



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/07.30.19.17-TDI

ESTUDO DOS PROCESSOS DE INTERAÇÃO SUPERFÍCIE TERRESTRE-ATMOSFERA COM O MODELO ETA EM ALTA RESOLUÇÃO

Daniela Carneiro Rodrigues

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Chou Sin Chan, aprovada em 28 de agosto de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RHJH95>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/07.30.19.17-TDI

**ESTUDO DOS PROCESSOS DE INTERAÇÃO
SUPERFÍCIE TERRESTRE-ATMOSFERA COM O
MODELO ETA EM ALTA RESOLUÇÃO**

Daniela Carneiro Rodrigues

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Chou Sin Chan, aprovada em 28 de agosto de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RHJH95>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Rodrigues, Daniela Carneiro.

R618e Estudo dos processos de interação superfície terrestre-atmosfera com o modelo ETA em alta resolução / Daniela Carneiro Rodrigues. – São José dos Campos : INPE, 2018.
xxix + 218 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/07.30.19.17-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.
Orientadora : Dra. Chou Sin Chan.

1. Interação solo-vegetação-atmosfera. 2. Mapas de superfície.
3. Alta resolução. 4. Precipitação explícita. I.Título.

CDU 551.510:551.577



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

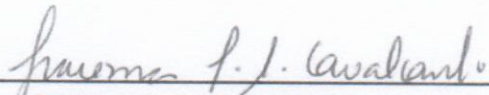
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): *Daniela Carneiro Rodrigues*

Título: "ESTUDO DOS PROCESSOS DE INTERAÇÃO SUPERFÍCIE TERRESTRE-ATMOSFERA COM O MODELO ETA EM ALTA RESOLUÇÃO"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Doutor(a)** em **Meteorologia**

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

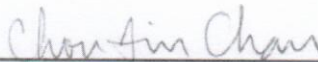


Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado Reprovado

Dra. Chou Sin Chan




Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado Reprovado

Dr. Javier Tomasella

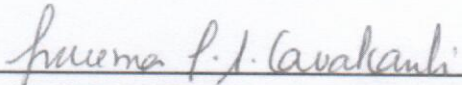


Membro da Banca / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado Reprovado

Dr. Daniel Andrés Rodriguez

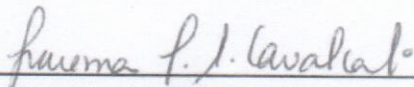


Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado Reprovado

Dr. Francis Wagner Silva Correia



Convidado(a) / UEA/INPA / Manaus - AM

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

“Entrega o teu caminho ao Senhor, confia Nele, e o mais Ele fará”.

Salmo 37:5

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus e a Nossa Senhora por guiarem meus passos e me permitirem chegar ao final dessa caminhada.

À Dra. Chou Sin Chan, por mais uma vez se disponibilizar a me orientar. Pelas discussões e ensinamentos que foram essenciais para meu crescimento profissional e por ser um exemplo de trabalho e dedicação a ser seguido.

Aos professores da Pós-graduação em Meteorologia. Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais e a Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos pela oportunidade de realização do Doutorado.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), pelo auxílio financeiro.

A todos os colegas do grupo Eta pelas colaborações e amizade, em especial, ao André Lyra, Gustavo Sueiro, Jorge Gomes, Adan Silva, Nicole Resende, Priscila Tavares, Gracielle Chagas, Luis Felipe Alves, Caroline Mourão, Dragan Latinovic, Davi Moura e Diego Campos. Aos colegas e funcionários do CCST pelo bom convívio e amizade, em especial a Viviane Algarve, Daniel Andrés, Jelena Maksic, Renata Galvão e Guilherme Martins.

Ao Instituto de Pesquisas e Estudos Florestais (IPEF) pela concessão dos dados observados, em particular, ao Gueric Le Maire e Yann Nouvellon.

A todos os meus familiares e amigos, que mesmo distante sempre torceram por mim. Em especial, a meus pais, Lucimar e Anderson, à vó Luzia e à tia Adriana que sempre incentivaram e me apoiaram na busca pelo conhecimento. Ao Daniel, pelo companheirismo e compreensão nesta fase final do doutorado.

Aos membros da banca examinadora pelas críticas e sugestões apresentadas.

MUITO OBRIGADA.

RESUMO

O sistema solo-vegetação-atmosfera interage através de um conjunto de processos físicos que acoplam os ciclos de energia e água. A ocorrência de convecção úmida profunda, na ausência ou sob fraca forçante de escala sinótica, geralmente está relacionada com o estado da superfície, em especial com o particionamento dos fluxos turbulentos de calor e umidade. As interações entre a superfície terrestre e a atmosfera têm sido investigadas nas últimas décadas e, apesar de progressos nos últimos anos, continuam sendo processos mal compreendidos e uma grande fonte de incertezas em modelos numéricos. Diante disso, o principal objetivo desta pesquisa foi buscar compreender o efeito das interações do sistema solo-vegetação-atmosfera nas simulações de curto prazo da precipitação convectiva no Sudeste do Brasil, utilizando o modelo Eta em altíssima resolução espacial (1 km). Testes de sensibilidade foram realizados com diferentes mapas de superfície, variando o conteúdo de umidade inicial do solo, variando a intensidade do acoplamento superfície-atmosfera e também através de ajustes no esquema de produção de precipitação. O caso de 14 de fevereiro de 2013 foi escolhido para análises mais detalhadas e nove casos de chuvas intensas sob fraca forçante de grande escala foram utilizados nas avaliações estatísticas. Os resultados indicam que a simulação das variáveis de superfície melhora com o aumento da resolução horizontal do modelo. No geral, a atualização dos mapas de textura do solo e de uso e cobertura da terra em alta resolução espacial trouxeram melhorias para as simulações das variáveis de superfície do modelo. O novo mapa de textura do solo (STATSGO/FAO) aumentou a umidade disponível no solo, o fluxo de calor latente e diminuiu o fluxo de calor sensível e a temperatura da superfície simulada, reduzindo o viés do experimento controle que superestimou os fluxos de calor sensível e subestimou os fluxos de calor latente. A atualização do mapa de uso e cobertura da terra (IBGE, 2014) provocou uma redução nos fluxos de calor latente e um aumento nos fluxos de calor sensível e na temperatura da superfície nas áreas que indicaram expansão da área urbana em relação ao mapa inicial. Nas áreas onde a cobertura vegetal cultivado substituiu a savana, houve um aumento (diminuição) no fluxo de calor latente (calor sensível). A inclusão do uso da terra de eucalipto no mapa de vegetação resultou na redução (aumento) dos fluxos de calor latente (sensível) em cerca de 50 W/m^2 e levou a um aumento na temperatura da superfície de até 2°C nas áreas de plantio de eucalipto. Diferentes conteúdos de umidade inicial do solo levam a distintos padrões diurnos de temperatura potencial e umidade relativa simuladas na baixa atmosfera. Os testes com diferentes intensidades do acoplamento superfície-atmosfera mostraram que as simulações dos fluxos superficiais são sensíveis ao tratamento da camada superficial, especialmente o cálculo do comprimento da rugosidade para calor/umidade. A adoção do coeficiente de acoplamento dinâmico mostrou-se potencialmente capaz de melhorar a simulação das variáveis de superfície e atmosféricas, bem como modificar o padrão espacial da precipitação. Os testes no esquema de microfísica de nuvens mostraram que a variação nos parâmetros relativos à velocidade terminal do cristal de gelo e na umidade relativa crítica para condensação impacta na quantidade de precipitação simulada, mas não altera o padrão espacial e/ou temporal. O uso do esquema de convecção para tratar a mistura turbulenta da convecção alterou tanto a quantidade quanto a localização da precipitação, mostrando-se um parâmetro potencial de ajuste do modelo na escala de convecção explícita. O resultado inovador desta tese é o ganho na compreensão sobre as sensibilidades das simulações em altíssima resolução do modelo

Eta às interações solo-vegetação-atmosfera. É um resultado considerado importante, pois orienta sobre a direção das mudanças a tomar no modelo para obter previsões de melhor qualidade.

Palavras-chave: Interação solo-vegetação-atmosfera. Mapas de superfície. Alta resolução. Precipitação explícita.

STUDY OF INTERACTION PROCESSES LAND SURFACE-ATMOSPHERE WITH THE ETA MODEL AT HIGH RESOLUTION

ABSTRACT

The soil-vegetation-atmosphere system interacts through a set of physical processes that couple the cycles of energy and water. The occurrence of deep humid convection, in the absence or under weak forcing of the synoptic scale, is usually related to the surface state, especially with the partitioning of the turbulent flows of heat and humidity. The interactions between the land surface and the atmosphere have been investigated in recent decades and, despite progress in recent years, are still poorly understood processes and a major source of uncertainties in numerical models. Therefore, the main objective of this research was to understand the effect of soil-vegetation-atmosphere interactions on short-term simulations of convective precipitation in Southeastern Brazil, using the Eta model in very high spatial resolution (1 km). Sensitivity tests were performed with different surface maps, varying the initial moisture content of the soil, varying the intensity of the surface-atmosphere coupling and also through adjustments in the precipitation production scheme. The case of February 14, 2013 was chosen for more detailed analyzes and nine cases of heavy rains under weak large-scale forcing were used in the statistical evaluations. The results indicate that the simulation of the surface variables improves with the increase of the horizontal resolution of the model. In general, the updating of soil texture maps and land use and coverage in high spatial resolution have brought improvements to the simulations of the model surface variables. The new soil texture map (STATSGO/FAO) increased the available soil moisture, latent heat flux and decreased the sensible heat flux and the simulated surface temperature, reducing the bias of the control experiment that overestimated the heat fluxes and underestimated latent heat fluxes. The updating of the land use and land cover map (IBGE, 2014) caused a reduction in latent heat fluxes and an increase in sensible heat fluxes and surface temperature in the areas that indicated urban area expansion in relation to the initial map. In the areas where the vegetation cover replaces the savanna, there was an increase (decrease) in the latent heat flux (sensible heat). The inclusion of eucalyptus land use in the vegetation map resulted in the reduction (increase) of latent (sensitive) heat fluxes by about 50 W/m^2 and led to an increase in surface temperature of up to 2°C in the areas of Eucalyptus plantation. Different initial moisture contents of the soil lead to different diurnal patterns of potential temperature and relative humidity simulated in the lower atmosphere. Tests with different intensities of surface-to-atmosphere coupling showed that surface flux simulations are sensitive to surface layer treatment, especially calculating the roughness length for heat/moisture. The adoption of the dynamic coupling coefficient was potentially able to improve the simulation of the surface and atmospheric variables, as well as to modify the spatial pattern of the precipitation. The tests in the cloud microphysics scheme showed that the variation in the parameters relative to the ice crystal terminal velocity and the critical humidity for condensation impacts the amount of simulated precipitation, but does not alter the spatial and/or temporal pattern. The use of the convection scheme to treat the turbulent convection mixture altered both the amount and the location of the precipitation, showing a potential parameter of model fit in the explicit convection

scale. The innovative result of this thesis is the gain in the understanding of the sensitivities of the high resolution simulations of the Eta model to the soil-vegetation-atmosphere interactions. It is a result considered important, because it guides the direction of the changes to be made in the model to obtain forecasts of better quality.

Keywords: Soil-vegetation-atmosphere interaction. Surface maps. High-resolution. Explicit precipitation.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 – Interações importantes entre a superfície terrestre e a camada limite atmosféricas em condições de aquecimento da superfície durante o dia. ...	9
Figura 2.2 - (a) Campo de diferença da umidade do solo (NOAH e MOSAIC) e (b) campo de diferença na precipitação associada à mudança na umidade do solo, simuladas pelo modelo WRF com a resolução de 5 km.....	16
Figura 2.3 - Triângulo de textura do solo que define as classes de solo com base na quantidade relativa de areia, argila e silte no solo.....	22
Figura 3.1 – Topografia (metros) do domínio das simulações com resolução horizontal de (a) 5 km e (b) 1 km.	31
Figura 3.2 – (a) Seção vertical idealizada da topografia do modelo Eta e distribuição das variáveis (V, T) na vertical; (b) Esquema da grade vertical Eta utilizando degraus inclinados na discretização.	38
Figura 3.3 – Mapa de textura do solo da FAO/STATSGO.	50
Figura 3.4 – Mapa de uso e cobertura da terra do IBGE 2014.	53
Figura 3.5 - Mapa de uso e cobertura da terra (a) utilizado atualmente no modelo Eta e (b) mapa do IBGE 2014 reclassificado.	54
Figura 3.6 - Mapa de uso e cobertura da terra do IBGE 2014 implementado no modelo Eta (a) antes e (b) após a inclusão da cultura do eucalipto. O mapa está representado em coordenadas geográficas (latitude e longitude) após o pós-processamento do modelo. A legenda do número das classes de uso e cobertura da terra é dada na Tabela 3.7.....	57
Figura 4.1 – Temperatura de brilho realçada pelo Satélite GOES-13 nos instantes que antecedem, durante e após a ocorrência da precipitação em São Paulo e análise sinótica das 1800 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	65
Figura 4.2 – (a) Mapa de solo (DOYLE et al. 2013) e (b) mapa de uso e cobertura da terra (SESTINE et al. 2002) utilizados na rodada de 5 km. As legendas das classes das Figuras a e b estão nas Tabelas 3.4 e 3.7, respectivamente. ...	66
Figura 4.3 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) e (g e h) temperatura a 2 metros ($^{\circ}C$) das simulações de 5 km (coluna da esquerda) e 1 km (coluna da direita) na primeira hora de integração (t+1h).....	68
Figura 4.4 – (a) Mapa de uso e cobertura da terra e (b) topografia (m) da rodada controle com 1 km de resolução ampliados para a RMSP.	70
Figura 4.5 – Temperatura a 2 metros ($^{\circ}C$) média das (a e b) 1500 UTC, (c e d) 1700 UTC e (e e f) 1900 UTC das simulações controle nas resoluções de 5 km (coluna da esquerda) e 1 km (coluna da direita) para a RMSP.	71

Figura 4.6 – Umidade relativa (%) média das (a e b) 1500 UTC, (c e d) 1700 UTC e (e e f) 1900 UTC das simulações controle nas resoluções de 5 km (coluna da esquerda) e 1 km (coluna da direita) para a RMSP.....	72
Figura 4.7 – Vetor do vento a 10 metros (m/s) médio das (a e b) 1500 UTC, (c e d) 1700 UTC e (e e f) 1900 UTC das simulações controle nas resoluções de 5 km (coluna da esquerda) e 1 km (coluna da direita).	73
Figura 4.8 – (a) Fluxos de calor latente (W/m^2) e (b) calor sensível (W/m^2) das simulações nas resoluções de 5 km (linha vermelha) e 1 km (linha verde) e observações da torre micrometeorológica (linha preta) localizada no ponto $22,97^{\circ}$ S e $49,72^{\circ}$ W.....	75
Figura 4.9 – (a) Temperatura mínima ($^{\circ}$ C), (b) temperatura máxima ($^{\circ}$ C), (c) temperatura a 2 metros ($^{\circ}$ C), umidade relativa (%) e velocidade do vento (m/s) simulados nas resoluções de 5 km (linha vermelha) e 1 km (linha azul); e observações (linha preta) para a cidade de São Paulo ($23,5^{\circ}$ S e $46,63^{\circ}$ W), entre 12 UTC do dia 12 de fevereiro e 12 UTC do dia 15 de fevereiro de 2013.....	76
Figura 4.10 – (a) Temperatura mínima ($^{\circ}$ C), (b) temperatura máxima ($^{\circ}$ C), (c) temperatura a 2 metros ($^{\circ}$ C), umidade relativa (%) e velocidade do vento (m/s), simulados nas resoluções de 5 km (linha vermelha) e 1 km (linha azul); e observações (linha preta) para a cidade de Taubaté ($23,04^{\circ}$ S e $45,52^{\circ}$ W).....	77
Figura 4.11 – Precipitação (mm/dia) acumulada em 24 horas do (a) CMORPH, (b) TRMM, simulada na resolução de (c) 5 km e de (d) 1 km.	80
Figura 4.12 – Precipitação (mm/3 dias) acumulada em 72 horas do (a) CMORPH, (b) TRMM, simulada na resolução de (c) 5 km e de (d) 1 km.	81
Figura 4.13 – Precipitação (mm/hora) (a) da Estação do Mirante de Santana ($23,5^{\circ}$ S e $46,63^{\circ}$ W) e (b) média no domínio de estudo, da EMA (linha roxa), CMORPH (linha cinza), TRMM (linha preta), simulada pela rodada de 1 km (linha verde) e de 5 km (linha vermelha).	82
Figura 4.14 – (a) Mapa de solo Doyle (25 km) e (b) Mapa de solo STATSGO/FAO (1 km), ambos na grade E nativa do modelo Eta. A legenda do número das classes das Figuras (a) e (b) é dada nas Tabelas 3.4 e 3.5, respectivamente.	84
Figura 4.15 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg), (g e h) conteúdo de umidade no solo (m^3/m^3) e (i e j) temperatura à superfície ($^{\circ}$ C) simulados com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação ao mapa original (coluna da direita) no tempo $t=+1h$	88
Figura 4.16 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg), (g e h) conteúdo de umidade no solo e (i e j) temperatura à superfície ($^{\circ}$ C) simuladas com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação ao mapa original (coluna da direita) da média das 1800 UTC.....	90

- Figura 4.17 – (a e b) Movimento vertical (hPa/s) as 1800 UTC em 500 hPa, (c e d) CAPE e (e e f) água de nuvem integrada na vertical, simuladas com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação a rodada controle (coluna da direita). 92
- Figura 4.18 – Topografia (m). A linha vermelha mostra a posição da seção transversal sobre a região de eucalipto, a linha azul representa a seção sobre área de mudança do mapa de solo e de mudança no mapa de uso e cobertura da terra..... 93
- Figura 4.19 – Seção vertical (23,5° S; 46,7° a 46,3° W) média do horário das 1800 UTC da (a e b) temperatura potencial equivalente (°C), (c e d) movimento vertical (hPa/s) e (g e h) água e gelo de nuvem (g/kg) simuladas com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação à rodada controle (coluna da direita). 94
- Figura 4.20 – Precipitação simulada com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação com o mapa original (coluna da direita), (a e b) acumulada nas últimas 24h e (c e d) em 72 h de simulação..... 95
- Figura 4.21 – Fluxo de calor latente (W/m^2), fluxo de calor sensível (W/m^2), umidade volumétrica do solo (m^3/m^3), conteúdo de umidade no solo (%), temperatura à 2 m superfície (°C) e precipitação (mm). Estão representas a simulação com o mapa original (curva verde), a simulação com o mapa da STASGO/FAO (vermelha), TRMM (preta), CMORPH e reanálises do CFSv2 (cinza) e os dados do INMET (roxa)..... 98
- Figura 4.22 – Perfis verticais (a) da magnitude do vento (m/s), (b) temperatura potencial equivalente (K), (c) umidade específica (g/kg) e (d) umidade relativa (%) simulados com o mapa de solo original (curva verde), com o novo mapa de solo (STATSGO/FAO) (curva vermelha) e dados de sondagens (curva preta) da estação do Campo de Marte das 1200 UTC de 14 de fevereiro de 2013 (prazo de simulação=+48h). 100
- Figura 4.23 – (a) Mapa de uso e cobertura da terra original e mapa de uso e (b) cobertura da terra do IBGE (IBGE, 2014) inserido no modelo Eta. 101
- Figura 4.24 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg), (g e h) conteúdo de umidade no solo (m^3/m^3) e (i e j) temperatura à superfície (°C) simulados com o mapa de vegetação IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação com o mapa original (coluna da direita) na primeira hora de simulação, tempo $t=+1h$ 103
- Figura 4.25 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg), (g e h) conteúdo de umidade no solo (m^3/m^3) e (i e j) temperatura à superfície (°C) simulados com o mapa de vegetação do IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação com o mapa original (coluna da direita) na média do horário 1800 UTC. 105

- Figura 4.26 – Seção vertical (23,5° S; 47° a 46° W) média do horário das 1800 UTC da (a e b) temperatura potencial equivalente (°C), (c e d) movimento vertical (hPa/s) e (g e h) água e gelo de nuvem (g/kg) simuladas pelo experimento com o mapa de vegetação do IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à rodada controle (coluna da direita). 106
- Figura 4.27 – Precipitação simulada pelo experimento com o mapa de textura do solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação a rodada controle (coluna da direita), acumulada em 24 horas até os prazos de (a e b) 48 h e (c e d) 72 h..... 107
- Figura 4.28 – (a) Mapa de uso e cobertura da terra da rodada com o mapa IBGE 2014 reclassificado de acordo com as classes do modelo Eta e (b) mapa de uso e cobertura da terra do IBGE 2014 com a cultura do eucalipto inserida (classe 15)..... 108
- Figura 4.29 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg) e (g e h) temperatura à superfície (°C) da simulação com a inclusão do eucalipto no mapa de vegetação IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação sem eucalipto (coluna da direita) na primeira hora de simulação, tempo $t=+1h$ 109
- Figura 4.30 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg) e (g e h) temperatura à superfície (°C) simulados com a inserção do eucalipto no mapa de vegetação IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação sem eucalipto (coluna da direita) na média do horário 1800 UTC..... 110
- Figura 4.31 – Seção vertical (22,97° S; 49° a 48.5° W) média do horário das 1800 UTC da (a e b) temperatura potencial equivalente (°C), (c e d) movimento vertical (hPa/s) e (g e h) água e gelo de nuvem (g/kg) simuladas pelo experimento com a inserção do Eucalipto no mapa de vegetação do IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à rodada sem eucalipto (coluna da direita)..... 111
- Figura 4.32 – Precipitação simulada pelo experimento com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação com mapa de Doyle et al. (2013) (coluna da direita), acumulada em 24 horas até os prazos de (a e b) 48 h e (c e d) 72 h..... 112
- Figura 4.33 – Série temporal do fluxo de calor latente (W/m^2), fluxo de calor sensível (W/m^2), umidade volumétrica do solo (m^3/m^3), conteúdo de umidade no solo (%), temperatura à superfície (°C) e precipitação (mm) para o ponto de grade em 22,97° S e 48,72° W. A linha verde representa a simulação controle, a linha vermelha a simulação com o mapa da FAO, a linha preta os dados observados da torre micrometeorológica e do TRMM e a linha cinza os dados do CFSv2. 114
- Figura 4.34 – Perfis verticais (a) da magnitude do vento, (b) temperatura potencial equivalente (K), (c) umidade específica (g/kg) e (d) umidade relativa (%) simulada com o mapa de uso da terra original (curva verde), com o novo

- mapa do IBGE (curva vermelha), com a cultura do eucalipto inserida no novo mapa do IBGE (curva azul) e os dados de sondagens (curva preta) da estação do Campo de Marte às 1200 UTC de 14 de fevereiro de 2013 (Prazo de simulação=+48h)..... 115
- Figura 4.35 - (a) Equitable Threat Score e (b) Bias score para os prazos de 48 e 72 horas de simulação da rodada controle (linha preta), solo FAO (linha rosa), vegetação IBGE 2014 (linha verde) e inserção da cultura eucalipto no mapa de vegetação (linha azul). Nos eixos X a primeira linha indica os limiares de precipitação (mm/dia)..... 117
- Figura 4.36 – (a) Mapa de textura do solo e (b) umidade inicial disponível no solo (m^3/m^3). 120
- Figura 4.37 – Diferença na simulação de (a e b) fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg), (g e h) umidade disponível no solo (m^3/m^3) e (i e j) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) entre os experimentos SMC-50% (coluna da esquerda) e SMC+50% (coluna da direita) e o experimento controle na primeira hora de integração (t+1h). 123
- Figura 4.38 – Diferença na simulação de (a e b) fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) calor sensível (W/m^2), (e e f) saldo de radiação de onda curta (W/m^2), (g e h) umidade disponível no solo (m^3/m^3) e (i e j) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) entre os experimentos SMC-50% (coluna da esquerda) e SMC+50% (coluna da direita) e o experimento controle na média das 72 horas de integração. 124
- Figura 4.39 – (a e b) Conteúdo de água de nuvem (g/kg) integrada entre 1000 e 650 hPa acumulada nas 72 horas de simulação e (c e d) a diferença dos experimentos SMC-50% (esquerda) e SMC+50% (direita) em relação à simulação controle..... 125
- Figura 4.40 – Precipitação acumulada (mm) em 72 horas do (a) CMORPH, simulada pelo experimento (b) controle, (c) SMC-50%, (d) SMC+50% e a diferença de (e) SMC-50% menos o controle e (f) SMC+50% menos o controle.. 127
- Figura 4.41 – Seção vertical ($23,5^{\circ} S$; 47° a $46^{\circ} W$) da diferença na simulação de temperatura potencial equivalente (K), umidade específica (g/kg) e movimento vertical (hPa/s) entre os experimentos SMC-50% (coluna da esquerda) e SMC+50% (coluna da direita) e a rodada controle na média do horário das 1800 UTC. 128
- Figura 4.42 – Evolução temporal média na área de estudo do (a) fluxo de calor latente (W/m^2), (b) fluxo de calor sensível (W/m^2), (c) umidade disponível no solo (m^3/m^3), (d) saldo da radiação total (W/m^2), (e) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) e precipitação (mm). A linha verde representa a simulação controle, a linha vermelha a simulação SMC+50%, a linha azul a simulação SMC-50%..... 130
- Figura 4.43 - (a) Equitable Threat Score e (b) Bias score para os prazos de 48 e 72 horas da simulação controle (curva preta), SMC+50% (curva rosa) e SMC-50% (curva verde). Nos eixos X a primeira linha indica os limiares de precipitação (mm/dia). 131

- Figura 4.44 – Diferença no fluxo de calor latente (W/m^2) simulados pelos experimentos com valores de C_z iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8 e (e) dinâmico e (f) a rodada controle durante a primeira hora de integração (prazo de simulação= $t+1h$)..... 135
- Figura 4.45 – Diferença no fluxo de calor latente (W/m^2) médio nas 72 horas de integração entre os experimentos com valores de C_z iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; e (e) dinâmico e (f) a rodada controle..... 136
- Figura 4.46 – Diferença no fluxo de calor sensível (W/m^2) entre os experimentos com valores de C_z iguais à (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; e (e) dinâmico e (f) a rodada controle durante a primeira hora de integração (prazo de simulação= $t+1h$)..... 137
- Figura 4.47 – Diferença no fluxo de calor sensível (W/m^2) médio nas 72 horas de integração entre os experimentos com valores de C_z iguais à (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; e (e) dinâmico e (f) a rodada controle..... 138
- Figura 4.48 – Diferença na temperatura à superfície ($^{\circ}C$) entre os experimentos com valores de C_z iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; (e) dinâmico e a (f) rodada controle na primeira hora de integração ($t+1h$)..... 139
- Figura 4.49 – Diferença na temperatura à superfície ($^{\circ}C$) média nas 72 horas de integração simulada pelos os experimentos com valores de C_z iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; (e) dinâmico e a (f) rodada controle..... 140
- Figura 4.50 – Diferença na temperatura a 2 metros ($^{\circ}C$) simulada pelos experimentos com valores de C_z iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; (e) dinâmico e (f) a rodada controle na primeira hora de integração ($t+1h$)..... 141
- Figura 4.51 – Seção vertical ($23,5^{\circ} S$; 47° a $46^{\circ} W$) da diferença no movimento vertical (hPa/s) médio no horário das 1800 UTC simulado com valores de C_z iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8 e (e) dinâmico em relação à (f) rodada controle..... 143
- Figura 4.52 – Seção vertical ($23,5^{\circ} S$; 47° a $46^{\circ} W$) da diferença na água e gelo de nuvem (g/kg) média no horário das 1800 UTC simulados com valores de C_z iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8 e (e) dinâmico em relação à (f) rodada controle..... 144
- Figura 4.53 – Diferença na água de nuvem (g/kg) integrada na vertical (1000 a 650 hPa) média nas 72 horas entre a simulação com os valores de C_z iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; (e) dinâmico e (f) a rodada controle..... 145
- Figura 4.54 – Evolução temporal da precipitação (mm) e temperatura à superfície ($^{\circ}C$) média na área de estudo para as simulações controle (linha verde), com valores de C_z iguais a 0,01 (linha vermelha), 0,1 (linha azul), 0,5 (linha azul claro), 0,8 (linha rosa), dinâmico (amarela) e do CMORPH (linha preta)..... 148
- Figura 4.55 – Diferença na precipitação acumulada (mm) entre 1200 UTC do dia 14 às 1200 UTC do dia 15 de fevereiro de 2013 simulada com os experimentos (a) C_z001 ; (b) C_z01 ; (c) C_z05 ; (d) C_z08 e (e) C_z dinâmico em relação à (f) simulação controle..... 149

- Figura 4.56 – Diferença na precipitação acumulada (mm) nas 72 horas de integração com os experimentos (a) Cz001; (b) Cz01; (c) Cz05; (d) Cz08 e (e) Cz dinâmico em relação à (f) simulação controle. 150
- Figura 4.57 – Precipitação total acumulada (mm) em 72 horas de integração com os experimentos (a) Cz001; (b) Cz01; (c) Cz05; (d) Cz08; (e) Cz dinâmico; (f) controle e das observações do (g) CMORPH e (h) TRMM. 151
- Figura 4.58 – Localização dos pontos de grade referentes aos tipos de uso e cobertura da terra: cultivos (22,97° S e 48,72° W), florestas (23,7° S e 46° W), savana (21,6° S e 45° W) e área urbana (23,5° S e 46,6° W). 153
- Figura 4.59 – Fluxo de calor latente (W/m^2) nos pontos de (a) cultivos, (b) florestas, (c) savana e (d) área urbana, simulado pelo experimento controle (linha verde); Cz0,01 (vermelha); Cz0,1 (azul); Cz0,5 (azul claro); Cz0,8 (rosa); Cz dinâmico (amarela) e CFSv2 (cinza). 157
- Figura 4.60 – Fluxo de calor sensível (W/m^2) nos pontos de (a) cultivos, (b) florestas, (c) savana e (d) área urbana, simulado pelo experimento controle (linha verde); Cz0,01 (vermelha); Cz0,1 (azul); Cz0,5 (azul claro); Cz0,8 (rosa); Cz dinâmico (amarela) e CFSv2 (cinza). 158
- Figura 4.61 – Temperatura à superfície ($^{\circ}C$) nos pontos de (a) cultivos, (b) florestas, (c) savana e (d) área urbana, simulada pelo experimento controle (linha verde); Cz0,01 (vermelha); Cz0,1 (azul); Cz0,5 (azul claro); Cz0,8 (rosa); Cz dinâmico (amarela) e CFSv2 (cinza). 160
- Figura 4.62 – Precipitação (mm/hora) nos pontos de (a) cultivos, (b) florestas, (c) savana e (d) área urbana, simulada pelo experimento controle (linha verde); Cz0,01 (vermelha); Cz0,1 (azul); Cz0,5 (azul claro); Cz0,8 (rosa); Cz dinâmico (amarela) e CFSv2 (cinza). 161
- Figura 4.63 – Perfis verticais de (a) magnitude do vento (m/s), (b) temperatura potencial (K), (c) umidade específica (g/kg) e (d) umidade relativa (%) simulados pelos experimentos controle (verde); Cz0,01 (vermelha); Cz0,1 (azul); Cz0,5 (azul claro); Cz0,8 (rosa); Cz dinâmico (amarela) e observados na estação do Campo de Marte às 1200 UTC de 14 de fevereiro de 2013 (prazo de simulação=+48h). 164
- Figura 4.64 - (a) Equitable Threat Score e (b) Bias score para os prazos de 48 e 72 horas de simulação da rodada controle (curva preta), Cz001 (rosa), Cz01 (verde), Cz05 (azul), Cz08 (roxa) e Cz dinâmico (amarela). Nos eixos X a primeira linha indica os limiares de precipitação (mm/dia). 166
- Figura 4.65 – Precipitação acumulada (mm/3dias) em 72 horas, a partir de 1200 UTC, média dos nove casos de precipitação convectiva a partir do (a) CMORPH, simulada pelo experimento controle com resolução de (b) 5 km, (c) 1 km e pelos experimentos (d) RHgrd1.1 e (e) BMJn90. 171
- Figura 4.66 – Movimento vertical (hPa/s) no nível de 500 hPa simulados pelos experimentos na resolução de (a) 5 km (b) 1 km para os nove casos. 172
- Figura 4.67 – Precipitação (mm/dia) acumulada em 24 horas a partir das 1200 UTC de 14 de fevereiro de 2013, do (a) CMORPH, (b) TRMM, da simulação

- controle de (c) 5 km, de (d) 1 km, (e) Vsnow0.9, (f) Vsnow1.5, (g) RHgrd1.1 e (h) BMJn90..... 174
- Figura 4.68 – Precipitação (mm/3dias) acumulada em 72 horas a partir de 1200 UTC de 12 de fevereiro de 2013 pelo (a) CMORPH, (b) TRMM, simulação controle de (c) 5 km, de (d) 1 km, (e) Vsnow0.9, (f) Vsnow1.5, (g) RHgrd1.1 e (h) BMJn90..... 175
- Figura 4.69 – Diferença da precipitação (mm/dia) acumulada em 24 horas a partir de 1200 UTC do dia 14 de fevereiro entre as simulações (a) Vsnow0.9, (b) Vsnow1.5, (c), RHgrd1.1 e (d) BMJn90 e a rodada controle. 176
- Figura 4.70 – Diferença da precipitação (mm/3dias) acumulada em 72 horas a partir de 1200 UTC do dia 12 de fevereiro de 2013 entre as simulações (a) Vsnow0.9, (b) Vsnow1.5, (c), RHgrd1.1 e (d) BMJn90 e a rodada controle. 177
- Figura 4.71 – Topografia (metros) e vento a 10 m (m/s) médio nas 72 horas de simulação, entre 1200 UTC do dia 12 às 1200 UTC do dia 15 de fevereiro de 2013, dos experimentos controle de (a) 5 km, (b) 1 km, (c) Vsnow0.9, (d)Vsnow1.5, (e) RHgrd1.1 e (f) BMJn90..... 179
- Figura 4.72 – Vento no nível de 850 hPa (m/s), média das 72 horas de simulação, entre 1200 UTC do dia 12 às 1200 UTC do dia 15 de fevereiro de 2013, dos experimentos controle de (a) 5 km, (b) 1 km, (c) Vsnow0.9, (d)Vsnow1.5, (e) RHgrd1.1 e (f) BMJn90..... 180
- Figura 4.73 – Evolução temporal na vertical em 23,5° S e 46,4° W do (a,b,c) movimento vertical (hPa/s), (d,e,f) água e gelo de nuvem (g/kg), (g,h,i) temperatura potencial equivalente (K) e (j,k,l) umidade específica (g/kg) da simulação controle e as diferenças entre os experimentos RHgrd1.1 e BMJn90 em relação ao controle..... 183
- Figura 4.74 – Seção vertical (23,5° S; 47° a 46° W) do (a,b,c) movimento vertical (hPa/s), (d,e,f) água e gelo de nuvem (g/kg), (g,h,i) temperatura potencial equivalente (C) e (j,k,l) umidade específica (g/kg) média no horário das 1800 UTC dos experimentos controle, RHgrd1.1 e BMJn90. 184
- Figura 4.75 – Evolução temporal da (a) temperatura à superfície (°C), (b) temperatura a 2 metros (°C), (c) temperatura do ponto de orvalho (°C), (d) umidade relativa (%) e (e) precipitação (mm) simulada com os experimentos controle (linha verde), BMJn90 (linha roxa), RHgrd1.1 (linha laranja), Vsnow0.9 (linha azul) e Vsnow1.5 (linha rosa) para o ponto 23,5° S e 46,63° W..... 186
- Figura 4.76 – Precipitação média acumulada (mm/hora) na área entre 24,1° S à 20,91° S e 49,8° à 42,01° W, do CMORPH (linha preta) e simulada pelos experimentos controle (linha verde), BMJn90 (linha roxa), RHgrd1.1 (linha laranja) e Vsnow0.9 (linha azul) e Vsnow1.5 (linha rosa). O eixo horizontal é o tempo de simulação entre 1200 UTC do dia 12 de fevereiro até 1200 UTC do dia 15 de fevereiro de 2013. 188
- Figura 4.77 - (a) Equitable Threat Score e (b) Bias score para os prazos de 48 e 72 horas de simulação com os experimentos controle (linha preta), RHgrd1.1 (linha

rosa) e BMJn90 (linha verde). Nos eixos X a primeira linha indica os
limiares de precipitação (mm/dia)..... 189

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 – Dados observacionais.	32
Tabela 3.2 – Casos selecionados.	35
Tabela 3.3 – Variáveis utilizadas como condição inicial e de contorno para execução do modelo Eta 5 km e 1 km.	48
Tabela 3.4 – Parâmetros que definem as propriedades do solo de acordo com a metodologia de Doyle et al. (2013).	51
Tabela 3.5 – Parâmetros que definem a textura do solo de acordo com a metodologia da STASGO/FAO e seus respectivos nomes.	51
Tabela 3.6 – Correspondência entre as classes de uso da terra do IBGE e do esquema de superfície NOAH.	53
Tabela 3.7 – Tipos de uso e cobertura da terra disponíveis no mapa de vegetação do modelo Eta.	55
Tabela 3.8 – Parâmetros do tipo eucalipto utilizados no modelo.	56
Tabela 3.9 – Resumo dos experimentos propostos.	60
Tabela 4.1 – Avaliação objetiva das simulações nas resoluções de 5 km e 1 km para as variáveis de superfície, através dos índices Desvio padrão, Bias, Correlação (R^2), Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE) e Erro Absoluto Médio (MAE).	78
Tabela 4.2 – RMSE e Bias das variáveis próximas a superfície entre as simulações com o mapa da FAO, o mapa original e os dados do INMET.	99
Tabela 4.3 – Precipitação (mm) média sobre o domínio (Figura 3.1b) acumulada em 72 horas de integração.	146
Tabela 4.4 – Síntese do sinal de cada valor de Cz em relação à simulação controle (Cz=0,2) sobre as principais variáveis de superfície.	152
Tabela 4.5 – Síntese do impacto de cada valor de Cz em relação à simulação controle (Cz=0,2) sobre as variáveis de superfície para os diferentes tipos de uso e cobertura da terra: cultivos, floresta, savana e área urbana.	162
Tabela 4.6 – Resumo dos testes de sensibilidade realizados com os esquemas de produção de precipitação.	169

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AS	América do Sul
BMJ	Betts-Miller-Janjic
CAPE	Energia Potencial Convectiva Disponível
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLC	Camada Limite Convectiva
CCLM	COSMO Climate Limited Area Modeling
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CMORPH	Climate Prediction Center MORPHing Method
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CLS	Camada Limite Superficial
DSP	Déficit de Pressão de Saturação
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ECT	Energia Cinética Turbulenta
ETS	Equitable Threat Score
FIFE	First International Satellite Land Surface Climatology Project
HN	Hemisfério Norte
HRLDAS	High-Resolution Land Data Assimilation System
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GH	Fluxo de Calor no Solo
GEWEX	Global Energy and Water Exchanges Project
GLACE	Global Land-Atmosphere Coupling Experiment
GLASS	Global Land/Atmosphere System Study
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPEF	Instituto de Pesquisas e Estudos Florestais
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
LAFE	Land Atmosphere Feedback Experiment
LE	Fluxo de Calor Latente
LSM	Land Surface Model
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction

NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NOAH	National Centers for Environmental Prediction - Oregon State University - Air Force - Hydrologic Research Lab
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RMSE	Root Mean Square Error
PBL	Planetary Boundary Layer
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
SEB	Sudeste do Brasil
SH	Fluxo de Calor Sensível
SVA	Solo-Vegetação-Atmosfera
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UR	Umidade Relativa
USGS	United States Geological Survey
WRF	Weather Research and Forecasting

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivos.....	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	6
2.1 Interação solo-vegetação-atmosfera.....	6
2.2 Influência da superfície no desenvolvimento de precipitação.....	10
2.3 Estudo da interação superfície-atmosfera utilizando modelos numéricos.....	14
2.4 Esquemas de superfície.....	19
2.4.1 Coeficiente de troca à superfície.....	23
2.5 Esquemas de produção de precipitação explícita.....	26
2.6 Estudos com o modelo Eta.....	28
3 METODOLOGIA.....	30
3.1 Área de estudo.....	30
3.2 Dados.....	31
3.3 Casos.....	33
3.4 Descrição do Modelo Eta.....	36
3.4.1 Esquema de superfície terrestre NOAH.....	39
3.4.2 Parametrização da Camada Superficial.....	42
3.4.3 Esquema de Camada Limite Atmosférica (CLA).....	43
3.4.4 Esquema de microfísica Ferrier.....	44
3.4.5 Esquema de convecção.....	46
3.5 Configurações do modelo e experimentos.....	47
3.5.1 Experimento Controle.....	47
3.5.2 Mudança no mapa de textura do solo.....	49
3.5.3 Mudança no mapa de uso e cobertura da terra.....	52
3.5.4 Inclusão da cultura do Eucalipto.....	54
3.5.5 Alteração no coeficiente de troca à superfície.....	57
3.5.6 Mudança na umidade inicial do solo.....	58
3.5.7 Alterações no esquema de produção de precipitação.....	58
3.6 Análises das simulações numéricas.....	60
3.6.1. Avaliação objetiva.....	61
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	63

4.1 Avaliação da simulação controle.....	63
4.1.1 Descrição do evento de 14 de Fevereiro de 2013	63
4.1.2 Simulações controle de 5 e 1 km	66
4.1.3 Campos espaciais.....	66
4.1.4 Região Metropolitana de São Paulo (RMSP)	69
4.1.5 Evolução temporal das variáveis para São Paulo e Taubaté	73
4.1.6 Precipitação	79
4.2 Atualização dos mapas de superfície.....	83
4.2.1 Mapa de textura do solo	83
4.2.1.1 Impactos na distribuição espacial.....	84
4.2.1.2 Impactos na estrutura vertical.....	92
4.2.1.3 Avaliação da precipitação.....	94
4.2.1.4 Evolução temporal pontual para São Paulo.....	96
4.2.1.5 Perfil vertical	99
4.2.2 Atualização do mapa de uso e cobertura da terra	100
4.2.2.1 Campos horizontais	101
4.2.2.2 Seção vertical.....	105
4.2.2.3 Precipitação	107
4.2.3 Inclusão da cultura do eucalipto	107
4.2.3.1 Campos horizontais	108
4.2.3.2 Seção vertical.....	110
4.2.3.3 Precipitação	112
4.2.3.4 Evolução temporal pontual.....	112
4.2.3.5 Perfil vertical	115
4.2.4 Avaliação objetiva	115
4.2.5 Considerações finais da Seção 4.2.....	117
4.3 Variação na umidade inicial do solo	120
4.3.1 Impactos à superfície.....	121
4.3.1.1 Impactos na precipitação	125
4.3.1.2 Seção vertical.....	127
4.3.1.3 Evolução temporal.....	129
4.3.1.4 Avaliação objetiva	131
4.3.2 Variação no coeficiente de troca à superfície	132
4.3.2.1 Campos horizontais	132

4.3.2.2 Seções verticais.....	142
4.3.2.3 Precipitação	144
4.3.2.4 Avaliação pontual para diferentes tipos de vegetação.....	152
4.3.2.5 Perfil vertical	162
4.3.2.6 Avaliação objetiva	164
4.3.3 Considerações finais da Seção 4.3.....	166
4.4 Testes com o esquema de produção de precipitação	169
4.4.1 Avaliação da precipitação de todos os eventos	169
4.4.2 Simulação do caso de 14 de fevereiro de 2013	172
4.4.2.1 Vento	177
4.4.2.2 Evolução temporal-vertical.....	181
4.4.2.3 Séries temporais.....	184
4.4.3 Avaliação objetiva	188
4.4.4 Considerações finais da Seção 4.4.....	189
5 CONCLUSÕES	192
5.1 Sugestões para trabalhos futuros	199
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	201

1 INTRODUÇÃO

O acoplamento entre o sistema solo-vegetação-atmosfera (SVA) é altamente controlado pelo estado da superfície que determina o particionamento do balanço de energia e água e, conseqüentemente, contribui para o crescimento e desestabilização termodinâmica da Camada Limite Convectiva (CLC). Logo, características da superfície como textura do solo, tipo de vegetação e conteúdo de água no solo têm um papel predominante nas interações entre a superfície e a atmosfera, influenciando a partição de energia disponível que irá afetar a temperatura e umidade da atmosfera bem como a altura da Camada Limite Atmosférica (CLA) (SENEVIRATNE et al., 2010).

A dinâmica da umidade do solo na superfície terrestre é governada por componentes com escalas de tempo e espaciais diversificadas, variando de segundos à escala interanual e nas escalas de milímetros até centenas de quilômetros, respectivamente (LI; AVISSAR, 1994; KATUL et al., 2007; MAHMOOD et al., 2013, STÉFANON et al., 2014). Portanto, a variabilidade das condições atmosféricas tanto na escala de tempo quanto na escala climática é influenciada pelas características da superfície terrestre.

As ocorrências de nuvens *cumulus* rasas e convecção profunda são relacionadas com o estado da superfície, em especial com o particionamento dos fluxos turbulentos de calor e umidade (EK; HOLTSLAG, 2004; TAYLOR et al., 2012; TRIER et al., 2013). Desta forma, o início da convecção, sob fraca forçante de escala sinótica, depende das condições próximas à superfície terrestre. Solos mais úmidos podem produzir maior evaporação e, portanto, maior fluxo de calor latente que aumenta a disponibilidade de umidade no interior da CLC, afetando também as taxas de aquecimento atmosférico, a formação de nuvens e a precipitação local e regional. Em contrapartida, solos relativamente secos podem favorecer o crescimento da CLC através de maiores fluxos de calor sensível que aumenta a instabilidade termodinâmica, que por sua vez também favorece o desenvolvimento de nuvens convectivas.

As interações bidirecionais dos processos de superfície e atmosfera têm sido investigadas nas últimas décadas e apesar de alguns progressos, continuam sendo processos mal compreendidos e uma grande fonte de incertezas em modelos numéricos de previsão de tempo e clima (KOSTER et al., 2006; SENEVIRATNE et al., 2010;

WULFMEYER et al., 2015, 2018). A principal questão que impede o progresso na investigação e compreensão dos processos de retroalimentação entre a superfície terrestre e a atmosfera é a falta de observações - cruciais para tais estudos. Medições disponíveis de variáveis-chave, como umidade do solo e evapotranspiração, carecem de continuidade espacial e temporal. A falta de perfis de temperatura e de vapor de água de alta resolução, fundamentais para melhorar nossa compreensão dos ciclos de interação solo-vegetação-atmosfera, é atualmente uma grande deficiência nos sistemas de observação global (WULFMEYER et al., 2015). No Brasil, a maioria das estruturas de mesoescala não pode ser capturada pela rede de observação disponível. Além disso, a dificuldade na compreensão desses processos deve-se também às respostas complexas e não lineares da CLC em relação ao particionamento dos fluxos de superfície que impactam tanto na taxa de crescimento da camada limite como no nível de condensação de uma forma não trivial (HEERWAARDEN et al., 2009).

Diante da escassez de observações, o impacto das mudanças no estado da superfície terrestre no tempo e no clima tem sido investigado em estudos de sensibilidade utilizando modelos numéricos, nos quais alguns parâmetros da superfície terrestre ou de interações entre a superfície e a atmosfera são alterados no modelo e a resposta da atmosfera é determinada por meio da comparação das simulações dos experimentos com a simulação controle (inalterada) utilizando o mesmo modelo. As mudanças podem ser feitas nos estados da superfície terrestre, como a umidade do solo (KOSTER et al., 2006), mapa de textura do solo (GUILLOD, 2014; DY; FUNG, 2016), mapa de vegetação (AMENT; SIMMER, 2006), nas propriedades da superfície ou nos fluxos que conectam superfície-atmosfera (KOSTER et al., 2006; ZHENG et al., 2015). Tais mudanças podem afetar as condições atmosféricas próximas à superfície e as propriedades da camada limite, como flutuabilidade e convecção e, portanto, podem impactar na probabilidade de formação de nuvem e precipitação. No entanto, em cada caso, o impacto da mudança isolada é específico de determinado modelo (TAWFIK et al., 2015). Análises como estudos de caso devem ser realizados com diferentes modelos e resoluções, condições climáticas, coberturas de terra e também em diversas escalas de tempo.

O estudo das interações solo-vegetação-atmosfera por meio da utilização de modelos numéricos tem sido um tema de interesse também devido ao seu potencial para

melhorar as previsões de tempo e clima. De acordo com Holtslag et al. (2013) grupos de modelagem em muitos centros operacionais tais como: o *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), o *Met Office*, o *Meteo-France* e o *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), têm sido incentivados a estudar e melhorar a sua representação da superfície terrestre e dos processos de CLC. Desta forma, ainda existe uma clara necessidade de melhorar a compreensão e a descrição destes processos nos modelos atmosféricos e como isso afeta a produção de nuvens e precipitação.

Embora os modelos numéricos de alta resolução sejam ferramentas eficazes para testar os mecanismos básicos da interação superfície terrestre-atmosfera e a variabilidade espaço-temporal, eles são limitados tendo em vista que as parametrizações são apenas aproximações dos processos físicos de subgrade. Estudos mostraram que os resultados de modelos de mesoescala são sensíveis à escolha dos parâmetros do modelo de superfície terrestre (MIAO et al., 2007; MILOVAC et al., 2016; SANTANELLO et al., 2017). Erros no comprimento de rugosidade, na textura do solo, nas características da vegetação, dentre outros, podem induzir a erros na previsão dos fluxos de superfície e das variáveis associadas. Portanto, o tratamento correto dos processos de superfície torna-se cada vez mais importante para capturar circulações de mesoescala locais induzidas por forçantes da superfície terrestre.

A introdução acima destaca que os processos de interação SVA são cruciais no desenvolvimento de precipitação convectiva, sob fraca forçante de escala sinótica. Sendo assim, é fundamental que os modelos de mesoescala incluam um esquema de superfície terrestre avançado e robusto, que representam corretamente as características da superfície e o estado do solo. É consistente a hipótese de que um erro no estado da superfície terrestre pode alterar as previsões de convecção, acrescentando diferenças nas previsões de precipitação e das variáveis próximas à superfície. Além disso, a importância do acoplamento superfície terrestre-atmosfera em escalas locais aumenta com a resolução horizontal do modelo (HOHENEGGER et al., 2009; SENEVIRATNE et al., 2010; KNIST et al., 2016). Por outro lado, esquemas de parametrização operam de forma diferente em altíssima resolução espacial (HONNERT et al., 2016) .

Sobre a região Sudeste do Brasil (SEB), frequentemente se observa a formação de nuvens e precipitação intensa convectiva (BUSTAMANTE et al., 2005; MOURÃO, 2006), principalmente, durante a estação quente e em condições de fraca influência de sistemas de escala sinótica, quando as condições da superfície terrestre (tais como topografia, umidade do solo, cobertura da superfície, etc) tem grande influência no desenvolvimento desses processos. Diante do exposto, a questão fundamental sobre o acoplamento e a eficiência de troca de energia e água entre a superfície terrestre e atmosfera e a formação de precipitação ainda permanece pouco compreendida. Este estudo visa analisar e quantificar o impacto dos processos de interação solo-vegetação-atmosfera sobre as simulações das variáveis próximas à superfície e da precipitação convectiva do modelo Eta, sobre o Sudeste do Brasil. Nove eventos de chuvas convectivas de verão que ocorreram entre os anos de 2013 e 2015 e em condições de ausência ou fraca forçante de escala sinótica foram selecionados para este estudo.

Esta tese contribui para uma melhor compreensão dos processos de interação entre a superfície terrestre e a atmosfera e, também, com um aprimoramento de suas parametrizações no modelo Eta em altíssima resolução horizontal – 1 km.

O trabalho tenta responder a seguinte questão: como o acoplamento solo-vegetação-atmosfera pode influenciar nas simulações em altíssima resolução das variáveis de superfície e da precipitação na região SEB?

1.1 Objetivos

O objetivo deste estudo é analisar o papel dos processos de interação superfície terrestre-atmosfera no desenvolvimento de convecção úmida na região SEB por meio de simulações numéricas de altíssima resolução espacial (1 km). Considera-se que um melhor entendimento dos processos de acoplamento solo-vegetação-atmosfera possa beneficiar a descrição de tais processos no modelo numérico e, potencialmente, levar a uma melhor simulação das variáveis atmosféricas e da precipitação convectiva, sendo este entendimento a motivação para a presente pesquisa.

Os objetivos específicos são:

- Avaliar a capacidade do modelo regional Eta em reproduzir adequadamente a magnitude e o ciclo diurno das variáveis de superfície, da camada limite atmosférica e da precipitação;
- Investigar a sensibilidade do modelo Eta em altíssima resolução à atualização dos mapas de textura dos solos e de uso e cobertura da terra em relação às principais variáveis de acoplamento solo-vegetação-atmosfera;
- Analisar a sensibilidade na simulação dos fluxos de superfície, de convecção úmida e da precipitação para diferentes intensidades de acoplamento superfície-atmosfera;
- Aprimorar as simulações precipitação convectiva isolada do modelo Eta 1 km por meio de melhorias nas parametrizações dos processos de acoplamento superfície-atmosfera.

No capítulo 2 encontra-se uma revisão dos principais conceitos e estudos relativos ao tema do presente trabalho. O capítulo 3 contém uma descrição dos dados e metodologia utilizada. Os resultados e discussões foram subdivididos em quatro seções no capítulo 4. A primeira seção aborda a análise observacional e avaliação das rodadas controle com resolução de 5 e 1 km. A Seção 4.2 contém os experimentos numéricos com atualização dos mapas de textura do solo e de uso da terra. A Seção 4.3 apresenta os experimentos com os processos de acoplamento superfície terrestre-atmosfera e na Seção 4.4 são apresentados os testes de sensibilidade no esquema de produção de precipitação. Por fim, no capítulo 5 são apresentadas as conclusões do trabalho.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo será apresentada uma revisão bibliográfica sobre os principais processos de interação solo-vegetação-atmosfera. Tal revisão da literatura científica fundamentou a discussão dos resultados da presente pesquisa. Para tanto, iniciou-se com uma revisão sobre os processos de interação superfície terrestre-atmosfera. Posteriormente, alguns trabalhos sobre a influência dos processos de superfície na produção de precipitação utilizando modelos numéricos também serão mencionados. Por fim, serão apresentados alguns conceitos e exemplos com esquemas de superfície e modelos numéricos.

2.1 Interação solo-vegetação-atmosfera

O balanço de energia na superfície está associado à dinâmica dos processos de interação superfície-atmosfera (STULL, 1988) e fornece informações sobre o comportamento dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente e, conseqüentemente, sobre a evolução dos perfis verticais médios de temperatura potencial e umidade específica do ar na CLA. Os fluxos turbulentos na Camada Limite Superficial (CLS) acoplam as interações superfície-atmosfera e desempenham um papel importante no transporte de momento, calor sensível e calor latente na atmosfera (MONIN; YAGLOM, 1971).

O sistema solo-vegetação-atmosfera (SVA) é caracterizado pela presença de inúmeros mecanismos de retroalimentação entre os compartimentos pelos quais a radiação solar (S) e a radiação de onda longa (L), juntamente com as propriedades do solo e da superfície determinam a partição da energia radiativa total (R_N) absorvida pela superfície da terra. Isso é dividido em fluxos turbulento de calor sensível (H) e calor latente (λE), que são geralmente direcionados para cima a partir da superfície da terra durante o dia, e que têm forte impacto na estrutura da CLA. A energia restante entra no fluxo de calor do solo (G).

A CLA é caracterizada por processos de turbulência mecânica e térmica que são controlados pelas interações com a superfície e pelo entranhamento da atmosfera livre acima. A parte da CLA que é dominada por turbulência térmica (flutuação) e mecânica (cisalhamento do vento) é chamada Camada Limite Convectiva (CLC)

(STULL, 1988). A CLC é importante pelo transporte de momento, energia, vapor d'água e gases traços a partir da superfície até uma altura de cerca de 1-2 km, onde estas componentes podem então, interagir com a circulação geral da atmosfera.

A variabilidade espacial da umidade do solo, rugosidade da superfície, albedo, índice de área foliar e condutância estomática afetam o intercâmbio de calor, umidade e momento entre a superfície e a atmosfera e esses, por conseguinte afetam o desenvolvimento da CLC. A partição da radiação líquida à superfície em fluxos de calor sensível e latente depende, em grande parte, da disponibilidade hídrica para evapotranspiração. A forte evaporação diurna à superfície gera instabilidade convectiva úmida e forte ciclo diurno da convecção, que por sua vez, são sensíveis à forçante dinâmica em escalas maiores.

Referente ao ciclo de energia e água, Santanello et al. (2011) definiu “acoplamento local” como: o impacto dos estados da superfície terrestre na evolução dos fluxos de superfície, na CLA e atmosfera, incluindo nuvens e precipitação, bem como mecanismos de *feedback* positivo e negativo que modulam extremos. Isso incorpora a noção de que todas as interações entre a superfície terrestre e a atmosfera começam localmente através da interface entre a superfície terrestre e a CLA. Ao longo desta tese, o termo “acoplamento” refere-se a um impacto unidirecional específico de uma variável de superfície em outra variável da atmosfera.

Estudos como os de Koster et al. (2006), Seneviratne et al. (2006) e Teuling et al. (2009) mostraram que a natureza dessa interação SVA depende do regime climático e da vegetação na superfície terrestre e podem ser esperados *feedbacks* positivos significativos em regiões de transição entre climas úmidos e secos.

A importância dos processos à superfície terrestre foi demonstrada não apenas em termos de previsibilidade em escalas de tempo diária a climática (KOSTER et al. 2010; DIRMEYER; HALDER, 2016; BETTS et al. 2017), mas também por influenciar extremos como secas e ondas de calor (WANG et al. 2015), evolução da CLA e formação de nuvens (EK et al. 2013; MILOVAC et al. 2016), convecção à tarde (FINDELL; ELTAHIR, 2003; GENTINE et al. 2013; GUILLOD et al. 2015) e intensificação de ciclone tropical (ANDERSEN; SHEPHERD, 2013).

A relação entre calor sensível e o latente é conhecida como Razão de Bowen ($B = H/\lambda E$) (CRAGO; BRUTSAERT, 1996) e está relacionada com a fração de

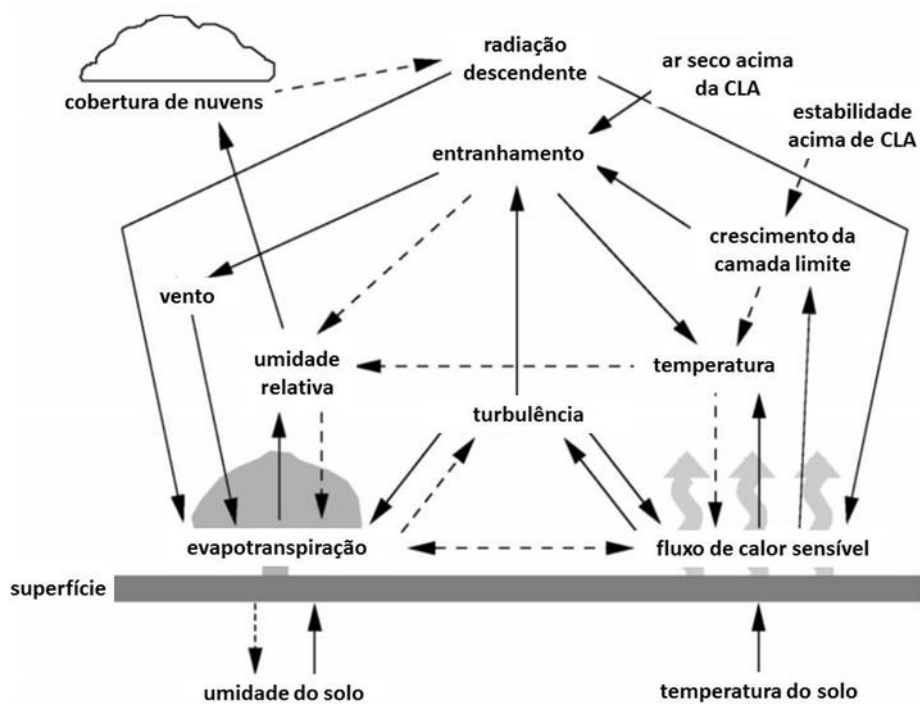
evaporação (EV) de forma que quando $EV=0$, $B=1$; indicando que não há evaporação e toda a energia disponível é usada pelo fluxo de calor sensível, enquanto $EV=1$ ($B=0$) indica que a evaporação utiliza toda a energia disponível, reduzindo o fluxo de calor sensível para 0.

A razão de Bowen depende fortemente da vegetação e das condições do solo, que é espacialmente variável e depende das características do solo, como a textura do solo. Isso leva à conclusão de que a intensidade do acoplamento entre a superfície terrestre e a atmosfera está fortemente relacionada ao local e às suas características (KOSTER et al., 2006; FINDELL; ELTAHIR, 2003; GENTINE et al., 2013; KNIST et al., 2016).

Carneiro (2012) observou que nas regiões de florestas tropicais um aumento no saldo de radiação e nos fluxos à superfície ocorreu no início do período seco, mostrando forte ligação com a quantidade de energia que chega à superfície e não com a disponibilidade de água no solo. Em contrapartida, nas áreas de floresta semidecídua de transição e no cerrado maiores valores de saldo de radiação e de fluxos de calor latente sensível foram observados no período chuvoso, possivelmente controlados pelas maiores disponibilidade de água no solo e das características fenológicas da vegetação neste período.

A Figura 2.1 representa as principais interações entre a superfície terrestre e a CLA em condições de aquecimento da superfície, isto é, durante o dia. As setas cheias indicam a direção do *feedback*, que em geral são positivos, levando a um aumento da variável destinatária, enquanto que as setas tracejadas indicam *feedbacks* negativos. Observam-se muitos *feedbacks* positivos e negativos, que podem levar a um aumento ou diminuição da umidade relativa e cobertura de nuvens.

Figura 2.1 – Interações importantes entre a superfície terrestre e a camada limite atmosféricas em condições de aquecimento da superfície durante o dia.



Fonte: Adaptado de Ek e Mahrt (1994).

Uma simplificação das complexidades ilustradas na Figura 2.1 pode ser apresentada esquematicamente como:

$$\Delta SM \rightarrow \Delta EV \rightarrow \Delta CLA \rightarrow \Delta Ent \rightarrow \Delta T_{2m}, \Delta Q_{2m} \rightarrow \Delta P, \Delta Nuvens$$

Onde ΔSM representa a variação da umidade do solo, ΔEV variação na evapotranspiração, ΔCLA é a variação da altura camada limite atmosférica, ΔEnt é a variação do entranhamento da atmosfera livre, $\Delta T_{2m}, \Delta Q_{2m}$ representam variações na temperatura e umidade a 2 metros, respectivamente e $\Delta P, Nuvens$ é a variação no desenvolvimento de precipitação e nuvens. Essas interações contribuem para o desenvolvimento da nuvem convectiva e precipitação, delineando os caminhos que definem a relação umidade do solo-precipitação.

Várias campanhas observacionais das interações superfície-terrestre foram realizadas nos últimos anos, como o FIFE (HALL; SELLERS, 1995), o Projeto Internacional de Intercâmbio Global de Água e Energia (GEWEX), o Painel de Estudo

do Sistema Superfície-Atmosfera (GLASS), o *Global Land-Atmosphere Coupling Experiment* (GLACE) (KOSTER et al., 2004, 2006), o *Land-Atmosphere Feedback Experiment* (LAFE) (WULFMEYER et al. 2017). As Campanhas identificaram regiões de forte acoplamento superfície terrestre-atmosfera (*hotspot*) em várias regiões do globo. No entanto, a maioria das campanhas são falhas no sentido de abordar o conjunto completo de medições (através do solo-vegetação-atmosfera) necessárias para estudos de superfície-atmosfera, concentrando-se em observações em apenas um ou dois destes sistemas. Além disso, as propriedades da superfície terrestre, como uso e cobertura da terra, topografia e textura do solo são altamente heterogêneas em uma ampla gama de escalas espaço-temporais, dificultando a generalização das medições de um local para outro.

Diante das referências citadas acima, percebe-se a importância das condições da superfície terrestre sobre a estabilidade da CLA e, posteriormente, no desenvolvimento de nuvens convectivas e precipitação. O impacto da superfície, especificamente, sobre o desenvolvimento de precipitação será abordado na seção seguinte.

2.2 Influência da superfície no desenvolvimento de precipitação

Na ausência ou sob fraca forçante sinótica, os processos de interação SVA são fundamentais para gerar convecção e precipitação (CHEN; AVISSAR, 1994; PIELKE, 2001). Por exemplo, superfícies molhadas em condições meteorológicas de céu claro permitem um maior fluxo de calor latente da superfície da terra, o que por sua vez tende a aumentar a umidade na CLA e, conseqüentemente, aumenta a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) e a probabilidade de ocorrer convecção úmida (KHODAYAR, 2009, WULFMEYER et al., 2014a). É necessário mencionar que a ocorrência de convecção úmida sobre solos úmidos ou secos depende fortemente da forçante da camada de inversão no topo do CLA (CIN) e da estratificação na atmosférica livre (KHODAYAR, 2009; GENTINE et al., 2013).

A convecção é um processo que afeta a atmosfera em várias escalas, variando do local ao global. A convecção úmida começa em uma camada próxima à superfície, a partir da qual a parcela é levantada por um mecanismo flutuante ou mecânico. À medida

que uma parcela ascendente sobe, ela esfria de acordo com a taxa de lapse rate adiabático seco. Uma vez que atinge o nível de condensação por levantamento (LCL), o vapor de água contido começa a saturar e a parcela então esfria a uma taxa adiabática úmida mais lenta. Em condições favoráveis, a parcela continua a subir e a água se condensa em gotículas formadoras de nuvens. Isso acontece dentro do CLA ou perto do topo da CLA e é referido como convecção superficial.

A variabilidade da umidade do solo e da vegetação influenciam as condições atmosféricas mais baixas (CLA) em relação ao calor e umidade e, conseqüentemente, a formação de zonas de convergência (KLÜPFEL et al., 2012), que são pré-condições para o início da convecção úmida (KHODAYAR et al., 2009; WULFMEYER et al., 2011) e, portanto, para a ocorrência de precipitação (FINDELL; ELTAHIR, 2003; KOSTER et al., 2006; BETTS, 2009; SENEVIRATNE et al., 2010; WULFMEYER et al., 2014a). Além disso, de acordo com Aligo et al. (2007), a quantidade de precipitação dentro de sistemas convectivos pode ser fortemente sensível a perturbações de umidade do solo.

Enquanto os estudos até a década de 1990 tendiam a se concentrar no conceito de reciclagem de umidade, estudos mais recentes têm enfatizado a importância de mecanismos de *feedback* indiretos, ou seja, a influência da umidade do solo na estabilidade atmosférica, características da CLC e assim na formação de precipitação (EK; HOLTSLAG, 2004; BETTS, 2005; SANTANELLO et al., 2009; HOHENEGGER et al., 2009; TAYLOR et al., 2011; GENTINE et al., 2013). Tais efeitos indiretos podem teoricamente levar a *feedbacks* de qualquer sinal (SENEVIRATNE et al., 2010).

A umidade do solo pode afetar a precipitação subsequente (KOSTER et al., 2003; TAYLOR; ELLIS 2006; ALFIERI et al., 2008), principalmente, por meio de uma maior advecção de vapor d'água para uma região, devido a mudanças na grande escala (PAL; ELTAHIR 2003; COOK et al., 2006), através da reciclagem direta da umidade do solo na precipitação dentro da mesma região, ou através de uma modificação nas características da camada limite atmosférica localmente (FINDELL; ELTAHIR 2003; KOSTER et al., 2006; HOHENEGGER et al., 2009; GANTENER; KALTHOFF, 2010). Este último mecanismo designado *feedback* indireto de umidade do solo-precipitação, é esperado ser uma contribuição dominante para precipitação convectiva de verão sob fraca forçante de escala sinótica.

O *feedback* indireto de umidade do solo-precipitação tem sido explicado, principalmente, de duas maneiras distintas: *feedback* indireto positivo e negativo. O *feedback* positivo, como tratado por uma série de estudos como por Betts et al. (1996), Eltahir (1998), Pal e Eltahir (2001) e Findell e Eltahir (2003), tem sido associado a diferenças na energia estática úmida (equivalente a temperatura potencial equivalente) de baixos níveis existente entre condições de solos secos e úmidos. Condições de solos secos apresentam menores fluxos de calor latente, maiores fluxos de calor sensível e razões de Bowen maiores, apresentando CLA mais profunda. O aprofundamento da CLA implica em uma energia estática úmida menor por unidade de ar da CLA, para uma mesma quantidade total de energia estática úmida. Além disso, uma CLA mais profunda está associada com entranhamento de ar mais vigoroso acima da CLA com baixa energia estática úmida, o qual atua de modo a diminuir a energia estática úmida do CLA. Assim, os solos mais secos tendem a estar associados com energia estática úmida inferior por unidade de ar na CLA e, portanto, com um reduzido potencial para o desenvolvimento convectivo. A partir desta perspectiva, se espera que solos úmidos favoreçam a precipitação, o que constitui um *feedback* positivo de umidade do solo-precipitação. Em outras palavras, a convecção é desencadeada por alinhar o nível de convecção livre até o topo da CLA por meio de um forte aumento em temperatura potencial equivalente, ou seja, umedecimento (FINDELL; ELTAHIR, 2003).

Uma segunda evidência de *feedback* indireto (negativo) de umidade do solo-precipitação foi proposta em um estudo de Findell e Eltahir (2003). Os autores exploraram as diferenças de altura da CLA existentes entre os solos mais secos e úmidos sobre os Estados Unidos durante os meses de verão (junho, julho, agosto). Novamente, condições de umidade do solo seco produziram menores fluxos de calor latente, maiores fluxos de calor sensível e, portanto, razões de Bowen mais elevadas e CLA mais profunda. Embora o nível de condensação por levantamento (LCL) e o nível de convecção espontânea (NCE) são mais elevados sobre solos secos do que sobre solos úmidos, o crescimento mais rápido da CLA compensa esta diferença e atinge o nível de convecção livre, no caso de solo seco. Por outro lado, no caso de solos úmidos, a CLA continua a ser demasiadamente rasa. Neste caso, em vez de provocar convecção trazendo o nível de convecção livre para baixo do topo da CLA através de um umedecimento forte, a convecção é desencadeada por levar o nível convecção de livre

até o topo CLA através de um forte aquecimento. Assim, a precipitação é favorecida sobre solos secos, sustentando um *feedback* negativo sobre a umidade do solo-precipitação.

A resposta da atmosfera para a umidade da superfície terrestre é altamente não linear e complicada por vários fatores como a estrutura termodinâmica da atmosfera e o vento de grande escala, dentre outros. Vários estudos indicam que a precipitação é mais provável de ocorrer em solos mais úmidos (GUO et al., 2006; KOSTER et al., 2006; FINDELL et al., 2011), enquanto outros estudos mostram que mais precipitação ocorre em solos mais secos (EK; MAHRT, 1994; EK; HOLSTAG, 2004; HOHENEGGER et al., 2009; TAYLOR et al., 2012; GUILLOD et al., 2015). O resultado da previsão vai depender das condições externas e interações complexas da CLA (EK; MARHT, 1994).

Ek e Holtslag (2004) analisaram o papel da estabilidade na troposfera livre na ocorrência de convecção úmida ao longo de um solo seco ou úmido. O papel da umidade do solo no desenvolvimento de nuvens de CLA foi explorado em termos de uma nova equação de tendência de umidade relativa no topo da CLA, na qual certo número de processos e interações estão envolvidos. Para explorar totalmente a interação da superfície da terra com a CLA e o efeito da camada limite no desenvolvimento da nuvem, foram reproduzidas uma série de experimentos numéricos em que a umidade do solo variou desde o ponto de murcha até o ponto próximo à saturação. Os resultados mostraram que uma diminuição da umidade do solo pode, realmente, levar a um aumento nas nuvens de CLA, em alguns casos. Os autores observaram que diminuindo a umidade do solo inicial abaixo do ponto de murcha, a cobertura de nuvens diminui para zero. No entanto, à medida que aumenta a umidade inicial do solo de valores intermediários de umidade para valores perto da saturação, a cobertura de nuvens da CLA diminui ligeiramente, mostrando um resultado um tanto contraditório. O experimento com estabilidade atmosférica mais forte tem profundidade da CLA mais rasa do que o conjunto de referência, e menos cobertura de nuvens para solos mais secos, e com aumento de cobertura de nuvens quando o modelo é executado aumentando a umidade do solo. Uma estabilidade mais fraca acima da CLA tem uma profundidade da CLA maior (como seria de se esperar) e ainda, cobertura de nuvens muito maior para solo seco, com diminuição da cobertura de nuvens para o aumento da umidade do solo.

O acoplamento entre a superfície terrestre e a convecção úmida é provavelmente insignificante somente quando a atmosfera é muito seca ou estável, o que tenderia a suprimir totalmente a convecção úmida, ou a atmosfera é muito úmida e instável, porque a convecção é muito provável que ocorra sobre qualquer superfície em qualquer caso (FINDELL; ELTAHIR, 2003). Assim, as condições para o início da convecção úmida são altamente sensíveis às heterogeneidades de umidade temporal e espacial dentro do CLA (KHODAYAR, 2009, WULFMEYER et al., 2014; SANTANELLO et al., 2017).

2.3 Estudo da interação superfície-atmosfera utilizando modelos numéricos

Estudos de modelagem são úteis para demonstrar estes *feedbacks* entre superfície-atmosfera uma vez que se tem como especificar a fonte da mudança (por exemplo, uma anomalia na umidade do solo) e identificar a resposta na componente atmosférica do modelo (DIRMEYER, 2000; KOSTER et al. 2004; HIRSCH et al. 2014). Na natureza, é muito mais difícil determinar essas relações de *feedback*, principalmente porque já existem fortes relações causais da atmosfera para a superfície, como a precipitação que necessariamente aumenta a umidade do solo, o calor excessivo que leva a maior evaporação potencial, etc.

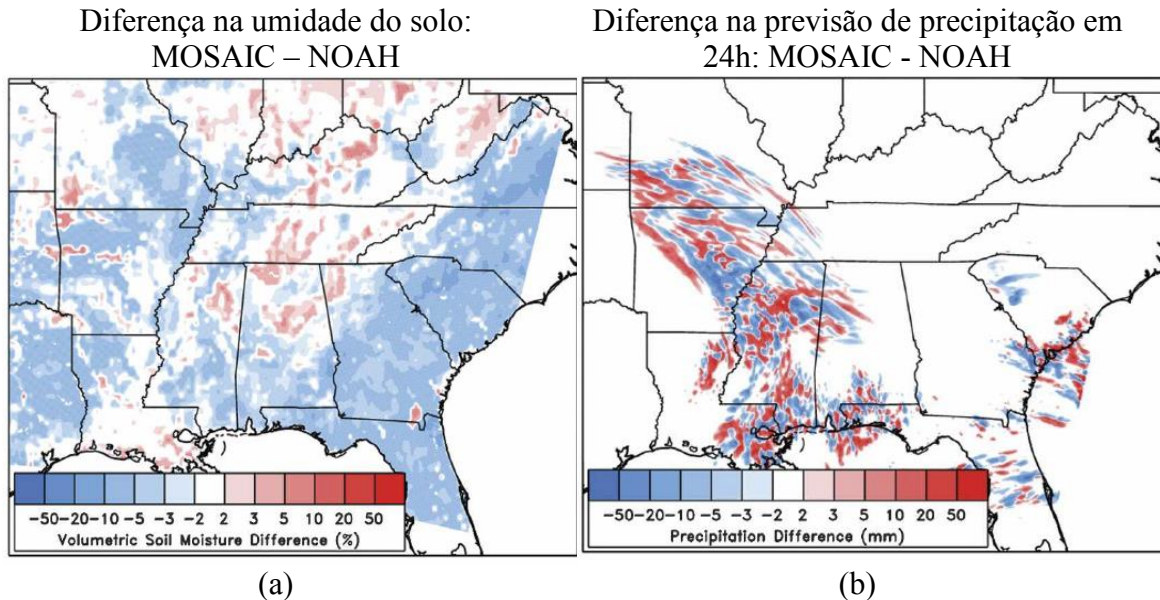
A interação simulada entre todos os compartimentos e variáveis do sistema SVA desempenha um papel significativo na habilidade do modelo de escala local a global, especialmente no que diz respeito à representação da temperatura atmosférica, umidade, nuvens, circulação e precipitação (MAHMOOD et al., 2013 STÉFANON et al., 2014).

Chen e Avissar (1994) estudaram os efeitos da heterogeneidade da umidade da superfície no local do desenvolvimento de nuvens rasas e precipitação através de experimentos numéricos usando o modelo de alta resolução Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) para o caso de 28 de julho de 1989 nos Estados Unidos. As simulações indicaram que a descontinuidade da umidade na superfície, gera circulações de mesoescala que podem afetar significativamente o disparo e início das nuvens e a intensidade e distribuição da precipitação. Quando a turbulência é envolvida apenas no aquecimento e transporte de umidade da CLC, a precipitação é randomicamente distribuída com aproximadamente igual intensidade. Entretanto, a chuva intensa é

produzida na frente das circulações de mesoescala organizadas. Segundo os autores, a dominância destes dois regimes é fortemente modulada pela superfície terrestre.

