



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/06.21.20.10-TDI

IMPACTOS DO USO E COBERTURA DA TERRA NA REGIÃO DA MATA ATLÂNTICA PAULISTA: CLIMA PRESENTE

Viviane Regina Algarve

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá, aprovada em 28 de fevereiro de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3EBD6HS>>

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/06.21.20.10-TDI

IMPACTOS DO USO E COBERTURA DA TERRA NA REGIÃO DA MATA ATLÂNTICA PAULISTA: CLIMA PRESENTE

Viviane Regina Algarve

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá, aprovada em 28 de fevereiro de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3EBD6HS>>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Algarve, Viviane Regina.
Al32i Impactos do uso e cobertura da terra na região da Mata Atlântica Paulista: clima presente / Viviane Regina Algarve. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxx + 134 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/06.21.20.10-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.
Orientadora : Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá.

1. uso da terra. 2. circulação regional. 3. Mata Atlântica.
4. downscaling dinâmico. 5. cobertura vegetal. I.Título.

CDU 551.5:332.3(815.6)



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/).

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

Dr. José Antonio Marengo Orsini

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá

Orientador(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Gilvan Sampaio de Oliveira

Membro da Banca / CCST/INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Francis Wagner Silva Correia

Convidado(a) / UEA / Amazonas - AM

Dr. Prakki Satyamurty

Convidado(a) / UEA / Amazonas - AM

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Viviane Regina Algarve**

São José dos Campos, 28 de Fevereiro de 2013

"Existem, apenas duas maneiras de ver a vida. Uma é pensar que não existem milagres e a outra é que tudo é um milagre."

Albert Einstein

*A meus pais: José Rafael Algarve (Rafael...) e Maria Tereza Torres Algarve
(Mariquinha...)*

A meu irmão: Vivaldo Raphael Algarve (in memoriam)

"Perto estás se dentro está..."

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar os meus sinceros agradecimentos:

Primeiramente a Deus, fonte de eterna sabedoria, por me dar força, paciência, perseverança e sanidade, as quais foram indispensáveis durante a realização deste trabalho. *"Quando tudo parece inalcançável e perdido, Deus nos oferece coragem e força para seguir."* Aline Lopes.

A minha família: meus pais, José Rafael Algarve, Maria Tereza Torres Algarve e irmãos (Vivanilde Rosana Algarve e Vivair Renato Algarve), cunhados (Elaine Algarve e Paulo Vieira) e sobrinhos especiais (Rafa, Li, Glória, Valentina), pela confiança, paciência, conselhos, apoio e força durante esta etapa. *"Antes de procurar a paz no mundo, olhe para dentro de você, é aí que ela nasce, é no coração que ela está, é nos seus atos que ela se inicia e é na sua alma que ela permanece"*

À Dra Regina Célia dos Santos Alvalá por nunca desistir de mim, por sua orientação, amizade, conselhos e pela confiança em mim depositada, que foram fundamentais para a realização deste trabalho. *"A confiança é um ato de fé e esta dispensa raciocínio"* Carlos Drummond de Andrade.

À Pós-graduação em Meteorologia (PGMET) do INPE pela atenção e pela disposição sempre que necessária, em especial à Dra Maria Paulete Pereira Martins pelo apoio e conselhos indispensáveis.

Ao meu companheiro amado Luiz Carlos Barbosa Junior, apoio incondicional, pela paciência, carinho, amor e compreensão. *"só por hoje; estamos juntos sempre..."; "Amo como ama o amor. Não conheço nenhuma outra razão para amar se não amar. Que queres que diga, além de que te amo, se o que quero dizer-te é que te amo?"* Fernando Pessoa.

Aos meus grandes amigos de sempre, irmãos escolhidos: Giovanni Dolif, Juliana Dolif, Fernanda Rodrigues, Eliane Rodrigues, pelo apoio, incentivo e

amizade. *"Amigos são aqueles estranhos seres que nos perguntam como estamos e esperam, de verdade, ouvir a resposta"*

Aos meus grandes amigos, colegas de trabalho nesta etapa da vida: Rogério L Carneiro, Marília Shimizu, André Lyra, Ana Paula Amaral Cunha, Giovanni Dolif, Gilvan Sampaio, Vanessa Canavesi, Tatiane Felinto, José Fernando Pesquero, Linconl Alves, Renata Gonçalves Tedeschi, Solange Ferreira, Pedro Ivo Mioni Camarinha, Marcelo Gobbo, Fabielle Adriane Mota, Aline Souza,, Lilian Rezende Escobar, Rita Marley, Dra Chou Sin Chan, Dr. Nelson Ferreira, Dra Ana Silvia, e outros pela amizade, apoio, ajuda, discussões científicas, discussões e discussões. *"Algumas pessoas a gente conhece...outras Deus nos apresenta"*.

Rogério L Carneiro e Ana Paula Amaral Cunha, à vocês meus agradecimentos muito mais que especiais, sem o "apoio", estímulo e amizade de vocês não sei se realmente conseguiria chegar ao final disso tudo. *"Tudo tem um porque, a gente é que demora para entender..."*

Agradeço também a todos da minha turma de doutorado (2007), sempre juntos mesmo longe, um torcendo pelo outro, angustiados, ansiosos e felizes pela conquista de cada um. *"A disciplina é a parte mais importante do sucesso"*.

Aos membros da Banca pelas críticas, comentários e sugestões, que enriqueceram este trabalho.

A todos aqueles que de forma direta ou indiretamente contribuíram para que este trabalho pudesse ser concluído.

RESUMO

A região entre as cidades de São Paulo e Rio de Janeiro, uma das mais desenvolvidas do país, caracteriza-se por apresentar alta densidade populacional e grandes polos industriais. Além disso, destaca-se pela grande importância ecológica, pois concentra um dos maiores remanescentes do bioma de Mata Atlântica do Brasil. O alto desenvolvimento econômico e industrial da região fez grande pressão sobre a ocupação e usos da terra, que passou por vários ciclos de exploração, desde o desmatamento ocorrido no passado pela exploração de culturas de café e agropecuária e o atual associado à exploração comercial de plantios de eucalipto. Assim, com a finalidade de avaliar os impactos das mudanças dos usos e cobertura da terra (MUCT) na região descrita acima, foram realizadas simulações numéricas (downscaling dinâmico do modelo ETA 40 km para 10 km) considerando três cenários distintos, isto é, cobertura vegetal potencial (sem ação antrópica), cobertura vegetal e usos da terra atual e expansão da cultura de eucalipto. De modo geral, o modelo ETA conseguiu representar bem as circulações regionais de brisas marítimas e de vale-montanha, as quais contribuem para o volume total de precipitação no verão (DJF) sobre a região estudo. Verificou-se que as MUCT causaram alterações na intensidade dessas circulações locais, principalmente as de vale-montanha, que levaram ao aumento da convergência de umidade sobre os topos de montanha e, conseqüentemente, ao aumento da precipitação nessas regiões. Além disso, foi verificado que o mecanismo restaurador mais importante relacionado aos impactos das MUCT na distribuição e intensidade da precipitação na região estudo é o mecanismo de vegetação (brisa florestal). A partir de análises considerando dados observados de precipitação, constatou-se o aumento do número de eventos extremos de precipitação em algumas regiões no Vale do Paraíba, embora as alterações mais significativas na precipitação tenham sido observadas sobre as áreas mais elevadas. Desse modo, a análise dos dados observacionais bem como as simulações com o modelo ETA convergiram para o resultado de que as MUCT ocorridas na região de estudo nas últimas décadas, levaram ao aumento da precipitação em algumas áreas. Por fim, destaca-se que o diagnóstico da evolução dos usos da terra e suas implicações climáticas são essenciais para orientar tomadores de decisões, em especial dos setores governamentais e da defesa civil, principalmente em razão da região incorporar regiões serranas altamente vulneráveis a desastres naturais.

IMPACTS OF USE AND LAND COVER OVER ATLANTIC PAULISTA

REGION: PRESENT CLIMATE

ABSTRACT

The region between São Paulo and Rio de Janeiro cities, one of the most developed in the country, characterized by high population density and large industrial poles. In addition, stands out for its great ecological importance, because it concentrates one of the largest remnants of the Atlantic forest biome in Brazil. The high economic and industrial development of the region made great pressure on the occupation and land use, which has gone through several cycles of exploration, since deforestation occurred in the past by the exploitation of coffee crops and farming and the current associated with the commercial exploitation of eucalyptus plantations. So, in order to assess the impacts of land cover and uses changes (LCLUC) in the region described above were carried out numerical simulations (ETA40km model downscaling for 10 km) whereas three different scenarios, that is, potential vegetation cover (without human action), vegetation cover and current land use and expansion of the culture. In General, the ETA model managed to represent the regional circulations maritime breezes and mountain-valley, which contribute to the total volume of precipitation in summer (DJF) over the study region. It was found that the intensity of these changes caused MUCT circulations locations, mainly the mountain valley, which led to increased moisture convergence on the mountain tops and, consequently, to increased precipitation in these areas. In addition, it was found that the most important restorative mechanism related to the impacts of LCLUC in the distribution and intensity of precipitation in the region is the mechanism study of vegetation (forest Breeze). From analyses considering observed data of precipitation, there was an increase in the number of extreme precipitation events in some regions in the Vale do Paraíba, although the most significant changes in precipitation have been observed on the higher areas. Thus, the analysis of the observational data and simulations with the ETA model converged to the result that the LCLUC study region that have occurred in recent decades, have led to increased precipitation in some areas. Finally, we highlight that the diagnosis of the evolution of land use and its climatic implications are essential to guide decision makers, in particular of government sectors and civil defense, mainly because the region incorporate mountain regions highly vulnerable to natural disasters.

LISTA DE FIGURAS

	Páginas
Figura 2.1 – Relevo da Porção Paulista do Vale do Paraíba do Sul e Serras do Mar e Mantiqueira.....	07
Figura 2.2 - Domínio da Mata Atlântica e as áreas remanescentes no Brasil e no Estado de São Paulo	08
Figura 2.3 - Mapa dos usos e cobertura da terra para o Estado de São Paulo (resolução de 1km).....	11
Figura 2.4 - Distribuição espacial da precipitação (mm) nas áreas do Vale do Paraíba e Litoral Norte (mapa de altitude em metros).....	14
Figura 2.5 - Esquema ilustrativo para a) Brisa Marítima (oceano-continente) e b) Brisa vale-topo (brisa de vale - anabático).....	16
Figura 2.6 - Diagrama conceitual do impacto do aumento do albedo no clima (Mecanismo do albedo). A linha pontilhada representa o feedback positivo e a tracejada o feedback negativo.....	22
Figura 2.7 - Diagrama conceitual do impacto do aumento da evapotranspiração no clima (Mecanismo da evapotranspiração). A linha pontilhada representa o “feedback” positivo e a tracejada o feedback negativo.....	23
Figura 2.8 - Diagrama do esquema de retroalimentação com o mecanismo da rugosidade (mecanismo da rugosidade). A linha pontilhada representa o feedback positivo e a tracejada o feedback negativo.....	25
Figura 2.9 - Diagrama do Mecanismo de vegetação ou de brisa entre montanhas.....	27
Figura 3.1 - Localização da área de estudo e altimetria da região em metros.....	29
Figura 3.2 - Grade do tipo “E” de Arakawa utilizada no modelo Eta e a distribuição dos pontos de massa (h) e de velocidade (h). A distância (d) define a resolução do modelo.....	32
Figura 3.3 - Seção vertical idealizada da topografia do modelo ETA.....	33

Figura 3.4 - Ilustração dos processos de superfície do NOAH LSM.....	35
Figura 3.5 - a) Ciclo anual climatológico (1961-90) de precipitação (mm/dia) para os dados observados do CRU e dos quatro membros do HadCM3 e b) Ciclo anual climatológico (1961-90) de temperatura (°C) para os dados observados do CRU e dos quatro membros HadCM3.....	38
Figura 3.6 - Campos médios climatológicos (1961-1990) de precipitação (mm/dia) para o verão austral (DJF) para os dados observados do CRU (a) e do membro aenwh do HadCM3 (b).....	39
Figura 3.7 - Campos médios climatológicos (1961-1990) de temperatura (°C) para o verão austral (DJF) para os dados observados do CRU (a) e do membro aenwh do HadCM3 (b).....	39
Figura 3.8 - Campos médios climatológicos (1961-1990), média para a área de estudo: a) de precipitação (mm/dia) para o Eta 40km, com mapa de vegetação potencial atual e o mapa padrão do Eta e os campos de precipitação ao longo do ano para as simulações do Eta 10km para os três cenários: MVPA, MVA e MVE e b) campo médio de temperatura (°C) ao longo do ano para as simulação feitas com o Eta 40km (MVPA) e para as simulações do Eta 10km com os três cenários: MVPA, MVA e MVE.....	40
Figura 3.9 - Esquema das simulações utilizando o modelo Eta/CPTEC/INPE 10Km aninhado ao modelo Eta/CPTEC/INPE 40km com condições de contorno do HadCM3.....	42
Figura 3.10 a) Mapa de vegetação potencial atual (MVPA), Salazar (2009), latitude x longitude, b) Mapa de vegetação atual (MVA), Vieira et al 2010, latitude x longitude, c) Mapa de vegetação modificado com Eucalipto (MVE). latitude x longitude (Continua).....	43
Figura 3.10 - a) Mapa de vegetação potencial atual (MVPA), Salazar (2009), latitude x longitude, b) Mapa de vegetação atual (MVA), Vieira et al 2010, latitude x longitude, c) Mapa de vegetação modificado com Eucalipto (MVE). latitude x longitude (Conclusão).....	44
Figura 3.11 - Distribuição espacial das estações pluviométricas com a altitude de cada estação	49

- Figura 4.1** – Diferença das médias diárias mensais de precipitação no verão austral (DJF), para a ANÁLISE 1 (MVA-MPVA) (a), e para a ANÁLISE 2 (MVE-MPVA) (b). Áreas onde as diferenças apresentaram significância estatística nos níveis de 80, 85, 90 e 95% de probabilidade (c) e (d), sendo: MPVA - Mapa de vegetação potencial atual; MVA - Mapa de vegetação atual e MVE - Mapa de vegetação com eucalipto.52
- Figura 4.2** - a) e c) Diferença das médias mensais de precipitação no verão austral (DJF), às 00 e 06 GMT, respectivamente, para a ANÁLISE 1 (MVA - MPVA). Áreas onde as diferenças apresentaram significância estatística nos níveis de 80, 85, 90 e 95% de probabilidade (c) e (d).....55
- Figura 4.3** - a) e c) Diferença das médias mensais de precipitação no verão austral (DJF), entre 1981 e 1990 às 12 e 18 GMT, entre o controle e o experimento com MVA, ANÁLISE 1. Áreas onde as diferenças apresentaram significância estatística nos níveis de 80, 85, 90 e 95% de probabilidade (c) e (d).....56
- Figura 4.4** - a) e c) Diferença das médias mensais de precipitação no verão austral (DJF), às 00 e 06 GMT, respectivamente, para a ANÁLISE 2 (MVE - MPVA). Áreas onde as diferenças apresentaram significância estatística nos níveis de 80, 85, 90 e 95% de probabilidade (c) e (d).....57
- Figura 4.5** - a) e c) Diferença das médias mensais de precipitação no verão austral (DJF), às 12 e 18 GMT, entre o controle e o experimento com MVE, ANÁLISE 2. Áreas onde as diferenças apresentaram significância estatística nos níveis de 80, 85, 90 e 95% de probabilidade (c) e (d).....58
- Figura 4.6** - Mapa com a localização das estações pluviométricas utilizados no trabalho. Os quadrados azuis indicam as estações, Setor A: a) (ITT_1), b) (ITT_2), c) Itatiaia_3 (ITT_3) e d) Queluz (QLZ); Setor B: a) Campos do Jordão_1 (CJ_1), b) Campos do Jordão_2 (CJ_2), c) Campos do Jordão_3 (CJ_3), d) Campos do Jordão_4 (CJ_4) e e) Queluz (QLZ); Setor C: a) Bananal_1 (BNL_1 - Serra

da Bocaina), b) Bananal_2 (BNL_2), c) São José do Barreiro (SJB) e os círculos em vermelho mostram as estações que foram utilizadas para as análises de eventos extremos.....	60
Figura 4.7 - Precipitação média mensal (mm/mês) nos meses de Dezembro Janeiro Fevereiro (DJF), nas estações pluviométricas localizadas no setor A da Figura 4.6, referente a Serra de Itatiaia.....	61
Figura 4.8 - Precipitação média mensal (mm/mês) nos meses de Dezembro Janeiro Fevereiro (DJF), nas estações pluviométricas localizadas no setor B da Figura 4.6, referente a Serra da Mantiqueira próxima à Campos do Jordão.....	63
Figura 4.9 - Precipitação média mensal (mm/mês) nos meses de Dezembro Janeiro Fevereiro (DJF), nas estações pluviométricas localizadas no setor B da Figura 4.6, referente a Serra da Bocaina.....	64
Figura 4.10 Precipitação média mensal (mm/mês) nos meses de Dezembro Janeiro Fevereiro (DJF), nas estações pluviométricas localizadas vale do Rio Paraíba do Sul e Litoral Norte do estado de São Paulo.....	66
Figura 4.11 - Precipitação média mensal (mm/mês) nos meses de Dezembro Janeiro Fevereiro (DJF), nas estações pluviométricas localizadas vale do Rio Paraíba do Sul. (Continua).....	67
Figura 4.11 - Precipitação média mensal (mm/mês) nos meses de Dezembro Janeiro Fevereiro (DJF), nas estações pluviométricas localizadas vale do Rio Paraíba do Sul. (Conclusão).....	68
Figura 4.12 - Média de precipitação para os meses de DJF entre 1982-1990 para várias estações meteorológicas da região de Estudo sendo: a) Pindamonhangaba, b) Campos do Jordão, c) Guaratinguetá, d) São José do Barreiro, e) Itatiaia, f) São Luiz do Paraitinga e g) Taubaté. (Continua).....	70
Figura 4.12 - Média de precipitação para os meses de DJF entre 1982-1990 para várias estações meteorológicas da região de Estudo sendo:	

a) Pindamonhangaba, b) Campos do Jordão, c) Guaratinguetá, d) São José do Barreiro, e) Itatiaia, f) São Luiz do Paraitinga e g) Taubaté. (Continua).....	71
Figura 4.12 - Média de precipitação para os meses de DJF entre 1982-1990 para várias estações meteorológicas da região de Estudo sendo: a) Pindamonhangaba, b) Campos do Jordão, c) Guaratinguetá, d) São José do Barreiro, e) Itatiaia, f) São Luiz do Paraitinga e g) Taubaté. (Conclusão).....	72
Figura 4.13 - Números de dias com chuva acima de 30 e 50 mm, para várias estações pluviométricas) São Luiz do Paraitinga; b)Taubaté; c) Pindamonhangaba; d)Guaratinguetá; e) São José do Barreiro; e f) Parque Nacional de Itatiaia (Continua).....	74
Figura 4.13 - Números de dias com chuva acima de 30 e 50 mm, para várias estações pluviométricas) São Luiz do Paraitinga; b)Taubaté; c) Pindamonhangaba; d)Guaratinguetá; e) São José do Barreiro; e f) Parque Nacional de Itatiaia (Continua).....	75
Figura 4.13 - Números de dias com chuva acima de 30 e 50 mm, para várias estações pluviométricas) São Luiz do Paraitinga; b)Taubaté; c) Pindamonhangaba; d)Guaratinguetá; e) São José do Barreiro; e f) Parque Nacional de Itatiaia (Conclusão).....	76
Figura 4.14 - Diferenças no fluxo de calor sensível total entre: a) MVPA – MVA, c) MVPA – MVE e b) e c) respectivas áreas de significância estatística.....	80
Figura 4.15 - Diferenças no fluxo de calor latente total entre: a) MVPA – MVA, c) MVPA – MVE e b) e c) respectivas áreas de significância estatística.....	82

