 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície desflorestada, em hora local. O dia da plotagem foi 13 de janeiro de 2011.

Observa-se, na Figura 31, a evolução do fluxo de massa da convecção rasa com o tempo correspondendo aos processos explicados acima. No início da manhã, por volta das 07:30 HL, observa-se o máximo valor do fluxo de massa em torno do nível de 875 hPa, nível de transição da ocorrência dos processos induzidos pela convecção rasa, que atingem seus máximos as 09 HL, como pode ser visto na Figura 28. Por volta das 11 até as 14 HL, observa-se a diminuição da intensidade e da região de atuação do mesmo, significando a "transição" da convecção rasa para a profunda. Na qual, está de acordo com Yanai et al. (1973), que afirmaram que um aspecto importante da parametrização de convecção rasa é a sua interação com o esquema de convecção profunda, uma vez que, os dois processos estão relacionados, apesar de serem parametrizados separadamente.

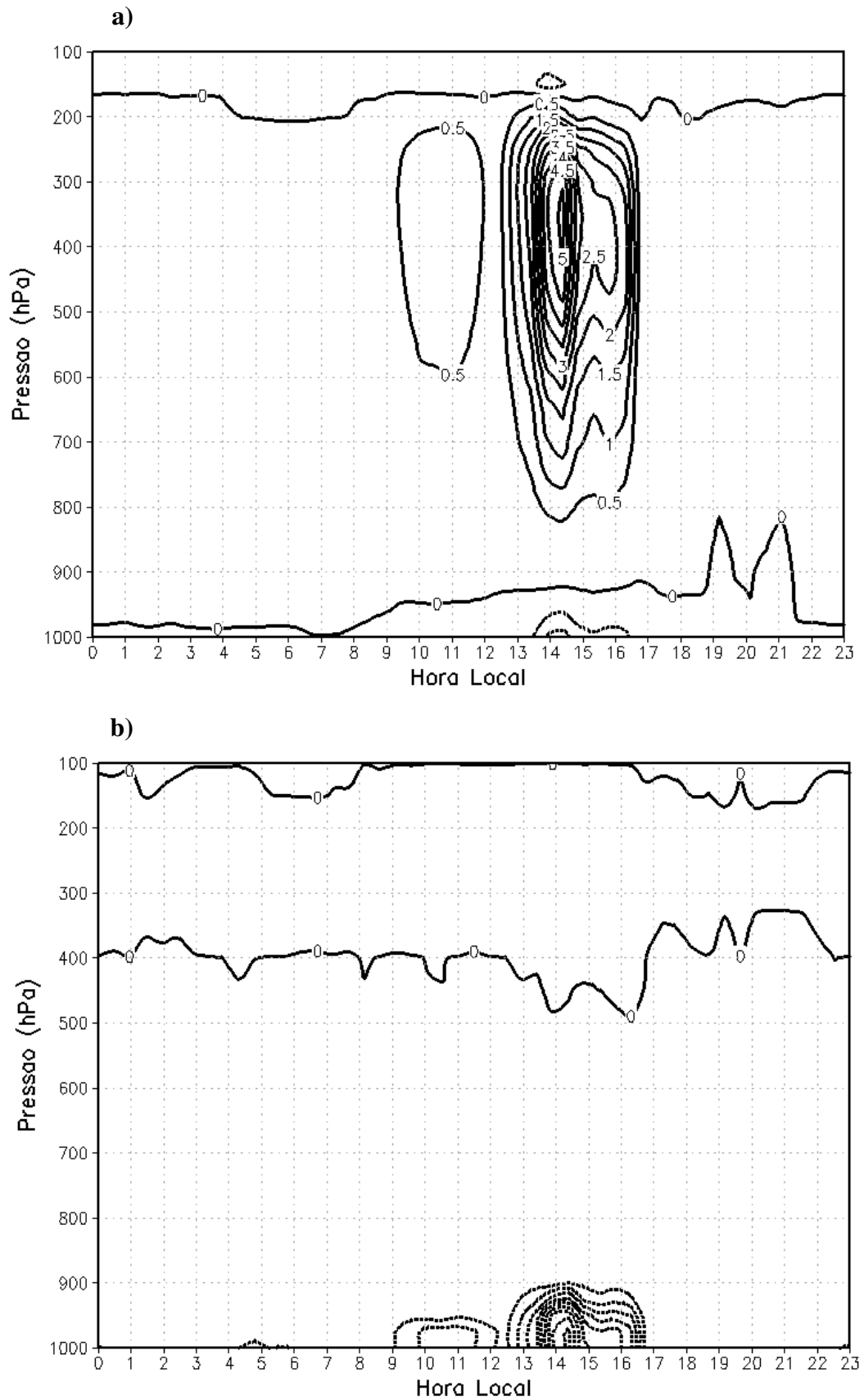


Figura 32 - Média (a) da taxa de aquecimento [$\text{K}\cdot\text{dia}^{-1}$] e b) da taxa de umedecimento [$\text{g}\cdot\text{kg}\cdot\text{dia}^{-1}$] da convecção profunda na camada entre a superfície e 100 hPa para o experimento EXP_AJUST na área de superfície desflorestada, em hora local. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.