Sutton et al. (2006) analisaram um caso de verão, em 12 de julho de 2001, que ocorreu na parte central dos Estados Unidos (EUA), objetivando avaliar se as perturbações de umidade do solo poderiam melhorar as previsões da estação quente. Os experimentos de ensemble foram baseados em membros do modelo Weather Research and Forecasting (WRF) com diferentes análises de umidade do solo (MOSAIC, NOAH). Os resultados sugerem que previsões de curto prazo de temperatura e precipitação podem, realmente, ser modificadas em consequência da alteração da umidade do solo. As mudanças para previsões de 5 km, devido a diferenças na umidade do solo foram tão grandes quanto as mudanças nas previsões de 20 km em função da utilização de diferentes parametrizações convectivas (Figura 2.2.), mostrando ser uma grande fonte de incerteza nas previsões. As mudanças nas simulações de precipitação de 20 km, em função das alterações na umidade do solo foram menores do que nas simulações de 5 km, mostrando que a sensibilidade das simulações às condições da superfície terrestre aumenta com a resolução do modelo.

Figura 2.2 - (a) Campo de diferença da umidade do solo (NOAH e MOSAIC) e (b) campo de diferença na precipitação associada à mudança na umidade do solo, simuladas pelo modelo WRF com a resolução de 5 km.



Fonte: Adaptado de Sutton et al. (2006).

Um estudo utilizando diferentes modelos regionais e dados observados para analisar o acoplamento da altura da base da nuvem com os fluxos de superfície foi realizado por Gbobanivi et al. (2011). Os autores analisaram cinco modelos regionais e conduziram o estudo por meio de análises de componentes principais. Eles verificaram que os modelos reproduzem os padrões diurnos e sazonais das variáveis de superfície em todas as estações, mas com diferentes vieses. Todos os modelos apresentaram alguma dificuldade em simular as amplitudes de temperatura diurna e sazonal sobre as estações tropicais, mas apresentaram um bom desempenho sobre as estações de latitudes médias. Os autores também verificaram que grande parte dos modelos reproduziu o acoplamento entre os fluxos de energia na superfície com a altura da base da nuvem sobre a maioria das estações, porém, com uma magnitude geralmente maior que o observado. O acoplamento entre a altura da base da nuvem e os fluxos de superfície é ligeiramente mais fraco sobre a maioria das estações sob condições de vento forte, indicando forçante de grande escala.

No trabalho de Kvon et al. (2012), foi investigada a habilidade do modelo Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) em simular as condições

meteorológicas e os fluxos de superfície de uma região boreal da Suécia em comparação com dados observados de torre alta e medições de uma aeronave. Os autores verificaram que o modelo RAMS pode fornecer uma representação, razoavelmente, acurada das condições de tempo, bem como do perfil vertical da atmosfera, contudo ao mesmo tempo, os fluxos de superfície não são bem simulados, com desvios relativamente grandes na magnitude e na partição entre fluxos de calor latente e sensível. A principal característica observada foi a hipersensibilidade do modelo de umidade do solo, a qual apresentou um grande efeito sobre a repartição entre os fluxos de calor sensível e latente. O modelo também foi sensível à cobertura do solo, que é importante para a distribuição espacial de fluxos de superfície. Este resultado demonstra a importância de uma representação adequada da cobertura do solo no modelo.

Estudo dos processos de interação superfície-atmosfera também foram realizados utilizando o modelo WRF por Jiménez et al. (2012), que buscaram melhorias para a formulação da Camada Limite Superficial do WRF (SKAMAROCK et al., 2008). O impacto que as mudanças propostas produziram nos fluxos à superfície, nas variáveis meteorológicas de superfície e na dinâmica da CLC foi analisado. Os autores verificaram que melhoria potencial pode ser obtida por meio da introdução de um comprimento de rugosidade térmica diferente do comprimento de rugosidade para o momento.

Estudos utilizando modelos de mesoescala de alta resolução demonstraram que o aquecimento diferencial da CLC devido à heterogeneidade da superfície cria um gradiente horizontal nos fluxos de calor latente e calor sensível turbulento que pode gerar intensas circulações de mesoescala (WANG et al, 2000; WEAVER; AVISSAR, 2002). Essas circulações podem forçar processos convectivos e impactar na distribuição espacial e temporal da nebulosidade e da precipitação.

A força de acoplamento SVA em modelos climáticos regionais (RCMs) provavelmente será fortemente dependente da configuração do modelo (PREIN et al., 2015; KNIST et al., 2016). Por exemplo, um estudo mostrou que mudar a parametrização por convecção ou a resolução do modelo levou a diferenças não apenas na magnitude, mas também no sinal do acoplamento umidade do solo-precipitação (HOHENEGGER et al., 2009). Hohenegger et al. (2009) realizaram estudos relacionados à escolha da resolução espacial do modelo e dos esquemas de

parametrização convectiva. Os autores encontraram resultados semelhantes aos de Taylor et al. (2003), por meio dos quais sugerem que as atuais parametrizações convectivas em modelos atmosféricos levam a uma relação positiva e simulações em que as nuvens são tratadas explicitamente indicam um *feedback* negativo entre a umidade do solo e a precipitação.

Segundo Correia (2006) é fundamental a utilização de modelos de alta resolução espacial (maior que 5 km) que representem melhor os processos que ocorrem na micro e na mesoescala. Além disso, os modelos devem considerar uma representação atualizada da cobertura vegetal. Com modelos de maior resolução, o papel da heterogeneidade da superfície na formação de nuvens e na convecção de mesoescala poderá ser melhor avaliado (CORREIA, 2006).

Na escala de previsão de tempo, condições iniciais de umidade do solo mal especificadas têm um papel prejudicial e impacta sobre a habilidade das previsões numéricas de tempo (TRIER et al., 2004; SUTTON et al., 2006). Os processos no sistema SVA são, na maior parte, fenômenos de pequena escala, que podem influenciar as circulações de grande escala (TRIBBIA; BAUMHEFER 2004). A representação dessas relações nos modelos é, portanto, um fator chave que afeta a precisão. Várias estratégias de pesquisa têm sido propostas para representar com precisão os processos de troca de água e energia entre o sistema SVA (EK; HOLTSLAG, 2004; SENEVIRATNE et al., 2010; SANTANELLO et al., 2013).

Tao et al. (2013) investigaram os efeitos de três de mapas de uso e cobertura da terra de diferentes origens (USGS, UMD e MODIS) sobre os processos chaves de interação superfície terrestre-atmosfera utilizando o novo modelo unificado WRF (NU-WRF) sobre a região continental dos Estados Unidos. Os mapas apresentam uma grande discrepância na classificação e distribuição do uso e cobertura da terra. As simulações numéricas de uma semana demonstraram notáveis diferenças na temperatura e umidade do solo, fluxo de calor latente e sensível, altura da CLA, vento, NO₂, Ozônio e outros constituintes atmosféricos. Essas diferenças estavam associadas às propriedades da cobertura da terra como, por exemplo, resistência estomática, albedo e emissividade e características de rugosidade.

Algarve (2013) realizou testes de sensibilidade utilizando três diferentes cenários de mudanças no uso e cobertura da terra para a região entre as cidades de São

Paulo e Rio de Janeiro. Em um dos cenários considerou-se que o cultivo do eucalipto expandiu sobre toda a região de estudo. Os resultados das simulações de longo prazo do modelo Eta, na resolução de 40 km, mostraram que uma expansão acentuada do eucalipto modifica os padrões médio de vento e de precipitação da região.

Guilod (2014) utilizou duas bases de dados de textura do solo (FAO e CCI) para investigar o impacto da textura do solo especificada nas simulações do modelo COSMO-CLM. Os resultados destacam a importância da especificação da textura do solo nas simulações de verão sobre a Europa. Diferenças de até 2 °C na temperatura média a 2 metros da superfície e de 20% na precipitação foram encontradas resultantes de mudanças na partição de energia na superfície em fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente.

2.4 Esquemas de superfície

O papel das interações superfície terrestre-atmosfera na previsão de tempo e clima surgiu nas últimas décadas como importantes, mas inerentemente desafiadoras e complexas. A razão é que a pesquisa de interação superfície-atmosfera procedeu “ao contrário” em comparação com a maioria das ciências. Tradicionalmente, nas ciências do sistema Terrestre, as observações informam a teoria, o que leva ao desenvolvimento e aperfeiçoamento gradual de modelos conceituais e numéricos baseados em processos físicos esclarecidos. Por outro lado, os modelos de interação superfície-atmosfera surgiram bem antes da base teórica para as interações superfície-atmosfera amadurecerem, impulsionados pela necessidade urgente de fornecer condições de limite inferior precisas para os modelos atmosféricos (SANTANELLO et al. 2017). A demanda pelo fechamento superficial do balanço de energia e água em modelos atmosféricos levou ao desenvolvimento dos primeiros modelos de superfície terrestre (MANABE, 1969).

No sentido de melhorar o conhecimento das complexas interações que ocorrem na superfície, vários modelos atmosféricos têm sido acoplados a esquemas de superfície continental. Os chamados Land Surface Models (LSM) são formulados para calcular a transferência de energia, massa e momentum entre o sistema solo-vegetação-atmosfera nos modelos atmosféricos usados para previsão de tempo e clima (TRIER et al. 2011).

Surgidos a partir dos primeiros estudos de Budyko (1956) e Manabe (1969), os esquemas de representação da superfície continental foram desenvolvidos ao longo dos anos com uma crescente sofisticação na representação dos processos de interação superfície-atmosfera. Devido ao seu papel de fornecer as condições de contorno da superfície terrestre para a atmosfera, os processos de superfície são fundamentais, influenciando na estrutura da CLA, nuvens associadas e os processos de precipitação.

Um dos pontos fracos dos modelos numéricos de previsão numérica de tempo (PNT) é a sua baixa habilidade na previsão de precipitação a qual é altamente dependente da parametrização correta dos diferentes processos incluindo o equilíbrio de umidade do solo. Um dos componentes fundamentais desse equilíbrio é a textura do solo, que determina parâmetros importantes, como o ponto de murcha e a capacidade de campo (WILSON et al., 1987).

No estudo de Hong et al. (2009) foi analisado o acoplamento do modelo de superfície NOAH ao modelo Weather Research and Forecasting (WRF) com resolução horizontal de 1 km. As melhorias no modelo foram avaliadas por meio de testes de sensibilidade realizados nas de parametrizações de fração vegetação (FG) e inicialização da umidade do solo, utilizando dados de sensoriamento remoto e o sistema de assimilação de dados de superfície High-Resolution Land Data Assimilation System (HRLDAS). Os resultados indicaram alta sensibilidade do modelo acoplado à heterogeneidade espacial da vegetação, mostrando superestimação da transpiração da vegetação e baixa variabilidade do fluxo de calor no solo em áreas altamente vegetadas.

O modelo de superfície NOAH também foi utilizado no estudo de Patil et al. (2014) que investigaram o desempenho do modelo em condições de monção de verão da Índia durante os anos de 2009 e 2011. Eles verificaram que o NOAH simulou os fluxos de calor sensível razoavelmente bem. No entanto, os fluxos de calor no solo mostraram grande diferença com as observações, tanto em períodos secos, quanto em períodos de condições de chuvas. As temperaturas do solo também mostraram diferenças quando comparadas com observações. Foi verificado que o uso de uma classe homogênea de textura do solo é inadequado para determinar os parâmetros de hidrologia do solo usando o modelo de superfície NOAH.

No trabalho de Pilloto et al. (2014) foram avaliadas as simulações do modelo de superfície NOAH-MP (LIU et al., 2011) no modo *off-line* por meio da comparação dos processos de superfície simulados em relação às observações de campos de áreas florestadas e cultivadas na Amazônia. O modelo representou bem a sazonalidade de umidade do solo e magnitude ao longo de ambas as coberturas de vegetação, principalmente durante a estação chuvosa, provavelmente porque o solo úmido tem uma menor variabilidade em relação ao solo seco. Em ambas as coberturas foi identificado bias frio na temperatura do solo. Estas tendências podem ser um problema de ajuste no modelo na relação de equilíbrio entre a umidade do solo e a temperatura.

A modificação da cobertura da superfície pode alterar a absorção da energia solar, bem como a sua redistribuição para a atmosfera sob a forma de fluxos de calor. Portanto, para aumentar a previsibilidade da precipitação e do clima em geral, a representação adequada dos parâmetros de superfície da terra, tais como textura do solo, temperatura e umidade do solo, rugosidade, coeficiente de troca de superfície, e resistência estomática são cruciais.

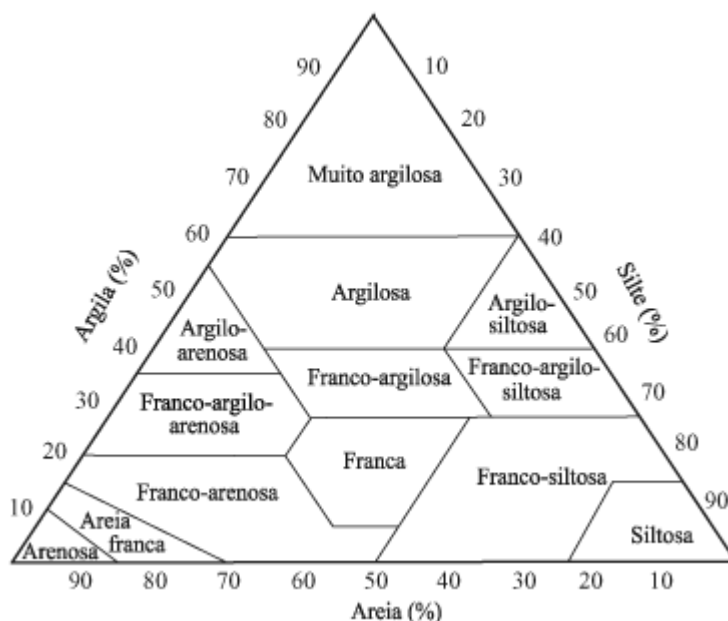
Milovac et al. (2016) avaliaram as diferenças nas simulações de precipitação utilizando os modelos de superfície NOAH e o NOAH-MP. Os valores médios na área de estudo mostraram uma precipitação mais fraca com o NOAH-MP, relacionada a uma menor umidade próxima a superfície simulada globalmente pelo NOAH-MP, gerando uma CLA mais seca em relação à simulação do NOAH. Portanto, menos umidade é transportada para os níveis mais altos da atmosfera com o NOAH-MP e, conseqüentemente, a chance de ocorrer convecção úmida profunda foi menor do que com o NOAH.

Nos LSM existem duas variáveis primárias sobre as quais outros parâmetros secundários (como a resistência mínima do dossel e propriedades hidráulicas do solo) são determinados. Estas duas variáveis são o tipo de vegetação e a textura do solo (CHEN; DUDHIA, 2001).

As texturas do solo são geralmente separadas em classes discretas com base nas proporções de areia, argila e silte no solo, utilizando o triângulo de textura do solo (Figura 2.3). Tipicamente em modelos de superfície terrestre, vários parâmetros do solo são definidos como uma função das classes de texturas do solo e a cada ponto de grade

do modelo é atribuída uma classe de solo. Desta forma, a umidade do solo depende diretamente da textura do solo.

Figura 2.3 - Triângulo de textura do solo que define as classes de solo com base na quantidade relativa de areia, argila e silte no solo.



Fonte: Adaptado Soil Survey Division Staff (1993).

A representação detalhada e atualizada da heterogeneidade da superfície da terra nos modelos é cada vez mais importante em resoluções mais finas (AMENT; SIMMER, 2006), onde os dados da superfície terrestre em uma escala de campo podem ser usados, bem como nos LSMs mais sofisticados. Negligenciar tais modificações afetará subsequentemente a simulação da evolução da CLA, da formação da nuvem e da ocorrência de precipitação.

Misenis e Zhang (2010) em suas simulações de cinco dias descobriram que a WRF é mais sensível à seleção do LSM do que aos esquemas de CLA, para previsões meteorológicas padrão como temperatura e umidade relativa a 2 metros da superfície, velocidade e direção do vento e precipitação.

2.4.1 Coeficiente de troca à superfície

O coeficiente de troca à superfície é um parâmetro numérico responsável por fazer o acoplamento entre a superfície terrestre e a atmosfera, por meio da transferência de energia e momentum da superfície terrestre para a baixa atmosfera (LEMONE et al., 2008; CHEN; ZHANG, 2009; PIELKE et al., 2011). A intensidade desse acoplamento superfície-atmosfera é dependente dos tipos de cobertura da terra e regimes climáticos.

O acoplamento entre a superfície terrestre e a atmosfera pode desempenhar um papel importante na convecção regional e precipitação (TRIER et al., 2004; HOLT et al., 2006; LEMONE et al., 2010) e é um dos componentes mais importantes do clima e dos modelo climático (PIELKE et al., 2011).

Com o objetivo de identificar regiões em todo o globo com áreas de forte acoplamento entre as chuvas de verão e as condições de superfície da terra, Koster et al. (2004) observaram que em tais regiões há um impacto significativo sobre a formação de nuvens que são sensíveis às forçantes de superfície da terra, tais como a umidade do solo, uso da terra e topografia (KOSTER et al., 2003; HOUZE Jr., 2002). Em particular, a análise de simulações utilizando modelos de superfície terrestre acoplados à modelos atmosféricos revelou vários *hotspot*, em termos de forte acoplamento entre a umidade do solo e chuvas de verão. Esses estudos, no entanto, dependem da confiabilidade dos modelos de superfície da terra em prever a força de acoplamento superfície-atmosfera, tal como expressa pelos coeficientes de troca de superfície. Outros autores buscam encontrar um melhor coeficiente de troca entre a superfície e a atmosfera para os modelos de superfície terrestre (ARYA, 1988; VERHOEF et al., 1996; CHEN; ZHANG, 2009; ARAUJO, L.R.P.; 2015).

Chen e Zhang (2009) estudaram a força do acoplamento do sistema solo-vegetação-atmosfera, utilizando dados observados do experimento AmeriFlux (<http://ameriflux.ornl.gov/>) a partir de uma ampla gama de coberturas de terra e regimes climáticos para reconstituir o coeficiente de troca de superfície (Ch), que rege o total de fluxos de calor da superfície para a atmosfera e reflete diretamente a força do acoplamento da superfície-atmosfera. As observações mostraram que o acoplamento Ch é mais forte para a vegetação alta do que para a vegetação baixa. Para a primavera e o verão, os resultados mostraram forte acoplamento para vegetação alta com valores de

Ch até dez vezes maiores do que para a vegetação baixa. Valores de Ch observados foram comparados com os valores do modelo de superfície terrestre NOAH. Os resultados indicaram que o modelo de superfície NOAH subestima (superestima) Ch para floresta (grama e culturas), o que implica um acoplamento insuficiente (muito eficiente) para copa alta (dossel baixo). Esta discrepância é atribuída ao tratamento do comprimento de rugosidade de calor. Segundo os autores, com alguns ajustes o modelo NOAH foi capaz de reproduzir o Ch observado. O estudo destaca o papel crucial do tratamento dos processos de troca entre os modelos de superfície acoplados a modelos atmosféricos de tempo/clima e a necessidade de utilizar os dados de fluxo de longo prazo para os diferentes tipos de vegetação e regimes.

No estudo de Trier et al. (2011) foram analisados os impactos do coeficiente de troca de superfície “Ch”, baseado na equação de Zilitinkevich (1995), sobre os processos de chuva de mesosescala durante a estação quente sobre as grandes Planícies do sul dos EUA, utilizando um modelo regional de alta resolução acoplado ao modelo de superfície NOAH. Os resultados indicaram que a sensibilidade das simulações do momento de início da convecção da tarde e precipitação subsequente, elevaram-se com variações na força de troca à superfície. O início da convecção nas simulações com fraca troca de superfície foi adiada por 2-3 h em comparação com simulações com intensa troca de superfície e a quantidade média da área total de precipitação foi menor em até 50%. A representação do coeficiente de troca “C” afetou significativamente a convecção e a precipitação através de uma simulação de troca de fluxos à superfície mais forte, mas a implicação e as possíveis vantagens de mudar dinamicamente o coeficiente “C” em cenários regionais ao longo de diferentes regiões ainda não são claras. A força de acoplamento à superfície não alterou a localização geral dos sistemas de precipitação de mesoescala e as características gerais da sua previsão do ciclo diurno, o que contrasta com outras sensibilidades exploradas no estudo incluindo o tempo de inicialização do modelo. De acordo com os autores, permitir que a força de troca na superfície varie com base em propriedades da vegetação indica o potencial para previsões operacionais mais realistas de precipitação nestas regiões desencadeadoras de convecção.

O impacto do acoplamento superfície terrestre-atmosfera também foi avaliado por Zheng et al. (2015) utilizando o modelo de superfície NOAH off-line e o NOAH

acoplado ao modelo de mesoescala WRF para analisar a convecção de mesoescala e precipitação intensa de verão ao longo de diferentes regiões. Os resultados mostraram melhorias através da adoção de um coeficiente de troca dinâmico na simulação de fluxos de superfície e resultando no estado da atmosfera. A força do acoplamento dinâmico ajuda a melhorar as previsões de precipitação em termos de intensidade, mas não necessariamente a sua localização. Os resultados indicam ainda que a identificação do acoplamento correto é um desafio, pois ele pode melhorar uma variável e deteriorar outra. De acordo com os autores, o coeficiente de troca tem controle significativo sobre o desempenho do modelo, particularmente sobre as previsões quantitativas de precipitação e é, portanto, uma característica importante para o estudo de extremos hidrometeorológicos. Os resultados indicaram que o coeficiente de acoplamento de troca à superfície constante adotado no modelo acoplado NOAH/WRF original tem deficiência na produção de fluxos de superfície corretos.

A correlação entre os fluxos de calor latente e sensível e a correlação entre a temperatura do ar superficial e o fluxo de calor latente também são consideradas métricas úteis de acoplamento solo-vegetação-atmosfera, uma vez que ambas as variáveis são componentes do balanço energético da superfície (KNIST et al., 2017). Esses tipos de métricas podem ser retratados como uma medida inversa do acoplamento da temperatura do solo e são significativas em regiões onde a evapotranspiração é relativamente grande (SENEVIRATNE et al., 2006; 2010).

Estudos de modelagem e observacionais do acoplamento superfície terrestre-atmosfera sugerem que a intensidade do acoplamento varia com relação a tempo e localização (KOSTER et al, 2006; GUO et al., 2006; SENEVIRATNE e STÖCKLI, 2008; TEULING et al., 2009). Além disso, estudos de modelagem como Hohenegger et al. (2009) e Knist et al. (2016) mostraram que esse acoplamento também é sensível à configuração e resolução do modelo. Por isso, a importância de identificar a força de acoplamento de cada modelo específico.

Mattos (2016) mostrou que através melhorias na representação da umidade do solo das condições iniciais do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do CPTEC foi possível obter melhorias nas simulações da precipitação sazonal do modelo. Além disso, o autor verificou que a intensidade do acoplamento superfície-atmosfera do

MCGA depende tanto da escolha do esquema de parametrização de superfície quanto da parametrização convectiva utilizada. Mattos (2016) constatou ainda que o acoplamento superfície-atmosfera é maior (cerca de 20%) durante o verão em relação ao inverno; e que as regiões de regimes climáticos de transição apresentam maiores acoplamentos. De acordo com o autor, a intensidade do acoplamento durante o verão está mais relacionada à escolha da parametrização de convecção do que à escolha do esquema de superfície.

2.5 Esquemas de produção de precipitação explícita

Erros podem ocorrer nas simulações de precipitação de alta resolução espacial (~ 1 km) devido às incertezas nas condições iniciais/contorno e/ou nos esquemas de microfísica de nuvens na escala de grade. Além disso, é importante destacar que os modelos, geralmente, apresentam maior dificuldade em simular eventos de chuva quando não estão associados a um sistema de grande escala. Os modelos numéricos tendem a apresentar maior habilidade nas simulações de chuvas associadas a frentes frias, sistemas de baixa pressão, zonas de convergência, etc.

Para simulação de precipitação, as parametrizações dos esquemas de microfísica de nuvens e convectivos são geralmente mais importantes porque esses esquemas têm um efeito direto sobre a geração, distribuição e intensidade de precipitação. Quanto à resolução horizontal do modelo, o comportamento da precipitação de um modelo numérico com e sem esses esquemas deve ser explorado sistematicamente (JEE; KIM, 2017).

Os principais processos que ocorrem dentro das nuvens, incluindo microfísica e processos dinâmicos, precisam ser bem compreendidos e modelados. Os processos microfísicos podem não ser bem representados devido à falta de medições para muitos processos que ocorrem em escalas espaciais e temporais mais finas. Cintineo et al. (2014) apontou que grandes incertezas podem ocorrer na forma com que diferentes esquemas de microfísica representam os processos de subgrade. Assim, quando o espaçamento de grade diminui, os esquemas de microfísica de nuvem se tornam importantes, entretanto há dificuldades em representar a convecção úmida (GUSTAFON et al., 2013). Uma razão para o fracasso parcial dos esquemas de microfísica de nuvens pode ser atribuída ao fato de que a dinâmica de escala de grade é

separada da microfísica da nuvem. Além disso, há nuvens que não são resolvidas por altas resoluções espaciais (menor que 5 km) e seus efeitos precisam ser contabilizados para melhorar o desempenho da simulação.

Assim, como aponta alguns estudos (GUSTAFON et al., 2013; CINTINEO et al. 2014) pode-se inferir que em altas resoluções espaciais o uso de um esquema de microfísica de nuvens sozinho (sem um parâmetro ativo do esquema de convecção parametrizado) pode não ser suficiente para representar a convecção úmida e a precipitação para períodos mais quentes, nos quais geralmente se configura a instabilidade convectiva. O transporte de momento convectivo por convecção *cumulus* não está incluída em muitos modelos, mas para modelagem de alta resolução a importância de incluir tal transporte em escala de sub grade dos movimentos verticais merece atenção (MOURA, 2016).

Zheng et al. (2016) introduziram mudanças no esquema de parametrização convectiva Kain-Fritsch (KF) para previsões de alta resolução. Tais mudanças incluem interações entre nuvens de sub grade e radiação, uma escala de tempo de ajuste dinâmico, fluxos de massa em nuvem na velocidade vertical em escala de grade e uma metodologia de entranhamento baseado no nível de condensação que inclui dependência de escala. Os resultados mostraram que a atualização no esquema KF melhora as previsões mesmo para o espaçamento de grade de 3 km trazendo benefícios em termos de localização e intensidade da precipitação. De acordo com Mattos (2016) para a América do Sul durante o verão austral quando os fluxos turbulentos de superfície controlam o disparo da convecção, um esquema de parametrização que melhor representa as interações físicas entre a atividade convectiva e o ambiente, como é o caso da parametrização convectiva de GD (GRELL; DÉVÉNYI, 2002), implica em um acoplamento mais intenso e maiores valores de movimento vertical ascendente, o que demonstra o acoplamento entre os processos de superfície e a atmosfera.

Gomes (2010) identificou alguns parâmetros no esquema de microfísica de nuvens que produzem alteração na precipitação produzida pelo modelo Eta com resolução espacial de 20 km. Os principais parâmetros identificados foram: velocidade de queda do gelo e umidade relativa crítica para início da formação das gotas. De acordo com o autor, o esquema de microfísica de nuvens Ferrier (2002), que produz chuva de forma explícita, apresenta maior contribuição para a precipitação total a

medida que a resolução espacial do modelo aumenta. Partindo deste princípio, será analisado o efeito dos parâmetros na produção de precipitação para o modelo Eta na resolução de 1 km na qual toda precipitação é produzida pelo esquema de microfísica de nuvens de forma explícita.

Um dos esquemas de sub grade mais críticos usados em modelo de mesoescala é a parametrização da convecção profunda. Modelos de alta resolução espacial na escala de convecção explícita podem levar a resultados mais acurados e uma redução nos vieses (HOHENEGGER et al., 2009; BAUER et al., 2011; KOTLARSKI et al., 2014).

Essas melhorias provavelmente se devem, principalmente, ao manuseio explícito da convecção profunda e também à representação aprimorada da topografia e da estrutura da superfície terrestre. Além disso, um aumento na resolução do modelo para aproximadamente 3 a 1 km requer ajustes de certos esquemas, porque certas parametrizações que funcionam bem em grades mais grosseiras podem ser inadequadas em resoluções altas. Isso é particularmente verdadeiro para esquemas de parametrização turbulenta (KLECZEK et al., 2014; COHEN et al., 2015; MILOVAC et al., 2016).

2.6 Estudos com o modelo Eta

Trabalhos utilizando o modelo regional Eta (Seção 3.4) para análise do ciclo diurno da precipitação e dos fluxos de superfície foram realizados por Chou et al. (2007), no qual foram avaliadas as previsões do modelo com resolução horizontal de 20 km, juntamente com as previsões do modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) realizadas para um sítio em Rondônia, para o período de seca entre 1 de julho a 1 de setembro de 2001. Foram analisadas séries temporais e o ciclo diurno de precipitação, temperatura próxima à superfície, fluxo de calor sensível e latente, fluxos de radiação líquida para os prazos de previsão de 24 e 48 horas. O modelo Eta apresentou uma superestimativa da radiação de onda curta incidente à superfície, resultando em saldo de radiação excessivo. Os fluxos de calor latente e sensível foram superestimados. As previsões de 48 horas produziram pequenas melhorias em relação às previsões de 24 horas. As temperaturas próximas à superfície foram superestimadas por ambos os modelos, Global e Eta.

Outro estudo utilizando o modelo Eta foi realizado por Lyra (2007) que avaliou as previsões de intensidade do vento próximo à superfície do modelo, para a região Nordeste do Brasil, por meio de testes de sensibilidade. Foram realizados testes no esquema de parametrização da camada limite superficial (CLS) e com substituição da cobertura de solo. Os testes com o coeficiente de troca de superfície de Zilitinkevich (Czil) mostraram que um aumento desse parâmetro trouxe melhorias na representação da temperatura de superfície no horário de maior aquecimento. O experimento com mudança na cobertura do solo apresentou diferenças pouco significativas, provavelmente, devido à pequena área de cobertura de solo alterada. Em geral, os resultados do vento a 10 e 50 m de altura modelado pelo Eta mostraram sensibilidade aos parâmetros testados.

No estudo de França (2008), foi analisada a sensibilidade das previsões de ocorrência de nevoeiro e visibilidade horizontal fornecidas pelo modelo Eta com relação a mudanças na umidade do solo. Pontualmente, as alterações na umidade solo foram significativas na previsão da visibilidade horizontal, pois as diferenças entre os resultados dos experimentos indicaram variações nos valores e posicionamento da visibilidade horizontal. Os resultados mostraram a importância da umidade do solo, sob o aspecto pontual na temperatura do ar a 2m, concentração de gotículas e nos fluxos de calor (latente e sensível), uma vez que ocorreram variações significativas nessas variáveis. O autor sugere que uma melhor representatividade da umidade do solo pode melhorar ainda mais o desempenho da previsão de nevoeiro e da visibilidade horizontal associada.

No trabalho de Doyle et al. (2013), foi verificada a sensibilidade de um sistema precipitante convectivo à mudança do mapa de tipos de solo e umidade do solo, usando o modelo Eta sobre o norte da Argentina. Os resultados indicaram que condições iniciais de umidade do solo mais acuradas e um novo mapa de solo com parâmetros hidráulicos mais representativos dos solos melhoram as previsões de precipitação total diária, tanto na representação do padrão espacial quanto no valor quantitativo.

3 METODOLOGIA

Neste capítulo, serão apresentados os dados utilizados nas análises e os casos selecionados para estudo. Uma descrição do modelo regional Eta, do esquema de superfície NOAH (EK et al., 2003), da parametrização de microfísica de nuvens de Ferrier et al. (2002) e da parametrização convectiva Betts-Miller-Janjic (1994), nos quais foram realizados os testes de sensibilidade também serão apresentadas. Por fim, será apresentada uma descrição dos experimentos numéricos realizados.

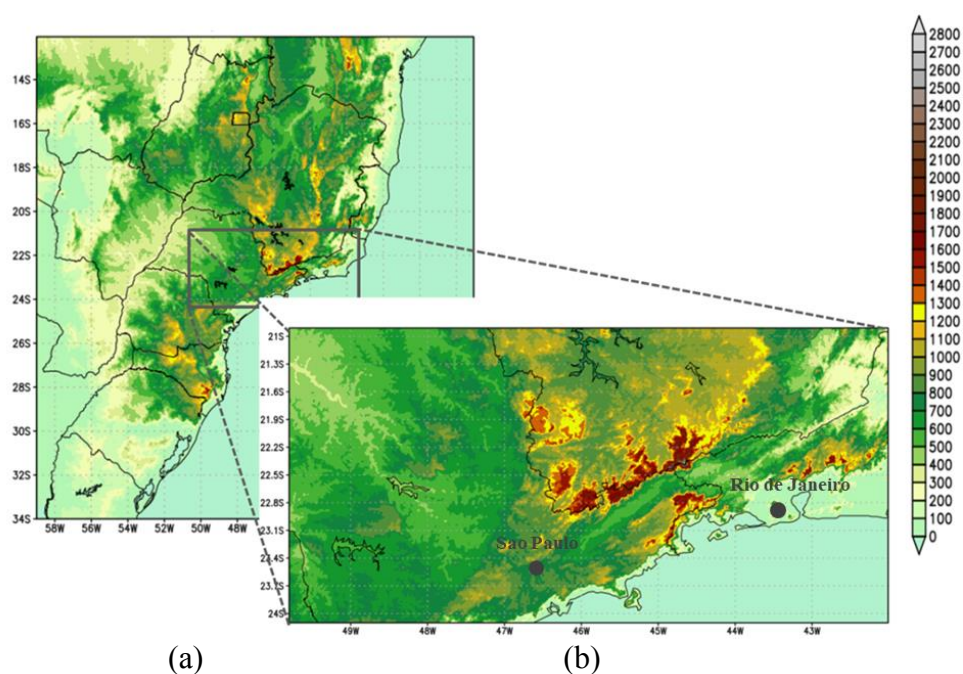
Inicialmente foi realizado o levantamento de eventos de chuvas isoladas associadas à instabilidade termodinâmica local, preferencialmente, em condições de fraca atuação de sistemas de grande escala, que ocorreram principalmente durante a estação quente entre os anos de 2013 e 2015. Em seguida, uma análise observacional foi realizada com os dados disponíveis (estações de superfície, radiossondas, torres micrometeorológicas e imagens de satélites). Em uma terceira etapa, o modelo Eta foi configurado com duas resoluções horizontais: uma intermediária, com aproximadamente 5 km e uma em altíssima resolução - 1 km. As simulações foram avaliadas em comparação com os dados observacionais disponíveis; a capacidade do modelo em simular as variáveis atmosféricas e de superfície foi analisada. Foram realizados testes de sensibilidade com parâmetros do esquema de superfície, do acoplamento superfície-atmosfera e o nos esquemas de produção de chuvas do modelo com o intuito de verificar a sensibilidade dos processos a diferentes parâmetros e melhorar a representação desses processos dentro do modelo.

3.1 Área de estudo

As interações SVA mais fortes, como umidade do solo e precipitação, podem ser esperadas em regiões onde a atmosfera não é tão seca quanto em áreas desérticas ou tão úmida quanto em áreas com clima tropical (FINDELL; ELTAHIR, 2003; KOSTER et al., 2006; GUILLOD et al., 2015). Portanto, as condições de clima tropical temperado são favoráveis para as chamadas regiões de transição, que são marcadas como áreas onde existe forte *feedback* do estado da superfície com os processos atmosféricos (FINDELL; ELTAHIR, 2003; KNIST et al., 2016).

A área de estudo selecionada para analisar os processos de interação SVA está localizada no Sudeste do Brasil (SEB) e compreende parte dos Estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro (Figura 3.1). A escolha da área de estudo foi motivada por sua localização em latitudes subtropical e possuir regime climático de transição e, principalmente, devido à escassez de estudos sobre a interação superfície-atmosfera para essa região.

Figura 3.1 – Topografia (metros) do domínio das simulações com resolução horizontal de (a) 5 km e (b) 1 km.



3.2 Dados

Os dados utilizados neste estudo foram:

- Imagens do satélite GOES-13 na banda do infravermelho e vapor da água e informações do Boletim Técnico do CPTEC/INPE, baseados nos casos significativos do mês e análises sinóticas durante o período de 2013 a 2015. Os dados foram utilizados para selecionar casos de precipitação intensa de forma isolada sobre a região de estudo.
- Dados da Estação Meteorológica Automática (EMA) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) do Campo de Marte em São Paulo (23,5° S e 46,63° W);

Dados de sondagens meteorológicas do Banco de Dados Meteorológicos (BDMET/CPTEC) do Aeroporto de Campo de Marte em São Paulo; Dados de torres micrometeorológicas que medem fluxos à superfície do Instituto de Pesquisa e Estudos Florestais – IPEF (22,97° S e 48,72° W) (CHRISTINA et al., 2016).

Esses dados foram utilizados como fonte observacional das principais variáveis meteorológicas da região de estudo. Na Tabela 3.1 são apresentadas as variáveis obtidas, a fonte dos dados e a localidade.

Tabela 3.1 – Dados observacionais.

	Variáveis	Fonte	Localidade
Estações meteorológicas automáticas de Superfície (EMA)	Temperaturas mínimas e máximas, temperatura a 2m, precipitação, umidade relativa, vento, temperatura do ponto de orvalho e pressão atmosférica.	INMET	Mirante de Santana, São Paulo-SP. Taubaté-SP.
Sondagens Meteorológicas	Temperatura potencial equivalente, umidade relativa e específica e vento.	BDMET/ Wyaoming Weather Web	Aeroporto de Guarulhos-SP, Aeroporto Galeão-RJ.
Torre micrometeorológica	Fluxos de calor latente e sensível.	IPEF	Itatinga-SP.
CMORHP e TRMM	Precipitação.	CMORHP e TRMM	Todo domínio da rodada.

- As simulações foram realizadas com o modelo Eta. A resolução do domínio interno foi definida para 1 km (Figura 3.1b). O domínio externo com resolução de 5 km foi escolhido como um passo intermediário para reduzir os dados das análises do conjunto do CFS versão 2 (CFSv2) que é uma extensão das Reanálises do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) obtidos do NCEP/NOAA (SAHA et al., 2010), com resolução de aproximadamente 0,5 x 0,5 graus. A frequência temporal é de 6 em 6 horas, disponibilizados nos horários sinóticos (0000, 0600, 1200 e 1800 UTC). Os dados das análises foram utilizados para evitar erros nas condições de contorno associados às previsões dos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) e,

portanto, identificar os erros das simulações inerentes às parametrizações internas do modelo regional. As variáveis utilizadas para integração do modelo regional foram temperatura, altura geopotencial, umidade específica, pressão a nível médio do mar (PNMM) e vento. Além disso, algumas variáveis das reanálises do CFSv2/NCEP também foram utilizadas para avaliar as simulações.

- Para análise dos campos espaciais e do ciclo diurno da precipitação, foram utilizados dados do produto de estimativa de satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) (KUMMEROW et al., 2000), projeto conduzido entre a National Aeronautics and Space Administration (NASA) e a Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial (JAXA), que tem como missão monitorar e estudar a distribuição de precipitação nos trópicos. Neste estudo foram utilizadas estimativas do produto 3B42RT, o qual utiliza estimativas de precipitação por microondas corrigidas por meio de informações da estrutura vertical das nuvens, que são obtidas através de precipitação estimada por radar. Os dados disponibilizados pela NASA, têm frequência temporal de 3 em 3 horas e resolução espacial de aproximadamente 25 km, cobrindo uma área que se estende de 50°S à 50°N de latitude e de 180°W a 180°E de longitude.

- Na análise dos campos de precipitação e do ciclo diurno, também foram utilizados dados do satélite *Climate Prediction Center MORPHing Method* (CMORPH) (JOYCE et al., 2004), com resolução temporal de meia em meia hora e resolução espacial de 8 km (no Equador), entre 60°S e 60°N. Trata-se de dados provenientes de uma técnica de estimativa de precipitação por satélites de órbita baixa, isto é, observações de microondas, combinados com dados de satélites geostacionários. Os dados foram obtidos do *National Centers for Environmental Prediction/National Oceanic and Atmospheric Administration* (NCEP/NOAA).

3.3 Casos

Com o intuito de isolar apenas o efeito das condições de superfície local no desenvolvimento de nuvens convectivas e precipitação, foram escolhidos casos em que a precipitação tenha sido iniciada pela instabilidade convectiva devido às condições de superfície e não forçada, principalmente, pela grande escala. As análises tiveram ênfase

nos processos de convecção *cumulus* rasas e profundas, associadas às interações solo-vegetação-atmosfera.

Os casos foram selecionados com base nos boletins técnicos do CPTEC/INPE e imagens de satélites. Uma análise detalhada de cada evento foi realizada a fim de eliminar os casos que tiveram forte influência de sistemas de grande escala. Os casos selecionados neste estudo estão indicados na Tabela 3.2. O caso 1 em negrito foi selecionado para as análises descritivas detalhadas ao longo da tese. Os demais casos foram utilizados para as avaliações objetivas.

Tabela 3.2 – Casos selecionados.

Caso	Simulação	Dia D	Localização e análise meteorológica
1	12/02/2013	14/02/2013	Chuva sobre a cidade de São Paulo-SP. Tempestade de verão que atingiu SP ocorreu em situação bastante comum, sem a presença de um sistema de grande escala.
2	03/03/2013	05/03/2013	Chuva localizada sobre a cidade do Rio de Janeiro-RJ, com início por volta das 2030 UTC do dia 05 de março de 2013. A chuva se intensificou entre as 2200 e 2300 UTC e começou a se dissipar depois.
3	08/12/2013	10/12/2013	Chuva localizada sobre o Estado do Rio de Janeiro. Iniciou-se em torno de 1700 UTC, a máxima intensidade foi identificada entre 2000 e 2100 UTC. Em torno de 2300 UTC já estava se dissipando.
4	09/01/2014	11/01/2014	Temporais Termodinâmicos em SP e MG. Em São José dos Campos dados de METAR do aeroporto local indicaram rajada máxima de vento de 51,9 km/h às 17:00 horas (Brasília-verão). Ocorreu chuva forte e granizo em SP (capital) acarretando alagamentos. Em Monte Verde (MG) também. Fonte: deolhonotempo
5	10/01/2014	12/01/2014	Chuva localizada sobre o sul do Estado de São Paulo. Foi verificado elevado volume de precipitação sobre a cidade de Itaóca-SP, (Lat=-24°38' e Long=-48°50'). A chuva começou em torno de 2000 UTC. O horário de maior intensidade foi em 2100 UTC.
6	22/01/2014	24/01/2014	Temporais Termodinâmicos em SP e MG. Temporal atingiu Uberaba-MG na tarde dessa sexta-feira (24) houve inundações de vias públicas e a rajada máxima de vento chegou aos 77,8 km/h (dados do METAR). Houve temporal, também, na capital paulista e no aeroporto de Congonhas a rajada máxima chegou aos 57,4 km e em Guarulhos a 61,1 km/h. Em apenas 1 hora choveu 49 mm em SP. Também houve temporal em Araraquara-SP nessa sexta-feira (24).
7	16/03/2014	18/03/2014	Chuva forte e granizo. Termodinâmica em São Paulo. Em vários pontos da cidade ocorreram alagamentos.
8	07/02/2015	09/02/2015	Chuva forte associada a instabilidade Termodinâmica em São Paulo. A chuva que atingiu Campinas (SP) na noite de segunda-feira (9) e se estendeu para a madrugada de terça (10) causou estragos e pontos de alagamentos. Fonte: http://g1.globo.com/
9	09/11/2015	11/11/2015	Chuva sobre a cidade de São Paulo.

Fonte: CPTEC/INPE (2015).

3.4 Descrição do Modelo Eta

O modelo regional Eta (MESINGER et al., 2012) foi desenvolvido na Universidade de Belgrado em parceria com o Instituto de Hidrometeorologia da Jugoslávia e se tornou operacional no *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) em 1993 (MESINGER et al., 1988; BLACK, 1994). Esse modelo foi instalado no CPTEC/INPE em 1996, com a finalidade de complementar a previsão numérica de tempo, que é realizada desde o início de 1995 com o modelo de circulação geral atmosférica (MCGA). O modelo regional se propõe a prever com maiores detalhes sistemas organizados em mesoescala tais como: sistemas convectivos, frentes, brisa marítima, tempestades severas, circulações locais, entre outros (CHOU, 1996).

Uma particularidade do modelo Eta que deu origem a seu nome constitui-se da utilização da coordenada vertical Eta (η). O uso dessa coordenada é adequado para regiões de topografia íngreme, tendo em vista que a coordenada vertical são superfícies aproximadamente horizontais. Com essa coordenada a topografia é representada na forma de degraus discretos, o que contribui para a redução dos erros nos cálculos obtidos de derivadas horizontais, tais como aqueles relacionados com a força do gradiente horizontal de pressão. A coordenada η é definida como (MESINGER, 1984):

$$\eta = \left(\frac{P - P_T}{P_{sfc} - P_T} \right) * \eta_{sfc} , \quad (3.1)$$

Em que

$$\eta_{sfc} = \frac{P_{ref}(Z_{ref}) - P_T}{P_{ref}(0) - P_T} \quad (3.2)$$

P_T é a pressão no topo do domínio e P_{sfc} e Z_{sfc} são a pressão e a elevação do limite inferior do modelo, respectivamente. A pressão de referência (P_{ref}) é uma função da altura acima do nível médio do mar. O primeiro termo da equação (1) é a definição padrão para a coordenada sigma e o segundo termo (η_{sfc}) é a conversão da coordenada vertical sigma para coordenada Eta.

O esquema de integração numérica do modelo é por particionamento explícito (*split-explicit*). Os termos de ajuste devido às ondas de gravidade são tratados pelo esquema *forward-backward* modificado por Janjic (1979). O passo de tempo

fundamental do modelo é aplicado aos termos de ajuste, o qual equivale à metade do passo de tempo dos termos de advecção. O esquema de diferenças finitas no espaço suprime a separação das ondas de gravidade das duas subgrades C (MESINGER, 1974; JANJIC, 1979). A difusão horizontal é não-linear de 2ª ordem. A condição de contorno lateral é prescrita em uma fileira nos quatro contornos laterais.

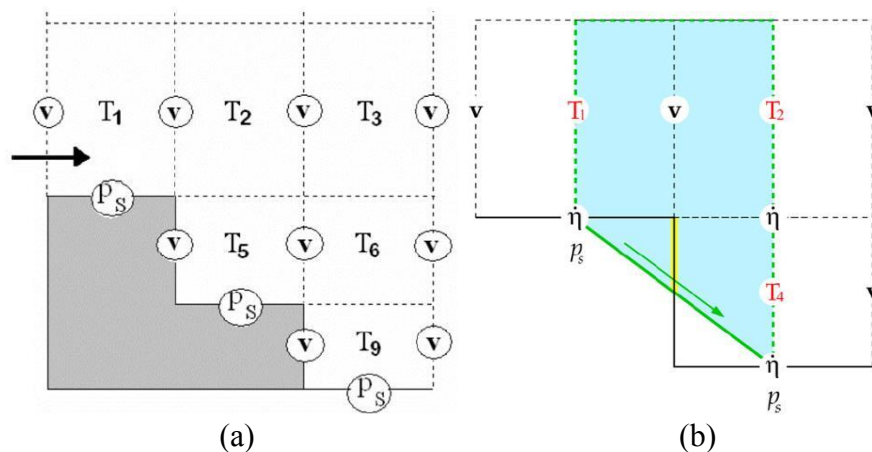
A estrutura vertical do modelo Eta é distribuída em 50 camadas. Na vertical e próximo à superfície, o modelo tem um número maior de camadas para melhor detalhar os processos que ocorrem na camada limite atmosférica, as camadas acima aumentam a espessura, gradativamente, até a alta troposfera onde torna a diminuir a espessura novamente, a fim de representar melhor a inversão em altos níveis. O aumento da resolução próximo à tropopausa é empregado no sentido de representar melhor as regiões baroclínicas, como correntes de jatos, inversão térmica, etc. A camada mais baixa é configurada com aproximadamente 20 metros da superfície.

A topografia do modelo é representada na forma de degraus discretos, com as superfícies da coordenada praticamente horizontais. Cada degrau possui um ponto de massa e de vento no centro e quatro pontos de velocidade e energia cinética turbulenta nos vértices. O topo de cada degrau coincide com a interface das camadas do modelo e a altura de cada degrau é obtida a partir do método de silhueta (BLACK, 1994). Cada grade horizontal é dividida em 16 sub-grades, de tal maneira que apresente uma configuração de quatro linhas e quatro colunas. Para cada sub-grade é estabelecido um valor de altura, proveniente de uma média calculada a partir de dados de elevação do terreno. Para cada linha e cada coluna da grade é escolhido o maior valor de elevação, o que proporciona oito valores máximos, e da média desses oito valores máximos obtém-se uma altura intermediária. A altura final será obtida movendo, para cima ou para baixo, a altura intermediária em direção à interface da camada que estiver mais próxima.

Na Figura 3.2 (a) será mostrada a representação da seção vertical com os níveis mais baixos do modelo. Observa-se que as variáveis de massa e as componentes horizontais do vento são determinadas no meio da camada entre dois níveis, enquanto que a variável velocidade vertical é determinada nas interfaces. A figura 3.2 (b) representa a nova grade vertical Eta, na qual a discretização é feita por degraus

inclinados no topo. O transporte de momento e temperatura ocorre ao longo da metade do que costumava ser na caixa vertical do canto inferior esquerdo com a discretização da topografia Eta.

Figura 3.2 – (a) Seção vertical idealizada da topografia do modelo Eta e distribuição das variáveis (V, T) na vertical; (b) Esquema da grade vertical Eta utilizando degraus inclinados na discretização.



Fonte: Adaptado de Mesinger et al. (2012).

O modelo possui todos os esquemas de parametrização de processos físicos comuns em modelos atmosféricos operacionais. As misturas turbulentas na atmosfera são resolvidas pelo esquema de Mellor-Yamada (1982) no nível de fechamento 2.5, em que a energia cinética turbulenta é prevista. As trocas de energia à superfície se baseiam na teoria de similaridade de Monin-Obukhov e utilizam as funções de estabilidade de Paulson (PAULSON, 1970) para representar as trocas de energia na camada superficial. O tratamento dos fluxos radiativos na atmosfera foi desenvolvido pelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL), sendo que radiação de onda curta se baseia no esquema de Lacis e Hansen (1974) e a radiação de onda longa se baseia no esquema de Fels e Schwarzkopf (1975).

As taxas de aquecimento ou resfriamento devido aos processos radiativos são recalculadas a cada hora de integração numérica. A parte da chuva e das nuvens estratiformes são representadas pelo esquema de microfísica de nuvens de Ferrier et al. (2002) que trata os diferentes tipos de hidrometeoros. A chuva convectiva é tratada pelo

esquema de Betts-Miller (1986), modificada por Janjic (1994). A hidrologia do modelo é representada pelo esquema NOAH (EK et al., 2003). O esquema original possui quatro camadas no solo e distingue 14 tipos de cobertura vegetal.

Neste trabalho, o enfoque será no esquema de superfície NOAH e nas parametrizações de convecção utilizando o esquema de Betts-Miller-Janjic (JANJIC, 1994) e de microfísica de nuvens utilizando o esquema de Ferrier et al. (2002). A descrição detalhada destes esquemas é dada nas seções seguintes.

As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura, umidade, vento horizontal, pressão à superfície, energia cinética turbulenta, umidade e temperatura do solo e água líquida ou gelo das nuvens. Há uma longa lista de variáveis diagnósticas processadas durante a previsão numérica e fornecidas em intervalos regulares: temperatura e umidade do abrigo, vento à 10 metros, fluxos de radiação de onda curta e longa a superfície, fluxos de calor latente e sensível, umidade relativa do ar e outras.

3.4.1 Esquema de superfície terrestre NOAH

Uma das principais funções dos Land Surface Models (LSMs) é fornecer fluxo de calor sensível (SH) e fluxo de calor latente (LE) como condições da camada limite inferior para os modelos atmosféricos acoplados (TRIER et al. 2011). Estes fluxos são responsáveis por dirigir a evolução diurna da camada limite, modificando a sua estabilidade e, posteriormente, afetando a formação de nuvens e precipitação.

O modelo de superfície terrestre NOAH (CHEN; DUDHIA, 2001; EK et al., 2003) utilizado neste estudo tem sido amplamente utilizado em modelos regionais e globais acoplados de previsão do tempo e clima. Os parâmetros fornecidos ao modelo são: tipos de vegetação, topografia, tipos de solo, porosidade de cada camada do solo, albedo e fração de vegetação verde. Os dados de entrada são radiação incidente, velocidade do vento, precipitação, umidade relativa do ar e temperatura do ar a 2m.

A versão do NOAH utilizada neste trabalho tem uma camada de dossel e quatro camadas de solo com espessuras de 0,1; 0,3. 0,6 e 1,0 m (profundidade do solo total de 2 m) a partir da superfície do solo para a parte inferior, respectivamente. A configuração de camada de solo de quatro níveis é adotada no modelo para capturar a

evolução diária, semanal e sazonal da umidade do solo e mitigar o possível erro de truncamento na discretização. A camada de 1 m mais profunda funciona como um reservatório com drenagem por gravidade na parte inferior e o 1 m da parte superior do solo serve como a profundidade da zona de raiz. A profundidade das raízes da vegetação é especificada como uma função do tipo de vegetação.

Os fluxos e a temperatura da superfície são calculados resolvendo o fechamento do balanço de energia formulado como:

$$(1 - \alpha)SW \downarrow + LW \downarrow - LW \uparrow = Rn = H + \lambda E + G \quad (3.3)$$

Onde α é o albedo da superfície, SW e LW são ondas curtas e longas (W/m^2), respectivamente. As setas $\downarrow \uparrow$ representam para baixo e para cima, Rn é o saldo do fluxo de radiação (W/m^2), H é o fluxo de calor sensível (W/m^2), λE é o fluxo de calor latente (calor latente de vaporização λ multiplicado pela evapotranspiração real E) (W/m^2), e G é o fluxo de calor no solo.

A temperatura da superfície tem um papel significativo no cálculo dos fluxos de energia e no fechamento do balanço energético. O cálculo da temperatura da superfície no NOAH é determinado usando uma única equação de balanço de energia superficial linearizada sobre a superfície combinada solo/vegetada seguindo Mahrt e Ek (1984). Os fluxos são calculados separadamente sobre o dossel da vegetação e o solo descoberto. Portanto, o fluxo líquido é uma soma dos fluxos sobre o dossel do solo descoberto, ponderados pela fração de vegetação (Fveg).

O fluxo de calor sensível é calculado como:

$$H = \rho C_p C_h u (T_{skin} - T) \quad (3.4)$$

Onde ρ é a densidade do ar (kg/m^3); C_p é a capacidade de calor específico do ar úmido (J/m^3K); C_h é o coeficiente de troca de superfície para o calor; u é a velocidade do vento na altura de referência (m/s), T_{skin} é a temperatura de superfície (K); T é a temperatura no nível mais baixo do modelo (K). G está relacionado com o gradiente de temperatura entre a superfície e o ponto médio da primeira camada do solo, como:

$$G = Kh(\eta) \frac{T_{skin} - T_{s1}}{\Delta Z} \quad (3.5)$$

Onde K_h é a condutividade térmica (W/mK), η fração de umidade do solo, T_{s1} a temperatura no ponto médio da primeira camada de solo, ΔZ é a espessura do solo entre os níveis da superfície terrestre e s_1 . O cálculo de λE_p é baseado na evapotranspiração potencial (E_p). O cálculo de E_p segue a abordagem de Penman baseado na aproximação do balanço energético de Mahrt e Ek (1984) que inclui uma resistência aerodinâmica dependente da estabilidade formulada como:

$$\lambda E_p = \frac{\Delta(Rn-G) + \rho \lambda C_q u (q_{sat} - q)}{1 + \Delta} \quad (3.6)$$

Onde Δ é a curva de pressão de vapor saturado, C_q é o coeficiente de troca de umidade, que é assumido como sendo igual do calor - C_h , q_{sat} e q são a umidade saturada e específica, respectivamente. A evapotranspiração real é calculada como a soma da evaporação direta da superfície do solo descoberto, a evaporação da água interceptada pela cobertura vegetal e a transpiração das plantas. Todas as três variáveis são uma função do λE_p . A principal variável de controle para a transpiração do dossel é a resistência estomática (INGWERSEN et al. 2011; BRANCH et al. 2014), calculada usando uma formulação do tipo Jarvis (JARVIS, 1976) que depende de parâmetros meteorológicos como radiação, umidade e temperatura.

Na hidrologia do modelo, a equação de prognóstico para umidade volumétrica do solo é dada por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_\theta \quad (3.7)$$

Onde D e K representam a difusividade da água do solo (m^2/s) e condutividade hidráulica (m/s) respectivamente e ambos são funções de θ ; e t e z representam o tempo em segundos e a distância vertical (m) a partir da superfície do solo para baixo (profundidade), respectivamente, e F_θ representa fontes e sumidouros, como a precipitação, evaporação e escoamento, por exemplo.

Esta forma difusiva da relação é conhecida como equação de Richard e é derivada da Lei de Darcy para movimento da água no solo (HANKS; ASHCROFT, 1986). K e D são funções altamente não-lineares da umidade do solo e, em especial, quando o solo está seco eles podem mudar várias ordens de magnitude para uma pequena variação na umidade do solo. A parametrização relacionada ao solo é muito

sensível para a compartimentação diurna de energia superficial em calor sensível e latente (CUENCA et al., 1996).

3.4.2 Parametrização da Camada Superficial

A entrada de calor para a atmosfera a partir da superfície é realizada por fluxos turbulentos e radiação térmica. A comunicação entre o modelo de superfície e a CLC ocorre dentro da “camada superficial” situada entre o chão e o nível mais baixo da coordenada vertical do modelo. A parametrização de camada superficial (CLS) fornece cálculo das velocidades de fricção e dos coeficientes de troca que permitem o cálculo dos fluxos de calor e umidade pelos esquemas de superfície terrestre e o cálculo da tensão de cisalhamento pelos esquemas de CLC.

O esquema de CLS utilizado no modelo Eta é baseado na teoria da similaridade de Monin-Obukhov de 1954. Para levar em conta os seus efeitos sobre a terra, o modelo Eta utiliza o comprimento de rugosidade para a umidade e calor, proposto por Zilitinkevich (1995), e resolve os fluxos superficiais por um método iterativo (SKAMAROCK et al., 2008).

No esquema NOAH, o comprimento de rugosidade para a umidade e calor, z_{ot} , é calculado de acordo com Zilitinkevich (1995) como:

$$z_{ot} = z_{om} \exp(-kC\sqrt{R_e}) \quad (3.8)$$

$$R_e = \frac{u_0^* z_{om}}{\nu} \quad (3.9)$$

onde z_{om} é o comprimento de rugosidade para o momento; R_e é o número de Reynolds; $k = 0,4$, é a constante de Von Karman; ν é a viscosidade cinemática molecular; u_0^* é a velocidade de atrito da superfície e C (ou C_{zil}) é uma constante empírica, que no modelo NOAH padrão é definida como 0,2 (CHEN et al., 1997).

O termo C_{zil} controla a razão de z_{ot}/z_{om} . Os comprimentos de rugosidade de momento e de calor são utilizados para calcular C_h com base na teoria da similaridade de Monin-Obukhov na parametrização da camada superficial como:

$$C_h = \frac{k^2/R}{\left[\ln\left(\frac{z_a}{z_{om}}\right) - \psi_m\left(\frac{z_a}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_{om}}{L}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z_a}{z_{ot}}\right) - \psi_h\left(\frac{z_a}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_{ot}}{L}\right) \right]} \quad (3.10)$$

onde L é o comprimento de Obukhov; z_a é a altura acima do solo; R é o número de Prandtl, e ψ_m e ψ_h são as funções de estabilidade (PAULSON, 1973).

Na equação de Monin-Obukhov, Z_{om} é a altura em que o vento médio chega a zero e escalares na $z_a < Z_{om}$ são assumidos para ser transportado por processos moleculares, z_{ot} é a altura em que a temperatura do ar que é igual à temperatura da superfície do solo. Em condições de convecção, foi demonstrado que a proporção z_{ot}/Z_{om} impacta os fluxos de superfície de uma forma mais eficaz do que o tratamento para funções de estabilidade com base Monin-Obukhov (CHEN et al., 1997).

A intensidade do acoplamento entre os fluxos de calor e momentum baseia-se no coeficiente de troca superficial - Ch . Valores menores de C_{zil} geraram maiores z_{ot} o que indica uma superfície mais rugosa para o calor e umidade, resultando em forte turbulência térmica e maior Ch . Portanto, menores valores de C_{zil} indicam maior acoplamento de superfície. Os valores de C_{zil} podem variar de 0,01 (forte acoplamento) até 1,0 (fraco acoplamento) (CHEN et al., 1997). Estudos demonstraram que ajustes nos C_{zil} podem contribuir para a melhoria das estimativas de fluxos de superfície do modelo (MONCRIEFF, 2004; GUTMANN; PEQUENAS 2007; LEMONE et al., 2008). Chen e Zhang (2009) reavaliou os coeficientes de troca de superfície usando dados da campanha AmeriFlux e obtiveram valores C_{zil} que são dependentes do tipo de vegetação. C_{zil} pode ser variado dinamicamente como uma função da altura do dossel $h(m)$ e representado como:

$$C_{zil} = 10^{(-0.4h)} \quad (3.11)$$

Estes resultados motivaram a necessidade de investigar os impactos de diferentes valores de C_{zil} em simulações de convecção de mesoescala associadas à interação solo-vegetação-atmosfera para mais tipos de vegetação típicos de diferentes regiões. Neste trabalho serão realizados testes de sensibilidade com o coeficiente C_{zil} .

3.4.3 Esquema de Camada Limite Atmosférica (CLA)

Esquemas de CLA são utilizados para parametrizar a transferência vertical de escala de subgrade de calor, umidade e momento, entre a superfície e a atmosfera devido à turbulência que é demasiadamente pequena para ser resolvida explicitamente e,

assim, o impacto na profundidade da CLA e estabilidade atmosférica do modelo. Isso, então, influencia o desenvolvimento de nuvens, particularmente durante o dia quando a forçante radiativa é mais forte.

Neste trabalho o esquema de CLA utilizado foi o de Mellor-Yamada (MELLOR; YAMADA, 1982). Trata-se de um esquema de CLA local, no qual os fluxos turbulentos são calculados em cada ponto de grade na coluna vertical usando apenas dados de níveis adjacentes. Esse esquema baseia-se no modelo de turbulência que inclui equações prognósticas para energia cinética turbulenta (ECT). O Mellor-Yamada é um esquema de fechamento de turbulência nível 2.5. Há exigência de que a ECT e o comprimento de escala principal sejam positivos. A equação diferencial de produção ou destruição de ECT é resolvida iterativamente.

Citineo et al. (2014) realizaram um trabalho de comparação da eficiência e habilidade de diferentes esquemas de CLA e de microfísica de nuvens e verificaram que o esquema de CLA Mellor-Yamada (MY) gerou os resultados mais realistas.

3.4.4 Esquema de microfísica Ferrier

A microfísica de nuvens do modelo Eta é parametrizada pelo esquema Ferrier et al. (2002) o qual representa a formação de nuvens e chuva da escala de grade do modelo, isto é, de forma explícita. O esquema é formulado para prever a variação de seis tipos de hidrometeoros:

- 1) Água de nuvem constituída de pequenas gotículas em suspensão;
- 2) Gelo de nuvem constituído de pequenos cristais de gelo em suspensão;
- 3) Chuva constituída por gotas maiores que precipitam, com diâmetro superior a 5 mm;
- 4) Neve formada por cristais de gelo branco, normalmente tem forma hexagonal;
- 5) Graupel, que são pequenas pelotas de gelo (macio) formadas a partir da neve e possuem diâmetro superior a 5 mm;
- 6) Sleet (ice pellets), que são pelotas de gelo transparentes ou translúcidas e podem chegar até a 5 mm de diâmetro.

A distribuição de tamanho de gotas é representada por uma função de distribuição exponencial. Os processos microfísicos considerados pelo esquema são: 1) condensação e evaporação da água de nuvem; 2) deposição por sublimação dos cristais de gelo; 3) coleta da água de nuvem pela precipitação; 4) crescimento da precipitação de gelo por riming; 5) aglutinação de água da nuvem para formar chuva; 6) congelamento da chuva sobre grandes partículas de gelo a temperaturas superbaixas; 7) condensação sobre gelo em derretimento; 8) derretimento do gelo; 9) autoconversão da água de nuvem em chuva; 10) coleta da água de nuvem para chuva e 11) evaporação da chuva.

A seguir são descritas as principais características desse esquema:

São realizadas previsões de mudança na umidade específica do vapor d'água e condensação total, isto é, a soma do gelo, da chuva (gotas grandes) e da água de nuvem (gotas pequenas não precipitantes). Todos podem coexistir em temperaturas maiores que $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. A categoria de gelo é formada de pequenos cristais de gelo, que são dominantes em nuvens cirrus na alta troposfera e partículas maiores em forma de neve (agregados), ice pellets, graupel e granizo, que são dominantes em níveis inferiores. As mudanças entre o vapor d'água e a condensação de nuvem são baseadas no algoritmo de condensação proposto por Asai (1965). Este algoritmo ajusta eficientemente os campos de temperatura, umidade e água líquida de nuvens a um limiar de umidade relativa do ar. O limiar está associado com o início da condensação de água líquida, que é função da resolução do modelo (100% em altas resoluções - 2 km).

De uma forma simplificada o cálculo das mudanças entre o vapor d'água e a condensação das gotas da nuvem é efetuado da seguinte forma: o excesso da umidade em relação ao vapor de água é condensado e a liberação do calor latente aumenta a temperatura da caixa de grade. Parte da água condensada (em qualquer um de seus seis tipos) é armazenada na caixa de grade e a caixa de grade imediatamente inferior recebe a outra parte. Se esta não estiver saturada, parte desta será evaporada até que o limiar de umidade relativa seja alcançado, caso a caixa imediatamente abaixo esteja saturada repete-se o processo até atingir o solo. Assim, a precipitação é prevista pela integração dos fluxos de precipitação do topo da nuvem até a superfície. A precipitação se distribui entre o armazenamento local na caixa de grade proporcionalmente à espessura da

camada e precipitação que cai na caixa de grade imediatamente abaixo. Os tipos de precipitação e a física da colisão podem ocorrer na forma de chuva, chuva congelada ou gelo.

Nas rodadas com resolução de 1 km apenas o esquema de microfísica de nuvens é responsável pela produção de toda chuva do modelo.

3.4.5 Esquema de convecção

Neste trabalho o esquema de parametrização convectiva Betts-Miller-Janjic (BMJ) foi utilizado nas rodadas na resolução de 5 km. O esquema é fundamentado no ajuste dos perfis de temperatura e umidade específica termodinamicamente instáveis na direção de um perfil de referência, com um tempo de relaxação prescrito. Este esquema tem sido amplamente utilizado no NCEP e foi aprimorado ao longo dos anos (BETTS, 1986; JANJIC, 1994). Basicamente o esquema de convecção Betts-Miller-Janjic (BMJ) calcula a quantidade de precipitação levando-se em consideração o perfil termodinâmico do fluxo de massa da camada limite. O BMJ consiste em localizar os pontos onde há instabilidade convectiva e ajustar um perfil termodinâmico de referência. O perfil termodinâmico de referência corresponde a um estado de quase-equilíbrio fixo para todo o domínio, que foi obtido empiricamente com base em um conjunto de observações de diferentes regiões tropicais do mundo. O BMJ é semelhante aos esquemas de ajuste, exceto que, o perfil termodinamicamente instável é ajustado em direção a um perfil de referência, em vez de uma adiabática úmida.

O esquema é baseado em um simples conceito de que quando a atmosfera exibe um lapse-rate instável, em condições secas, a mistura ocorre espontaneamente e o estado final retorna para um lapse-rate neutro; em condições saturadas, ocorre condensação e o estado final é um lapse-rate neutro úmido. O método resolve tanto a convecção profunda quanto a rasa. Inicialmente, o esquema determina o tipo de nuvem, através do levantamento da parcela é determinada a base e o topo da nuvem. A profundidade da nuvem é verificada. Se a profundidade, em hPa, for maior ou igual a 20% do valor da pressão de superfície no ponto analisado então a convecção é profunda, caso contrário, a convecção é rasa. Esse esquema não inclui a parametrização de microfísica de nuvens, a condensação é resolvida explicitamente pelo próprio modelo.

A construção do perfil de referência é feita através da integração da variação da temperatura e umidade, da base ao topo da nuvem:

$$\int_{base}^{topo} (c_p \Delta T - L \Delta q) = 0 \quad (3.12)$$

Onde ΔT e Δq representam a variação de temperatura e umidade, respectivamente e a entalpia deve ser conservada.

3.5 Configurações do modelo e experimentos

A capacidade do modelo Eta em simular os processos de interação solo-vegetação-atmosfera foi avaliada em várias etapas: inicialmente foi avaliada a simulação controle; posteriormente testou-se a sensibilidade do modelo à atualização dos mapas de textura do solo e de uso e cobertura da terra; em seguida foram realizados testes de sensibilidades em parâmetros do acoplamento superfície terrestre-atmosfera no esquema de superfície; e por fim, também foram realizados testes com parâmetros dos esquemas de produção de chuva. A sensibilidade de cada parâmetro alterado foi avaliada por meio dos campos de diferença entre o experimento e a rodada controle. Os testes também serviram para realizar ajustes no modelo a fim de aprimorar as simulações das variáveis de superfície e precipitação. Uma descrição detalhada de cada experimento será apresentada a seguir:

3.5.1 Experimento Controle

A rodada controle foi configurada nas resoluções de 5 km e 1 km, 50 níveis na vertical, com o topo do modelo em 50 hPa. O modelo Eta com 5 km de resolução foi configurado para a região que compreende as regiões de Sul e Sudeste do Brasil, entre 34,0° S e 12,05° S de latitude e entre 59° W e 35,05° W de longitude, conforme ilustrado na Figura 3 (a), totalizando 385x755 número de pontos. O ponto central do experimento é 46° W e 22° S. As condições iniciais e de contorno para a integração da rodada de 5 km foram provenientes das análises do CFSv2, com resolução de aproximadamente 0,5°x0,5°. O modelo Eta possui a técnica de condição de contorno lateral de Mesinger (MESINGER, 1977) que não utiliza uma zona de relaxamento (nudging) mas utilizar os dados da condição de contorno lateral apenas ao longo de uma

única linha mais externa. Ao longo dessa linha os dados da grade grosseira são prescritos em pontos de afluência ou são extrapolados a partir de dentro do domínio do modelo regional em pontos de escoamento. Essa técnica permite que o modelo regional Eta utilize condições de contorno de baixa resolução sem causar instabilidades no modelo, ou seja, sem necessidade de fazer aninhamentos em resoluções intermediárias. As saídas das rodadas de 5 km foram utilizadas como condição de contorno e inicial para as integrações de altíssima resolução (1 km), que foi configurada para o domínio que abrange parte dos Estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e São Paulo, na região Sudeste do Brasil, conforme a Figura 3 (b), entre 24,1° S e 20,91° S e 49,8° W e 42,0° W, com 551x511 número de pontos e o ponto central do domínio da rodada de 1 km é 46° W e 22,5° S. A temperatura da superfície do mar (TSM) utilizada em ambos os experimentos foi proveniente da NOAA, com resolução de 0,25°x0,25°.

Tabela 3.3 – Variáveis utilizadas como condição inicial e de contorno para execução do modelo Eta 5 km e 1 km.

<u>Descrição</u>	<u>Unidade</u>	<u>5 km</u>	<u>1 km</u>
		<u>Origem</u>	
Pressão ao nível médio do mar	hPa	CFSv2	Rodada 5 km
Temperatura do solo a 0,1 metros	K	ERA Interim	Rodada 5 km
Temperatura do solo a 2 metros	K	ERA Interim	Rodada 5 km
Umidade do solo a 0,1 metros	0-1	ERA Interim	Rodada 5 km
Umidade do solo a 2 metros	0-1	ERA Interim	Rodada 5 km
Altura geopotencial	m	CFSv2	Rodada 5 km
Vento zonal	m/s	CFSv2	Rodada 5 km
Vento meridional	m/s	CFSv2	Rodada 5 km
Temperatura	K	CFSv2	Rodada 5 km
Umidade específica	kg/kg	CFSv2	Rodada 5 km
Temperatura da superfície do mar	K	NOAA	NOAA

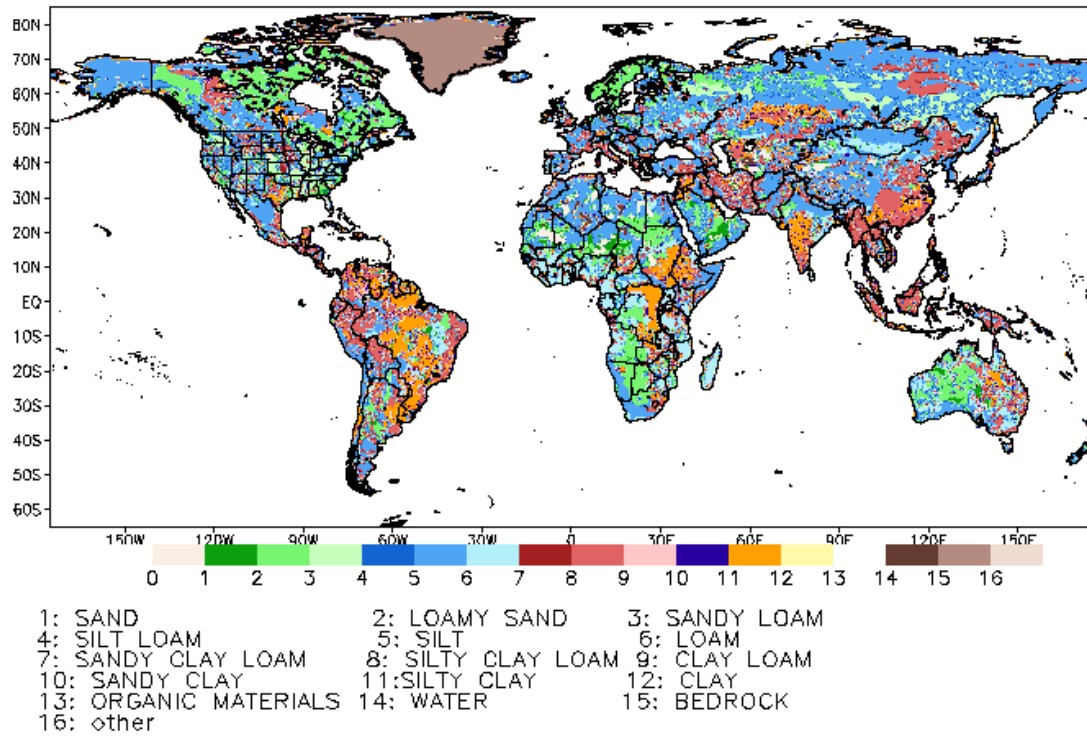
Os experimentos numéricos e testes de sensibilidade foram realizados para o domínio menor (Figura 3.1b) para o qual o modelo Eta foi integrado em altíssima resolução (1 km) para o prazo de 72 horas para todos eventos selecionados. Cada simulação numérica foi iniciada às 1200 UTC com aproximadamente 48 horas de antecedência do início do evento.

3.5.2 Mudança no mapa de textura do solo

O mapa de solo utilizado na rodada controle do modelo Eta possui 18 tipos com resolução espacial de 25 km x 25 km para a América do Sul (DOYLE et al., 2013) que é muito grosseira para o estudo de interações SVA na escala de convecção explícita (WARRACH-SAGI et al., 2008; SANCHEZ et al., 2009; GUILLOD et al., 2013). Uma vez que o mapa de solo tem grande influência sobre diversos parâmetros, como: capacidade de campo e ponto de murcha, condutividade hidráulica, difusividade da água, dentre outros; é importante a utilização de um mapa com maior detalhamento para simulação adequada dos fluxos de superfície. Portanto, neste experimento o mapa foi substituído por um novo mapa de textura do solo de 1 km proveniente do Natural Resources Conservation Service United States General Soil Map e Food and Agriculture Organization of the United Nations (STATSGO/FAO) (MILLER; WHITE, 1998), que é o conjunto de dados global mais utilizado (SMIATEK et al., 2008). O objetivo foi analisar se a utilização de um mapa de textura do solo de maior resolução poderia melhorar a descrição dos processos de acoplamento solo-vegetação-atmosfera nesta região.

Desta forma, um novo mapa textura do solo (Figura 3.3) com resolução de 1 km e 16 tipos, incluindo o tipo água, foi introduzido no esquema de superfície NOAH do modelo Eta para ajudar a identificar características de solo/umidade/vegetação em escalas finas e capturar o *feedback* destas forçantes da superfície terrestre. O mapa é proveniente do projeto STASTGO/FAO e foi obtido do site do esquema de superfície NOAH (<https://ral.ucar.edu/solutions/products/unified-noah-lsm>).