- Figura 4.16** - a) Diferença da evapotranspiração total entre os cenários MVA e MVPA (a) e MVE e MVPA (b).....83
- Figura 4.17** - a)Diferenças das médias mensais totais de temperatura próxima superfície durante o verão austral (DJF) entre: a) MVA-MVPA e c) MVE-MVPA. Áreas com significância estatística acima de 95% (b e d).....84
- Figura 4.18** - Diferenças das médias mensais de temperatura próxima à superfície durante o verão austral (DJF) às 18GMT entre: a) MVA-MVPA e c) MVE-MVPA. Áreas com significância estatística acima de 95% (b e d).....86
- Figura 4.19** - Corte vertical em 44.5 W88
- Figura 4.20** - Padrão vertical médio da circulação atmosférica (m/s) sobre o corte em 44,5W, nas simulações utilizando o mapa de vegetação atual (MVA) sendo a) perfil das 00GMT; b) perfil das 06GMT; c) perfil das 12GMT e d) perfil das 18GMT.....90
- Figura 4.21** - Padrão vertical médio da circulação atmosférica (m/s) sobre o corte em 44.5 longitude oeste, nas simulações utilizando o mapa de vegetação com eucalipto (MVE) sendo a) perfil das 00GMT; b) perfil das 06GMT; c) perfil das 12GMT e d) perfil das 18GMT.....91
- Figura 4.22** - Valores da diferença de ômega (Pa/S) entre a troca de cenários da vegetação, num corte vertical ao longo da longitude 44.5°W a) Diferença ômega (VA-VPA) 00 GMT; b) Diferença ômega (VE-VPA) 00GMT; c) Diferença ômega (VA-VPA) 06GMT; d) Diferença ômega (VE-VPA) 06GMT; Áreas com contornos brancos representam áreas com significância estatística acima de 85%.....93
- Figura 4.23** - Valores da diferença de ômega (Pa/S) entre a troca de cenários da vegetação, num corte vertical ao longo da longitude 44.5°W, a) Diferença ômega (VA-VPA) 12GMT; b) Diferença ômega (VE-

VPA) 12GMT; c) Diferença ômega (VA-VPA) 18GMT; d) Diferença ômega (VE-VPA) 18GMT; Áreas com contornos brancos representam áreas com significância estatística acima de 85%.....94

Figura 4.24 - Valores da diferença de ômega (Pa/S) entre a troca de cenários da vegetação, num corte vertical ao longo da longitude 45.6°W,; a) Diferença ômega (VA-VPA) 00GMT; b) Diferença ômega (VE-VPA) 00GMT; c) Diferença ômega (VA-VPA) 06GMT; d) Diferença ômega (VE-VPA) 06GMT; Áreas com contornos brancos representam áreas com significância estatística acima de 85%.....96

Figura 4.25 - Valores da diferença de ômega (Pa/S) entre) entre a troca de cenários da vegetação, num corte vertical ao longo da longitude 45.6°W,; a) Diferença ômega (VA-VPA) 12GMT; b) Diferença ômega (VE-VPA) 12GMT; c) Diferença ômega (VA-VPA) 18GMT; d) Diferença ômega (VE-VPA) 18GMT; Áreas com contornos brancos representam áreas com significância estatística acima de 85%.....97

Figura 4.26 - Escoamento total do vento à 10 metros para os seguinte cenários: a) mapa de vegetação potencial atual (MVPA) - controle, b) para o cenário MVA-MVPA e c) para o cenário MVE-MVPA.....99

Figura 4.27 - Escoamento do vento à 10 metros para as 18GMT nos seguintes cenários: a) mapa de vegetação potencial atual (MVPA) - controle, b) para o cenário MVA-MVPA e c) para o cenário MVE-MVPA.....100

Figura 4.28 - Diferença da umidade específica total em 850 hPa para os seguinte cenários: a) MVA-MVPA e b) MVE-MVPA.....101

Figura 4.29 - Diferença da umidade específica total em 850 hPa para os seguinte cenários: a) MVA-MVPA e b) MVE-MVPA.....101

LISTA DE TABELAS

	Páginas
Tabela 2.1 - Tabela com os usos da terra em porcentagem.....	13
Tabela 3.1 - Tabela com informações sobre as simulações.....	41
Tabela 3.2 - Tabela com os principais parâmetros da vegetação utilizados nas simulações - modelo Noah.....	45
Tabela 3.3 - Distribuição espacial das estações pluviométricas georeferenciadas.....	48
Tabela A.1 - Classificação de vegetação de DORMAN E SELLERS (1989).....	131
Tabela A.2 - Categoria de Classes de solos no modelo Noah.....	132
Tabela A.3 - Classes de declividade no modelo Noah.....	132

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

A2	- Cenário de emissões de CO ₂ do IPCC, A2 cenário pessimista ou maior emissão
A1B	- Cenário de emissões de CO ₂ do IPCC. Os combustíveis fósseis e outras fontes de energia são balanceados neste cenário.
ANA	- Agência Nacional de Águas
AOGCMs	- Modelo de Circulação Geral Acoplado Atmosférico e Oceano
AR4	- Quarto relatório do IPCC
AS	- América do Sul
ASCII	- American Standard Code for Information Interchange ("Código Padrão Americano para o Intercâmbio de Informação")
BIOTA	- Programa de Pesquisas em Caracterização, Conservação e Uso Sustentável da Biodiversidade do Estado de São Paulo - FAPESP
BD	
BN	- Brisa Diurna - Brisa Noturna
B2	- Cenário de emissões de CO ₂ do IPCC, B2 cenário otimista ou menor emissão
CC	- Condições de Contorno
CI	- Condições Iniciais
CLP	- Camada Limite Planetária
CLE	- Camada Limite Estável Noturna
CM	- Camada de Mistura Turbulenta
COLA	- Center of Ocean- Atmosphere Studies - Centro de Estudos do Oceano-Continente-Atmosfera
CO ₂	- Dióxido de carbono
CONAMA	- Conselho Nacional do Meio Ambiente
CPC	- Coeficiente de precipitação crítico
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CPTEC-PVM	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - Modelo de Vegetação Potencial
CPTEC-PVM2.0	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - Modelo de

	Vegetação Potencial versão 2.0
CPTEC-PVMReg	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - Modelo de Vegetação Potencial Regional
CPTEC-PVMReg2.0	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - Modelo de Vegetação Potencial Regional versão 2.0
CR	- Camada Residual
CRU	- Climate Research Unit
DAEE	- Departamento de Águas e Energia Elétrica
DJF	- Dezembro, Janeiro e Fevereiro
EMDAT	- Banco de dados de emergências (Emergency Events Database)
ETA/CPTEC-HadCM3	- Modelo ETA do CPTEC com condição de contorno do HadCM3
FAPESP	- Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
FF	- Frente Fria
FORTRAN	- Linguagem de programação - IBM Mathematical FOR mula TRAN slation System,
GEEs	-Gases de Efeito Estufa
GFHL	- Geophysical Fluid Dynamical Laboratory
GMT	- Greenwich mead time
Grads	- Grid Analysis and Display System (GrADS) - ferramenta computacional interativa para a análise e exibição de dados de ciência da Terra.
HadAM3	- Modelo Atmosférico do Hadley Center, versão 3
HadCM3	- Modelo Acoplado do Hadley Center, version 3
HC	- Hadley Centre
HFCs	- Hidrofluorcarbonos
hPa	- hecto pascal - medida de pressão atmosférica
HSTBL	- parâmetro usado no termo da radiação solar da função resistência da pressão do vapor
IBGE	- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IEA	- Instituto de Economia Agrícola
IGES	- Institute of Global Environment and Society
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IPCC	- Painel Intergovernamental de mudanças climáticas
IPCC-AR4	- Painel Intergovernamental de mudanças climáticas, quarto relatório.
IPT	- Instituto de Pesquisas Tecnológicas
Km	- quilometro
Km ²	- quilometro quadrado
LE	- Calor Latente
LSM	- Modelo de superfície
m	- metros
MCGA	-Modelo de Circulação Geral Atmosférico
membro aenwh	- membro analisado nesse trabalho, simulação feita pelo HadCM3 componete não perturbada
MODIS	-Moderate-resolution imaging spectroradiometer
MMA	- Ministério do Meio Ambiente
Mm/dia	- mm milímetros por dia
MVA	- Mapa de Vegetação Atual
MVE	-Mapa de Vegetação com Eucalipto
MVPA	-Mapa de Vegetação Potencial Atual
MVP	- Modelo de Vegetação Potencial
MVPReg	- Modelo de Vegetação Potencial Regional
MVPReg2.0	- Modelo de Vegetação Potencial Regional 2.0
MUCTs	- Mudanças dos usos e coberturas de terra
NCEP	- Centro Nacional de Desenvolvimento de Previsão
NCI	- Índice de capital Natural (Natural Capital Index - NCI)
NDVI	- Normalized Difference Vegetation Index (Índice de Vegetação por
NEE	- Diferença Normalizada)
NOAA	- National Oceanic and Atmospheris Administration
NOAH	- Modelo de Superfície
NO-SE	- Nordeste-Sudeste
NNE	- Norte-Nordeste
NPP	-Produção primária líquida
O3	- Ozônio
PCD's	- Plataforma de Coleta de Dados

PFCs	- Perfluorcarbonos
PE	- Pernambuco
PIB	- Produto interno bruto
PRUDENCE	- Prediction of Regional Scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change: risks and effects
PROVEG	- Projeto Vegetação/Atualização da Representação da vegetação nos Modelos Numéricos do CPTEC
RCMIN	- resistência estomática mínima
RGLTBL	- parâmetro usado no termo da radiação solar da função de resistência do dossel
RJ	- Rio de Janeiro
S	- Sul
SH	- Calor Sensível
SLOPE CLASS	- Classes de declividade no modelo Noah
SNIRH	- Sistema de Informações sobre Recursos Hídricos
SP	- São Paulo
SSE	- Sudeste-leste
SSiB	- Modelo de Biosfera Simples
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
UNFPA	- United Nations Population Fund.
XXI	- Século 21
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
Z_0	- comprimento de rugosidade
W/m^2	- Watts/metro quadrado - medida de calor latente e calor sensível
W	- Oeste
WMO	- Organização Meteorológica Mundial

SUMÁRIO

	Pág.
1 - INTRODUÇÃO	01
1.1- Caracterização do problema.....	01
2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	05
2.1 – Região do Vale do Paraíba do Sul, Serra do Mar e Serra da Mantiqueira.....	06
2.1.1 - Cobertura Vegetal Original.....	07
2.1.2 - Importância sócio econômica e evolução.....	09
2.1.3 - Mudanças da cobertura vegetal e usos da terra.....	10
2.1.4 - Características meteorológicas predominantes.....	13
2.2 - Avaliações dos impactos dos usos e cobertura da terra no clima através de modelos climáticos globais e regionais.....	18
2.3 - Impactos das MUCTs no clima local.....	21
2.3.1 - Mecanismos de retroalimentação nas áreas de florestas e pastagens.....	21
3 - MATERIAIS E MÉTODOS	29
3.1 - Área de Estudo e domínio das simulações.....	29
3.2 - HadDCM3 - Modelo Global Acoplado do Hadley Centre.....	29
3.3 - O Modelo ETA/CPTEC - HadCM3.....	31
3.4 - Condições iniciais e de contorno.....	36
3.5 - Simulações dos impactos das Mudanças dos Usos e Cobertura da Terra.....	41
3.6 - Análise de dados observacionais no período das simulações dos impactos das Mudanças dos usos e cobertura da Terra.....	46
4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES	51
4.1 - Impactos das MUCTs no regime pluviométrico do período chuvoso DJF....	51

4.2 - Tendência da precipitação observada em diferentes estações na região de estudo.....	59
4.3 - Análise dos valores de precipitação observada versus precipitação simulada pelo modelo Eta 10km.....	68
4.3.1 - Discussões.....	72
4.4 - Análise de Eventos Extremos dos Dados de Precipitação Observados e Simulados pelo Modelo Eta.....	72
4.4.1 - Discussões	77
4.5 - Mecanismos de Feedback das MUCTs no Clima	77
4.5.1 - Alterações no Padrão de Balanço de Energia da Superfície.....	78
4.5.2 - Alterações na temperatura da superfície.....	84
4.5.3 - Alterações no padrão da circulação atmosférica.....	87
4.5.5 - Discussões Gerais.....	102
5 - CONCLUSÕES.....	105
5.1 - Sugestões para trabalhos futuros	111
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	113
ANEXO A - Modelo de Superfície NOAH.....	125
ANEXO B - Significância Estatística - O teste T de Student.....	133

1 INTRODUÇÃO

1.1. Caracterização do problema

No decorrer das últimas décadas, o território brasileiro tem apresentado diversas transformações no padrão espacial de usos e cobertura da terra. As mudanças englobam desde altas taxas de desflorestamento da floresta tropical nas regiões Norte, Nordeste e Central, até a expansão de áreas para uso agrícola nas regiões Sudeste e Sul. As diferentes transformações ocorridas na cobertura da superfície, associadas às práticas de usos da terra, exercem uma grande influência na hidrologia, clima e ciclos biogeoquímicos em diferentes regiões do Brasil (NOBRE et al, 1991; DIRMEYER; SHUKLA, 1996; SUD et al, 1996 a,b; SOUZA; OYAMA, 2011). Diante disso, grande atenção vem sendo dada pela comunidade científica no intuito de identificar os impactos no clima de uma determinada região devido às mudanças de vegetação, seja por ação antrópica ou natural. A avaliação das consequências climáticas decorrentes de modificações da vegetação natural inclui o estudo da sensibilidade do clima às condições de superfície. Neste sentido, alguns estudos realizados no Brasil focaram diversos aspectos desta questão, tais como o impacto na precipitação num cenário de desertificação (OYAMA, 2002), e de semi-desertificação no semi-árido brasileiro (SOUZA, 2006), das consequências da desertificação gradual no semiárido (SOUZA; OYAMA, 2011); nas dimensões dos efeitos das alterações da vegetação natural nos processos de superfície e atmosféricos, no âmbito dos mecanismos biogeofísicos e nas trocas de CO₂ no semiárido (CUNHA, 2013); de desmatamento na Amazônia Legal (CORREIA, 2005; CORREIA et al, 2008), e de substituição da floresta tropical Amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja (SAMPAIO et al, 2007).

Como o Brasil é um país com vasta área territorial, realizar estudos regionais e setoriais de vulnerabilidade e risco às mudanças climáticas é de grande importância (MARENGO et al, 2009, 2011). Tais fatores justificam estudos regionais de usos e cobertura da terra para o clima presente e projeções para o futuro. Uma questão de interesse consiste nas possíveis alterações no regime climático em resposta aos cenários de mudanças dos usos e cobertura da terra. Um método de avaliar essa questão é a utilização de modelos

matemáticos de previsão de tempo e clima. Assim, estudos regionalizados dos cenários de mudanças climáticas através do uso de modelos numéricos contribuem para melhorar ou detalhar as características locais a fim de conhecer os possíveis impactos meteorológicos (MARENGO et al, 2007).

Conforme já mencionado, estudos foram feitos, por exemplo, para a Amazônia por OLIVEIRA (2008) e CORREIA (2005) e para o Nordeste por SOUZA (2006) e CUNHA (2013). Segundo CORREIA (2005), os processos de superfície continentais caracterizam-se por acarretar efeitos substanciais sobre as previsões de clima e tempo, o que motiva o crescente esforço em compreender as complexas interações que ocorrem na camada superficial. Para investigar esta questão, diversos modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA), acoplados a esquemas de superfície, vêm sendo utilizados. Outrossim, as variações nas condições das superfícies continentais influenciam a circulação atmosférica, modificando o balanço de energia à superfície e o ciclo hidrológico. Os diversos tipos de vegetação (florestas, pastagens, savanas, desertos, etc.) alteram-se e se transformam ao longo do tempo de acordo com as condições ambientais. Variações climáticas naturais são as principais causas dessa modificação. A distribuição da vegetação está associada ao clima local, mas também pode ser afetada pelas ações humanas. As simulações da resposta das plantas/solo às mudanças de condições climáticas são importantes para a compreensão da interação biosfera - atmosfera e permite estudos de adaptação às alterações climáticas e aos usos do solo. Isso inclui a compreensão do papel da biosfera no sistema climático de longo prazo, (OLIVEIRA, 2008).

Uma área de grande interesse, ainda pouco explorada, é a Mata Atlântica Paulista, cujo bioma original (Mata Atlântica) tem sido substituído por pastagens ou cultivos agrícolas. O bioma Mata Atlântica apresenta particularidades regionais quanto ao funcionamento eco fisiológico imposta pela variação do clima regional devido às variações na latitude, longitude e altitude. A maior parte dos remanescentes da Mata Atlântica encontra-se na subdivisão da Serra do Mar, que originalmente cobria uma área costeira de 111.280 km², estendendo-se desde o Estado do Rio de Janeiro até o Rio

Grande do Sul. Porém, hoje restam apenas 30,48% da vegetação original, distribuída entre a Serra da Mantiqueira e a Serra do Mar.

Neste contexto, o presente estudo focou a região compreendida entre as duas maiores cidades do país, São Paulo e Rio de Janeiro, a qual é considerada uma das regiões mais desenvolvidas do Brasil. Esta região possui alta densidade populacional, grandes polos industriais, obras de infraestrutura pública e privada, além de apresentar grande importância ecológica, por concentrar um dos maiores remanescentes do bioma de Mata Atlântica do Brasil. O alto desenvolvimento econômico da região provocou grande pressão sobre a ocupação e usos da terra, que passou por vários ciclos de exploração, desde o desmatamento, passando pela exploração de culturas de café, agropecuária e, atualmente, pela exploração comercial de plantios de eucalipto.

A proximidade do oceano e a presença de topografia complexa da região da Serra do Mar criam condições para o aparecimento de circulações regionais, como a Brisa Marítima de Montanha, que tem um papel essencial no regime pluviométrico local. Estudos prévios (MOURÃO, 2010) focando esta região evidenciaram a existência destes padrões de circulação sobre a Serra do Mar, sendo que a ocorrência da brisa marítima sobre a região do estudo pode alcançar até 75% dos dias do ano. Por meio de simulações numéricas e dados observados, verificou-se a intensificação da Brisa Marítima devido ao aquecimento das encostas da Serra do Mar (FREITAS, 2007). Além do aquecimento das encostas, foi verificado que o efeito da ilha de calor sobre a cidade de São Paulo também contribui para a intensificação da Brisa Marítima, sendo que a propagação da brisa foi maior do que em uma situação sem a presença da cidade (OLIVEIRA, 1982).

Contudo, estudos sobre os impactos das mudanças dos usos da terra sobre as encostas da Serra são escassos. Sendo assim, o principal objetivo desse trabalho foi realizar um estudo de modelagem numérica para investigar os impactos dos usos e cobertura da terra no clima local da região focada no estudo. Para isso foram considerados três diferentes representações da cobertura vegetal e usos da terra. O primeiro cenário considera vegetação potencial natural, que seria aquela que poderia existir sem influência do

homem. O segundo cenário leva em consideração os usos da terra que incluem área urbana, expansão da pecuária e da agricultura. No terceiro cenário considerou-se, além de área urbana, a expansão do plantio de eucalipto na região.

Considerando as mudanças dos usos e cobertura da terra (MUCTs), decorrentes do processo de urbanização, da expansão das atividades agrícolas e pecuárias e do reflorestamento por eucalipto, esse estudo levanta a seguinte questão: quais são os impactos do desmatamento ou da introdução de novas formas de usos da terra (pastagens e cultivos de eucalipto) nos processos de superfície, bem como na circulação local na região da Mata Atlântica Paulista?