Nas Figuras 32a e 32b, é possível observar as tendências de aquecimento e umedecimento da convecção profunda, respectivamente. Na qual, nota-se primeiramente na Figura 32a, que por volta das 10 as 12 HL, há a ocorrência de uma região de aquecimento entre os níveis de 600 e 200 hPa ($0,5 \text{ gkg}^{-1}\text{dia}^{-1}$). Após uma hora, em torno das 13 HL, percebe-se o aumento abrupto da taxa de aquecimento da convecção profunda estendendo-se acima de 800 hPa e mantendo-se até as 17 HL. O valor máximo de $5 \text{ K}\cdot\text{dia}^{-1}$ acontece aproximadamente às 14:30 HL, por volta do nível de 400 a 300 hPa. Na superfície, abaixo de 900 hPa, observa-se uma região mínima de resfriamento, notada principalmente entre as 14 e 16 HL. Esse resfriamento pode ser caracterizado como precipitação simulada pelo modelo. Já na Figura 32b, observam-se duas regiões de secagem, uma das 09 as 12 HL e outra das 13 as 17 HL, sendo a segunda mais intensa. Concordando, novamente, com o fato de que a convecção profunda atua em secar a atmosfera em baixos níveis, sendo esta secagem mais intensa no período da tarde, devido à máxima atividade convectiva.

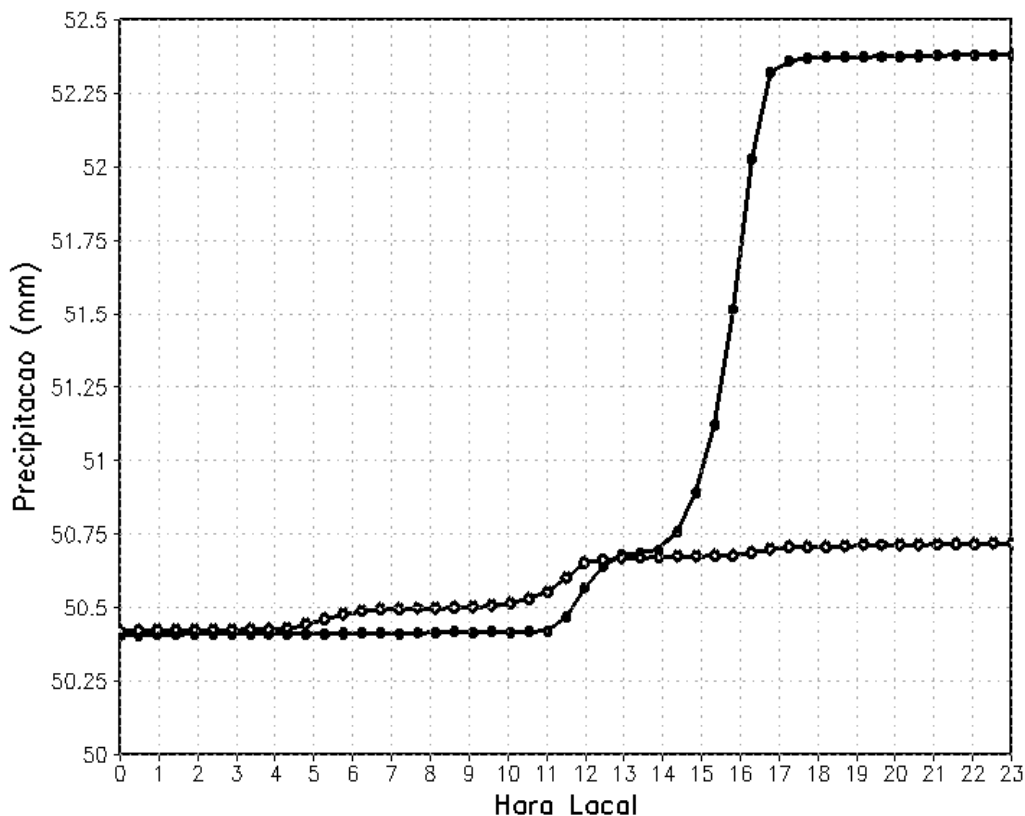


Figura 33 - Ciclo diário médio da precipitação convectiva acumulada em [mm] na área de superfície desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◊] e EXP_AJUST [●]. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.