Figura 3.3 – Mapa de textura do solo da FAO/STATSGO.



Fonte: Adaptado de FAO/STATSGO (2015).

Em ambos os mapas de textura do solo cada tipo foi definido a partir de diferentes parâmetros que incluem: B: parâmetro para cada tipo de solo (adimensional); Θ_w : limiar de umidade do solo que interrompe a evaporação direta desde a camada superior (%); F: relação entre a condutividade e a difusividade térmica do solo (adimensional); Θ_s : porosidade (%); Θ_c : capacidade de campo (%); Ψ_s : potencial de saturação do solo (m); K_s : condutividade hidráulica do solo saturado (m^2/dia); D: difusividade do solo saturado (m^2/dia); Θ_D : conteúdo de umidade do solo no ponto de murcha permanente (%) e QTZ: conteúdo de quartzo do solo (%).

Tabela 3.4 – Parâmetros que definem as propriedades do solo de acordo com a metodologia de Doyle et al. (2013).

Tipo de solo	B	Θ_w (%)	F	Θ_s (%)	Θ_c (%)	Ψ_s (m)	K_s (m ² /dia)	D (m ² /dia)	Θ_D (%)	QTZ (%)
1	2.03	0.03	-0.21	0.16	0.08	0.27	4.28E-07	1.48E-06	0.08	0.60
2	2.78	0.04	-1.00	0.19	0.16	0.10	8.22E-07	1.21E-06	0.16	0.25
3	3.03	0.07	-0.77	0.19	0.32	0.25	1.69E-06	6.68E-06	0.32	0.25
4	2.25	0.05	-0.17	0.29	0.11	0.11	1.40E-05	1.16E-05	0.11	0.60
5	2.62	0.06	-0.47	0.29	0.19	0.09	9.45E-06	7.60E-06	0.19	0.45
6	3.02	0.06	-0.88	0.30	0.27	0.05	9.18E-06	4.90E-06	0.27	0.25
7	1.97	0.04	0.13	0.37	0.07	0.09	7.70E-05	3.85E-05	0.07	0.82
8	2.53	0.05	-0.45	0.38	0.18	0.04	3.43E-05	9.35E-06	0.18	0.25
9	2.98	0.05	-1.05	0.36	0.27	0.02	5.02E-05	7.32E-06	0.27	0.25
10	2.13	0.09	0.58	0.32	0.12	0.43	1.71E-05	4.85E-05	0.12	0.60
11	2.44	0.10	0.40	0.32	0.20	0.4	5.28E-06	1.61E-05	0.20	0.35
12	2.90	0.10	-0.17	0.30	0.26	0.22	3.46E-06	7.22E-06	0.26	0.25
13	2.01	0.12	0.91	0.37	0.11	0.6	2.05E-05	6.77E-05	0.11	0.60
14	2.42	0.13	0.65	0.37	0.20	0.5	6.96E-06	2.30E-05	0.20	0.10
15	2.97	0.11	-0.05	0.40	0.28	0.13	4.95E-05	4.95E-05	0.28	0.10
16	2.81	0.16	0.54	0.31	0.20	0.93	3.64E-06	3.06E-05	0.20	0.10
17	1.84	0.18	1.41	0.42	0.12	1.29	1.06E-05	6.05E-05	0.12	0.25
18	2.30	0.16	0.98	0.39	0.19	0.84	6.55E-06	3.28E-05	0.19	0.10

Fonte: Adaptado de Doyle et al. (2013).

Tabela 3.5 – Parâmetros que definem a textura do solo de acordo com a metodologia da STASGO/FAO e seus respectivos nomes.

Tipo de solo	B	Θ_w (%)	F	Θ_s (%)	Θ_c (%)	Ψ_s (m)	K_s (m/h)	D (m ² /dia)	Θ_D (%)	QTZ (%)	NOME
0											ÁGUA
1	2.79	0.01	-0.47	0.33	0.23	0.06	1.07E-6	0.60E-6	0.01	0.92	AREIA
2	4.26	0.02	-1.04	0.42	0.38	0.03	1.41E-5	0.51E-5	0.02	0.82	LOAMY SAND
3	4.74	0.04	-0.56	0.43	0.38	0.14	5.23E-6	0.80E-5	0.04	0.60	AREIA FRANCA
4	5.33	0.08	0.16	0.47	0.36	0.75	2.81E-6	0.23E-4	0.08	0.25	FRANCO SILTOSO
5	5.33	0.08	0.16	0.47	0.38	0.75	2.81E-6	0.23E-4	0.08	0.10	SILTE
6	5.25	0.06	-0.32	0.43	0.32	0.35	3.38E-6	0.14E-4	0.06	0.40	FRANCO
7	6.66	0.06	-1.49	0.40	0.31	0.13	4.45E-6	0.99E-5	0.06	0.60	FRANCO ARGILOSO ARENOSO
8	8.72	0.12	-1.11	0.46	0.38	0.61	2.04E-6	0.23E-4	0.12	0.10	FRANCO ARGILOSO SILTOSO
9	8.17	0.10	-1.29	0.46	0.38	0.26	2.45E-6	0.11E-4	0.10	0.35	FRANCO ARGILOSO
10	10.73	0.10	-3.20	0.40	0.33	0.09	7.22E-6	0.18E-4	0.10	0.52	ARGILA ARENOSA
11	10.39	0.12	-1.91	0.46	0.40	0.32	1.34E-6	0.96E-5	0.12	0.10	ARGILA SILTOSA
12	11.55	0.13	-2.13	0.46	0.41	0.46	9.74E-7	0.11E-4	0.13	0.25	ARGILOSO
13	5.25	0.06	-0.32	0.43	0.32	0.35	3.38E-6	0.14E-4	0.06	0.05	ORGÂNICO
14	2.79	0.01	-1.11	0.20	0.17	0.06	1.41E-4	0.13E-3	0.01	0.07	ROCHOSO
15	4.26	0.02	-1.04	0.42	0.28	0.03	1.41E-5	0.51E-5	0.02	0.25	gelo

Fonte: Adaptado de STASGO/FAO (2015).

3.5.3 Mudança no mapa de uso e cobertura da terra

A cobertura do terreno sobre a qual o modelo é integrado é representada em um mapa onde cada tipo de cobertura apresenta um número ao qual estão associados parâmetros que caracterizam a cobertura. A distribuição do mapa de uso e cobertura da terra exerce grande influência nas trocas de energia, água e momentum entre a superfície e a atmosfera. A Figura 3.5 (a) apresenta o mapa de uso e cobertura da terra utilizado no experimento controle. O mapa tem resolução de 1 km e foi inserido no modelo Eta por Sestine et al. (2002). O ano base de referência para o mapa é 2002 e foi baseado nos dados do Projeto PROVEG.

O objetivo deste experimento é representar mais realisticamente a cobertura da superfície terrestre e, conseqüentemente, os fluxos à superfície do modelo atmosférico de alta resolução espacial. Espera-se que o uso de um mapa de uso e cobertura da terra de alta resolução e atualizado ajude a identificar características de escala fina da biosfera/umidade/solo e capturar a dinâmica associada à forçante de superfície terrestre. Isto é importante para a indução de circulações atmosféricas de mesoescala, no desenvolvimento da CLA e processos associados à formação de nuvens e precipitação.

Neste experimento foi inserido um mapa de uso da terra mais atualizado proveniente do último levantamento do IBGE (2014) com resolução espacial de 1 km (Figura 3.4). Esse mapa foi obtido no formato *shape* com escala de 1:250.000. O ano base do mapa é 2014. Foi realizada uma reclassificação dos tipos de vegetação do IBGE para as classes correspondentes disponíveis no esquema de superfície NOAH do modelo Eta tal como é mostrado na Tabela 3.6.

Figura 3.4 – Mapa de uso e cobertura da terra do IBGE 2014.



Fonte: IBGE (2014).

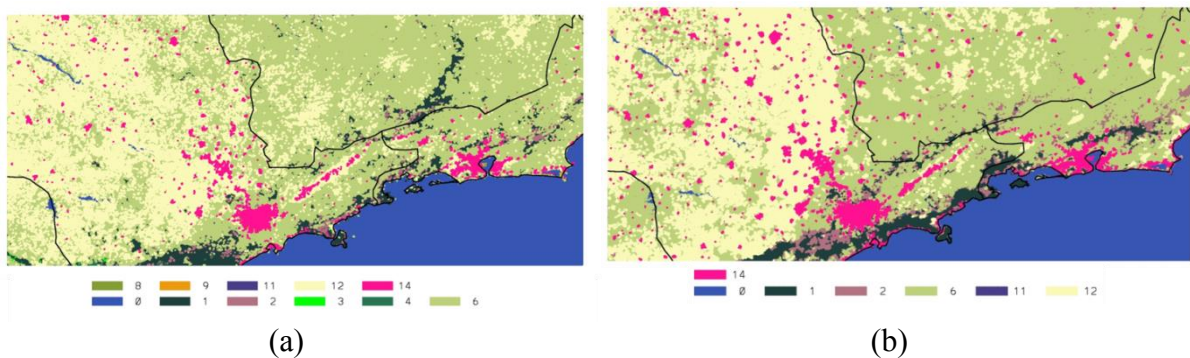
Tabela 3.6 – Correspondência entre as classes de uso da terra do IBGE e do esquema de superfície NOAA.

Vegetação IBGE		Agrupamento	Vegetação NOAA	
Índice	Tipo		Tipo	Índice
1	Área artificial	9,12,13	Água	0
2	Área agrícola	5, 6, 7	Árvores latifoliadas perenes (floresta tropical)	1
3	Pastagem com manejo		Árvores latifoliadas decíduas	2
4	Mosaico de área agrícola com remanescentes florestais		Árvores latifoliadas/aciculadas (floresta mista)	3
5	Silvicultura		Árvores aciculadas (perenes)	4
6	Vegetação florestal		Árvores aciculadas (decíduas)	5
7	Mosaico de vegetação florestal com atividade agrícola		Árvores latifoliadas com cobertura arbustiva/herbácea (Savana)	6
8	Vegetação campestre	8, 10	Gramíneas e herbáceas (perene)	7
9	Áreas úmidas	11	Arbustos latifoliados com cobertura herbácea perene	8
10	Pastagem natural		Arbustos latifoliados com solo exposto	9
11	Mosaico de área agrícola com remanescentes campestres		Árvores anãs e arbustos com cobertura herbácea (tundra)	10
12	Corpo d'água continental	14	Solo exposto	11
13	Corpo d'água costeiro	2,3,4	Cultivos	12
14	Áreas descobertas	1	Gelo	13
			Áreas urbanas	14

Fonte: Adaptado de Dorman e Sellers (1989).

A Figura 3.5a apresenta o mapa de uso e cobertura da terra original (SESTINE et al., 2002) e a Figura 3.5b apresenta o mapa atualizado (IBGE, 2014). Os mapas abaixo estão na grade nativa do modelo Eta na qual são calculadas as integrações numéricas e interações associadas.

Figura 3.5 - Mapa de uso e cobertura da terra (a) utilizado atualmente no modelo Eta e (b) mapa do IBGE 2014 reclassificado.



3.5.4 Inclusão da cultura do Eucalipto

Neste experimento foi inserido o tipo eucalipto no mapa uso e cobertura da terra do modelo Eta (tipo 15). Foi utilizado o novo mapa de uso da terra do IBGE 2014 (Figura 3.5b) para a inclusão da cultura do eucalipto no domínio da simulação a fim tornar o mapa mais realístico, uma vez que a área de cultivo do eucalipto nesta região tem se tornada extensa nas últimas décadas. Segundo o IBGE (IBGE, 2016) a silvicultura foi a classe que mais expandiu entre os anos 2000 e 2014. A identificação da localização das regiões de cultivo de eucalipto foi realizada com base nas informações do levantamento do IBGE 2014 mesclado com os mapas fornecidos pelo Instituto de Pesquisas e Estudos Florestais (IPEF).

Tabela 3.7 – Tipos de uso e cobertura da terra disponíveis no mapa de vegetação do modelo Eta.

Classe	Definição do tipo de uso e cobertura da terra	SHDFAC (0-1)	RGLTBL	HSTBL	RSMTBL (s/m)	Z0 (m)	NROOT
0	Água	0.00	30.0	51.75	100.0	0.001	0
1	Árvores latifoliadas perenes (floresta tropical)	0.95	30.0	41.69	150.0	2.65	4
2	Árvores latifoliadas decíduas	0.80	30.0	54.53	100.0	0.82	4
3	Árvores latifoliadas/aciculadas (floresta mista)	0.80	30.0	51.93	125.0	0.56	4
4	Árvores aciculadas (perenes)	0.70	30.0	47.35	150.0	1.08	4
5	Árvores aciculadas (decíduas)	0.70	30.0	47.35	100.0	0.85	4
6	Árvores latifoliadas com cobertura arbustiva/herbácea (Savana)	0.50	65.0	54.53	70.0	0.85	3
7	Gramíneas e herbáceas (perene)	0.80	100.0	36.35	40.0	0.03	3
8	Arbustos latifoliados com cobertura herbácea perene	0.70	100.0	42.00	300.0	0.23	3
9	Arbustos latifoliados com solo exposto	0.70	100.0	42.00	400.0	0.06	2
10	Árvores anãs e arbustos com cobertura herbácea (tundra)	0.70	100.0	42.00	150.0	0.07	3
11	Solo exposto	0.01	100.0	42.00	400.0	0.01	1
12	Cultivos	0.80	100.0	36.35	40.0	0.03	3
13	Gelo	0.00	100.0	42.00	150.0	0.01	1
14	Áreas urbanas	0.10	100.0	42.00	200.0	1.00	1
15	Eucalipto	0,46	30,0	41,69	150,0	2,65	3,7

*SHDFAC - Fração de vegetação verde, RGLTBL - Parâmetro da radiação solar da resistência do dossel, HSTBL - Parâmetro da radiação solar da função de resistência de pressão de vapor, RSMTBL - Resistência estomática mínima, Z0 - Comprimento de rugosidade, NROOT - Número de camadas do solo ocupadas por raízes.

Fonte: Adaptado de Dorman e Sellers (1989).

Os parâmetros dependentes do tipo de vegetação são: albedo, comprimento de rugosidade, percentagem de cobertura da vegetação, número de camadas do solo alcançadas por raízes de cima para baixo, resistência estomática, parâmetro da resistência do dossel associada com a radiação, coeficiente usado no déficit de pressão do vapor e limiar da profundidade da neve. Os parâmetros utilizados para caracterizar o eucalipto no modelo (Tabela 3.8) foram provenientes de medições observacionais do IPEF e, os que não estavam disponíveis nas informações fornecidas pelo IPEF, foram retirados dos U.S. Geological Survey (USGS).

Os dados fornecidos pelo IPEF são provenientes do experimento EucFlux (CHRISTINA et al., 2016) localizado na fazenda Duratex, em Itatinga-SP. Trata-se de uma região com plantação exclusiva de eucalipto e a torre de micrometeorológica fica localizada há aproximadamente 50 m do plantio. As coordenadas da localização da torre micrometeorológica é 22°58'04"S e 48°43'40"W. O Eucalipto foi plantado em novembro de 2009 com espaçamento 3x2m (1666 árvores por hectare). O solo da área é o tipo Ferralsols, de acordo com a classificação da FAO (CHRISTINA et al., 2016). A torre, com 35 metros de altura, teve seu início em janeiro de 2007 e começou a operar continuamente, a partir de 1º de março de 2008, dentro de uma floresta composta por *Eucalyptus grandis* com seis anos de idade. Durante a coleta e reforma da área experimental, o equipamento foi cuidadosamente mantido na torre, visando assegurar a captura dos fluxos durante esse período. Na época em que os dados foram obtidos, o novo plantio tinha aproximadamente dois anos e a torre 22 metros de altura, seguindo a teoria micrometeorológica de que o equipamento deve estar localizado em média 10 metros acima do dossel e deve subir à medida que a floresta cresce. Para o parâmetro comprimento de rugosidade utilizou-se o valor de 2,65 m. Nesse caso, foi considerado o valor médio da altura do eucalipto ao longo de todo seu desenvolvimento até o corte. Maiores informações sobre o experimento podem ser obtidas em Christina et al. (2016).

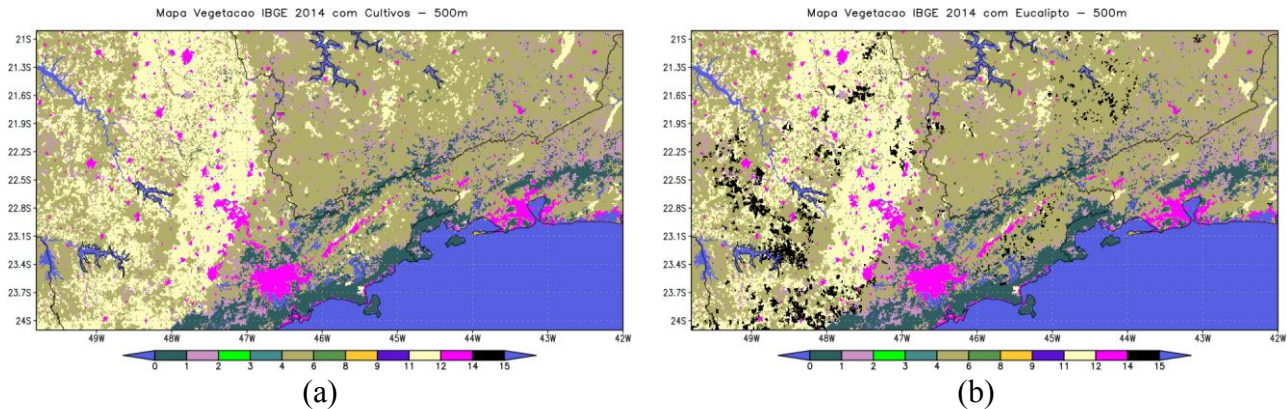
Tabela 3.8 – Parâmetros do tipo eucalipto utilizados no modelo.

Classe	Tipo de vegetação	SHDFAC	RGLTBL	HSTBL	RSMTBL	Z0	LAI	NROOT
15	Eucalipto	0,46	30,0	41,69	150,0	2,65	3,7	4

*SHDFAC - Fração de vegetação verde, RGLTBL - Parâmetro da radiação solar da resistência do dossel, HSTBL - Parâmetro da radiação solar da função de resistência de pressão de vapor, RSMTBL - Resistência estomática mínima, Z0 - Comprimento de rugosidade, LAI - Índice de área foliar, NROOT - Número de camadas do solo ocupadas por raízes. Fonte: IPEF.

A Figura 3.6 apresentam os mapas de uso da terra (a) antes e (b) após a inclusão da cultura do eucalipto bem como as áreas de cultivo de eucalipto.

Figura 3.6 - Mapa de uso e cobertura da terra do IBGE 2014 implementado no modelo Eta (a) antes e (b) após a inclusão da cultura do eucalipto. O mapa está representado em coordenadas geográficas (latitude e longitude) após o pós-processamento do modelo. A legenda do número das classes de uso e cobertura da terra é dada na Tabela 3.7.



3.5.5 Alteração no coeficiente de troca à superfície

Com o objetivo de investigar a sensibilidade do disparo da convecção úmida para diferentes forçantes do acoplamento superfície terrestre-atmosfera, neste experimento o coeficiente de troca na superfície (C_{zil}), que determina a forçante de acoplamento da superfície, foi alterado (aumentando e diminuindo do valor original). Na configuração padrão do modelo, o valor de C_{zil} era estático e igual a 0,2. Além de testar diferentes valores, também foi testada a Equação proposta por Chen e Zhang (2009), na qual o valor de C_{zil} varia dinamicamente em função da altura do dossel, conforme:

$$C_{zil} = 10^{(-0.4h)} \quad (3.13)$$

Onde $h(m)$ é a altura do dossel.

O objetivo das modificações no coeficiente de troca na superfície do modelo foi para buscar melhorias na simulação dos fluxos de superfície e, conseqüentemente, nas condições termodinâmicas de baixos níveis do modelo. Uma melhoria na simulação das variáveis de baixos níveis irá impactar na simulação de nuvens e precipitação, bem como no ciclo diurno das mesmas.

3.5.6 Mudança na umidade inicial do solo

Neste experimento foi analisado o efeito da umidade inicial do solo no desenvolvimento de nuvens e precipitação. Para isso, o limiar de umidade do solo foi alterado aumentando (SMC+50%) e diminuindo (SMC-50%) o valor do conteúdo inicial de umidade (SMC) em 50%, e o impacto dessas variações nas simulações das variáveis de superfície e da precipitação foi analisado.

3.5.7 Alterações no esquema de produção de precipitação

Nas integrações com 1 km de resolução, o esquema de microfísica de nuvens é responsável por toda a chuva do modelo. Alguns testes de sensibilidade foram realizados no intuito de ajustar a simulação de precipitação.

- Foram realizados testes alterando o limiar de umidade crítica para saturação da grade (RHcr) e início da condensação, isto é, para que ocorra a precipitação. A umidade relativa crítica para o início da condensação é dependente da resolução do modelo e calculada pela Equação de acordo com Asai (1965) por meio da seguinte equação:

$$RH_{cr} = A + B \left(\frac{C - \Delta x}{D} \right)^E \quad (3.14)$$

Onde, A=0.9; B=0.08, C=100, D=95, E=0.5 e Δx representa a resolução horizontal do modelo. De acordo com a equação o valor de RHcr seria de 98% para a resolução de 1 km. No entanto, o RHcr deveria ser próximo de 100% em modelos de alta resolução (~2 km). Com o objetivo de tentar reduzir a superestimativa, utilizou-se, neste experimento, o valor de 110% para RHcr. O aumento deste limiar deve dificultar a saturação no ponto de grade e, conseqüente, restringir a formação de gotas e precipitação. O nome dado ao experimento foi RHgrd1.1

- O esquema de microfísica de nuvens atua de forma isolada e pode ter dificuldade em produzir precipitação associada a mistura turbulenta de escala maior que a da grade. Desta forma, neste experimento foi acionado o esquema de convecção Betts-Miller-Janjic apenas para atuar na mistura turbulenta, ou seja, para produzir nuvens cumulus rasas.

Para isso, alterou-se o limiar que identifica uma nuvem profunda, que originalmente deve apresentar profundidade superior a 20% da pressão na superfície. Foi aumentado o limiar para 90% de forma que o esquema atuasse apenas para fazer a mistura turbulenta e não gerasse chuva associada a convecção profunda. O experimento foi denominado de BMJn90.

- Testes aumentando e reduzindo em 50% do valor original da velocidade de queda do gelo (V_{snow}) também foram realizados. Trata-se da velocidade com que o cristal de gelo cai após ocorrer o balanço entre as forças de resistência do ar e gravitacional. Diferentes tipos de cristais de gelo possuem diferentes velocidades terminais. Esse parâmetro influencia a taxa de colisão entre o gelo e os hidrometeoros que se encontra em seu caminho.

Todos os experimentos têm como objetivo comum compreender os processos de interação superfície terrestre-atmosfera simulados pelo modelo e melhorar a simulação das variáveis de superfície, de baixos níveis e da precipitação, bem como o ciclo diurno das mesmas.

A Tabela 3.9 sintetiza todos os experimentos realizados, apresentando a nomenclatura adotada e os parâmetros modificados em cada um deles.

Tabela 3.9 – Resumo dos experimentos propostos.

Nome do experimento	Descrição
Solo FAO	Atualização do mapa de textura de solo de 1 km de resolução – FAO/STASTGO.
IBGE 2014	Atualização do mapa de uso e cobertura da terra – IBGE 2014.
Eucalipto	Implementação da cultura Eucalipto no novo mapa de uso e cobertura da terra – IBGE 2014+Eucalipto.
SMC+50% e SMC-50%	Mudança na umidade inicial do solo – SMC.
Cz001; Cz01; Cz05; Cz08 e CzDinam	Coeficientes de trocas à superfície (C_{zil}).
RHgrd1.1	Aumento no limiar de umidade relativa crítica para início da condensação – RHgrd.
BMJn90	Inclusão do esquema de convecção BMJ para realizar a mistura turbulenta de nuvens convectivas, sem precipitar.
Vsnow0,9 e Vsnow1.5	Alteração de 30% na velocidade terminal do cristal de gelo (Vsnow).

3.6 Análises das simulações numéricas

A análise dos experimentos foi realizada através dos campos espaciais de fluxos de superfície, temperatura e umidade de superfície, temperatura a 2 metros, ômega, água e gelo de nuvem e precipitação. Dados de estações de superfície que fornecem informações das variáveis próximas à superfície, relacionadas à sua amplitude e ao seu ciclo diurno, também foram utilizados nas análises.

Torres micrometeorológicas que medem os fluxos de superfície utilizam a técnica denominada “*Eddy Covariance*” para avaliar as taxas de calor latente (LE) e de calor sensível (SH), na interface solo-vegetação-atmosfera por meio da determinação das flutuações na velocidade vertical do vento e vapor d’água no ar. Os dados de torres de fluxo foram utilizados para analisar o ciclo diurno dos fluxos de calor latente e sensível. Dados de sondagens foram utilizados para analisar os perfis verticais de temperatura potencial equivalente (θ_e), umidade relativa (RH) e umidade específica (q) e magnitude do vento. Além disso, também foram analisadas as seções transversais das variáveis: movimento vertical, água e gelo de nuvem e temperatura potencial equivalente.

O desenvolvimento de nuvens convectivas e a precipitação associada estão relacionados com o CAPE, que é a quantidade de energia disponível para uma parcela de ar ascendente após atingir o nível de convecção livre. Quando a CAPE é alta e larga o perfil atmosférico é mais instável (NASCIMENTO, 2005). Aumentar a eficiência dos processos de precipitação convectiva inclui um aumento da instabilidade convectiva. Para identificar condições de convecção e precipitação foram analisados os valores dos índices CAPE e movimento vertical ascendente.

Visando avaliar o desempenho do modelo nas simulações, também foram utilizadas imagens de satélite, dados observados de radiossondas e de estações de superfície, dados do CMORPH e MERGE e as próprias Análises do conjunto CFSv2. Também foram realizadas avaliações objetivas através de índices estatísticos como raiz quadrada do erro médio (REQM), *Equitable Threat Score* (ETS), Bias scores, entre outros.

3.6.1. Avaliação objetiva

Para avaliar a destreza do modelo para os casos selecionados foi realizada uma avaliação objetiva das simulações por meio dos índices estatísticos, *Equitable Threat Score* (ETS) e, Bias score ou viés categórico de chuva. O ETS mede a habilidade em prever um dado limiar de chuva numa localização. O índice é utilizado como variável principal para a verificação da previsão da precipitação na forma categórica e é usado juntamente com o índice Bias score. Quanto maior for o ETS, melhor a habilidade do modelo em prever o limiar de chuva.

O ETS é dado por:

$$ETS = \frac{H-CH}{F+O-H-CH} \quad (3.15)$$

Onde:

$$CH = \frac{F*O}{N} \quad (3.16)$$

onde H é o número de pontos com simulação correta de chuva acima de um certo limiar (*hits*), F é o número de pontos com simulações de chuva acima do limiar, O é o número

de pontos onde foi observada precipitação acima do limiar e N é o número de pontos de grade no domínio de verificação.

O índice Bias categórico indica o desempenho do modelo em prever a frequência da ocorrência de um dado limiar, embora não forneça informações sobre a acurácia das previsões, isto é, indica a tendência do erro, que pode ser uma superestimativa, $Bias > 1$, ou subestimativa sistemática, $Bias < 1$, quando calculados sobre vários casos. Trata-se de um índice de avaliação de previsões categóricas. Quando uma previsão é perfeita, temos o valor de Bias igual a 1.

$$BIAS = \frac{F}{O} \quad (3.17)$$

Onde F é o número de eventos simulados e O é o número de eventos observados de chuva acima de um determinado limiar.

Para cálculo dos índices ETS e Bias, utilizaram-se as simulações dos nove eventos de chuvas intensas, descritos na Tabela 3.2, a fim de constituir um conjunto mais representativo de cada experimento.

Além do Bias categórico utilizado na avaliação das simulações de precipitação, também foi utilizado o Bias score que mede pontualmente a subestimativa ou superestimativa de uma determinada variável simulada pelo modelo através da seguinte fórmula:

$$BIAS = (Var_{modelo} - Var_{observado})$$

Também foram utilizados nas avaliações objetivas os índices: Desvio padrão, Correlação (R^2), Erro quadrático médio (MAE) e Raiz do Erro quadrático médio (RMSE).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Para atingir os objetivos propostos nesta tese, diversos experimentos numéricos foram realizados buscando compreender o impacto das interações solo-vegetação-atmosfera nas simulações do modelo Eta em altíssima resolução espacial - 1 km. Assim, neste capítulo serão discutidos os principais resultados obtidos em cada experimento. Os resultados foram divididos em quatro seções: Na Seção 4.1, são mostradas as análises observacionais e uma avaliação do experimento controle. Na Seção 4.2, as análises dos impactos da atualização dos mapas de classes de textura do solo e de uso e cobertura da terra nas simulações são apresentadas. Na Seção 4.3 são descritos os testes de sensibilidade nos parâmetros de acoplamento superfície terrestre-atmosfera. Também foram realizados testes com os esquemas de produção de precipitação, os quais são apresentados na última seção deste capítulo (Seção 4.4). Esses testes com a parametrização de precipitação foram realizados em função de alguns trabalhos sugerirem que o acoplamento solo-vegetação-atmosfera esteja ligado à escolha das parametrizações de superfície e de precipitação do modelo numérico (MILOVAC et al., 2016).

4.1 Avaliação da simulação controle

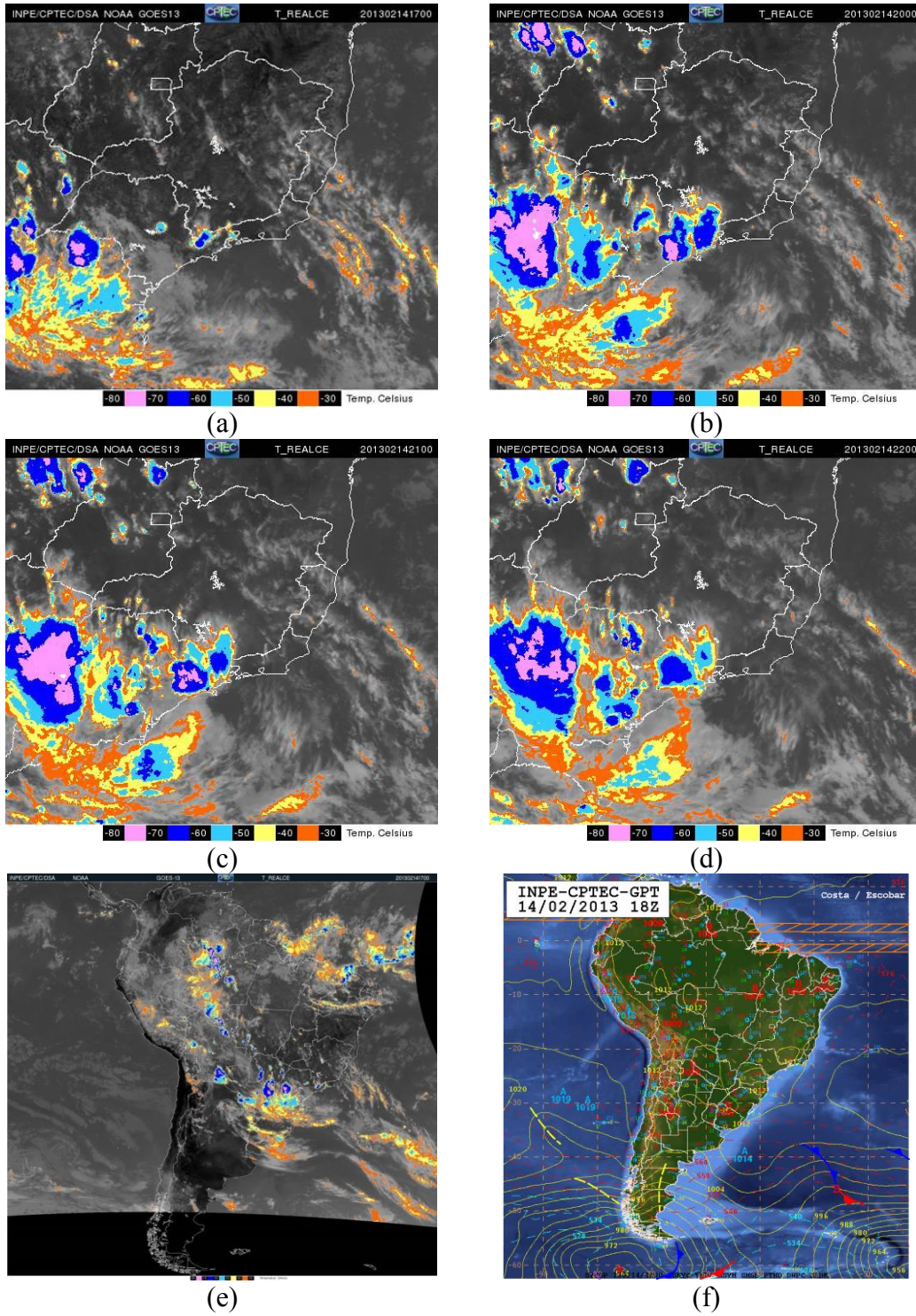
A presente seção avalia brevemente as simulações controle das rodadas de 5 e 1 km para o evento de precipitação convectiva que ocorreu em São Paulo no final da tarde de 14 de fevereiro de 2013. Nesta seção é analisada a habilidade do modelo Eta 1 km em simular as principais variáveis de superfície e seu ciclo diurno. Uma comparação entre as simulações com diferentes resoluções horizontais (5 km e 1 km) também foi realizada.

4.1.1 Descrição do evento de 14 de Fevereiro de 2013

A chuva convectiva sobre a região da cidade de São Paulo iniciou-se por volta das 1700 UTC, se intensificou por volta das 2000 UTC e se dissipou em torno das 2200 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013, de acordo com as imagens do satélite GOES-13 na banda de temperatura de brilho de nuvem realçada. A sequência de imagens mostra o

desenvolvimento da precipitação desde o início até o momento em que ela se dissipa. Na imagem de satélite (Figura 4.1) nota-se a ausência de um sistema de grande escala predominante capaz de causar a formação da precipitação. A análise sinótica produzida pelo Grupo de Previsão do Tempo do CPTEC para as 1800 UTC confirma essa ausência sobre o Sudeste do Brasil (Figura 4.1 f). Portanto, pode-se inferir que a precipitação se desenvolveu a partir da instabilidade termodinâmica convectiva local. Nas imagens, foi verificada a formação de um aglomerado convectivo pouco antes das 1700 UTC próxima a cidade de São Paulo. Tal aglomerado se expandiu até a região do Vale do Paraíba e Sul de Minas Gerais e se intensificou, atingindo -80°C de temperatura de brilho de nuvem. Esse valor de temperatura indica formação de nuvens convectivas com desenvolvimento vertical profundo, favorecendo a ocorrência de precipitação intensa. A precipitação teve duração de aproximadamente 3 a 4 horas e acumulou mais de 25 mm de acordo com os dados do INMET. A temperatura máxima observada neste dia foi de 34°C .

Figura 4.1 – Temperatura de brilho realçada pelo Satélite GOES-13 nos instantes que antecedem, durante e após a ocorrência da precipitação em São Paulo e análise sinótica das 1800 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

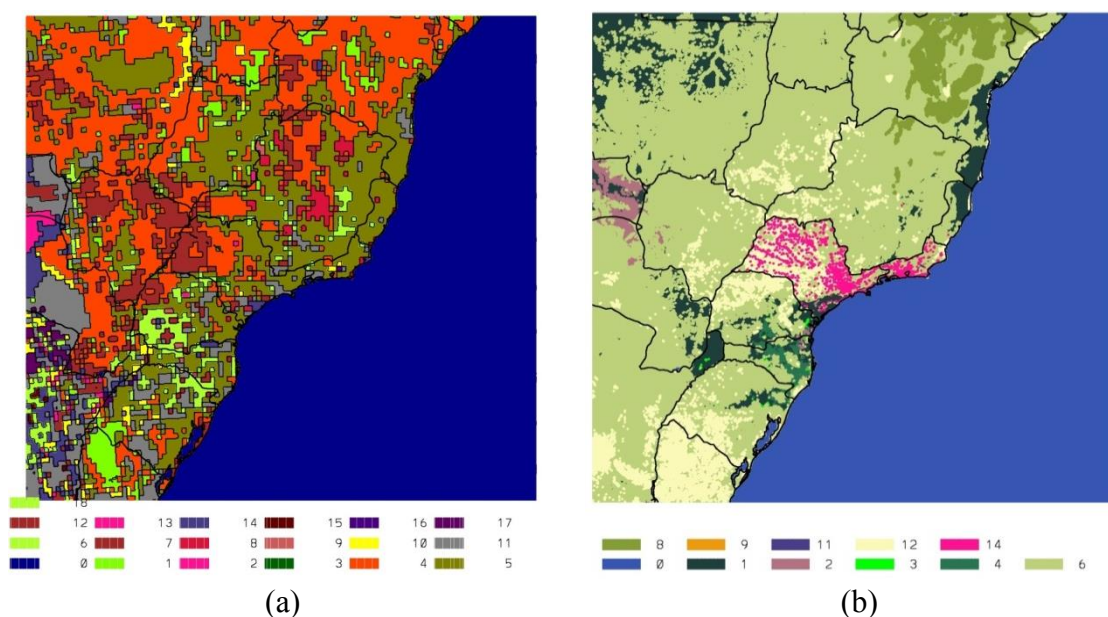


Fonte: Satélite GOES-13 – INPE/CPTEC/DAS (2015).

4.1.2 Simulações controle de 5 e 1 km

A simulação de 5 km de resolução foi executada utilizando os dados globais do CFSv2 como condição de contorno e condição inicial. A temperatura da superfície do mar (TSM) utilizada foi proveniente da NOAA e apresenta resolução espacial de aproximadamente 25 km. O prazo de integração foi de 72 horas. Nessas simulações controle foram utilizados os mapas de solo de Doyle et al. (2013) e o mapa de uso e cobertura da terra implementado no modelo Eta por Sestine et al. (2002). Os mapas de superfície da rodada de 5 km são apresentados na Figura 4. 2.

Figura 4.2 – (a) Mapa de solo (DOYLE et al. 2013) e (b) mapa de uso e cobertura da terra (SESTINE et al. 2002) utilizados na rodada de 5 km. As legendas das classes das Figuras a e b estão nas Tabelas 3.4 e 3.7, respectivamente.



4.1.3 Campos espaciais

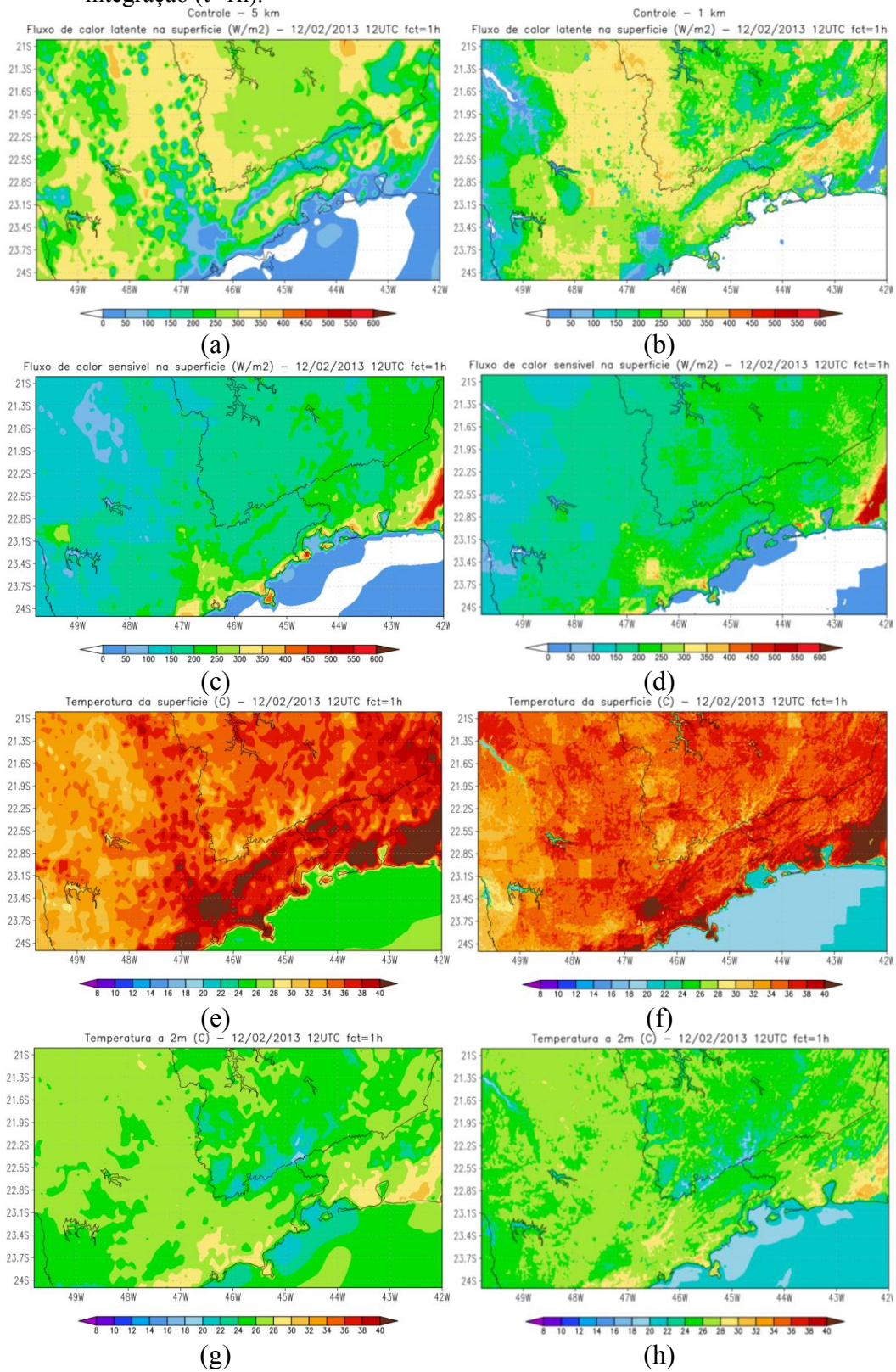
As saídas das rodadas de 5 km foram utilizadas como condição de contorno e inicial para as rodadas de 1 km. Uma breve avaliação das simulações das variáveis de superfície em diferentes resoluções espaciais é apresentada abaixo. O impacto das simulações com diferentes resoluções foi avaliado por meio das variáveis de superfície, no perfil vertical e no campo de precipitação.

A Figura 4.3 apresenta as variáveis simuladas nas resoluções de 5 e 1 km. Pode-se verificar maior detalhamento nas simulações de 1 km. Além disso, a maior resolução permite maior amplitude entre os fluxos de superfície (latente e sensível) simulados. O modelo com maior resolução espacial confere uma melhor representação da topografia e maior detalhamento na distribuição espacial das variáveis. Esse detalhamento pode ser verificado, por exemplo, na região do Sul de Minas Gerais onde os valores de fluxos de calor latente e sensível são praticamente homogêneos em toda região na simulação de 5 km, enquanto que na simulação de 1 km nota-se uma maior variação espacial nessa região, o que provavelmente está representando mais realisticamente às variações de relevo, tipos de solo e vegetação da região.

A temperatura à superfície varia entre 30 °C a mais de 40 °C no domínio da simulação de 5 km no tempo inicial da rodada. Já na simulação de 1 km, o intervalo de variação na temperatura à superfície é maior e a variação é entre 20 °C a mais de 40 °C. Nos campos de temperatura à superfície foram encontrados valores acima de 40 °C próximos às áreas urbanas, principalmente, na região metropolitana de São Paulo e do Rio de Janeiro. A simulação com 5 km apresenta uma área mais extensa de altas temperaturas nessas regiões em relação ao 1 km. Isto é explicado pelo “forçamento” do tipo urbano quando o tamanho da grade horizontal do modelo Eta é maior que 1 km. O tipo de uso e cobertura da terra dominante em cada caixa é selecionado para representar as características do atributo “vegetação”, de tal forma que a área urbana fosse incluída em toda a grade do modelo, mesmo que apenas uma porcentagem da grade fosse área urbana. Na resolução de 1 km, não é necessário esse “forçamento” e por isso, a área urbana na simulação controle de 5 km aparenta ser maior. Tal como a temperatura à superfície, a temperatura a 2 metros também é simulada com maior amplitude e detalhamento espacial na simulação de 1 km.

Outro fator importante verificado entre as simulações de diferentes resoluções espaciais é a representação dos corpos de água pela simulação de 1 km, enquanto que a simulação com 5 km não apresentou distinção na distribuição espacial das variáveis para as regiões de corpos de água.

Figura 4.3 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) e (g e h) temperatura a 2 metros ($^{\circ}C$) das simulações de 5 km (coluna da esquerda) e 1 km (coluna da direita) na primeira hora de integração (t+1h).

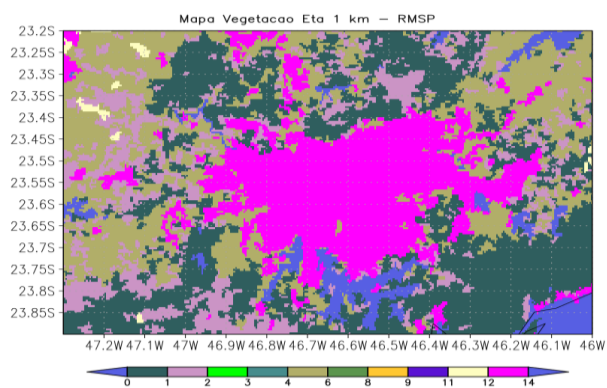


4.1.4 Região Metropolitana de São Paulo (RMSP)

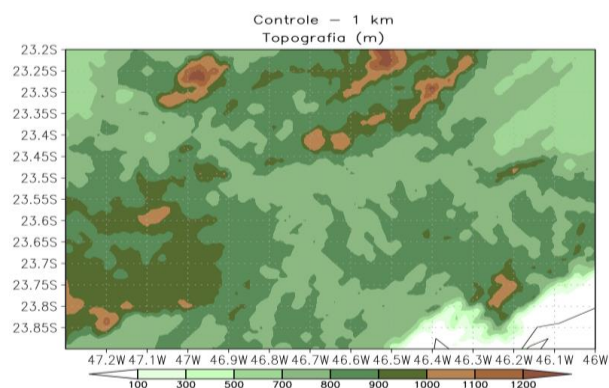
Uma análise na Região Metropolitana da São Paulo (RMSP) foi realizada. As discrepâncias entre as simulações com diferente resolução espacial podem ser atribuídas ao maior detalhamento na descrição da cobertura vegetal e da topografia empregado pelo modelo de maior resolução horizontal (Figura 4.4). Além do maior detalhamento da distribuição espacial das variáveis na resolução de 1 km, também se verifica melhor reprodução da evolução temporal da temperatura a 2 metros como mostra a Figura 4.5. As simulações de 5 km mostram que o horário de ocorrência da temperatura a 2 m máxima, média das 72 horas, é às 1500 UTC, ou seja, 12:00 Hora Local. No entanto, nas simulações de 1 km, a temperatura máxima do dia geralmente ocorre às 14:00 Hora Local. As Figuras 4.6 e 4.7 mostram maior detalhamento da simulação de 1 km em relação à de 5 km nos campos de umidade relativa e na magnitude e direção do vento. Na Figura 4.7 podemos notar a diferença significativa nas simulações de vento entre as resoluções de 5 e 1 km. Nas simulações de 1 km as circulações da brisa marítima e de vale-montanha são vistas nitidamente, enquanto nas simulações de 5 km, esses padrões não são claros.

Dados observacionais pontuais do Mirante de Santana em São Paulo foram utilizados para verificar o horário em que ocorreu a temperatura máxima na Região Metropolitana de São Paulo e, portanto, verificar qual das resoluções representou melhor o ciclo diurno da temperatura. A evolução temporal de algumas variáveis será apresentada na Figura 4.9. Os dados observados na estação do INMET localizada no Mirante de Santana (23,49° S e 46,62° W) mostraram que o máximo local ocorreu por volta de 14:00 Hora Local, tal como simulado pelo modelo Eta na resolução de 1 km. No caso das temperaturas mínimas, máximas e a 2 metros da superfície (Figura 4.9), os valores da simulação de 1 km se aproximaram mais da observação em relação à rodada de 5 km, principalmente, nos horários de maior aquecimento da superfície. Além disso, o padrão de evolução temporal da simulação de 1 km é mais próximo da observação. A magnitude da temperatura do ponto de orvalho da rodada de 1 km é próximo da observação, enquanto que a simulada com 5 km se distancia. O vento da simulação de 1 km tende a ser mais intenso e apresentaram maior variabilidade em relação à simulação de 5 km, tornando a simulação de 1 km mais próxima da observação.

Figura 4.4 – (a) Mapa de uso e cobertura da terra e (b) topografia (m) da rodada controle com 1 km de resolução ampliados para a RMSP.



(a)



(b)

Figura 4.5 – Temperatura a 2 metros (°C) média das (a e b) 1500 UTC, (c e d) 1700 UTC e (e e f) 1900 UTC das simulações controle nas resoluções de 5 km (coluna da esquerda) e 1 km (coluna da direita) para a RMSP.

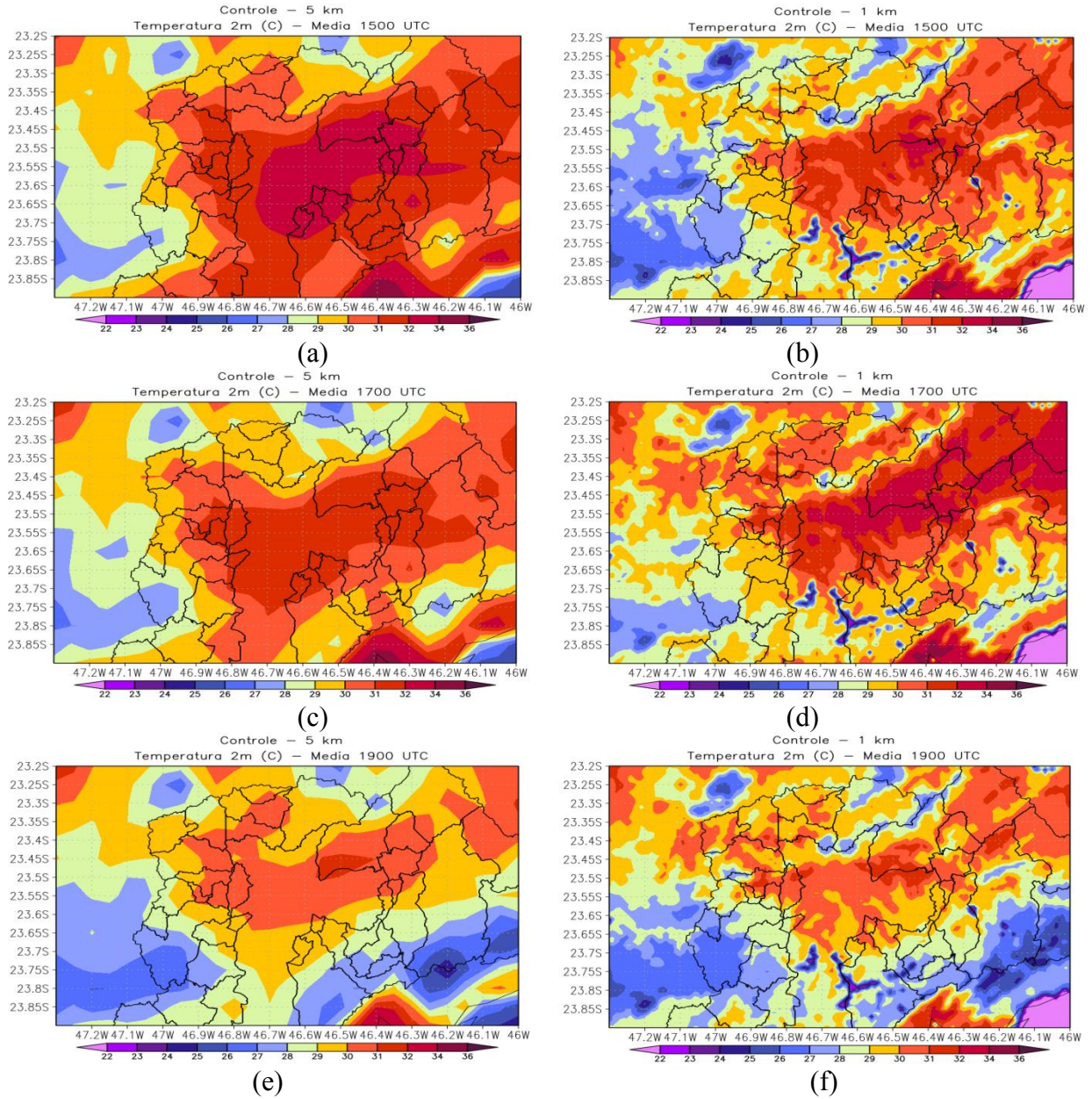


Figura 4.6 – Umidade relativa (%) média das (a e b) 1500 UTC, (c e d) 1700 UTC e (e e f) 1900 UTC das simulações controle nas resoluções de 5 km (coluna da esquerda) e 1 km (coluna da direita) para a RMSP.

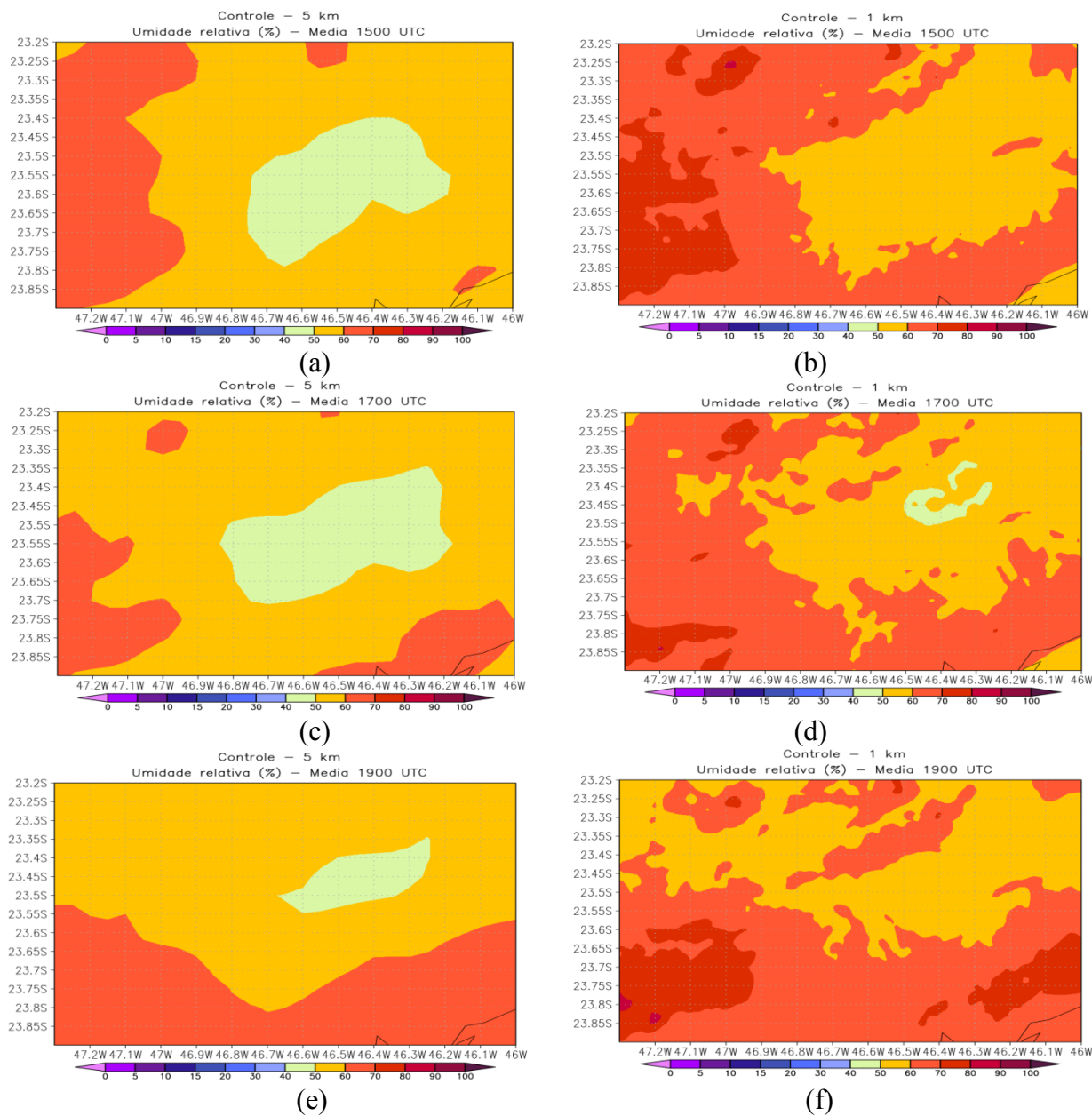
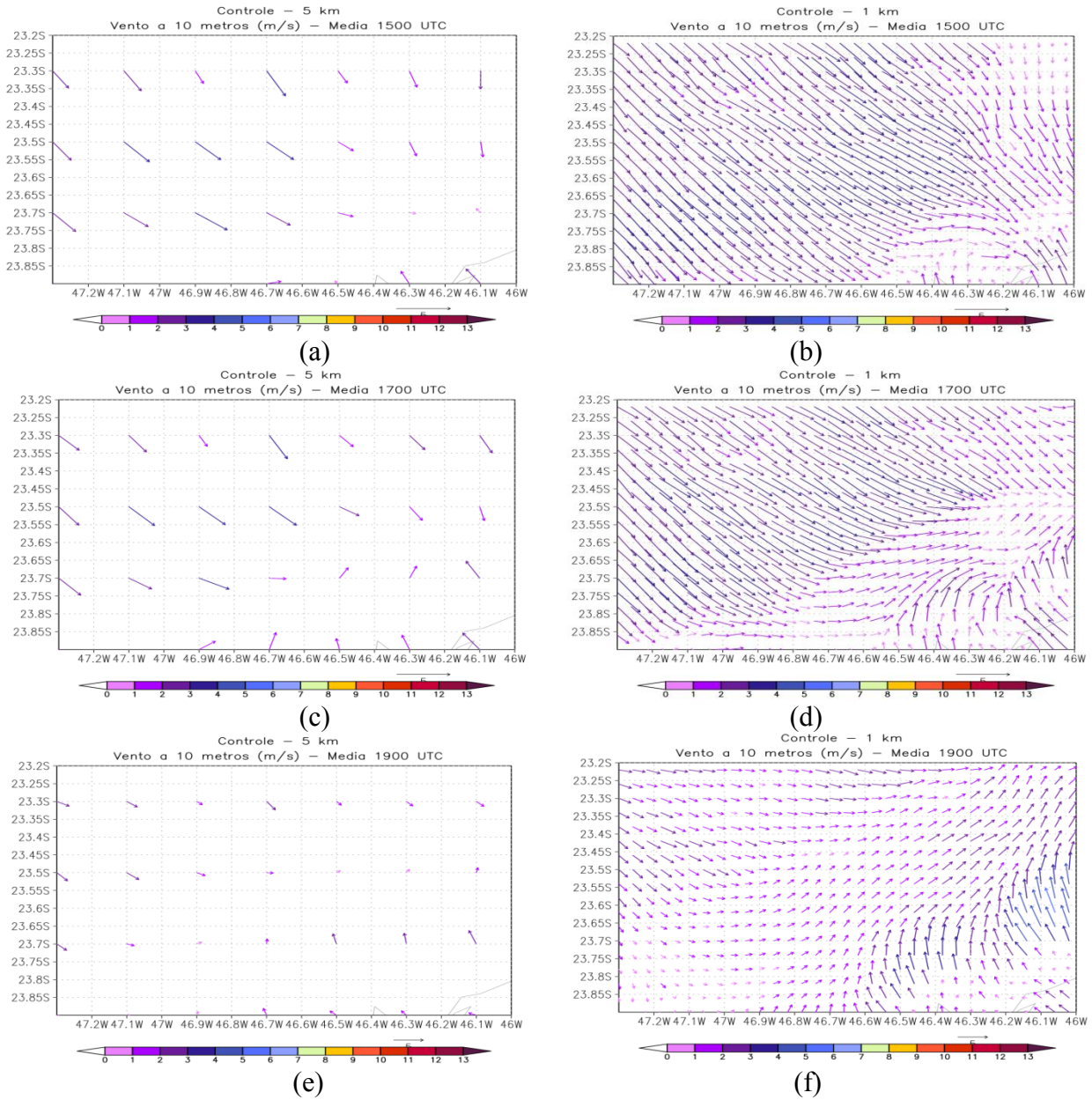


Figura 4.7 – Vetor do vento a 10 metros (m/s) médio das (a e b) 1500 UTC, (c e d) 1700 UTC e (e e f) 1900 UTC das simulações controle nas resoluções de 5 km (coluna da esquerda) e 1 km (coluna da direita).



4.1.5 Evolução temporal das variáveis para São Paulo e Taubaté

A Figura 4.8 apresenta a evolução temporal dos fluxos de superfície e mostra que a simulação com 1 km reproduz melhor os valores observados de calor latente em relação à simulação de 5 km. O momento de máximo fluxo de calor sensível simulado

pelo modelo com 1 km se aproxima mais da observação em comparação com a simulação de 5 km para o ponto analisado da Estação de Mirante de Santana, em São Paulo.

Analisou-se também as simulações de 5 km e 1 km das variáveis de superfície para a estação do INMET localizada na cidade de Taubaté-SP (23,04° S e 45,52° W) durante o mesmo período em que foi analisado para a estação de São Paulo. Neste ponto as simulações de 1 km reproduziram melhor a observação em comparação com a simulação de 5 km e representou bem a evolução temporal das temperaturas mínimas, máximas e a 2 metros da superfície (Figura 4.10). A umidade relativa também se aproximou bastante das observações. A simulação de 5 km reproduziu o ciclo diurno e apresentou valores de temperaturas próximos da observação durante os horários de máxima temperatura. No entanto, apresentou uma superestimativa da temperatura nos demais horários e, principalmente, durante a noite. A superestimativa da temperatura noturna refletiu na subestimativa da umidade relativa nesse período. A simulação de 1 km tende a superestimar a velocidade do vento em relação às observações nos horários de maior aquecimento diurno (Figuras 4.9 e 4.10). No caso do vento, a simulação de 5 km se aproximou mais da observação em relação à de 1 km.

As diferenças nas simulações do modelo Eta com resoluções espaciais distintas provavelmente estão associadas a melhor representação da topografia com o uso de resolução espacial mais alta. A destreza na simulação da temperatura próxima à superfície depende de uma representação topográfica mais realista e sua suavização relacionada ao uso de baixa resolução horizontal nos modelos, pode prejudicar as simulações das variáveis de superfície. Desta forma, destaca-se a importância de se utilizar modelos de alta resolução em regiões de topografia irregular, para melhor representar as variáveis à superfície.

Portanto, com base nas observações das estações de São Paulo e Taubaté, conclui-se que as simulações das variáveis de superfície com 1 km foram melhores reproduzidas pelas simulações de 1 km do que pelas simulações de 5 km. É comum pensar que uma diminuição no tamanho da grade do modelo para a escala convectiva (~ 1 km) levará a resultados mais acurados e uma redução nos erros sistemáticos das simulações (KOTLARSKI et al., 2014). Resultados de alguns estudos recentes, tais

como, Hohenegger et al. (2009), Bauer et al. (2011), Kendon et al. (2012), Warrach-Sagi et al. (2013) suportam essa hipótese para a simulação de precipitação.

Figura 4.8 – (a) Fluxos de calor latente (W/m^2) e (b) calor sensível (W/m^2) das simulações nas resoluções de 5 km (linha vermelha) e 1 km (linha verde) e observações da torre micrometeorológica (linha preta) localizada no ponto $22,97^0$ S e $49,72^0$ W.

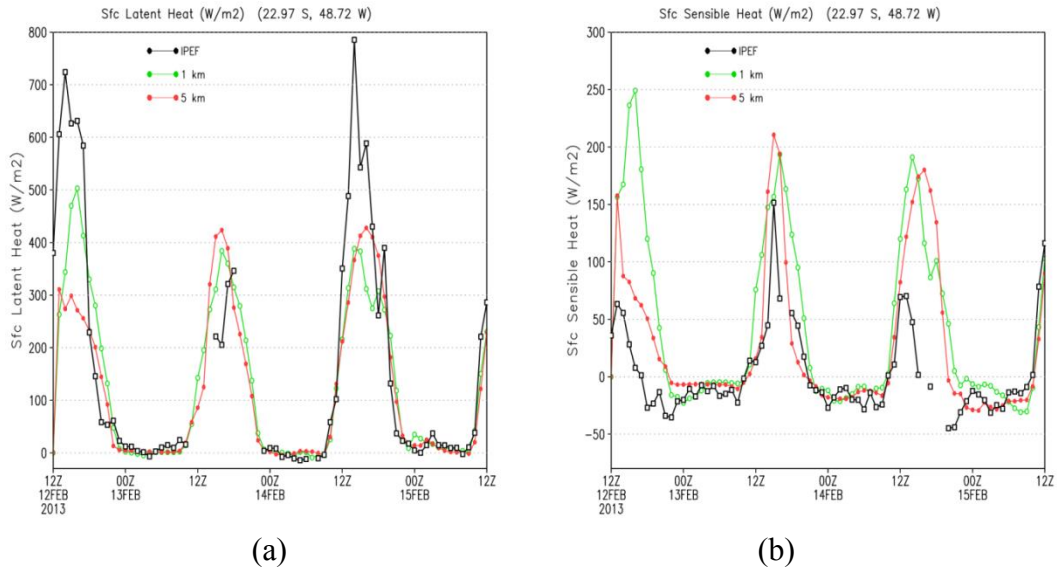


Figura 4.9 – (a) Temperatura mínima (°C), (b) temperatura máxima (°C), (c) temperatura a 2 metros (°C), umidade relativa (%) e velocidade do vento (m/s) simulados nas resoluções de 5 km (linha vermelha) e 1 km (linha azul); e observações (linha preta) para a cidade de São Paulo (23,5° S e 46,63° W), entre 12 UTC do dia 12 de fevereiro e 12 UTC do dia 15 de fevereiro de 2013.

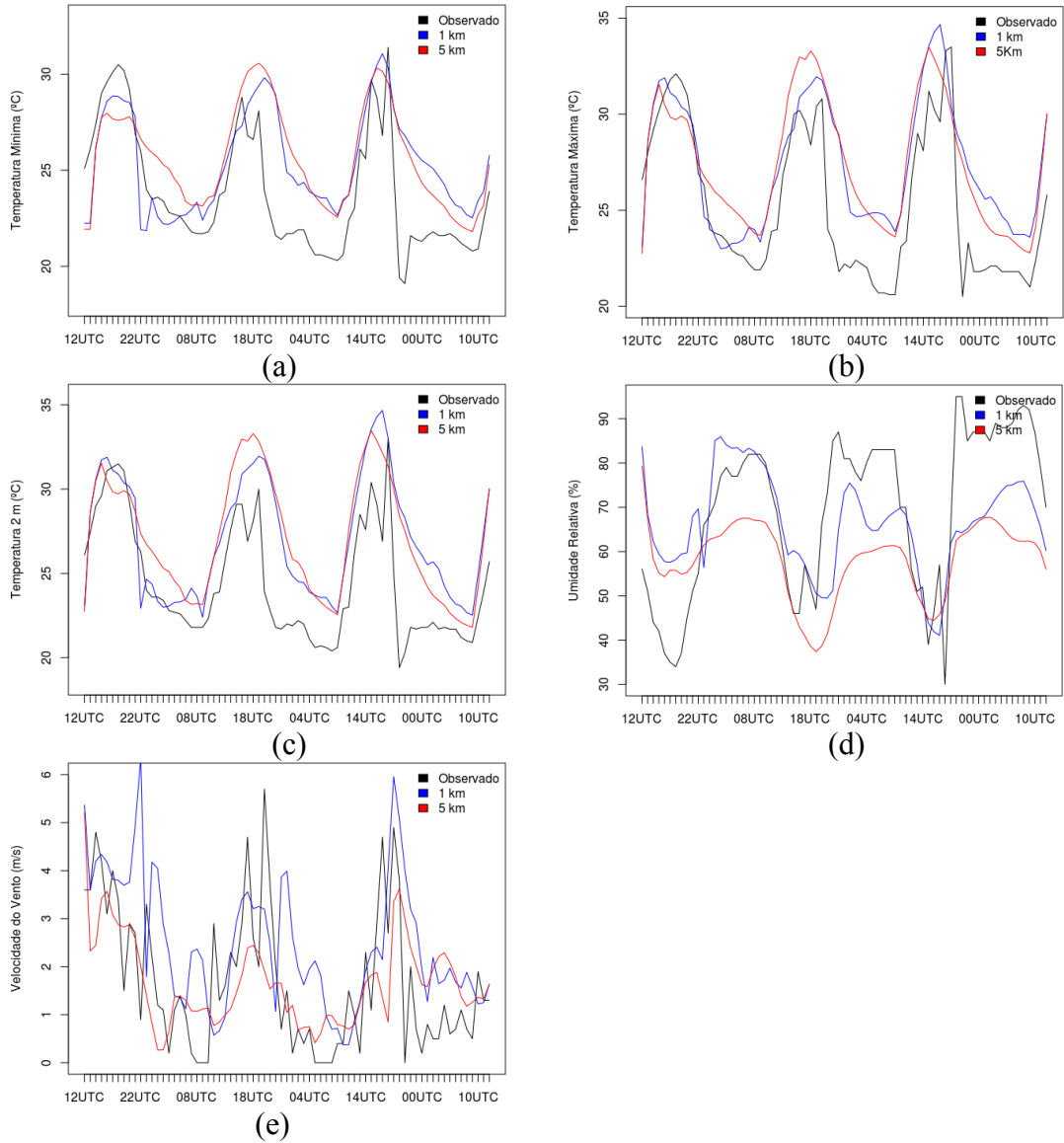
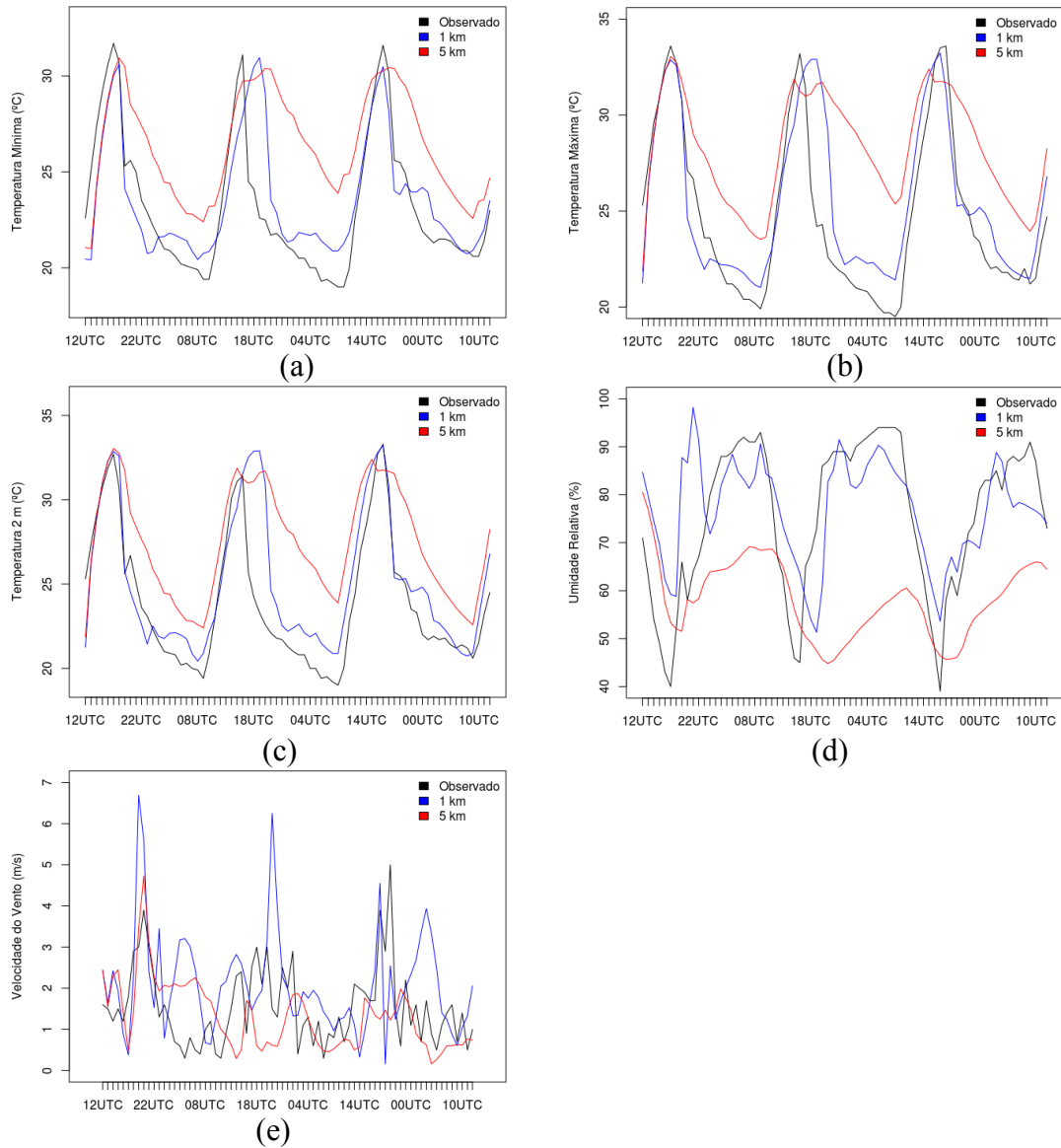


Figura 4.10 – (a) Temperatura mínima (°C), (b) temperatura máxima (°C), (c) temperatura a 2 metros (°C), umidade relativa (%) e velocidade do vento (m/s), simulados nas resoluções de 5 km (linha vermelha) e 1 km (linha azul); e observações (linha preta) para a cidade de Taubaté (23,04° S e 45,52° W).



A Tabela 4.1 apresenta a avaliação objetiva das variáveis de superfície simuladas com o modelo Eta nas resoluções de 5 e 1 km em comparação com as observações das Estações Meteorológicas. Em geral, as simulações de 1 km apresentaram melhor desempenho do que as simulações de 5 km, com exceção da simulação de precipitação. Métodos de verificação usando medidas tradicionais (ponto a ponto) de precisão como a raiz quadrada do erro (RMSE) ou o erro absoluto médio

(MAE) tendem a favorecer previsões de precipitação mais suaves, isto é, de menor resolução (BALDWIN et al. 2001; GALLUS, 2002; EBERT, 2008) devido ao problema de dupla penalização, especialmente para fenômenos localizados, como precipitação convectiva. Devido ao seu efeito de suavização, modelos de baixa resolução tendem a ter uma vantagem na comparação entre modelo de diferentes resoluções. No entanto, trabalhos que utilizam técnicas considerando uma região em torno do ponto do dado observado como métodos de vizinhança, mostraram que a maior resolução adiciona habilidade das previsões de precipitação (WERNLI et al. 2008; DAVIS et al. 2009).

Em geral, o modelo em ambas as resoluções simula adequadamente a magnitude das temperaturas mínima, máxima e a 2 metros, com valores de R^2 acima de 0,70. A umidade relativa do ar e a magnitude do vento também são simuladas razoavelmente bem. Entretanto, as simulações da precipitação de 1 km e 5 km apresentaram valores de R^2 iguais a 0,02 e 0,19, respectivamente, o que mostra baixa correlação com a observação.

Tabela 4.1 – Avaliação objetiva das simulações nas resoluções de 5 km e 1 km para as variáveis de superfície, através dos índices Desvio padrão, Bias, Correlação (R^2), Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE) e Erro Absoluto Médio (MAE).

Variáveis	Desvio Padrão			Bias		R^2		RMSE		MAE	
	Obs	1km	5km	1km	5km	1km	5km	1km	5km	1km	5km
Tmín (°C)	3,15	2,60	2,58	1,07	1,98	0,74	0,68	2,69	2,99	2,35	2,48
Tmáx (°C)	3,85	3,30	3,28	1,60	2,34	0,83	0,81	2,74	3,06	2,51	2,70
T2m (°C)	3,48	3,53	3,55	2,10	2,86	0,79	0,72	3,21	3,57	2,83	3,00
UR (%)	17,95	10,79	8,53	-2,90	-11,27	0,57	0,51	15,00	18,66	12,53	16,33
Vento (m/s)	1,46	1,38	0,92	0,82	-0,04	0,55	0,51	1,22	1,62	0,95	0,96
Prec (mm)	2,36	0,55	0,57	-0,25	-0,19	0,02	0,19	2,59	2,32	0,45	0,53

*Tmin=temperatura mínima, Tmáx=temperatura máxima, T2m=temperatura à 2 metros, UR=umidade relativa e Prec=precipitação.