Para atender os objetivos propostos no presente trabalho, foram realizadas simulações com o modelo regional ETA/CPTEC-HadCM3 com resolução horizontal de 40 km para o tempo presente (1981-1990) no verão austral (DJF), considerando downscaling dinâmico (10 km) para a região do Vale do Paraíba, Litoral Norte e Serra da Mantiqueira (Mata Atlântica Paulista). O downscaling dinâmico consiste numa técnica, basicamente, do aninhamento dos resultados de uma modelagem de grande escala servindo de entrada para alimentar um modelo regional de área limitada, com uma resolução da ordem de dezenas de quilômetros (GIORGI, 2006).

O presente trabalho está dividido em 6 (seis) tópicos. No tópico 2 apresenta-se uma fundamentação teórica. Todas as descrições dos modelos e dos experimentos feitos são apresentadas no tópico 3. No tópico 4, são apresentados os resultados e análises da troca da vegetação para as simulações propostas. As Conclusões são apresentadas no tópico 5.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Mudanças na distribuição da vegetação e nas características da estrutura e física da vegetação e dos solos exercem grande influência nas trocas de energia, água e momentum entre a superfície terrestre e a atmosfera. Segundo PRENTICE et al (1992), mudanças na vegetação implicam em mudanças das propriedades físicas da superfície, incluindo o albedo superficial, a rugosidade da superfície, o índice de área foliar, a profundidade das raízes, e a disponibilidade de umidade do solo.

Atualmente, grande parte da superfície terrestre está sendo ocupada pela agricultura ou atividades humanas. Juntas, áreas cultivadas, pastagens e áreas urbanas cobrem cerca de 35% (cerca de 55 milhões de km²) das superfícies continentais. A expansão da agricultura para produção de alimentos, fibras e biocombustíveis está condicionada às áreas agricultáveis (sem a inclusão das regiões desérticas e polares) que podem ainda ser exploradas pelo homem. Estas áreas consistem nas florestas tropicais da América do Sul, África, e sudeste da Ásia e as florestas boreais do Canadá e Rússia (FOLEY et al, 2003).

No entanto, os estudos sobre os impactos no clima das mudanças dos usos do solo ainda são poucos, especialmente sobre a região da Mata Atlântica Paulista, que inclui as Serras do Mar e a da Mantiqueira. Esta região vem sendo estudada sob diferentes enfoques, como, por exemplo, do ponto de vista hidrometeorológico (observacional e modelagem) no escopo do projeto intitulado “Estudos da Previsibilidade de Eventos Meteorológicos Extremos na Serra do Mar” (www.cptec.inpe.br/serradomar), finalizado em 2009. Esta foi a região de estudo deste trabalho, cujas características principais são descritas na próxima seção.

2.1. Região do Vale do Paraíba do Sul, Serra do Mar e Serra da Mantiqueira.

A bacia do Rio Paraíba do Sul está situada sobre três Estados brasileiros, São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. O Paraíba do Sul é formado sobre a Serra Mar pela confluência dos rios Paraitinga e Paraibuna e, posteriormente, o rio percorre a região denominada Vale do Rio Paraíba do Sul, que fica localizada entre as Serras do Mar e Mantiqueira (Figura 2.1).

A Serra do Mar é uma cadeia de montanhas ao longo da linha costeira estendendo-se do Rio de Janeiro ao norte de Santa Catarina, com aproximadamente 1.000 km de extensão e com cumes de até 2.300 m de altitude. O relevo impõe-se como uma típica borda de planalto, geralmente nivelada pelo topo em altitudes de 800 a 1.200 m (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998). A Serra da Bocaina é uma das porções mais elevadas da Serra do Mar, com altitudes superiores a 2.000 m. É composta por uma sucessão de planaltos de relevo suave, separados por vales profundos, que reduzem sua profundidade no sentido NO-SE.

A Serra da Mantiqueira é uma cadeia montanhosa que se localiza sobre São Paulo (10%), Minas Gerais (60%) e Rio de Janeiro (30%). A Mantiqueira possui aproximadamente 500 km de extensão e se inicia próximo à cidade paulista de Bragança Paulista, seguindo para o leste e delineando as divisas dos três estados brasileiros até a região do Parque Nacional de Itatiaia em Minas Gerais. Seu ponto culminante é a Pedra da Mina, com 2.798 m, na divisa dos Estados de Minas Gerais e São Paulo.

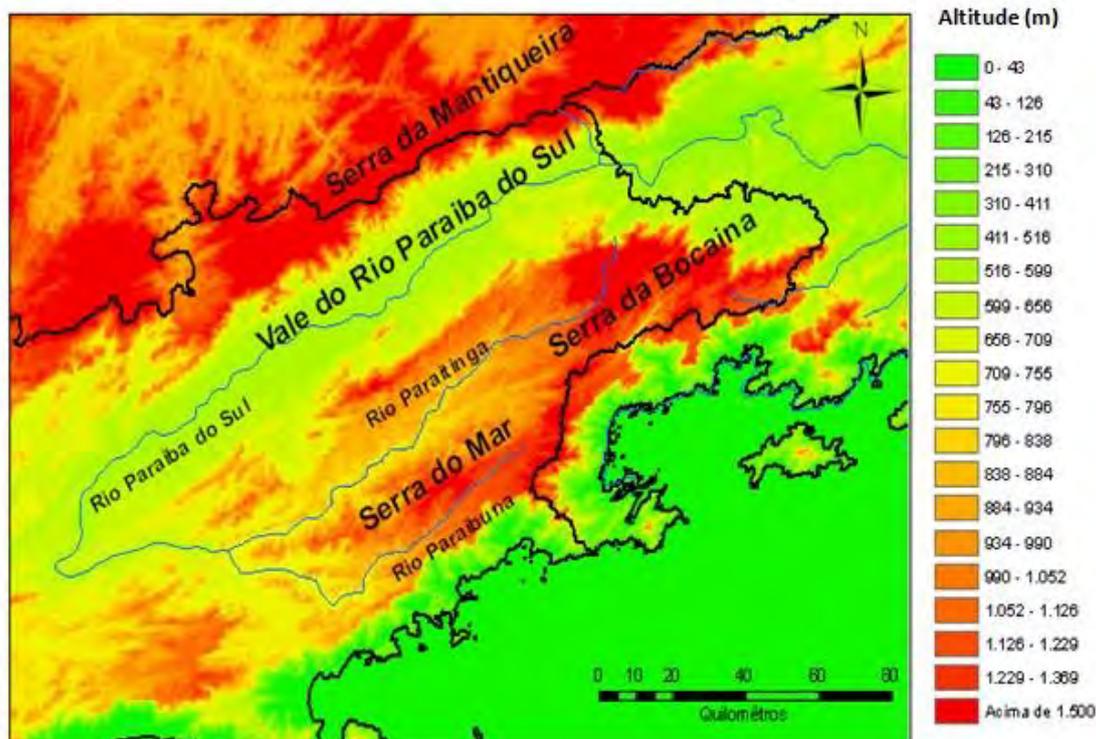


Figura 2.1 - Relevo da Porção Paulista do Vale do Paraíba do Sul e Serras do Mar e Mantiqueira.

Fonte: ArcGIS 2013

2.1.1. Cobertura vegetal original

O bioma original da região da Serra do Mar, Vale do Paraíba do Sul e Serra da Mantiqueira era o bioma Mata Atlântica. De acordo com o Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA), publicado em 1993 pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), o bioma Mata Atlântica cobria 16% do território nacional. Os remanescentes da Mata Atlântica ocupam uma área de 7,25% do território original, de acordo com estimativas feitas em 1995 (CÂMARA, 2003). A área original, situada entre as latitudes de 3°S a 30°S em altitudes variando de 0 a 2.700 m, e remanescente da Mata Atlântica são ilustradas na Figura 2.2. Devido à variações na latitude, longitude e altitude, a Mata Atlântica apresenta particularidades regionais quanto ao funcionamento eco fisiológico imposta pela variação do clima regional. No gradiente latitudinal, existe uma grande variação de energia solar incidente e de precipitação pluviométrica. No gradiente longitudinal, a proximidade com o Oceano Atlântico favorece a precipitação mais abundante, ocasionada pelo transporte de umidade do

oceano. Concernente à altitude, existe um gradiente na distribuição do perfil vertical de temperatura. As distribuições destes gradientes forçam a existência de áreas com diferentes condições climáticas, fazendo com que a vegetação nestas regiões apresente características morfológicas e fisiológicas distintas (CÂMARA, 2003).

Por causa dessas variações das características morfológicas da Mata Atlântica, SILVA; CASTELETI (2003) subdividiram a Mata Atlântica brasileira com base em classes de endemismos de grupos biológicos. Estas regiões foram classificadas como: Brejos Nordestinos, Florestas de Pernambuco, Florestas do São Francisco, Floresta de Diamantina, Floresta da Bahia, Florestas de Interior, Floresta de Araucárias (Floresta Mista) e Florestas da Serra do Mar.



Figura 2.2 – Domínio da Mata Atlântica e as áreas remanescentes no Brasil e no Estado de São Paulo.

Fonte: Atlas dos Remanescentes Florestais da Mata Atlântica: Fundação SOS Mata Atlântica, INPE e Instituto Socioambiental, 2010.

A região do Vale do Rio Paraíba do Sul e Serras da Mantiqueira e do Mar está localizada na subdivisão Florestas da Serra do Mar. Apesar de próximas, cada uma destas áreas apresenta diferenças peculiares na vegetação. Sobre as encostas da Serra do Mar, a vegetação predominante tem características de floresta ombrófila sempre úmida ao nível do mar, floresta ombrófila altimontana entre 1.000 a 1.400m, floresta ombrófila mista de 1.400 a 2.000m e de campos de altitude acima de 2.000m. Sobre a Serra da Mantiqueira, a única diferença em relação à Serra do Mar é que sobre as encostas, nas porções abaixo de 1.000m, há predominância da vegetação do tipo floresta ombrófila estacional. Entretanto, sobre o Vale do Paraíba, a vegetação apresenta várias características morfológicas distintas. Em regiões próximas ao domínio das Serras do Mar e da Mantiqueira, a vegetação é floresta ombrófila estacional. Próximo às cidades de Taubaté e São José dos Campos é possível encontrar vegetação com características de Cerrado, por ser uma área de transição entre os biomas. Por fim, às margens do Rio Paraíba do Sul, a vegetação predominantemente é de campos sujos.

2.1.2. Importância Sócio Econômica e Evolução

A área do estudo teve, em seu trecho mais alto, importância econômica fundamental para os Estados do Rio de Janeiro e São Paulo no século XIX, com o cultivo do café, produto que foi a base da economia imperial e da República Velha (1889-1930). AGNELLO (2007) destaca como essa região se tornou um dos polos de cultivo agrícola do café. Para a Mata Atlântica, a introdução dessa planta exótica significou uma ameaça mais intensa que qualquer outro evento dos trezentos anos anteriores, devido à crença de que o café tinha de ser plantado em solo coberto por floresta primária. Durante esse ciclo, o Brasil produziu cerca de 10 milhões de toneladas de café, sendo desmatado cerca de 720 mil hectares de floresta primária.

O Vale do Paraíba está estrategicamente situado entre as duas Regiões Metropolitanas mais importantes do País: São Paulo e Rio de Janeiro. Além disso, destaca-se nacionalmente por intensa e diversificada atividade econômica. A região concentra 82,7% do PIB estadual e, aproximadamente

27,7% do nacional. A produção industrial altamente desenvolvida é dominada pelos setores automobilístico, aeronáutico, aeroespacial e bélico nos municípios localizados no eixo da Rodovia Presidente Dutra, pelas atividades portuárias e petroleiras no Litoral Norte e pelo turismo na Serra da Mantiqueira, litoral e cidades históricas. A região caracteriza-se ainda por importantes reservas naturais do bioma de Mata Atlântica, como as Serras da Mantiqueira, da Bocaina e do Mar e pelas fazendas de valores histórico e arquitetônico. Além disso, a região é a segunda maior produtora de leite do País - atividade que sustenta grande parte da população rural dos pequenos municípios. Na agricultura, um produto tradicional é a cultura de arroz nas várzeas do Rio Paraíba (LUCENA, 2011).

2.1.3. Mudanças da Cobertura Vegetal e Usos da Terra

Os remanescentes da Mata Atlântica representam apenas 30,48% da vegetação original, sendo distribuídos entre a Serra da Mantiqueira e a Serra do Mar. Esta região apresenta relevo irregular e de escarpas íngremes dificultando o acesso à exploração de madeira e aos usos da terra. Estes remanescentes representam um papel essencial na conservação da biodiversidade, pois possuem tamanho suficiente para manutenção do ecossistema, sendo importantes para a formação de corredores de ligações com outras áreas de remanescentes (corredores ecológicos; AGUIAR et al, 2003). A Floresta Ombrófila ocupa a maior porção da área remanescente (67%), sendo que a maior parte (52%) situa-se no Estado de São Paulo.

Em termos de ocupação dos usos da terra, a pecuária ainda é a principal atividade, apesar de que grande parte da área classificada como campo/pastagem é na verdade de terras degradadas, com pouca ou nenhuma atividade agropecuária. Em 1995, a classe de campo/pastagem ocupava uma área de aproximadamente 37.500 km², ou seja, 70% das terras da bacia. O Censo Agropecuário do IBGE registrou no mesmo ano uma área 25% menor utilizada efetivamente como pastagem no conjunto dos municípios da bacia. A Figura 2.3 abaixo ilustra os principais usos e cobertura da terra no Estado de São Paulo, derivados a partir de processamento de dados do satélite Landsat, considerados imagens do ano 2005.

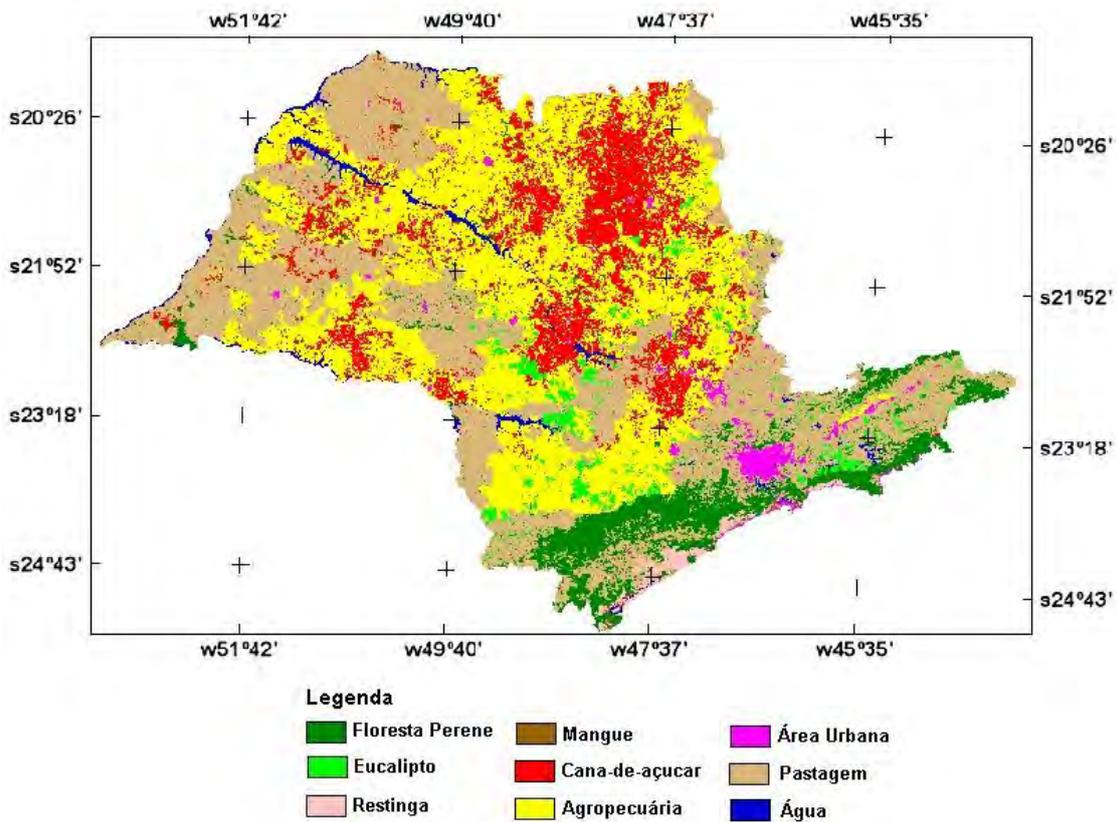


Figura 2.3 - Mapa dos usos e cobertura da terra para o Estado de São Paulo (resolução de 1km);

Fonte: VIEIRA et al, (2010)

Desde o início da colonização do Brasil, esta região tem sido desmatada devido aos vários ciclos de exploração dos usos da terra, desde a exploração do Pau-Brasil (*Caesalpinia echinata*) até os ciclos da cana-de-açúcar, café e criação de animais (Young, 2003). Hoje, um novo ciclo de exploração dos usos da terra na região do vale do Rio Paraíba do Sul está crescendo. Devido à demanda de matéria prima para a indústria de papel e celulose, madeira para as indústrias de construção civil, carvão vegetal, siderurgia e cimento, grandes áreas estão sendo reflorestadas com plantios comerciais em regiões antes cobertas por Mata Atlântica. A solução adotada foi a introdução da monocultura de eucalipto, espécie escolhida pela alta produtividade, ciclo de corte rápido (cerca de 5 a 7 anos) e grande adaptabilidade às condições climáticas e às características pedológicas da região. De acordo com IEA (2006), as áreas reflorestadas cresceram cerca de 21% de 2001 a 2005. Atualmente, existe uma

grande preocupação com os impactos ambientais, sociais e econômicos causados pelo crescimento de áreas reflorestadas com a monocultura de eucalipto.

O Brasil conta com quase 5 milhões de hectares de florestas plantadas com espécies dos gêneros *Pinnus* e *Eucalyptus* (SBS, 2001), sendo a fabricação da polpa de celulose a finalidade principal destes plantios. As florestas do gênero *Eucalyptus* vêm sendo implantadas em diferentes regiões do país, se desenvolvendo em locais com diferentes topografias e regime de chuvas. As plantas deste gênero necessitam de solos com profundidade superior a 1 m, não se desenvolvem em solos encharcados e são sensíveis à geada (KISSMANN; GROTH, 1999). Estes dois fatores limitam então a distribuição geográfica dos plantios, merecendo atenção as áreas localizadas na região centro-sul do país, bem como o Pantanal e áreas de várzeas.

Por outro lado, a porção sudoeste da região de estudo é a mais preservada do Estado de São Paulo. Diferente da porção ocupada pelo Vale do Paraíba e a região do Litoral Norte, os domínios da Serra do Mar e seus relevos acidentados avançam mais extensamente em direção ao continente, o que dificultou no passado o desenvolvimento dos ciclos econômicos observados nas planícies do Vale do Paraíba e adjacências. Desta forma, o crescimento urbano e rural foi menos intenso, de forma que a Mata Atlântica não foi tão devastada. Na Tabela 2.1, é possível observar que praticamente metade do território ainda mantém grandes remanescentes de Mata Atlântica, os quais também são protegidos por lei na forma de Áreas de Preservação Ambiental (APA's da Serra do Mar, de Cananéia e de Ilha Comprida), favorecendo ainda mais que esta condição seja mantida.

Desta forma, a área de estudo é dividida entre as áreas de pastagens (46%) e floresta tropical (43%), apresentando considerável área urbanizada (5,7%). Os plantios de eucalipto representam 2,9% do território, sendo que a maior concentração está localizada próxima à cidade de Jacareí, com manchas menores espalhadas no decorrer do Vale do Paraíba. Áreas classificadas como agricultura são encontradas às margens do Rio Paraíba do Sul, próximo à cidade de Guaratinguetá. A área restante (1,15%) é ocupada pelos

reservatórios de água da região, dos quais se destacam o de Paraibuna e a Represa Billings, ao sul da grande São Paulo.