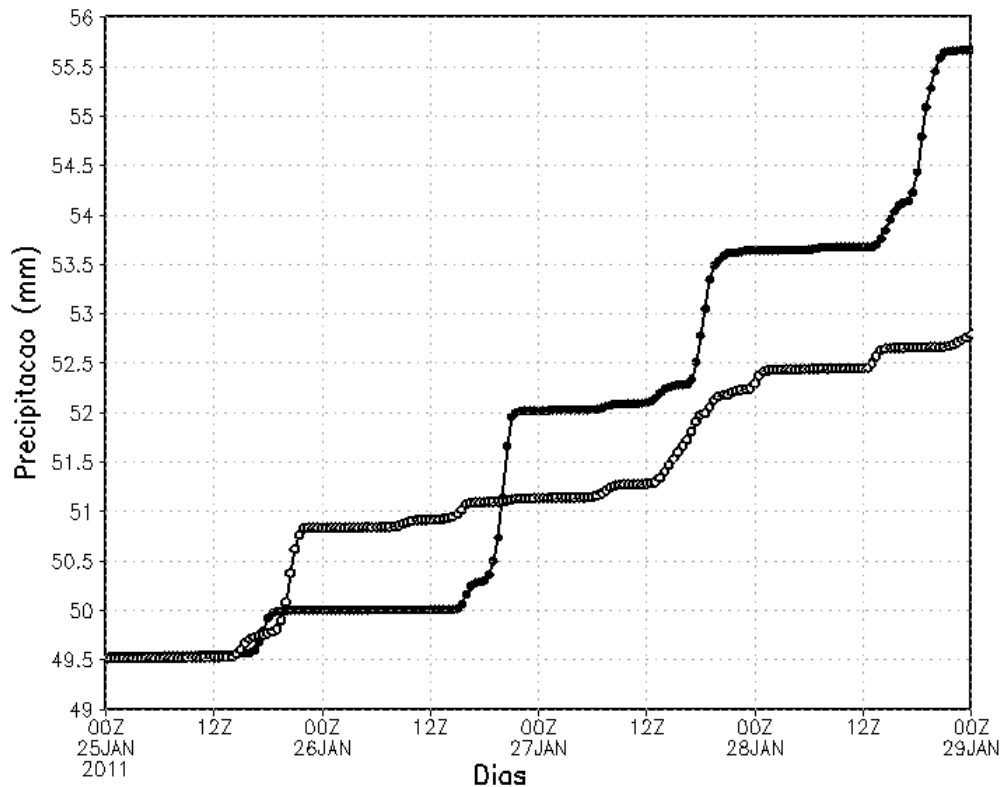


Figura 34 - Precipitação convectiva acumulada média em [mm] para os dias 25 a 29 de janeiro de 2011 na área de superfície desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◊] e EXP_AJUST [●].

Na Figura 33, é possível observar que o experimento EXP_ORI, ao longo da integração, subestima e não simula o ciclo diário da PCA quando comparado ao experimento EXP_AJUST. Além do mais, nota-se claramente que o impacto do ajuste no código do modelo é notável no experimento EXP_AJUST para a área desflorestada, tanto na quantidade quanto no comportamento desta variável. Observam-se neste experimento, que o modelo simula uma leve precipitação ocorrendo das 11 as 13 HL e depois uma segunda precipitação mais intensa das 14 as 17 HL, acumulando no final aproximadamente 52,35 mm. Contudo, tem que se levar em conta que este valor é atribuído à média acumulada dos 10 dias. Verifica-se, também, que esta segunda precipitação simulada é condizente com o resfriamento observado na Figura 32a, entre as 14 e 16 HL.

Já na Figura 34, é possível notar a diferença brusca entre estes dois experimentos quanto ao comportamento da PCA, entre os dias 25 e 29 de janeiro de 2011 na área desflorestada. Nota-se que o experimento EXP_AJUST, em alguns momentos, retarda um pouco o horário da precipitação (como exemplo, no dia 25 de janeiro de 2011) e, também, observa-se uma visível melhora quanto à evolução do mesmo ao longo dos dias, diferentemente do que o modelo simula no EXP_ORI.

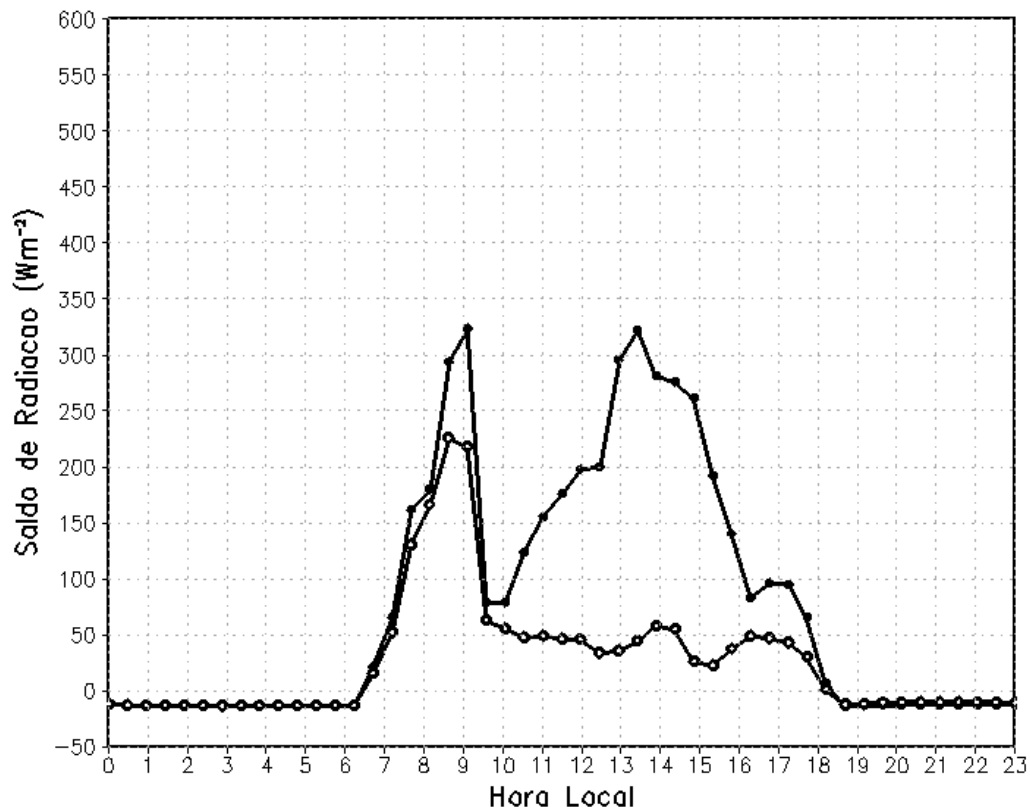


Figura 35 - Ciclo diário médio do saldo de radiação em [Wm⁻²] na área de superfície desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◊] e EXP_AJUST [■]. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.