4.1.6 Precipitação

A Figura 4.11 apresenta a precipitação acumulada em 24 horas estimada pelos produtos de satélites CMORPH (8 km) e TRMM (25 km) e simulada pelo modelo Eta na resoluções de 5 e 1 km. Pode-se observar que os campos do TRMM e CMORPH apresentam padrão espacial e intensidade da precipitação semelhante. A distribuição espacial da precipitação do TRMM e CMORPH é coerente com as imagens de satélite (Figura 4.1) e uma área com maior acumulado de precipitação é verificada entre o Sul de Minas Gerais e o litoral de São Paulo passando pela região metropolitana de São Paulo. O modelo Eta na resolução de 5 km simulou um acumulado de precipitação nesta região, porém em quantidades bastante inferiores. Além disso, o padrão de distribuição horizontal da precipitação simulada com 5 km apresentou diferenças em relação aos dados do CMORPH e TRMM. A área com maior quantidade de precipitação acumulada simulada está deslocada para o nordeste da região em relação ao campo de observações. Pode-se considerar a hipótese de que o modelo com resolução de 5 km tenha adiantado a precipitação em relação ao observado. A simulação na resolução de 1 km seguiu o padrão da rodada de 5 km que é sua condição de contorno e inicial. No entanto, as simulações com 1 km tendem a produzir precipitação mais intensa e concentrada em áreas menores. O maior acumulado de precipitação simulado pela rodada de 5 km foi de 30 mm enquanto que a rodada de 1 km simulou mais de 120 mm em algumas regiões. Embora as simulações com 1 km tenha gerado maiores acumuladas de precipitação, o padrão de distribuição espacial foi simulado melhor com a rodada de 5 km.

A Figura 4.12 apresenta a precipitação total acumulada durante as 72 horas de simulação e as diferenças entre as simulações de 5 e 1 km foram analisadas. De acordo com as observações, duas áreas com elevados acumulados de precipitação ocorreram entre o Sul de Minas Gerais e o litoral de São Paulo, atingindo mais de 100 mm em 72 horas. A rodada com 5 km não representou muito bem este padrão e subestimou a precipitação nestas regiões. A maior quantidade de precipitação acumulada simulada para estas áreas foi de 40 mm. Por outro lado, a rodada com 1 km simulou acumulados de até 150 mm, embora os picos de maior acumulados estejam deslocados em relação à observação.

Por meio destas análises pode-se concluir que a rodada com 1 km seguiu o padrão espacial da condição de contorno, mas tende a concentrar a precipitação em áreas menores e aumenta, consideravelmente, a quantidade de precipitação simulada nos núcleos de maiores intensidades. O aumento da precipitação simulada na rodada de 1 km pode ter relação com áreas de topografia íngreme, como se pode verificar elevados acumulados nos entornos da serra da Mantiqueira no Sul de Minas Gerais e na região Serrana do Rio de Janeiro.

Figura 4.11 – Precipitação (mm/dia) acumulada em 24 horas do (a) CMORPH, (b) TRMM, simulada na resolução de (c) 5 km e de (d) 1 km.

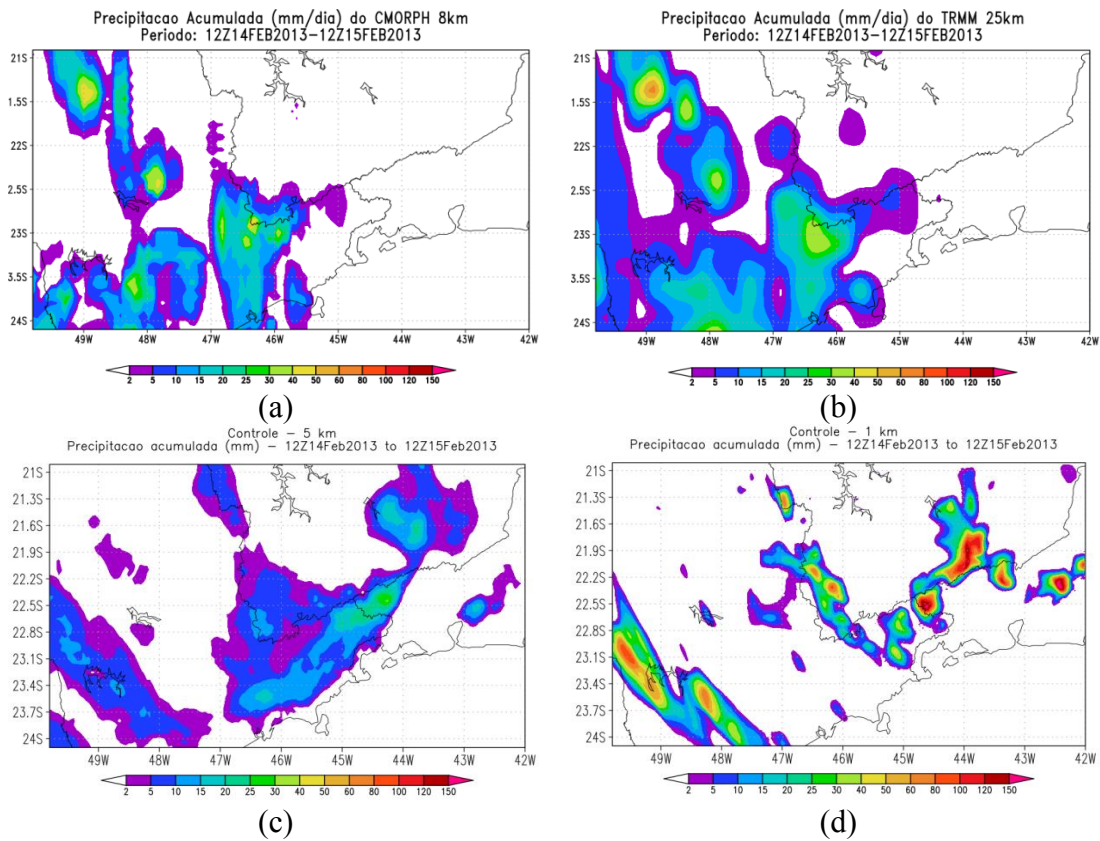
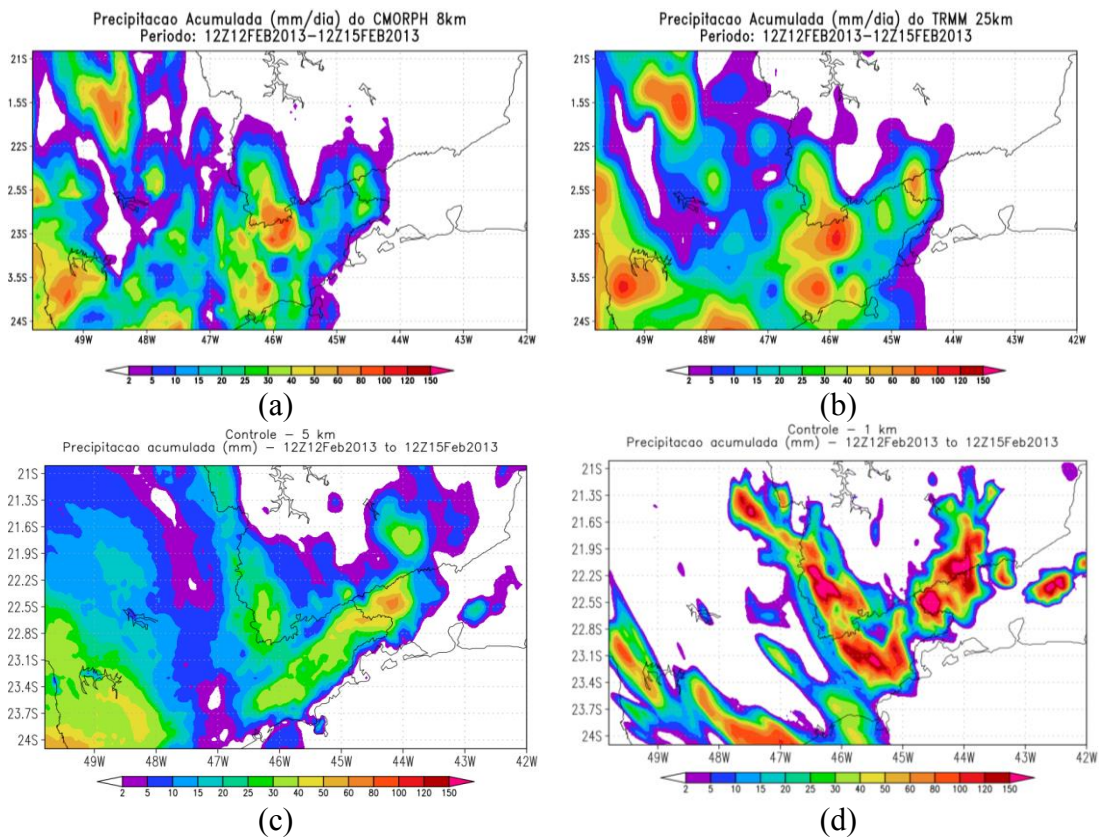


Figura 4.12 – Precipitação (mm/3 dias) acumulada em 72 horas do (a) CMORPH, (b) TRMM, simulada na resolução de (c) 5 km e de (d) 1 km.

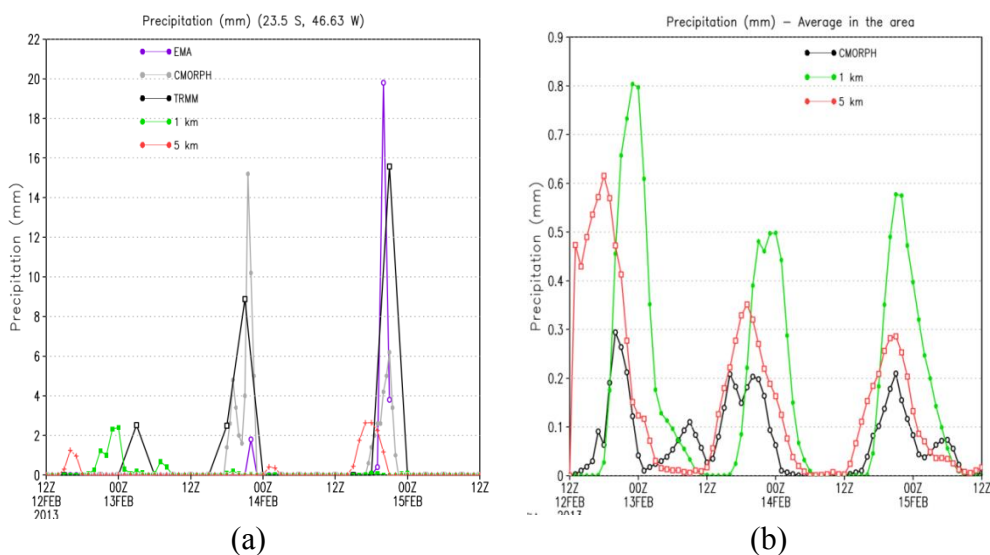


A Figura 4.13a mostra a evolução temporal da precipitação entre 1200 UTC do dia 12 e 1200 UTC do dia 15 de fevereiro correspondente aos dados observados do INMET, CMORPH e TRMM; e das simulações de 5 e 1 km para o ponto da Estação de Mirante de Santana, na capital de São Paulo. A evolução da precipitação média sobre toda a região de estudo também é apresentada (Figura 4.13b). Embora as três fontes de observações apresentem pequenas diferenças quanto à intensidade da precipitação, elas concordam em relação ao horário de início e duração da precipitação, o que dá confiabilidade aos dados observados. A evolução temporal da precipitação para o ponto da Estação de Mirante de Santana, em São Paulo (23,5° S e 46,63° W) mostra que o início da precipitação simulada é diferente entre as simulações de diferentes resoluções.

O padrão de distribuição da precipitação média na área ao longo do tempo é semelhante entre as rodadas de 5 e 1 km com três picos de precipitação que, geralmente, se iniciam durante o dia e diminuem nas primeiras horas da noite. Esse ciclo diurno da precipitação é típico das chuvas de verão, isto é, aquelas que ocorrem no final da tarde e

geralmente são causadas pela instabilidade termodinâmica local. Verifica-se também que a precipitação simulada com 1 km inicia-se aproximadamente 5 horas após o início da precipitação gerada pela rodada de 5 km. O intervalo de ocorrência da chuva não apresenta diferenças significativas entre uma rodada e outra e, portanto, o final da chuva de 1 km é em torno de 5 horas após o final da chuva simulada com 5 km. Além disso, a volume de precipitação obtido na área com a simulação de 1 km foi maior em relação à simulação de 5 km.

Figura 4.13 – Precipitação (mm/hora) (a) da Estação do Mirante de Santana (23,5° S e 46,63° W) e (b) média no domínio de estudo, da EMA (linha roxa), CMORPH (linha cinza), TRMM (linha preta), simulada pela rodada de 1 km (linha verde) e de 5 km (linha vermelha).



Como foi mostrado nesta seção, as variáveis de superfície foram melhor simuladas com a resolução de 1 km, no entanto, foi encontrado um viés na simulação da precipitação nesta resolução. Desta forma, nas próximas seções serão apresentados resultados de testes na resolução de 1 km, buscando melhorias nas simulações do ciclo diurno das variáveis e, principalmente, na simulação da precipitação.

4.2 Atualização dos mapas de superfície

A representação detalhada das características da superfície terrestre é essencial para previsões de modelos numéricos mais realistas (HOLT et al. 2006; NIYOGI et al. 2006). As principais variáveis associadas a um LSM (Land Surface Model) incluem os fluxos de calor latente e sensível que controlam a evolução diurna e o desenvolvimento da CLA (HEERWAARDEN et al., 2009; TRIER et al., 2011, 2013; MILOVAC et al., 2016). Variações nas condições das superfícies continentais modificam o balanço de energia à superfície, influenciando a circulação atmosférica e o desenvolvimento de convecção. A representação inadequada ou desatualizada das condições e dos processos da superfície continental pode ter um impacto negativo sobre a previsão de tempo e estudos climáticos. Desta forma, os processos da superfície continental caracterizam-se por apresentarem papel importante sobre as previsões de tempo e clima, o que tem levado a um crescente esforço em melhorar o conhecimento das complexas interações que ocorrem nestas superfícies e suas representações nos modelos. Portanto, é importante estimar valores dos parâmetros para representar os processos e melhorar a representação da variabilidade espacial do solo e da vegetação a partir da adaptação de uma base de dados de maior resolução e com parâmetros que representem de forma mais acurada as propriedades físicas do solo e os tipos de vegetação.

Nesta seção serão apresentadas as análises dos resultados da atualização dos mapas de textura do solo e de uso e cobertura da terra no modelo Eta.

4.2.1 Mapa de textura do solo

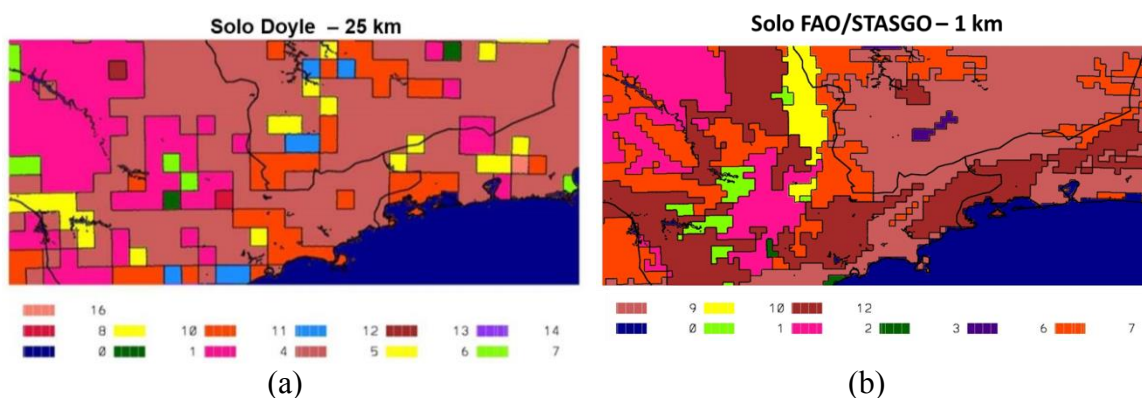
A principal função do modelo de superfície é fornecer variáveis de condição de contorno inferior ao modelo atmosférico. Características físicas do solo podem influenciar a hidrologia terrestre e o balanço energético e, por conseguinte, afetar as trocas solo-vegetação-atmosfera. Contudo, poucos estudos investigaram o impacto da resolução horizontal do mapa de textura do solo sobre as simulações numéricas.

O mapa de textura de solos utilizado na versão controle tem resolução espacial de 25 km, que é muito grosseira para o estudo de interações SVA com o modelo atmosférico com 1 km de resolução. As propriedades do solo são representadas por diversos parâmetros como: capacidade de campo e ponto de murcha, condutividade

hidráulica, difusividade da água, dentre outros. Esses parâmetros podem estar (ou não) associados a alguma propriedade do meio e irão impactar na simulação das variáveis de superfície. Desta forma, a utilização de um mapa de textura de solo com maior resolução pode beneficiar a simulação dos fluxos de superfície e consequentemente, melhorar a simulação das interações SVA. O intuito desse experimento foi analisar o impacto de se utilizar um mapa de solos de maior resolução (1 km) sobre a simulação os processos de superfície e próximos a ela.

A Figura 4.14 apresenta o mapa de tipos de solo desenvolvido por Doyle et al. (2013) utilizado na rodada controle e o mapa do STASGO/FAO inserido neste experimento. Observa-se maior detalhamento no mapa do STASGO/FAO devido à maior resolução espacial empregada. A partir daqui, o experimento com o mapa de Doyle et al (2013) será chamado de experimento controle e o experimento com o mapa atualizado de mapa da FAO.

Figura 4.14 – (a) Mapa de solo Doyle (25 km) e (b) Mapa de solo STASGO/FAO (1 km), ambos na grade E nativa do modelo Eta. A legenda do número das classes das Figuras (a) e (b) é dada nas Tabelas 3.4 e 3.5, respectivamente.



Fonte: Adaptado de Doyle et al. (2013) e de STASGO/FAO.

4.2.1.1 Impactos na distribuição espacial

Nas simulações numéricas, as variações no estado da atmosfera em um determinado ponto respondem às condições de superfície em todo o entorno. No entanto, durante as primeiras horas de integração pode-se considerar que tais variações

estão relacionadas com as condições locais da superfície subjacente, ainda com pequenas interações com o entorno. Com o intuito de conhecer o efeito local da atualização do mapa de textura de solo foram analisadas as diferenças entre os experimentos na primeira hora de simulação (t+1h). As simulações foram conduzidas para determinar se a atualização do mapa de solo pode melhorar a previsão dos fluxos de superfície, da temperatura e umidade à superfície, do perfil das variáveis da camada limite e da precipitação.

A Figura 4.15 mostra o impacto da atualização do mapa de textura na primeira hora de simulação a partir do tempo inicial (t+1h) nas principais variáveis de superfície: (a e b) fluxos de calor latente e (c e d) sensível na superfície, (e e f) umidade da superfície, (g e h) conteúdo de umidade do solo e (i e j) temperatura à superfície. As simulações com o novo mapa são apresentadas na coluna da esquerda e a diferença em relação à rodada controle na coluna da direita. No tempo inicial observou-se que os fluxos de calor latente aumentaram predominantemente nas áreas de solo das classes 10 (Argila arenosa), 7 (Franco argiloso arenoso) e 2 (Areia franca). Enquanto que nas áreas que apresentam classe de solo 12 (Argiloso) os fluxos de calor latente reduziram em relação à rodada com o mapa de solos original. O aumento no fluxo de calor latente é consequência do aumento na umidade disponível no solo e na superfície que foi verificado para essas mesmas regiões (classes de solo 10, 7 e 2). Nas regiões onde foi verificada uma redução na umidade à superfície também foi encontrada uma diminuição nos fluxos de calor latente. O aumento no fluxo de calor latente foi predominante em quase toda a região de estudo e uma redução foi verificada geralmente apenas sobre as áreas de classe de solo 12 (Argiloso). Em contrapartida, verificou-se uma tendência de aumento nos fluxos de calor sensível nas áreas de classe 12 (Argiloso) e uma redução nos fluxos de calor sensível nas regiões das classes 10 (Argila arenosa), 7 (Franco Argiloso Arenoso) e 2 (Areia franca), o que se espera para uma representação adequada do balanço de energia na superfície.

A substituição da classe 5 do mapa original pela classe 9 (Franco argiloso) do novo mapa gerou uma redução nos fluxos de calor sensível. A redução foi ainda maior quando a classe 5 foi substituída pelas classes 10 (Argila arenosa) e 7 (Franco argiloso arenoso). A tendência de redução dos fluxos de calor sensível nas áreas do novo mapa de classe 9 (Franco argiloso), 10 (Argila arenosa) e 7 (Franco argiloso arenoso) e de

aumento nas áreas de classe 12 (Argiloso) se manteve, principalmente, nos horários de maior aquecimento da superfície.

Uma redução na umidade disponível no solo foi verificada sobre a classe 2 (Areia franca) do novo mapa de solo. O campo de temperatura à superfície mostrou-se correspondente ao campo de fluxo de calor sensível, nos quais na primeira hora de simulação foi verificada uma redução sobre quase todo o domínio da simulação exceto sobre as regiões de classe 12 (Argiloso) do mapa da FAO onde foi verificado um aumento nos fluxos de calor sensível e na temperatura da superfície. Nas demais regiões predominou uma diminuição da temperatura à superfície. Na primeira hora de simulação, as mudanças na temperatura à superfície com a alteração do solo variaram entre $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

A influência do mapa de solo sobre os fluxos de superfície foi maior durante o período diurno, quando os fluxos são maiores. Isso pode estar relacionado à menor taxa de fluxos durante a noite, propiciando uma camada mais estável próximo à superfície (DIRMEYER et al., 2009).

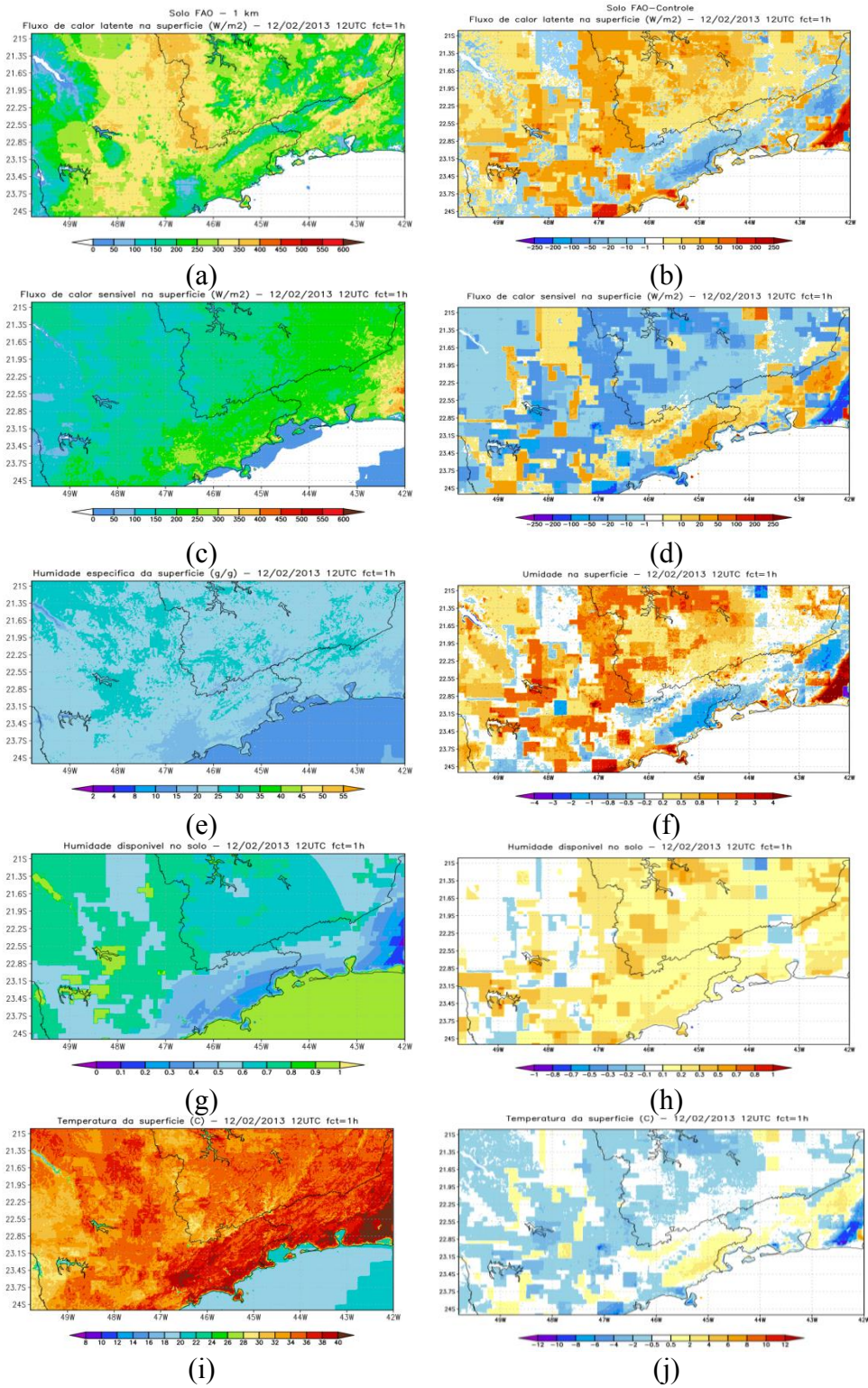
Como mostrado nas figuras de diferença nos fluxos de superfície, as classes de solo mais sensíveis foram as classes 12, 10, 7 e 2, pois apresentaram as maiores diferenças nos fluxos de superfície. A sensibilidade de cada classe de solo está relacionada às propriedades físicas inerentes a textura do solo (ver Tabela 3.5). Os resultados obtidos nesta seção podem ser discutidos com base nas propriedades físicas de cada classe de solo. Analisando a Figura 2.3, que define as classes de solo com base na quantidade relativa de areia, argila e silte, observa-se que a classe 12 (Argiloso) apresenta alta percentagem de argila, caracterizando-se como solo argiloso. Enquanto que as classes 10 (Argila arenosa), 7 (Franco argiloso arenoso) e 2 (Areia franca) apresentam baixa quantidade de argila e alta percentagem de areia, isto é, solo mais arenoso.

A classe de textura do solo 12 (Argiloso) apresenta valores relativamente altos de porosidade (Θ_s), de capacidade de campo (Θ_c) e de potencial de saturação (Ψ_s). Diante destas características, pode-se considerar que se trata de um solo de alto limiar para saturação e, portanto, maior retenção de água no solo. Além disso, a classe 12 também apresenta baixa condutividade hidráulica para o solo saturado (K_s). Estas propriedades

dificultam a evaporação à superfície e, portanto, o fluxo de calor latente. Desta forma, pode-se explicar a redução nos fluxos de calor latente e aumento nos fluxos de calor sensível em relação à rodada controle nas áreas de classe 12 do novo mapa de solo.

Por outro lado, as classes 10 (Argila arenosa), 7 (Franco argiloso arenoso) e 2 (Areia franca) apresentam características como baixa porosidade (Θ_s), baixa capacidade de campo (Θ_c), baixo potencial de saturação (Ψ_s), além de alta condutividade hidráulica do solo saturado (K_s). Essas propriedades indicam um solo de fácil saturação e, portanto, maior potencial de evaporação. Logo, o aumento nos fluxos de calor latente sobre as regiões de classe 10, 7 e 2 pode ser justificado pelas características físicas da textura do solo de destas classes.

Figura 4.15 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg), (g e h) conteúdo de umidade no solo (m^3/m^3) e (i e j) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) simulados com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação ao mapa original (coluna da direita) no tempo $t=+1h$.



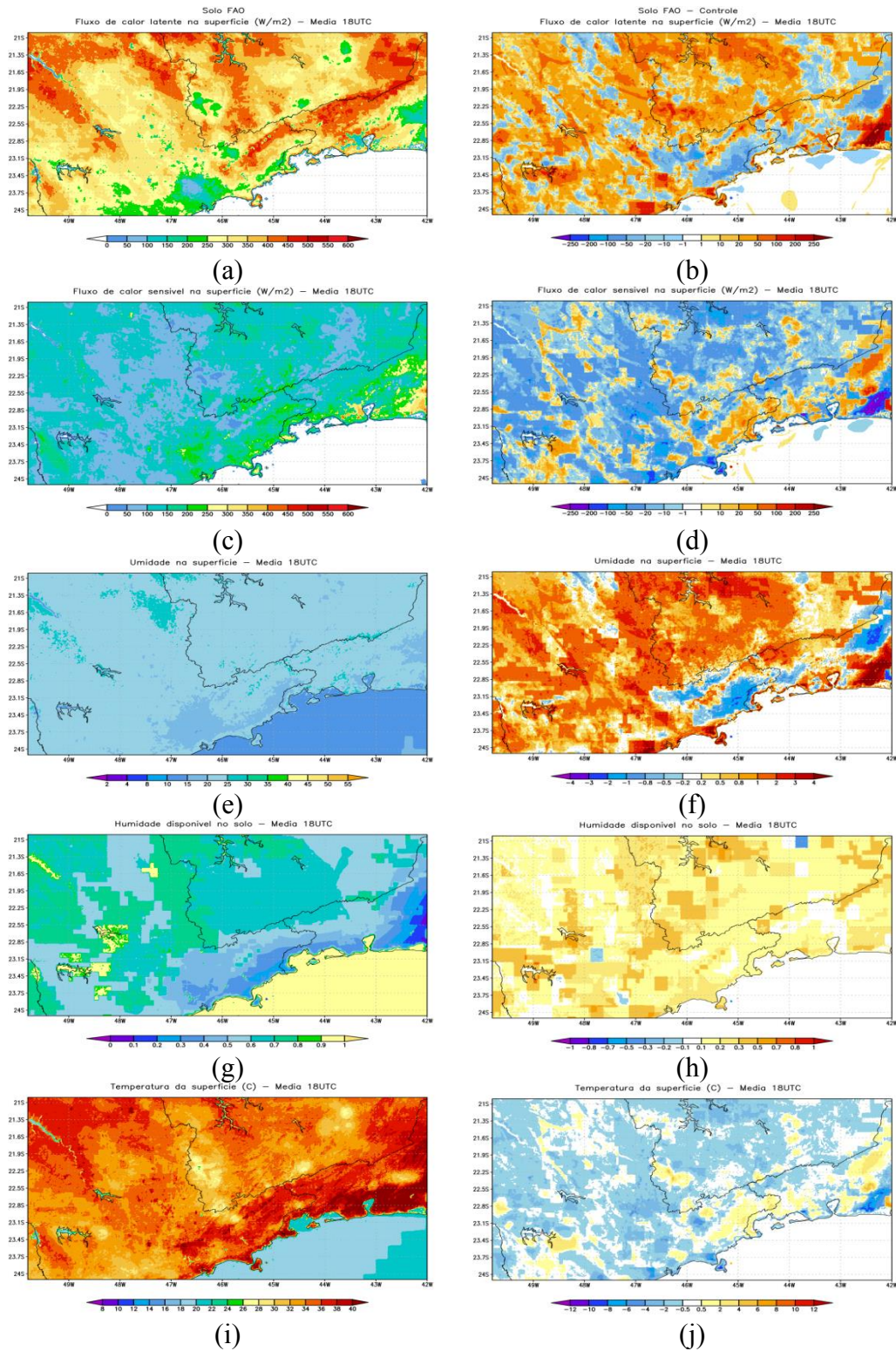
Com o intuito de verificar se o sinal das mudanças se manteve ao longo da rodada igual ao do tempo inicial foram analisados os campos médios das 1800 UTC. A escolha do horário das 1800 UTC foi motivada pelo maior aquecimento da superfície, que intensifica as interações entre a superfície e a atmosfera. A Figura 4.16 apresenta a média do horário das 1800 UTC para os três dias de previsão. Os fluxos de superfície mais fortes foram registrados próximo das 1800 UTC e, portanto, próximo deste horário ocorrem fortes interações entre a superfície e a parte mais baixa da CLA.

Nota-se que as tendências verificadas no tempo inicial (Figura 4.15) mantiveram-se ao longo do período diurno. No geral, o mapa de textura do solo da FAO produziu um aumento na umidade disponível no solo, na umidade à superfície e, conseqüentemente, nos fluxos de calor latente na maior parte do domínio. Uma redução nos fluxos de calor sensível e na temperatura à superfície foi verificada na maior parte do domínio com a utilização do novo mapa. Uma exceção é a classe 12 do mapa da FAO que provocou uma redução do fluxo de calor latente durante praticamente todo o período diurno. O aumento nos fluxos de calor latente nas áreas de classes 10, 7 e 2 se manteve ao longo da integração, e se intensificou em alguns horários e pontos específicos, como nos pontos de grade próximo à cidade de São Paulo. O aumento nos fluxos de calor latente simultaneamente a uma diminuição dos fluxos de calor sensível indica boa representação do balanço de energia na superfície pelo modelo.

O campo médio das 1800 UTC (Figura 4.16 h) mostra que em praticamente todo o domínio houve um aumento na umidade disponível no solo. Este resultado está relacionado às diferentes propriedades do solo atribuídas em cada um dos mapas. O mapa anterior apresentava classes de solo com propriedades que tornavam o solo mais seco para o mesmo conteúdo de umidade disponível. O aumento na umidade disponível no solo refletiu na umidade específica à superfície, a qual também apresentou aumento em relação à rodada controle.

Em geral, quando o solo está mais úmido, maior é sua capacidade de evaporação, maior o fluxo de calor latente e menor o fluxo de calor sensível. Quando o fluxo de calor sensível diminui a temperatura à superfície também diminui, como se observa na Figura 4.16 abaixo.

Figura 4.16 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg), (g e h) conteúdo de umidade no solo e (i e j) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) simuladas com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação ao mapa original (coluna da direita) da média das 1800 UTC.

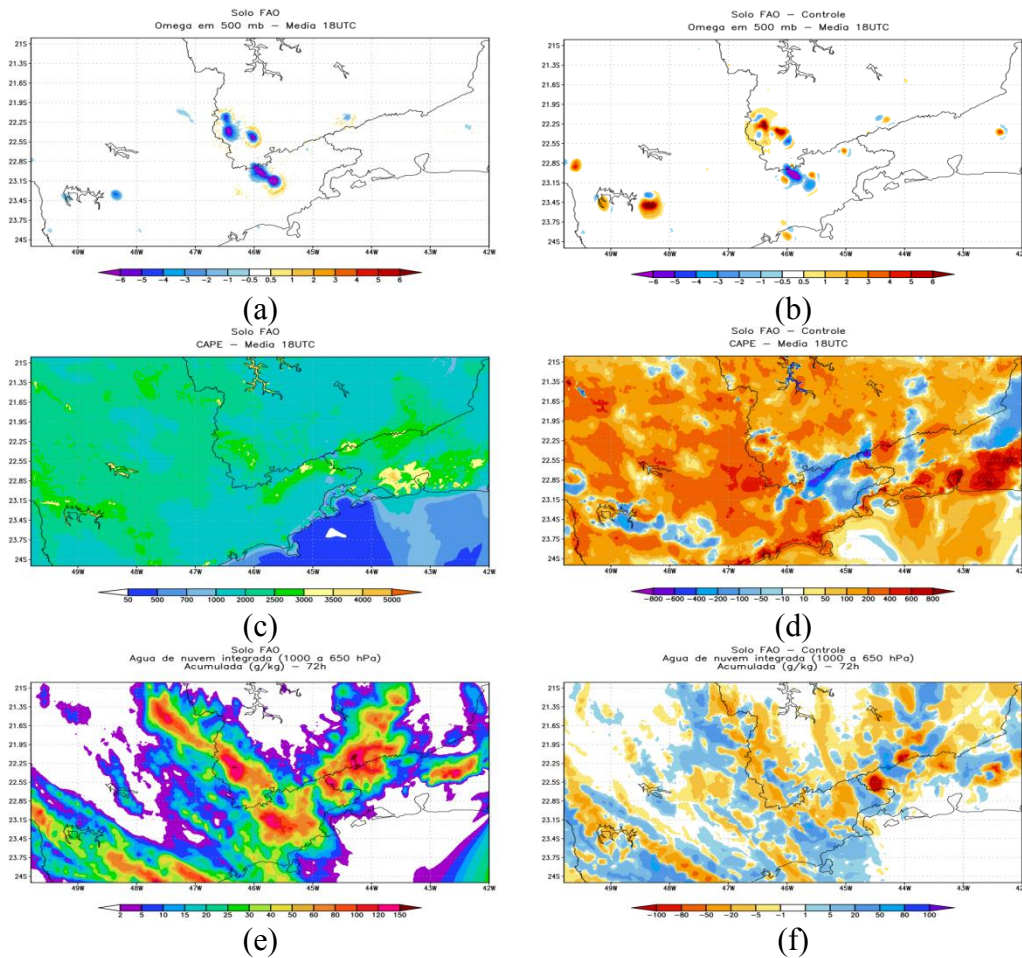


O impacto devido à mudança do mapa de textura do solo, inicialmente, foi verificado nos campos das variáveis de superfície. As variáveis nos níveis mais baixos da atmosfera foram modificadas a partir de algumas horas de simulação. No tempo $t+1h$ as diferenças nos campos de movimento vertical (ω) em 500 hPa, CAPE e de nuvens foram insignificantes. O campo de CAPE mostra algumas mudanças logo no tempo inicial, porém os valores das diferenças foram muito pequenos (não mostrado).

O impacto da mudança no mapa de textura de solo nas variáveis atmosféricas de baixos e médios níveis foi analisado para o horário médio das 1800 UTC (Figura 4.17). No campo de diferenças no movimento vertical em 500 hPa, verifica-se um aumento na intensidade dos movimentos ascendentes próximo à cidade de São Paulo. O campo de CAPE indicou um aumento da energia potencial disponível para convecção na maior parte do domínio e, principalmente, sobre a cidade de São Paulo.

Em geral, sobre a região de São Paulo o novo mapa de solo produziu maior quantidade de nuvens. Possivelmente devido ao aumento no movimento vertical ascendente que facilitou a condensação por levantamento. As diferenças na água de nuvem mostraram que o mapa de textura do solo pode alterar a quantidade e a localização da água de nuvem. Os resultados obtidos nesta seção podem ser comparados com os de Guillod et al. (2015) que encontraram diferenças de até 2 °C na temperatura média a 2 metros da superfície e de 20% na precipitação resultantes de mudanças na partição de energia na superfície em fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente associada ao uso de diferentes bases de dados de textura do solo.

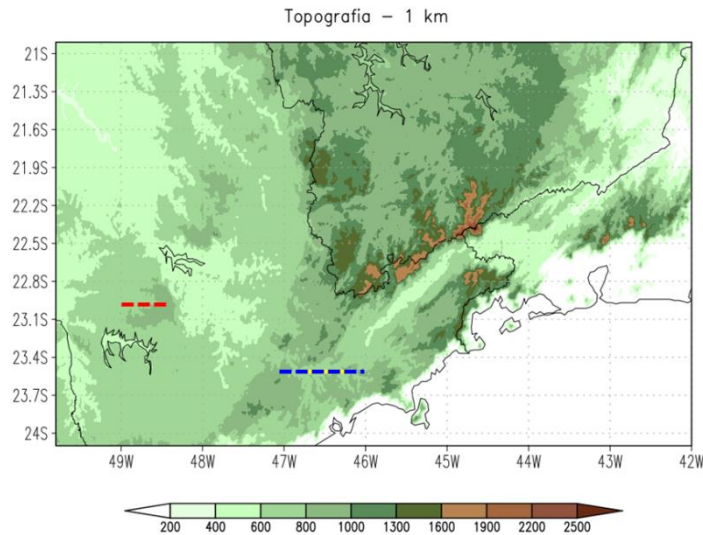
Figura 4.17 – (a e b) Movimento vertical (hPa/s) as 1800 UTC em 500 hPa, (c e d) CAPE e (e e f) água de nuvem integrada na vertical, simuladas com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação a rodada controle (coluna da direita).



4.2.1.2 Impactos na estrutura vertical

Cortes verticais médios sobre a seção ($23,5^{\circ}$ S e $46,7^{\circ}$ a $46,3^{\circ}$ W) próxima à cidade de São Paulo foram analisados a fim de se verificar o impacto da mudança do mapa de textura do solo na estrutura vertical da atmosfera.

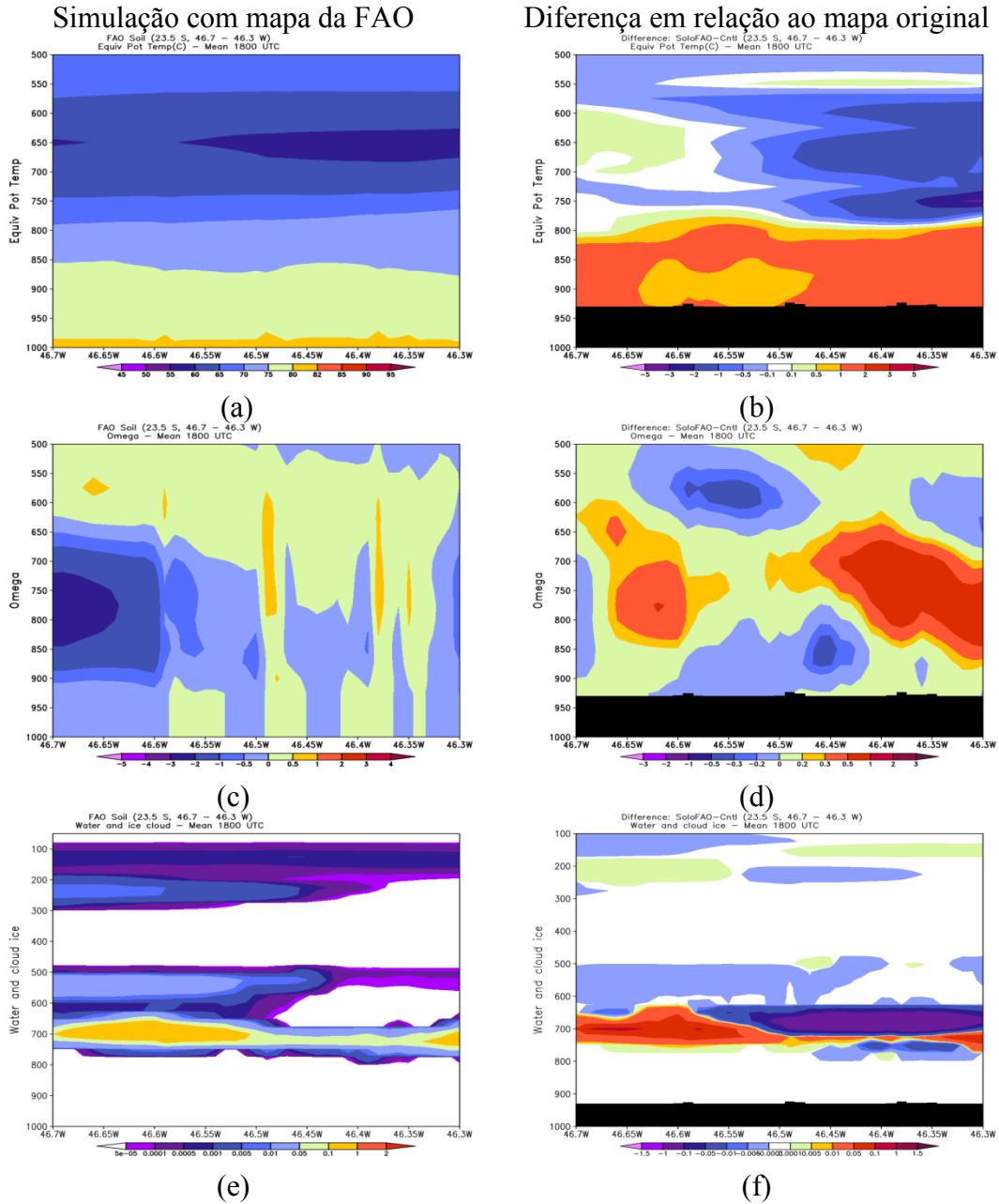
Figura 4.18 – Topografia (m). A linha vermelha mostra a posição da seção transversal sobre a região de eucalipto, a linha azul representa a seção sobre área de mudança do mapa de solo e de mudança no mapa de uso e cobertura da terra.



A Figura 4.19 mostra um aumento na temperatura potencial equivalente nos níveis mais baixos próximos à superfície e uma redução na temperatura potencial equivalente nos níveis médios. Este resultado mostra que o novo mapa gera um aumento no gradiente vertical da temperatura potencial equivalente, capaz de produzir uma camada mais instável sobre a cidade de São Paulo e aumentar a instabilidade convectiva nesta região. Um aumento na umidade específica próxima à superfície também foi notado nessa região e o que pode estar favorecendo o aumento na temperatura potencial equivalente. O aumento na umidade próxima à superfície pode ser causado pelo aumento no fluxo de calor latente, observado na Figura 4.16.

A seção transversal latitudinal do movimento vertical mostrou uma região com fluxos ascendentes intensos na borda esquerda da seção, situação que favoreceu a formação de nuvens. O desenvolvimento de nuvens pode ser confirmado pelas figuras de água e gelo de nuvem que indicam um aumento na quantidade de água e gelo de nuvens para essa região. Os valores negativos das diferenças do movimento vertical indicam que o experimento com o novo mapa de solo produziu movimentos ascendentes mais intensos em relação à rodada com mapa original.

Figura 4.19 – Seção vertical (23,5° S; 46,7° a 46,3° W) média do horário das 1800 UTC da (a e b) temperatura potencial equivalente (°C), (c e d) movimento vertical (hPa/s) e (g e h) água e gelo de nuvem (g/kg) simuladas com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação à rodada controle (coluna da direita).



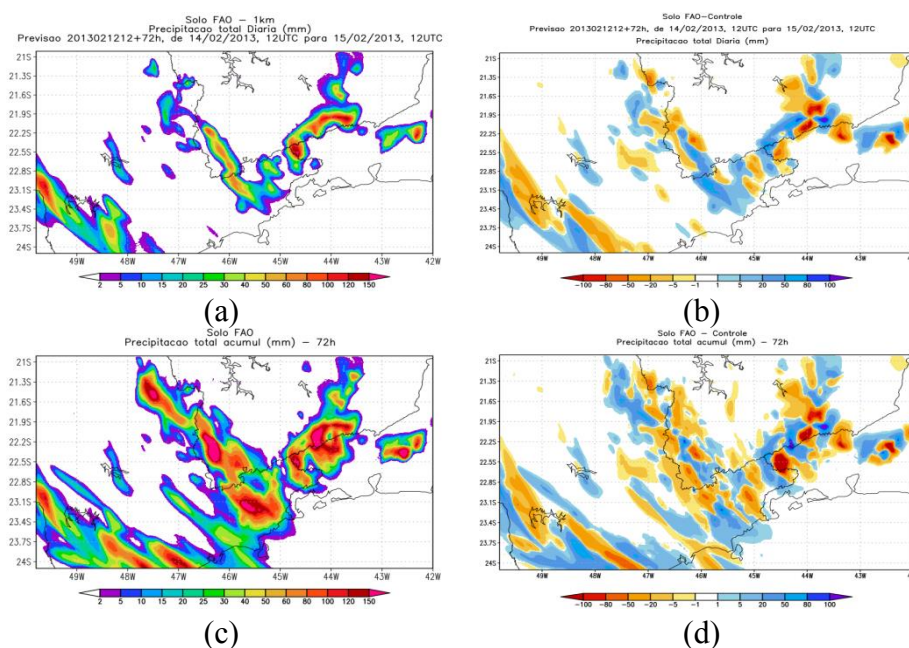
4.2.1.3 Avaliação da precipitação

A simulação do experimento com o mapa de textura do solo da STASGO/FAO simulou a precipitação próxima da cidade de São Paulo de forma mais coerente em

relação à observação. Nos campos de diferença (Figura 4.20 b,d) verifica-se um aumento da precipitação na região próxima de São Paulo. Essa precipitação pode estar relacionada ao aumento no movimento ascendente e ao aumento na quantidade de água e gelo de nuvem verificado nas Figuras 4.19 d,f.

A Figura 4.20 apresenta a distribuição espacial da precipitação acumulada em 24 e 72 horas da simulação com o novo mapa de textura de solo e as diferenças em relação à simulação controle. A análise das figuras permitiu identificar uma possível relação entre as áreas de aumento da precipitação com as áreas de aumento no fluxo de calor sensível (Figura 4.16). Por outro lado, uma tendência de diminuição da precipitação nas áreas que apresentaram aumento dos fluxos de calor latente também foi verificada. Resultados semelhantes foram encontrados por Ek et al. (2003) que identificaram que a ocorrência da precipitação estava mais relacionada a solos mais secos e ao maior fluxo de calor sensível do que a solos mais úmidos, os quais geram maior fluxo de calor latente.

Figura 4.20 – Precipitação simulada com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação com o mapa original (coluna da direita), (a e b) acumulada nas últimas 24h e (c e d) em 72 h de simulação.



4.2.1.4 Evolução temporal pontual para São Paulo

A evolução temporal das variáveis próximas à superfície sobre o ponto de grade da cidade de São Paulo (23,5° S e 46,6° W) onde foram notadas mudanças com a alteração do mapa de textura do solo, é mostrada na Figura 4.21. As simulações são comparadas com as reanálises do CFSv2 (fluxos de superfície) e os dados do INMET (temperaturas e precipitação).

A rodada controle apresenta superestimativa do fluxo de calor sensível e subestima o calor latente. O experimento com o mapa da FAO reduziu o viés da rodada controle reduzindo o fluxo de calor sensível e aumentando o fluxo de calor latente. Em ambas as simulações percebe-se um atraso de até 2 horas no horário de intensificação do LE e de até 3 horas na intensificação do SH em relação ao CFSv2.

A umidade volumétrica do solo e o conteúdo de umidade no solo simulados pelos experimentos controle e com o novo mapa de textura do solo foram comparados com os dados do CFSv2 na Figura 4.21. Neste período, a umidade volumétrica e o conteúdo de umidade no solo simulado pelo experimento controle apresentaram valores menores do que os dados do CFSv2 e uma tendência de diminuir ao longo da rodada enquanto que o CFSv2 apresentou uma tendência de aumentar ao longo da rodada. A simulação com o novo mapa de solo apresentou valores e padrão temporal mais próximo ao do CFSv2. Portanto, pode-se considerar que as simulações com o mapa da FAO foram melhores em relação ao experimento controle.

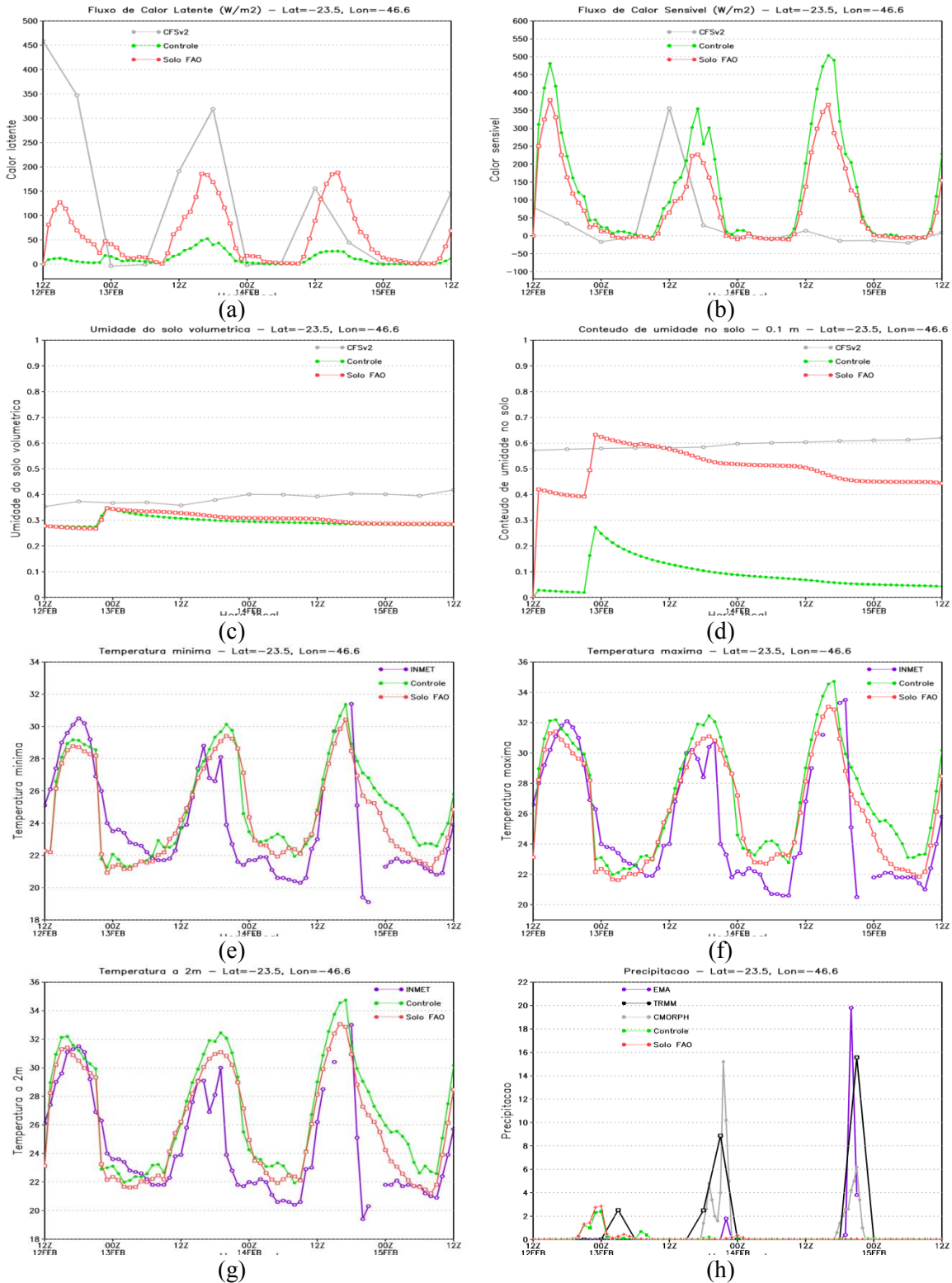
A série temporal da temperatura mínima, máxima e a 2 metros da superfície mostrou uma redução da temperatura simulada com o mapa da FAO em relação à rodada controle, principalmente, durante o dia. Os valores das temperaturas simuladas com o mapa de solo da FAO também ficaram mais próximos dos observados em comparação com a simulação controle.

Ambas as simulações anteciparam a precipitação em relação aos dados do TRMM e CMORPH. Não houve mudança no período de ocorrência da precipitação entre um experimento e o outro.

O pico no conteúdo de umidade do solo próximo do horário da 0000 UTC do dia 13 de fevereiro na simulação do experimento controle refletiu a precipitação simulada para o mesmo horário. Esse comportamento indica que a umidade do solo respondeu

bem à precipitação simulada. Os dados utilizados como observação indicaram a ocorrência de precipitação próxima de 0000 UTC dos dias 14 e 15 de fevereiro, o que provocou uma ascensão na curva de umidade no solo ao longo desse período. Após as 0000 UTC do dia 13 não houve precipitação simulada pelo modelo para o ponto analisado e a curva de umidade do solo decresceu ao longo da evolução temporal.

Figura 4.21 – Fluxo de calor latente (W/m^2), fluxo de calor sensível (W/m^2), umidade volumétrica do solo (m^3/m^3), conteúdo de umidade no solo (%), temperatura à 2 m superfície ($^{\circ}C$) e precipitação (mm). Estão representas a simulação com o mapa original (curva verde), a simulação com o mapa da STASGO/FAO (vermelha), TRMM (preta), CMORPH e reanálises do CFSv2 (cinza) e os dados do INMET (roxa).



A Tabela 4.2 apresenta uma avaliação objetiva das variáveis de superfície simuladas com os mapas de solo original e atualizado (FAO) para o ponto da Estação de Mirante de Santana em São Paulo. Os valores destacados representam as menores diferenças em relação aos dados observados. Como verificado nas análises acima, em geral, o novo mapa de Solo melhorou as simulações das variáveis de superfície, principalmente, para as temperaturas mínima, máxima e a 2 metros da superfície, tanto em relação ao índice Bias quanto em relação ao RMSE.

Tabela 4.2 – RMSE e Bias das variáveis próximas a superfície entre as simulações com o mapa da FAO, o mapa original e os dados do INMET.

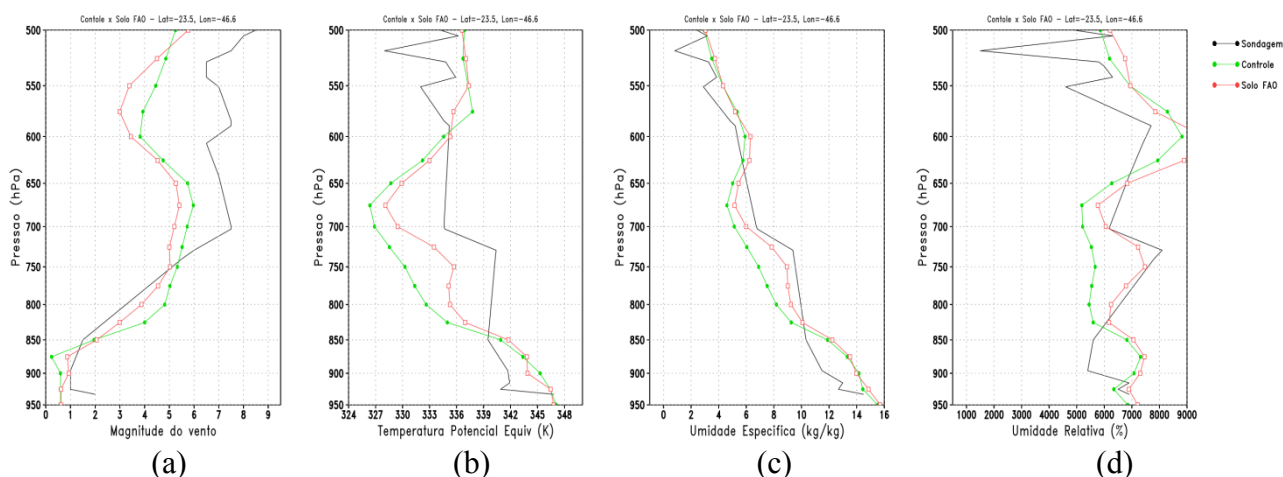
Variável	RMSE		BIAS	
	Mapa original	Mapa atualizado	Mapa original	Mapa atualizado
Tmin (°C)	2.69	2.40	1.07	0.58
Tmax (°C)	2.74	2.33	1.60	0.84
Tp2m (°C)	3.21	2.60	2.10	1.31
Prec (mm)	2.59	2.71	-0.25	-0.18

4.2.1.5 Perfil vertical

Os perfis matinais são importantes para a convecção uma vez que regulam a resposta CLA aos fluxos da superfície da terra e, portanto, têm um forte impacto na evolução diurna da CLA, que afeta o início da convecção e suas características (EK; MAHRT, 1994; FINDELL; ELTAHIR, 2003a). Os impactos do mapa de textura do solo na camada limite atmosférica foram avaliados por meio da comparação com dados de sondagens (Figura 4.22) das 1200 UTC do dia 14 de fevereiro. O perfil vertical foi analisado entre os níveis de 1000 a 500 hPa, uma vez que a maioria do impacto está dentro da camada limite.

Em geral, o mapa da FAO aumentou a intensidade dos ventos entre os níveis de 1000 a 850 hPa e reduziu a intensidade a partir do nível de 850 hPa. Além disso, o mapa da FAO aumentou a temperatura potencial equivalente bem como a umidade específica e relativa em relação a simulação controle. A estrutura vertical a partir de 850 hPa foi simulada mais próxima da observação com o uso do mapa da FAO.

Figura 4.22 – Perfis verticais (a) da magnitude do vento (m/s), (b) temperatura potencial equivalente (K), (c) umidade específica (g/kg) e (d) umidade relativa (%) simulados com o mapa de solo original (curva verde), com o novo mapa de solo (STATSGO/FAO) (curva vermelha) e dados de sondagens (curva preta) da estação do Campo de Marte das 1200 UTC de 14 de fevereiro de 2013 (prazo de simulação=+48h).



4.2.2 Atualização do mapa de uso e cobertura da terra

A necessidade de atualizar e conferir maior detalhamento à cobertura da superfície representada pelos mapas de vegetação utilizados nos modelos numéricos tem sido destacado por diversos autores (SESTINE et al., 2002; TAO et al., 2013). O uso de mapas de vegetação de maior resolução espacial e atualizado permite uma representação mais realista da superfície terrestre o que é essencialmente importante para modelo de alta resolução horizontal.

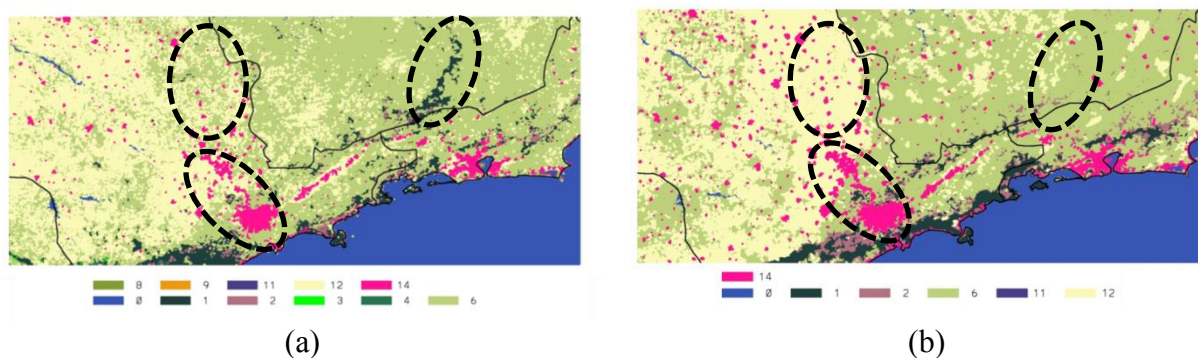
O mapa original de uso e cobertura da terra utilizado no esquema de superfície NOAH foi substituído pelo mapa produzido pelo IBGE (IBGE, 2014). O novo mapa foi reclassificado de forma que as classes representadas no mapa do IBGE correspondessem às classes disponíveis no esquema de superfície NOAH. As classes apresentadas no novo mapa e representadas no NOAH estão descritas na Tabela 3.6.

A Figura 4.23a apresenta o mapa de uso e cobertura da terra utilizado na versão controle que foi inserido no modelo Eta por Sestine et al (2002) com resolução espacial de 1 km. A Figura 4.23b corresponde ao novo mapa de uso e cobertura da terra do

IBGE (2014) também com resolução de 1 km e reclassificado de acordo com as classes disponíveis no modelo Eta.

Em geral, as maiores diferenças entre os dois mapas se referem às áreas de expansão urbana, principalmente, no interior de São Paulo (SP), no Sul de Minas Gerais (MG) e nas regiões metropolitanas de São Paulo e do Rio de Janeiro. Também identificou-se diferenças relacionadas à expansão da área de cultivos agrícolas no Leste de SP e em MG e substituição de áreas de florestas por árvores latifoliadas com cobertura arbustiva/herbácea (savana) em MG.

Figura 4.23 – (a) Mapa de uso e cobertura da terra original e mapa de uso e (b) cobertura da terra do IBGE (IBGE, 2014) inserido no modelo Eta.



4.2.2.1 Campos horizontais

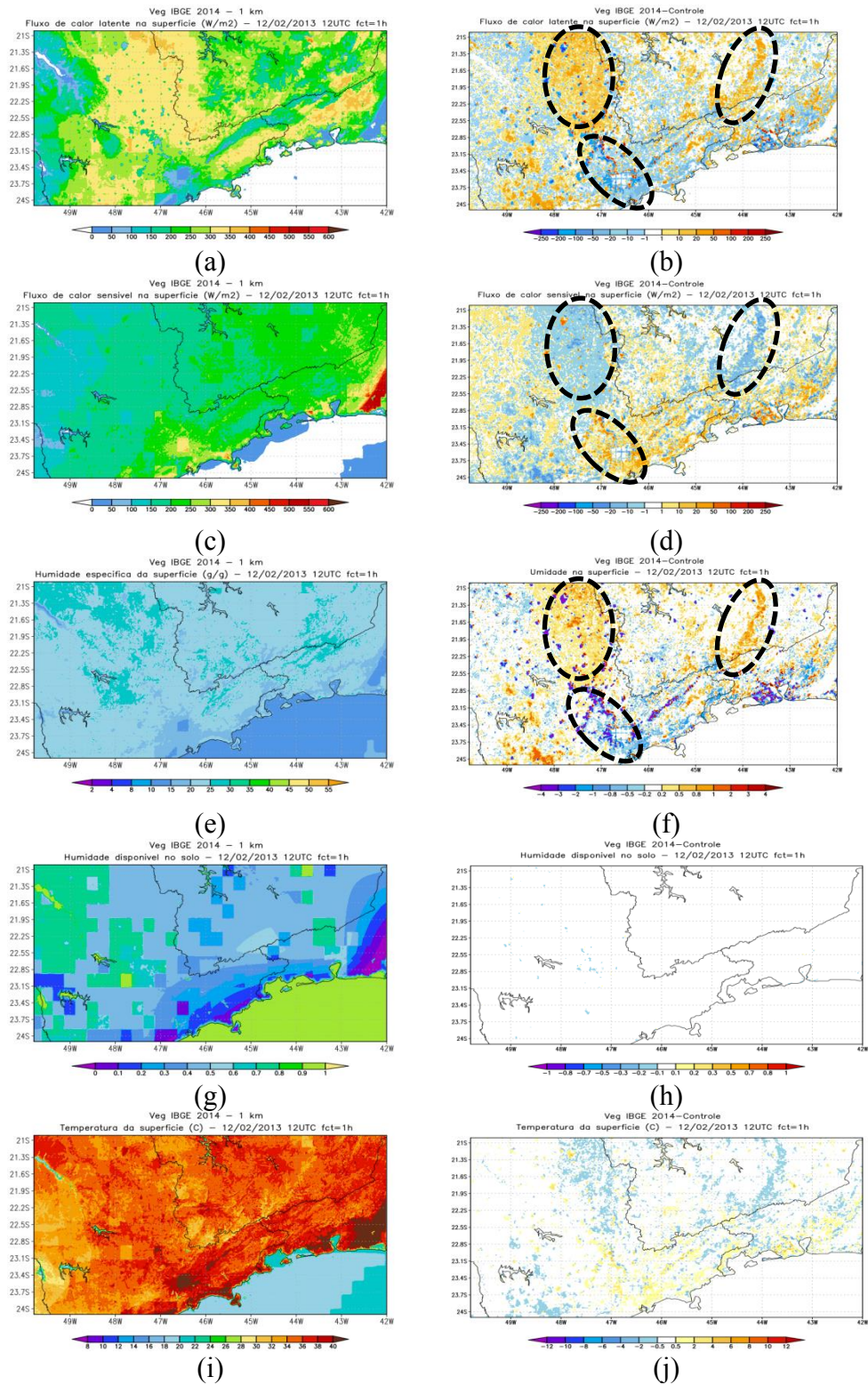
A Figura 4.24 mostra os campos horizontais simulados pelo experimento com o novo mapa de uso e cobertura da terra (coluna da esquerda) e a diferença em relação à rodada controle (coluna da direita). As diferenças no tempo inicial foram relacionadas à substituição de um determinado tipo de uso e cobertura da terra por outro tipo representado no mapa atualizado do IBGE 2014.

Um aumento no fluxo de calor latente foi observado, principalmente, em regiões nas quais o tipo cultivo substituiu o tipo savana do mapa do experimento controle. Como já foi verificado na Seção 4.2.1, regiões em que houve aumento do fluxo de calor latente apresentaram redução no fluxo de calor sensível e na temperatura à superfície.

Uma redução no fluxo de calor latente, na umidade à superfície e na umidade disponível no solo e, conseqüentemente, um aumento no fluxo de calor sensível e na

temperatura à superfície foi verificado na região metropolitana de São Paulo, sobre o Vale do Paraíba e na região metropolitana do Rio de Janeiro. Esse padrão deve-se à expansão da área urbana nessas regiões, tal como identificado no novo mapa. Um aumento no fluxo de calor latente e redução no fluxo de calor sensível foram observados nas áreas de Minas Gerais onde a floresta foi substituída por Savana. A umidade disponível no solo não sofreu alterações no tempo inicial.

Figura 4.24 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg), (g e h) conteúdo de umidade no solo (m^3/m^3) e (i e j) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) simulados com o mapa de vegetação IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação com o mapa original (coluna da direita) na primeira hora de simulação, tempo $t=+1h$.



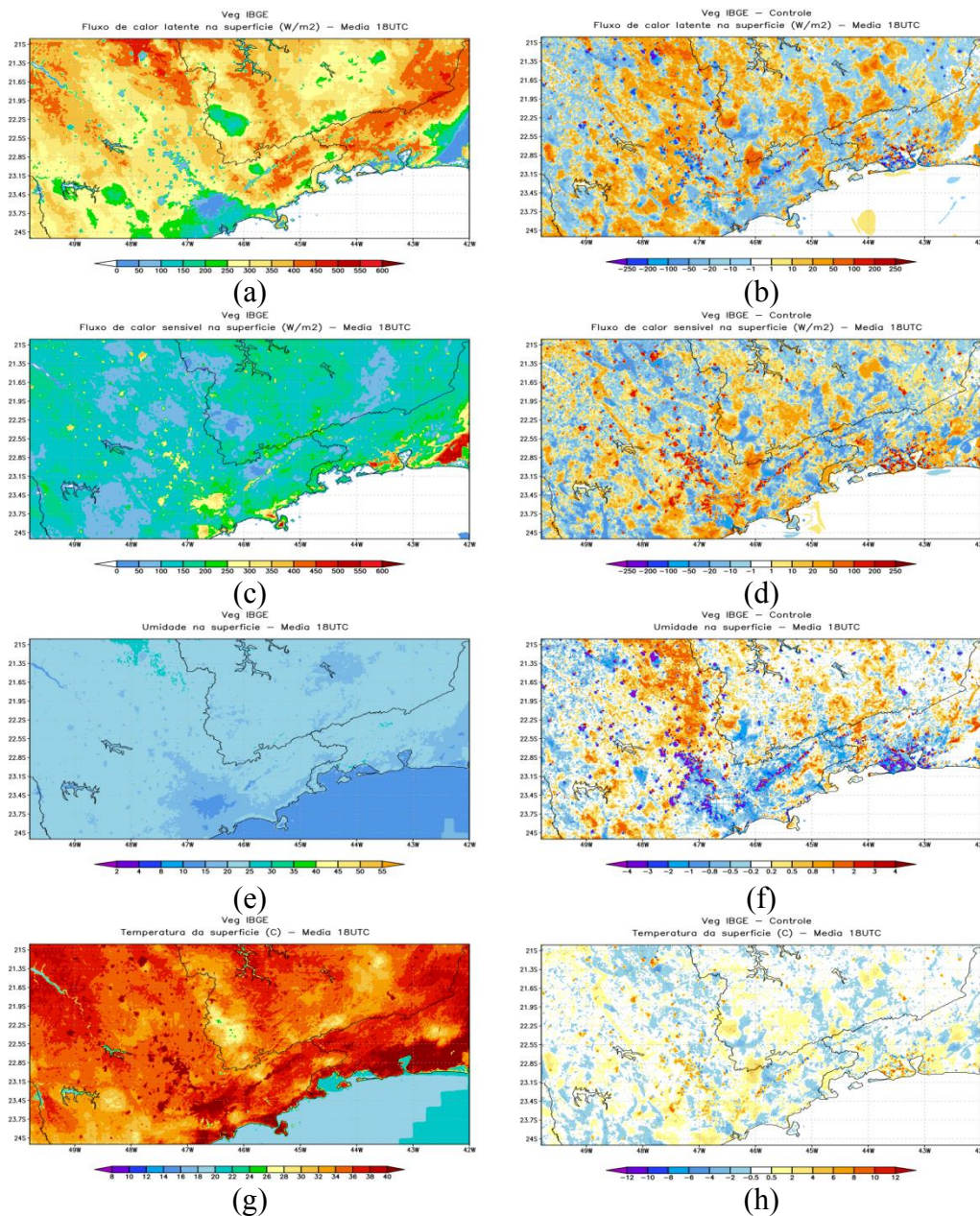
O campo médio das 1800 UTC das variáveis de superfície é apresentado na Figura 4.25. Nestes campos observa-se mais claramente o impacto da atualização do mapa de uso e cobertura da terra. Nas áreas onde houve uma expansão da área urbana no novo mapa em relação à simulação controle, verifica-se um aumento fluxo de calor sensível. Nessas regiões os fluxos de calor latente diminuíram e a temperatura à superfície aumentou.

Nas áreas onde ocorreu substituição da savana por cultivos a umidade na superfície aumentou provocando um aumento nos fluxos de calor latente, como na região de divisa entre São Paulo e Minas Gerais mostrado na Figura 4.24b. Observa-se uma redução na umidade à superfície nas regiões Metropolitanas de São Paulo e Rio de Janeiro e no Vale do Paraíba. No campo de umidade disponível no solo houve pouca mudança. Como a alteração foi no mapa de vegetação não se esperava grandes mudanças no campo de umidade disponível no solo.

A temperatura à superfície aumentou nas regiões nas quais o novo mapa apresenta expansão da área urbana e onde houve expansão da área com árvores decíduas (tipo 2), como na região Serrana do Rio de Janeiro e no litoral de São Paulo. Por outro lado, a temperatura à superfície diminuiu nas áreas onde o tipo Savana foi substituído por culturas agrícolas.

A substituição da savana/cerrado por gramíneas, culturas ou plantações florestais podem afetar a dinâmica da atmosfera regional (nebulosidade, umidade e temperatura à superfície) e promover mudanças no escoamento e na duração da estação seca. Os resultados obtidos corroboram com Cabral et al. (2015) que estudaram o papel da vegetação savana no ciclo hidrológico da região e encontram que a substituição da savana por pastagem ou cultivos agrícolas gera um aumento nos fluxos de calor latente da região.

Figura 4.25 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg), (g e h) conteúdo de umidade no solo (m^3/m^3) e (i e j) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) simulados com o mapa de vegetação do IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação com o mapa original (coluna da direita) na média do horário 1800 UTC.

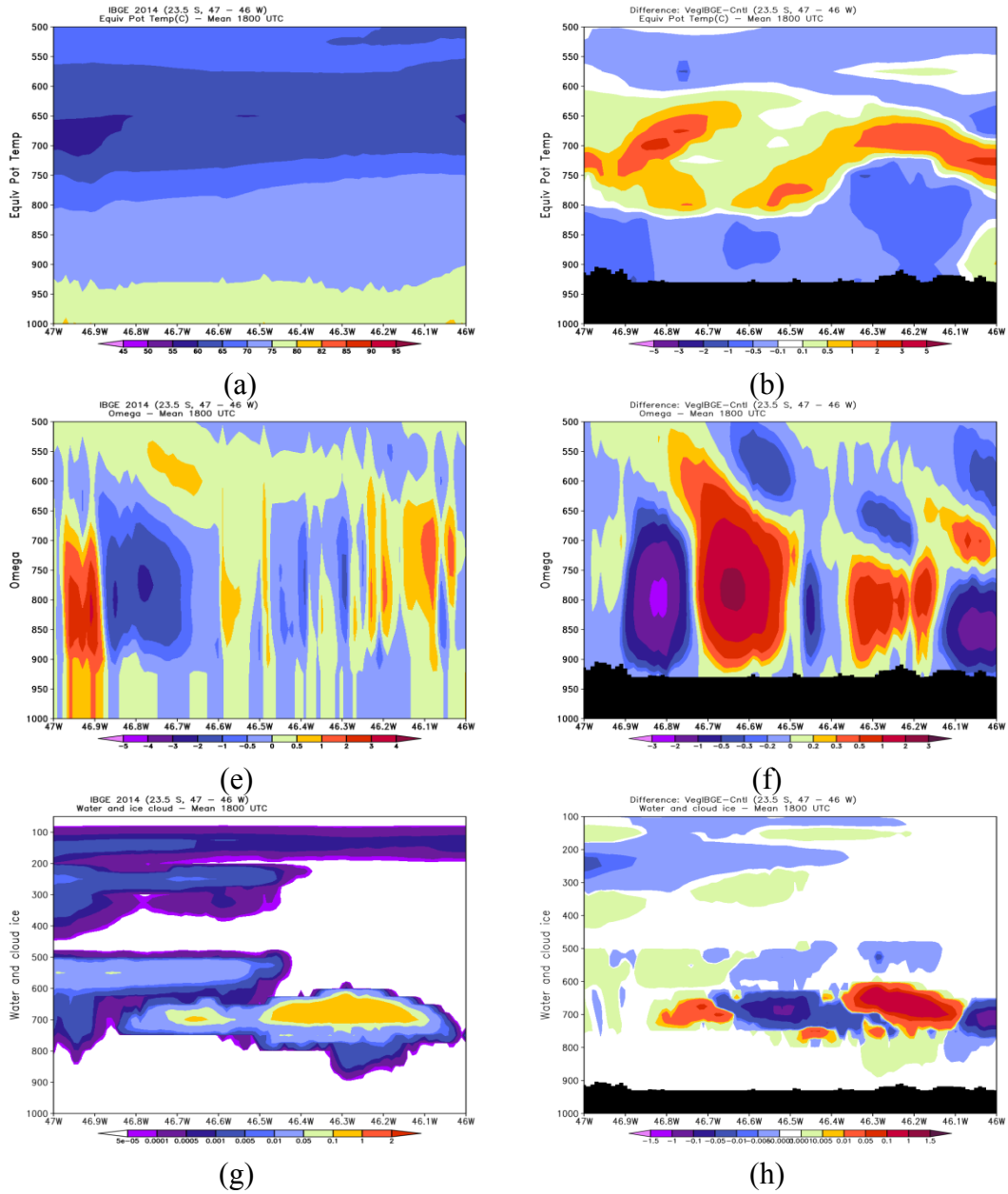


4.2.2.2 Seção vertical

A seção vertical ($23,5^{\circ} S$; 47° a $46^{\circ} W$) abrange a região de expansão da área urbana próxima a São Paulo e indica uma redução da temperatura potencial equivalente

nos níveis próximo à superfície qual pode ter sido provocada por diminuição no fluxo de calor latente. Por outro lado, em médios níveis a temperatura potencial aumentou. Os campos de movimento vertical e água e gelo de nuvem sugerem mudanças na circulação local decorrente da alteração nos fluxos de superfície pela expansão da área urbana.