Tabela:2.1 - Tabela com os usos da terra em porcentagem

Uso	MAPA ATUAL		MAPA EUCALIPTO	
	Área (Km2)	%	Área (Km2)	%
Área urbana	2215,91	5,71	2215,92	5,71
Água	446,63	1,15	446,63	1,15
Eucalyptus	1131,62	2,91	19527,57	50,36
Pastagem	459,5	1,18	0	0
Agricultura	17936,45	46,25	0	0
Floresta Tropical	16586,26	42,77	16586,25	42,77
Area total das classes	38776,42	99,98	38776,37	100

2.1.4. Características meteorológicas predominantes

A região da Serra do Mar tem sofrido recorrentes deslizamentos nas suas encostas, com grandes prejuízos e várias mortes. Estes eventos são de natureza hidrometeorológica e ocorre em uma região de serra com forte declividade e submetida a ações antrópicas. No âmbito do Projeto Serra do Mar (Estudos de Previsibilidade de Eventos Meteorológicos Extremos na Serra do Mar), finalizado em 2009 conforme já mencionado, estudou-se o desenvolvimento de um sistema de monitoramento e previsão de riscos para a região da Serra do Mar, o que proporcionou um entendimento maior sobre as características meteorológicas nas áreas de Serra na região do Vale do Paraíba.

O regime de precipitação na região do Vale do Paraíba e Litoral é bastante particular devido às suas características topográficas. O Vale do Paraíba é circundado por duas serras: a Serra da Mantiqueira, a noroeste, e a Serra do Mar, a sudeste. Os sistemas que atuam nessa região são: as circulações de brisa vale-montanha e brisa marítima, os sistemas convectivos e os sistemas sinóticos. Os primeiros estudos realizados sobre a região reportaram que a precipitação ocorre devido à forçante orográfica, apresentando um gradiente intenso na Serra do Mar e um segundo gradiente na Serra da Mantiqueira, mais fraco. Este fato pode ser verificado na Figura 2.4, em que é apresentada a

distribuição normal climatológica da precipitação calculada no período de 1966 a 1997 sobre a topografia do Vale (PERRELLA, 1999).

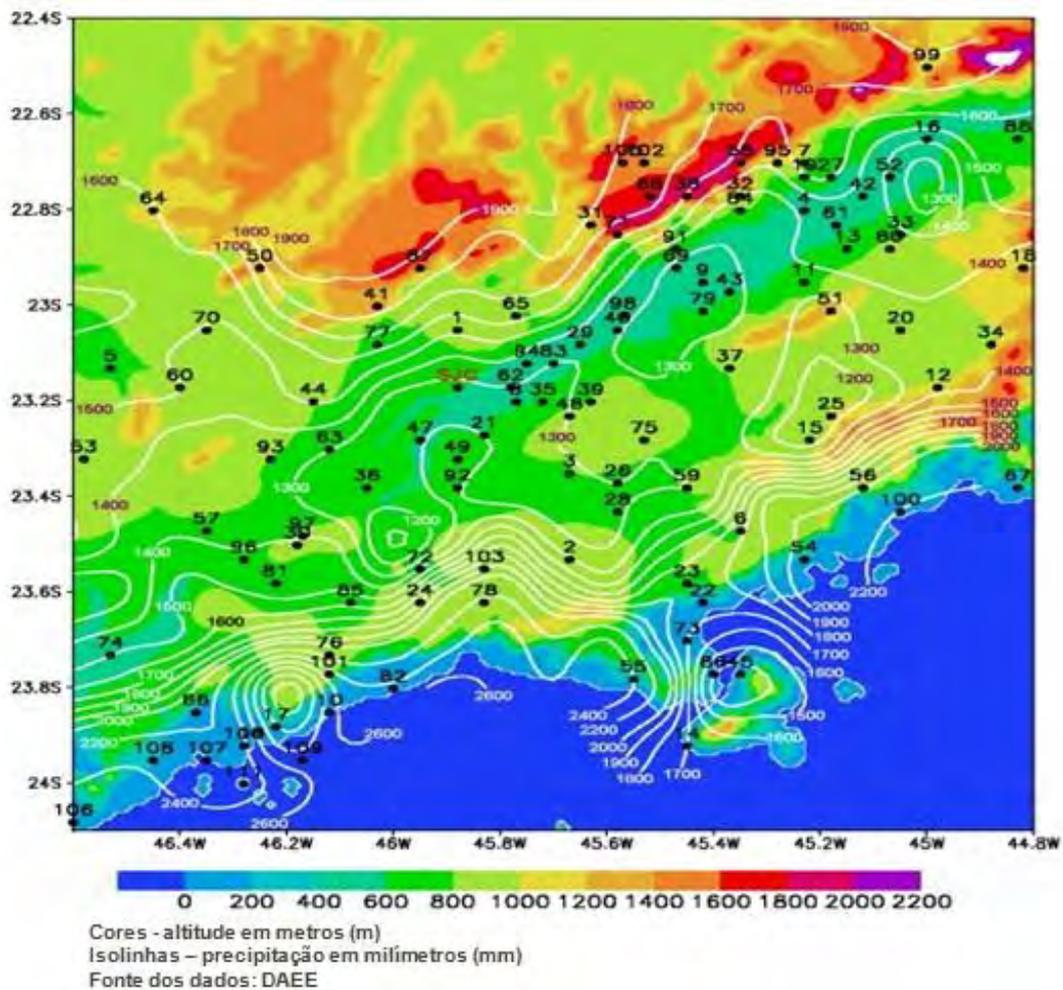


Figura 2.4 - Distribuição espacial da precipitação (mm) nas áreas do Vale do Paraíba e Litoral Norte (mapa de altitude em metros).

Fonte: PERRELLA, (1999)

(PERRELLA e al, 2000), com base nas alturas médias de precipitação, traçaram o mapa das isoietas utilizando 111 postos (DAEE, números em preto na Figura 2.4), cobrindo as áreas do Vale do Paraíba, Litoral Norte e Litoral Sul do Estado de São Paulo para um período de 30 anos (1966-1997). Os máximos de precipitação são encontrados na serra e no litoral, com destaque para o litoral sul. No Vale do Paraíba há um gradiente espacial significativo, sendo que a precipitação aumenta entre São José dos Campos (1.240 mm) e o

nordeste da região. Isto comprova o papel fundamental da orografia e da proximidade do oceano nos mecanismos formadores de precipitação e a necessidade de se considerar as escalas espaciais menores (mesoescala e escala local) no estudo detalhado da climatologia desta região.

Do ponto de vista meteorológico, a região da Mata Atlântica, que possui uma topografia complexa formada por vales e montanhas, apresenta um aquecimento diferencial na superfície devido à marcha diária do ângulo zenital solar (SIMPSON, 1994). No período diurno, o aquecimento diferencial ocorre nas encostas dos terrenos, resultando em gradientes de pressão hidrostática, os quais geram escoamentos no sentido vale-topo (anabáticos) (Figura 2.5b). No período noturno, devido ao resfriamento radiativo das encostas, há o favorecimento de condições de estabilidade atmosférica e ação da força gravitacional, resultando no escoamento de ar frio no sentido topo-vale (catabático). O efeito resultante destes escoamentos é a formação de células térmicas fechadas na Camada Limite Planetária (CLP), com convergência de massa no vale durante a noite e leve movimento vertical ascendente no centro. Analogamente, durante o dia pode haver divergência de massa sobre o vale, associado a um leve movimento vertical descendente sobre a área central do vale.

Entre a Serra do Mar e Oceano, pode-se observar que as massas de terra são aquecidas pelo Sol mais rapidamente do que o oceano, o ar em cima delas ascende e cria uma baixa de pressão no solo que atrai o ar mais fresco do mar, denominada brisa marítima (Figura 2.5a). Ao cair da noite, há muitas vezes um período de calma durante o qual a temperatura em terra e no mar são iguais. De noite, como o oceano arrefece mais lentamente, a brisa sopra de terra, na direção oposta, mas é geralmente mais fraca porque a diferença de temperaturas é menor, é a chamada brisa terrestre.



Figura 2.5 - Esquema ilustrativo para a) Brisa Marítima (oceano-continente) e b) Brisa vale-topo (brisa de vale - anabático);

Fonte: ilustração Ana Paula Tavares (2013)

Além das circulações locais, a região das Serras do Mar e Mantiqueira, bem como o Vale do Rio Paraíba do Sul, sofre a influência de sistemas meteorológicos de grande escala, como as Frentes Frias (FF) e a Zona de

Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e de processos regionais, como o levantamento orográfico combinado com o transporte de umidade da brisa marítima. Os sistemas meteorológicos de escala sinótica (~1.000 km) que atuam sobre a região da Serra do Mar do Estado de São Paulo são relativamente bem conhecidos. (SATYAMURTY et al, 1998). Estes sistemas podem intensificar ou inibir nuvens convectivas, elevar ou diminuir a temperatura e causar diversos fenômenos meteorológicos que afetam a região. Sabe-se que, em geral, altas subtropicais, centros extratropicais migratórios de alta pressão e cristas significam “bom tempo” em termos de nebulosidade e chuva. Por outro lado, centros de baixa pressão, cavados, frentes, correntes de jato e ZCAS significam tempo ativo em termos de atividade convectiva e tendência térmica. Sobre as regiões de serra também são observadas circulações locais que atuam praticamente o ano todo e são controladas, principalmente, pelas características da superfície (tipo de vegetação e/ou cultura) e da topografia (OLIVEIRA; SILVA DIAS, 1982; CARNEIRO, 2012).

Ainda com relação aos fatores meteorológicos atuantes sobre a região de estudo, a interação entre os sistemas de circulação atmosférica de escalas sinótica e planetária (~5000 km) e as circulações locais, condicionadas pelas condições da superfície e do oceano adjacente, pode produzir fenômenos meteorológicos extremos. A intensidade e a duração dos sistemas sinóticos são moduladas pelas condições oceânicas, principalmente pelas temperaturas da superfície do mar (TSM) no Atlântico Sul Oeste. Uma vez que as características da superfície, tanto no mar quanto no continente, variam lentamente em relação à periodicidade dos sistemas sinóticos (~ 5 dias) sobre a região da Serra do Mar, a precipitação e outras variáveis meteorológicas são controladas, em grande parte, pelas condições sinóticas. Portanto, para aumentar o grau de acerto das previsões meteorológicas, é importante identificar as condições de escala planetária (~ 5.000 km) e da escala sinótica (~1.000 km) que modulam a atividade convectiva e a variabilidade térmica desta região (SATYAMURTY et al, 1998).

Ainda segundo, SATYAMURTY et al, 1998, fenômenos meteorológicos associados à ocorrência de chuva são especialmente importantes para a região e, nesse caso, dois tipos de precipitação se destacam. Um dos tipos é a chuva

intensa e prolongada que frequentemente ocorre no verão e normalmente está associada à ZCAS. As precipitações intensas e moderadas associadas à ZCAS podem durar de 3 a 10 dias, causando enchentes, inundações, deslizamentos de terra e perdas de vidas humanas. O segundo tipo é a chuva de duração mais curta e de alta intensidade. Estas chuvas podem se originar de células convectivas ou de linhas de instabilidade.

Outro processo importante que influencia o clima e o ecossistema da região da Mata Atlântica é a troca de energia entre a atmosfera e a superfície. Particularmente na Serra do Mar, os processos de superfície estão muito vinculados com as circulações locais na camada limite. O tipo de vegetação predominante da Mata Atlântica (florestas ombrófilas) é caracterizado pelos altos valores de evapotranspiração durante todo o ano (ROCHA et al, 2004), o que constitui uma grande fonte de umidade para a formação de nuvens.

2.2. Avaliação dos impactos dos usos da terra no clima através de modelos climáticos globais e regionais

Estudos observacionais sobre os impactos das mudanças dos usos da terra sobre o clima na Amazônia e, em particular, sobre a precipitação, têm apresentado resultados contrastantes. Enquanto alguns estudos indicam um aumento da chuva em cenários reais de desmatamento, com aumento da convecção profunda no período chuvoso em regiões desmatadas (AVISSAR et al, 2002; DURIEUX et al, 2003), outros estudos encontraram algumas evidências de redução condicional da precipitação sobre as áreas desmatadas (SILVA DIAS et al, 2002).

Uma maneira de verificar os impactos das mudanças da cobertura vegetal da superfície no clima local e regional é através de simulações numéricas com modelos computacionais. Um exemplo é o estudo desenvolvido por Nobre et al., (2004) onde simulações numéricas foram realizadas considerando cenários de expansão da pastagem sobre a Amazônia. Como resultado os autores verificaram que a precipitação é consideravelmente reduzida,

coerentemente com a redução da evapotranspiração e o aquecimento da superfície (NOBRE et al, 2004).

No entanto, este resultado pode variar de acordo com o tipo de modelo a ser utilizado, global ou regional. Embora os modelos globais tenham a vantagem de simular o comportamento da atmosfera em todo o globo, eles não permitem representar fenômenos de escalas espaciais e temporais menores, devido ao enorme esforço computacional que seria necessário. Desta forma, modelos de mesoescala permitem representar com mais detalhes os fenômenos de escala menores, com menor custo computacional e temporal, pois os domínios são consideravelmente reduzidos sobre regiões de interesse (SOUZA, 2006). Além disso, os modelos globais não representam bem mudanças de clima locais, como tempestades e chuvas associadas com entradas de frentes ou até mesmo efeitos orográficos e eventos extremos, em razão da baixa resolução espacial. Para esse tipo de abordagem, é necessária a utilização de técnicas de downscaling, que se entende como a regionalização dos cenários climáticos obtidos por modelos globais usando modelos regionais (downscaling dinâmico) ou então funções estatísticas (downscaling empírico ou estatístico) (MARENGO, 2007).

Simulações com um modelo regional (Eta/SSiB) foram efetuadas para verificar quais os impactos das mudanças atuais e futuras (em 2033 e num cenário de desmatamento total) nos usos da terra na região amazônica brasileira (CORREIA, 2005; CORREIA et al, 2008). Os resultados das simulações mostraram que o aumento da convergência de umidade foi maior que a redução na evapotranspiração, conduzindo a um aumento na precipitação devido a um aumento local na convergência de umidade. Portanto, até certo ponto, o desflorestamento parcial na Amazônia Legal pode até levar a um acréscimo na precipitação em escala local. Contudo, se o processo de desflorestamento permanecer, essa condição não será sustentável, conduzindo a uma condição mais seca sobre a região e, conseqüentemente, a uma redução na precipitação.

Por outro lado, SAMPAIO et al (2007) usaram o modelo global atmosférico (MCGA) do CPTEC/INPE para avaliar os efeitos do desmatamento da

Amazônia, usando mapas de cobertura da terra de cenários futuros de desmatamento nos quais a floresta foi gradualmente substituída por pastagem degradada ou por cultivo de soja. Os resultados para o leste da Amazônia, onde as mudanças na cobertura da terra são maiores, mostraram aumento da temperatura próxima à superfície e decréscimo da evapotranspiração e da precipitação, as quais ocorrem principalmente na estação seca. A relação entre a precipitação e o desmatamento mostrou um decréscimo acelerado da chuva com o aumento do desmatamento para ambas as classes de conversão dos usos da terra. Os autores ressaltaram que a expansão contínua de cultivos na Amazônia é possível e pode ter importantes consequências para a sustentabilidade dos remanescentes de vegetação natural da região.

A capacidade de prever a resposta da vegetação às mudanças no clima tem sido significativamente melhorada graças ao desenvolvimento de modelos da biosfera, incluindo os modelos de biomas e de vegetação dinâmica. Os modelos de biomas, que diagnosticam o bioma em equilíbrio com um dado clima, têm sido intensamente utilizados em estudos climáticos. A combinação entre a biogeoquímica e a biogeofísica é muito usada para a representação da troca do CO₂ e do vapor da água pela vegetação. Como a troca destes gases é feita através dos estômatos nas folhas, e a resistência destes estômatos depende do déficit de água na planta, a troca destes dois gases está fortemente ligada. Modelos que combinam biogeografia, biogeoquímica e biogeofísica são considerados o estado da arte na representação da vegetação para o uso em modelos do sistema terrestre. Especialmente para os efeitos de longo prazo, as mudanças na distribuição da vegetação são importantes, já que tanto a superfície quanto o armazenamento de carbono podem mudar substancialmente em grandes períodos de tempo, com considerável influência no clima, conforme ressaltaram SALAZAR et al (2007). Isso ressalta a importância da utilização de modelos de biosfera sofisticados na avaliação dos impactos da mudança de cobertura e usos da terra sobre o clima. No próximo tópico apresenta-se a metodologia adotada para apreciação das questões abordadas neste tópico.

2.3 - Impactos das MUCTs no clima local

2.3.1 - Mecanismos de retroalimentação nas áreas de florestas e pastagens

Diferentes mecanismos têm sido propostos para explicar de que forma o clima, particularmente a precipitação, pode ser afetada pelas mudanças dos usos da terra, mais precisamente pelo desflorestamento. Segundo CORREIA (2005), os mecanismos são importantes na interpretação de resultados obtidos com o uso de modelos numéricos. Esses mecanismos de retroalimentação (feedback) são apresentados a seguir.

OLIVEIRA (2008) ressaltou que com o desflorestamento a precipitação e a temperatura podem ser afetadas. Tanto OLIVEIRA (2008) como outros autores (FOLEY et al, (2000, 2003), OYAMA (2002), CORREIA (2005)) utilizaram para as simulações modelos de circulação global (MCGAs).

De acordo com os mecanismos de retroalimentação propostos pelos autores acima mencionados, a substituição de floresta tropical por pastagem leva ao aumento do albedo superficial, à diminuição da rugosidade da superfície, à redução do índice de área foliar e à redução da umidade disponível no solo. O saldo de radiação de ondas curtas seria reduzido e a radiação líquida disponível à superfície para os processos de condução, convecção e mudança de fase também seriam reduzidos. Com a redução do saldo de radiação, ocorre a redução da energia estática úmida na CLP, inibindo a convecção profunda. Por outro lado, a redução do saldo de radiação pode induzir à diminuição do fluxo de calor sensível para a troposfera, de forma que a coluna atmosférica estaria submetida a um resfriamento e o aquecimento diabático diminuiria. Para manter o balanço de energia atmosférico, esse resfriamento seria compensado por um aquecimento adiabático decorrente de movimento subsidente em atmosfera estaticamente estável; a subsidência, por sua vez, inibiria a precipitação. A redução da precipitação em ambos os processos está associada ao aumento do albedo. Esse mecanismo, denominado em Sampaio (2008) como mecanismo do albedo, foi estudado por vários pesquisadores, entre eles OYAMA; NOBRE (2004), e pode ser verificado na Figura 2.6.