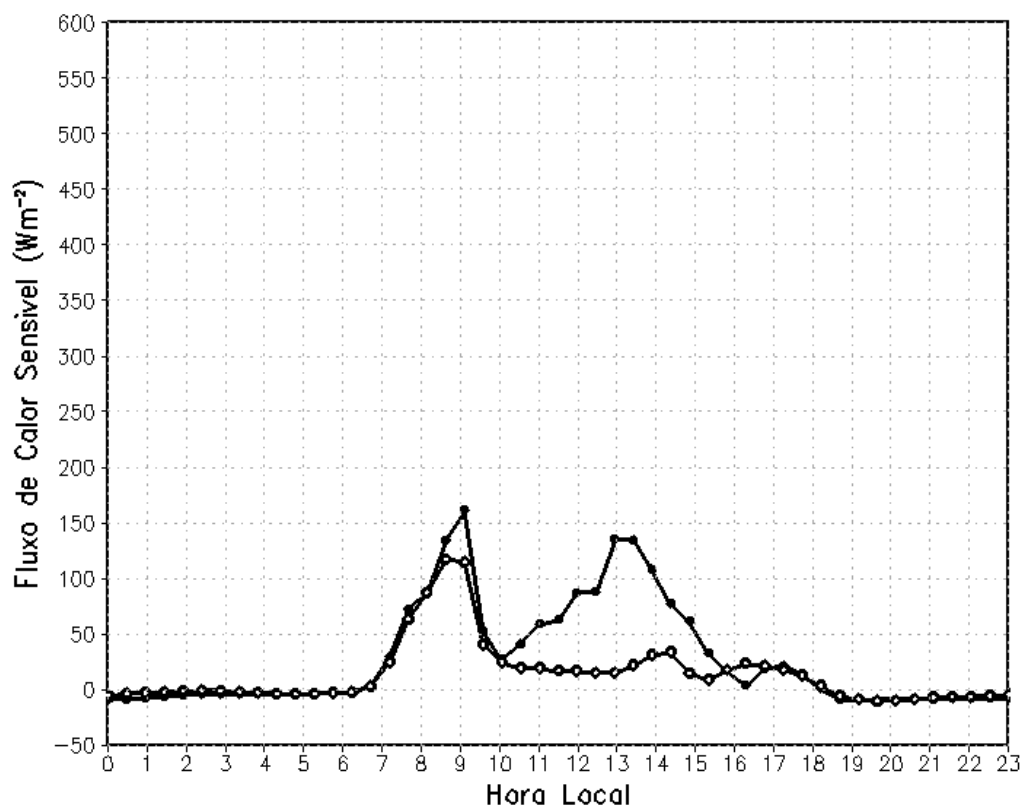


Figura 36 - Ciclo diário médio do fluxo de calor sensível em [Wm⁻²] na área de superfície desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◊] e EXP_AJUST [■]. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.

Na Figura 35, o comportamento do saldo de radiação para o experimento EXP_AJUST na área desflorestada é semelhante ao observado na área florestada, pouca diferença se percebe entre as duas coberturas quanto ao horário (diferença de 30 minutos), mas nota-se que a área de superfície florestada apresenta um saldo de radiação bem maior (diferença de aproximadamente 225 Wm^{-2} nos picos máximos), o que pode ser explicado devido um maior albedo na área da superfície desflorestada. Quanto ao experimento EXP_ORI, este segue semelhante à curva do EXP_AJUST somente nas primeiras horas da manhã, até por volta das 10 HL, apesar de ter subestimado os valores, depois mantém seus valores mais uniformes ao longo do dia, entre 0 e 50 Wm^{-2} .

Na Figura 36, assim como no saldo de radiação, verifica-se o mesmo padrão no ciclo diário médio do fluxo de calor sensível para as duas áreas no EXP_AJUST, apesar de que há uma considerável variação do fluxo entre as coberturas em relação aos valores atingidos. Os maiores valores se encontram na área de floresta (cerca de 330 Wm^{-2}) devido ao maior albedo na área desflorestada, desta forma essa área absorve menos energia (cerca de 150 Wm^{-2}). No caso do EXP_ORI, seu ciclo médio comporta-se de forma semelhante ao do saldo de radiação (pico máximo e mínimo de aproximadamente 100 Wm^{-2} e 25 Wm^{-2} , respectivamente).