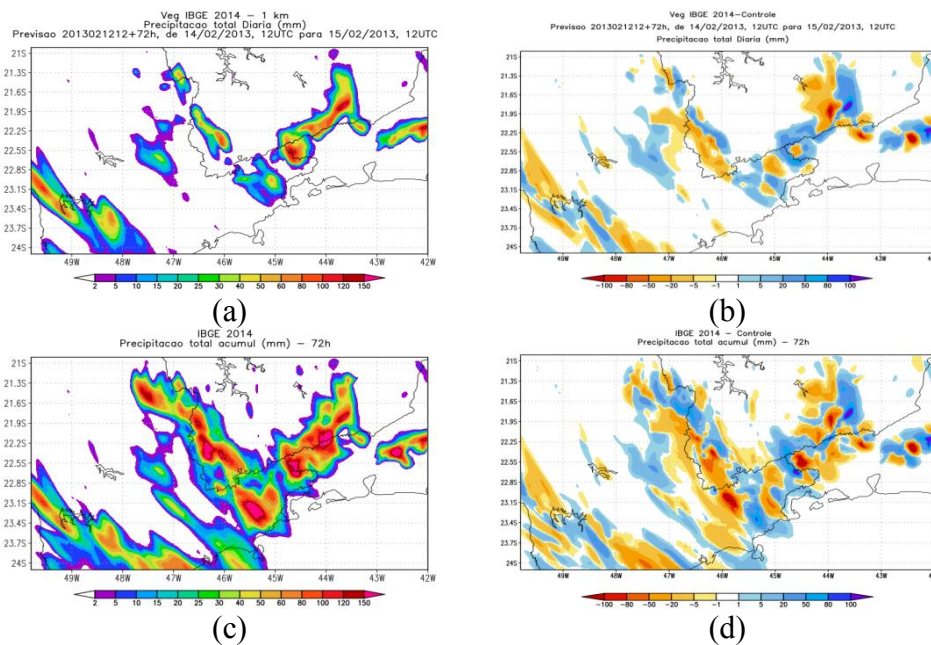
Figura 4.26 – Seção vertical (23,5° S; 47° a 46° W) média do horário das 1800 UTC da (a e b) temperatura potencial equivalente (°C), (c e d) movimento vertical (hPa/s) e (g e h) água e gelo de nuvem (g/kg) simuladas pelo experimento com o mapa de vegetação do IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à rodada controle (coluna da direita).



4.2.2.3 Precipitação

A Figura 4.27 mostra os campos de precipitação acumulada em 24 horas e em 72 horas. Algumas mudanças são encontradas, no entanto, a rodada com o novo mapa não simulou precipitação entre 1200 UTC do dia 14 até às 1200 UTC do dia 15 de fevereiro, tal como foi observado.

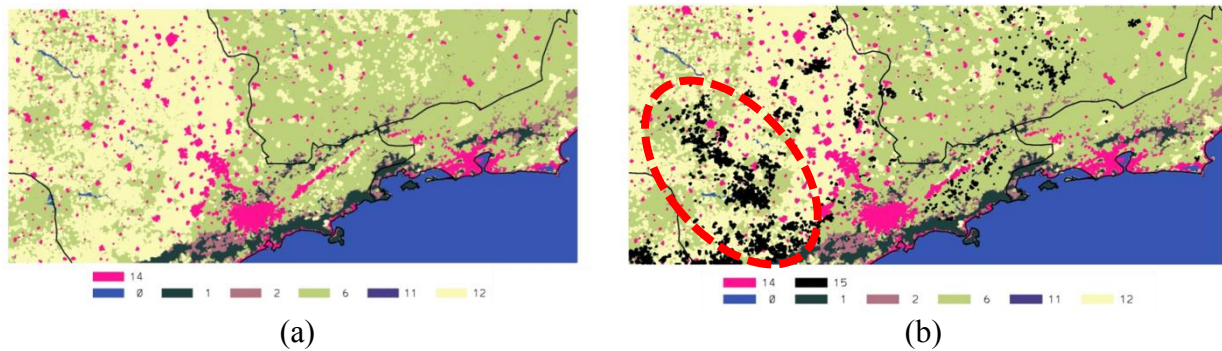
Figura 4.27 – Precipitação simulada pelo experimento com o mapa de textura do solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação a rodada controle (coluna da direita), acumulada em 24 horas até os prazos de (a e b) 48 h e (c e d) 72 h.



4.2.3 Inclusão da cultura do eucalipto

O cultivo do eucalipto ou silvicultura tem se expandido de forma significativa no Sudeste do Brasil e, principalmente, no Estado de São Paulo nos últimos anos (IBGE, 2016). O eucalipto apresenta propriedades termodinâmicas distintas e por isso, a representação mais adequada dessa cultura no mapa de vegetação se torna importante. Com a inclusão da cultura no mapa e dos parâmetros apropriados para esse tipo de vegetação (Tabela 4.3) espera-se que as variáveis próximas à superfície sejam melhores simuladas beneficiando também as simulações de nuvens e precipitação.

Figura 4.28 – (a) Mapa de uso e cobertura da terra da rodada com o mapa IBGE 2014 reclassificado de acordo com as classes do modelo Eta e (b) mapa de uso e cobertura da terra do IBGE 2014 com a cultura do eucalipto inserida (classe 15).



4.2.3.1 Campos horizontais

As mudanças no tempo inicial nas variáveis de superfície devido à inclusão do eucalipto no mapa de vegetação são apresentadas na Figura 4.29. As áreas identificadas como eucalipto no mapa apresentaram uma redução nos fluxos de calor latente da ordem de 50 W/m^2 tal como na umidade à superfície no tempo inicial. Nestas áreas foram observados aumento no fluxo de calor sensível de aproximadamente 50 W/m^2 e de até $2 \text{ }^\circ\text{C}$ na temperatura à superfície. Não houve mudanças na umidade disponível no solo no tempo inicial. O aumento na temperatura à superfície nas regiões com eucalipto parece indicar a hipótese de que o modelo não representou corretamente o sombreamento causado pelas folhas da cultura. Por outro lado, é importante destacar que os valores dos parâmetros utilizados representam a cultura no seu tempo de cultivo médio que é entre 3 a 4 anos. Nesta fase, a altura e o as folhas provavelmente não estariam produzindo sombreamento suficiente para reduzir a temperatura à superfície.

Figura 4.29 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg) e (g e h) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) da simulação com a inclusão do eucalipto no mapa de vegetação IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação sem eucalipto (coluna da direita) na primeira hora de simulação, tempo $t=+1h$.

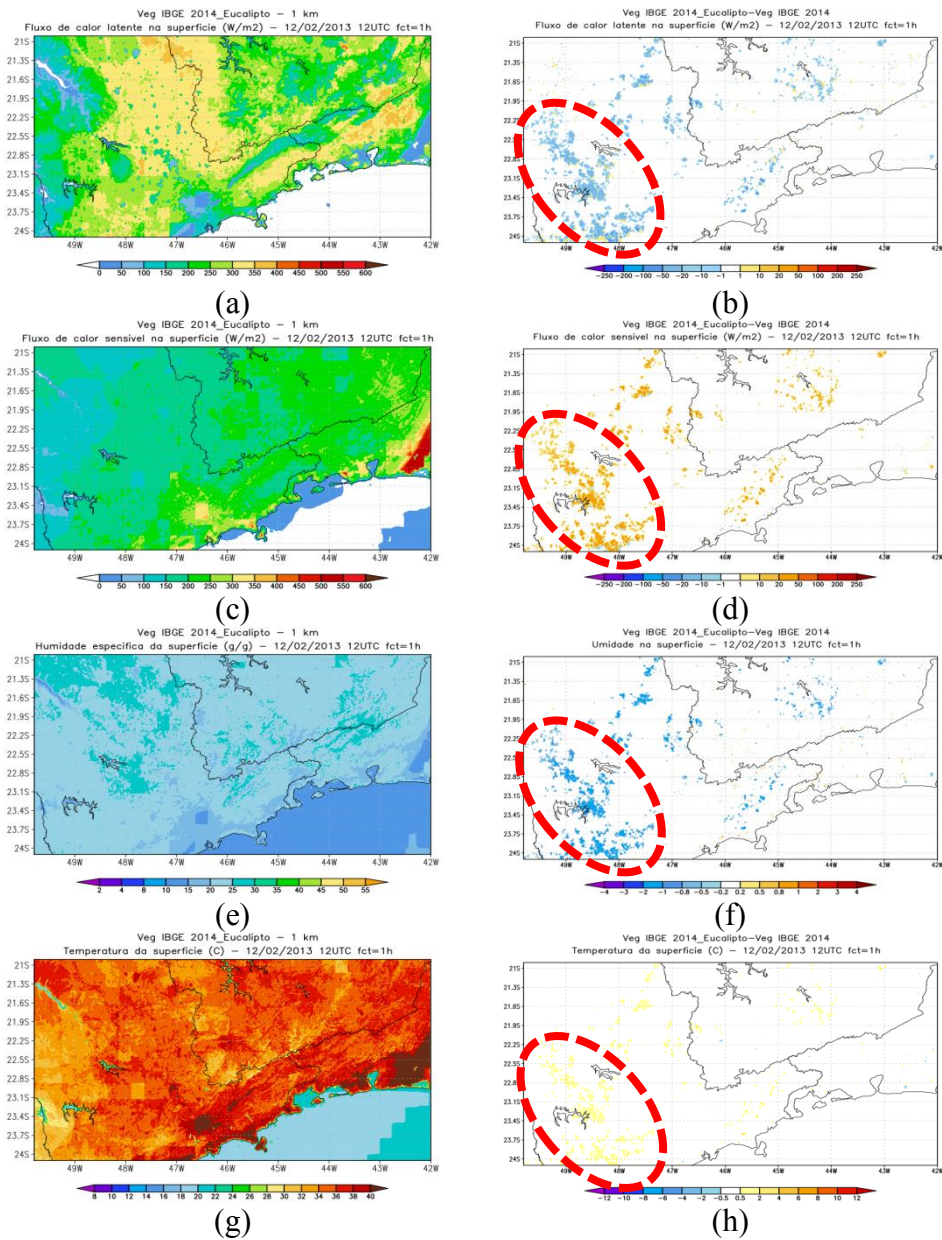
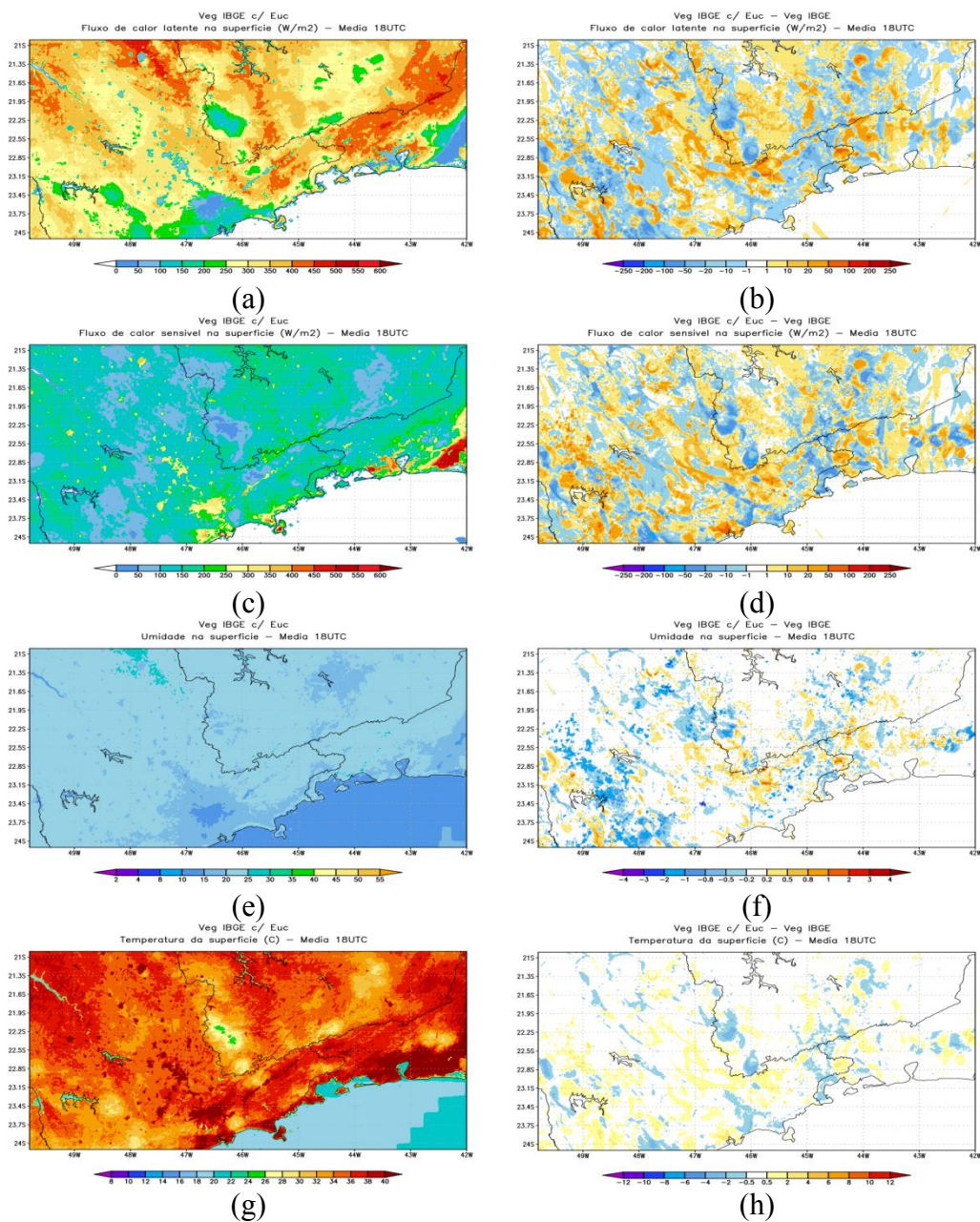


Figura 4.30 – (a e b) Fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) fluxo de calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg) e (g e h) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) simulados com a inserção do eucalipto no mapa de vegetação IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação sem eucalipto (coluna da direita) na média do horário 1800 UTC.

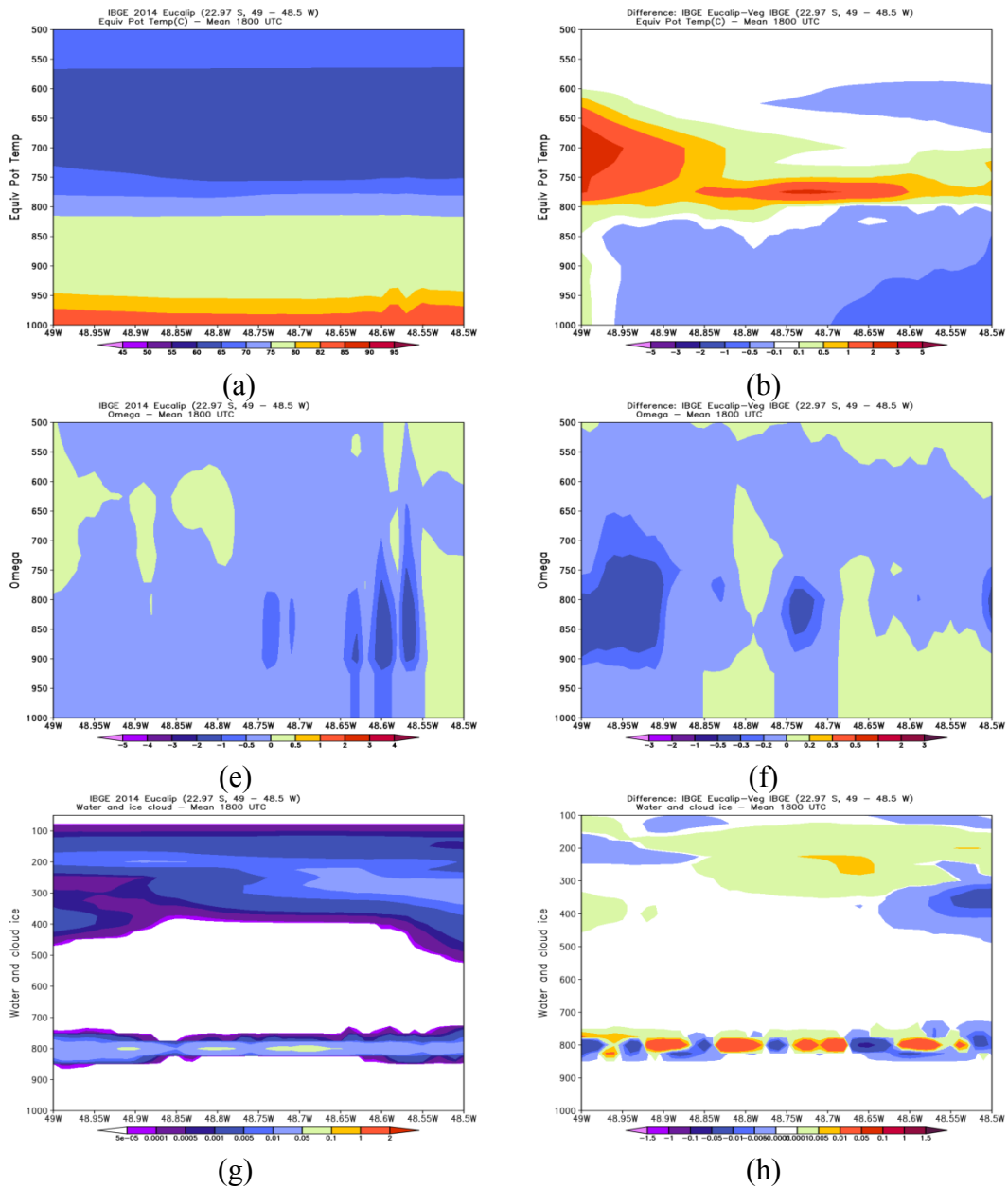


4.2.3.2 Seção vertical

A seção vertical (Figura 4.31) mostra uma redução da temperatura potencial equivalente em baixos níveis próximos às regiões de eucalipto, que está associada à

redução no fluxo de calor latente. Um aumento na intensidade dos movimentos ascendentes (ω) também pode ser percebido nessas regiões.

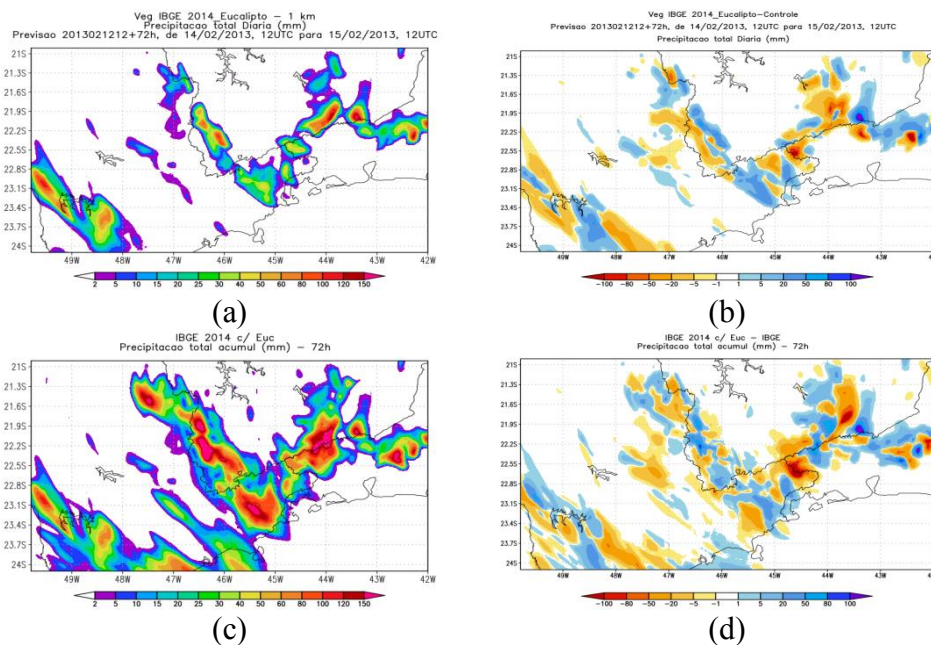
Figura 4.31 – Seção vertical (22,97° S; 49° a 48.5° W) média do horário das 1800 UTC da (a e b) temperatura potencial equivalente (°C), (c e d) movimento vertical (hPa/s) e (g e h) água e gelo de nuvem (g/kg) simuladas pelo experimento com a inserção do Eucalipto no mapa de vegetação do IBGE 2014 (coluna da esquerda) e a diferença em relação à rodada sem eucalipto (coluna da direita).



4.2.3.3 Precipitação

Os campos de precipitação acumulada em 24 e 72 horas mostram que a inclusão do eucalipto e de seus parâmetros pode afetar a quantidade da precipitação em algumas regiões. Entretanto, o padrão de distribuição espacial se mantém muito próximo ao anterior.

Figura 4.32 – Precipitação simulada pelo experimento com o mapa de solo da STATSGO/FAO (coluna da esquerda) e a diferença em relação à simulação com mapa de Doyle et al. (2013) (coluna da direita), acumulada em 24 horas até os prazos de (a e b) 48 h e (c e d) 72 h.



4.2.3.4 Evolução temporal pontual

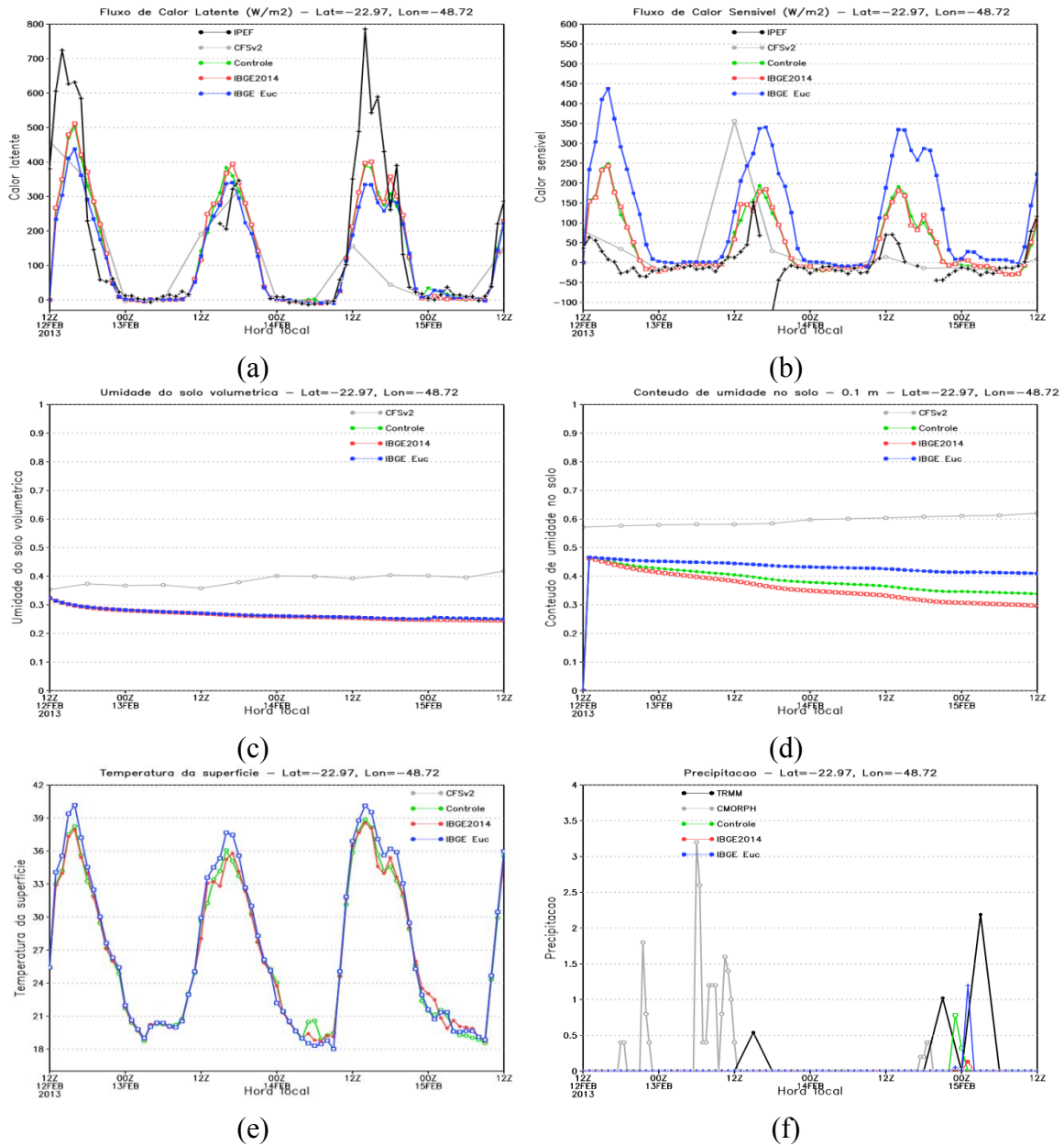
A evolução temporal das variáveis de superfície para o ponto com dados observacionais de fluxos de superfície da torre micrometeorológica é apresentada na Figura 4.33. No ponto de observação da torre micrometeorológica (22,97° S e 48,72° W) o eucalipto (tipo 15) substitui o tipo cultivos (tipo 12) do mapa anterior. Observa-se que a simulação com eucalipto reduziu o fluxo de calor latente em relação à simulação sem eucalipto (utilizando os parâmetros de cultivo) e se aproximou mais dos dados

observados. Por outro lado, o fluxo de calor sensível aumentou bastante com a inclusão dos parâmetros do eucalipto, e se distanciou mais da observação. O período com fluxo de calor sensível foi amplificado com a cultura do eucalipto, iniciando-se antes da simulação controle e terminando depois. O aumento nos fluxos antecipado diminuiu o atraso verificado na simulação controle.

O conteúdo de umidade no solo caiu mais lentamente do que nas simulações anteriores e ficou mais próximo aos dados do CFsV2. Observa-se um aumento na temperatura à superfície com a inclusão do eucalipto, principalmente durante o dia ou em horários de maior aquecimento diurno. Durante a noite estas diferenças foram quase insignificantes.

Com a inclusão do eucalipto foi possível simular um dos picos de precipitação, tanto o horário de início quanto a magnitude, enquanto que as outras simulações não conseguiram simular este instante corretamente (Figura 4.33 f).

Figura 4.33 – Série temporal do fluxo de calor latente (W/m^2), fluxo de calor sensível (W/m^2), umidade volumétrica do solo (m^3/m^3), conteúdo de umidade no solo (%), temperatura à superfície ($^{\circ}C$) e precipitação (mm) para o ponto de grade em $22,97^{\circ} S$ e $48,72^{\circ} W$. A linha verde representa a simulação controle, a linha vermelha a simulação com o mapa da FAO, a linha preta os dados observados da torre micrometeorológica e do TRMM e a linha cinza os dados do CFSv2.

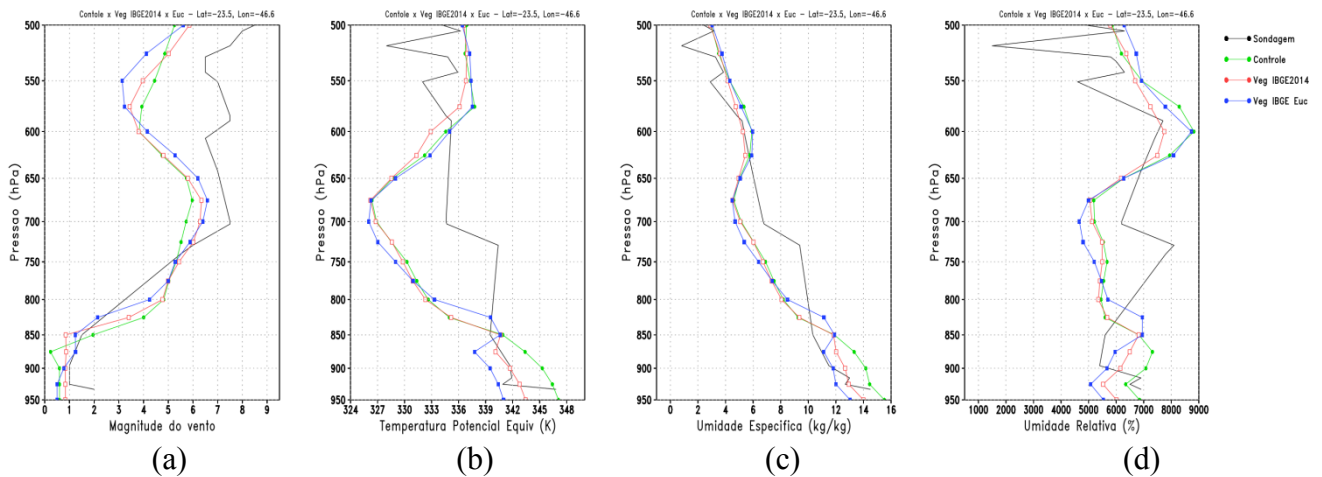


4.2.3.5 Perfil vertical

A inclusão do eucalipto aumentou a magnitude do vento e reduziu a temperatura potencial equivalente, a umidade específica e a umidade relativa, principalmente, nos níveis mais baixos da atmosfera.

Os perfis verticais simulados para ponto sobre a cidade de São Paulo (23,5° S e 46,6° W) mostraram que as maiores diferenças decorrentes da mudança do mapa de uso e cobertura da terra estão entre os níveis da superfície até 850 hPa e entre 650 e 550 hPa. O uso do novo mapa gerou perfis de magnitude do vento, temperatura potencial equivalente, umidade específica e umidade relativa mais próximas ao observado, principalmente, nos níveis mais próximos da superfície, como mostra a Figura 4.34.

Figura 4.34 – Perfis verticais (a) da magnitude do vento, (b) temperatura potencial equivalente (K), (c) umidade específica (g/kg) e (d) umidade relativa (%) simulada com o mapa de uso da terra original (curva verde), com o novo mapa do IBGE (curva vermelha), com a cultura do eucalipto inserida no novo mapa do IBGE (curva azul) e os dados de sondagens (curva preta) da estação do Campo de Marte às 1200 UTC de 14 de fevereiro de 2013 (Prazo de simulação=+48h).



4.2.4 Avaliação objetiva

Nesta subseção é apresentada uma avaliação objetiva dos experimentos com o intuito de se verificar a destreza do modelo com a atualização dos mapas de superfície nas simulações considerando os diferentes casos precipitação convectiva (Tabela 3.2).

As simulações de precipitação são avaliadas com base nos índices estatísticos Equitable Threat Score (ETS) e Bias. A estimativa de precipitação do CMORPH (8 km) foi utilizada como observação. O ETS é um índice estatístico utilizado para avaliar a previsão de precipitação classificada em categorias. Este método objetivo é utilizado para avaliar o desempenho do modelo Eta em simular ocorrência de chuvas fracas, moderadas e fortes. Os índices são calculados para a região de estudo (Figura 3.1b) e os nove eventos de precipitação intensa associada à instabilidade termodinâmica local foram considerados nesta avaliação. As simulações para os prazos de 48 e 72 horas foram consideradas nas avaliações.

Os maiores valores de ETS foram obtidos para o limiar 0,25 mm/dia e diminuiu gradativamente para os limiares de chuvas moderadas e fortes. Isto indica que o modelo não apresentou boa habilidade na simulação de chuvas intensas (altos limiares) (Figura 4.35). No entanto, verifica-se um aumento relativo dos valores de ETS para limiares de chuvas entre 12 (chuva moderada) e 38 mm/dia (chuva intensa) com o experimento utilizando o mapa de solo da FAO. Por outro lado, a partir do índice ETS, verifica-se uma ligeira melhora na simulação de precipitação de baixo limiar (menor que 12 mm/dia) com a inclusão da cultura do eucalipto no mapa de uso da terra em relação à simulação controle.

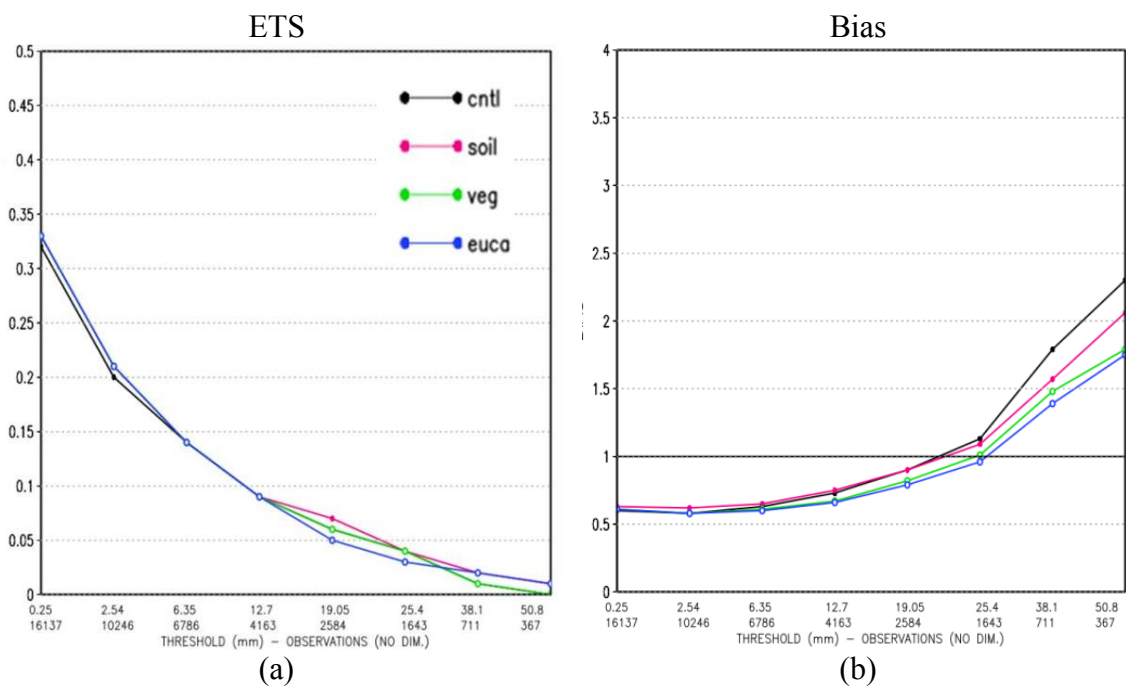
A Figura 4.35b mostra o índice Bias, na qual nota-se que todos os experimentos apresentaram uma tendência em subestimar a precipitação com limiares de chuva abaixo de 25 mm/dia. Os valores de Bias ficaram próximos de 1 para o limiar de 25 mm/dia. Isto indica que o modelo simula bem precipitação próxima a este limiar e os experimentos superestimaram a precipitação acima desta categoria. A superestimativa de chuvas intensas foi reduzida com o uso dos mapas de textura do solo e de uso e cobertura da terra e os melhores valores de Bias foram obtidos com a implementação da cultura do eucalipto no novo mapa de uso da terra (IBGE 2014). Com a inclusão do eucalipto o valor do Bias, para limiares de chuvas intensas, foi reduzido de 2,3 (experimento controle) para 1,7.

Por meio do índice Bias verificou-se que todos os experimentos apresentaram melhorias na simulação de precipitação intensa, principalmente, com a inclusão do eucalipto e com o uso do mapa de solo da FAO, em relação à simulação controle. O

experimento com o mapa de solo da FAO apresentou melhorias nos valores de Bias para todos os limiares de chuva.

A avaliação objetiva indica que os experimentos com o mapa da FAO e com a inclusão do eucalipto no mapa de vegetação obtiveram uma simulação de precipitação com desempenho igual ou superior à simulação controle. Portanto, quando analisados em conjunto os índices ETS e Bias, conclui-se que estes experimentos apresentaram melhor desempenho para limiares de chuvas moderadas a intensas.

Figura 4.35 - (a) Equitable Threat Score e (b) Bias score para os prazos de 48 e 72 horas de simulação da rodada controle (linha preta), solo FAO (linha rosa), vegetação IBGE 2014 (linha verde) e inserção da cultura eucalipto no mapa de vegetação (linha azul). Nos eixos X a primeira linha indica os limiares de precipitação (mm/dia).



4.2.5 Considerações finais da Seção 4.2

Em comparação com a observação, verificou-se que o experimento controle superestima o fluxo de calor sensível e subestima o calor latente. Em geral, o mapa de solo da STATSGO/FAO aumentou o fluxo de calor latente e diminuiu o fluxo de calor sensível na maior parte do domínio, exceto nas áreas de classe de solo 12, onde o fluxo

de calor latente diminuiu e o fluxo de calor sensível aumentou. Na primeira hora de simulação verificou-se que houve um aumento na temperatura à superfície nas áreas de classe 12 do mapa da FAO. Por outro lado, a redução na temperatura à superfície predominou na maior parte do domínio. O novo mapa de solo aumentou a umidade disponível no solo, a umidade à superfície e, conseqüentemente, nos fluxos de calor latente. Portanto, o novo mapa de solo reduziu o viés do modelo com a diminuição no fluxo de calor sensível e o aumento no fluxo de calor latente.

A atualização do mapa de uso e cobertura da terra com o novo mapa do IBGE (2014) mostrou que as principais diferenças em relação ao mapa anterior são relacionadas à expansão da área urbana, à expansão das áreas de cultivos agrícolas e substituição de florestas por savana em algumas regiões. Essas mudanças entre os mapas impactaram na redução da umidade disponível no solo e, conseqüentemente, dos fluxos de calor latente, concomitantemente a um aumento nos fluxos de calor sensível e na temperatura à superfície nas áreas de expansão urbana que foram verificadas, principalmente, nas regiões metropolitanas de São Paulo e do Rio de Janeiro e no Vale do Paraíba. Esses resultados estão de acordo com Mourão (2010) e Tao et al. (2013) que verificaram que as principais áreas metropolitanas geralmente apresentam maior SH e maior temperatura à superfície do que as áreas circundantes, padrão espacial oposto ao do LE. Isso mostra que o modelo representou adequadamente as diferenças entre os mapas de uso e cobertura da terra nas simulações das variáveis de superfície. Aumento no fluxo de calor latente e redução no fluxo de calor sensível e na temperatura da superfície foram verificados nas regiões onde o tipo savana do mapa original foi substituído por culturas agrícolas do novo mapa. Este resultado está de acordo com os resultados de Cabral et al. (2015) que verificaram um aumento nas áreas de cultivos sobre a região de savana/cerrado e que a substituição da savana por culturas agrícolas acarreta em um aumento nos fluxos de calor latente à superfície. Em contrapartida, redução no fluxo de calor latente e aumento no fluxo de calor sensível foram verificados nas áreas onde o tipo floresta do mapa original foi substituído pelo tipo savana em algumas regiões do Estado de Minas Gerais. O uso do novo mapa de uso e cobertura da terra também modificou os perfis verticais de magnitude do vento, temperatura potencial equivalente, umidade específica e umidade relativa; tornando-os mais próximos ao observado, principalmente, nos níveis mais próximos à superfície. No

entanto, as diferenças nos campos de precipitação simulada relacionadas à troca do mapa de uso da terra foram insignificantes.

As áreas identificadas como eucalipto no mapa apresentaram uma redução nos fluxos de calor latente da ordem de 50 W/m^2 tal como na umidade à superfície no tempo inicial. A diminuição no fluxo de calor latente pode estar relacionada à supressão da transpiração devido à redução da fração de vegetação verde e a resistência estomática atribuída ao eucalipto que é maior em relação à resistência estomática da savana e de cultivos, por exemplo. Nessas áreas foram verificados ainda aumento no fluxo de calor sensível de aproximadamente 50 W/m^2 e na temperatura à superfície de até 2°C . De certa forma, esse resultado poderia indicar uma deficiência do modelo em simular o sombreamento causado pela copa do eucalipto, pois houve um aumento da temperatura à superfície nas áreas de plantio do eucalipto. Outrora, devemos considerar que os parâmetros utilizados não representam a cultura na sua fase adulta e com grandes comprimentos, mas uma fase de desenvolvimento em que o comprimento e as folhagens talvez não sejam suficientes para fazer sombreamento na superfície ao ponto de diminuir sua temperatura. Além disso, esse resultado pode ser comparado com Cunha (2013) que notou que a conversão da floresta para a agropecuária levou à uma redução de $-1,2^\circ\text{C}$ na temperatura à superfície, na região Semiárida do Brasil.

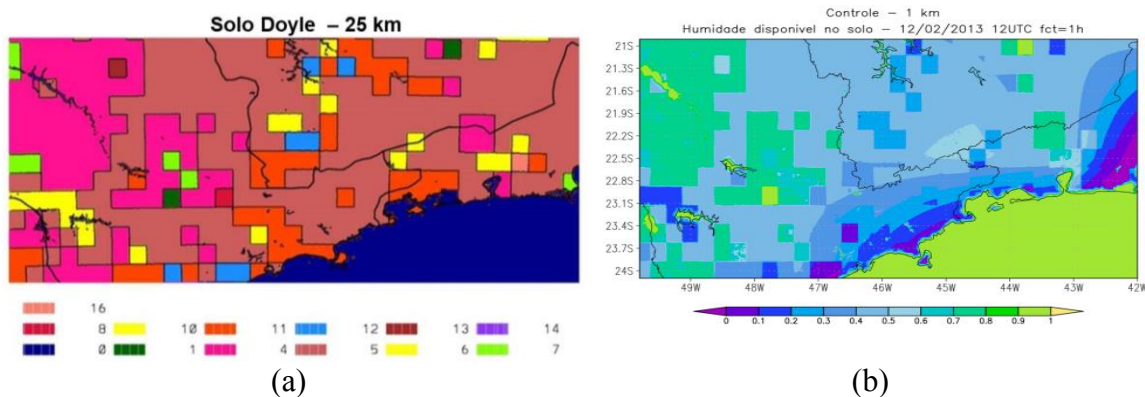
Nesta Seção foram apresentados os resultados da atualização dos mapas de textura de solo, do mapa de uso e cobertura da terra e da inclusão do tipo eucalipto no novo mapa de uso e cobertura da terra. O novo mapa de textura do solo, de alta resolução espacial e o mapa de uso e cobertura da terra atualizado ajudou a identificar as características e propriedades finas do solo e da vegetação e a capturar a dinâmica associada à forçante da superfície terrestre. O que é importante para induzir circulações de mesoescala e modificar o desenvolvimento da camada limite e de nuvens e precipitação convectiva associada.

4.3 Variação na umidade inicial do solo

O conteúdo de umidade no solo (SMC) afeta o particionamento do fluxo de energia na interface solo-vegetação-atmosfera. O fluxo de calor latente é limitado por um lado pela SMC na zona de raiz e, por outro, pela radiação. A interação entre a superfície terrestre e a camada limite atmosférica inclui muitos processos e mecanismos de *feedback* com interações adicionais quando ocorrem nuvens e precipitação. A umidade volumétrica do solo é uma variável importante no sistema terrestre e desempenha um papel significativo nas interações superfície terrestre-atmosfera (PIELKE et al. 1998; BETTS, 2000; EK; HOLTSLAG, 2004). Desta forma, a umidade do solo é um dos campos do modelo necessários para conduzir o Land Surface Model (LSM). O objetivo deste experimento foi explorar o impacto da variação umidade inicial do solo na simulação das variáveis de camada limite e precipitação.

As condições iniciais de umidade do solo para integração do modelo com resolução de 1 km foram provenientes das simulações do modelo Eta 5 km que, por sua vez, obteve a umidade inicial da climatologia das reanálises do ERA Interim (DEE et al., 2011). Para estes testes de sensibilidade duas simulações foram realizadas: a umidade inicial solo do modelo Eta 1 km foi alterada aumentando e diminuindo em 50% de seu valor original (Figura 4.36b), levando a umidade do solo até próximo de sua capacidade de campo e ponto de murcha, respectivamente. Em cada uma dessas simulações os fluxos, a umidade, a temperatura à superfície e a precipitação foram analisados. As respostas das variáveis simuladas pelo modelo às mudanças na umidade inicial do solo são mostradas na Figura 4.37.

Figura 4.36 – (a) Mapa de textura do solo e (b) umidade inicial disponível no solo (m^3/m^3).



4.3.1 Impactos à superfície

A Figura 4.37 mostra as diferenças dos fluxos de calor latente e sensível entre os experimentos reduzindo 50% do conteúdo de umidade inicial do solo (SMC-50%) (coluna da esquerda) e aumentando o conteúdo de umidade inicial do solo (SMC+50%) (coluna da direita), em relação ao experimento controle. O impacto inicial foi verificado na primeira hora de simulação e mostrou que a redução da umidade inicial do solo (SMC-50%) provocou um aumento nos fluxos de calor latente e sensível, na umidade e na temperatura à superfície. Por outro lado, o aumento no conteúdo de umidade inicial do solo (SMC+50%) produziu uma redução nos fluxos de calor latente e sensível e na umidade e temperatura à superfície. O aumento (redução) no conteúdo de umidade inicial gerou um aumento (diminuição) na umidade disponível no solo, tal como era esperado.

Os fluxos de superfície na primeira hora de simulação variaram entre +10 e +100 W/m^2 com a redução da umidade do solo (SMC-50%) e entre -10 e -100 W/m^2 com o aumento na umidade inicial do solo (SMC+50%). A temperatura à superfície variou entre $-2^{\circ}C$ (SMC+50%) e $+2^{\circ}C$ (SMC-50%). No tempo inicial, verificou-se que o impacto da umidade do solo nos fluxos superfície foi mais significativo nas áreas urbanas, nos tipos de solo mais secos e nos tipos mais úmidos. A região Noroeste do domínio apresentou um comportamento distinto em relação ao restante do domínio e isso pode ser explicado pelas características do solo dessa região (Ver Figura 4.36). Essa região é predominada pela classe de solo 4 do novo mapa de solo a qual apresenta propriedades físicas mais sensíveis às variações no conteúdo de umidade, como alto limiar de porosidade (Θ_s) e alto potencial de saturação (Ψ_s).

O maior impacto nos fluxos de calor latente e na umidade do solo foi encontrado para solos mais úmidos. A redução (aumento) de 50% da umidade inicial do solo levou a um aumento (diminuição) nos fluxos de calor latente, principalmente, nos tipos de solo climatologicamente mais úmidos. Por outro lado, o impacto nos fluxos de calor sensível e temperatura à superfície foi maior, principalmente, nas áreas urbanas. Para tipos de solo mais úmidos, o aumento da umidade inicial do solo levou a um aumento no fluxo de calor sensível. Assim, esta perturbação na umidade do solo parece afetar, principalmente, as áreas secas e muito úmidas.

Na Figura 4.38 observa-se a influência da umidade inicial do solo nas variáveis de superfície ao longo das 72 horas de simulação. A Figura 4.38 apresenta os campos médios das 72 horas de simulação e mostra que, em geral, a diminuição na umidade inicial do solo provoca um aumento nos fluxos de calor latente e sensível, enquanto que o aumento da umidade inicial do solo, geralmente, leva a uma diminuição nos fluxos de calor latente e, principalmente, nos fluxos de calor sensível. O saldo de radiação de ondas curtas é maior no experimento com aumento da umidade inicial do solo em relação ao experimento reduzindo a umidade. Portanto, o aumento nos fluxos de calor latente verificado em algumas regiões com o experimento SMC+50% pode ter sido consequência do aumento no saldo de radiação de onda curta. Esse o aumento no saldo de radiação de ondas curtas é função de uma redução no albedo da superfície em decorrência de uma maior umidade à superfície. A umidade disponível no solo, média das 72 horas de integração, respondeu coerentemente às alterações. A temperatura à superfície apresentou um sinal de redução em ambos os experimentos, porém quando se aumentou a umidade inicial do solo, a área de redução da temperatura à superfície foi maior.

Do ponto de vista do balanço energético, o solo mais úmido aumenta a radiação longa total pela diminuição do albedo da superfície, levando a uma maior quantidade de fluxo de calor da superfície para a camada limite atmosférica.

Figura 4.37 – Diferença na simulação de (a e b) fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) calor sensível (W/m^2), (e e f) umidade à superfície (g/kg), (g e h) umidade disponível no solo (m^3/m^3) e (i e j) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) entre os experimentos SMC-50% (coluna da esquerda) e SMC+50% (coluna da direita) e o experimento controle na primeira hora de integração (t+1h).

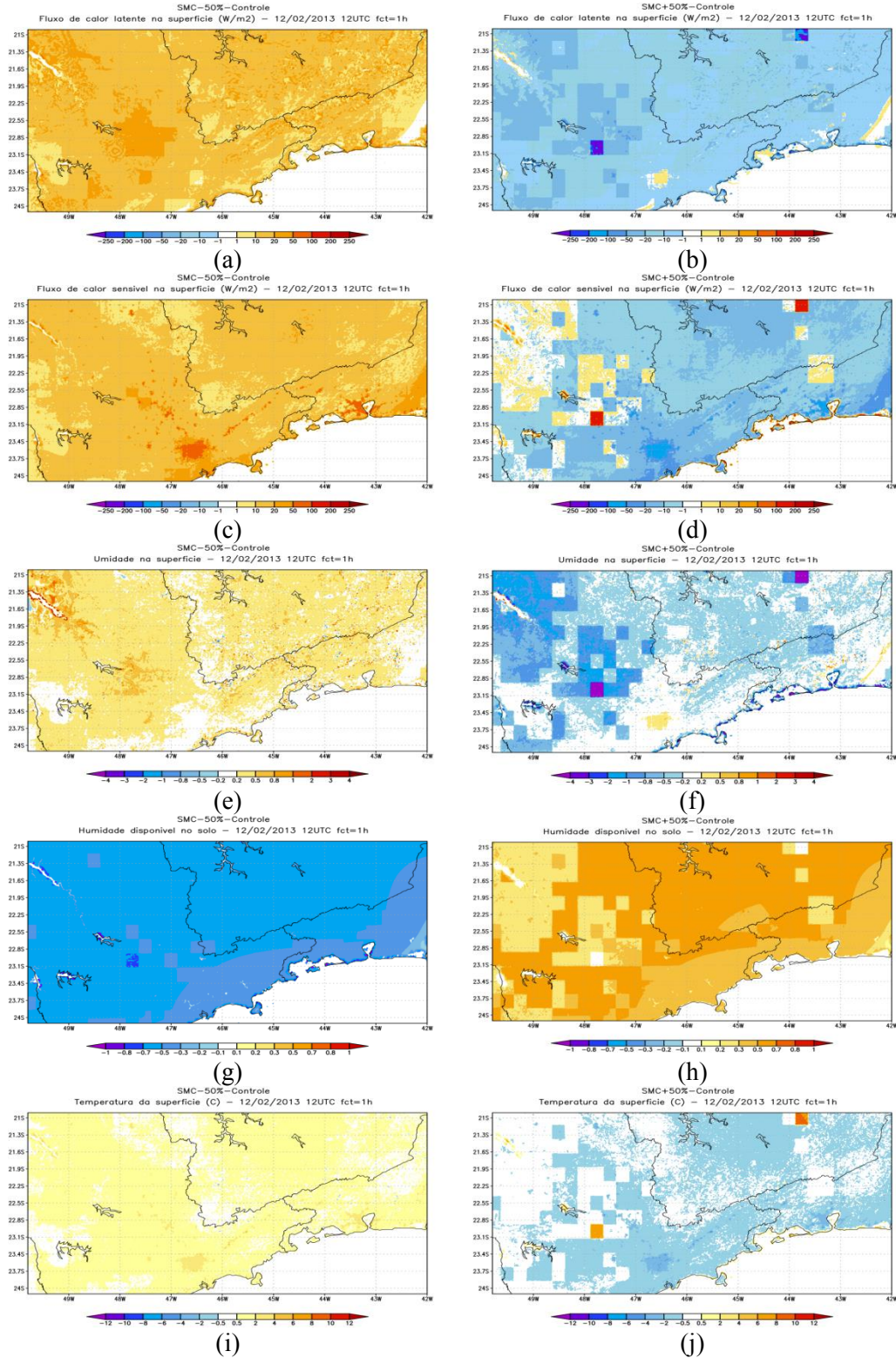
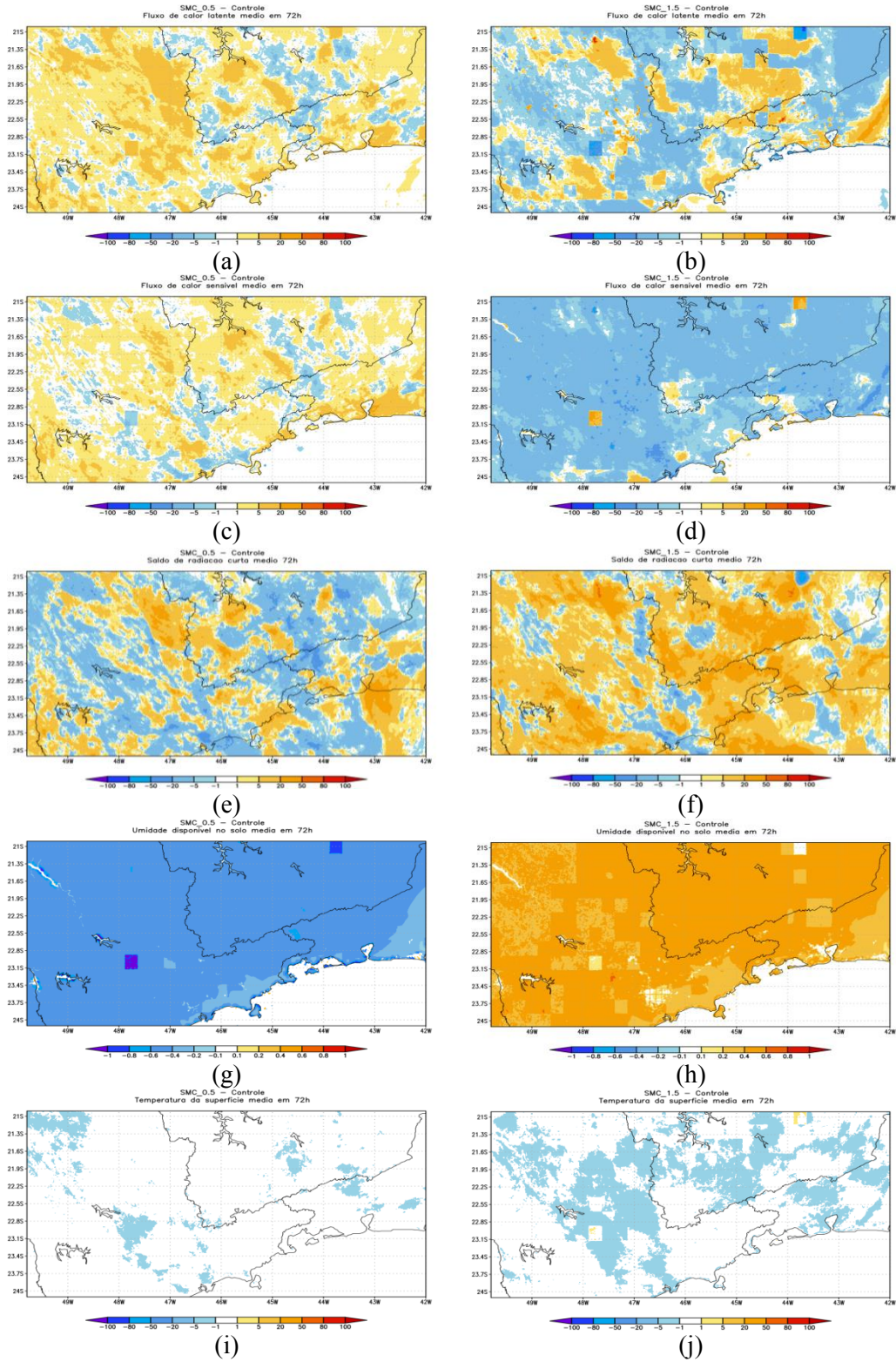


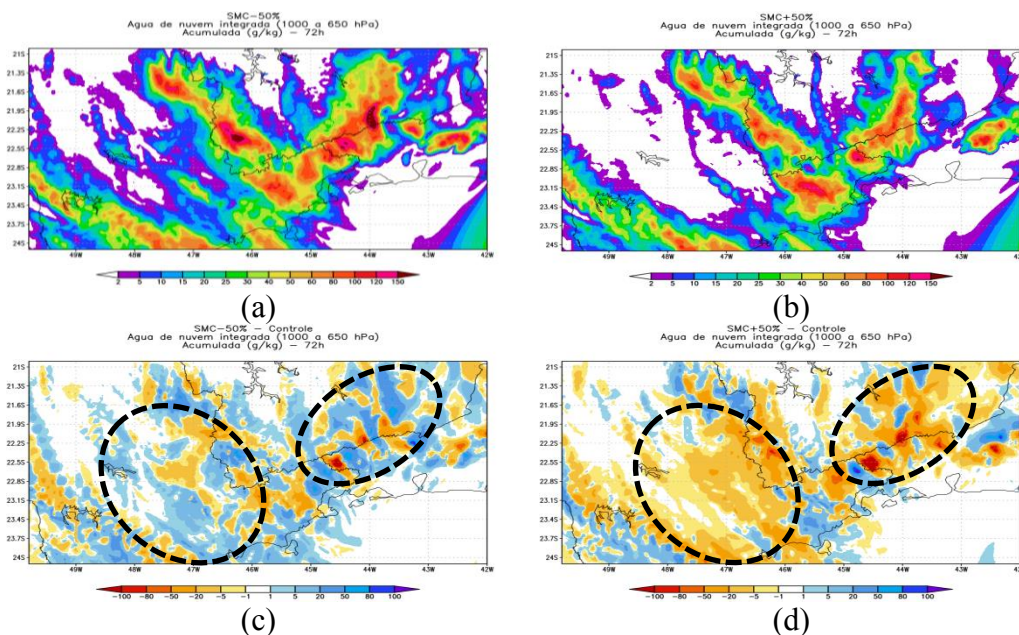
Figura 4.38 – Diferença na simulação de (a e b) fluxo de calor latente (W/m^2), (c e d) calor sensível (W/m^2), (e e f) saldo de radiação de onda curta (W/m^2), (g e h) umidade disponível no solo (m^3/m^3) e (i e j) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) entre os experimentos SMC-50% (coluna da esquerda) e SMC+50% (coluna da direita) e o experimento controle na média das 72 horas de integração.



4.3.1.1 Impactos na precipitação

A Figura 4.39 apresenta as diferenças na quantidade de água de nuvem integrada na vertical simulada pelos experimentos e a rodada controle. A água de nuvem, em geral, apresentou redução quando a umidade inicial do solo aumentou. Por outro lado, quando a umidade do inicial do solo foi reduzida, a mudança no conteúdo de água de nuvem foi positiva na maior parte do domínio. O padrão da água de nuvem refletiu o padrão de precipitação que também aumentou quando a umidade inicial do solo foi reduzida. Da mesma forma, o aumento na umidade inicial levou a uma diminuição na quantidade de precipitação.

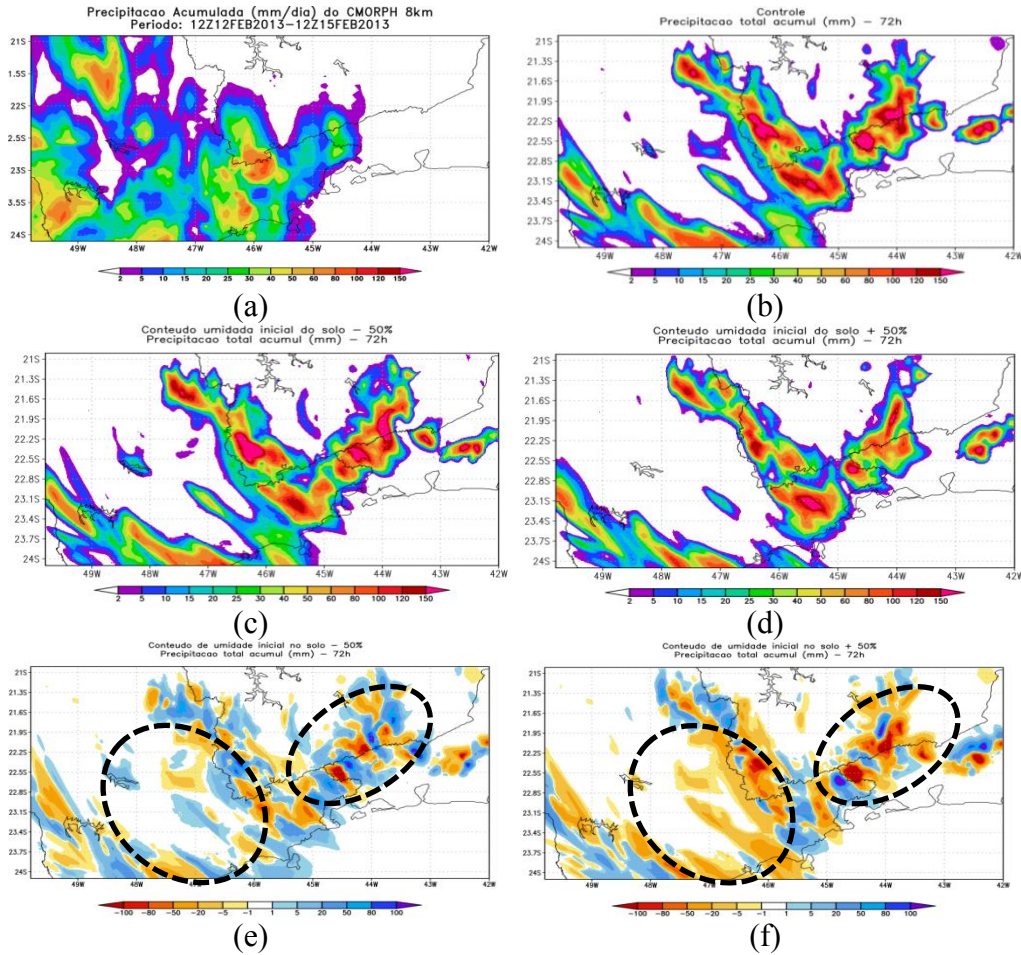
Figura 4.39 – (a e b) Conteúdo de água de nuvem (g/kg) integrada entre 1000 e 650 hPa acumulada nas 72 horas de simulação e (c e d) a diferença dos experimentos SMC-50% (esquerda) e SMC+50% (direita) em relação à simulação controle.



A precipitação acumulada em 72 horas (Figura 4.40) mostra que a redução da umidade inicial, em média, provocou um aumento na precipitação total acumulada enquanto que o aumento da umidade inicial levou a uma redução na precipitação total média na área. Estes resultados corroboram com os resultados de Ek e Holtslag (2004) que verificaram que a diminuição da umidade do solo pode realmente levar a um aumento nas nuvens de camada limite e precipitação. As áreas com elevados

acumulados de precipitação se intensificaram com a diminuição da umidade inicial. O aumento da umidade inicial do solo reduziu o acumulado de precipitação nas regiões de precipitação mais intensa. Isso pode ter sido causado pelo aumento da instabilidade convectiva quando a umidade inicial do solo diminuiu, onde embora haja menor fluxo de calor latente, os fluxos de calor sensível foram maiores e provocaram instabilidade convectiva mais intensa o que favoreceu a ocorrência de chuvas mais intensas.

Figura 4.40 – Precipitação acumulada (mm) em 72 horas do (a) CMORPH, simulada pelo experimento (b) controle, (c) SMC-50%, (d) SMC+50% e a diferença de (e) SMC-50% menos o controle e (f) SMC+50% menos o controle.



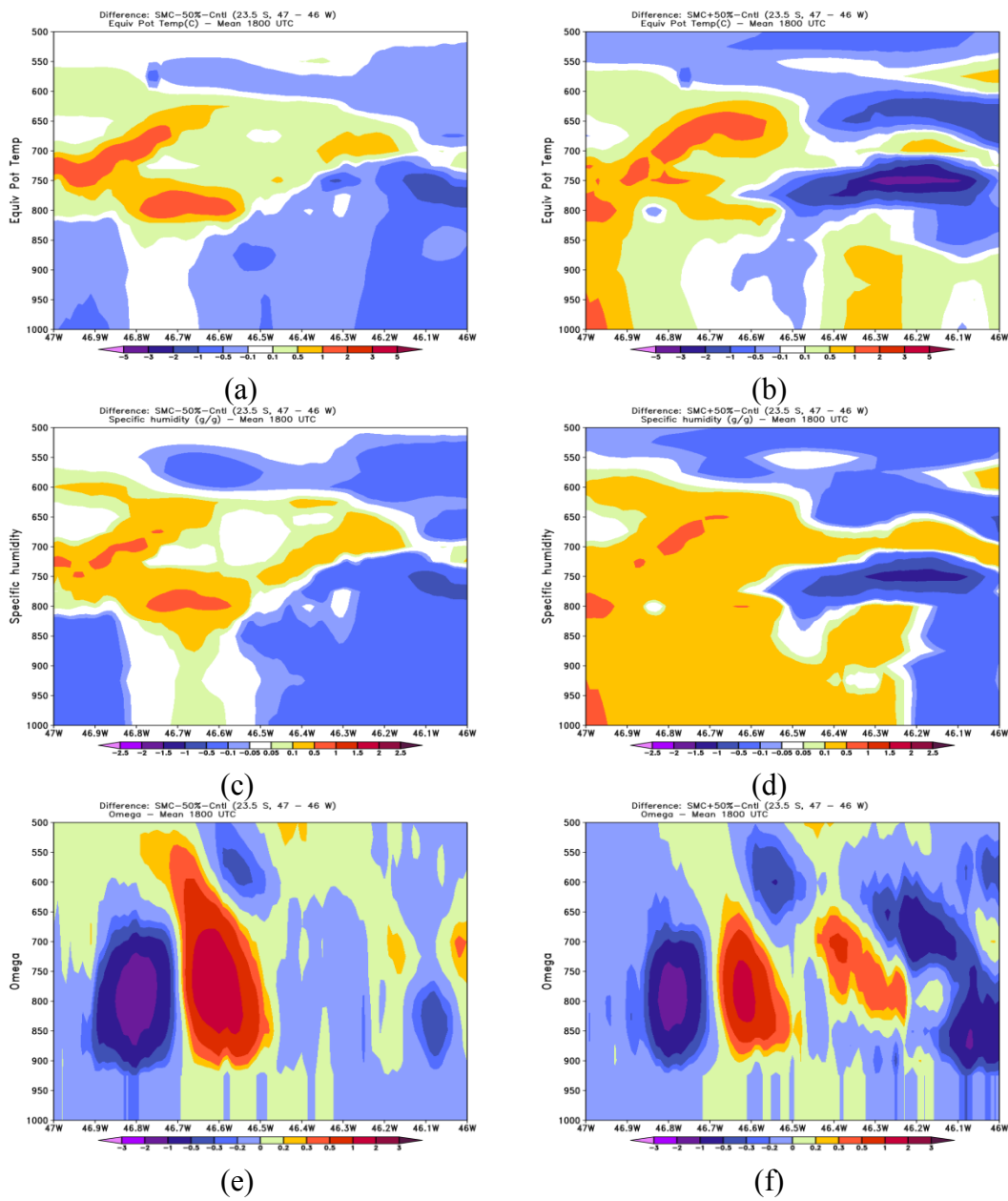
4.3.1.2 Seção vertical

A seção vertical ($23,5^{\circ}$ S; 47° e 46° W) mostra que as alterações na umidade inicial do solo modificam a camada limite próxima à superfície. A camada entre 1000 e 500 hPa da umidade específica apresenta um aumento, principalmente nos níveis mais baixos, devido ao aumento do conteúdo de umidade do solo (SMC+50%). O campo de omega apresenta um padrão semelhante em ambos experimentos, porém o aumento da umidade do solo provoca uma intensificação dos movimentos ascendentes (omega negativo) em algumas áreas.

De acordo com Santanello et al. (2017) sobre solos mais secos, o aquecimento e a secagem ocorrem devido ao forte aquecimento da superfície (fluxo de calor sensível) que leva ao crescimento e aquecimento da CLA e ao entranhamento de ar seco no topo

da CLA. Sobre solos mais úmidos, existe forte umidificação da superfície devido à evaporação e pouco aquecimento e secagem ao longo do dia devido ao crescimento e arrastamento limitados da CLA.

Figura 4.41 – Seção vertical (23,5° S; 47° a 46° W) da diferença na simulação de temperatura potencial equivalente (K), umidade específica (g/kg) e movimento vertical (hPa/s) entre os experimentos SMC-50% (coluna da esquerda) e SMC+50% (coluna da direita) e a rodada controle na média do horário das 1800 UTC.



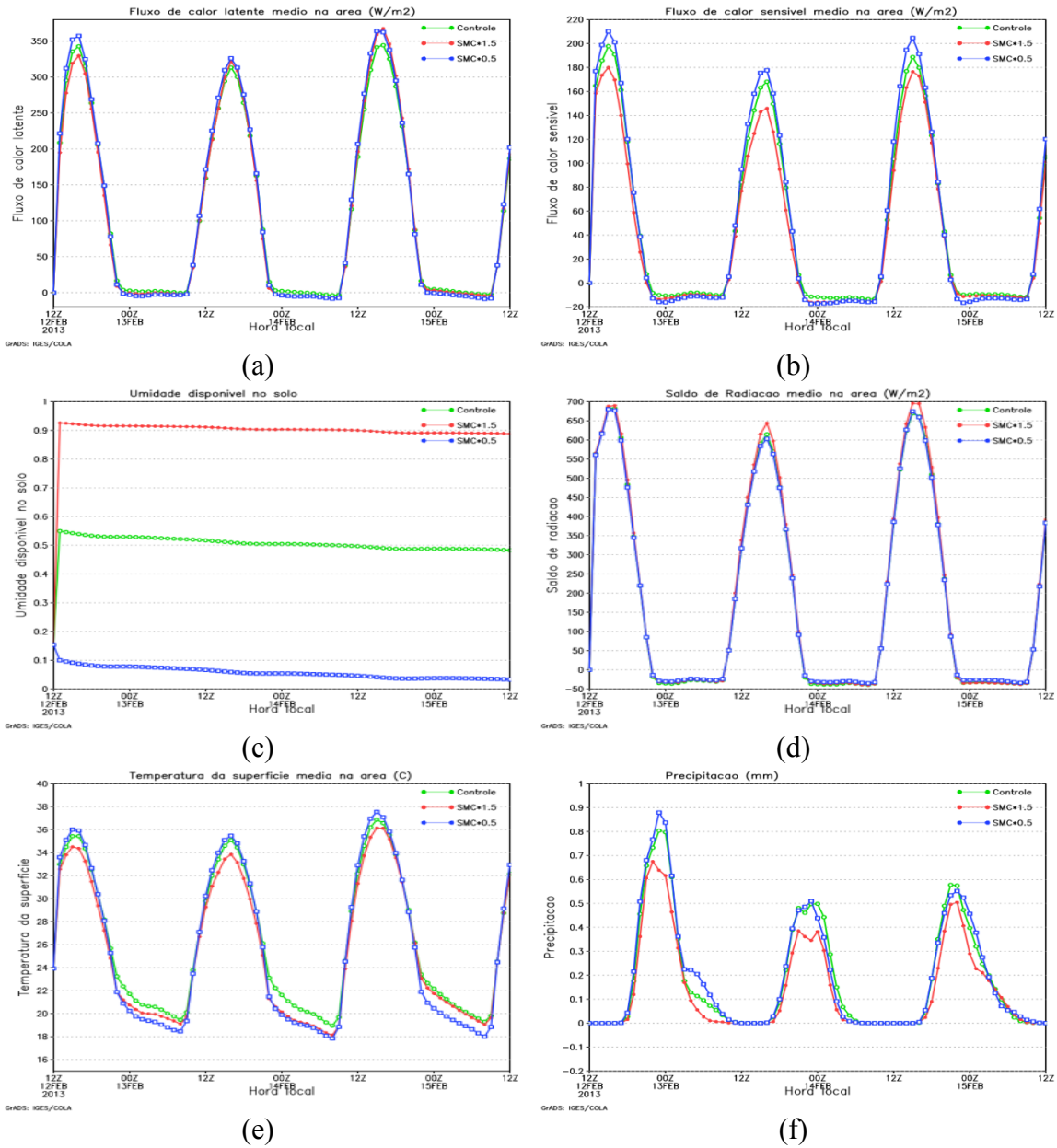
4.3.1.3 Evolução temporal

A evolução temporal média na área de estudo (Figura 3.1b) para as variáveis de superfície é apresentada na Figura 4.42. A diminuição na umidade inicial provocou um aumento no fluxo de calor sensível, principalmente, nos horários de maior intensidade dos fluxos de superfície, conforme mostrado na Seção 4.3.1. O aumento da umidade levou a uma redução no pico dos fluxos de calor sensível em toda a simulação e reduziu o fluxo de calor latente apenas nas primeiras horas de simulação.

A temperatura à superfície aumentou com a redução da umidade inicial durante o dia, mas reduziu durante a noite em maior taxa, totalizando num balanço final médio de redução da temperatura com a diminuição da umidade inicial. A temperatura à superfície diminuiu com o aumento da umidade do inicial do solo em todos os horários da simulação. Como verificado na Figura 4.42 o saldo de radiação aumentou com o aumento da umidade inicial, possivelmente relacionado à redução do albedo da superfície associado ao aumento das áreas úmidas.

A precipitação diminuiu com o aumento da umidade inicial do solo e iniciou-se mais tarde, enquanto que a redução da umidade simulou a ocorrência de precipitação mais cedo e em maior quantidade em relação à simulação do SMC+50%.

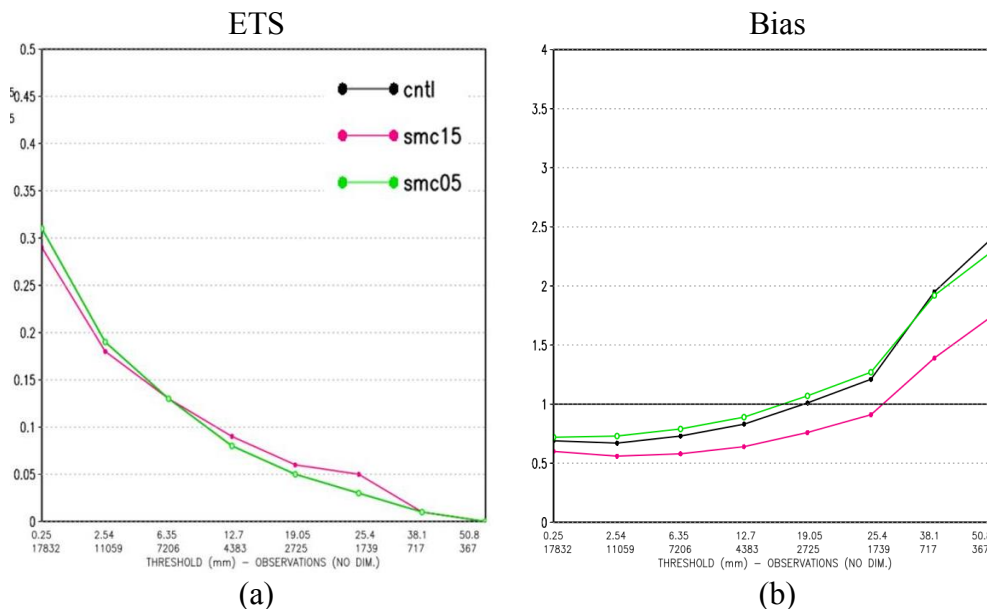
Figura 4.42 – Evolução temporal média na área de estudo do (a) fluxo de calor latente (W/m^2), (b) fluxo de calor sensível (W/m^2), (c) umidade disponível no solo (m^3/m^3), (d) saldo da radiação total (W/m^2), (e) temperatura à superfície ($^{\circ}C$) e precipitação (mm). A linha verde representa a simulação controle, a linha vermelha a simulação SMC+50%, a linha azul a simulação SMC-50%.