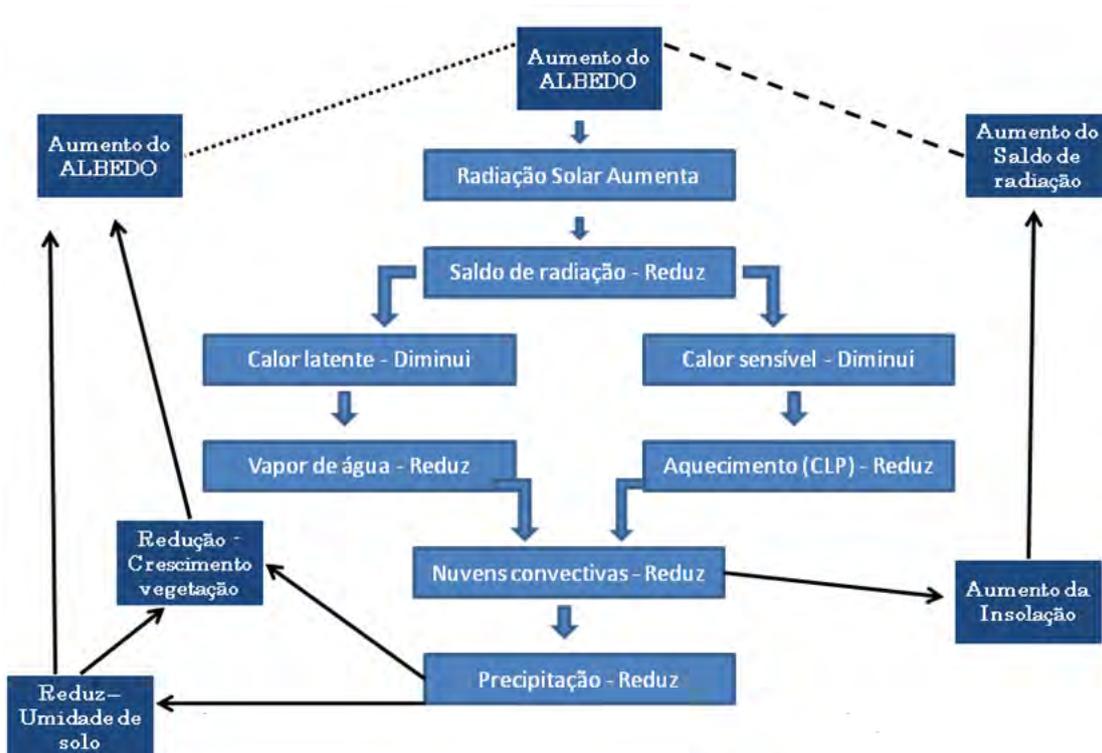


Figura 2.6. Diagrama conceitual do impacto do aumento do albedo no clima (Mecanismo do albedo). A linha pontilhada representa o feedback positivo e a tracejada o feedback negativo.

FONTE: adaptado de PITMAN (2003)

As árvores de uma floresta como a Amazônia conseguem extrair água de camadas mais profundas do solo do que, por exemplo, gramíneas, mantendo a transpiração mesmo quando a superfície do solo está seca (ou seja, a evaporação pela superfície do solo é desprezível). O desflorestamento diminui a fração de cobertura vegetal, a espessura do dossel e a profundidade das raízes no solo. Então, a transpiração e a evaporação através do dossel, proveniente da redução da água interceptada através do dossel, seriam reduzidas.

A redução das duas componentes conduziria a uma redução da evapotranspiração total, deixando a baixa troposfera mais seca, de forma que no desenvolvimento de sistemas convectivos sobre a região uma menor quantidade de vapor estaria disponível para ser transportada verticalmente e gerar precipitação. Por outro lado, em uma CLP mais seca, o nível de

condensação por levantamento encontra-se em maior altitude, inibindo a convecção profunda (SUD et al, 1993). Logo, em ambos os processos a precipitação diminui. Essa redução da precipitação, por sua vez, leva a uma redução da umidade do solo, o que tende a diminuir ainda mais a evapotranspiração. O "feedback" positivo entre a precipitação e a evapotranspiração é chamado de mecanismo de evapotranspiração e tem sido discutido em experimentos com MCGAs (SHUKLA; MINTZ. (1982); SUD; FENNESSY (1984); DIRMEYER; SHUKLA (1996); OYAMA; NOBRE (2004), CORREIA (2005), OLIVEIRA (2008)) e pode ser visualizado no esquema abaixo da Figura 2.7.

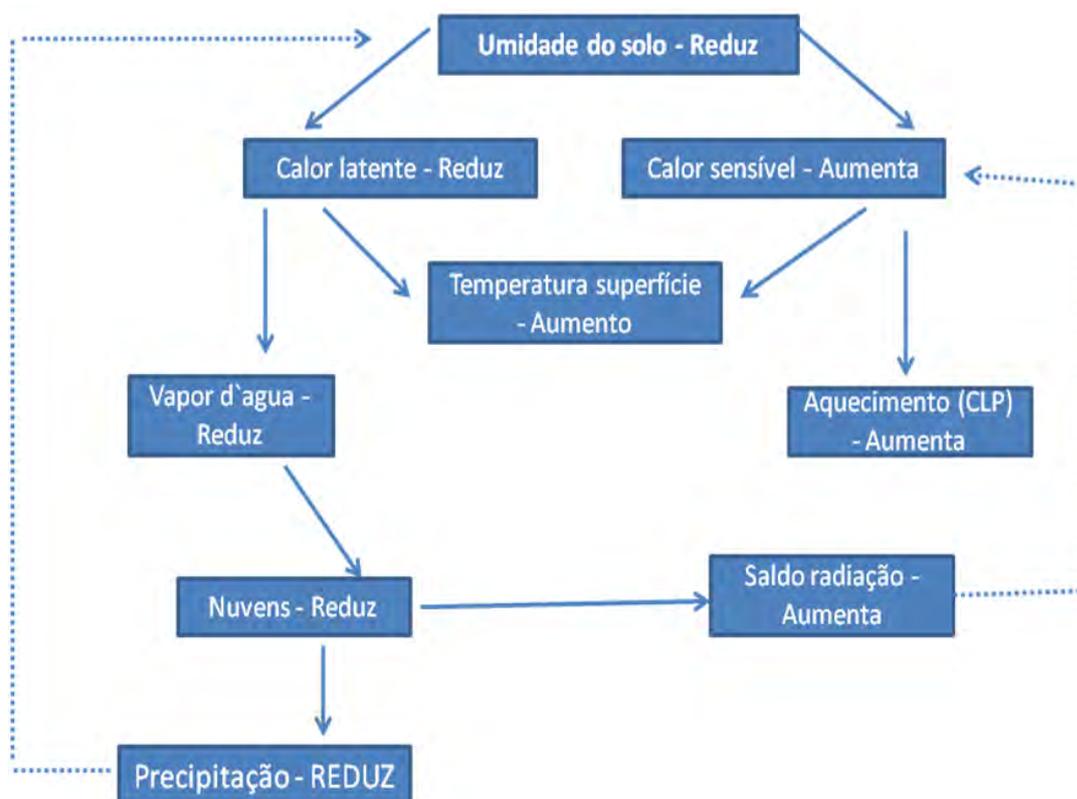


Figura 2.7 - Diagrama conceitual do impacto do aumento da evapotranspiração no clima (Mecanismo da evapotranspiração). A linha pontilhada representa o "feedback" positivo e a tracejada o feedback negativo.

FONTE: adaptado de PITMAN (2003)

Dentre os parâmetros associados à estrutura da vegetação, o comprimento de rugosidade (z_0) e a profundidade de raízes são modificados consideravelmente quando há substituição de floresta por pastagem. Áreas continentais cobertas com vegetação possuem comprimento de rugosidade maior que regiões desflorestadas. Por exemplo, nas áreas de pastagem degradadas na Amazônia, o z_0 é da ordem de 0,022 m (ROCHA et al, 1996), enquanto na floresta o z_0 é da ordem de 2,65 m (NOBRE et al, 1991). O desflorestamento diminui a área vegetada; logo, z_0 diminui, o que reduz a fricção mecânica na CLP.

Isso leva, outros fatores sendo iguais, ao enfraquecimento da convergência de massa (ou umidade) ao redor de núcleos de baixa pressão à superfície, inibindo a precipitação. Experimentos numéricos com MCGA (SUD et al, 1988) têm mostrado que esse mecanismo – doravante chamado de mecanismo de rugosidade – altera o padrão de convergência de umidade atmosférica em baixos níveis, podendo influenciar a precipitação. A Figura 2.8 mostra esse mecanismo. Como salientou OYAMA (2002), as alterações no comprimento de rugosidade também podem afetar os fluxos turbulentos.

A redução (aumento) de z_0 está associada (o) a menor (maior) intensidade das trocas turbulentas, ou seja, tende a diminuir (aumentar) os fluxos de calor sensível e latente. Devido à relação entre z_0 e o fluxo de calor latente, pode-se dizer que mudanças de z_0 levariam, além do mecanismo de rugosidade, a um mecanismo semelhante ao de evapotranspiração (por exemplo, menor z_0 levando a menor evapotranspiração, e isso levando a menor precipitação).

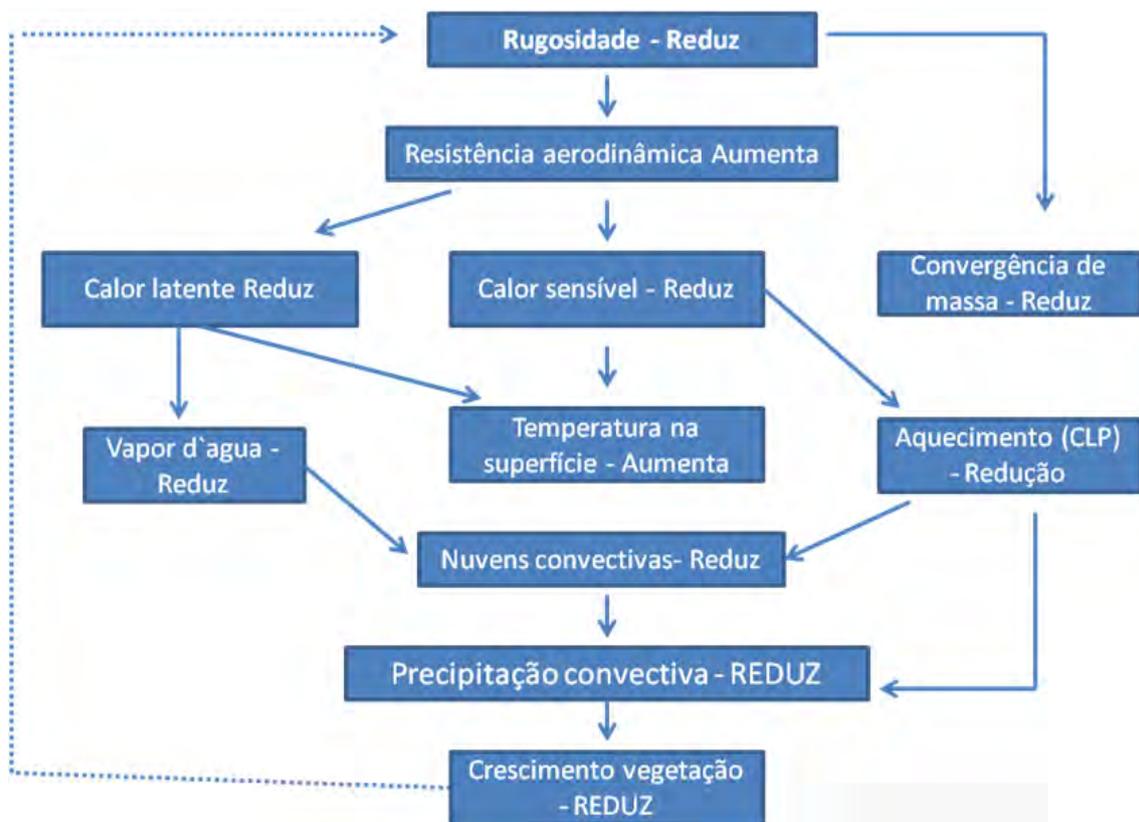


Figura 2.8 - Diagrama do esquema de retroalimentação com o mecanismo da rugosidade (mecanismo da rugosidade). A linha pontilhada representa o feedback positivo e a tracejada o feedback negativo. FONTE: adaptado de PITMAN (2003)

Segundo OLIVEIRA (2008), os mecanismos de albedo, evapotranspiração e de rugosidade agem em comum acordo sempre para a diminuição da precipitação numa situação de desmatamento, embora OYAMA (2002) tenha destacado que existem mecanismos restauradores que procurariam inibir essa redução da precipitação. Por exemplo, redução de precipitação pode estar associada, por um lado, à menor nebulosidade, o que aumentaria a radiação solar incidente. Consequentemente, o saldo de radiação aumentaria, se outros fatores fossem mantidos iguais. Isto inibiria o mecanismo de albedo, favorecendo a ocorrência de precipitação. Por outro lado, a redução da precipitação poderia estar associada à menor evapotranspiração. No entanto, ao invés de acionar o mecanismo de evapotranspiração, poderia ocorrer aumentos da temperatura à superfície e do fluxo de calor sensível, o que aqueceria a baixa troposfera. Isso geraria uma baixa térmica em superfície relativamente às suas vizinhanças.

Associada à baixa, surgiria uma convergência de umidade em baixos níveis, favorecendo a ocorrência de precipitação. Essa cadeia de processos foi proposta por SUD; FENNESSY (1984), e parece surgir em reduções extremas de evapotranspiração. Além disso, o aquecimento da baixa troposfera (devido ao aumento do fluxo de calor sensível) tornaria o perfil vertical mais instável, favorecendo a convecção.

Resumidamente, o aumento do albedo, ou a diminuição da evapotranspiração, ou a diminuição de z_0 , ou a diminuição das raízes iniciam uma cadeia de processos que tendem a diminuir a precipitação. Por outro lado, existem também mecanismos restauradores que procuram inibir a redução de precipitação, favorecendo a sua ocorrência. Estudos com MCGAs indicam que todos os mecanismos apresentados podem ocorrer, porém a importância dos mecanismos não é uniforme, e varia conforme a região.

Ressalta-se também que existem mecanismos de retroalimentação de mesoescala. Um deles é o chamado mecanismo de brisa florestal ou mecanismo de vegetação (BAIDYA ROY; AVISSAR et al, 2002)., Figura 2.9. Tal mecanismo estaria associado ao surgimento de brisa florestal induzida por desflorestamentos de pequena escala em áreas de floresta. A ocorrência da brisa se deve à diminuição da pressão atmosférica na região desflorestada em relação às regiões de florestas remanescentes. Isto induziria uma circulação do ar úmido da floresta em direção à região desfloresta, e então ocorreria convergência de massa e de umidade, movimento ascendente, formação de nuvens e precipitação. Os MCGAs não conseguem simular tal mecanismo e um dos objetivos do presente estudo será a verificação de tais mecanismos dentro das simulações de mesoescala com o modelo regional e um downscaling dinâmico.



Figura 2.9 - Diagrama do Mecanismo de vegetação ou de brisa entre montanhas.

Fonte: ilustração Ana Paula Tavares, 2013

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 - Área de Estudo e domínio das simulações

A área de interesse do presente estudo é a porção paulista da bacia do Rio Paraíba do Sul e litoral norte do Estado de São Paulo, englobando as Serras da Mantiqueira e do Mar. O domínio usado no downscaling utilizando o modelo regional Eta/CPTEC aninhado ao Modelo Global HadCM3 foi limitado entre as latitudes 28°S e 17°S e longitudes 58°W e 37°W (Figura 3.1a). Contudo, a área foco das análises compreende a área limitada entre as latitudes 24°S e 22°S e longitudes 47°W e 44,5°W (Figura 3.1b).

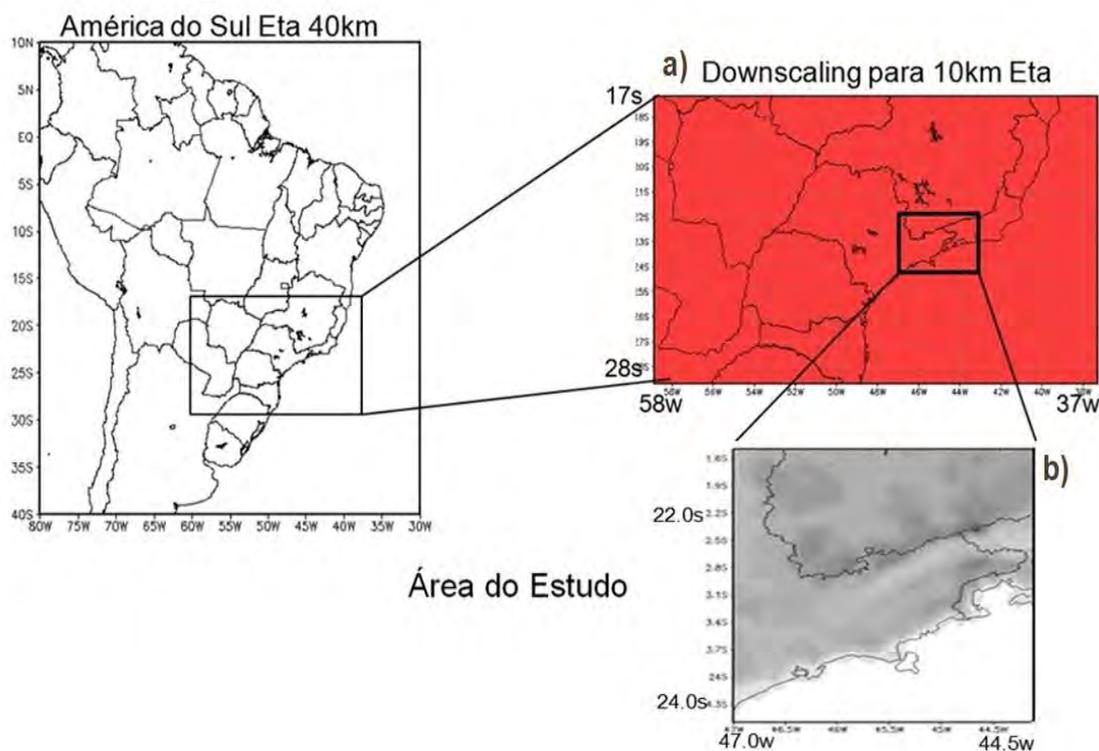


Figura 3.1 - Localização da área de estudo e altimetria da região em metros

3.2 - HadCM3 - Modelo Global Acoplado do Hadley Centre

O HadCM3 é um Modelo de Circulação Geral Acoplado Oceano-Atmosfera (MCGOA) hidrostático, com uma climatologia estável, controlada e sem ajustes de fluxo, desenvolvido pelo Hadley Centre (GORDON et al, 1999). O modelo

utiliza um calendário hipotético, no qual cada mês possui 30 dias, com grade Arakawa-B, coordenada vertical de pressão híbrida de 19 níveis e resolução de $2,5^\circ$ na latitude por $3,75^\circ$ na longitude. A componente oceânica tem 20 níveis e resolução horizontal de $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ na latitude e longitude, respectivamente. As simulações realizadas com o HadCM3 para o Brasil, utilizadas na elaboração do AR4 do IPCC, mostraram que o modelo apresenta bom desempenho para a Amazônia na estação de seca (LI et al, 2006) e habilidade em simular importantes teleconexões entre chuvas continentais e a variabilidade no Pacífico Tropical e Atlântico (COX et al 2004, 2008). Além disso, o modelo consegue representar bem a climatologia na América do Sul, apesar da resolução baixa (CHOU et al, 2011).

As parametrizações consideradas no modelo são descritas a seguir:

Precipitação: O esquema de precipitação é descrito por SENIOR; MITCHELL (1993), com a taxa de evaporação da precipitação descrita por GREGORY (1995). A precipitação de grande escala e o esquema de nuvens é formulado em termos de uma variável de água de nuvem explícita seguindo SMITH (1990).

Superfície: O esquema de superfície usado é descrito em LEAN; ROWNTREE (1997). Possui representação de congelamento e derretimento da umidade do solo, runoff e drenagem do solo (COX et al, 1999). O albedo da superfície é função da profundidade da neve, tipo de vegetação e também da cobertura de neve e gelo. A vegetação não é dinâmica e se mantém constante durante todo o período de integração.

Radiação: O esquema de radiação possui 6 e 8 bandas espectrais nos comprimentos de ondas curtas e longas, respectivamente. O efeito radiativo dos gases do efeito estufa, tais como o CO_2 , vapor de água e O_3 estão explicitamente representados pelo esquema de EDWARDS; SLINGO (1996). Uma parametrização simples de aerossol está também incluída (CUSACK et al, 1998).