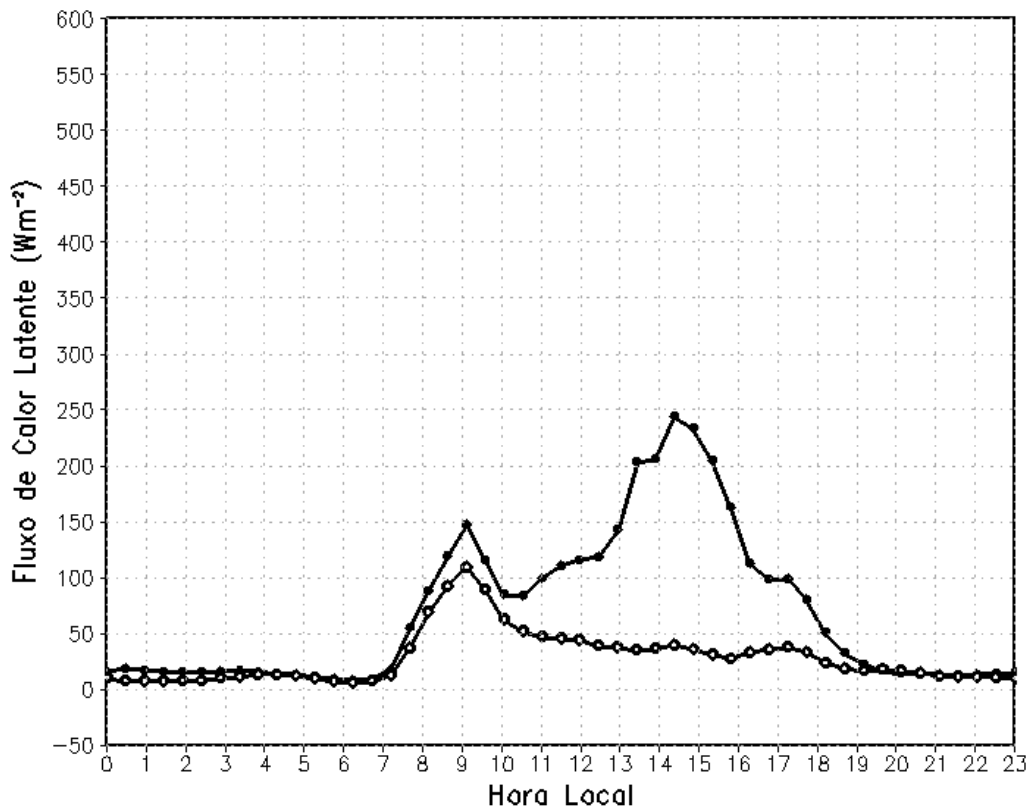


Figura 37 - Ciclo diário médio do fluxo de calor latente em $[\text{Wm}^{-2}]$ na área de superfície desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◊] e EXP_AJUST [●]. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.

Na Figura 37, verifica-se que o fluxo de calor latente na área desflorestada, apresenta valor mínimo de aproximadamente 150 Wm^{-2} por volta das 09 HL e um considerável aumento para 250 Wm^{-2} por volta das 14 HL no EXP_AJUST. No entanto, quando comparado à área florestada, seus valores são menores devido a maior presença de umidade sobre a floresta. Da mesma forma que o anterior, o experimento EXP_ORI apresenta valores mais uniformes, entre 0 e 50 Wm^{-2} , depois das 10 HL.

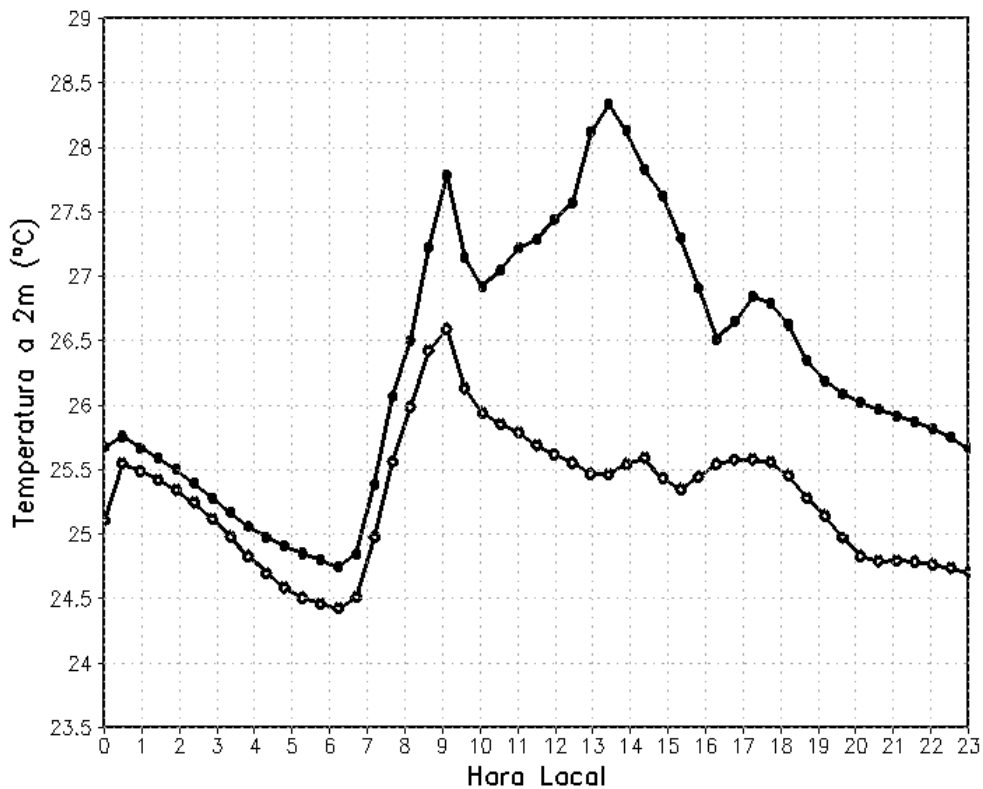


Figura 38 - Ciclo diário médio da temperatura a 2 m da superfície em [mm] na área desflorestada para os experimentos EXP_ORI [◊] e EXP_AJUST [●]. O dia da plotagem foi 26 de janeiro de 2011.

Na Figura 38, verifica-se que o modelo simula temperaturas mais baixas para esta área no experimento EXP_AJUST, apresentando uma diferença de aproximadamente $4,2^{\circ}\text{C}$ do pico máximo observado na floresta. Observam-se nesta figura, dois picos máximos da temperatura a 2 m da superfície no EXP_AJUST, sendo que o maior ocorre por volta das 13:30 HL, atingindo um valor de aproximadamente $28,5^{\circ}\text{C}$, depois, há uma queda dessa temperatura, atingindo o valor de $26,5^{\circ}\text{C}$ às 16 HL. Essa variação condiz com a precipitação simulada nesse período da tarde. Quanto ao experimento EXP_ORI, este segue semelhante ao padrão observado no EXP_AJUST até as 10 HL, apenas subestimando os valores. Após este horário, as temperaturas começam a decrescer até o final do dia, atingindo $24,75^{\circ}\text{C}$.