4.3.1.4 Avaliação objetiva

Uma avaliação objetiva por meio dos índices ETS e Bias foi realizada e os nove casos de precipitação convectiva selecionados foram considerados (Tabela 3.2). No gráfico de ETS (Figura 4.43a) nota-se uma ligeira melhora na simulação da precipitação com o experimento de redução da umidade do solo (SMC-50%) para todos os limiares de chuva enquanto que o experimento de aumento da umidade (SMC+50%) apresentou destreza inferior à simulação controle, para baixos limiares de chuva. A partir do índice Bias pode-se verificar que o SMC-50% apresentou resultados ligeiramente superiores à simulação controle. O SMC+50% subestimou a precipitação para limiares de até 38 mm/dia, a partir desse limiar a precipitação foi superestimada por todos os experimentos.

Figura 4.43 - (a) Equitable Threat Score e (b) Bias score para os prazos de 48 e 72 horas da simulação controle (curva preta), SMC+50% (curva rosa) e SMC-50% (curva verde). Nos eixos X a primeira linha indica os limiares de precipitação (mm/dia).



4.3.2 Variação no coeficiente de troca à superfície

O modelo de superfície (LSM) é acoplado ao modelo atmosférico através da primeira camada acima da superfície, a camada limite superficial. A parametrização da camada limite superficial deve fornecer os coeficientes de troca (Ch) à superfície para momento, calor e umidade. Esses coeficientes são usados para determinar a magnitude dos fluxos entre a superfície e a atmosfera, os quais dependem da intensidade do acoplamento. Portanto, a eficácia do acoplamento da superfície com a atmosfera (Ch) depende do coeficiente C_z (Cz).

A parametrização da camada superficial baseia seus cálculos de fluxos de superfície na teoria da similaridade, usando uma função dependente da estabilidade e comprimento de rugosidade para determinar o coeficiente de troca à superfície de calor e umidade. Esse coeficiente é passado ao LSM a partir do esquema de camada limite juntamente com os termos da forçante radiativa e taxa de precipitação. O LSM retorna para o esquema de camada limite os fluxos de calor e umidade que contribuem para o cálculo das tendências de temperatura e umidade.

Menores valores de Cz geram maior comprimento de rugosidade térmica (Z_{ot}) o que indica uma superfície mais rugosa para calor e umidade, resultando em uma turbulência mais forte e maior Ch. Portanto, menor Cz é indicativo de maior intensidade do acoplamento superfície-atmosfera. Os valores de Cz podem variar de 0,01 (forte acoplamento) a 1,0 (fraco acoplamento) (ZILITINKEVICH, 1995). O ajuste do Cz pode contribuir para melhorar as estimativas de fluxos de superfície pelos modelos (GUTMAN; SMALL, 2007; LEMONE et al., 2008).

Neste experimento, o acoplamento simulado entre a superfície da terra e a atmosfera foi analisado e quantificado, e a sensibilidade dos principais processos físicos modelados pelo modelo Eta foi investigada, em relação aos *feedbacks* SVA.

4.3.2.1 Campos horizontais

Inicialmente foi analisado o impacto do coeficiente de troca superfície-atmosfera, sobre os fluxos turbulentos, temperatura e umidade à superfície e os experimentos foram comparados com a rodada controle. Para identificar impacto direto

do coeficiente foram analisados os resultados da primeira hora de simulação. Durante as primeiras horas de integração, pode-se considerar que as diferenças entre as rodadas se devem em grande parte às mudanças nas condições locais da superfície subjacente, ainda que com pequenas interações com o entorno. Já após algumas horas de integração ocorrem interações não lineares que podem dificultar a identificação do impacto direto associado exclusivamente à alteração local.

As Figuras 4.44 e 4.46 mostram as diferenças entre os experimentos Cz001, Cz01, Cz05, Cz08, Cz dinâmico e a rodada controle (Cz02) na primeira hora da integração. Nota-se que a variação nos fluxos de calor latente e sensível é inversamente proporcionais ao valor utilizado no parâmetro Cz. A redução de Cz aumenta os fluxos à superfície e reduz a temperatura à superfície. Os valores médios de fluxo de calor sensível apresentaram uma diferença de até -400 W/m^2 quando o coeficiente passou de Cz001 para Cz08 (Figura 4.46). No caso do fluxo de calor latente a mudança foi menor e uma diferença de até 150 W/m^2 foi encontrada em algumas regiões quando o Cz passou de 0,01 para 0,8 (Figura 4.44). Nota-se que a influência do Cz no fluxo de calor latente foi menor em comparação com o fluxo de calor sensível, provavelmente, devido à magnitude dos valores de LE ser consideravelmente menor que os valores de SH.

A intensidade do acoplamento superfície-atmosfera apresentou um efeito significativo na estimativa de fluxo de calor sensível sobre as áreas urbanas e nas regiões que apresentam o tipo de solo 11. Nessas regiões foram identificadas as maiores diferenças em relação à rodada controle, e o fluxo de calor sensível variou entre 500 W/m^2 com o valor Cz igual à 0,01 à 150 W/m^2 com o valor de Cz igual à 0,8. Essas grandes variações podem ser causadas por tipos de solos mais secos que permitem maiores alterações de H nas simulações (TRIER et al., 2011). Os resultados indicam que Cz maior produz um acoplamento mais fraco, resultando em uma superfície menos rugosa para calor/umidade. Quando a intensidade do acoplamento foi menor, os fluxos de superfície simulados foram menos heterogêneos espacialmente. A umidade à superfície aumentou com o aumento do parâmetro Cz. Um padrão mais variado foi obtido quando se utilizou uma função que define o valor de Cz em função da altura da vegetação, Cz dinâmico.

O sinal do impacto obtido nos tempos iniciais se manteve ao longo de toda integração, como pode ser verificado nos campos médios dos horários das 1800 UTC

(Figuras 4.45 e 4.47). O horário de maior impacto associado ao parâmetro Cz é quando ocorreram as maiores trocas de calor entre a superfície e a atmosfera, isto é, nos horários em que a superfície está mais aquecida. As alterações no valor Cz pouco afetaram as variáveis no período da manhã e da madrugada quando os fluxos são inibidos pela estabilidade atmosférica.

Os resultados obtidos aqui corroboram com Lyra et al. (2007) e Zheng et al. (2015) que indicaram que o impacto do Cz é maior na temperatura à superfície e na temperatura a 2 metros em relação ao impacto sobre o vento a 10 metros, principalmente, durante o período diurno, que é quando a superfície fica mais aquecida. Ambos os autores verificaram também que o aumento de Cz para 1.0 foi suficiente para tornar a temperatura à superfície próxima da observação nos horários de maior aquecimento.

Figura 4.44 – Diferença no fluxo de calor latente (W/m^2) simulados pelos experimentos com valores de C_z iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8 e (e) dinâmico e (f) a rodada controle durante a primeira hora de integração (prazo de simulação= $t+1h$).

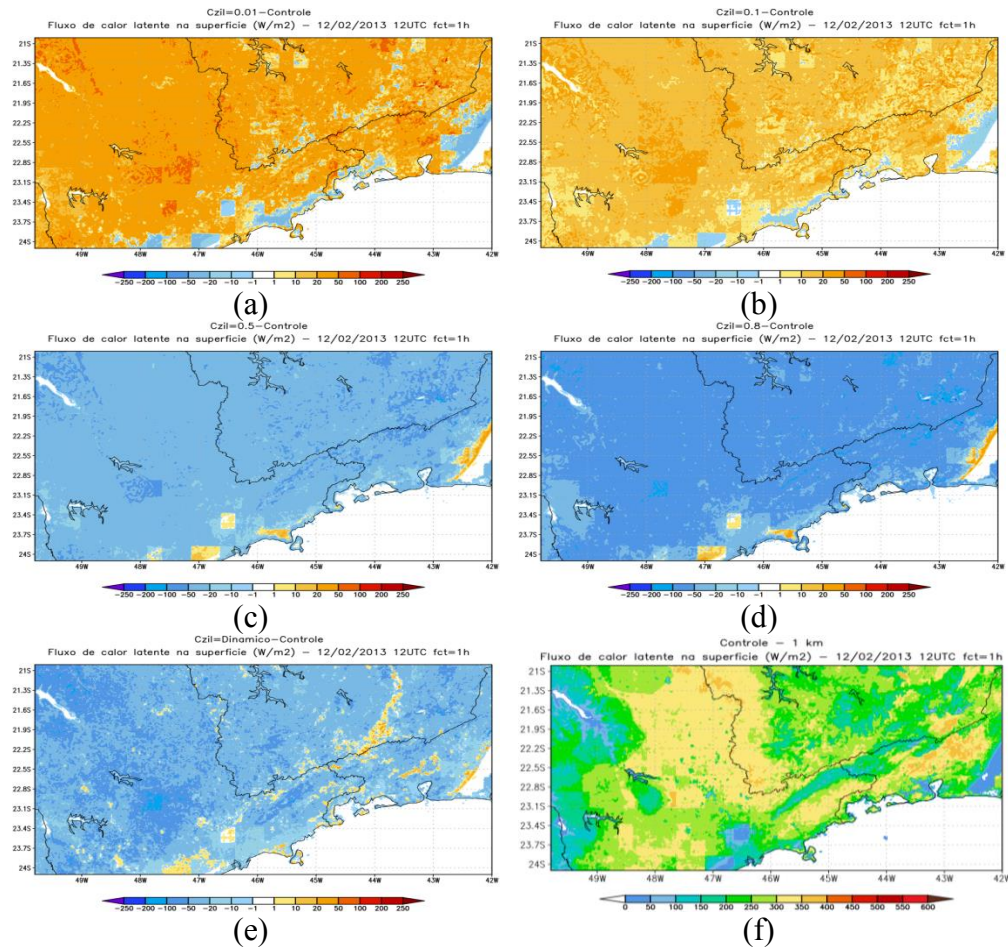


Figura 4.45 – Diferença no fluxo de calor latente (W/m^2) médio nas 72 horas de integração entre os experimentos com valores de C_z iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; e (e) dinâmico e (f) a rodada controle.

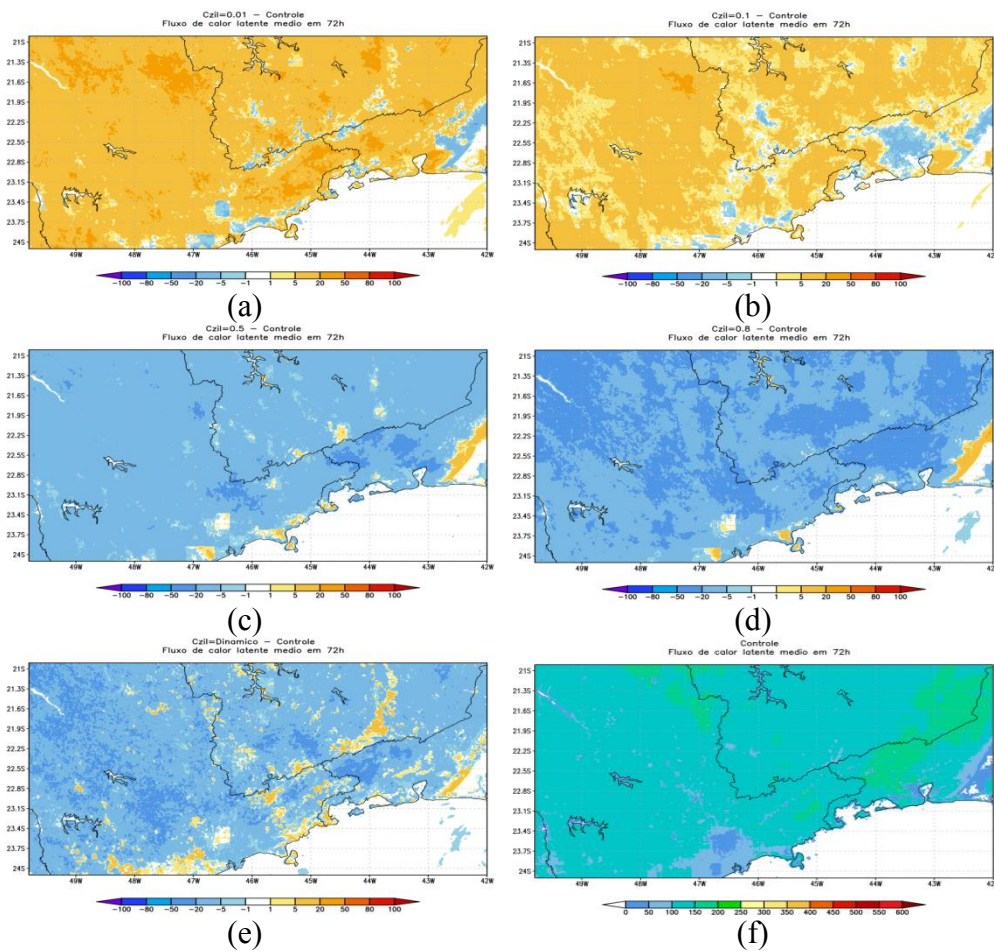


Figura 4.46 – Diferença no fluxo de calor sensível (W/m^2) entre os experimentos com valores de C_z iguais à (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; e (e) dinâmico e (f) a rodada controle durante a primeira hora de integração (prazo de simulação= $t+1h$).

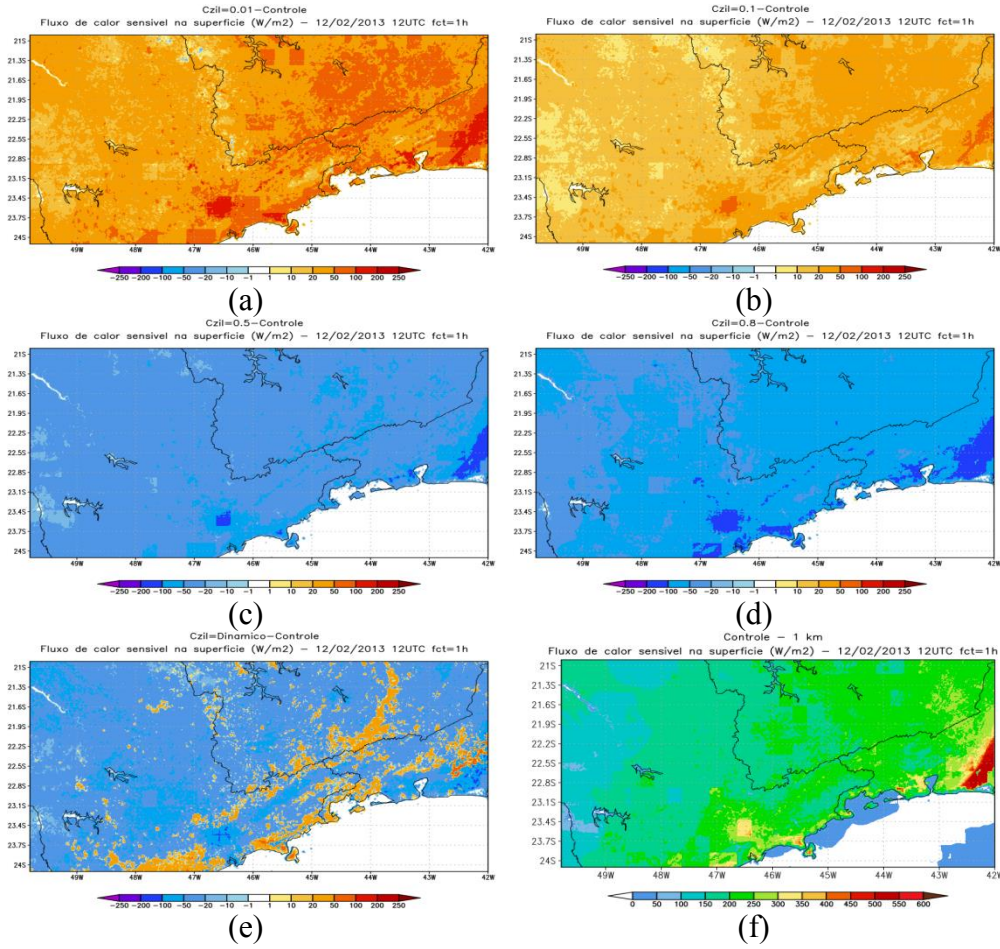
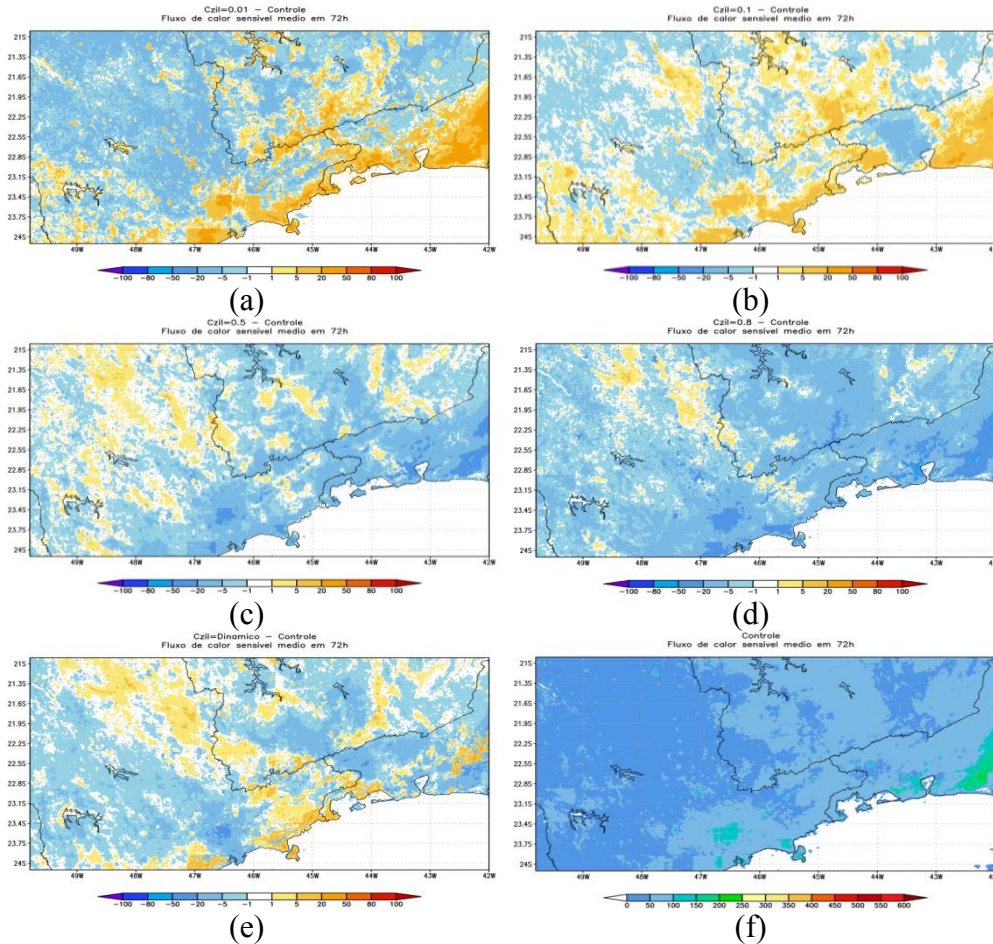


Figura 4.47 – Diferença no fluxo de calor sensível (W/m^2) médio nas 72 horas de integração entre os experimentos com valores de C_z iguais à (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; e (e) dinâmico e (f) a rodada controle.



O sinal do impacto do valor de C_z nos campos de temperatura da superfície é inverso ao sinal nos fluxos de superfície. O aumento no valor de C_z leva a um aumento na temperatura à superfície. Esse aumento na temperatura à superfície é proporcional ao valor de C_z . A Figura 4.48 mostra que há um aumento de 4 a 12 °C na temperatura à superfície em relação ao controle quando os valores de C_z variam entre 0,5 e 0,8, respectivamente. Uma variação de até 20 °C foi obtida quando se alterou o valor de C_z entre 0,01 e 0,8. O uso de um coeficiente de troca maior ($C_z=0,01$) pode diminuir a temperatura à superfície em até 10 °C. Por outro lado, o uso de um coeficiente menor ($C_z=0,8$) aumenta a temperatura à superfície em até 12 °C.

O uso de um Cz dinâmico apresenta sinais de diferenças variados de acordo com a vegetação ou altura do comprimento de rugosidade do ponto. A temperatura à superfície diminui nas regiões de floresta e aumenta nas demais regiões. O aumento foi ainda maior nas áreas urbanas. O sinal do impacto das alterações de Cz nos campos de temperatura à superfície se manteve em toda a rodada como mostra a Figura 4.49.

Figura 4.48 – Diferença na temperatura à superfície (°C) entre os experimentos com valores de Cz iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; (e) dinâmico e a (f) rodada controle na primeira hora de integração (t+1h).

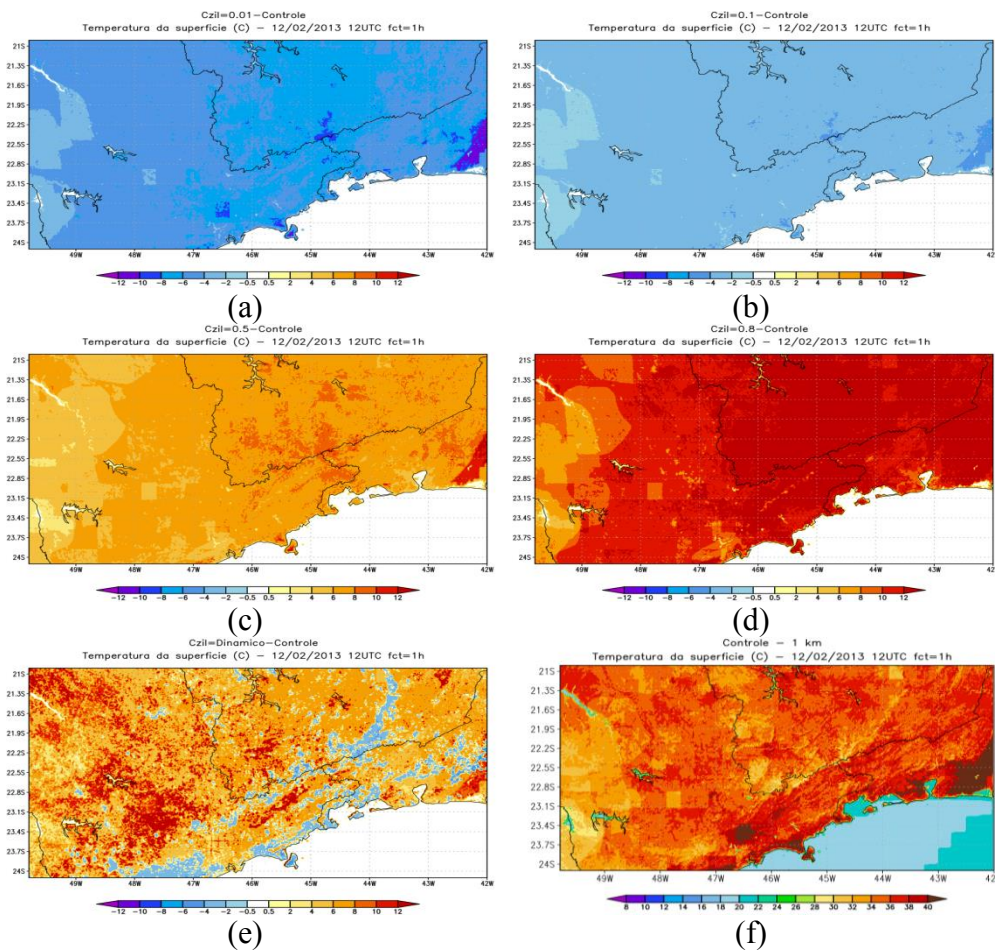
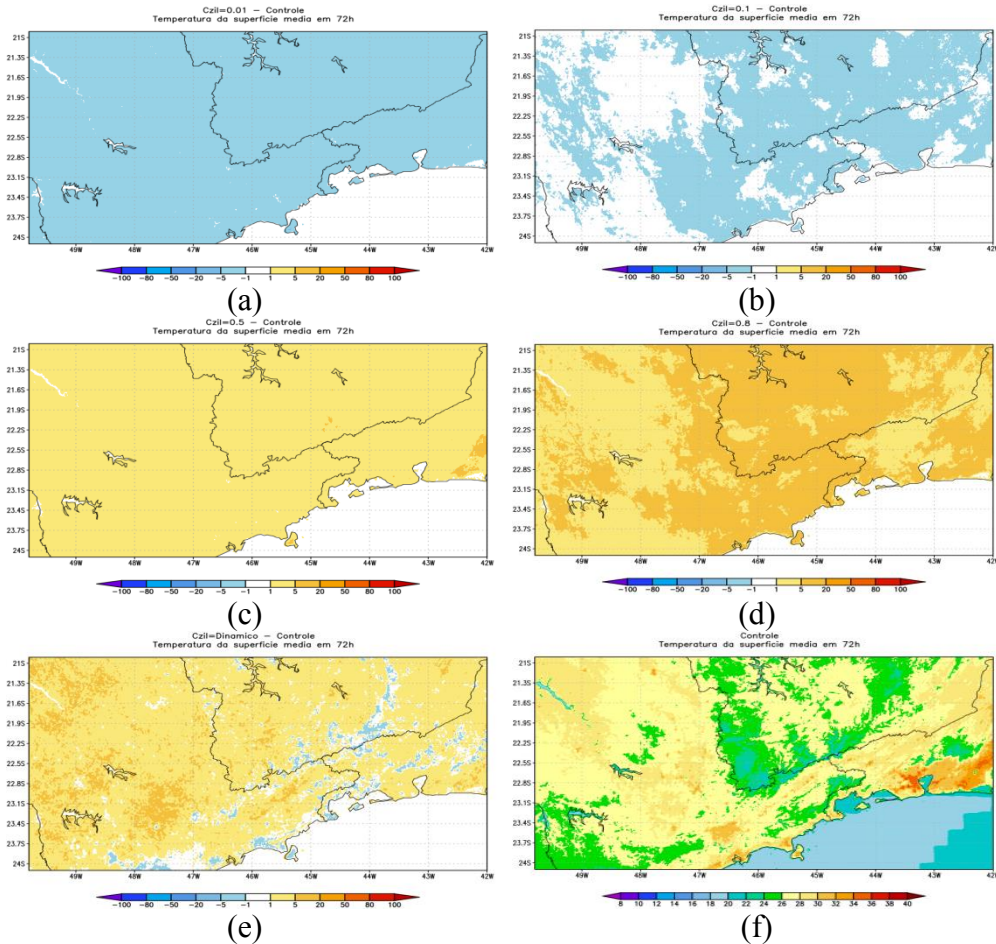
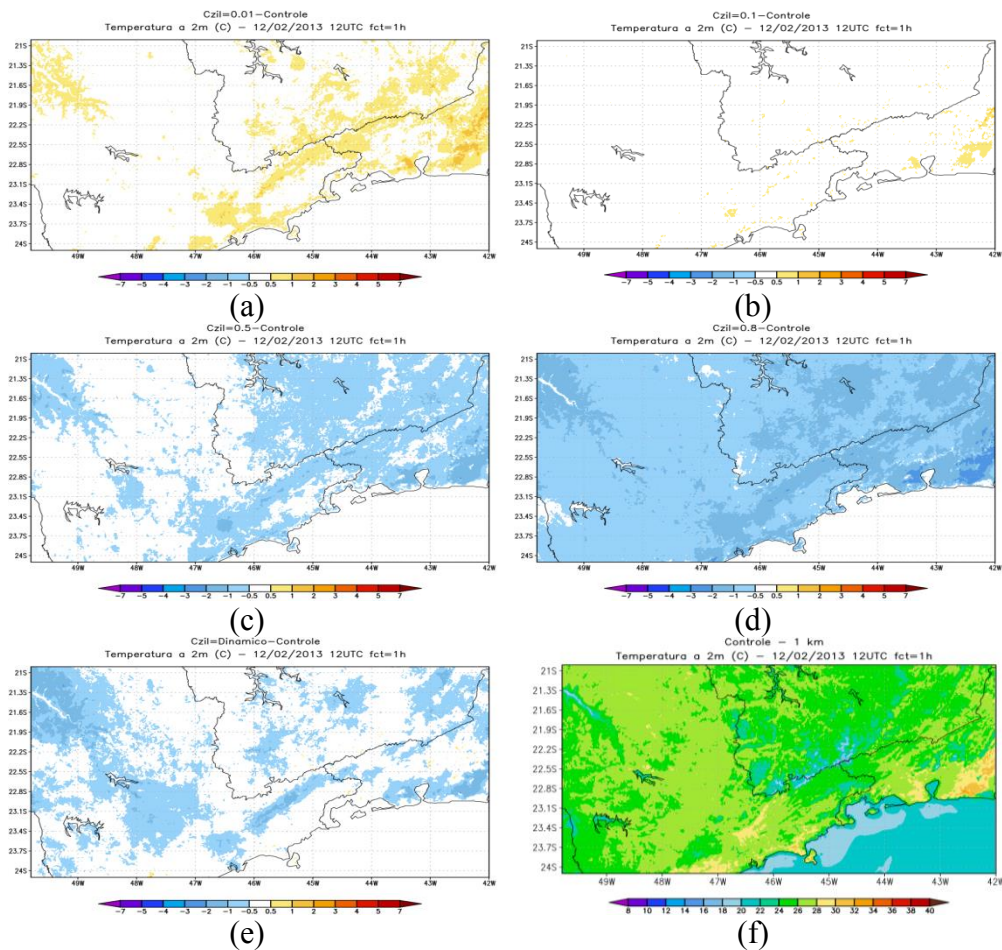


Figura 4.49 – Diferença na temperatura à superfície (°C) média nas 72 horas de integração simulada pelos os experimentos com valores de Cz iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; (e) dinâmico e a (f) rodada controle.



Embora a temperatura à superfície tenha aumentado com maiores valores de C_z , a temperatura a 2 metros apresentou um sinal variado. O aumento nos valores de C_z levou a uma ligeira redução nos valores de temperatura a 2 metros da superfície. Por outro lado, menores valores de C_z provocaram um aumento relativamente pequeno na temperatura a 2 metros em algumas regiões, embora não tenham sido verificadas diferenças na temperatura a 2 m em grande parte do domínio. As maiores diferenças foram encontradas, principalmente, nas áreas urbanas, tal como foram também observadas as maiores diferenças nos campos de temperatura e de fluxos de superfície.

Figura 4.50 – Diferença na temperatura a 2 metros (°C) simulada pelos experimentos com valores de Cz iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; (e) dinâmico e (f) a rodada controle na primeira hora de integração (t+1h).



4.3.2.2 Seções verticais

As diferenças nas seções verticais (23,5° S; 47° W a 46° W) entre os experimentos e a rodada controle são apresentadas na Figura 4.52. Nos campos de movimento vertical verificou-se que a diminuição no valor de Cz (Cz=0,01 e Cz=0,1) alterou a intensidade do movimento vertical, porém manteve o padrão, enquanto que os valores de Cz igual a 0,5, 0,8 e Cz dinâmico mudaram o padrão deslocando as regiões de movimento ascendente em relação a rodada controle. Os valores de Cz iguais a 0,5, 0,8 e dinâmico geraram movimentos ascendentes mais intensos. A intensificação dos movimentos ascendentes refletiu na maior quantidade de água e gelo de nuvem. A Figura 4.52 mostra que a profundidade e quantidade de água e gelo de nuvem também foram maiores nos experimentos Cz05, Cz08 e Cz dinâmico.

A intensificação no movimento vertical e na quantidade de água e gelo de nuvem na seção decorrente dos valores de Cz iguais a 0,5, 0,8 e Cz dinâmico provocou um aumento na precipitação acumulada entre 1200 UTC do dia 14 e 1200 UTC do dia 15 de fevereiro, tal como mostra a Figura 4.53. A precipitação sobre São Paulo nesse período foi subestimada e a simulação controle não posicionou corretamente sua localização. O aumento do movimento vertical ascendente e na precipitação sugere uma melhoria na simulação do evento de chuva pelo modelo com valores de Cz05, Cz08 e Cz dinâmico.

Figura 4.51 – Seção vertical (23,5° S; 47° a 46° W) da diferença no movimento vertical (hPa/s) médio no horário das 1800 UTC simulado com valores de Cz iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8 e (e) dinâmico em relação à (f) rodada controle.

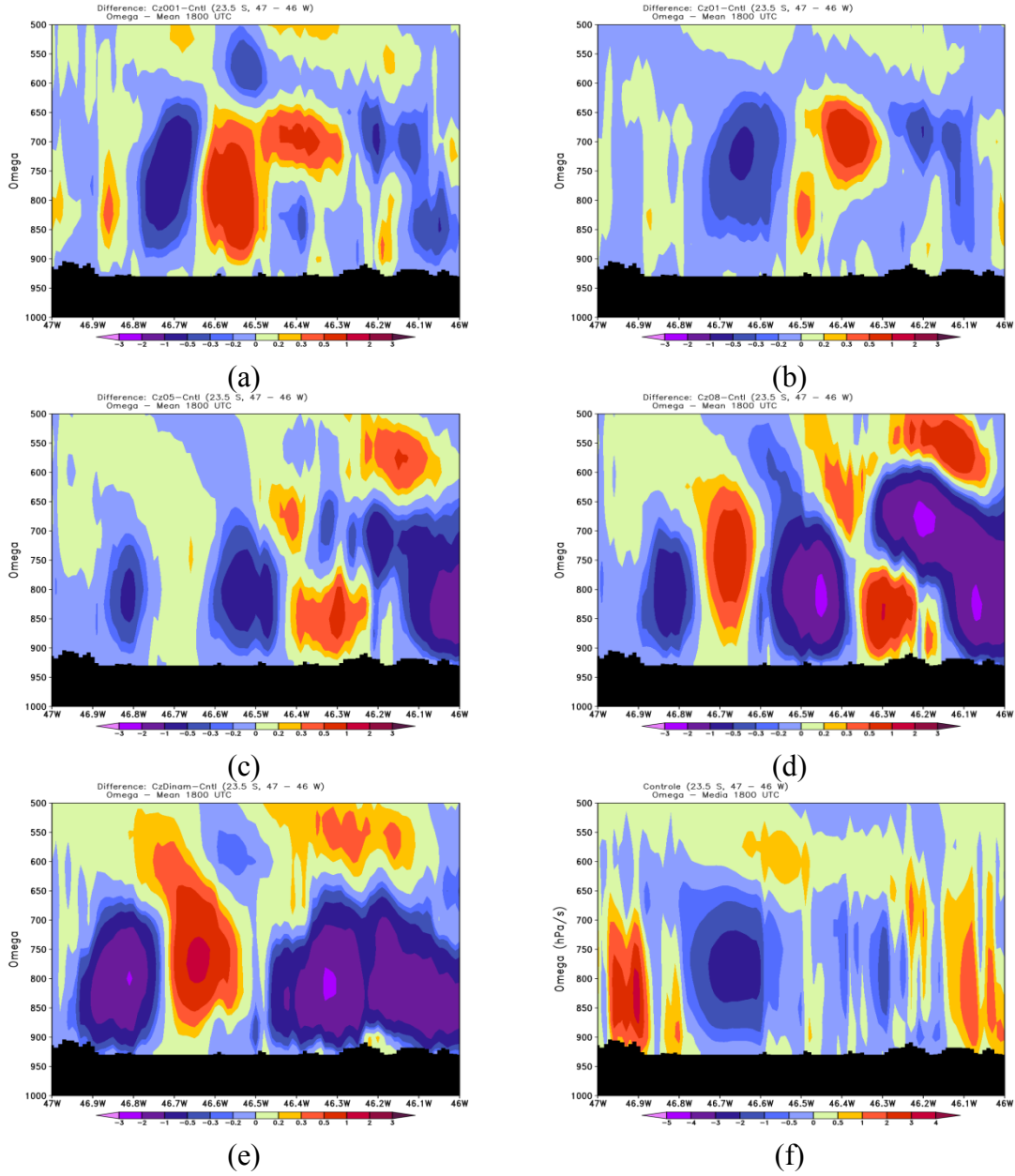
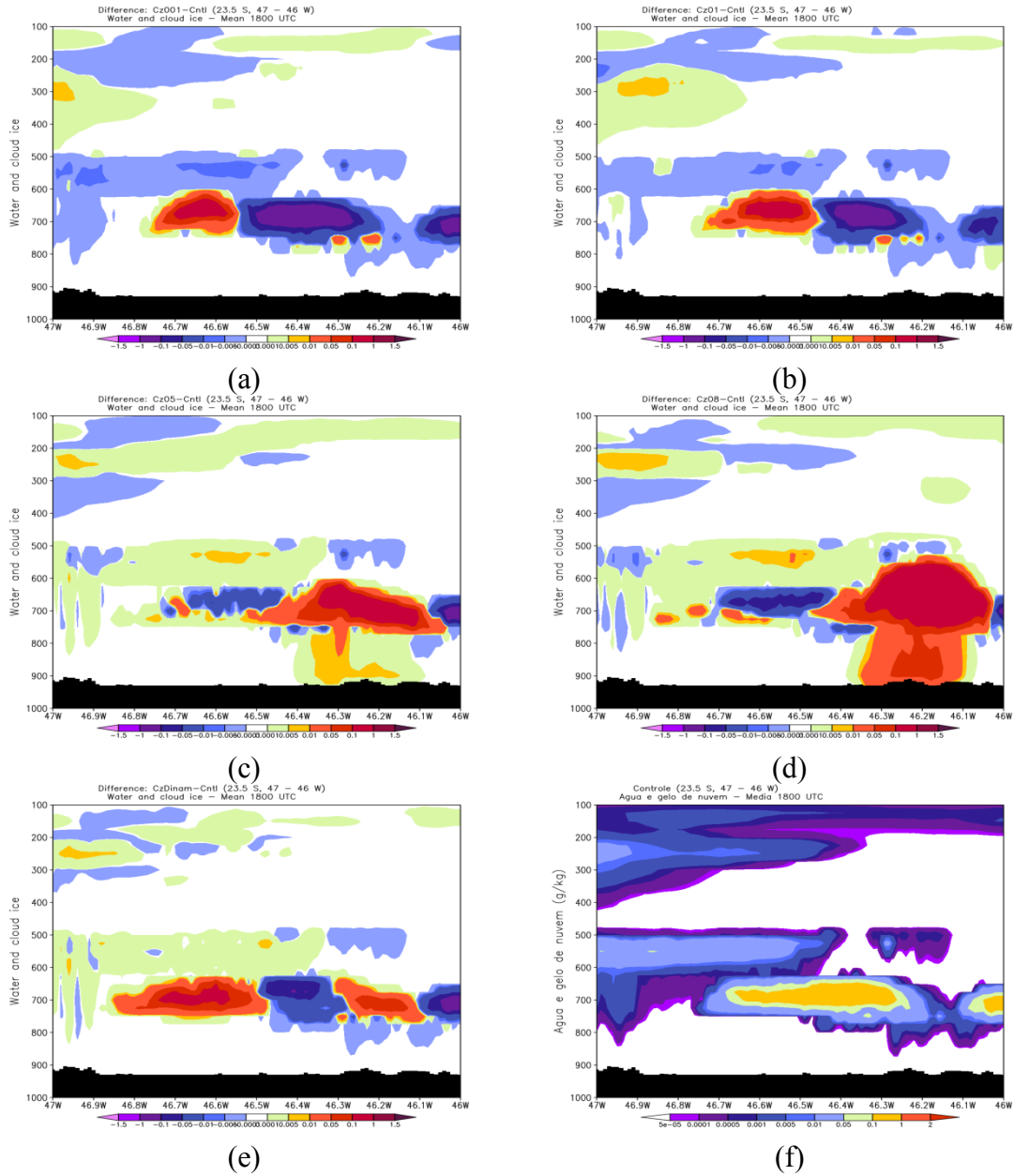


Figura 4.52 – Seção vertical (23,5° S; 47° a 46° W) da diferença na água e gelo de nuvem (g/kg) média no horário das 1800 UTC simulados com valores de Cz iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8 e (e) dinâmico em relação à (f) rodada controle.

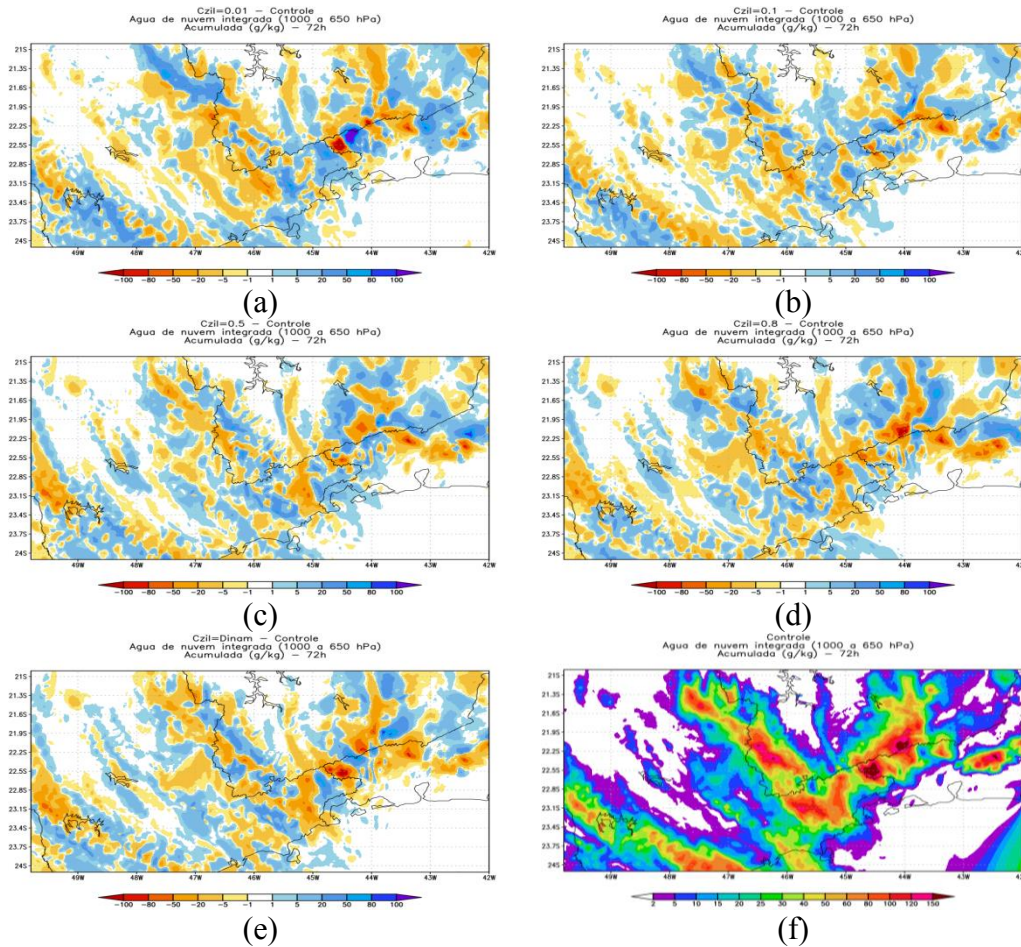


4.3.2.3 Precipitação

As diferenças na água de nuvem integrada na vertical mostram um padrão variado (Figura 4.53) embora as maiores diferenças tenham sido encontradas com os

valores de Cz iguais a 001 e dinâmico. O padrão espacial das diferenças no campo de água de nuvem foi semelhante às diferenças encontradas no campo da precipitação.

Figura 4.53 – Diferença na água de nuvem (g/kg) integrada na vertical (1000 a 650 hPa) média nas 72 horas entre a simulação com os valores de Cz iguais a (a) 0,01; (b) 0,1; (c) 0,5; (d) 0,8; (e) dinâmico e (f) a rodada controle.



A precipitação média na área acumulada nas 72 horas de simulação iniciada as 1200 UTC de 12 de fevereiro de 2013 é mostrada na Tabela 4.3. A intensidade do acoplamento mais forte Cz001 levou à maior quantidade de precipitação média acumulada na área. Os valores da precipitação média na área simulada com Cz001 também ficaram mais próximos do observado (TRMM). Uma vez que chuvas mais intensas foram obtidas com o aumento da intensidade do acoplamento por meio da diminuição do valor de Cz, é possível que a capacidade do modelo em simular a precipitação corretamente seja ajustada através o coeficiente de troca de superfície,

principalmente, em regiões onde o viés da simulação de chuva seja conhecido. Acoplamento fraco tende a produzir instabilidade convectiva mais fraca e menor precipitação, enquanto que o forte acoplamento resulta em mais vapor para atmosfera e, conseqüentemente, mais precipitação principalmente nos núcleos de maiores intensidades.

Sobre as regiões de cultivos e áreas urbanas a intensidade do acoplamento afetou apenas a quantidade de precipitação e não alterou o tempo do pico, enquanto que sobre florestas o acoplamento mais fraco (Cz05, Cz08 e Czdinam) produziu um segundo pico de precipitação que não foi observado nos experimentos com o acoplamento mais forte. Esses resultados precisam ser analisados com um conjunto maior de observações e para outras regiões, mas são consistentes com aqueles obtidos por Trier et al. (2011) e Zheng et al. (2015).

Os experimentos apresentaram padrões espaciais da precipitação semelhantes em todo o domínio do SEB. Portanto, a intensidade do acoplamento superfície-atmosfera não afetou a distribuição espacial, mas apenas a magnitude da precipitação simulada.

Tabela 4.3 – Precipitação (mm) média sobre o domínio (Figura 3.1b) acumulada em 72 horas de integração.

Coefficiente Czil (Cz)	Precipitação (mm/72h)
Controle (Cz0,2)	13,13
Cz0,01	13,77
Cz0,1	13,19
Cz0,5	12,79
Cz0,8	12,34
CzDinam	12,07
TRMM	13,65
CMORPH	12,52

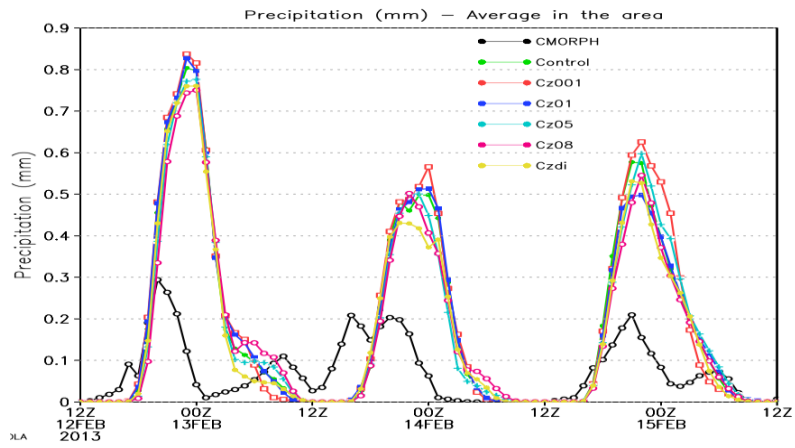
Os campos de precipitação total acumulada em 72 horas (Figura 4.54) mostram que os valores de Cz impactam na intensidade da precipitação, principalmente, nas regiões de picos enquanto que o padrão espacial se manteve praticamente inalterado. Aparentemente menores valores de Cz, que produzem acoplamento mais forte, tendem a intensificar os picos enquanto que maiores Cz (acoplamento mais fraco) tende a reduzir os picos de precipitação. A redução na intensidade dos picos provoca um maior

espalhamento espacial da precipitação e a intensificação dos mesmos deixa a precipitação mais concentrada em uma faixa menor. Isto justifica que, apesar destas mudanças a precipitação total média na área não apresentou grandes variações.

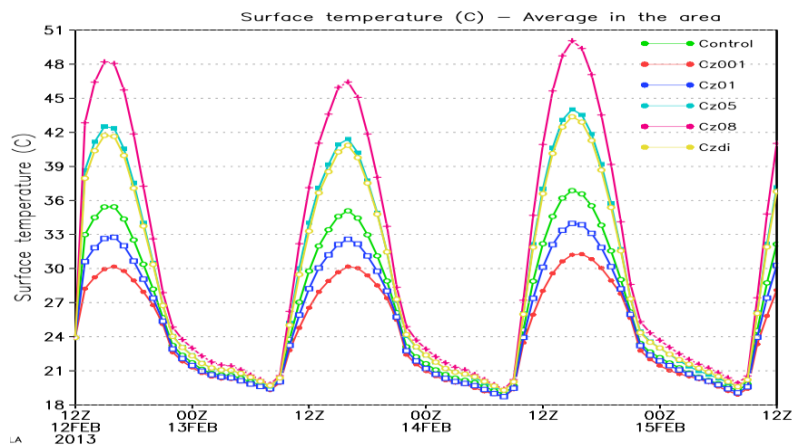
Como já foi mencionado, o padrão espacial da precipitação não apresentou mudanças significativas, como se pode observar na Figura 4.57. Comparando o campo de precipitação acumulada em 72 horas com os dados do CMORPH e TRMM conclui-se que, aparentemente, o modelo tende a adiantar a precipitação em relação aos dados observados, visto que o padrão entre eles é semelhante, no entanto um deslocamento para o norte foi verificado nos campos das simulações. Além disso, o início da precipitação pode estar sendo influenciada pela topografia da região. Verifica-se que os maiores acumulados de precipitação simulada ocorreram nas regiões de alta topografia do domínio (Figura 4.58). A Figura 4.54 mostra a evolução temporal da precipitação acumulada média em todo o domínio para cada uma das simulações. Pode-se concluir que o Cz foi capaz de alterar a intensidade e a quantidade de chuva acumulada, mas não alterou o tempo de início e duração da precipitação. Na Figura 4.54 também nota-se que a precipitação tendeu a apresentar um ciclo diurno com máxima intensidade, ocorrendo em torno de 0000 UTC durante os três dias de simulação.

Na evolução da temperatura à superfície média na área nota-se que maiores (menores) valores de Cz provocaram um aumento (uma diminuição) na temperatura à superfície.

Figura 4.54 – Evolução temporal da precipitação (mm) e temperatura à superfície (°C) média na área de estudo para as simulações controle (linha verde), com valores de Cz iguais a 0,01 (linha vermelha), 0,1 (linha azul), 0,5 (linha azul claro), 0,8 (linha rosa), dinâmico (amarela) e do CMORPH (linha preta).



(a)



(b)

Figura 4.55 – Diferença na precipitação acumulada (mm) entre 1200 UTC do dia 14 às 1200 UTC do dia 15 de fevereiro de 2013 simulada com os experimentos (a) Cz001; (b) Cz01; (c) Cz05; (d) Cz08 e (e) Cz dinâmico em relação à (f) simulação controle.

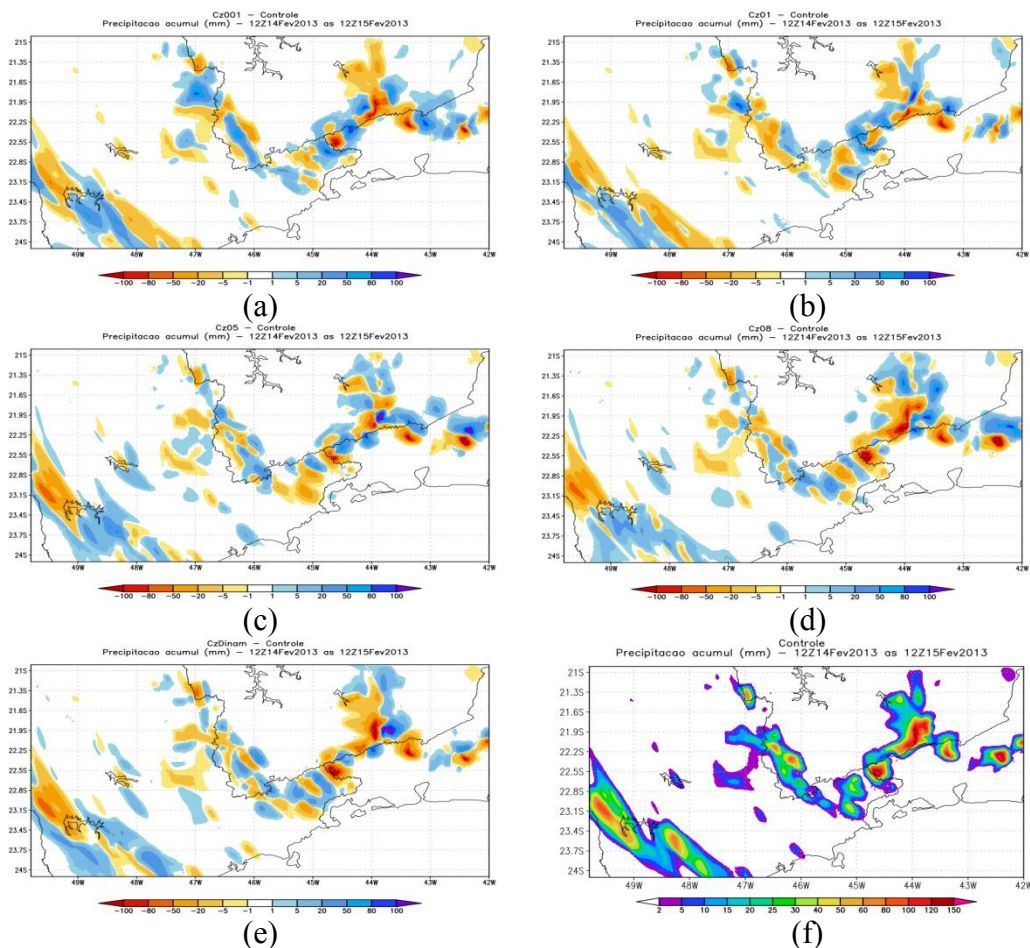


Figura 4.56 – Diferença na precipitação acumulada (mm) nas 72 horas de integração com os experimentos (a) Cz001; (b) Cz01; (c) Cz05; (d) Cz08 e (e) Cz dinâmico em relação à (f) simulação controle.

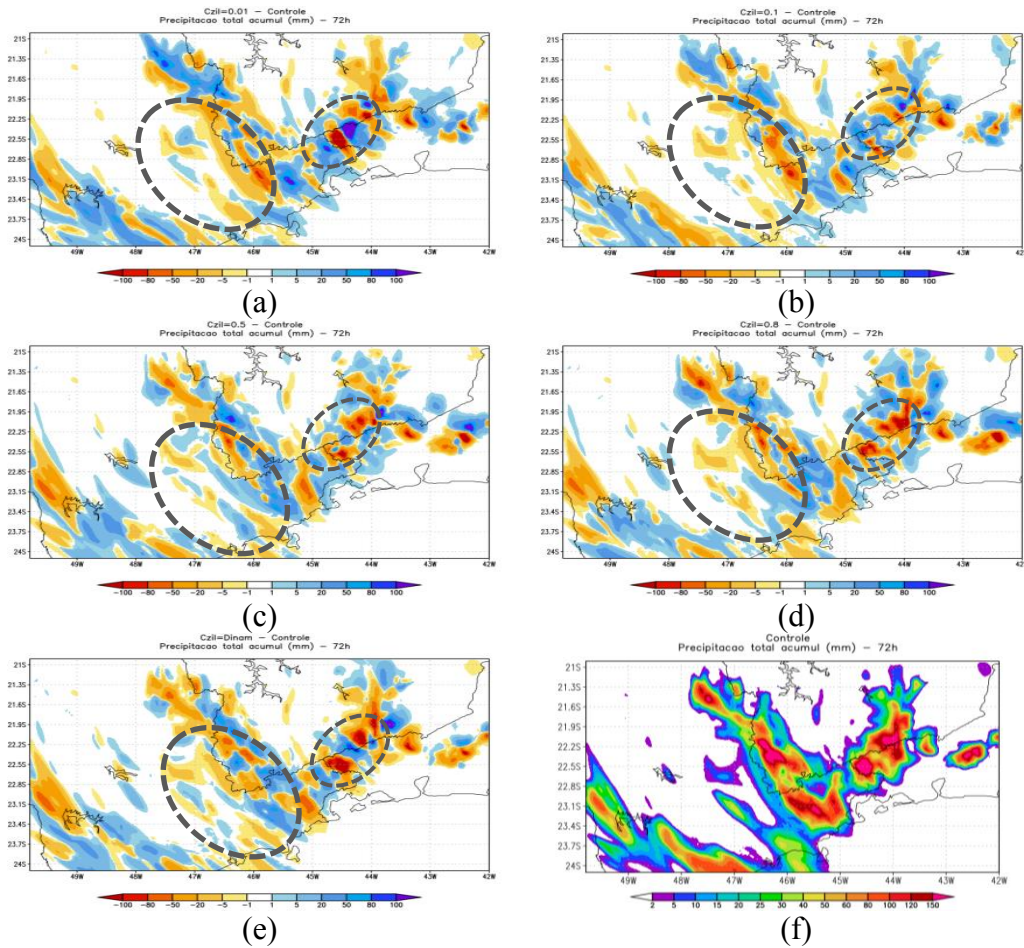
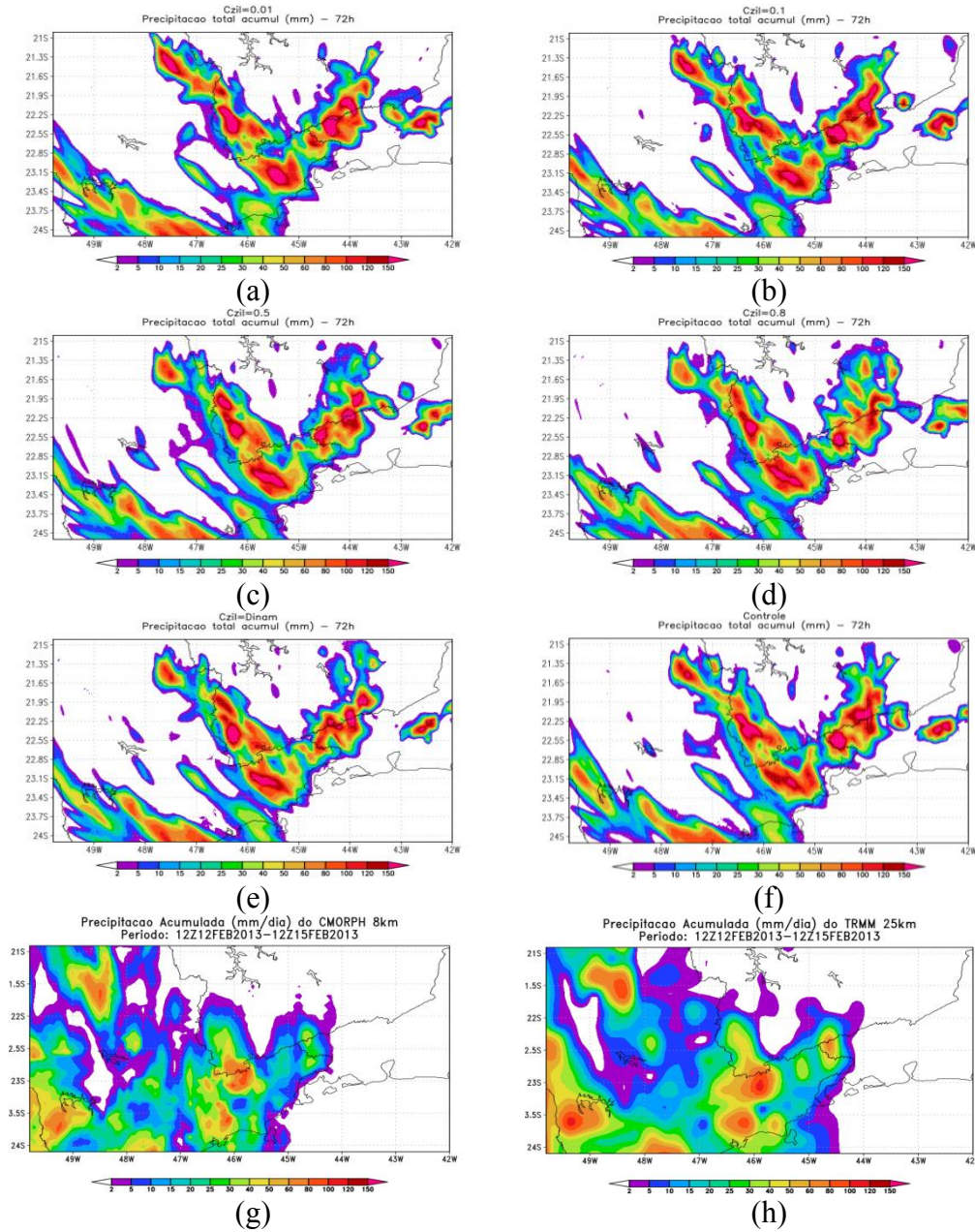


Figura 4.57 – Precipitação total acumulada (mm) em 72 horas de integração com os experimentos (a) Cz001; (b) Cz01; (c) Cz05; (d) Cz08; (e) Cz dinâmico; (f) controle e das observações do (g) CMORPH e (h) TRMM.



A Tabela 4.4 sintetiza o sinal dos impactos dos valores de C_z sobre as variáveis. Pode-se concluir que menores valores de C_z levam a maiores valores nos fluxos de calor latente e sensível, na temperatura a 2 metros e na precipitação e a uma menor temperatura à superfície. Por outro lado, o aumento do valor de C_z reduz os fluxos de calor latente e sensível, a temperatura a 2 metros e a precipitação e aumenta a

temperatura à superfície. Portanto, o valor do Cz é inversamente proporcional ao sinal dos fluxos de superfície, à temperatura a 2 metros e à precipitação e proporcional à temperatura à superfície.

Tabela 4.4 – Síntese do sinal de cada valor de Cz em relação à simulação controle (Cz=0,2) sobre as principais variáveis de superfície.

Valor do Czil	Variáveis				
	Fluxo calor latente (W/m ²)	Fluxo calor sensível (W/m ²)	Temperatura da superfície (°C)	Temperatura a 2m (°C)	Precipitação (mm)
Cz001	+	+	-	+	+
Cz01	+	+	-	+	+
Cz05	-	-	+	-	-
Cz08	-	-	+	-	-
CzDinâmico	-	-	+	-	-

*+ = aumento; - = redução.

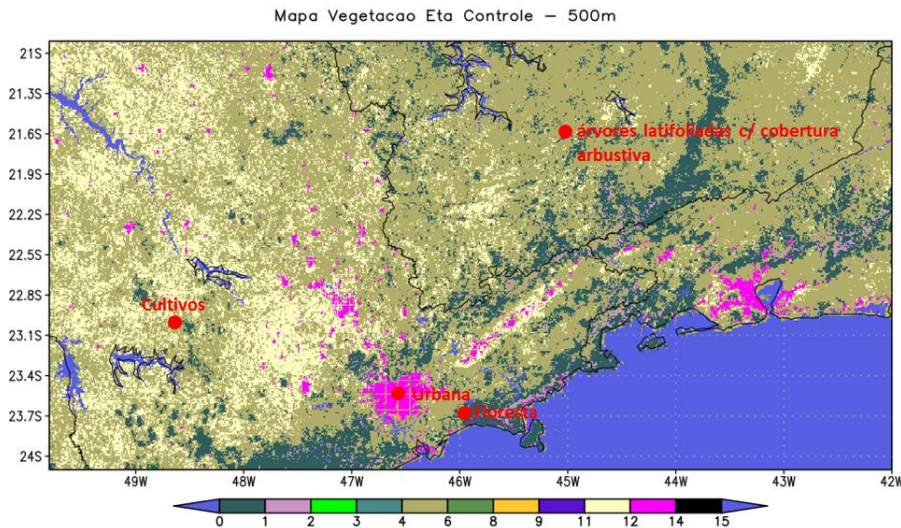
4.3.2.4 Avaliação pontual para diferentes tipos de vegetação

A fim de analisar o efeito da intensidade do acoplamento isoladamente para cada tipo de uso e cobertura da terra foram selecionadas quatro classes predominantes no mapa de uso e cobertura da terra do domínio das simulações: cultivos, florestas, savana e área urbana.

Dados observados de fluxos turbulentos de calor latente e sensível à superfície são escassos nesta região e, para o período das simulações, foram encontrados apenas para um ponto o qual é representado no mapa da rodada controle como cultivos agrícolas. Os dados de fluxos turbulentos à superfície observados foram obtidos da torre micrometeorológica do IPEF (Instituto de Pesquisas e Estudos Florestais) (22,97° S; 48,72° W) (CHRISTINA et al., 2016) e utilizados para avaliação das simulações do modelo no ponto de grade correspondente ao das observações. A torre está localizada em uma área de plantio de eucalipto, porém no mapa original de vegetação do modelo Eta a área é representada como cultivos agrícola. Essa informação deve ser considerada nas avaliações, uma vez que os tipos eucalipto e cultivos apresentam propriedades físicas distintas que podem afetar a partição dos fluxos à superfície.

A localização dos pontos de grade referentes aos tipos de uso e cobertura da terra analisados estão indicadas na Figura 4.58.

Figura 4.58 – Localização dos pontos de grade referentes aos tipos de uso e cobertura da terra: cultivos (22,97° S e 48,72° W), florestas (23,7° S e 46° W), savana (21,6° S e 45° W) e área urbana (23,5° S e 46,6° W).



As Figuras 4.59 e 4.60 apresentam a evolução temporal dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível simulados para os diferentes tipos de vegetação e utilizando diferentes intensidades de acoplamento superfície-atmosfera (C_z). O modelo simula adequadamente o padrão do ciclo diurno das variáveis de superfície para os quatro tipos de uso e cobertura da terra (cultivos, florestas, savana e área urbana) analisados. A comparação com dados observacionais obtidos para o ponto de cultivos mostra que o ciclo diurno dos fluxos de superfície simulados foi coerente com as medições da torre micrometeorológica.

Em média, os maiores valores de fluxo de calor latente foram encontrados sobre as áreas de cultivos, savana, florestas e área urbanas, respectivamente, nesta ordem (Figura 4.59). Nas áreas de cultivos e savana, o fluxo de calor latente foi superior ao fluxo de calor sensível, enquanto que nas florestas e áreas urbanas o fluxo de calor sensível superou o fluxo de calor latente, de acordo com a simulação controle. Portanto, a razão de Bowen é menor que 1 nas áreas de cultivos e savana; e é maior que 1 nas florestas e nas áreas urbanas. Os maiores fluxos de calor latente foram encontrados no

ponto de cultivos, que também apresentaram os menores fluxos de calor sensível. Já os maiores valores de fluxos de calor sensível foram encontrados nas áreas urbanas que, por sua vez, apresentaram os menores fluxos de calor latente, o que é coerente com a superfície de baixa infiltração e pouca cobertura vegetal.

De acordo com Mourão (2010) é coerente que os fluxos de calor sensível sejam maiores que os fluxos de calor latente devido às propriedades físicas da cobertura da terra nas áreas urbanas. Por outro lado, nas áreas de florestas essa relação não é muito bem definida e o particionamento dos fluxos torna-se uma função da intensidade do acoplamento empregada. As simulações Cz001, Cz01 e controle simularam fluxos de calor sensível maiores que o fluxo de calor latente sobre a floresta (Razão de Bowen maior que 1), enquanto que nas simulações de Cz05 e Cz08 os valores de fluxo de calor latente superou o fluxo de calor sensível (Razão de Bowen menor que 1). Neves (2015) verificou que na região da Amazônia, a disponibilidade de umidade no solo e na atmosfera nas regiões de floresta faz com que o fluxo de calor latente seja o principal modo de transferência de calor por turbulência. Por outro lado, Rodriguez (2011) constatou que o fluxo de calor sensível supera o fluxo de calor latente nas áreas de florestas durante a estação quente da Amazônia. Desta forma, considera-se que a intensidade de acoplamento pode variar de acordo com o tipo de vegetação e com a estação do ano e o uso de um valor dinâmico pode ser mais consistente em relação ao particionamento dos fluxos turbulentos para as áreas de florestas.

Contrário ao que foi verificado nos fluxos de calor latente, os maiores fluxos de calor sensível foram simulados para as áreas urbanas, florestas, savana e cultivos, respectivamente. Esse padrão indicou boa representatividade da razão de Bowen, visto que o fluxo de calor latente foi menor nas áreas em que o fluxo de calor sensível foi maior. Os valores médios durante o dia de fluxo de calor latente e fluxo de calor sensível simulados pelo experimento controle, com Cz igual a 0,2, são de 250 W/m² (LE) e 100 W/m² (H) no ponto de cultivos, 200 W/m² (LE) e 100 W/m² (H) no ponto de savana, 100 W/m² (LE) e 150 W/m² (H) no ponto de florestas e 30 W/m² (LE) e 250 W/m² (H) nas áreas urbanas.

Os maiores valores de fluxos de calor latente foram simulados utilizando o valor de Cz igual a 0,01 para as áreas de cultivos (450 W/m²) e savana (420 W/m²) próximo do horário das 1500 UTC. Sobre as florestas os maiores valores de fluxo de calor latente

(300 W/m²) foram simulados utilizando Cz igual a 0,5 e 0,8. Na área urbana não houve diferenças significativas nas simulações de fluxos de calor latente relacionadas ao valor de Cz e, neste ponto, o fluxo de calor latente máximo foi de 50 W/m². Por outro lado, os valores máximos de fluxos de calor sensível, que ocorrem durante o dia, na área urbana variaram entre 300 W/m² (Cz0,8) e 600 W/m² (Cz0,01) de acordo com a intensidade de acoplamento empregada. No ponto de florestas pode variar entre 200 W/m² (Cz0,8) e 400 W/m² (Cz0,01). Na savana a variação foi em torno de +100 W/m² quando Cz passou de 0,8 para 0,01. No ponto de cultivos a mudança nos valores dos fluxos de calor sensível devido a mudança de Cz0,8 para Cz0,01 não ultrapassou +30 W/m². O fluxo de calor sensível máximo diário no ponto de cultivos foi de 200 W/m².

As classes de vegetação cultivos e savana apresentam propriedades físicas como resistência estomática mínima, parâmetro da radiação solar da função de resistência de pressão de vapor e comprimento de rugosidade (Z_0) semelhantes. Os valores de resistência estomática mínima e Z_0 do cultivo e da savana são pequenos em comparação com valores destes parâmetros para as florestas e áreas urbanas. Baixo valor de resistência estomática mínima é condição favorável para maiores fluxos de calor latente. Por outro lado, as áreas urbanas e as florestas apresentam resistência estomática mínima relativamente alta e, por isso, apresentam fluxos de calor sensível maior que o fluxo de calor latente.

Durante a noite, os fluxos de calor latente e sensível são quase nulos para os pontos de cultivos, savana e área urbana em todas as simulações. Apenas no ponto de florestas foram identificados fluxos de calor latente durante a noite, porém em quantidades bem inferiores aos encontrados durante o dia.

O impacto da intensidade do acoplamento na simulação de fluxo de calor latente foi mais significativo nas áreas de cultivos agrícolas e de savana, enquanto que os pontos de florestas e área urbana apresentaram pouco impacto relacionado à intensidade de acoplamento, nessas áreas (florestas e urbana). Neste caso, deve-se considerar que a quantidade de fluxos de calor latente nos pontos de floresta e áreas urbanas foi menor que os fluxos de calor latente nas áreas de cultivos e savana. No caso do fluxo de calor sensível, o impacto foi maior sobre as áreas urbanas e florestas, as quais apresentam os maiores fluxos de calor sensível em comparação com as áreas de savana e cultivos.

Comparando com os dados de fluxos de superfície medidos na torre micrometeorológica, nota-se que as simulações tendem a subestimar o fluxo de calor latente e superestimar o fluxo de calor sensível (Figura 4.60) para o ponto de cultivos agrícolas. Esse erro sistemático do modelo Eta na simulação dos fluxos de superfície foi identificado também nas áreas de pastagem e florestas pelos autores Chou et al. (2007) e Rodriguez (2011), respectivamente. Os autores verificaram uma superestimativa no fluxo de calor sensível do modelo Eta.

O experimento Cz001 (forte acoplamento de superfície-atmosfera) apresentou maiores valores de calor latente para os pontos de cultivos e savana principalmente. O aumento no fluxo de calor latente com Cz001 tornou simulação mais próxima das observações do ponto de cultivos. O Cz001 também produziu os maiores valores de fluxo de calor sensível para os pontos de florestas, savana e área urbana. O Cz08 (acoplamento fraco) gerou os menores valores de calor latente e sensível. Pode-se concluir que o acoplamento superfície-atmosfera mais forte (Cz001) gerou os maiores valores de fluxos de calor sensível e latente enquanto a força de acoplamento mais fraca (Cz08) produziu fluxos de superfície menos intensos.

Figura 4.59 – Fluxo de calor latente (W/m^2) nos pontos de (a) cultivos, (b) florestas, (c) savana e (d) área urbana, simulado pelo experimento controle (linha verde); Cz0,01 (vermelha); Cz0,1 (azul); Cz0,5 (azul claro); Cz0,8 (rosa); Cz dinâmico (amarela) e CFSv2 (cinza).

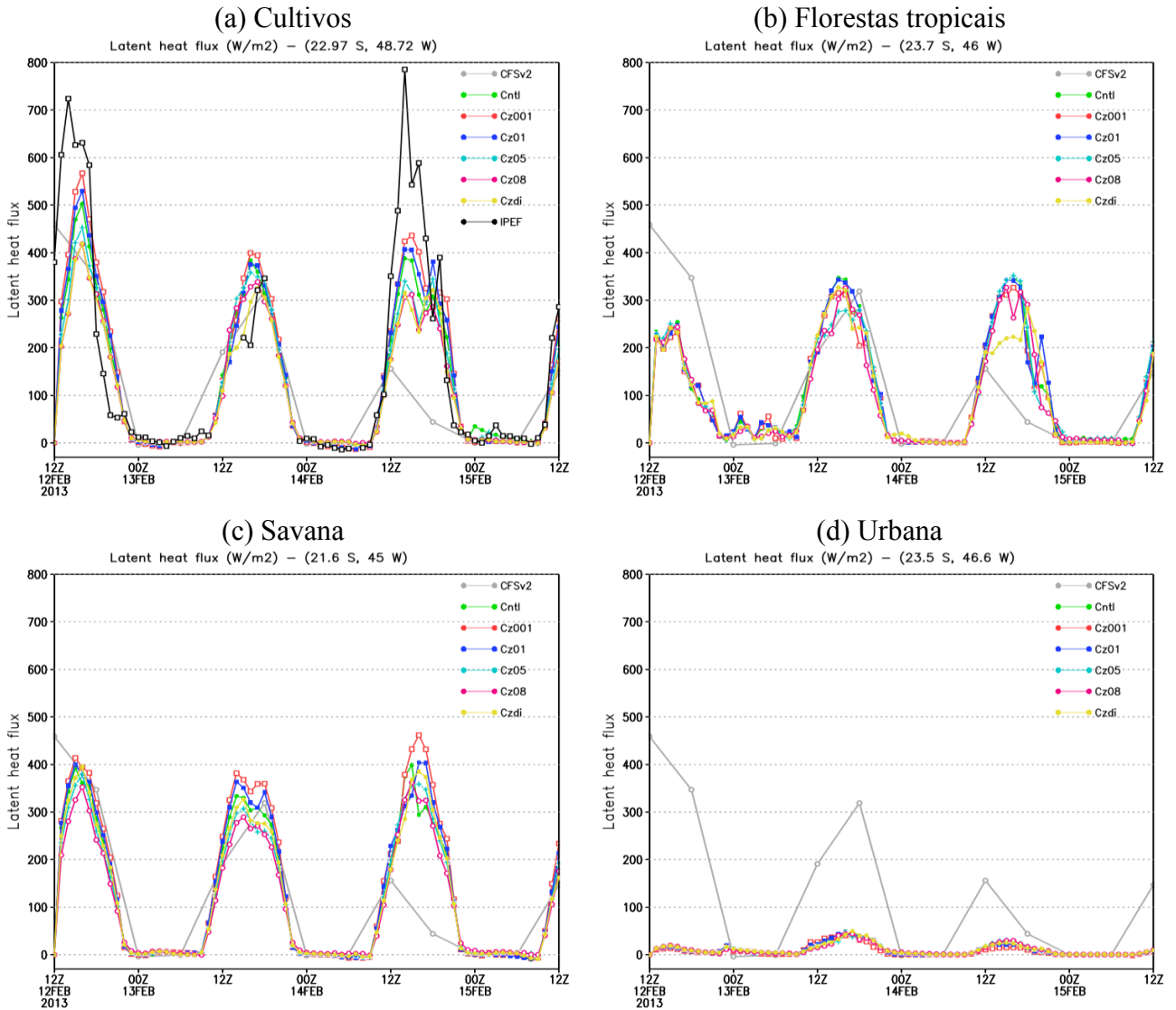
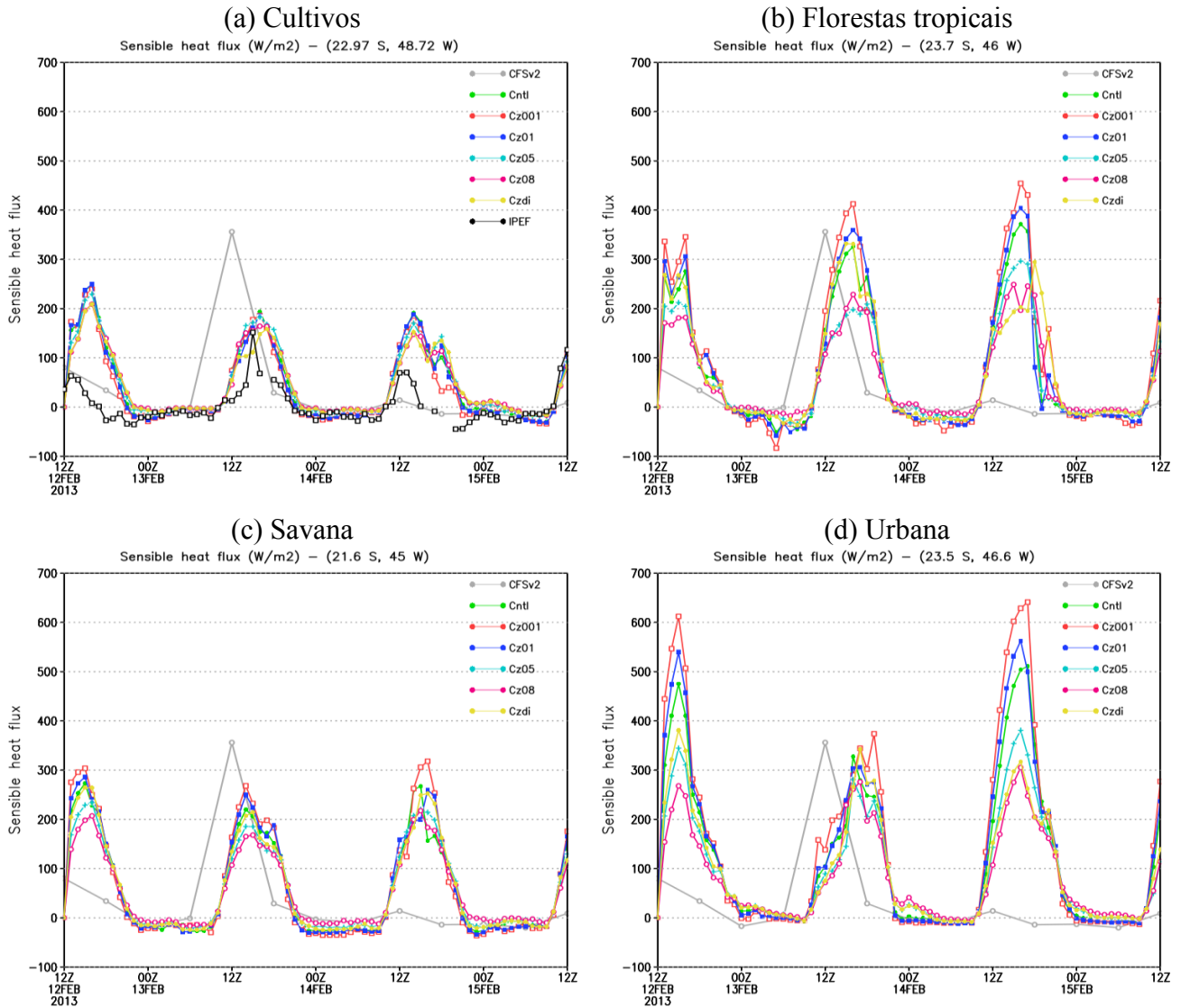


Figura 4.60 – Fluxo de calor sensível (W/m^2) nos pontos de (a) cultivos, (b) florestas, (c) savana e (d) área urbana, simulado pelo experimento controle (linha verde); Cz0,01 (vermelha); Cz0,1 (azul); Cz0,5 (azul claro); Cz0,8 (rosa); Cz dinâmico (amarela) e CFSv2 (cinza).