Variação do CO_2 e outros gases: Normalmente os modelos de simulação de mudanças climáticas não calculam a transferência radiativa para cada um dos

gases de efeito estufa, somente para o CO₂, convertendo outros gases como o metano em equivalentes de CO₂.

3.3 - O Modelo ETA/CPTEC- HadCM3

O modelo Eta/CPTEC é um modelo de mesoescala, em ponto de grade, de equações primitivas (MESINGER et al, 1988; BLACK, 1994), desenvolvido no NCEP (NATIONAL CENTERS FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION), sendo usado desde a década de 90 para previsão de tempo no CPTEC/INPE (CHOU et al, 2000). O modelo foi modificado para simulações climáticas, por meio da atualização da temperatura da superfície do mar - TSM (BUSTAMANTE et al, 2002), sendo utilizado em estudos de previsão sazonal sobre a América do Sul (BUSTAMANTE et al, 2006; CHOU et al, 2005; ALVES et al, 2002) e apresentando melhores resultados que o MGCA usado como condições iniciais e de contorno. Outra modificação foi a utilização de um calendário com 360 dias ao invés de 365 dias para que fosse possível a utilização das condições de fronteiras laterais do modelo HadAM3P (PESQUERO et al, 2009).

O modelo Eta utiliza o esquema de diferenças finitas e tem como variáveis prognósticas: temperatura do ar, umidade específica, componente zonal e meridional do vento, pressão à superfície, energia cinética turbulenta e hidrometeoros da nuvem. Essas variáveis são distribuídas horizontalmente na grade E de Arakawa. A grade-E de Arakawa é definida sobre um sistema de coordenadas de latitude e longitude que sofreu uma rotação. O ângulo de rotação para o novo sistema de coordenadas é determinado pelo ângulo formado entre o Equador e a reta que liga o centro do domínio do modelo ao meridiano de 0°. Os pontos de massa e de velocidade são determinados na camada intermediária entre dois níveis, enquanto que a velocidade vertical é determinada nas interfaces. A base da grade E de Arakawa é mostrada na Figura 3.2, em que o ponto (h) define um ponto de massa, enquanto que cada ponto (v) define um ponto de velocidade. A distância (d) entre dois pontos equivalentes e adjacentes define a resolução horizontal do modelo.

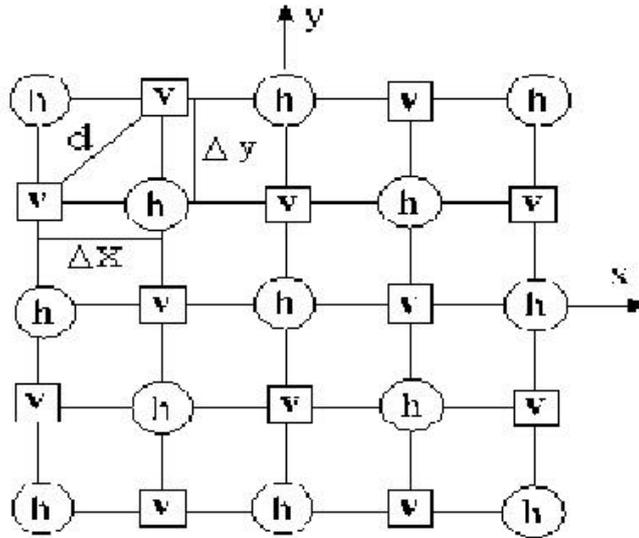


Figura 3.2: Grade do tipo “E” de Arakawa utilizada no modelo Eta e a distribuição dos pontos de massa (h) e de velocidade (v). A distância (d) define a resolução do modelo.

A coordenada vertical do modelo é definida pela coordenada Eta (η) desenvolvida por MENSINGER (1984) com o objetivo de remover erros que ocorrem nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais, ao longo de uma superfície de coordenada muito inclinada. A coordenada Eta (η) é definida pela expressão:

$$\eta = \left(\frac{p - p_T}{p_{sfc} - p_T} \right) \left(\frac{p_{ref}(z_{sfc}) - p_T}{p_{ref}(0) - p_T} \right), \quad (3.1)$$

em que p_T é a pressão no topo do domínio do modelo, p_{sfc} é a pressão à superfície, z_{sfc} é a altitude da superfície, p_{ref} é a pressão da atmosfera padrão.

A coordenada vertical Eta é uma coordenada em nível de pressão, o que torna a superfície da coordenada aproximadamente horizontal. Esta característica reduz consideravelmente os problemas nos cálculos das derivadas horizontais próximas de região de montanha, comuns na coordenada sigma, e conseqüentemente, os problemas relacionados com o termo da força do gradiente horizontal de pressão.

A topografia é representada por degraus discretos, cujos topos coincidem exatamente com as interfaces das camadas do modelo, como apresentada na Figura 3.3. Na determinação destas elevações, cada grade horizontal é primeiramente dividida em 16 pontos de subgrade, de tal forma que se tenha 4 linhas e 4 colunas. Para cada ponto de sub-grade é estabelecido um valor médio de altura, calculado a partir dos dados de elevação do terreno na resolução horizontal de 1 km. Para cada ponto de grade é escolhido o maior valor de elevação, o que proporciona oito valores máximos. Destes oito valores máximos faz-se uma média que determina para cada grade a altura intermediária. A altura final será obtida simplesmente movendo para cima ou para baixo a altura intermediária em direção à interface do nível que estiver mais próximo. As alturas das interfaces dos níveis do modelo são previamente determinadas de acordo com a atmosfera padrão. Os pontos de massa e de velocidade são determinados na camada intermediária entre dois níveis, enquanto que a velocidade vertical é determinada nas interfaces.

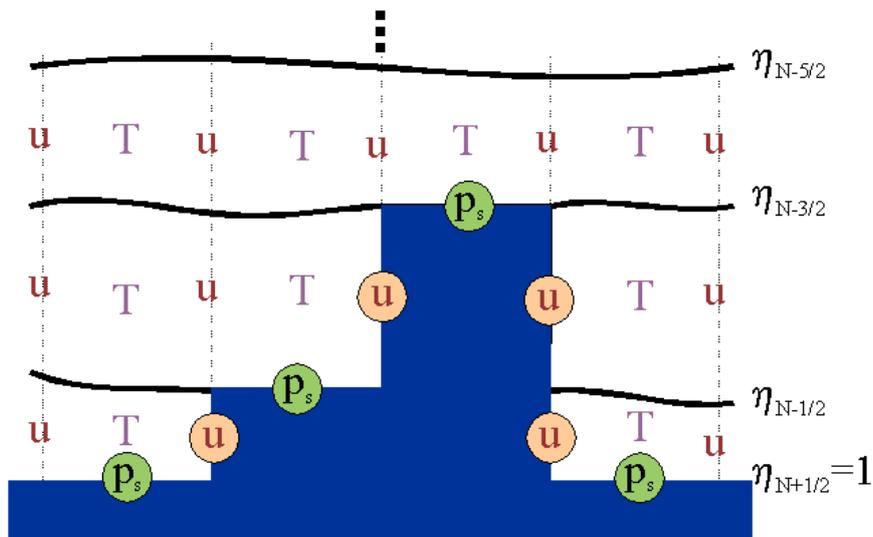


Figura 3.3: Seção vertical idealizada da topografia do modelo ETA

A integração no tempo ocorre na forma de particionamento explícito, conhecido como *split-explicit*, com esquema *forward-backward*, modificado por JANJIC (1979), para os termos de ajuste devido às ondas de gravidade inerciais e *Euler-backward* para os termos de advecção horizontal e vertical. O método de JANJIC (1984) é aplicado ao esquema de diferenças finitas no espaço, que controla o falso escoamento de energia para as ondas mais curtas. A

suavização dos campos é obtida pela combinação de um amortecimento na divergência com uma difusão horizontal não linear de 2ª ordem.

O esquema de radiação, que inclui tratamento para radiação de ondas longas e ondas curtas (radiação solar), foi desenvolvido pelo Geophysical Fluid Dynamical Laboratory (GFDL) da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) nos Estados Unidos. A radiação de ondas curtas se baseia no esquema de LACIS; HANSEN (1974) e a radiação de ondas longas (radiação terrestre) se baseia no esquema de FELS; SCHWARZKOPF (1975). Os processos de radiação (solar e terrestre) provocam taxas de aquecimento ou resfriamento, as quais são calculadas a cada hora de integração. As distribuições de ozônio e albedos de superfície iniciais são fornecidos pela climatologia. A umidade do solo é a climatológica mensal. As tendências de temperatura da atmosfera devido aos efeitos radiativos são aplicadas pelo modelo a cada passo de ajustamento no tempo.

O modelo possui dois esquemas de parametrização de precipitação convectiva: o esquema BETTS-MILLER (BETTS; MILLER, 1986), com modificações de JANJIC (1994), e o esquema de KAIN-FRITSCH (KAIN; FRITSCH, 1993). No presente trabalho é utilizado o esquema BETTS-MILLER. Esta parametrização trata tanto a convecção rasa (não precipitante) quanto a profunda (precipitante). Este 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.

A microfísica de nuvens é parametrizada pelo esquema de ZHAO (1997). A cobertura de nuvens estratiformes e cumuliformes é diagnosticada com base na umidade relativa e na taxa de precipitação convectiva do modelo. As concentrações de CO₂ e O₃ na atmosfera são climatológicas. Os complexos processos físicos do modelo são resolvidos por esquemas de parametrizações.

A turbulência é representada pelo esquema de MELLOR-YAMADA 2.5 na atmosfera livre, onde a energia cinética turbulenta é prognosticada. No esquema de superfície usado, as trocas entre o sistema solo-planta-atmosfera

são calculadas de acordo com o modelo de superfície NOAH (CHEN et al, 1996), o que é descrito no Anexo A.

A cobertura vegetal e a umidade do solo têm grande influência sobre o comportamento da atmosfera nos baixos níveis e as condições físicas da superfície. Os fluxos de calor e energia à superfície são fontes para instabilidade convectiva; portanto, o bom entendimento e uma boa estimativa desses fluxos se fazem necessários para simulação de chuvas intensas. Os modelos solo-superfície (Land Surface Models – LSMs) foram formulados para calcular a transferência de energia, de massa e de momento entre a atmosfera e o sistema solo-vegetação da superfície terrestre e para servirem de condição de contorno para os modelos atmosféricos, que são usados para previsão numérica de tempo ou simulação do clima, uma vez que os modelos requerem a determinação dos fluxos de momento, radiação, vapor de água e calor sensível, abaixo da camada limite da atmosfera (Figura 3.4).

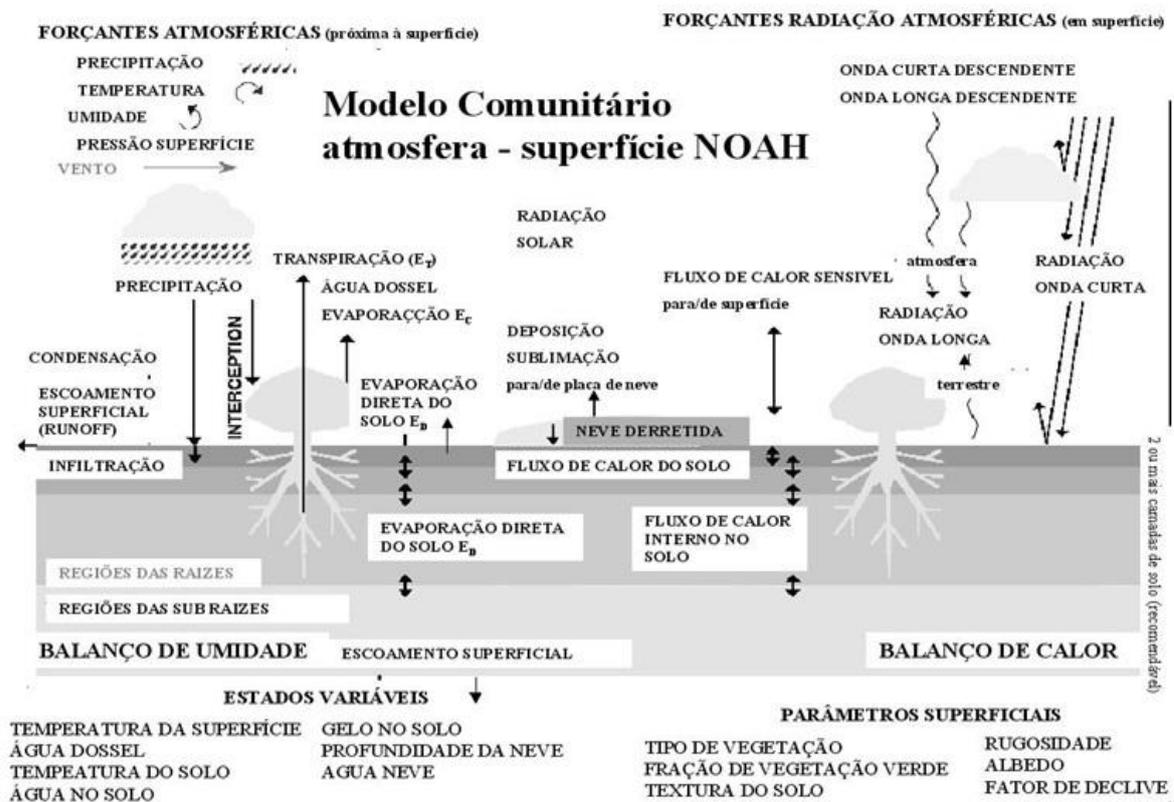


Figura 3.4: Ilustração dos processos de superfície do NOAH LSM.

Fonte: Adaptada de <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/gcp/ldas/noahlsm>

Os LSMs estão estruturados da seguinte forma:

a) Dados de entrada: a temperatura e umidade do ar a 2m, pressão à superfície, velocidade do vento, taxa de precipitação e radiação incidente (ondas curtas e longas) são usadas como condições iniciais.

b) Parâmetros morfológicos: fração de área coberta pelo dossel e pela vegetação rasteira; altura máxima da região foliar e altura mínima do dossel; profundidade e densidade das raízes e densidade de armazenamento de água em cada camada do solo são alguns dos parâmetros morfológicos considerados.

c) Parâmetros físicos e fisiológicos: as propriedades físicas da vegetação e do solo, e as propriedades morfológicas e fisiológicas da vegetação governam a interceptação da radiação e a transferência de umidade através do sistema solo-planta.

Alguns desses parâmetros são: índices de área foliar; coeficientes de resistência estomatal; temperaturas mínima, máxima e ótima para o funcionamento estomatal; resistências impostas pelo sistema vascular da planta; resistência das raízes por unidade de comprimento; condutividade hidráulica de solo saturado; porosidade; capacidade térmica do dossel e da vegetação rasteira; coeficiente de transferência de calor/vapor da vegetação e do solo, entre outros.

Maiores detalhes sobre o Modelo Noah utilizado nessa versão do modelo ETA/CPTEC-HadCM3 estão no ANEXO A.

3.4 – Condições Iniciais e de Contorno

As condições de contorno foram obtidas do conjunto de modelos HadCM3 produzidos a partir de perturbações dos parâmetros da física do modelo, numa técnica conhecida como "PPE" (Perturbed Physics Ensembles). Essa técnica foi projetada para explorar sistematicamente as incertezas nas diferentes componentes do modelo no intuito de reduzi-las. Um subconjunto de 16 variantes de modelos, cada um com uma combinação diferente de parâmetros,

foi selecionado de acordo com o desempenho com o clima atual (MURPHY et al 2007) e as concentrações de CO₂ para o final do século XXI (NAKICENOVIC et al, 2000), CHOU et al (2011), através da análise do desvio padrão para rodadas de 100 anos no futuro, para o cenário A1B, verificaram que o espalhamento entre os membros do conjunto era muito pequeno. Dessa forma, foram escolhidos quatro membros, sendo que a sensibilidade climática dos membros varia entre máxima, mínima, média e nenhuma.

No presente trabalho utilizou-se apenas um desses membros, o chamado membro não perturbado, denominado por CHOU et al, (2011) como aenwh. Uma das justificativas para a utilização de apenas um membro é que a dispersão entre os quatro membros sobre a região de estudo é pequena para os campos de precipitação e temperatura, conforme mostrado na Figura 3.5. As maiores diferenças entre os membros são observadas no campo de precipitação para os meses de fevereiro e março, embora essas diferenças não excedam 10%. Verifica-se que entre os meses de dezembro e janeiro a precipitação gerada pelo HadCM3 com a componente não perturbada subestima a precipitação (em torno de 1 mm/dia) e em fevereiro superestima (em torno de 1 mm/dia). Já a variação na temperatura é muito pequena para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro entre os dados observados e a componente sem perturbação do HadCM3.

A partir desse membro foi desenvolvida toda a metodologia para o downscaling dinâmico de 10 km, que permitiu a observação das condições do clima presente com a substituição dos usos da terra na região da Mata Atlântica Paulista. A partir das condições de contorno, foram produzidas condições iniciais com o modelo Eta/CPTEC-HadCM3 na resolução de 40 km aninhado ao HadCM3 (CHOU et al, 2011).

O modelo HadCM3, conforme descrito por CHOU et al (2011), consegue simular satisfatoriamente a climatologia da América do Sul. Essa avaliação também foi feita para a região de estudo, conforme ilustrado na figura 3.5a,b, figura 3.6a,b e figura 3.7a,b que mostram os campos de precipitação e temperatura durante o verão austral (DJF) para os dados observados do CRU e do membro aenwh do HadCM3. Nas figuras 3.8 a, b mostram-se o

comportamento do Eta 40km com o mapa de vegetação potencial atual em relação ao mapa de vegetação padrão do modelo e também o comportamento das rodadas do Eta 10km com os três cenários em relação ao Eta 40 Km. Observa-se que na rodada de 10km nos três cenários o comportamento foi muito parecido e superestimou a precipitação nos meses de novembro, dezembro, janeiro e fevereiro (Figura 3.8a). Já o campo de temperatura não mostrou desvios significativos (Figura 3.8b). Na Figura 2.8, linha vermelha mostra o membro utilizado no presente trabalho e no eixo x foi plotado os meses do ano e no eixo y o valor da precipitação (temperatura) em mm (°C).

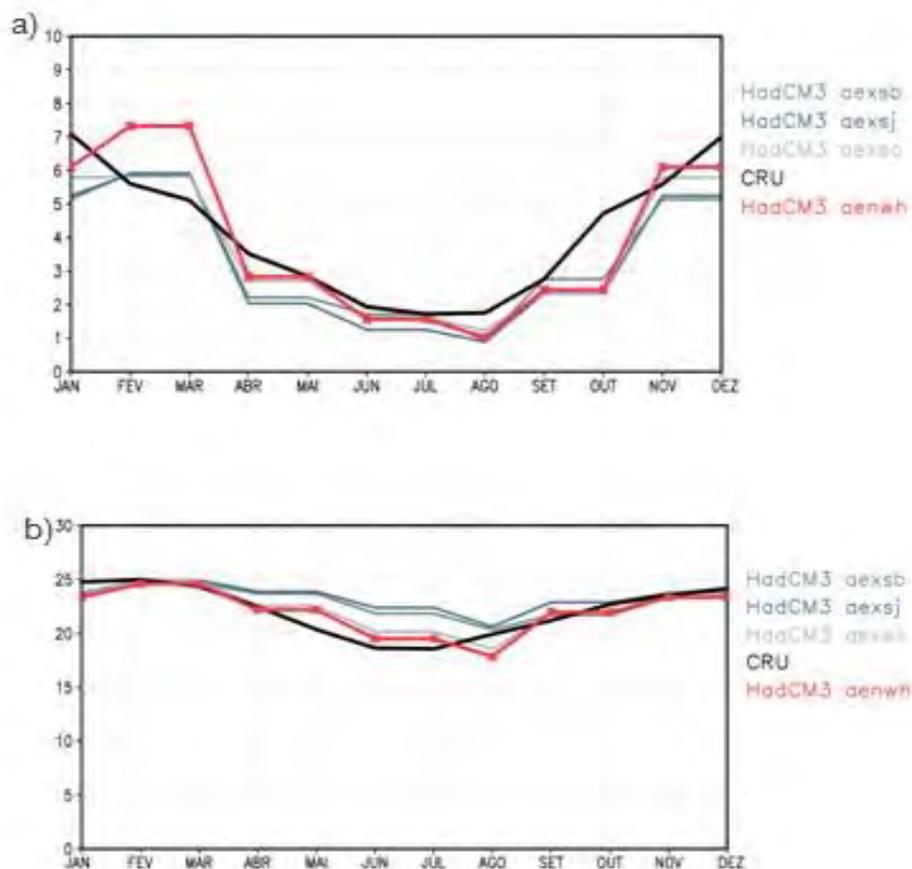


Figura 3.5: a) Ciclo anual climatológico (1961-90) de precipitação (mm/dia) para os dados observados do CRU e dos quatro membros do HadCM3 e b) Ciclo anual climatológico (1961-90) de temperatura (°C) para os dados observados do CRU e dos quatro membros do HadCM3.