De forma geral, constata-se claramente nas Figuras 35 a 38, a interação entre as variáveis de superfície (radiação, fluxos de calor sensível e latente, temperatura a 2 m) com a umidade removida da CLP pelos cúmulos rasos. Nesta área desflorestada, o modelo produz uma variação bem pronunciada no ciclo diário destas variáveis no EXP_AJUST. Contudo, no experimento EXP_ORI, só é possível ver essa variação, apesar de subestimada, até as 10 HL. No restante do dia, estes seguem um comportamento mais uniforme, no caso, o modelo não simulou o mesmo comportamento observado no EXP_AJUST.

6. CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos neste estudo, pode-se concluir que:

Houve diferenças importantes no perfil termodinâmico da troposfera inferior devido o novo ajuste realizado no código do modelo BRAMS, quanto à remoção de umidade da camada limite planetária por cúmulos rasos.

Na área florestada, os valores máximos das taxas de aquecimento e umedecimento ocorreram por volta das 09:30 HL, com o início do impacto líquido sentido logo em seguida, no entanto, o maior impacto foi observado por volta das 13 HL e se manteve ao longo do dia. Já na área desflorestada, os valores máximos destas taxas ocorreram por volta das 09 HL, com o impacto líquido induzido pela convecção rasa observado em torno das 14 HL e o efeito final devido à atuação da convecção profunda às 16 HL. Isto indicou que a transição da convecção rasa para a profunda foi mais bem definida nesta área de estudo.

A precipitação convectiva acumulada foi a variável que mais sofreu alteração com a mudança de cobertura da superfície, sendo mais bem simulada com o experimento EXP_AJUST na área de superfície desflorestada. Na área florestada não se percebeu uma mudança apreciável quanto ao retardamento e ao padrão do ciclo diário desta variável. Entretanto, o impacto foi notável na quantidade e no comportamento da PCA, na área desflorestada. Isto mostrou que a remoção de umidade da CLP por cúmulos rasos, mesmo não causando precipitação diretamente, foi um processo importante na determinação da quantidade de precipitação das nuvens convectivas profundas de acordo com o que foi proposto por Betts (1973) e Yanai et al. (1973).

Quanto ao comportamento do saldo de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, estes foram semelhantes no EXP_AJUST ao longo do ciclo diário. Pouca diferença se percebeu entre as duas áreas estudadas, no horário, a diferença foi de cerca de 30 minutos, apesar de que, a área de superfície florestada apresentou os maiores valores destas variáveis. Isto ocorreu devido às diferenças nas características dessas superfícies, como o maior albedo na área da superfície desflorestada e o maior teor de umidade presente na superfície florestada.

A diferença de temperatura próxima à superfície foi de aproximadamente 4,2 °C do pico máximo observado entre a área florestada e desflorestada. O ciclo diário da temperatura

refletiu a variação da radiação ao longo do dia, de acordo com as precipitações simuladas pelo modelo nos dois experimentos, EXP_AJUST e EXP_ORI.

As taxas de aquecimento e resfriamento da troposfera inferior também ocorreram devido à mudança do saldo de radiação, e o ciclo diário dos fluxos à superfície foram sensíveis ao ajuste realizado no modelo, sendo mais pronunciado no período de atividade máxima dessas nuvens, de acordo com os resultados encontrados por Souza et al. (2009).

Finalmente, após a análise comparativa dos perfis verticais da temperatura potencial e da razão de mistura dos experimentos EXP_ORI e EXP_AJUST com os perfis observados do ECMWF mostraram que mesmo com o devido ajuste realizado no código do modelo, os experimentos tanto apresentaram visíveis melhoras como distorceram (subestimaram ou superestimaram) os resultados, como se assimilaram ao EXP_ORI em alguns momentos. Significando que ainda se faz necessário melhorar a física do modelo quanto à transição da convecção rasa para a profunda.

6.1. Sugestões para trabalhos futuros

Neste trabalho foi realizado apenas um dos estágios para se estabelecer a transição de cúmulos rasos para cúmulos profundos. Apesar da implementação desse novo ajuste no BRAMS ter melhorado visivelmente alguns aspectos das simulações, este ainda precisa ser aperfeiçoado.

Com isso, deixa em aberto, que outros ajustes nos parâmetros do esquema convectivo ainda precisam ser realizados a fim de melhorar a representação do ciclo diário da precipitação simulada, como, por exemplo, o esquema convectivo do modelo BRAMS necessita ser dotado da capacidade de produzir alguma precipitação, após atingir o estágio de congestos, antes da formação de cúmulos profundos.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMS, D. K.; SOUZA, E. P. de; COSTA, A. A. Convecção úmida na Amazônia: implicações para modelagem numérica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, p. 168-178, 2009.

ALBRECHT, B. A. Parameterization of trade-cumulus cloud amounts. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 97-105, 1981.

ALBRECHT, B. A.; RAMANATHAN, V.; BOVILLE, B. A. The Effects of cumulus moisture transports on the simulation of climate with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n.21, p. 2443 - 2462, 1986.

AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY. **Glossary of Meteorology**. Disponível em: < <http://glossary.ametsoc.org> >. Acesso em: 20 de maio de 2014.

ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment: Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 674-701, 1974.

BARBOSA, T. F.; SOUZA, E. P. de. Parametrização de cobertura de cúmulos rasos no RAMS: Sensibilidade ao entranhamento. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza. **Anais. Meteorologia e o Desenvolvimento Sustentável**, 2004. v. CD-ROM.

BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.-P.; BELJAARS, A.; BETTS, A. K.; KOHLER, M.; MILLER, M.; REDELSPERGER, J.-L. The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, p. 3119-3137, 2004.