A temperatura à superfície foi maior nas áreas urbana e de floresta, em relação as áreas de cultivos e savana. A temperatura à superfície média diária foi de aproximadamente: 45°C nas áreas urbanas, 40°C nas florestas, 37°C na savana e 35°C no ponto de cultivos. A diferença na temperatura à superfície entre a área urbana e florestas pode chegar a quase 10°C quando se utiliza uma intensidade de acoplamento maior (Cz001). Essa diferença é ainda maior quando se compara área urbana com regiões de cultivos, com quase 15°C de diferença. Durante a noite a temperatura média

fica em torno de 20 °C nos pontos de cultivos, florestas e savanas e em torno de 25 °C na área urbana. A amplitude térmica da temperatura à superfície durante o dia varia em até 20°C nos pontos de cultivos e savana, até 25°C nas florestas e até 35°C nas áreas urbanas, decorrente da variação na intensidade do acoplamento empregada. Além de impactar a temperatura à superfície durante o dia, a intensidade do acoplamento também influencia na temperatura à superfície noturna nas áreas urbanas. Nos demais pontos, a temperatura durante a noite não é muito afetada pela intensidade do acoplamento.

A simulação da temperatura à superfície se mostrou fortemente sensível ao valor de Cz em todos os tipos de vegetação. A variação na temperatura à superfície foi ainda maior para a área urbana e chegou a 35°C de diferença quando o Cz mudou de 0,01 para 0,8. Os horários de maiores diferenças na temperatura à superfície associadas à intensidade do acoplamento ocorreram durante o período de maior aquecimento da superfície, isto é, durante o dia e, principalmente, no início da tarde. No período noturno, a intensidade do acoplamento alterou pouco a temperatura à superfície, porque os fluxos são mínimos. Altos valores de temperaturas à superfície estão associados a baixos valores de fluxos de calor latente.

A Figura 4.62 apresenta a evolução temporal da precipitação nos quatro pontos com diferentes forças de acoplamento. As simulações do modelo foram comparadas com dados do TRMM (linha preta) e do CMORPH (linha cinza). A evolução temporal da precipitação difere dos dados observados nos quatro tipos de vegetação analisados (Figura 4.62). Nos pontos de cultivo, florestas e áreas urbanas a precipitação simulada tendeu a ocorrer com antecedência em relação à observação. No ponto de cultivos, a precipitação observada iniciou às 1200 UTC do dia 13 e depois às 1800 UTC do dia 14. O único experimento que simulou precipitação nesse ponto foi o Cz08 (fraco acoplamento), o qual simulou precipitação aproximadamente às 0600 UTC do dia 13. No ponto das florestas foram observados três picos de precipitação e os experimentos Cz05, Cz08 e Cz dinâmico também simularam três picos de chuva, porém, todos anteciparam o pico da chuva em relação à observação (Figura 4.62b). Na savana, foi observado um pequeno valor de precipitação e nenhum experimento simulou chuva nesse ponto. Na área urbana foram observados valores significativos de precipitação no final da tarde dos dias 13 e 14 e os experimentos simularam precipitação apenas final do dia 12. Nesse ponto, os experimentos Cz01, Cz05 e Cz dinâmico produziram os maiores

valores de precipitação. De modo geral, o uso de um acoplamento mais fraco (maiores valores de Cz) produziu maiores valores de precipitação. Os experimentos não diferiram muito com relação ao período da precipitação simulada, mas diferenças foram verificadas na intensidade da precipitação.

Figura 4.61 – Temperatura à superfície (°C) nos pontos de (a) cultivos, (b) florestas, (c) savana e (d) área urbana, simulada pelo experimento controle (linha verde); Cz0,01 (vermelha); Cz0,1 (azul); Cz0,5 (azul claro); Cz0,8 (rosa); Cz dinâmico (amarela) e CFSv2 (cinza).

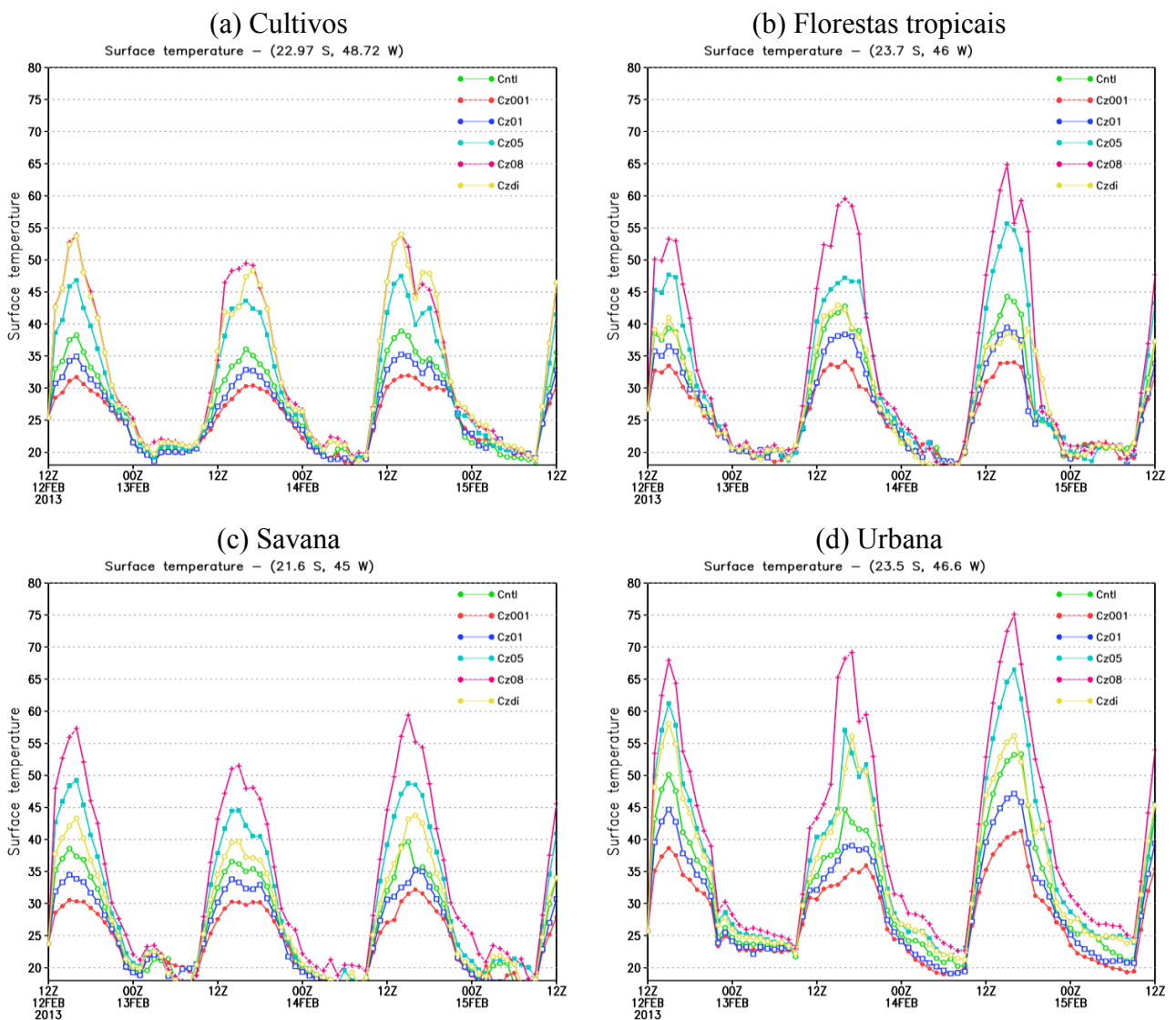
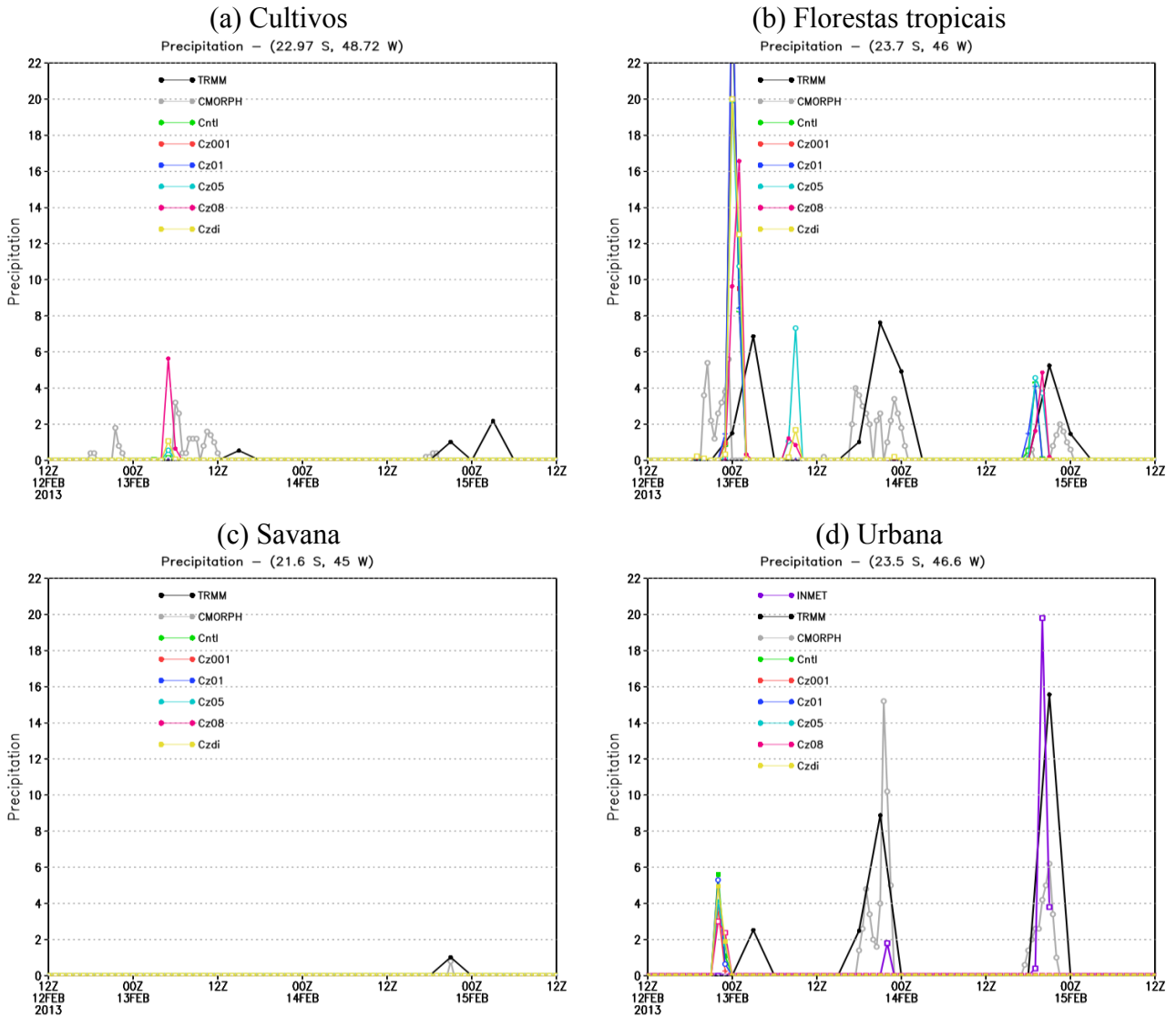


Figura 4.62 – Precipitação (mm/hora) nos pontos de (a) cultivos, (b) florestas, (c) savana e (d) área urbana, simulada pelo experimento controle (linha verde); Cz0,01 (vermelha); Cz0,1 (azul); Cz0,5 (azul claro); Cz0,8 (rosa); Cz dinâmico (amarela) e CFSv2 (cinza).



A Tabela 4.5 sintetiza os impactos dos valores de Cz nas simulações dos fluxos de superfície, da temperatura à superfície e da precipitação, especificamente, sobre as áreas de cultivos, florestas, savana e áreas urbanas. A redução no valor de Cz (aumento na intensidade do acoplamento) produz um aumento no fluxo de calor sensível e latente em todos os tipos de vegetação analisados, conforme mostra na distribuição espacial. Por outro lado, maiores valores de Cz (acoplamento fraco) e o uso de Cz dinâmico reduziu os fluxos de calor sensível e latente. Nota-se também que o impacto de Cz nos

fluxos foi maior sobre os tipos florestas e área urbana em relação aos tipos cultivos e savana. A redução (aumento) de Cz levou a um aumento (redução) no fluxo de calor latente sobre os tipos cultivo e savana, enquanto que nos tipos floresta e áreas urbanas o impacto sobre o fluxo de calor latente foi insignificante, o que poderia ser explicado pela magnitude dos fluxos de calor latente que é demasiadamente alto (baixo) em florestas (áreas urbanas). A temperatura à superfície apresentou redução com a diminuição do valor de Cz (forte acoplamento) e aumentou com o aumento de Cz (fraco acoplamento). No caso da temperatura à superfície a maior sensibilidade foi encontrada sobre os tipos área urbana e cultivos. Quanto à simulação da precipitação para os pontos analisados, verifica-se baixa ou nenhuma sensibilidade com a redução do Cz. O valor de Cz igual 0,8 ou o uso de Cz dinâmico levou a um aumento na precipitação simulada para os pontos de cultivos, florestas e área urbana.

Tabela 4.5 – Síntese do impacto de cada valor de Cz em relação à simulação controle (Cz=0,2) sobre as variáveis de superfície para os diferentes tipos de uso e cobertura da terra: cultivos, floresta, savana e área urbana.

Czil	Cultivos				Floresta				Savana				Área Urbana			
	LE	SH	Ts	P	LE	SH	Ts	P	LE	SH	Ts	P	LE	SH	Ts	P
Cz001	++	+	--	N	N	++	-	N	++	+	-	N	N	++	-	N
Cz01	++	+	--	N	N	++	-	N	++	+	-	N	N	++	-	N
Cz05	--	-	++	N	-	--	++	++	-	-	++	N	N	--	++	N
Cz08	--	-	++	++	-	--	++	+	-	-	++	N	N	--	++	+
CzDinâmico	--	-	++	+	-	--	N	+	-	-	+	N	N	--	+	+

*LE = fluxo de calor latente, SH = fluxo de calor sensível, Ts = temperatura à superfície e P = precipitação. ++ = aumento consideravelmente, + = aumentou pouco, -- = reduziu consideravelmente, - = reduziu pouco, N = Sem diferenças significativas ou nulas.

4.3.2.5 Perfil vertical

Os impactos do Cz na CLA foram avaliados por meio do uso de sondagens. O perfil vertical foi analisado de 1000 a 500 hPa, uma vez que a maioria do impacto estava dentro da camada limite. Os valores do perfil abaixo de 950 hPa devem ser desconsiderados uma vez que estão dentro da topografia neste ponto.

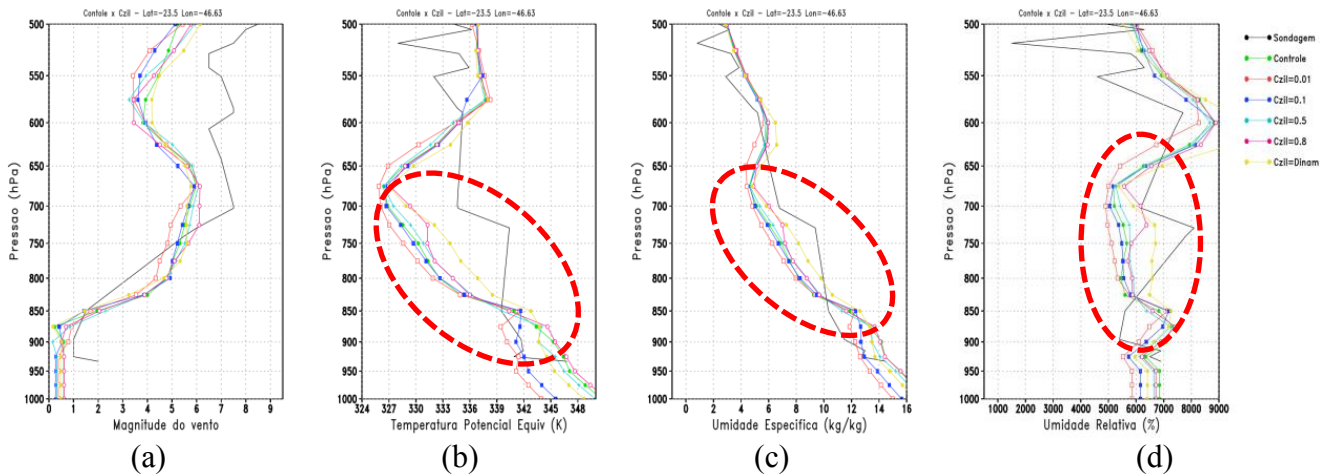
A magnitude do vento se manteve próxima entre todos os experimentos até aproximadamente 830 hPa, acima desse nível o vento simulado com Cz0,8 ficou mais

intenso e o simulado por Cz0,01 menos intenso até 650 hPa. A Figura 4.63 mostra um viés frio para os valores de Cz iguais a 0,1 e 0,01 em toda a camada vertical e a partir de 850 hPa todos os experimentos apresentaram viés frio. Os valores Cz0,1 e Cz0,01 apresentaram viés menores entre 950 e 850 hPa, indicando uma melhoria na simulação das variáveis entre esses níveis com o aumento da intensidade de acoplamento. O Cz dinâmico apresentou valores de temperatura potencial mais próximos aos obtidos na sondagem a partir do nível de 850 hPa, embora tenha apresentado uma superestimativa abaixo desse nível. O Cz dinâmico apresentou menor gradiente vertical de temperatura e se manteve mais próximo do observado. Um forte gradiente vertical foi obtido com o Cz0,8. Portanto, a intensidade de acoplamento fraca levou a um maior gradiente vertical de temperatura. Resultados semelhantes foram obtidos por Zheng et al 2015, que também verificaram que a intensidade de acoplamento fraca levou a um maior gradiente vertical de temperatura.

O Cz dinâmico apresentou umidade específica maior em relação aos demais valores de Cz desde o nível 850 até 500 hPa. Da superfície até o nível de 850 hPa, os experimentos Cz0,8 e Cz0,5 apresentaram os maiores valores de umidade específica. Todos os experimentos superestimam a umidade específica e umidade relativa entre os níveis de 900 e 850 hPa. O Cz dinâmico apresentou um padrão mais próximo ao observado em relação aos demais experimentos para todas as variáveis analisadas.

A intensidade do acoplamento superfície-atmosfera aparentemente apresenta pouco impacto sobre o perfil de vento. Por outro lado, a temperatura potencial equivalente variou em até 8 °C em função do valor de Cz utilizado.

Figura 4.63 – Perfis verticais de (a) magnitude do vento (m/s), (b) temperatura potencial (K), (c) umidade específica (g/kg) e (d) umidade relativa (%) simulados pelos experimentos controle (verde); Cz0,01 (vermelha); Cz0,1 (azul); Cz0,5 (azul claro); Cz0,8 (rosa); Cz dinâmico (amarela) e observados na estação do Campo de Marte às 1200 UTC de 14 de fevereiro de 2013 (prazo de simulação=+48h).



4.3.2.6 Avaliação objetiva

Nesta subseção é apresentada uma avaliação objetiva dos experimentos com diferentes intensidades do acoplamento superfície-atmosfera com o intuito de verificar a destreza do modelo para os diferentes experimentos. Assim como na Seção 4.2, as simulações de precipitação foram avaliadas com base nos índices estatísticos *Equitable Threat Score* (ETS) e Bias e considerou a precipitação do CMORPH como observação.

Os maiores valores de ETS foram verificados para os menores limiares de chuva e esses valores diminuíram gradativamente para os limiares de chuvas moderadas e fortes, indicando que o modelo apresentou dificuldade em acertar a localização das chuvas de maior intensidade. No entanto, o Cz dinâmico apresenta um aumento nos valores de ETS entre os limiares de chuva 12,7 e 38,1 mm/dia.

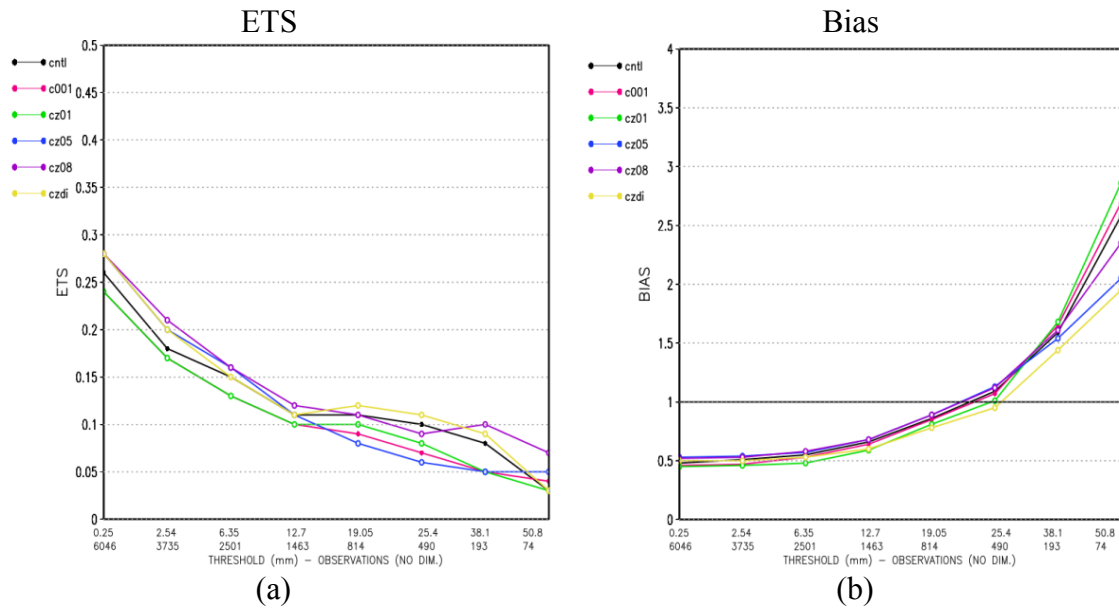
Em geral, observa-se que os experimentos Cz05, Cz08 e Cz dinâmico apresentaram um ganho nos valores de ETS em relação à simulação controle, principalmente, nos limiares de chuvas mais fracas (Figura 4.64a). A simulação com Cz dinâmico apresentou maior ETS para os limiares de chuvas moderadas e fortes. Os

experimentos com Cz001 e Cz01 apresentaram os menores valores de ETS para praticamente todos os limiares de chuva.

A Figura 4.64b mostra o índice Bias, na qual verifica-se que em todas as simulações o modelo apresentou uma subestimativa para limiares de chuva fraca e uma superestimativa para os limiares de chuva moderada e forte. Maiores diferenças nos valores de Bias foram verificadas para limiares acima de 19 mm/dia e, principalmente, para chuvas muito intensas (acima de 50 mm/dia). O experimento Cz08 apresentou valores de Bias relativamente menores em relação aos demais experimentos para limiares de chuva fraca e moderada. A partir do limiar de chuva de 25 mm/dia as simulações com Cz dinâmico foram melhores de acordo com o índice Bias.

A avaliação objetiva mostrou que a utilização de um Cz dinâmico melhora tanto a localização quanto a intensidade da chuva simulada para limiares de chuva mais fortes. Portanto, analisando os índices ETS e Bias conclui-se que o experimento Cz dinâmico apresentou o melhor desempenho para limiares de chuvas intensas, seguido pelo experimento Cz08, que também apresentou boa habilidade de acordo com os índices. Estes resultados estão de acordo com os resultados obtidos por Chen e Zhang (2009) e Zheng et al. (2015) que verificaram que o uso de um Cz dinâmico, em função da altura da vegetação, pode melhorar a quantidade e a localização da precipitação simulada, respectivamente. Além disso, de acordo com Lyra et al., (2007) os testes com o coeficiente de troca de superfície de Zilitinkevich (Cz) mostraram que um aumento desse parâmetro trouxe melhorias na representação da temperatura à superfície no horário de maior aquecimento na região Nordeste do Brasil.

Figura 4.64 - (a) Equitable Threat Score e (b) Bias score para os prazos de 48 e 72 horas de simulação da rodada controle (curva preta), Cz001 (rosa), Cz01 (verde), Cz05 (azul), Cz08 (roxa) e Cz dinâmico (amarela). Nos eixos X a primeira linha indica os limiares de precipitação (mm/dia).



4.3.3 Considerações finais da Seção 4.3

A partir da análise dos resultados apresentados nessa Seção, é possível concluir que, em geral, a diminuição na umidade inicial do solo provoca um aumento nos fluxos de calor latente e sensível, enquanto que o aumento da umidade inicial do solo leva a uma diminuição nos fluxos de calor latente e, principalmente, nos fluxos de calor sensível. Esses resultados aparentemente contraditórios, uma vez que se espera um aumento no fluxo de calor latente em um solo mais úmido, pode ser explicado pelo tempo de ajuste do modelo para umidade do solo, devido à inércia dos processos hidrológicos. O modelo foi integrado por 72 horas e o tempo de spin-up não foi descartado. Possivelmente, em uma rodada mais longa e após o período de spin-up, as respostas dos fluxos à umidade do solo seria mais coerentes. Esse padrão de comportamento sugere ainda que o solo na simulação controle estaria próximo da sua capacidade de campo (saturado) e que os fluxos de superfície estivessem sendo controlado pela disponibilidade de energia na atmosfera e não pela disponibilidade de umidade no solo. O maior impacto nos fluxos de calor latente e na umidade do solo foi

encontrado para solos mais úmidos. A redução (aumento) de 50% da umidade inicial do solo levou a um aumento (diminuição) nos fluxos de calor latente, principalmente, nos tipos de solo climatologicamente mais úmidos. Por outro lado, o impacto nos fluxos de calor sensível e temperatura à superfície foram maiores, principalmente, nas regiões de áreas urbanas. A água de nuvem média apresentou maior redução com o aumento da umidade inicial do solo. Por outro lado, quando a umidade do inicial do solo é menor, a água de nuvem aumenta na maior parte do domínio. A avaliação objetiva, utilizando os índices ETS e Bias, mostrou que a diminuição na umidade do solo gera melhorias na simulação da precipitação. Fisicamente, os resultados mostraram a importância da umidade do solo sob o aspecto pontual nos fluxos de calor (latente e sensível), na temperatura à superfície e na umidade do ar uma vez que ocorreram variações significativas nessas variáveis.

O impacto da intensidade do acoplamento superfície-atmosfera nas variáveis próximas à superfície e na precipitação também foi avaliado nesta seção. Os resultados indicaram que o a intensidade do acoplamento atual no modelo Eta/NOAH provoca uma deficiência na simulação de fluxos de superfície. Em geral, acoplamento superfície-atmosfera mais forte (Cz001) gerou os maiores valores de fluxos de calor sensível e latente e menor temperatura à superfície enquanto a força de acoplamento mais fraca (Cz08) produziu menores fluxos de superfície e maior temperatura à superfície. A comparação das simulações com dados observacionais obtidos para um ponto de grade representado pelo tipo cultivos no experimento controle mostrou que o padrão do ciclo diurno dos fluxos de superfície simulados foi coerente com as medições da torre micrometeorológica. No entanto, observa-se uma superestimativa do fluxo de calor sensível e uma subestimativa do fluxo de calor latente. Esse erro do modelo pode estar relacionado ao valor da resistência estomática mínima do cultivo que é menor do que o do eucalipto. Sobre essa região de cultivos o valor mais adequado para Cz foi 0,01, que reduziu os SH e aumentou o LE, reduzindo o erro sistemático do modelo em relação à observação. Devido à indisponibilidade de dados de fluxos de superfície em diferentes regiões, as avaliações dos impactos devido ao acoplamento superfície-atmosfera são limitadas.

Os resultados mostraram que o parâmetro Cz tem potencial importante para modular os fluxos à superfície do modelo e melhorar a simulação da precipitação. Na

média da área o acoplamento mais forte (menores valores de Cz) produz maiores valores de precipitação. O ajuste da intensidade do acoplamento espacialmente homogêneo contribuiu para melhorar a produção de precipitação em termos de intensidade, mas não necessariamente sua localização. No entanto, o uso do acoplamento dinâmico impactou a simulação de precipitação tanto em termos da intensidade quanto sobre os padrões temporais e espaciais. O efeito da intensidade do acoplamento na convecção variou em função do tipo de vegetação. Hirsch et al. (2018) encontrou por meio de medidas observacionais que a intensidade do acoplamento superfície-atmosfera é maior nas áreas de florestas e menor nas áreas de culturas agrícolas e de vegetação esparça. Por isso, o uso de Cz dinâmico que tende a se ajustar a cobertura vegetal, apresentou melhores resultados. A intensidade do acoplamento superfície-atmosfera mostrou maiores impactos sobre a simulação das variáveis entre a camada superficial e o nível 700 hPa. Forte acoplamento produziu forte gradiente de temperatura potencial equivalente, o que aumentou a instabilidade da camada atmosférica. O Cz dinâmico também produziu forte gradiente vertical de temperatura e umidade. Além disso, os resultados mostraram que a identificação de um melhor valor estático para o Cz é um desafio, pois pode melhorar uma variável, porém deteriorar outra.

Nesta seção 4.3 foram analisadas as sensibilidades das simulações das variáveis de superfície e da atmosfera em relação ao conteúdo de umidade inicial do solo e à intensidade do acoplamento superfície-atmosfera. Alguns trabalhos sugerem que o acoplamento solo-vegetação-atmosfera esteja relacionado à escolha das parametrizações de superfície e também da precipitação do modelo numérico (MILOVAC et al., 2016). Desta forma, na próxima seção serão apresentados os resultados da sensibilidade das simulações a ajustes nos esquemas de parametrização da precipitação, no intuito de buscar melhorias na simulação de precipitação para o modelo Eta na resolução de 1 km.

4.4 Testes com o esquema de produção de precipitação

Os testes de sensibilidade com os esquemas de produção de chuva têm como objetivo identificar parâmetros capazes de melhorar a localização e a intensidade de precipitação simulada explicitamente pelo modelo na resolução de 1 km.

Na presente seção são apresentados resultados de testes de sensibilidade alterando a configuração dos esquemas responsáveis pela produção de chuva do modelo Eta (microfísica de nuvens: Ferrier e convecção *cumulus*: BMJ). A Tabela 4.6 resume os experimentos realizados.

Tabela 4.6 – Resumo dos testes de sensibilidade realizados com os esquemas de produção de precipitação.

Exp	Descrição
Controle	Esquema de microfísica de nuvens Ferrier é responsável por produzir a precipitação total.
BMJn90	O esquema de convecção <i>cumulus</i> de Betts Miller Janjic foi ativado na resolução de 1 km somente para a mistura convectiva como nuvem rasa.
RHgrd11	O limiar de saturação do ponto de grade foi elevado em 5%, dificultando a condensação e a formação de gotas de nuvem.
Vsnow09	Velocidade terminal do cristal de gelo no esquema de microfísica foi reduzida em 30%.
Vsnow15	Velocidade terminal do cristal de gelo do esquema de microfísica foi aumentada em 30%.

4.4.1 Avaliação da precipitação de todos os eventos

A Figura 4.65 apresenta a precipitação acumulada de todos os nove eventos selecionados. Vale lembrar que os principais critérios para seleção dos eventos foram: chuvas intensas associadas à instabilidade termodinâmica causada pelo aquecimento diurno e sob fraca influência de sistemas de grande escala. A partir do acumulado de todos os eventos pode-se identificar alguns padrões e erros sistemáticos do modelo nas resoluções de 5 km e 1 km.

A Figura 4.65 mostra que as simulações de 1 km apresentaram padrões espaciais relativamente próximos aos da condição de contorno que são simulações na resolução de 5 km. A região com núcleos de maior quantidade de precipitação simulada na

resolução de 1 km está localizada sobre a divisa dos estados de MG, SP e RJ e o Vale do Paraíba em SP, assim como na simulação de 5 km. A distribuição espacial da precipitação simulada em ambas as resoluções apresentou um deslocamento para a parte nordeste do domínio em relação ao observado.

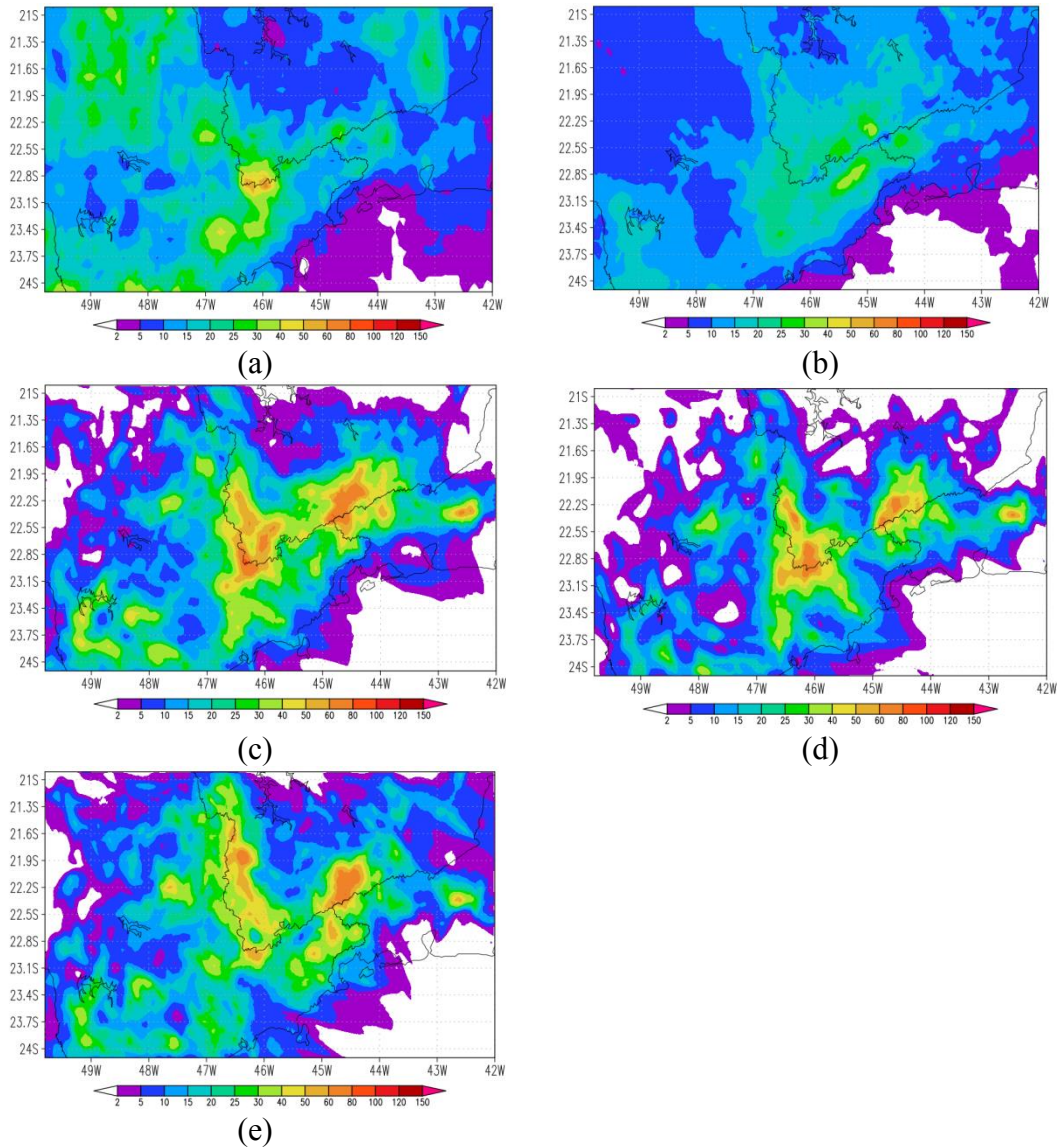
Entretanto, a simulação de 1 km apresentou uma tendência de aumentar o volume precipitado, principalmente, sobre regiões de altitude. Os maiores acumulados de precipitação foram encontrados nas regiões mais elevadas da Serra da Mantiqueira nas divisas entre MG, SP e RJ. Outra área de topografia elevada e com elevados acumulados de precipitação identificados foi a região Serrana do RJ, fortalecendo a hipótese de que o modelo Eta na resolução de 1 km tende a superestimar a precipitação nas regiões mais elevadas do domínio.

Por outro lado, nas simulações de 5 km verifica-se valores menores de precipitação acumulada nas regiões de altitudes mais elevadas, indicando uma deficiência do modelo Eta na resolução de 5 km em simular chuva sobre estas regiões. A tendência de subestimar a precipitação nas áreas de topografia elevada também foi identificada por Rodrigues (2014) que analisou as simulações de chuva do modelo Eta com resolução de 8 km. A autora mostrou que a deficiência do modelo estava associada ao esquema de convecção *cumulus* Betts-Miller-Janjic. A precipitação no modelo na resolução de 5 km é produzida pelos esquemas de convecção *cumulus* juntamente com a microfísica de nuvens, enquanto que na resolução de 1 km apenas a microfísica de nuvens gera a precipitação.

Outra característica importante notada no acumulado dos nove casos é que o CMORPH apresenta um acumulado significativo na parte noroeste e norte de São Paulo, enquanto que as simulações tanto de 5 km quanto de 1 km apresentaram valores mínimos nessa região.

Portanto, de acordo com a análise apresentada acima alguns erros sistemáticos nas simulações de 1 km foram identificados: superestimativa da precipitação nas áreas mais elevadas, subestimativa na parte norte do Estado de São Paulo, e posicionamento deslocado, aparentemente adiantado, dos núcleos de maiores acumulados. Os testes de sensibilidade apresentados a seguir foram conduzidos no intuito de buscar a redução destes erros em 1 km de resolução.

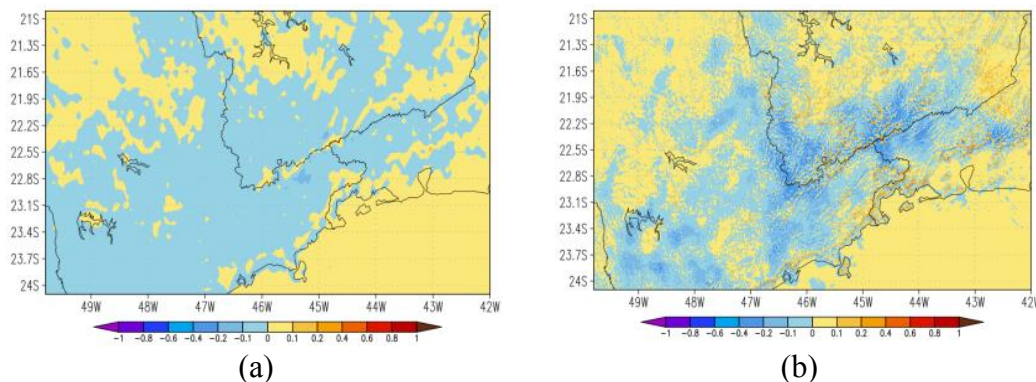
Figura 4.65 – Precipitação acumulada (mm/3dias) em 72 horas, a partir de 1200 UTC, média dos nove casos de precipitação convectiva a partir do (a) CMORPH, simulada pelo experimento controle com resolução de (b) 5 km, (c) 1 km e pelos experimentos (d) RHgrd1.1 e (e) BMJn90.



A melhor descrição da superfície terrestre pelo modelo na resolução de 1 km favoreceu a representação dos movimentos ascendentes e descendentes associados a topografia. A Figura 4.66 apresenta o movimento vertical no nível de 500 hPa, no qual verifica-se que os movimentos ascendentes (ω negativo) foram mais intensos na simulação de 1 km em comparação com a simulação de 5 km. Os movimentos verticais ascendentes causaram maior saturação do ar, através da advecção de umidade, e consequentemente a produção de nuvens e chuva. Verifica-se que as áreas de maior

intensidade no movimento vertical ascendente coincidem com as áreas de topografia mais elevada. Portanto, pode-se considerar os fortes movimentos ascendentes como um fator de contribuição para a superestimativa da precipitação nas áreas de altitude.

Figura 4.66 – Movimento vertical (hPa/s) no nível de 500 hPa simulados pelos experimentos na resolução de (a) 5 km (b) 1 km para os nove casos.



4.4.2 Simulação do caso de 14 de fevereiro de 2013

O evento que aconteceu no final da tarde e início da noite do dia 14 de fevereiro de 2013 sobre a região da cidade de São Paulo e foi marcado por uma chuva intensa que iniciou por volta das 1700 UTC e se dissipou em torno de 2200 UTC do mesmo dia. Apesar de os dados observacionais de estimativas de satélites CMORPH (8 km) e TRMM (25 km) apresentarem baixa resolução espacial em comparação com as simulações do modelo Eta (1 km), observa-se núcleos de elevados acumulados de precipitação próximos à cidade de São Paulo (Figura 4.67).

A Figura 4.67 apresenta a precipitação acumulada em 24 horas incluindo o período da chuva intensa observada. O experimento controle na resolução de 1 km não simulou a precipitação observada durante o evento. Embora o padrão simulado pelo experimento controle apresente semelhança com o padrão observado, nota-se nas simulações um deslocamento para a parte nordeste do domínio. Esse comportamento sugere que o campo simulado esteja adiantado em relação à observação.

O aumento da velocidade de queda do cristal de gelo ($V_{snow1.5}$) (Figura 4.67f) aumentou a quantidade da precipitação enquanto que sua redução ($V_{snow0.9}$) (Figura 4.67e) provocou diminuição precipitação média na área simulada. Porém, as mudanças

relacionadas ao experimento com variação na velocidade terminal do cristal de gelo foram quase insignificantes, principalmente, em relação ao padrão de distribuição espacial da chuva. O aumento no limiar para saturação do ponto de grade a partir do qual o esquema de microfísica dispara a precipitação, por meio do experimento RHgrd1.1 não alterou o padrão espacial da precipitação mas reduziu os picos nas áreas de maior intensidade (Figura 4.67g). Situação esperada uma vez que o intuito do experimento foi aumentar o limiar de umidade relativa crítica para formação das gotas, dificultando a formação de nuvens e, conseqüentemente, de precipitação. O experimento BMJn90 retirou a banda de precipitação no Sudoeste de São Paulo e expandiu as áreas com precipitação no Sul de Minas Gerais. Desta forma, pode-se concluir que o experimento RHgrd1.1 foi capaz de alterar a quantidade de precipitação simulada, mas não seu posicionamento. Por outro lado, o BMJn90 modificou a padrão espacial da precipitação e aumentou a área de precipitação em alguns locais. Todavia, nenhum dos experimentos simulou adequadamente o posicionamento da precipitação observada (CMORPH e TRMM) e a precipitação intensa que ocorreu sobre São Paulo não foi simulada corretamente.

A Figura 4.68 mostra o acumulado de precipitação nas 72 horas de simulação e, conseqüentemente, mostra o erro da simulação integrado no período de 72 horas. Percebe-se um padrão espacial muito semelhante entre os experimentos controle e RHgrd1.1, porém esse último diminuiu a quantidade de precipitação simulada e os valores dos núcleos de máximos. No acumulado de 72 horas, o padrão do BMJn90 foi mais semelhante ao do controle, com exceção da banda de chuva no sudoeste de São Paulo que se espalhou e enfraqueceu. Além disso, o experimento BMJn90 aumentou ainda mais quantidade de chuva nos núcleos de maiores acumulados da simulação controle.

Figura 4.67 – Precipitação (mm/dia) acumulada em 24 horas a partir das 1200 UTC de 14 de fevereiro de 2013, do (a) CMORPH, (b) TRMM, da simulação controle de (c) 5 km, de (d) 1 km, (e) Vsnow0.9, (f) Vsnow1.5, (g) RHgrd1.1 e (h) BMJn90.

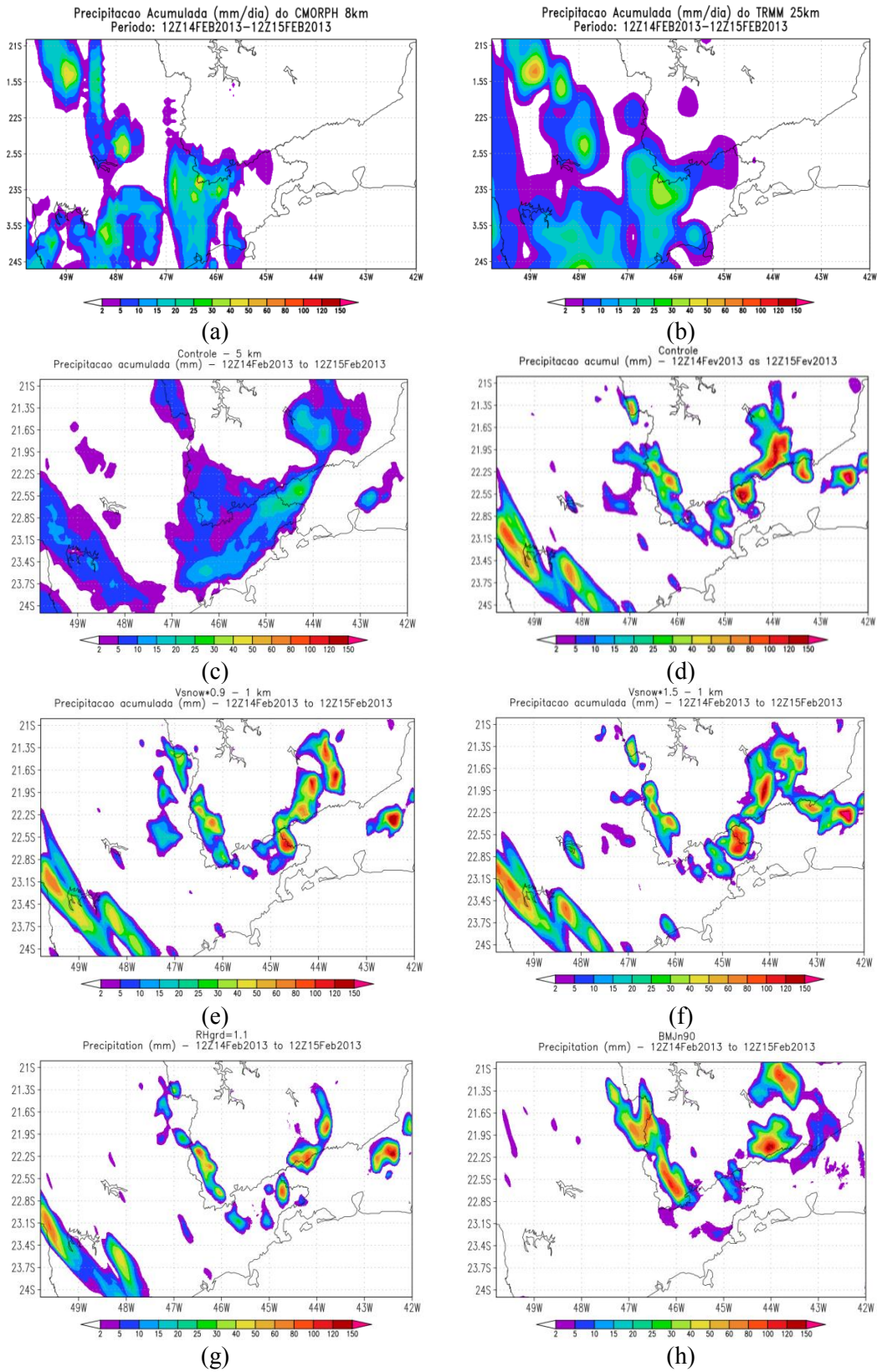


Figura 4.68 – Precipitação (mm/3dias) acumulada em 72 horas a partir de 1200 UTC de 12 de fevereiro de 2013 pelo (a) CMORPH, (b) TRMM, simulação controle de (c) 5 km, de (d) 1 km, (e) Vsnw0.9, (f) Vsnw1.5, (g) RHgrd1.1 e (h) BMJn90.

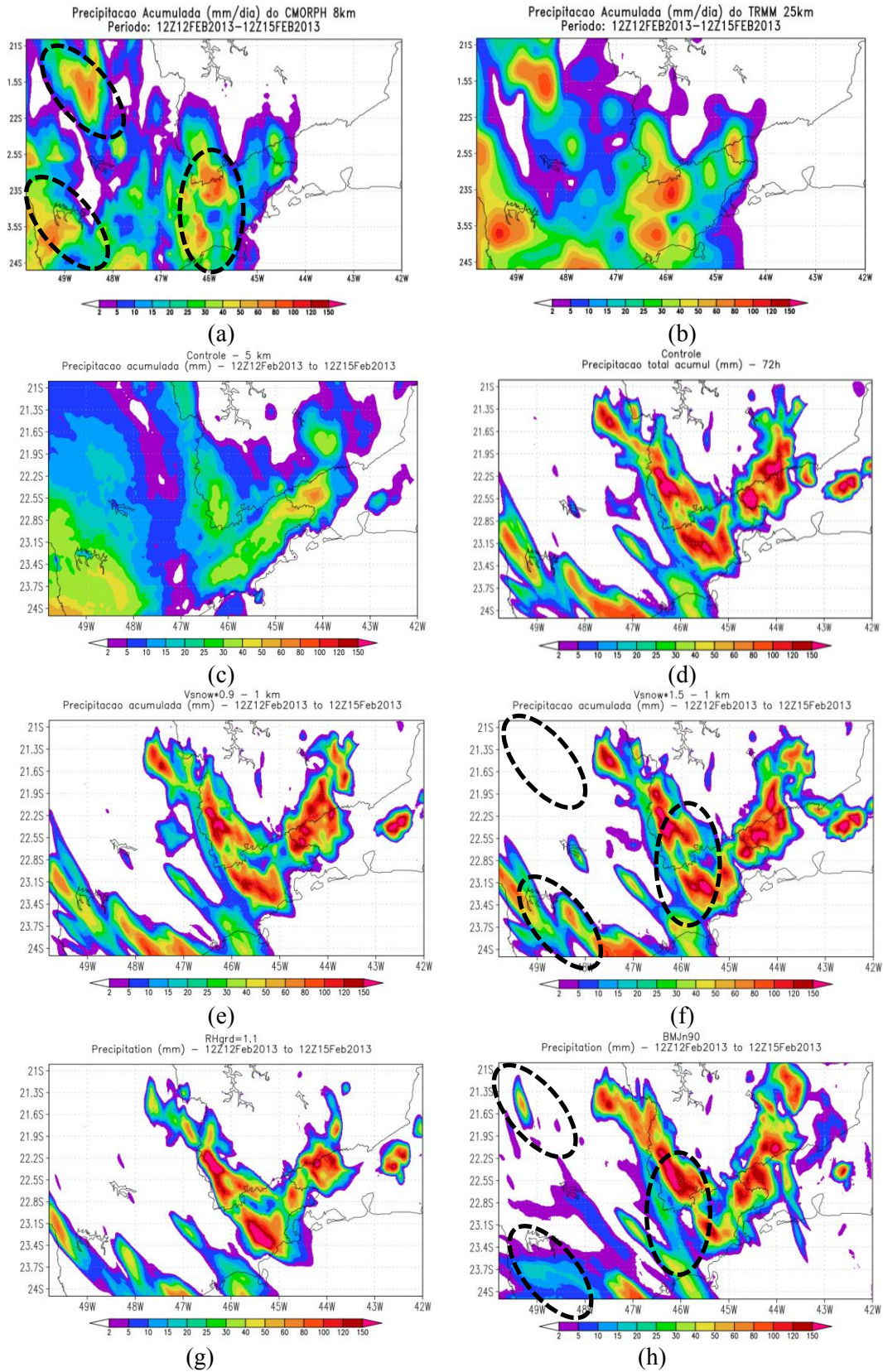


Figura 4.69 – Diferença da precipitação (mm/dia) acumulada em 24 horas a partir de 1200 UTC do dia 14 de fevereiro entre as simulações (a) Vsnow0.9, (b) Vsnow1.5, (c), RHgrd1.1 e (d) BMJn90 e a rodada controle.

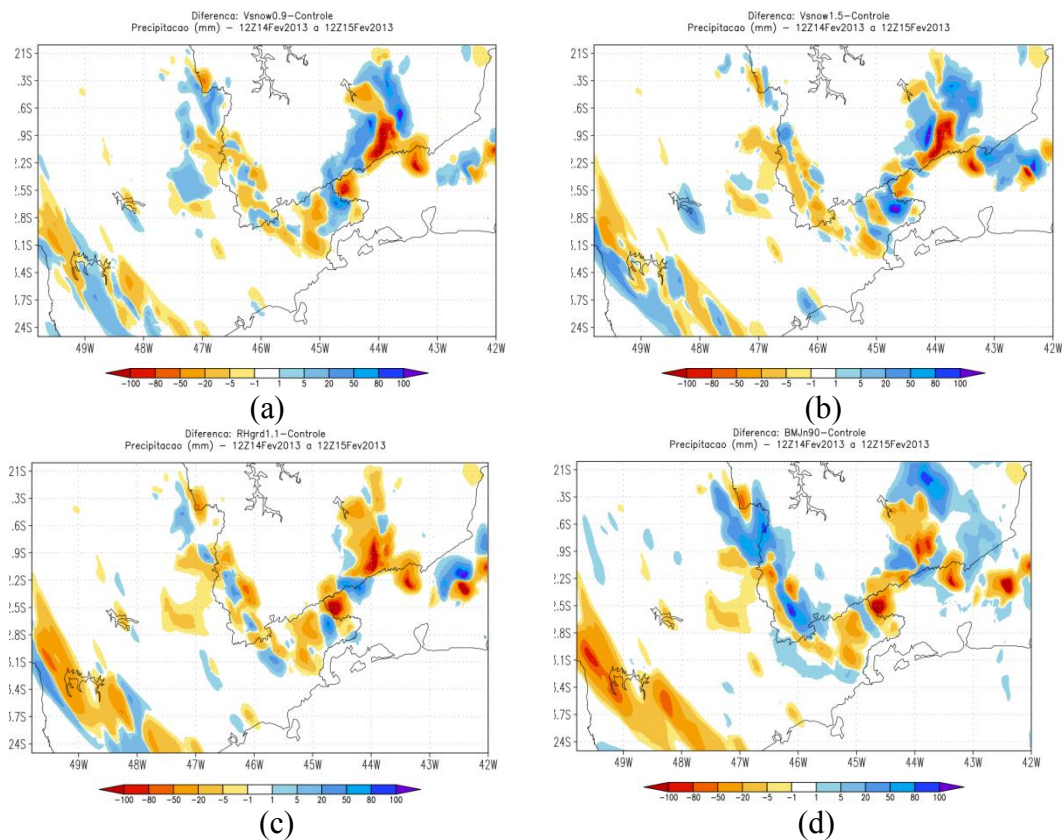
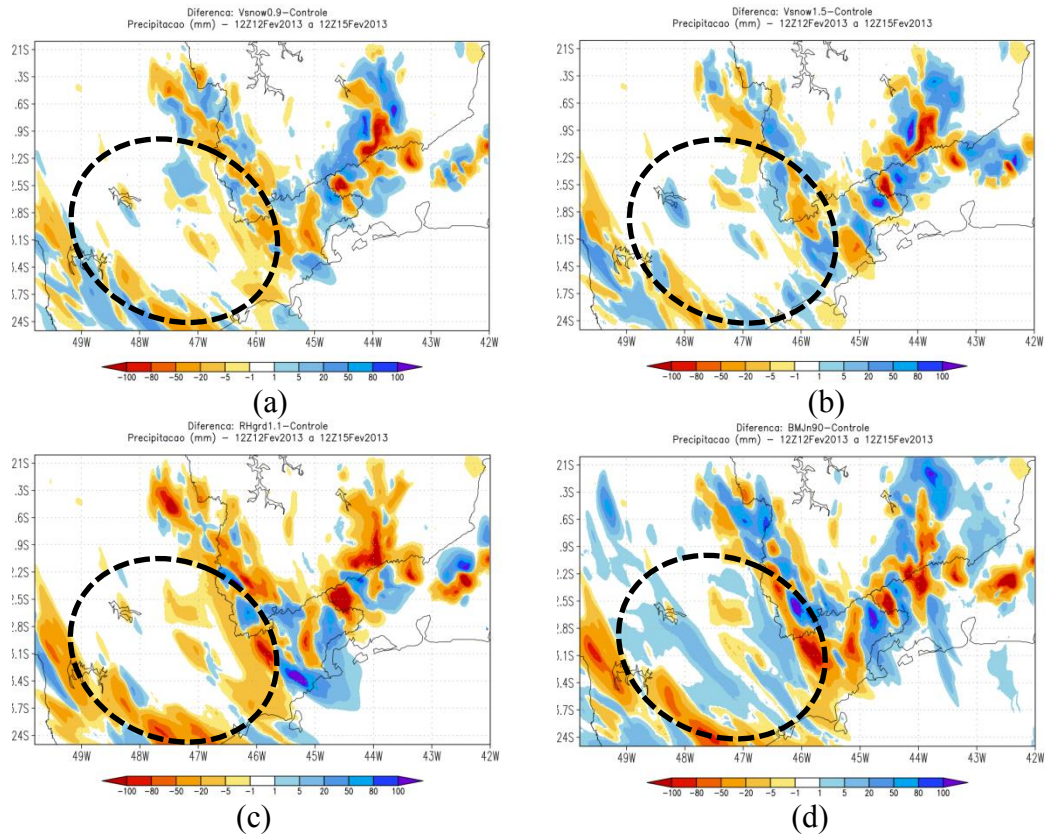


Figura 4.70 – Diferença da precipitação (mm/3dias) acumulada em 72 horas a partir de 1200 UTC do dia 12 de fevereiro de 2013 entre as simulações (a) Vsnow0.9, (b) Vsnow1.5, (c), RHgrd1.1 e (d) BMJn90 e a rodada controle.



4.4.2.1 Vento

Os ventos próximos à 10 metros da superfície e nos níveis de 850, 500 e 250 hPa foram analisados para verificar o impacto dos experimentos na dinâmica do modelo. No experimento controle o vento a 10 m mostrou convergência do ar em maior intensidade nas regiões de Minas Gerais, sobre a Serra da Mantiqueira, no Vale do Paraíba e sul de São Paulo. Ventos de menor intensidade foram observados no noroeste de São Paulo. A análise do vento mostrou que a Serra da Mantiqueira e o Vale do Paraíba foram regiões de convergência do escoamento de norte e nordeste do domínio as quais contribuíram com transporte de umidade para as regiões onde a precipitação foi simulada.

Os experimentos aumentando (Vsnow15) e diminuindo (Vsnow09) a velocidade terminal dos cristais de gelo não apresentaram mudanças significativas nos ventos a 10 metros. O RHgrd1.1 também apresentou pouco efeito sobre o vento a 10 metros. O

experimento que mais impactou no campo de vento próximo a superfície foi o BMJn90 que intensificou o vento na porção noroeste do domínio e reduziu sobre a Serra da Mantiqueira. A redução da intensidade do vento sobre a Serra da Mantiqueira com o BMJn90 contribuiu para reduzir a superestimativa da precipitação verificada no experimento controle sobre esta região.

A magnitude do vento médio em 72 horas de simulação nos níveis de 850, 500 e 250 hPa foram comparadas as reanálises do CFSv2. De modo geral, o experimento controle simulou bem a magnitude e direção do vento em relação ao CFSv2 em todos os níveis. Nos níveis de 250 e 500 hPa, todos os experimentos apresentaram padrão semelhante ao CFSv2. Em 850 hPa, as regiões de vento de maior intensidade coincidiram com as regiões dos ventos mais intensos a 10 metros da superfície: sul de São Paulo, Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e Minas Gerais. Poucas diferenças foram encontradas em relação à simulação controle nos campos de vento quando se alterou a velocidade terminal do cristal de gelo. Um pequeno aumento na intensidade do vento pôde ser notado sobre o oceano com a redução da velocidade de queda do gelo ($V_{snow0.9}$). O experimento RHgrd1.1 também impactou pouco nos campos de vento. Todavia, o experimento BMJn90 alterou o padrão espacial do vento e sua intensidade em algumas regiões. O vento se intensificou no sul de São Paulo e em Minas Gerais, enquanto que um enfraquecimento do vento foi encontrado na divisa de SP com o Sul de MG e na divisa de SP com o RJ.

Por meio das análises dos campos de vento, verificou-se que as áreas de chuvas intensas coincidiram com as áreas de forte convergência do vento.

Figura 4.71 – Topografia (metros) e vento a 10 m (m/s) médio nas 72 horas de simulação, entre 1200 UTC do dia 12 às 1200 UTC do dia 15 de fevereiro de 2013, dos experimentos controle de (a) 5 km, (b) 1 km, (c) Vsnow0.9, (d) Vsnow1.5, (e) RHgrd1.1 e (f) BMJn90.

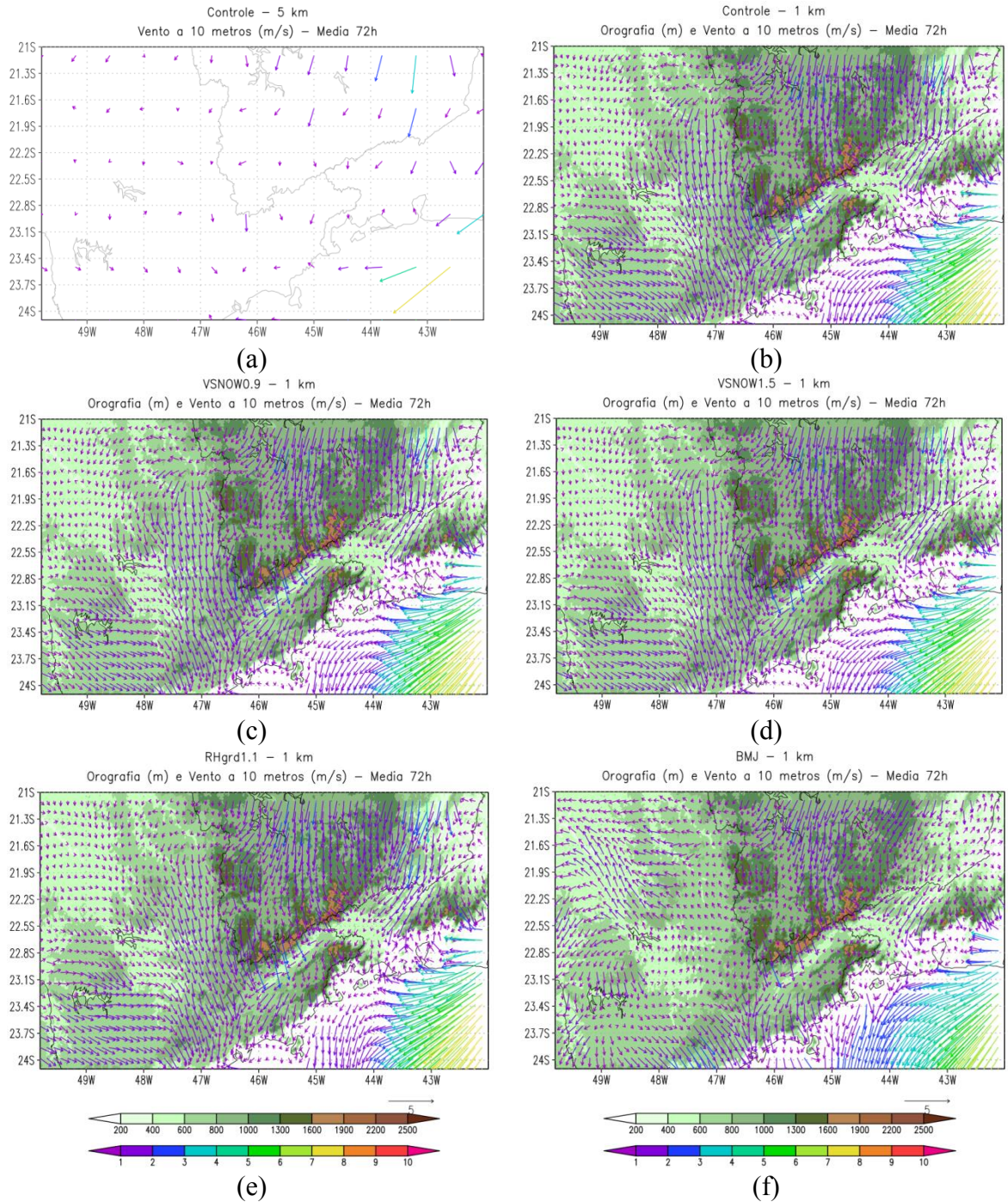
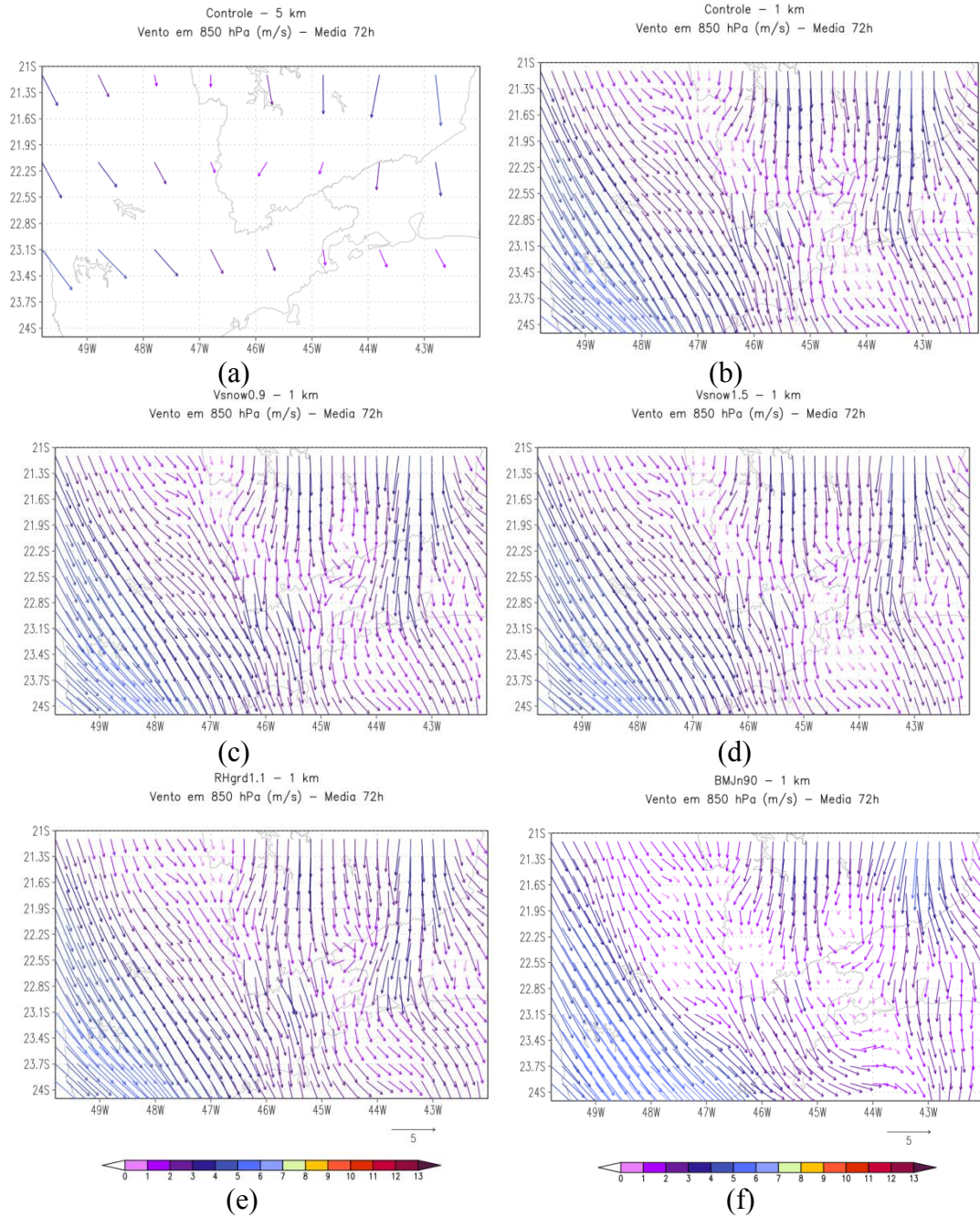


Figura 4.72 – Vento no nível de 850 hPa (m/s), média das 72 horas de simulação, entre 1200 UTC do dia 12 às 1200 UTC do dia 15 de fevereiro de 2013, dos experimentos controle de (a) 5 km, (b) 1 km, (c) Vsnw0.9, (d) Vsnw1.5, (e) RHgrd1.1 e (f) BMJn90.



4.4.2.2 Evolução temporal-vertical

A Figura 4.73 mostra a evolução temporal da seção vertical referente ao ponto 23,5° S e 46,6° W. São apresentadas as variáveis movimento vertical, água líquida/gelo de nuvem, temperatura potencial equivalente e umidade específica da simulação controle e as diferenças dos experimentos RHgrd1.1 e BMJn90 em relação ao controle.

A rodada controle apresentou movimento vertical ascendente (ω negativo) até altos níveis (300 hPa) seguido de movimentos descendentes (ω positivo) no final do dia 12 (primeiro dia de simulação). Esse movimento favoreceu a formação das nuvens profundas identificadas no campo de água e gelo de nuvem. As nuvens profundas provocaram a produção subsequente de precipitação. A redução da temperatura potencial equivalente e o aumento da umidade específica nestes horários correspondem à ocorrência de precipitação, ou seja, resfriamento e evaporação causada pela chuva.

O experimento RHgrd1.1 reduziu a profundidade do movimento ascendente e enfraqueceu o movimento vertical no final do primeiro dia de simulação. Movimento vertical ascendente (ω negativo) foram encontrados no final do dia 14 na simulação com o RHgrd1.1. Esse movimento ascendente influenciou a formação de nuvens com profundidade até 500 hPa, como mostra o campo de água e gelo de nuvem neste horário (Figura 4.73e), favorecendo a simulação de precipitação posteriormente.

O experimento BMJn90 simulou os movimentos ascendentes até próximo ao nível de 200 hPa, no final do dia 13 e início do dia 14. Esse movimento contribuiu para a formação de nuvens profundas nestes horários (Figura 4.73,f). O experimento BMJn90 reduziu a temperatura potencial equivalente entre a superfície e o nível próximo de 850 hPa e aumentou a temperatura potencial equivalente nos médios níveis, estabilizando a coluna atmosférica. As diferenças no perfil de umidade específica mostraram um aumento de umidade nos níveis médios do modelo e uma redução nos níveis mais baixos (Figura 4.74,1). Esta combinação resultou em uma saturação nos níveis mais baixos, devido ao resfriamento, e uma saturação adicional nos níveis médios, devido ao aumento da umidade nesses níveis.

Analisando o ambiente pré-convectivo representado pelo modelo e quando a convecção é iniciada, o movimento vertical (ω) foi intensificado e a umidade nos

níveis mais baixos foi transportada para cima. Portanto, a profundidade da convecção e, subsequentemente, a quantidade de precipitação está fortemente relacionada com a intensidade do movimento ascendente. Quanto mais forte o movimento ascendente, maior a convergência de umidade e, conseqüentemente, a probabilidade de ocorrer convecção úmida profunda é maior.

A Figura 4.74 apresenta a Seção transversal em 23,5° S e entre 47° e 46° W da média do horário das 1800 UTC do movimento vertical, água e gelo de nuvem e temperatura potencial equivalente simulados com experimento controle, RHgrd1.1 e BMJn90. Em geral, pouca diferença foi encontrada entre as simulações controle e RHgrd1.1. O BMJn90 apresentou maiores diferenças em relação aos outros experimentos. A mistura turbulenta produzida pelo BMJ levou a uma mudança no posicionamento e na profundidade do conteúdo de água e gelo de nuvem. Nos campos de água e gelo de nuvem verifica-se que os BMJ produziu movimentos mais profundos, contribuindo para a formação de gotas de nuvens até próximo de 200 hPa, enquanto, que na simulação controle a profundidade máxima da nuvem foi de 600 hPa. Além disso, verifica-se um resfriamento em toda a coluna atmosférica com o experimento BMJn90.

Figura 4.73 – Evolução temporal na vertical em 23,5° S e 46,4° W do (a,b,c) movimento vertical (hPa/s), (d,e,f) água e gelo de nuvem (g/kg), (g,h,i) temperatura potencial equivalente (K) e (j,k,l) umidade específica (g/kg) da simulação controle e as diferenças entre os experimentos RHgrd1.1 e BMJn90 em relação ao controle.