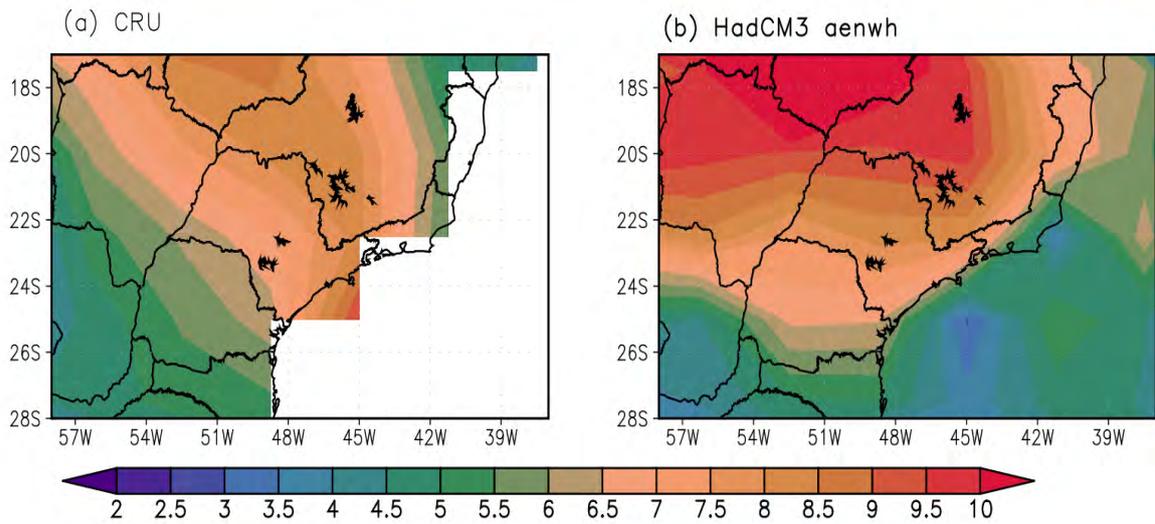


Figura 3.6: Campos médios climatológicos (1961-1990) de precipitação (mm/dia) para o verão austral (DJF) para os dados observados do CRU (a) e do membro aenwh do HadCM3 (b).

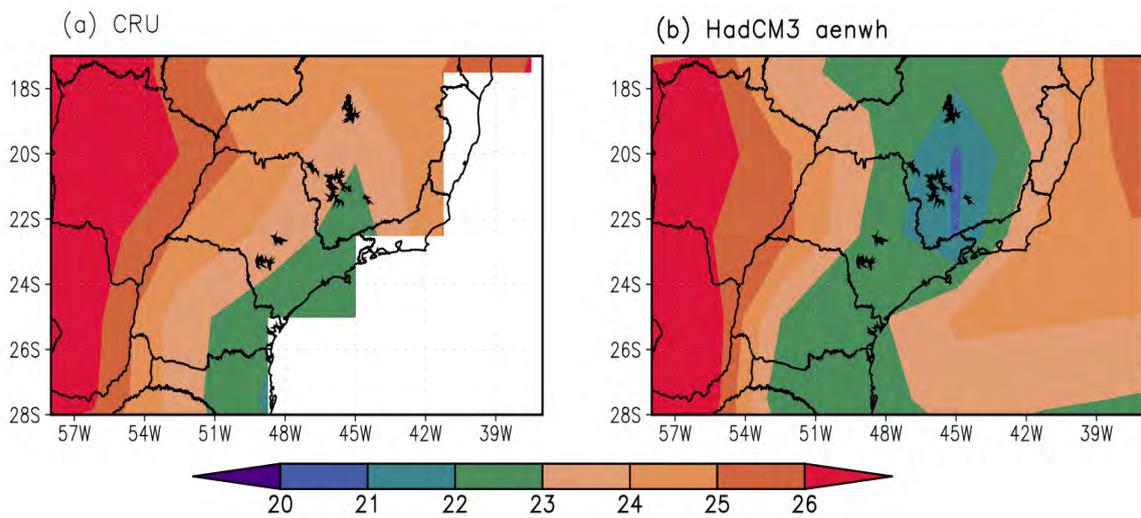


Figura 3.7: Campos médios climatológicos (1961-1990) de temperatura (°C) para o verão austral (DJF) para os dados observados do CRU (a) e do membro aenwh do HadCM3 (b)

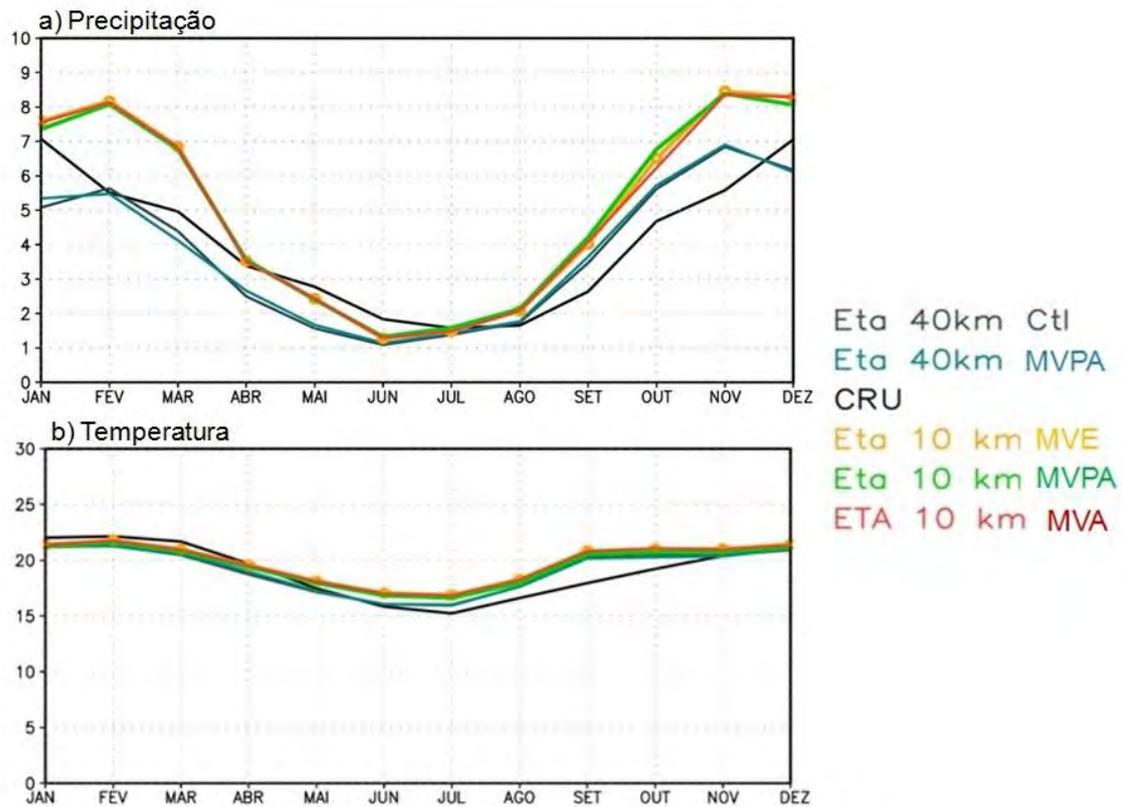


Figura 3.8: Campos médios climatológicos (1961-1990), média para a área de estudo: a) de precipitação (mm/dia) para o Eta 40km, com mapa de vegetação potencial atual e o mapa padrão do Eta e os campos de precipitação ao longo do ano para as simulações do Eta 10km para os três cenários: MVPA, MVA e MVE e b) campo médio de temperatura (°C) ao longo do ano para as simulação feitas com o Eta 40km (MVPA) e para as simulações do Eta 10km com os três cenários: MVPA, MVA e MVE

3.5 – Simulações dos Impactos das Mudanças dos Usos e Cobertura da Terra

As simulações com o modelo Eta/CPTEC-HadCM3 foram realizadas para o domínio localizado entre as latitudes 28°S e 17°S e entre as longitudes 58°W e 37°W (Figura 3.1), com 113 pontos de grade na direção zonal e 243 pontos meridionalmente. O modelo foi configurado com a resolução de 40 x 40 km, com 50 níveis na vertical para o período de 01 de janeiro de 1981 a 30 de dezembro de 1990, sendo 1 ano de spin-up. As simulações foram feitas de forma contínua durante os 10 anos (Tabela 3.1)

Tabela 3.1 - Tabela com informações sobre as simulações

Rodadas	Condições de contorno	Anos de simulação e Spin up	CO2(ppm) (Nakicenovic et al. 2000)	Nível na vertical	Mapa de vegetação
Eta 40km	HadCM - membro sem perturbação Chou et al 2011	1970-1990 1 ano Spin up	Entre 309,25 (1970) até 333,37 (1990)	38	MV - ETA
Eta 10km Dowscaling	Eta/HadCM3	1981-1990 1 ano Spin up	Entre 322,91 (1981) até 333,37(1990)	50	MVPA
Eta 10km Dowscaling	Eta/HadCM3	1981-1990 1 ano Spin up	Entre 322,91 (1981) até 333,37 (1990)	50	MVA
Eta 10km Dowscaling	Eta/HadCM3	1981-1990 1 ano Spin up	Entre 322,91 (1981) até 333,37 (1990)	50	MVE

Para a avaliação dos possíveis impactos das mudanças dos usos e cobertura da terra foram realizadas três simulações com três cenários de usos e cobertura do solo, esquematizados na Figura 3.9.

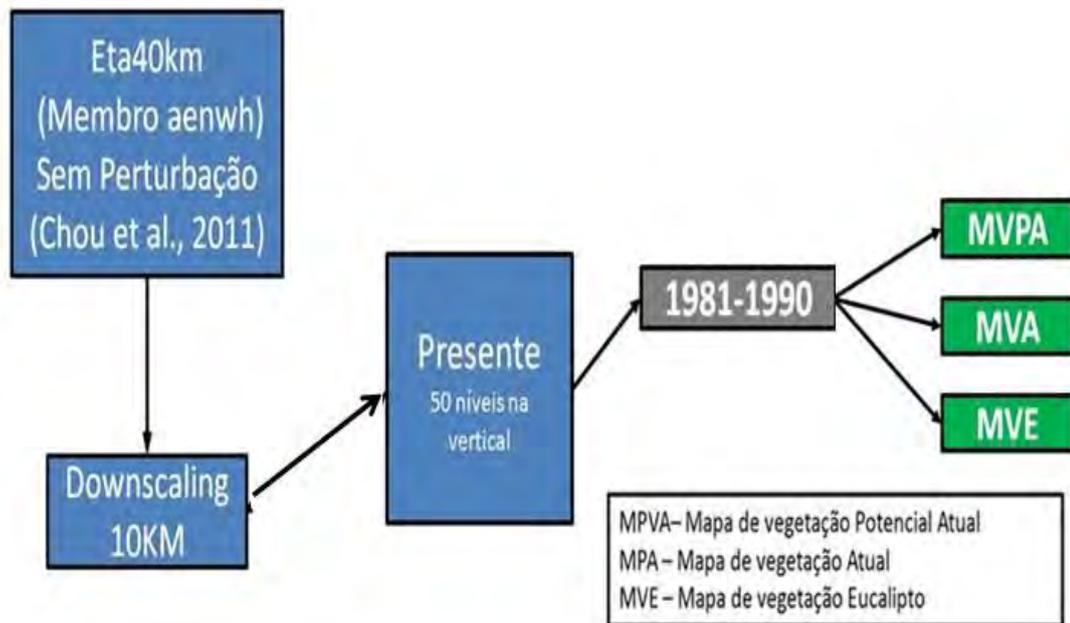


Figura 3.9 – Esquema das simulações utilizando o modelo Eta/CPTEC/INPE 10Km aninhado ao modelo Eta/CPTEC/INPE 40km com condições de contorno do HadCM3.

O primeiro cenário, também chamado de controle (CTL), utiliza a cobertura vegetal potencial para o clima atual, ou seja, sem alterações causadas pelo homem. Este cenário é baseado na hipótese de, nas condições climáticas atuais, qual seria a vegetação natural que estaria em equilíbrio dinâmico com as condições climáticas da região. A representação da cobertura do solo foi elaborada por SALAZAR (2009) que criaram um mapa de vegetação natural com a resolução de 50 km. Esse mapa foi derivado dos mapas de vegetação natural desenvolvidos por OYAMA (2002) para o modelo (CPTEC-PVM) e por LAPOLA et al (2008) para o modelo CPTEC-PVM2.0, ambos baseados na classificação de vegetação de DORMAN; SELLERS (1989), que pode ser vista na Tabela B.1 (Anexo B) e na Figura 3.10a. Esse mapa de vegetação de agora em diante será chamado de Mapa de Vegetação Potencial Atual (MVPA) ou CONTROLE. Maiores informações sobre como ocorreu o desenvolvimento do mapa de vegetação natural encontra-se em SALAZAR (2009).

O segundo cenário utiliza o mapeamento dos usos e cobertura da terra para o Estado de São Paulo, denominado Mapa Vegetação Atual (MVA - Figura

3.10b), desenvolvido por VIEIRA et al (2010), no qual foram utilizadas imagens do satélite Landsat TM5 para o ano de 2005 (INPE, 2009). O mapeamento das áreas cultivadas com Eucalyptus no Estado tiveram como base o trabalho de KRONKA et al (2002), onde as áreas com plantios foram identificadas nas imagens de satélite e, em seguida, foi feita a edição matricial. Neste mapa foram inseridos também os remanescentes florestais da Mata Atlântica do ano de 2005 para o Estado de São Paulo, cedidos pela Fundação SOS Mata Atlântica e pelo INPE. Dessa forma, o mapa final de usos e cobertura da terra para o Estado de São Paulo apresentou as seguintes classes: floresta, restinga, mangue, área urbana, solo nu, agricultura e Eucalyptus. Para adequação à estrutura do modelo, restinga e mangue foram reclassificados como floresta.

O terceiro cenário usado nas simulações foi o de expansão da monocultura de Eucalipto, resultando no mapa chamado de Mapa de Vegetação Eucalipto (MVE) ilustrado na Figura 3.10c. A ideia de introduzir uma área com expansão de eucalipto está associada ao histórico de conversões de usos e de cobertura do solo no Vale do Paraíba.

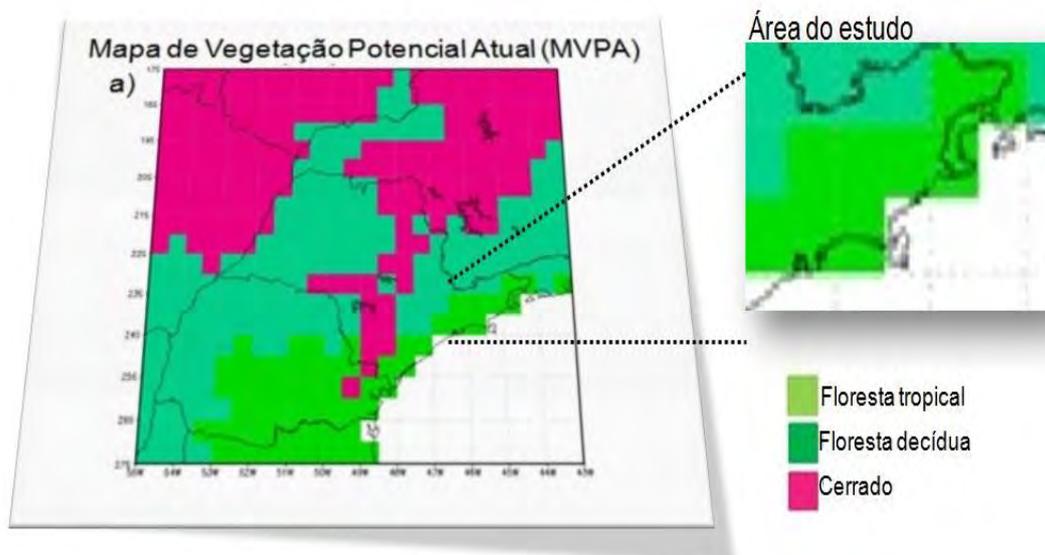


Figura 3.10 - a) Mapa de vegetação potencial atual (MVPA), Salazar (2009), latitude x longitude, b) Mapa de vegetação atual (MVA), Vieira et

al 2010, latitude x longitude, c) Mapa de vegetação modificado com Eucalipto (MVE). latitude x longitude (Continua)

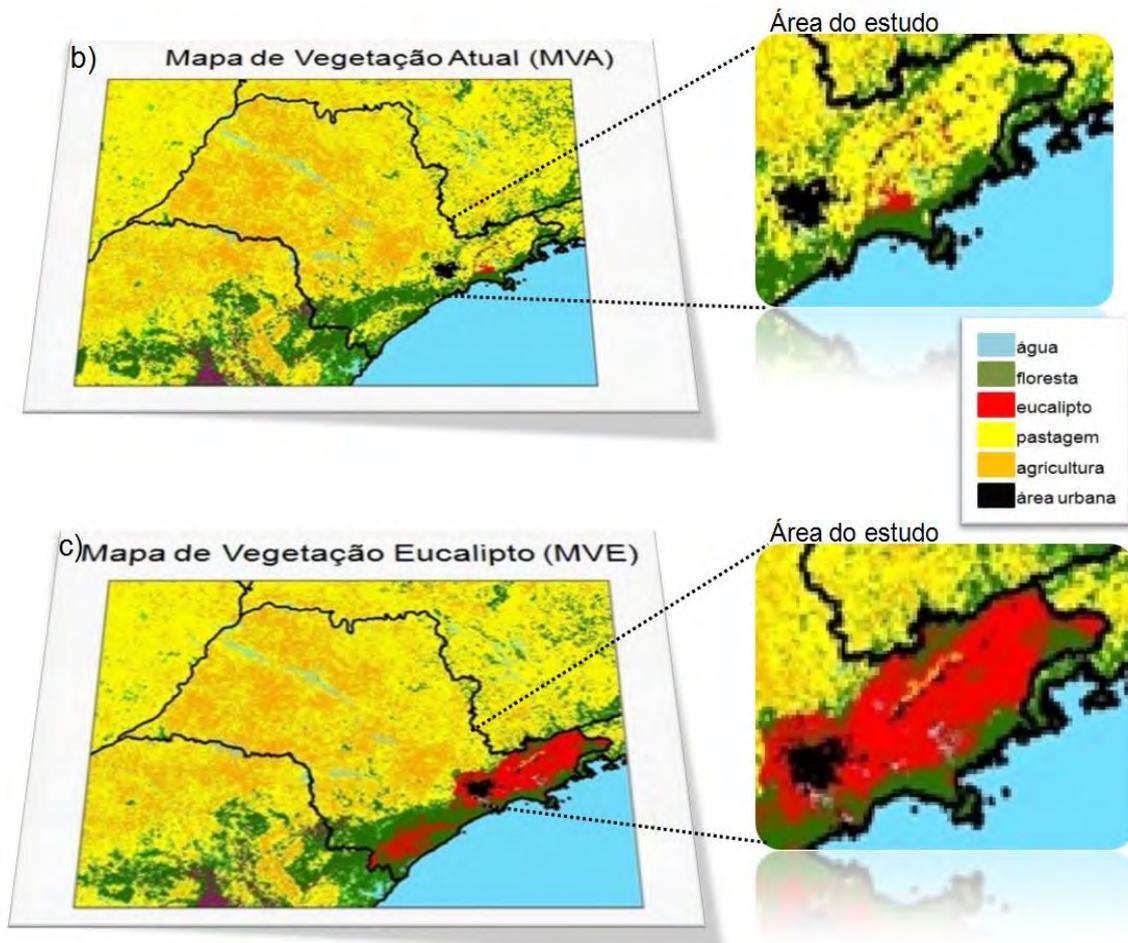


Figura 3.10 - a) Mapa de vegetação potencial atual (MVPA), Salazar (2009), latitude x longitude, b) Mapa de vegetação atual (MVA), Vieira et al 2010, latitude x longitude, c) Mapa de vegetação modificado com Eucalipto (MVE). latitude x longitude (Conclusão)

Para as duas últimas simulações foi necessária a introdução de parâmetros referentes à vegetação eucalipto. O modelo Noah tem 33 parâmetros: 10 relativos à vegetação e 23 descrevendo as propriedades do solo (HOGUE et al, 2005). Na Tabela 3.1 são apresentados os principais parâmetros utilizados no modelo de superfície para os tipos de vegetação considerados no presente estudo.