BETTS, A. K.; JAKOB, C. Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics, and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20.8045, 2002.

BOING, S. J.; JONKER, H. J. J.; SIEBESMA, A. P.; GRABOWSKI, W. W. Influence of the Subcloud Layer on the Development of a Deep Convective Ensemble. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 69, 2682–2698, 2012.

BOLETIM AGROCLIMATOLÓGICO MENSAL. Coordenação-Geral de Desenvolvimento e Pesquisa - CDP. Instituto Nacional de Meteorologia - INMET. Janeiro - 2011. Disponível em: http://www.inmet.gov.br/portal/arq/upload/BOLETIM-AGRO_MENSAL_201101.pdf. Acesso em: 26 de janeiro de 2015.

CAI, Q.; ZHANG, G. J.; ZHOU, T. Impacts of Shallow Convection on MJO Simulation: A Moist Static Energy and Moisture Budget Analysis. **Journal of Climate**, 26 , 2417-2431, 2013.

CAVALCANTI, E. P. **Teor e transporte de vapor d'água na atmosfera do Nordeste do Brasil**. 2001. 112f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2001.

CHEN, C.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 25, p. 289-321, 1983.

CLIMANÁLISE. **Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. Vol. 26, N. 01, Cachoeira Paulista - SP, Janeiro/2011. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/index0111.shtml>. Acesso em: 26 de janeiro de 2015.

DEL GENIO, A. D.; CHEN, Y.; KIM, D.; YAO, M.-S. The MJO Transition from shallow to deep convection in CloudSat/CALIPSO data and GISS GCM simulations. **Journal of Climate**, 25, 3755-3770, 2012.

ENGERER, N. A.; STENSRUD, D. J.; CONIGLIO, M. C. Surface Characteristics of Observed Cold Pools. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 4839-4849, 2008.

GRABOWSKI, W. W.; BECHTOLD, P.; CHENG, A.; FORBES, R.; HALLIWELL, C.; KHAIROUTDINOV, M.; LANG, S.; NASUNO, T.; PETCH, J.; TAO, W.-K.; WONG, R.; WU, X.; XU, K.-M. Daytime convective development over land: A model intercomparison based on LBA observations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, p. 317–344, 2006.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A new approach to parameterizing convection using ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 1693, 2002.

GRELL, G. A. ; FREITAS, S. R. . A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. **Atmospheric Chemistry and Physics (Online)**, v. 14, p. 5233-5250, 2014.

GUICHARD, F.; PETCH, J. C.; REDELSPERGER, J.-L.; BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.-P.; CHEINET, S.; GRABOWSKI, W.; GRENIER, H.; JONES, C. G.; KÖHLER, M.; PIRIOU, J.-M.; TAILLEUX, R.; TOMASINI, M. 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**, v. 130, n. 604, p. 3139–3172, 2004.

HADEN, T. Generalization of Albrecht's cumulus cloud amount parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, p. 3164-3167, 1996.

HOHENEGGER, C.; BROCKHAUS, P.; SCHÄR, C. Towards climate simulations at cloud-resolving scales. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 17, n. 4, p. 383 - 394, 2008.

HOHENEGGER, C. e STEVENS, B. Preconditioning Deep Convection with Cumulus Congestus. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 70, 448–464, 2013.

HOUZE, R. A. **Cloud dynamics**. [S.l.]: Academic Press, 1993. (International geophysics series). ISBN 9780123568816.

KENDON, E. J.; ROBERTS, N. M.; SENIOR, C. A.; ROBERTS, M. J. Realism of Rainfall in a Very High-Resolution Regional Climate Model. **Journal of Climate**. v. 25, p. 5791-5806, 2012.

KHAIROUTDINOV, M., RANDALL, D. High-Resolution Simulation of Shallow-to-Deep Convection Transition over Land. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, p. 3421–3436, 2006.

KLEMP, J. B. E WILHELMSON, R. B. The Simulation of Three-Dimensional Convective Storm Dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 35, 1070–1096. 1978.

LIMA, M.A. E WILSON, J.W. Convection storm initiation in a moist tropical environment. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 6, p. 1847-1864, 2008.

LOPES, Z. F.; SOUZA, E. P.; GALVINCIO, J. D. Estudo numérico da interação entre convecção rasa e radiação com ênfase no ciclo diário do balanço de energia à superfície: comparação entre duas simulações. **Revista de Geografia (UFPE)**, v. 29, p. 194-208, 2012.

MARTINS, R. C. G. **Estudo da sensibilidade do modelo WRF às parametrizações de microfísica de nuvens e à assimilação de dados observados**. 2014. 121f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Campina Grande, 2014.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.20, p.851-857, 1986.

MINNIS, P.; HARRISON, E. F. Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data. Part II: November 1978 cloud distributions. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, p. 1012-103, 1984.

PEREIRA NETO, A. V. **Avaliação e ajustes do esquema de Kain-Fritsch para casos de convecção profunda sobre o centro de lançamento de Alcântara**. 2009. 116f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São Paulo, 2009.

PEREIRA, L. G.; RUTLEDGE, S. A. Diurnal Cycle of Shallow and Deep Convection for a Tropical Land and an Ocean Environment and Its Relationship to Synoptic Wind Regimes. **Monthly Weather Review**, 134, 2688–2701, 2006.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND, J. H. A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. **Meteorological and Atmospheric Physical**, v. 49, p. 69-91, 1992.

PLANT, R. S. e YANO, J.-I. The energy-cycle analysis of the interactions between shallow and deep atmospheric convection. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**. v. 64, p. 27-52, November 2013.