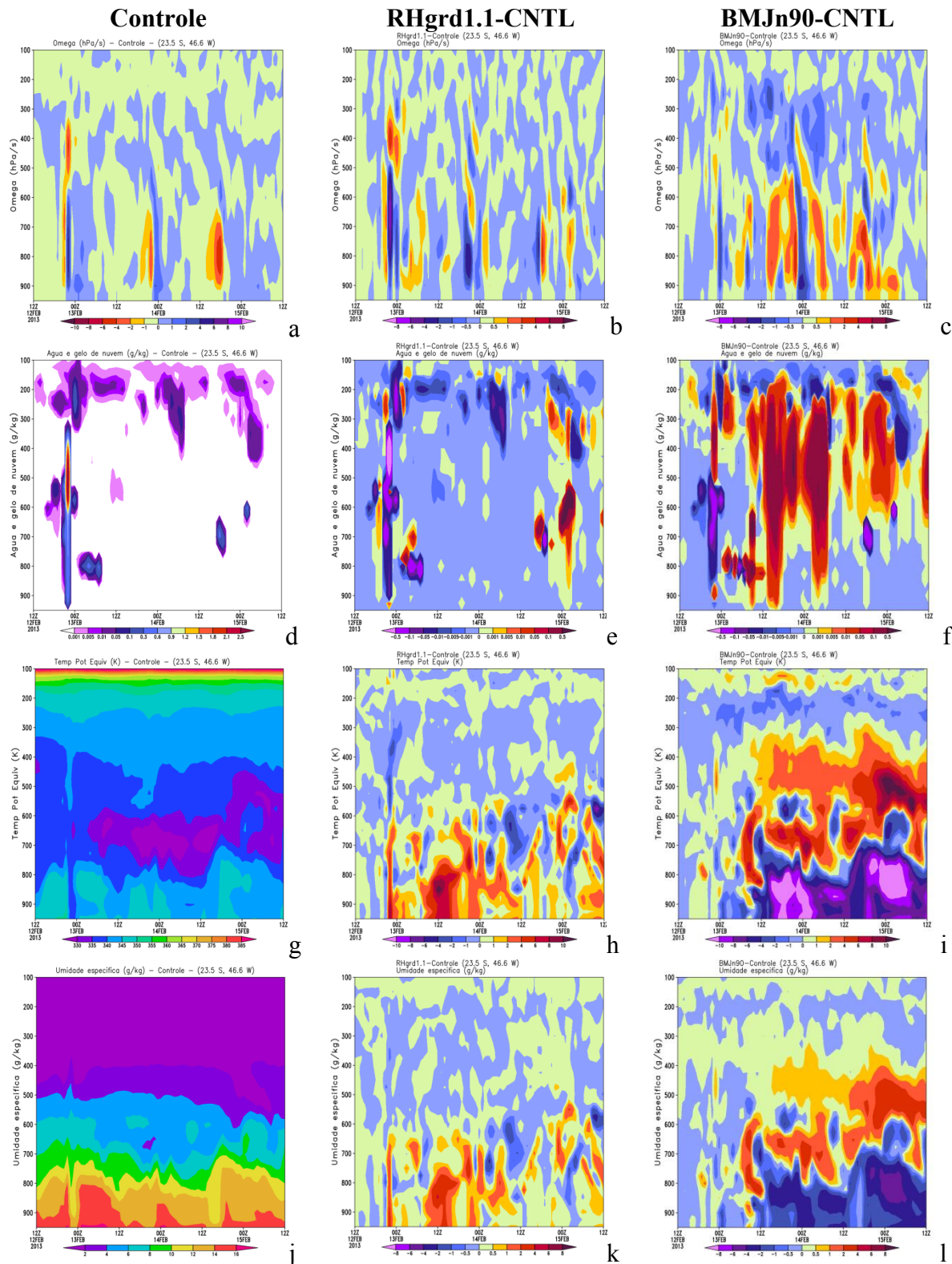
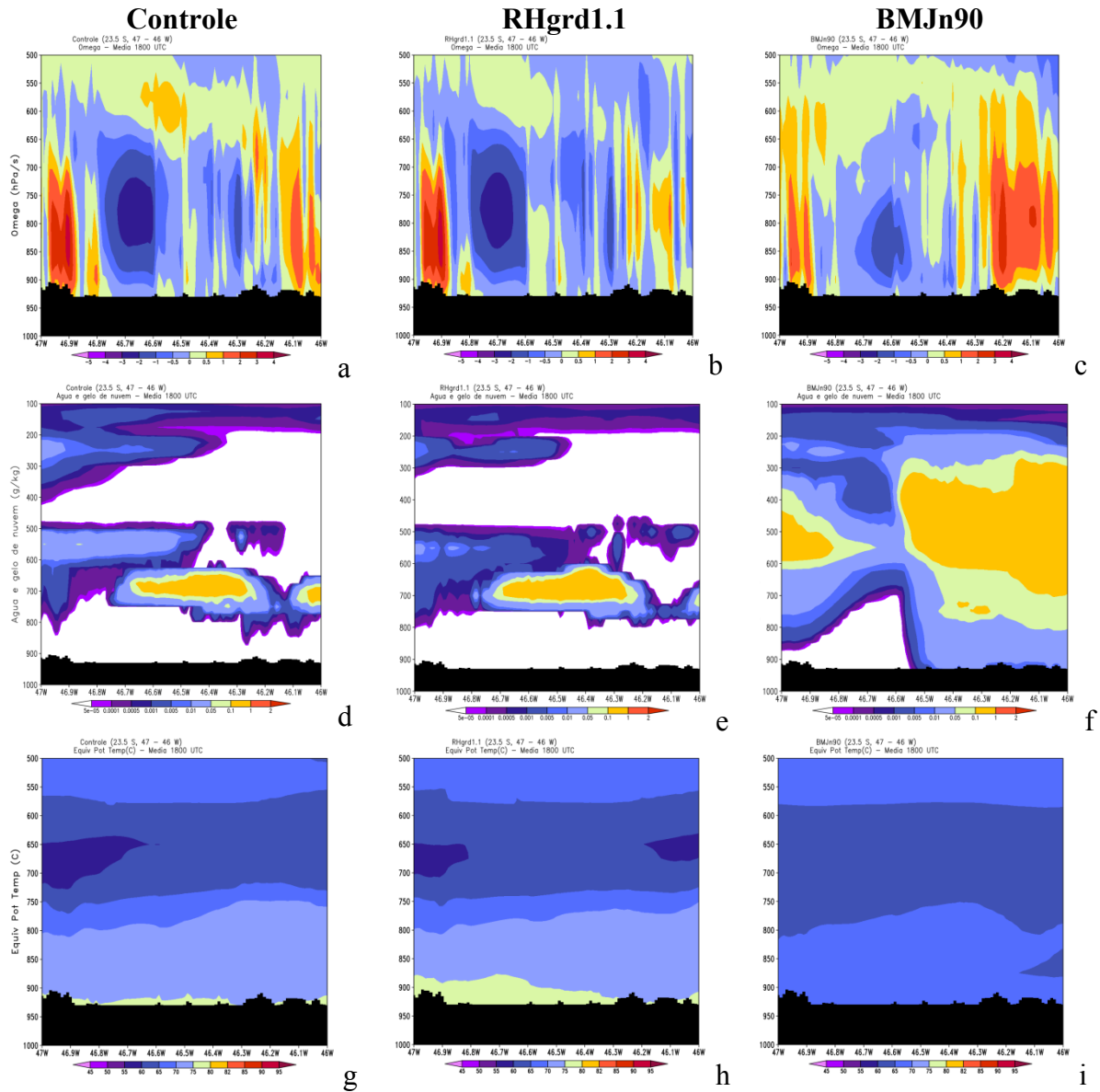


Figura 4.74 – Seção vertical (23,5° S; 47° a 46° W) do (a,b,c) movimento vertical (hPa/s), (d,e,f) água e gelo de nuvem (g/kg), (g,h,i) temperatura potencial equivalente (C) e (j,k,l) umidade específica (g/kg) média no horário das 1800 UTC dos experimentos controle, RHgrd1.1 e BMJn90.



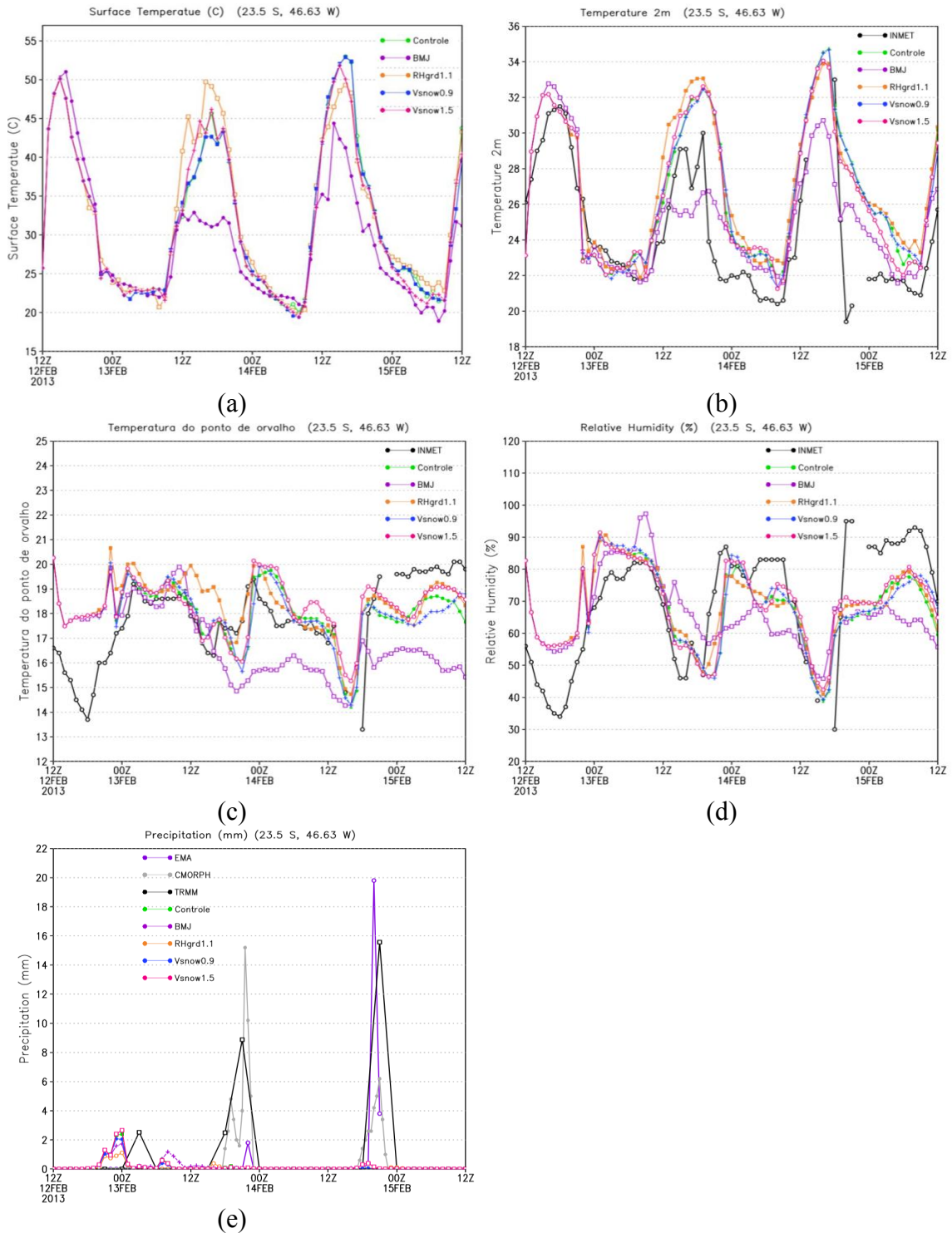
4.4.2.3 Séries temporais

O padrão da evolução temporal das variáveis (Figura 4.75) alterou pouco entre um experimento e outro. Verifica-se que a mudanças na velocidade terminal de queda dos cristais de gelo não alterou as simulações das variáveis de superfície, de forma

significativa. O experimento RHgrd1.1 aumentou a temperatura à superfície e a temperatura a 2 metros em relação à simulação controle. Por outro lado, o experimento BMJn90 reduziu as temperaturas à superfície e a 2 metros, reduzindo a superestimativa verificada na simulação controle. A temperatura do ponto de orvalho e a umidade relativa simulada também diminuíram com o BMJn90 em relação ao experimento controle. A diminuição da temperatura próxima a superfície pode ser relacionada ao resfriamento observado em toda a camada atmosférica de baixos níveis provocado pelo experimento BMJn90, mostrado na Figura 4.76i. Esse resfriamento pode ser explicado pela precipitação simulada por volta das 1800 UTC do dia 12 de fevereiro e pela a evaporação da parcela de água de nuvem (Figura 4.75f) que não atingiu a superfície e provocou um resfriamento das camadas subjacentes.

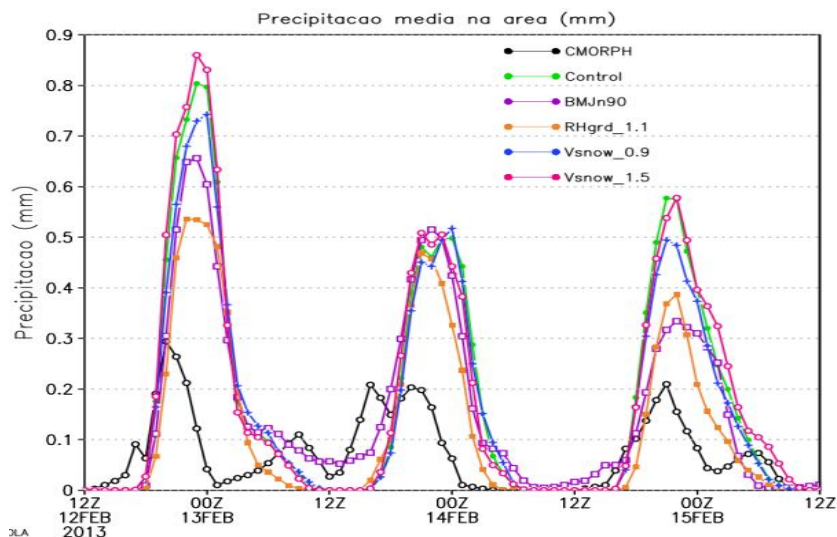
As análises dos resultados obtidos nesta Seção permite concluir que, assim como as simulações das variáveis de camada limite apresentaram sensibilidade às mudanças nas condições da superfície terrestre; as simulações das variáveis à superfície também foram sensíveis à mudanças nos esquema de produção de precipitação.

Figura 4.75 – Evolução temporal da (a) temperatura à superfície (°C), (b) temperatura a 2 metros (°C), (c) temperatura do ponto de orvalho (°C), (d) umidade relativa (%) e (e) precipitação (mm) simulada com os experimentos controle (linha verde), BMJn90 (linha roxa), RHgrd1.1 (linha laranja), Vsnow0.9 (linha azul) e Vsnow1.5 (linha rosa) para o ponto 23,5° S e 46,63° W.



A Figura 4.76 mostra as séries temporais de precipitação média na área de estudo (24,1° S e 20,91° S e 49,8° W e 42,01° W), simulada pelos experimentos e observada pelo CMORPH. A linha preta representa a observação (CMORPH) e mostra um padrão cíclico da precipitação em que um pico de maior acumulado de precipitação geralmente ocorre no final do dia. Todos os experimentos simularam relativamente bem esse padrão do ciclo diurno das chuvas de verão. Em geral, as diferenças entre um experimento e outro foram em função da quantidade de precipitação simulada, mas não diferiram em relação a sua evolução temporal. O RHgrd1.1 atrasou o início da precipitação e diminuiu o período de sua ocorrência em relação aos demais experimentos, o que reflete o aumento no limiar para a formação das gotas de nuvem, que dificultou e diminuiu a formação da precipitação simulada. O experimento Vsnow1.5 aumentou a quantidade de precipitação simulada sobre a região em relação à simulação controle e gerou os maiores acumulados. Em contrapartida, nota-se que o volume de precipitação média na área obtido com as simulação RHgrd1.1 e BMJn90 reduziu em relação à simulação controle e se aproximaram mais da observação. A observação mostrou um acumulado de precipitação entre as 0000 UTC e 1200 UTC do dia 13 de fevereiro e esse padrão temporal foi simulado apenas pelo experimento BMJn90.

Figura 4.76 – Precipitação média acumulada (mm/hora) na área entre 24,1° S à 20,91° S e 49,8° à 42,01° W, do CMORPH (linha preta) e simulada pelos experimentos controle (linha verde), BMJn90 (linha roxa), RHgrd1.1 (linha laranja) e Vsnow0.9 (linha azul) e Vsnow1.5 (linha rosa). O eixo horizontal é o tempo de simulação entre 1200 UTC do dia 12 de fevereiro até 1200 UTC do dia 15 de fevereiro de 2013.



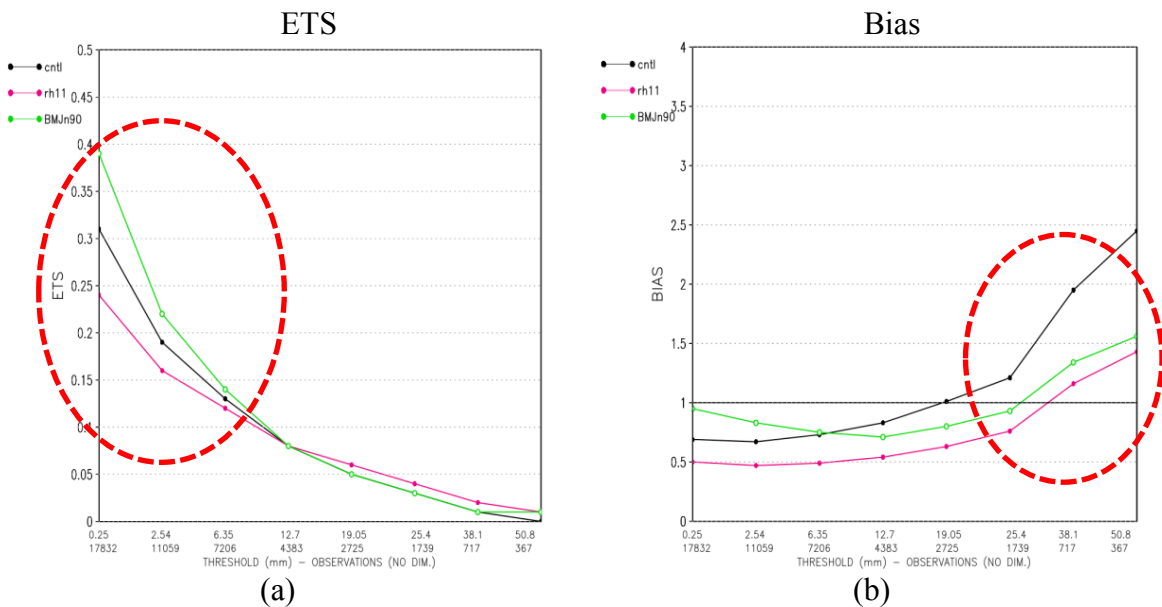
4.4.3 Avaliação objetiva

Uma avaliação objetiva por meio dos índices ETS e Bias foi realizada para o experimentos controle, RHgrd1.1 e BMJn90, os quais apresentaram mudanças mais significativas. Os nove eventos de precipitação convectiva, selecionados para este estudo, foram considerados na avaliação. De acordo com as análises descritas acima, os experimentos RHgrd1.1 e BMJn90 produziram maiores impactos nas simulações de precipitação em relação ao Vsnow0.9 e Vsnow1.5.

A Figura 4.77a apresenta o índice ETS, por meio do qual se verifica que experimento BMJn90 melhorou o posicionamento da precipitação simulada com limiares menores que 12,7 mm/dia e maiores que 38 mm/dia em comparação com a simulação controle. Para limiares acima de 12 mm/dia de chuva, o experimento RHgrd1.1 apresentou os melhores resultados. No entanto, com relação ao ETS, a destreza do RHgrd1.1 foi inferior aos experimentos controle e BMJn90 para limiares de chuva abaixo de 12 mm/dia.

De acordo com o índice Bias (Figura 4.77b) que mede a superestimativa ou subestimativa da precipitação, o BMJn90 melhorou a simulação de precipitação para limiares abaixo de 12 e acima de 25 mm/dia. Verifica-se que o aumento no limiar para saturação do ponto de grade (RHgrd1.1) reduziu a quantidade de precipitação de uma forma geral, reduzindo a superestimativa do modelo para chuvas acima de 38 mm/dia, no entanto, aumentou a subestimativa da simulação de precipitação para limiares de chuvas abaixo de 38 mm/dia.

Figura 4.77 - (a) Equitable Threat Score e (b) Bias score para os prazos de 48 e 72 horas de simulação com os experimentos controle (linha preta), RHgrd1.1 (linha rosa) e BMJn90 (linha verde). Nos eixos X a primeira linha indica os limiares de precipitação (mm/dia).



4.4.4 Considerações finais da Seção 4.4

De acordo com a análise apresentada nesta Seção erros sistemáticos foram identificados nas simulações de precipitação convectiva isolada com o modelo Eta na resolução 1 km. O modelo apresentou uma tendência de superestimar a precipitação nas regiões de altitude e de subestimar a precipitação na parte norte do Estado de São Paulo. Alguns fatores que poderiam contribuir para a superestimativa da precipitação nas

regiões de altitude também foram identificados: movimento vertical ascendente mais intenso associado à melhor representação da topografia pelo modelo de alta resolução e a convergência de ventos intensos sobre a região. Além disso, verificou-se um deslocamento na distribuição espacial e dos núcleos de maiores acumulados de precipitação. Esse deslocamento no posicionamento da precipitação simulada possibilitou considerar a hipótese de que o modelo estivesse adiantado em relação à observação.

De modo geral, os experimentos que apresentaram maiores impactos nas simulações das variáveis de superfície e da precipitação foram o RHgrd1.1 e BMJn90. Embora os experimentos Vsnow0.9 e Vsnow1.5 tenham alterado a quantidade de precipitação simulada, eles não modificaram seu padrão espacial. Neste caso, a quantidade de precipitação simulada foi proporcional à velocidade de terminal queda dos cristais gelo. O experimento RHgrd1.1 reduziu o quantidade da precipitação simulada, principalmente, nos núcleos de maior intensidade e aumentou a temperatura à superfície e a temperatura a 2 metros, em relação à simulação controle. Por outro lado, a utilização do esquema de convecção BMJ adaptado para fazer somente a mistura convectiva no ponto de grade, produziu mudanças na distribuição espacial e na magnitude da precipitação simulada. Além disso, o experimento BMJn90 reduziu as temperaturas à superfície e a 2 metros, reduzindo a superestimativa da temperatura a 2 metros verificada na simulação controle, em comparação com as observações.

Esta seção teve como objetivo investigar a sensibilidade das simulações das variáveis de superfície e da precipitação às alterações na parametrização da componente atmosférica do sistema solo-vegetação-atmosfera. Segundo o que foi analisado nesta Seção, percebe-se que as mudanças no esquema de parametrização da convecção apresentaram impactos de maiores magnitudes sobre a simulação da precipitação em comparação com os impactos devido às modificações nas componentes da superfície terrestre (Seção 4.2 e 4.3). Por outro lado, as simulações das variáveis de superfície apresentaram sensibilidade aos ajustes na parametrização de microfísica de nuvens da mesma forma com que se mostraram sensíveis às mudanças na representação da superfície.

Embora o modelo de previsão de tempo de alta resolução seja otimizado ele pode ainda ter vários problemas para resolver, como eventos severos de curto prazo, ou

seja, precipitação convectiva isolada. Em tais ambientes, a previsibilidade do modelo poderia ser melhorada considerando a previsão probabilística. Além disso, técnicas de assimilação de dados poderia ser uma alternativa para melhorar o desempenho do modelo de alta resolução.

5 CONCLUSÕES

O presente trabalho analisou o impacto dos processos de interação solo-vegetação-atmosfera sobre as simulações das variáveis de superfície e de precipitação convectiva do modelo Eta sobre parte da região Sudeste do Brasil. Esta pesquisa buscou aprimorar o entendimento sobre as interações solo-vegetação-atmosfera e sua influência na simulação de precipitação convectiva e, também, melhorar a representação dos processos no modelo regional Eta em altíssima resolução espacial - 1 km. Para isso, foram selecionados nove eventos de precipitação convectiva intensa associada, principalmente, à instabilidade termodinâmica local, isto é, na ausência ou sob fraca forçante de escala sinótica. Os eventos de precipitação convectiva isolada são comumente conhecidos como chuvas de verão. Para a seleção dos eventos foram analisados os casos significativos a partir da página do CPTEC/INPE e imagens do satélite GOES-13. O evento de precipitação intensa que ocorreu no dia 14 de fevereiro de 2013 na cidade de São Paulo foi escolhido para as análises subjetivas e os demais casos foram utilizados nas avaliações objetivas.

Foram realizados diferentes testes de sensibilidade no modelo através das componentes da superfície terrestre e atmosfera. Inicialmente, os mapas de textura do solo e de uso e cobertura da terra foram substituídos por mapas de maior resolução espacial e mais atuais. Testes com variações no conteúdo de umidade inicial do solo foram realizados. Também se realizou testes de sensibilidade com o parâmetro de acoplamento superfície-atmosfera. Além disso, alguns ajustes no esquema de produção de precipitação foram testados. Todos os experimentos foram realizados no intuito de verificar a sensibilidade das simulações das variáveis de superfície e da precipitação aos parâmetros modificados. Para isso, cada experimento foi comparado com o experimento controle a fim de identificar o papel de cada elemento como um indicador de impactos na destreza das simulações.

O estudo foi focado na representação das condições atmosféricas próxima à superfície, com ênfase especial nos fluxos à superfície, temperatura e umidade à superfície, na CLA, e na precipitação. Além disso, o ciclo diurno e a distribuição espacial das variáveis também foram avaliados. A destreza do modelo Eta, na resolução de 1 km, em simular o padrão temporal e espacial das variáveis de superfície e de

baixos níveis foi analisada por meio da comparação com dados de precipitação do CMORPH e TRMM, dados de estações meteorológicas, radiossondas e dados de torres de fluxos.

As análises dos resultados mostraram que, de modo geral, as simulações na resolução de 1 km apresentaram habilidade superior às simulações de 5 km, usadas como condição de contorno lateral, tanto em relação ao padrão de distribuição espacial quanto em relação ao ciclo diurno das variáveis à superfície para os pontos de observação analisados, sem necessidade de nudging interno no domínio ou nas laterais de contorno. Além disso, não há suavização da topografia após a sua construção na grade do modelo. Por outro lado, a simulação da precipitação de 5 km concordou mais com a observação em relação à simulação na resolução de 1 km e, por isso, testes na rodada de 1 km foram realizados com o objetivo buscar melhorias na simulação da precipitação. Apesar disso, o padrão da chuva de 1 km seguiu o padrão de 5 km.

A partir das análises dos resultados da atualização dos mapas de superfície, pode-se concluir que as simulações das variáveis de superfície do modelo Eta são altamente sensíveis ao mapa de solo utilizado. As simulações do experimento controle, com o mapa de solo original, apresentaram superestimativa do fluxo de calor sensível e subestimativa do fluxo de calor latente em comparação com os dados observados da torre micrometeorológica. O novo mapa de textura do solo STATSGO/FAO, em geral, reduziu os fluxos de calor sensível e a temperatura à superfície e aumentou os fluxos de calor latente em quase toda a região de estudo. Por outro lado, aumento nos fluxos de calor sensível, na temperatura à superfície e redução nos fluxos de calor latente foi verificado nas áreas de classe de solo argiloso, principalmente, nas primeiras horas de simulação. Essas mudanças foram relacionadas às diferenças nas características físicas de cada classe de textura de solo entre o novo mapa e o original. O sinal de redução na temperatura à superfície predominou na maior parte do domínio, com diferenças de até $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ em relação ao mapa original. Essas mudanças refletem o aumento no conteúdo de umidade no solo obtido com o uso do mapa da FAO, o qual apresenta texturas de solo com propriedades físicas que contribuíram para um aumento no conteúdo de umidade disponível no solo. Portanto, a atualização do mapa de textura do solo contribuiu para reduzir o viés do modelo por meio do aumento no conteúdo de umidade disponível no solo que provocou um aumento no fluxo de calor latente e redução no fluxo de calor

sensível. Além disso, o uso do mapa da FAO simulou melhor perfis verticais de magnitude do vento, temperatura potencial equivalente, umidade específica e umidade relativa em comparação com os dados de radiossondas, principalmente, nos níveis mais próximos da superfície. Logo, pode-se concluir que as simulações das variáveis próximas à superfície e da precipitação foram sensíveis à mudança do mapa de textura do solo utilizado no modelo e o impacto foi positivo para as simulações do modelo.

A atualização do mapa de uso e cobertura da terra com o novo mapa do IBGE (2014) mostrou que as principais diferenças em relação ao mapa anterior são relacionadas à expansão da área urbana, expansão das áreas de cultivos agrícolas e substituição de florestas por savana em algumas regiões. Essas mudanças entre os mapas impactaram na redução da umidade disponível no solo e, conseqüentemente, dos fluxos de calor latente. Por outro lado, aumento nos fluxos de calor sensível e na temperatura à superfície nas áreas de expansão urbana também foram verificadas, principalmente, nas regiões metropolitanas de São Paulo e do Rio de Janeiro e no Vale do Paraíba. Em experimentos numéricos realizados por Mourão (2010), houve um aumento na temperatura à superfície e redução nos fluxos de calor latente nas áreas onde a vegetação foi substituída pelo tipo de uso da terra urbana. Concordando com os resultados de Mourão (2010), o modelo representou adequadamente as diferenças entre os mapas de uso e cobertura da terra nas simulações das variáveis de superfície. Aumento no fluxo de calor latente e redução no fluxo de calor sensível e na temperatura da superfície foram verificados nas regiões onde o tipo savana do mapa original foi substituído por culturas agrícolas do novo mapa. Este resultado está de acordo com Cabral et al. (2015) onde verificaram um aumento nas áreas de cultivos sobre a região de savana/cerrado e que a substituição da savana por culturas agrícolas provocou um aumento nos fluxos de calor latente à superfície. Em contrapartida, redução no fluxo de calor latente e aumento no fluxo de calor sensível foram verificados nas áreas onde o tipo floresta do mapa original foi substituído pelo tipo savana em algumas regiões do Estado de Minas Gerais. O uso do novo mapa de uso e cobertura da terra também modificou os perfis verticais de magnitude do vento, temperatura potencial equivalente, umidade específica e umidade relativa; tornando-os mais próximos ao observado, principalmente, nos níveis mais próximos da superfície. No entanto, as diferenças na

precipitação simulada relacionadas à troca do mapa de uso da terra não foram significativas.

Nesta pesquisa também se inseriu o tipo de cultura eucalipto no mapa de uso e cobertura da terra. A vegetação foi inserida por meio da adição de um novo tipo de vegetação com os parâmetros representativos do eucalipto. O intuito deste experimento foi investigar o impacto das áreas de cultivo do eucalipto nas simulações das interações solo-vegetação-atmosfera, uma vez que uma extensa área de plantio de eucalipto foi verificada no mapa de uso da terra do IBGE (2014) na região de estudo. Os resultados indicaram redução na umidade à superfície e fluxos de calor latente da ordem de 50 W/m². Além disso, aumento de, aproximadamente, 50 W/m² nos fluxos de calor sensível e de até 2 °C na temperatura à superfície foram verificados sobre as áreas de eucalipto. O aumento da temperatura à superfície nas áreas de cultivo de eucalipto poderia indicar uma deficiência do modelo em simular o sombreamento causado pela copa do eucalipto. No entanto, deve-se considerar que os parâmetros utilizados representam a cultura em uma idade de desenvolvimento média e, provavelmente, seu comprimento e as folhagens nessa fase não produziram sombreamento suficiente para impactar na temperatura à superfície.

Os experimentos com aumento e diminuição de 50% do valor inicial do conteúdo de umidade do solo mostrou que, em geral, a redução na umidade inicial aumentou o fluxo de calor sensível e a temperatura à superfície ao longo da integração. Nas primeiras horas de integração também foi verificado um aumento no fluxo de calor latente com a redução da umidade inicial do solo. Por outro lado, o aumento da umidade inicial do solo provocou uma diminuição nos fluxos de calor latente e, principalmente, nos fluxos de calor sensível. Esse padrão de comportamento sugere que o solo na simulação controle estaria próximo da sua capacidade de campo (saturado) e que os fluxos de superfície estavam sendo controlados pela disponibilidade de energia na atmosfera e não pela disponibilidade de umidade no solo. Além disso, verificou-se que a redução (aumento) da umidade inicial do solo provocou aumento (diminuição) nos fluxos de calor latente, principalmente, nas áreas de tipos de solo climatologicamente mais úmidos. Já os maiores impactos nos fluxos de calor sensível e na temperatura da superfície foram encontrados principalmente nas áreas urbanas. As diferenças na média da água de nuvem mostram redução no conteúdo de água de nuvem quando a umidade

inicial do solo aumenta. Por outro, quando a umidade do inicial do solo é reduzida, a água de nuvem aumenta na maior parte do domínio. Diante disso, pode-se relacionar o acoplamento superfície-atmosfera a um *feedback* “umidade do solo-precipitação” negativo. Sendo que o aumento no fluxo de calor sensível provocado pela redução da umidade do solo levou a uma maior instabilidade potencial convectiva que favoreceu a formação de precipitação, enquanto que a redução do fluxo de calor sensível causado pelo aumento da umidade do solo não gerou condições termodinâmicas favoráveis para a ocorrência de precipitação. Neste caso, o limitante para a ocorrência da precipitação não está relacionado à umidade atmosférica, mas sim à instabilidade convectiva da camada atmosférica.

Desta forma, o presente estudo mostrou que as simulações de curto prazo das variáveis atmosféricas utilizando o modelo Eta são impactadas pelas condições da superfície terrestre, mais especificamente pelo tipo de textura do solo, conteúdo de umidade do solo e mapa de vegetação. O impacto das variáveis na superfície continental sobre os parâmetros atmosféricos em baixos níveis foi identificado, principalmente, pelos fluxos turbulentos de calor latente e sensível. Este resultado corrobora com Betts (2009) que relatou que a variabilidade tanto na escala de tempo quanto na escala climática é influenciada pelas características da superfície terrestre.

Testes com diferentes intensidades de acoplamento superfície-atmosfera foram realizados por meio do parâmetro Cz, que controla diretamente o particionamento dos comprimentos de rugosidade de calor/umidade e momento, para analisar o impacto da forçante do acoplamento nas simulações das variáveis de interação solo-vegetação-atmosfera do modelo Eta. Os resultados indicaram que a intensidade de acoplamento da simulação controle afetou a simulação dos fluxos à superfície. De modo geral, menores valores de Cz (forte acoplamento) aumentaram os fluxos de calor latente e sensível e reduz a temperatura à superfície. Por outro lado, maiores valores de Cz (acoplamento fraco) diminuíram os fluxos turbulentos de superfície e aumentaram a temperatura à superfície. Os fluxos de calor latente simulados foram maiores nas áreas de savana e cultivos em relação ao fluxo de calor sensível, enquanto que nas áreas de florestas e áreas urbanas, o fluxo de calor sensível superou o fluxo de calor latente, durante o dia. A mudança do valor do acoplamento alterou a intensidade da precipitação simulada, mas não sua localização. Por outro lado, o acoplamento dinâmico impactou tanto na

intensidade quanto nos padrões espaciais e temporais da precipitação. Além disso, verificou-se que o efeito da intensidade de acoplamento na convecção varia de acordo com o tipo de vegetação e a região, reforçando a necessidade de uso do acoplamento dinâmica. Impactos mais significativos devido à intensidade do acoplamento foram encontrados entre a superfície e o nível de 700 hPa. Os resultados sugerem que o particionamento de energia na superfície terrestre influencia fortemente a evolução da CLA do modelo. Desta forma, conclui-se que o parâmetro Cz pode modular as simulações do modelo e, potencialmente, melhorar a simulação quantitativa da precipitação.

A análise do acumulado de chuva de todos os eventos selecionados para este estudo mostrou que o modelo Eta na resolução de 1 km tende a superestimar a precipitação nas regiões de maiores altitudes. Os resultados dos testes realizados no esquema de microfísica de nuvens, que é responsável pela produção de toda chuva do modelo na resolução de 1 km, indicaram parâmetros de maior sensibilidade nas simulações das variáveis de superfície e da precipitação. A velocidade terminal dos cristais de gelo (V_{snow}) alterou a quantidade de precipitação simulada, porém, em pequenas proporções. O aumento no limiar para saturação do ponto de grade ($RH_{grd1.1}$) reduziu a quantidade de precipitação de uma forma geral como esperado. O experimento reduziu a superestimativa do modelo para limiares acima de 38 mm/dia, no entanto, intensificou a subestimativa da chuva de limiares inferiores. A sensibilidade encontrada nos parâmetros V_{snow} e RH_{drd} corrobora com os resultados de Gomes (2010) que também identificou sensibilidade nestes parâmetros para simulação de precipitação de grande escala e utilizando modelo na resolução de 5 km. O uso do esquema de convecção BMJ adaptado para aplicar somente a mistura convectiva no ponto de grade ($BMJn90$), produziu mudanças na distribuição espacial e na magnitude da precipitação simulada. Além disso, o experimento $BMJn90$ diminuiu a temperatura à superfície e a temperatura à 2 metros, o que reduziu o erro da superestimativa da temperatura a 2 metros verificado na simulação controle em comparação com as observações. Os experimentos com o esquema de produção de precipitação indicaram ajustes potenciais para obter melhorias nas simulações de precipitação. No entanto, ainda são necessários mais ajustes, tanto na física como na dinâmica do modelo na resolução de precipitação explícita.

As avaliações objetivas por meio dos índices Bias e ETS, que considerou todos os casos de precipitação convectiva, apresentaram sinais semelhantes aos identificados nas análises subjetivas. Portanto, os resultados das sensibilidades nas simulações de precipitação descritos nas análises subjetivas para o evento de 14 de fevereiro de 2013 podem ser generalizados para os demais eventos de precipitação convectiva selecionados.

Portanto, as melhores simulações de precipitação convectiva foram obtidas com os respectivos experimentos, isoladamente: utilizando o mapa de textura do solo da FAO; com o mapa de uso e cobertura da terra mais atual do IBGE (2014) com a cultura do eucalipto inserida; com o coeficiente de troca (Cz) variando dinamicamente em função da altura da vegetação e com inclusão do esquema de convecção Betts-Miller-Janjic apenas para realizar a mistura convectiva. Espera-se que o uso destas configurações simultaneamente traga benefícios ainda maiores para as simulações. No entanto, este experimento será realizado em um trabalho futuro.

Este estudo destaca a importância das propriedades da superfície terrestre nas simulações de curto prazo em altíssima resolução, quando o detalhamento da superfície passa a ganhar mais importância. Dadas as incertezas associadas à distribuição espacial de textura do solo e de uso e cobertura da terra e as diferenças resultantes entre mapas de diferentes fontes, esforços para melhorar os bancos de dados existentes são necessários. Além deste, outro aspecto de destaque é a dificuldade em encontrar dados observacionais para validação do modelo na escala espaço-temporal em que os processos de interação solo-vegetação-atmosfera ocorrem, principalmente, sobre a região Sudeste do Brasil. A maior parte das medidas observacionais está disponível para a região da Amazônia e, geralmente, são obtidas em Campanhas Experimentais como o Projeto LBA, GO-AMAZON. Poucas observações de torres de fluxo foram encontradas sobre o SEB e, em geral, são derivadas de Projetos específicos que cobrem apenas um determinado período como o Projeto Serra do Mar e o FLUXNET, que não coincidiram com o período de estudo desta tese. A falta de perfis de temperatura e umidade de alta resolução, fundamentais para melhorar nossa compreensão das interações solo-vegetação-atmosfera, principalmente na camada limite, é atualmente uma grande fraqueza nos sistemas de observação (WULFMEYER et al., 2015). O objetivo do estudo não foi apenas validar as simulações, mas mostrar a variabilidade nos resultados

das simulações das variáveis de superfície e precipitação. Portanto, pouca validação do modelo com observação foi realizada.

O principal destaque deste trabalho foi a análise do impacto dos processos de interação solo-vegetação-atmosfera nas simulações das variáveis de superfície e de precipitação convectiva sobre o Sudeste do Brasil. Esse tema nunca havia sido abordado anteriormente com as distinções empregadas aqui: estudo dos impactos das interações SVA nas simulações de curto prazo do modelo Eta em altíssima resolução horizontal (1 km). A análise dessas interações por meio das simulações de alta resolução é fundamental não apenas para avançar no desenvolvimento das parametrizações de processos explícitos em escalas que os parâmetros necessitam de reajustes, mas também para melhorar o entendimento dos processos de *feedbacks* no sistema solo-vegetação-atmosfera. Além disso, conhecer o erro sistemático do modelo nas simulações com diferentes configurações pode ser útil para os previsores. Finalmente, as simulações com os novos mapas de superfície, com o coeficiente de troca dinâmico e com o esquema de convecção para realizar a mistura turbulenta no esquema de produção de precipitação mostraram melhorias nas simulações do modelo Eta em alta resolução, possibilitando a realização de simulações de altíssima resolução com maior acurácia, o que pode beneficiar as previsões de tempo e clima.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Ao longo da realização deste trabalho diferentes possibilidades de análises e potenciais melhorias no modelo foram identificadas e alguns tópicos de pesquisa são sugeridos como forma de continuação da pesquisa:

- Para diminuir as discrepâncias entre as simulações do modelo e as observações, as condições iniciais e de contorno necessitam de aprimoramentos. Para tanto, avançar em sistemas de assimilação de dados é crucial. Portanto, recomenda-se analisar o impacto das interações solo-vegetação-atmosfera com a utilização do sistema de assimilação de dados do modelo Eta (MESINGER et al., 2004) nas simulações de alta resolução. O sistema foi avaliado anteriormente por Aravequia et al. (2008), que utilizaram resolução espacial relativamente baixa. Espera-se que o uso de um sistema de assimilação que inclua assimilação de dados de superfície e

maior quantidade de satélites possa melhorar as condições iniciais e beneficiar as simulações com o modelo de alta resolução espacial.

- Sugere-se realizar simulações que utilizam a combinação dos experimentos que geraram melhores resultados. Recomenda-se testar simultaneamente o novo mapa de textura do solo (FAO), o mapa de uso e cobertura da terra do IBGE (2014), um coeficiente dinâmico para a troca superfície-atmosfera e o experimento BMJn90.

- Os cenários de mudanças climáticas projetam um aumento na temperatura média da atmosfera. O aumento da temperatura acarreta em alterações nas condições de instabilidade convectiva. Portanto, recomenda-se analisar os impactos das interações solo-vegetação-atmosfera durante um período de integração mais longo e incluindo as mudanças climáticas projetadas.

- Também se recomenda investigar as interações solo-vegetação-atmosfera com a versão do modelo de superfície NOAH-MP que foi acoplado recentemente ao modelo Eta (Pilotto et al., 2015).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMENT, F.; SIMMER, C. Improved representation of land-surface heterogeneity in a non-hydrostatic numerical weather prediction model. **Boundary Layer Meteorology**, v.121, n.1, p.153-174, 2006. DOI:10.1007/s10546-006-9066-4.
- ANDERSEN, T.K.; RADCLIFFE, D.; SHEPHERD, J. M. Quantifying surface energy fluxes in the vicinity of inland-tracking tropical cyclones. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**. v. 52, p.2797-2800, 2013. DOI: 10.1175/JAMC-D-13-035.1.
- ANGEVINE, W. M.; BAZILE, E.; LEGAIN, D.; PINO, D. Land surface spin-up for episodic modeling. **Atmospheric Chemistry Physics**, v.14, p.8165-8172, 2014. DOI:10.5194/acp-14-81652014
- ARAUJO, L.R.P. **Os efeitos das parametrizações do comprimento de rugosidade térmica na simulação da temperatura de superfície terrestre no modelo SSIB do G3DVAR**. 2015. 138p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015.
- AVISSAR, R. Scaling of land atmosphere interactions: an atmospheric modeling perspective. **Hydrological Processes**, v.9, p.679–695, 1994.
- BALDWIN, M. E.; LAKSHMIVARAHAN, S.; KAIN, J.S. Verification of mesoscale features in NWP models Bulletin of **American Meteorological Society**, p.255–258, 2001.
- BAUER, H.S.; WEUSTHOFF, T.; DORNINGER, M.; WULFMEYER, V.; SCHWITALLA, T.; GORGAS, T.; ARPAGAU, M.; WARRACH-SAGI, K. Predictive skill of a subset of the D-PHASE multi-model ensemble in the COPS region. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.137, p.287–305, 2011.
- BAZILE, E.; MARQUET, P.; BOUTELOUP, Y.; BOUYSSSEL, F. The turbulent kinetic energy (tke) scheme in the nwp models at météo france. In: ECMWF WORKSHOP ON DIURNAL CYCLES AND THE STABLE BOUNDARY LAYER, 2012, Reading, England. **Proceedings...** ECMWF/WCRP, 2012. p.127–135.
- BETTS, A.K.; MILLER, M.J. A new convective adjustment scheme: part II: single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and Arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 112, p. 693-709, 1986.

BETTS, A.K. FIFE atmospheric boundary-layer budget methods. **Journal of Geophysical Research**, v.753, n-D17, p.18523–18531, 1992.

BETTS, A. K.; BALL, J. H.; BELJAARS, A.C.; MILLER, M.J.; VITERBO, P.A. The land surface–atmosphere interaction: a review based on observational and global modeling perspectives. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n-D3, p.7209–7225, 1996.

BETTS, A. K. Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n-D23, p.4732, 2002.

BETTS, A. K. Understanding hydrometeorology using global models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.85, p.1673–1688, 2005.

BETTS, A. K. Land-surface-atmosphere coupling in observations and models. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v.1, n-4, p.1-18, 2009.
DOI:10.3894/JAMES.2009.1.4

BETTS, R. A.; COX, P. M.; LEE, S. E.; WOODWARD; F. I. Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. **Nature**, v.387, p.796–799, 1996. DOI:10.1038/42924.

BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: description and forecast examples. **Weather Analysis and Forecasting**, v. 9, p. 265-278, 1994.

BRANCH, O.; WARRACH-SAGI, K.; WULFMEYER, V.; COHEN; S. Simulation of semiarid biomass plantations and irrigation using the WRF-NOAH model: a comparison with observations from Israel. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.18, p.1761-1783, 2014. DOI:10.5194/hess-18-1761-2014.

BROWN, A. R.; BEARE, R. J.; EDWARDS, J. M.; LOCK, A. P.; KEOGH, S. J.; MILTON, S. F.; WALTERS, D. N. Upgrades to the boundary-layer scheme in the Met Office numerical weather prediction model. **Boundary Layer Meteorology**, v.128, p.117–132, 2008.

BUSTAMANTE, J.; CHOU, S. C.; ROZANTE, J. R.; GOMES, J. L. Uma avaliação da previsibilidade de tempo do modelo Eta para a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n.1, p. 59-70, 2005.

CABRAL, O.; DA ROCHA, H.; GASHC, J.H.; FREITAS, H.B.; LIGO, M. Water and energy fluxes from a woodland savanna (cerrado) in southeast Brazil. **Journal of Hydrology**, v.4, p.22–40, 2015.

CARNEIRO, R.L.C. 2012. **Observações do padrão de circulação do vento em escala regional e local na Serra do Mar, SP**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012.

CHEN F, DUDHIA J. Coupling an advanced land surface hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity. **Monthly Weather Review**, v.129, n-4, p.569–585, 2001. DOI:10.1175/1520-0493.

CHEN, F.; AVISSAR, R. The impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes. **Journal of Applied Meteorology**, v.33, p.1323–1340, 1994a.

CHEN, F.; AVISSAR, R. Impact of land-surface moisture variabilities on local shallow convective cumulus and precipitation in large-scale models. **Journal of Applied Meteorology**, v.33, p.1382–1394, 1994b.

CHEN, F.; JANJÍČ, Z.; MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface layer parameterizations in the new land surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model, **Boundary Layer Meteorology**, v.85, p.391–421, 1997. DOI:10.1023/A:1000531001463.

CHEN, F., ZHANG, Y. On the coupling strength between the land surface and the atmosphere: from viewpoint of surface exchange coefficients. **Geophysical Research Letters**, v.36, L10404, 2009. DOI:10.1029/2009GL037980.

CHOU, S.C. Modelo regional Eta. **Climanálise**, Edição Comemorativa de 10 anos, Cachoeira Paulista, 1996.

CHOU, S.C.; DEREZYNSKI, C. P.; WALDHEIM, P. V.; MARENGO, J. A. ; MANZI, A. O. Comparison of CPTEC GCM and Eta Model results with observational data from the Rondonia LBA reference site, Brazil. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 85A, p. 25-42, 2007.

CINTINEO, R.; OTKIN, J. A.; XUE, M.; KONG, F. Y. Evaluating the performance of planetary boundary layer and cloud microphysical parameterization schemes in convection-permitting ensemble forecasts using synthetic GOES-13 satellite observations. **Monthly Weather Review**, v.142, p.163–182, 2014. DOI:10.1175/MWR-D-13-00143.1.

COHEN, A. E.; CAVALLO, S. M.; CONIGLIO, M. C.; BROOKS, H. E. A review of planetary boundary layer parameterization schemes and their sensitivity in simulating southeastern U.S. Cold Season Severe Weather Environments. **Weather and Forecasting**, v.30, n-3, p.591-612, 2015. DOI:10.1175/WAF-D-14-00105.1.

COOK, B. I.; BONAN, G. B.; LEVIS, S. Soil moisture feedbacks to precipitation in Southern Africa. **Journal of Climate**, v.19, n.17, p.4198–4206, 2006.

CORREIA, F.W.S. **Modelagem do impacto de modificações da cobertura vegetal amazônica no clima regional**. 2006. 421p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2006.

CRAGO, R.; BRUTSAERT, W. Daytime evaporation and the self preservation of the evaporative fraction and the Bowen ratio. **Journal of Hydrology**, v.178, p.241–255, 1996.

CHRISTINA, M. et al. Importance of deep water uptake in tropical eucalypt forest. **Functional Ecology**, v.31, n.2, 2016.

CUENCA, R. H.; EK, M.; MAHRT, L. Impact of soil water property parameterization on atmospheric boundary-layer simulation. **Journal of Geophysical Research**, v.101, p.7269–7277, 1996.

CUNHA, A.P.M.A. **Avaliação dos impactos das mudanças dos usos e coberturas da terra no clima da região semiárida do Brasil**. 2013. Tese. (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013.

DEE, D.P. et al. The ERA-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.137, p.553–597, 2011.

DIRMEYER, P. A. Using a global soil wetness data set to improve seasonal climate simulation. **Journal Climate**, v.13, p.2900-2922, 2000.

DIRMEYER, P. A. et al. Simulating the diurnal cycle of rainfall in global climate models: Resolution versus parameterization. **Climate Dynamics**, v.39, n-1/2, p.399–418, 2012.

DIRMEYER, P. A.; HALDER, S. Application of the land-atmosphere coupling paradigm to the operational Coupled Forecast System (CFSv2). **Journal of Hydrometeorology**, p.85-108, 2017. DOI:10.1175/JHM-D-16-0064.1.

DOYLE, M. E.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A.; CHOU, S. C. Experiments using new initial soil moisture conditions and soil map in the Eta model over La Plata Basin. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 121, p. 119–136, 2013. DOI: <10.1007/s00703-013-0265-5>.

DY, C.Y; FUNG, J.C.H. Updated global soil map for the WRF model and soil moisture initialization for the Noah LSM: soil map and soil moisture. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v.121, p.8777-8800, 2016.

EBERT, E. E. Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework. **Meteorological Applications**, v.15, n-1, p.51–64, 2008.

EK, M.; MAHRT, L. **OSU 1-D PBL model user's guide**. Corvallis: Oregon State University, 1991.

EK, M.; MAHRT, L. Daytime evolution of relative humidity at the boundary level top. **Monthly Weather Review**, v.122, p.2710–2721, 1994.

EK, M. B; CUENCA, R. H. Variation in soil parameters: implications for modeling surface fluxes and atmospheric boundary-layer development. **Boundary Layer Meteorology** v.70, n-4, p.369–383, 1994.

EK, M. B.; MITCHELL, K.E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUNMANN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLEY, J.D. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **Journal of Geophysical Research**, v.108, n-D22, p.8851, 2003. DOI:10.1029/2002JD003296.

EK, M. B.; HOLTSLAG, A. A. M. Influence of soil moisture on noundary layer cloud development. **Journal of Hydrometeorology**, v.5, p.86–99, 2004. DOI: 10.1175/1525-7541.

FELS, S.B.; SCHWARZTKOPF, M.D. The simplified exchange approximation: a new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, p. 1475-1488, 1975.

FERRIER, B. S.; LIN, Y.; BLACK, T.; ROGERS, E.; DIMEGO, G. Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model. In: CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 15., 2002, San Antonio, TX. **Proceedings...** American Meteorological Society, 2002. p 280–283.

FINDELL, K. L.; ELTAHIR, E. A. B. Atmospheric controls on soil moisture–boundary layer interactions. Part I: framework development. **Journal of Hydrometeorology**, v.4, p.552–569, 2003a.

FINDELL, K. L.; ELTAHIR, E. A. B. Atmospheric controls on soil moisture–boundary layer interactions. Part II: Feedbacks within the continental United States. **Journal of Hydrometeorology**, v.4, p.570–583, 2003b.

FINDELL, K. L.; GENTINE, P.; LINTNER, B. R.; KERR, C. Probability of afternoon precipitation in eastern United States and Mexico enhanced by high evaporation. **Nature Geoscience**, v.4, p.434–439, 2011. DOI:10.1038/ngeo1174.

FRANÇA, V.D.J. **Avaliação da metodologia de previsão de nevoeiro e visibilidade horizontal do modelo Eta**. 2008. 173p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008.

GALLUS, W. A. Impact of verification grid-box size on warm-season QPF skill measures. **Weather Forecasting**, v.17, p.1296–1302, 2002. DOI:10.1175/1520-0434.

GENTINE, P.; POLCHER, J.; ENTEKHABI, D. Harmonic propagation of variability in surface energy balance within a coupled soil-vegetation-atmosphere system. **Water Resources Research**, v.147, p.1–21, 2011. DOI:10.1029/2010WR009268.

GENTINE, P.; HOLTSLAG, A. A. M.; D'ANDREA, F.; EK, M. Surface and atmospheric controls on the onset of moist convection over land. **Journal of Hydrometeorology**, v.14, p.1443–1462, 2013. DOI:http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-0137.1

GOMES, J.L.; CHOU, S.C. Dependence of partitioning of model implicit and explicit precipitation on horizontal resolution. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 106, p. 1-18, 2010.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v.29, n-14, p.38(1)–38(4), 2002. DOI:10.1029/2002GL015311.

GUILLOD, B.; DAVIN, E.; KÜNDIG, C.; SMIASTEK, G.; SENEVIRATNE, S. Impact of soil map specifications for European climate simulations. **Climate Dynamic**, v.40, p.123–141, 2013. DOI:<http://dx.doi.org/10.1175/JHM-362.1>.

GUILLOD, B. P.; ORLOWSKY, B.; MIRALLES, D.G.; TEULING, A. J.; SENEVIRATNE, S. I. Reconciling spatial and temporal soil moisture effects on afternoon rainfall. **Nature Communications**, v.6, p.6443, 2015.
doi:10.1038/ncomms7443

GUO, Z.; DIRMEYER, P.A.; GLACE: The global land atmosphere coupling experiment. Part II: analysis. **Journal of Hydrometeorology**, v.7, p.611-625, 2006. DOI:10.1175/JHM511.1.

GUSTAFSON, W. I.; MA, P.-L.; XIAO, H.; SINGH, B.; RASCH, P. J.; FAST, J. D. The Separate Physics and Dynamics Experiment (SPADE) framework for determining resolution awareness: a case study of microphysics, **Journal of Geophysical Research**, v.118, p.258–9276, 2013. DOI:10.1002/jgrd.50711.

GUTMANN, E. D.; SMALL, E. E. A comparison of land surface model soil hydraulic properties estimated by inverse modeling and pedotransfer functions. **Water Resources Research**, v.43, W05418, 2007. DOI:10.1029/2006WR005135.

HEERWAARDEN, V. et al. Interactions between dry-air entrainment, surface evaporation and convective boundary layer development. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.135, p.1277-1291, 2009. DOI:10.1002/qj.431.

HIRSCH, A. L.; PITMAN, A. J.; KALA, J. The role of land cover change in modulating the soil moisture-temperature land-atmosphere coupling strength over Australia. **Geophysical Research Letters**, v.41, p.5883–5890, 2014. DOI:10.1002/2014GL061179.

HIRSCH, A. L.; PITMAN, J.; SENEVIRATNE, S. I.; EVANS, J. P.; HAVERD, V. Summertime maximum and minimum temperature asymmetry over Australia determined using WRF. **Geophysical Research Letters**, v.41, p.1546–1552, 2014. DOI:10.1002/2013GL059055.

HOHENEGGER, C.; BROCKHAUS, P.; BRETHERTON, C. S.; SCHÄR, C. The soil moisture–precipitation feedback in simulations with explicit and parameterized convection. **Journal of Climate**, v.22, n.19, p.5003-5020, 2009. DOI:10.1175/2009JCLI2604.1

HOLT, T. et al. Effect of land–atmosphere interactions on the IHOP 24–25 May 2002 convection case. **Monthly Weather Review**, p.113-134, 2006.

HONG, S.; LAKSHMI, V.; SMALL, E. E.; CHEN, F.; TEWARI, M.; MANNING, K. W. Effects of vegetation and soil moisture on the simulated land surface processes from the coupled WRF/NOAH model. **Journal of Geophysical Research**, v.114, D18118, 2009. DOI:10.1029/2008JD011249.

INGWERSEN, J.; STEFFENS, K.; HÖGY, P.; WARRACH-SAGI, K.; ZHUNUSBAYEVA, D.; POLTORADNEV, M.; GÄBLER, R.; WIZEMANN, H. D.; FANGMEIER, A.; WULFMEYER, V.; STRECK, T. Comparison of Noah simulations with eddy covariance and soil water measurements at a winter wheat stand. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.151, p.345-355, 2011. DOI:10.1016/j.agrformet.2010.11.010.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Mudanças na cobertura e uso da terra 2000-2010-2012**. Rio de Janeiro: IBGE, 2015.

JANJIC, Z. I. Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-internal noise and its application in sigma coordinate models. **Atmospheric Physics**, v. 52, p. 69-84, 1979.

JANJIC, Z.I. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v.122, n-5, p.927–945, 1994 .DOI:10.1175/1520-0493.

JARVIS, P. G. The Interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, v.273, p.593-610, 1976. DOI:10.1098/rstb.1976.0035.

JEE, J.B.; KIM, S. S. Sensitivity study on high-resolution numerical modeling of static topographic data. **Atmosphere**, v. 7, p. 1-86, 2016.

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v.5, n.3, p. 487-503, 2004.

KATUL, G. G.; PORPORATO, A.; DALY, E.; OISHI, A. C.; KIM, H.-S.; STOY, P. C.; JUANG, J.-Y.; SIQUEIRA, M. B. On the spectrum of soil moisture from hourly to interannual scales. **Water Resources Research**, v.43, W05428, 2007. DOI:10.1029/2006WR005356.

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, n.17, p.5791-5806, 2012. DOI:10.1175/JCLI-D-11-00562.1

KHODAYAR PARDO, S. **High-resolution analysis of the initiation of deep convection forced by boundary-layer processes**. 2009. 173p. Dissertation (Doktors der Naturwissenschaften). Universität (TH) Karlsruhe genehmigte, Valencia, Spanien, 2009. Disponível em: https://www.imk-tro.kit.edu/download/Khodayar_diss.pdf.

KLECZEK, M. A.; STEENEVELD, G. J.; HOLTSLAG, A. Evaluation of the weather research and forecasting mesoscale model for GABLS3: impact of boundary-layer schemes, boundary conditions and spin-up. **Boundary Layer Meteorology**, v.152, n.2, p.213-243, 2014.

KLÜPFEL, V.; KALTHOFF, N.; GANTNER, L.; TAYLOR, C. M. Convergence zones and their impact on the initiation of a mesoscale convective system in West Africa. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.138, p.950–963, 2012. DOI:10.1002/qj.979.

KNIST, S. et al. Land-atmosphere coupling in EURO-CORDEX evaluation experiments, submitted to **Journal of Geophysical Research**, 2016.

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J.; HIGGINS, R. W.; VAN DEN DOOL, H. M. Observational evidence that soil moisture variations affect precipitation. **Geophysical Research Letters**, v.30, p.1-1241, 2003. DOI:10.1029/2002GL016571.

- KOSTER, R.D. et al. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. **Science**, v.305, n.5687, p.1138–1140, 2004. DOI:10.1126/science.1100217
- KOSTER, R.D. et al. GLACE: the global land–atmosphere coupling experiment. Part I: overview. **Journal of Hydrometeorology**, v.7, n-4, p.590–610, 2006. DOI:10.1175/JHM510.1.
- KOSTER, R.D.; MAHANAMA, S.P.; LIVNEH, B.; LETTENMAIER, D.P.; REICHLE, R.H. Skill in streamflow forecasts derived from large-scale estimates of soil moisture and snow. **Nature Geoscience**, v.3, p. 613–616, 2010. DOI: 10.1038/ngeo944.
- KOTLARSKI, S.; KEULER, K.; CHRISTENSEN, O. B. et al. Regional climate modeling on 119 European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. **Geoscientific Model Development**, v.7, p.1297-1333, 2014. DOI:10.5194/gmd-7-1297.
- KUMMEROW, C. et al. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two tears in orbit. **Journal of Applied Meteorology**, v.39, p.1965-1982, 2000.
- LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in earth’s atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p.118-133, 1974.
- LEMONE, M. A.; TEWARI, M.; CHEN, F.; ALFIERI, J. G.; NIYOGI, D. Evaluation of the Noah land-surface model using data from a fairweather IHOP_2002 day with heterogeneous surface fluxes. **Monthly Weather Review**, v.136, p.4915–4941, 2008. DOI:10.1175/2008MWR2354.1.
- LYRA, A.; CHOU, S.C.; DEREZYNSKI, C.P. Indicadores de turbulência a partir de previsões do modelo regional Eta. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, p.160-181, 2007.
- LI, B.; AVISSAR, R. The impact of spatial variability of land–surface characteristics on land–surface heat fluxes. **Journal of Climate**, v.7, p.527–537, 1994.
- LIU, Y.; DING, Y.; SONG, Y. Relationship between the Meiyu over the Yangtze-Huaihe River basins and the frequencies of tropical cyclone genesis in the western North Pacific. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.89A, p.141–152, 2011. DOI:<https://doi.org/10.2151/jmsj.2011-A09>.

LORENZ, R. et al. Influence of land-atmosphere feedbacks on temperature extremes in the GLACE-CMIP5 ensemble. **Journal of Geophysical Research**, v.121, n.2, 2015. DOI:10.1002 / 2015JD024053.

MAHMOOD, R. et al. Land cover changes and their biogeophysical effects on climate. **Internaitonal Journal of Climatology**, v.34, p.929–953, 2013. DOI:10.1002/joc.3736.

MAHRT, L.; EK, M. The influence of atmospheric stability on potential evaporation. **Journal of Applied Meteorology**, v.23, p.222– 234, 1984. DOI:10.1175/1520-0450(1984)023.

MANABE, S. Climate and the ocean circulation: the atmospheric circulation and the effect of heat transfer by ocean currents. **Monthly Weather Review**, v.97, n.11, p.739-774, 1969.

MATTOS, J.G.Z. **A análise do acoplamento de processos de superfície continental e atmosfera e o impacto da assimilação de dados no modelo Global do CPTEC/INPE**. 2016. 228p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.20, p.851-875, 1982. DOI:10.1029/RG020i004p00851.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 1791–1806, 1982.

MESINGER, F. An economical explicit scheme which inherently prevents the false two-grid-interval wave in the forecast fields. In: SYMPOSIUM ON DIFFERENCE AND SPECTRAL METHODS FOR ATMOSPHERE AND OCEAN DYNAMICS PROBLEMS, 1973. Novosibirsk. **Proceedings...** 1974. p.18-34.

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Revista Meteorologica Aeronautica**, v. 44, p.195-202, 1984.

MESINGER, F.; JANJIC, Z.I.; NICKOVIC, S.; GAVRILOV, D.; DEAVEN, D.G. The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v.116, n.7, p.1493-1518, 1988.

MESINGER, F.; CHOU, S.C.; GOMES, J.L.; JOVIC, D.; LYRA, A.A.; BUSTAMANTE, J.F.; BASTOS, P.R.; LAZIC, L.; MORELLI, S.; RISTIC, I. An upgraded version of the Eta Model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.116, n.3/4, p.63-79, 2012.

MIAO, J.F.; CHEN, D.; WYSER, K.; BORNE, K.; LINDGREN, J.; STRANDEVALL, M.K.S.; THORSSON, S.; ACHBERGER, C.; ALMKVIST, E. Evaluation of MM5 mesoscale model at local scale for air quality applications over the Swedish west coast: influence of PBL and LSM parameterizations. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.99, p.77–103, 2007. DOI:10.1007/s00703-007-0267-2.

MIAO, J.-F.; CHEN, F.; BORNE, K. Evaluation and comparison of Noah and Pleim-Xiu land surface models in MM5 Using GOTE2001 data: Spatial and temporal variations in near-surface air temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v.46, n.10, p.1587–1605, 2007.

MILLER, D. A.; WHITE, R. A. A conterminous United States multilayer soil characteristics data set for regional climate and hydrology modeling, **Earth Interactions**, v.2, n.2, 1998.

MILOVAC, J. **Studies of soil-vegetation-atmosphere feedback processes with WRF on the convection permitting scale**. 2016. 149p. Dissertation (Doktorgrades der Naturwissenschaften) - Universität Hohenheim, Stuttgart, 2016.

MILOVAC, J.; WARRACH-SAGI, K.; BEHRENDT, A.; WULFMEYER V. Investigation of PBL schemes combining the WRF model simulations with scanning water vapor DIAL measurements. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v.121, p.624-649, 2016. DOI:10.1002/2015JC023927.

MOURA, J.D.O. **Efeitos do transporte de momentum convective na distribuição de chuva**. 2016. 141p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016.

MOURÃO, C.E.F. **Estudo numérico da produção de chuvas intensas na região da Serra do Mar paulista**. 2010. 121p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2010.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n.1, 2005.

NEVES, T.A.T. **Análise de turbulência e convecção na Amazônia utilizando o modelo PALM-LES**. 2015. 159p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015.

NIYOGI, D.; HOLT, T.; ZHONG, S.; PYLE, P.C.; BASARA, J. Urban and land surface effects on the 30 July 2003 mesoscale convective system event observed in the southern Great Plains. **Journal of Geophysical Research**, v.111, D19107, 2006. DOI:10.1029/2005JD006746.

PAL, J.; ELTHIR. A feedback mechanism between soil-moisture distribution and storm track. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.129, n.592, p.2279-2297. DOI:10.1256/qj.01.201.

PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, p.857-861, 1970.

PIELKE, R. A.; AVISSAR, SR; RAUPACH, R.; DOLMAN, M.; ZENG, A. J.; DENNING, A. S. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. **Global Change Biology**, v.4, n-5, p.461–475, 1998.

PIELKE, R.A. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. **Reviews of Geophysics**, v.39, n.2, p151–177, 2001. DOI:10.1029/1999RG000072.

PILOTTO, I. L.; RODRÍGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J.; SAMPAIO, G.; CHOU, S. C. Comparisons of the Noah-MP land surface model simulations with measurements of forest and crop sites in Amazonia. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 1, p. 1, 2015.

PREIN, A. F. et al. A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. **Reviews of Geophysics**, v.53, p.323–361, 2015. DOI:10.1002/2014RG000475.

RODRIGUES, D.C. **Teste com parametrização de convecção para casos de chuvas intensas em regiões montanhosas**. 2014. 145p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2014.

RODRIGUEZ, D.A.; TOMASELLA, J.; LINHARES, C. Is the forest conversion to pasture affecting the hydrological response of Amazonian catchments? **Hydrological Processes**, v.24, n.10, p.1254-1269, 2010.

ROUNDY, J. K.; FERGUSON, C. R.; WOOD, E. F. Temporal variability of land-atmosphere coupling and its implications for drought over the southeast United States. **Journal of Hydrometeorology**, v.14, n.2, p.622–635, 2013.

SAHA, S., et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, p. 1015-1057, 2010.

SANCHEZ, P.; AHAMED, S.; CARRÉ, F. Digital soil map of the world. **Science**, v.325, p.680-681, 2009. DOI:10.1126/science.1175084.

SANTANELLO, J. A.; PETERS-LIDARD, C. D.; KUMAR, S. V.; ALONGE, C.; TAO, W. K. A modeling and observational framework for diagnosing local land-atmosphere coupling on diurnal time scales. **Journal of Hydrometeorology**, v.10, p.577–599, 2009. DOI:10.1175/2009JHM1066.1.

SANTANELLO, J. A.; PETERS-LIDARD, C. D.; KUMAR, S. V. Diagnosing the sensitivity of local land-atmosphere coupling via the soil moisture-boundary layer interaction, **Journal of Hydrometeorology**, v.12, p.766–786, 2011. DOI:http://dx.doi.org/10.1175/JHMD-10-05014.1.

SANTANELLO, J. A.; PETERS-LIDARD, C. D.; KENNEDY, A.; KUMAR, S. V. Diagnosing the nature of land-atmosphere coupling: a case study of dry/wet extremes in the U.S. Southern Great Plains. **Journal of Hydrometeorology**, v.14, p.3–24, 2013. DOI:http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-023.1.

SANTANELLO, J. A.; DIRMEYER, P. A.; FERGUSON, C. R.; FINDELL, K. L.; TAWFIK, A. B.; BERG, A.; EK, M.; GENTINE, P.; GUILLOD, B. P.; VAN EERWAARDEN, C.; ROUNDY, J.; WULFMEYER, V. Land-atmosphere interactions: the LoCo perspective. **Bulletin of the American Meteorological Society**, in press, 2017. DOI:0.1175/BAMS-D-17-0001.1.

SCHWITALLA, T.; BAUER, H.-S.; WULFMEYER, V.; WARRACH-SAGI, K. Continuous high resolution mid-latitude belt simulations for July-August 2013 with WRF. **Geoscientific Model Development**, v.10, p.2031–2055, 2017. DOI: 10.5194/gmd-10-2031.

SENEVIRATNE, S. I.; KOSTER, R. D.; GUO, Z.; DIRMEYER, P. A.; KOWALCZYK, E.; LAWRENCE, D.; LIU, P.; MOCKO, D.; LU, C.-H.; OLESON, K. W.; VERSEGHY, D. Soil moisture memory in AGCM simulations: analysis of Global Land-Atmosphere Coupling Experiment (GLACE) data. **Journal of Hydrometeorology**, v.7, n-5, p.1090–1112, 2006.

SENEVIRATNE, S.I.; STÖCKLI, R. The role of land-atmosphere interactions for climate variability in Europe. In: BRÖNNIMANN, S. et al (Eds.). **Climate variability and extremes during the Past 100 years**. Berlin: Springer Verlag, 2008. p.179-193.

SENEVIRATNE, S.I.; CORTI, T.; DAVIN, E.L.; HIRSCHI, M.; JAEGER, E.B.; LEHNER, I.; ORLOWSKY, B.; TEULING, A.J. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: a review. **Earth-Science Reviews**, v.99, p.125–161, 2010.

SESTINI, M.F.; ALVALÁ, R.C.S.; MELLO, E.M.K.; VALERIANO, D.M.; CHOU, S.C.; NOBRE, C.A.; PAIVA, J.A.C.; REIMER, E.S. **Elaboração de mapas de vegetação para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos**. São José dos Campos: INPE, 2002. 74p.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M.; HUANG, X. Y.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A description of the advanced research WRF Version 3**. Boulder, Colorado: NCAR, 2008. DOI:10.5065/D68S4MVH.

SOIL SURVEY DIVISION STAFF. **Soil survey manual, soil conservation service**. Washington: USDA, 1993.

STÉFANON, M.; DROBINSKI, P.; D’ANDREA, F.; LEBEAUPIN-BROSSIER, C.; BASTIN, S. Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe. **Climate Dynamics**, v.2, p.1309–1324, 2014. DOI:10.1007/s00382-013-1794-9.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Berlin: Springer, 1988. 666p.

SUTTON, C. J.; HAMILL T. M.; WARNER T. T. Will perturbing soil moisture improve warm-season ensemble forecasts? a proof of concept. **Monthly Weather Review**, v.134, p.3174-3189, 2006.

TAO, Z.; SANTANELLO, J. A.; CHIN, M.; ZHOU, S.; TAN, Q.; KEMP, E. M.; PETERS-LIDARD, C. D. Effect of land cover on atmospheric processes and air quality over the continental United States – a NASA Unified WRF (NU-WRF) model study. **Atmospheric Chemistry Physics**, v.13, p.6207–6226, 2013.

TAYLOR, C. M.; ELLIS, R. J. Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. **Geophysical Research Letters**, v.33, L03404, 2006. DOI:10.1029/2005GL025252.

TAYLOR, C. M.; GOUNOU, A.; GUICHARD, F.; HARRIS, P. P.; ELLIS, R. J; COUVREUX, F.; DEKAUWE, M. Frequency of Sahelian storm in initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. **Nature Geoscience** v.4, n.5, 2011.

TAYLOR, C. M.; DE JEU, R. A. M.; GUICHARD, F.; HARRIS, P.P.; DORIGO, W.A. Afternoon rain more likely over drier soils. **Nature**, v.489, p.423–426, 2012. DOI:10.1038/nature11377.

TAWFIK, A. B.; DIRMEYER, P. A.; SANTANELLO, J.A. The heated condensation framework. Part I: description and southern great plains case study. **Journal of Hydrometeorology**, v.16, n-5, p.1929–1945, 2015. DOI:10.1175/JHM-D-14-0117-1.

TAWFIK, A. B.; DIRMEYER, P. A.; SANTANELLO, J.A. The heated condensation framework. Part II: climatological behavior of convective initiation and land–atmosphere coupling over the conterminous United States. **Journal of Hydrometeorology**, v.16, n-5, p.1946–1961, 2015. DOI:10.1175/JHM-D-14-0118.1.

TEULING, A.J. et al. A regional perspective on trends in continental evaporation, **Geophysical Research Letters**, v.36, L02404, 2009. DOI:10.1029/2008GL036584.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M.G. Pedotransfer functions for tropical soils. In: PACHEPSKY, Y; RAWLS, W.J. (Orgs.). **Developments in soil science**. 30.ed. Amsterdam: Elsevier, 2004. p.415-429.

TRIBBIA, J.; BAUMHEFNER, D. Scale interactions and atmospheric predictability: an updated perspective. **Monthly Weather Review**, v.132, p.703–713, 2004. DOI:10.1175/15200493.

TRIER, S.B. Convective storms: convective initiation. In: HOLTON, J. R. (Ed.). **Encyclopedia of atmospheric sciences**. [S.l.]: Academic Press, 2003. p.560-569.

TRIER, S. B.; CHEN, F.; MANNING, K.W. A study of convection initiation in a mesoscale model using high-resolution land surface initial conditions. **Monthly Weather Review**, v.132, n-12, p.2954–2976, 2004. DOI:10.1175/MWR2839.1

TRIER, S.B.; LEMONE, M.A.; CHEN, F.; MANNING, K.W. Effects of surface heat and moisture exchange on ARW–WRF warm-season precipitation forecasts over the central United States. **Weather Forecast**, v.26, n.1, p.3–2, 2011. DOI:10.1175/2010WAF2222426.1.

XUE, Y.; SHUKLA, J. The influence of land-surface properties on Sahel climate. Part 1: desertification. **Journal of Climate**, v.6, p.2232–2245. 1993.

WANG, Y.C.; PAN, H.L.; HSU, H.H. Impacts of the triggering function of cumulus parameterization on warm-season diurnal rainfall cycles at the Atmospheric Radiation Measurement Southern Great Plains site. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.120, n-10, p681–702, 2015.

WARRACH-SAGI, K.; WULFMEYER, V.; GRASSEL, R.; AMENT, F.; SIMMER, C. Streamflow simulations reveal the impact of the soil parameterization. **Meteorologische Zeitschrift**, v.17, p.751-762, 2008. DOI:10.1127/0941-2948/2008/0343.

WEAVER, C. P.; AVISSAR, R. Reply. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 83, p. 280–283, 2002.

WILSON, M.F.; HENDERSON-SELLERS, A.; DICKINSON, R.E.; KENNEDY, P.J. Sensitivity of the biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.26, p.341–362, 1987.

WULFMEYER, V. et al. The Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS): the scientific strategy, the field phase, and research highlights, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.137, p.3–30, 2011. DOI:10.1002/qj.752.

WULFMEYER, V.; BRANCH, O.; WARRACH-SAGI, K.; BAUER, H.S.; SCHWITALLA, T.; BECKER, K. The impact of plantations on weather and climate in coastal desert regions. **Journal of Applied Meteorology**, v.53, n.5, p.1143-1169, 2014. DOI:http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0208.1.

WULFMEYER, V. et al. A review of the remote sensing of lower tropospheric thermodynamic profiles and its indispensable role for the understanding and the simulation of water and energy cycles. **Reviews Geophysics**, v.53, p.819–895, 2015. DOI:10.1002/2014RG000476.

WULFMEYER, V. et al. Determination of convective boundary layer entrainment fluxes, dissipation rates, and the molecular destruction of variances: theoretical description and a strategy for its confirmation with a novel lidar system synergy. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.73, n.2, p.667-692, 2016. DOI:10.1175/JAS-D-14-0392.1.

WULFMEYER, V. et al. American meteorological society new research approach for observing and characterizing land-atmosphere feedback. **Bulletin of American Meteorological Society**, 2018. DOI:10.1175/BAMS-D-17-000 .1.

ZHENG, Y.; KUMAR, A.; NIYOGI, D. Impacts of land–atmosphere coupling on regional rainfall and convection. **Climate Dynamics**, v.44, p.9-10, n-2383, 2015.

ZHENG, Y.; ALPATY, K.; HERWEHE, J.A.; DEL GENIO, A.D.; NIYOGI, D. Improving high-resolution weather forecasts using the Weather Research and Forecasting (WRF) model with an updated Kain-Fritsch scheme. **Monthly Weather Review**, v.144, n.3, p.833-860, 2016. DOI:10.1175/MWR-D-15-0005.1.

ZILITINKEVICH, S.S. Non-local turbulent transport: pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows. **Air Pollution**, v.1, p.53–60, 1995. DOI:10.2495/AIR950071 .