RENNÓ, N. O.; INGERSOLL, A. P. Natural convection as a heat engine: a theory for CAPE. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, p. 572-585, 1996.

RICKENBACH, T. M.; NIETO FERREIRA, R.; HALVERSON, J.; HERDIES, D. L.; SILVA DIAS, M. A. F. Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20, 8040, 2002.

ROOY, W. C.; BECHTOLD, P.; FRÖHLICH, K.; HOHENEGGER, C.; JONKER, H.; MIRONOV, D.; SIEBESMA, A. P.; TEIXEIRA, J.; YANO, J.-I. Entrainment and detrainment in cumulus convection: an overview. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 139, n. 670, p. 1-19, Jan. 2013, Part A.

SATO, T.; MIURA, H.; SATOH, M.; TAKAYABU, Y. N.; WANG, Y. Diurnal Cycle of Precipitation in the Tropics Simulated in a Global Cloud-Resolving Model. **J. Climate**, v. 22, p. 4809–4826, 2009.

SILVA, E. M. **Impacto da Convecção Rasa em um Modelo de Mesoescala: Sensibilidade aos Parâmetros do Esquema de Parametrização**. 2001. 69f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2001.

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H. R.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L. D. A.; ALVALÁ, R. C. S.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 39-1 – LBA 39-18, 2002.

SILVA, A. P. N. da. **Estudo Numérico do Impacto do Realce de Fluxo à Superfície por Rajadas de Nuvens Convectivas Sobre a Precipitação**. 2011. 57f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Campina Grande, 2011.

SOUZA, L. G. de. **Influência da cobertura de cúmulos rasos no balanço de energia em superfície utilizando simulações numéricas com o BRAMS**. 2009. 68 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Campina Grande, 2009.

SOUZA, E.P. **Experimentos com parametrizações de cúmulos utilizando um modelo unidimensional**. 113 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, 1991.

SOUZA, E. P. **Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica**. 1999. 121f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

SOUZA, E. P.; E. M. SILVA. Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala: Descrição e testes de sensibilidade do esquema. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, p. 33 - 42, 2003.

SOUZA, E. P.; SILVA DIAS, P. L. Interação entre nuvens convectivas não precipitantes e radiação. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza. **Anais**. Meteorologia e o Desenvolvimento Sustentável. v. CD-ROM.

SOUZA, E. P.; LOPES, Z. F.; ARAUJO, T. L. Estudo numérico da interação entre convecção rasa e radiação com ênfase no ciclo diário do balanço de energia à superfície na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, p. 158-167, 2009.

SCHLEMMER, L.; HOHENEGGER, C. The formation of wider and deeper clouds as a result of cold-pool dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 2014.

STIRLING, A. J.; STRATTON, R. A. Entrainment processes in the diurnal cycle of deep convection over land. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 138, p. 1135 - 1149, 2012.

STOMMEL, H. Entrainment of air into a cumulus cloud. Part I. **Journal Applied Meteorological**, v. 4, p. 91-94, 1947.

STRONG, C.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BETTS, A.K. Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary layer in southwestern Amazonia. **Journal Applied Meteorological**, 44, 1607-1619, 2005.

STULL, R. B. A fair-weather cumulus cloud classification scheme for mixed-layer studies. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 24, p. 49-56, 1985.

TOMPKINS, A. M. Organization of Tropical Convection in Low Vertical Wind Shears: The Role of Water Vapor. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 529–545, 2001.

TOMPKINS, A. M. Organization of Tropical Convection in Low Vertical Wind Shears: The Role of Cold Pools. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 1650–1672, 2001.

WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; HERTENSTEIN, R. F. A. **RAMS - The Regional Atmospheric Modeling System**. Fort Collins, 1995.

WALKO, R. L., BAND, L. E., BARON, J., KITTEL, T. G. F., LAMMERS, R., LEE, T. J., OJIMA, D., PIELKE, R. A., TAYLOR, C., TAGUE, C., TREMBACK, C. J., VIDALE, P. J. Coupled atmosphere-biophysicshydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, pp. 931–944. 2000.

WANG, Y.; ZHOU, L.; HAMILTON, K.. Effect of convective entrainment/entrainment on the simulation of the tropical precipitation diurnal cycle. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 567-585, 2007.

WILDE, N. P.; STULL, R. B.; ELORANTA, E. W. The LCL zone and cumulus onset. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 24, p. 640-657, 1985.

WOOD, R. E BRETHERTON, C. S. On the Relationship between Stratiform Low Cloud Cover and Lower-Tropospheric Stability. **Journal of Climate**, 19, 6425–6432, 2006.

WU, C.-M.; STEVENS, B.; ARAKAWA, A. What Controls the Transition from Shallow to Deep Convection?. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 66, 1793–1806, 2009.

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J.-H. Determination of Bulk Properties of Tropical Cloud Clusters from Large-Scale Heat and Moisture Budgets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, p. 611-627, 1973.

YANG, S.; SMITH, E. A. Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from TRMM. **Journal of Climate**, v.19, p. 5190-5226, 2006.

YANG, G.-Y.; SLINGO, J. The Diurnal Cycle in the Tropics. **Monthly Weather Review**. v. 129, p. 784–801, 2001.

YANO, J.-I. e PLANT, R. S. Interactions between Shallow and Deep Convection under a Finite Departure from Convective Quasi Equilibrium. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 69 , 3463-3470, 2012.

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, p. 2943–2959, 2010.

ZHU, P.; BRETHERTON, C.S. A. Simulation study of shallow moist convection and its impact on the atmospheric boundary layer. **Monthly Weather Review**, v.132 n.10, p.2391-2406, 2004.