As análises dos resultados foram baseadas nas diferenças entre o cenário controle e os cenários MVA e MVE. Portanto, de agora em diante passou-se a denominar ANÁLISE1: MVA - controle (MVPA) e ANÁLISE2: MVE - controle (MVPA) - A significância estatística dessas diferenças foi verificada pelo teste t de Student (ANEXO B).

Tabela 3.2 - Tabela com os principais parâmetros da vegetação utilizados nas simulações - modelo Noah.

Nº	Tipo de Vegetação	RCMIN(m)	RGLTBL	HSTBL	Z ₀ (m)
1	FlorestaTropical	150	30	41,69	2,653
2	Floresta Decídua	100	30	54,53	0,826
3	Floresta Mista	125	30	51,93	0,563
4	Eucalipto	99,5	30	41,69	2,500
5	Pastagem	40	100	36,35	0,080
6	Agricultura	40	100	36,25	0,070
7	Área Urbana	200	100	42	1,000

Fonte: ALMEIDA E SOARES, 2003; MIELKE et al, 2000; DIXON AND HIOL HIOL, 1992; CARNEIRO, 2008

sendo:

RCMIN – resistência estomática mínima (metros).

RGLTBL – parâmetro usado no termo da radiação solar da função de resistência do dossel; (adimensional)

HSTBL - parâmetro usado no termo da radiação solar da função de resistência da pressão de vapor; (adimensional)

Z₀ – comprimento de rugosidade; (metros)

3.6 - Análises de Dados Observacionais no Período das Simulações dos Impactos das Mudanças dos Usos e Cobertura da Terra

Para uma melhor avaliação das simulações realizadas, foram utilizados dados de precipitação de várias estações meteorológicas instaladas em diferentes localidades da região do estudo. Ressalta-se que outras variáveis, tais como a temperatura próxima a superfície, não foram avaliadas em função da indisponibilidade de tais dados nas bases consideradas.

Foram analisados dados de precipitação de 25 estações instaladas em toda a região de estudo, entre o Vale do Paraíba, Litoral Norte, e as Serras da Mantiqueira, do Mar e da Bocaina. Esses dados foram obtidos do Sistema de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH-ANA) e também do site do Sistema de Informações para o Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (estações do DAEE - Departamento de Águas e Energia Elétrica).

Foram geradas planilhas eletrônicas com as distribuições diária e mensal de chuvas para cada estação, considerando todo o período de dados disponíveis. A Tabela 3.3 mostra as estações analisadas, com as siglas, posições geográficas, altitude, e períodos analisados. Na Figura 3.11, verifica-se a localização geográfica e altitude de cada estação.

A primeira etapa do trabalho, com os dados pluviométricos observados, foi verificar a tendência de chuvas ao longo dos meses de verão (DJF). Para isso, foram utilizadas médias mensais de toda a série histórica. Na segunda etapa foi realizado o mesmo procedimento feito na etapa anterior; no entanto, considerando apenas os anos correspondentes ao período de simulação (1982-1990) considerado no estudo.

Na terceira etapa levantou-se os extremos de chuvas ocorridos durante todo o histórico de dados observados e também nas simulações com o modelo Eta. Ressalta-se que a atmosfera é dinâmica, seguindo um ritmo composto por

eventos usuais e eventos extremos. Os eventos usuais são registrados com maior frequência, possibilitando a sua acomodação pelas sociedades que se adaptam ao seu ritmo natural. BARBOSA (2007) os define como aqueles eventos que não se afastam significativamente das médias, com uma frequência alta, em escala temporal diária de ocorrência. Já os eventos extremos de chuvas são aqueles em que os totais num certo período - seja anual, sazonal, diário ou outro - apresentaram desvios de chuvas superiores ou inferiores ao comportamento habitual da área no período analisado. Segundo SAREWITZ et al (2000), podemos defini-los como sendo uma ocorrência que apresenta uma incidência rara, se distanciando da média, variando em sua magnitude. Os eventos climáticos extremos são responsáveis pelas principais catástrofes naturais atuais.

Posto isso, para a análise dos eventos extremos de chuvas no presente trabalho foi considerada a metodologia utilizada por BARBOSA (2007) e TATZIANA (1987), em que considera uma classificação em faixa de precipitação que é associada a impactos negativos. De acordo com esses autores, valores a partir de 50mm em 24 horas já seria suficiente para causar deslizamentos em áreas de encostas na Serra do Mar. Assim, no presente trabalho, foi criada uma tabela considerando apenas episódios de chuva iguais ou acima de 50mm em 24 horas e igual ou acima de 30mm em 24 horas, sendo estes considerados como eventos extremos de precipitação. Outro fator determinante na escolha do valor base é a própria noção de impactos associados aos eventos negativos. Por ser uma área heterogênea, segundo a disposição espacial dos objetos naturais e artificiais, esse índice pode não causar impactos nas regiões serranas do litoral, porém, esse volume pode ser desastroso em áreas de forte ocupação urbana.

Tabela 3.3 - Distribuição espacial das estações pluviométricas georeferenciadas.

Município	COD	Lat	Long	Altitude	Ano Inicial	Ano Final	Número anos
São Luís do Paraitinga	SLP	23°15'	45°12'	830 m	1950	1999	49
São José do Barreiro	SJB	22°39'	44°35'	530m	1957	2002	45
Cunha_1	CUN	23°04'	45°04'	800 m	1970	1997	27
Cunha_2	CUN	23°11'	44°59'	1120 m	1970	2002	32
Cunha_3	CUN	22°51'	44°47'	1060 m	1970	1995	25
Cunha_4	CUN	23°00'	45°03'	800 m	1959	2003	44
Cunha_6	CUN	23°04'	44°57'	970 m	1941	1966	25
Taubaté	TBT	23°12'	45°28'	660 m	1955	2004	49
Lavrinhas	LVR	22°32'	44°53'	540 m	1986	2000	14
Queluz	QLZ	22°32'	44°46'	500 m	1957	1995	38
Pinda_1 (Cidade)	PND	22°54'	45°26'	528 m	1957	1995	38
Pinda_2 (Pico do	PND	22°46'	45°31'	1850 m	1960	2002	42
Pinda_3 (Sta Rita do	PND	22°54'	45°29'	540 m	1948	1999	51
Ubatuba	UBT	23°23'	44°50'	3 m	1945	2000	55
Campos do Jordão_1	CJ_1	22°42'	45°29'	1600 m	1973	2002	29
Campos do Jordão_2	CJ_2	22°45'	45°40'	1640 m	1941	1968	27
Campos do Jordão_3	CJ_3	22°44'	45°39'	1600 m	1944	1970	34
Campos do Jordão_4	CJ_4	22°38'	45°30'	1040 m	1972	1998	26
Bananal_1 (Serra da	BNL	22°48'	44°28'	1180 m	1983	2002	19
Bananal_2	BNL	22°41'	44°19'	460 m	1940	2004	64
Cachoeira Paulista	CP	22°44'	44°55'	560 m	1979	1999	20
São José do Campos	SJC	23°11'	45°53'	560 m	1943	2003	60
Guaratinguetá	GRT	22°50'	45°10'	530 m	1957	2002	45
Itatiaia_1	ITT_	22°27'	44°36'	900 m	1990	2012	22
Itatiaia_2	ITT_	22°31'	44°34'	500 m	1990	2010	20
Itatiaia_3	ITT_	22°29'	44°33'	420 m	1954	1992	38

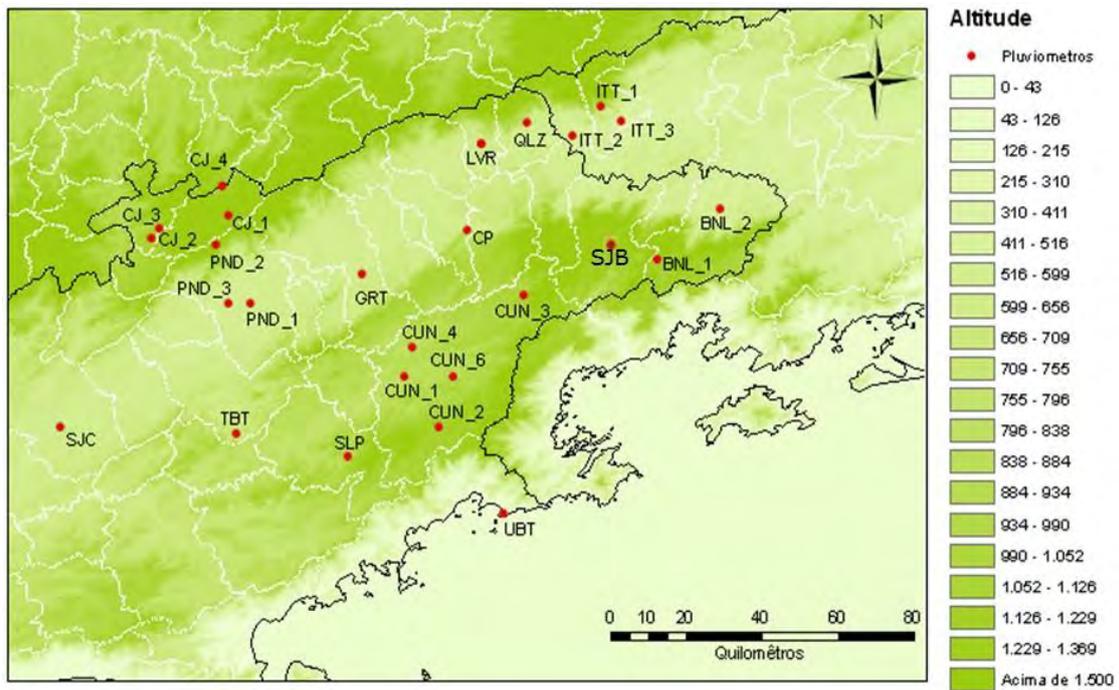


Figura 3.11 - Distribuição espacial das estações pluviométricas com a altitude de cada estação.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A principal questão formulada no presente trabalho, segundo as simulações realizadas, é se as atuais MUCT na região do Mata Atlântica Paulista do Brasil podem causar impactos significativos no clima local, decorrentes de possíveis alterações na circulação local e também nos processos de superfície. Para isso foram realizadas simulações com o modelo Eta/CPTEC-HadCM3 com downscaling dinâmico para o modelo Eta10km, considerando os três cenários de vegetação discutidos no tópico 3 (Vegetação Potencial atual, Atual e Eucalipto). As diferenças são baseadas em médias trimestrais para a estação úmida (verão austral, DJF), na região de estudo, considerando nove anos de simulação para cada experimento.

4.1. Impactos das MUCTs no regime pluviométrico do período chuvoso (DJF)

Inicialmente, foram avaliados os impactos das MUCT no padrão de precipitação, considerando a substituição do mapa de vegetação potencial (MVPA) pelos mapas de vegetação atual (MVA) e o mapa de vegetação com eucalipto (MVE). Como já foi discutido anteriormente, o MVA considera a conversão de áreas de florestas decíduas e tropicais por áreas de pastagens, de agricultura, de subáreas com eucalipto e de áreas urbanas. O MVE, por sua vez, considera essencialmente a conversão de florestas decíduas e tropicais para eucalipto na área de estudo.

A diferença entre as médias trimestrais de precipitação (DJF), entre as simulações utilizando ambos os mapas (MVA e MVE), indicou que as alterações na cobertura vegetal conduziram à um aumento no volume de precipitação total em grande parte da região de estudo (Figura 4.1a,c). As áreas onde ocorreram os maiores aumentos no volume de precipitação, em ambos os cenários, foram àquelas mais elevadas, principalmente sobre as regiões das Serras do Mar e da Mantiqueira, com aumento da precipitação atingindo valores de até 20 mm/mês. Na região do Vale do Paraíba, as

alterações na precipitação foram mais intensas na diferença entre os cenários MVE e MVPA, ou seja, com a expansão do eucalipto (Figura 4.1c).

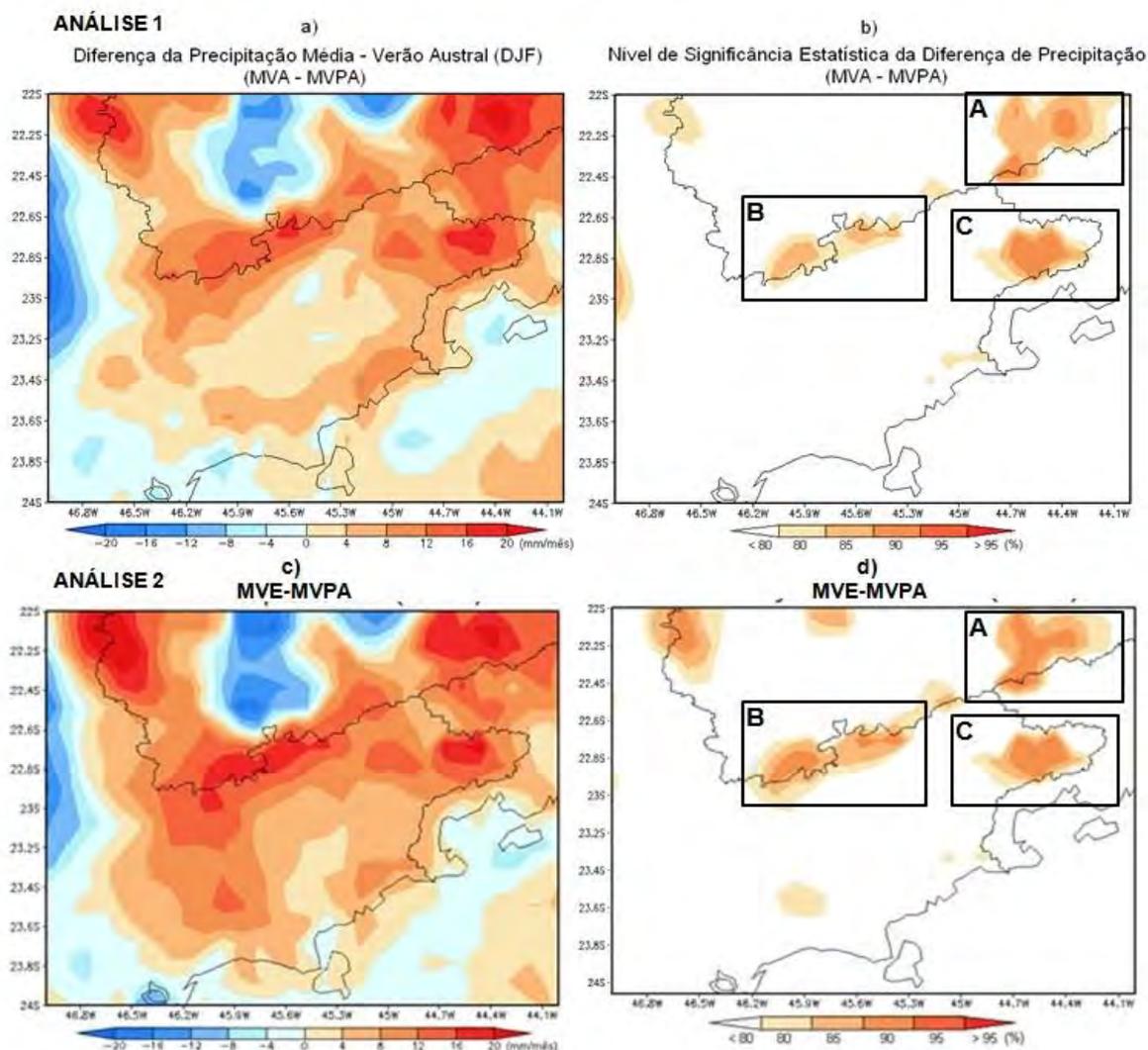


Figura 4.1 – Diferença das médias mensais de precipitação no verão austral (DJF), para a ANÁLISE 1 (MVA-MPVA) (a), e para a ANÁLISE 2 (MVE-MPVA) (b). Áreas onde as diferenças apresentaram significância estatística nos níveis de 80, 85, 90 e 95% de probabilidade (c) e (d), sendo: MVPA - Mapa de vegetação potencial atual; MVA - Mapa de vegetação atual e MVE - Mapa de vegetação com eucalipto.

Na Figura 4.1a, observa-se ainda que a substituição de florestas para pastagem, na região do vale, levou à redução da precipitação em pontos

isolados, em regiões adjacentes às Serras da Mantiqueira e do Mar, embora tenham sido alterações pouco intensas.

A aplicação do teste t mostrou que a diferença entre as médias de precipitação apresentou o nível de significância de até 90% sobre algumas regiões dentro da área de interesse (Figura 4.1b,d). As regiões onde as diferenças foram significativas acima de 85% de confiabilidade estão concentradas as Serra de Itatiaia (Caixa A, Figura 4.1b,d), Serra da Mantiqueira (Campos do Jordão) (Caixa B, Figura 4.1b,d) e Serra de Bocaina (Caixa C, Figura 4.1b,d). Um ponto a observar é que na análise 2 (Figura 4.1c) a alteração do volume de precipitação sobre a região de Campos do Jordão (Caixa B, Figura 4.1d) foi maior e mais significativa que na análise 1 (Figura 4.1a)

Considerando horários intermediários (precipitação acumulada nas 6 horas anteriores), nas diferenças entre os cenários MVA-MVPA e MVE-MVPA observa-se que as alterações na precipitação foram mais significativas às 00GMT (15h00-21h00, horário local) (Figura 4.2a, 4.4a). Este período coincide com o horário em que acontece a maior parte das tempestades convectivas nos meses de verão, e que são responsáveis pelo maior volume de precipitação. Isto induz que as MUCT podem estar alterando a formação e intensidade das chuvas convectivas em escala local, visto que a precipitação formada por sistemas meteorológicos de maiores escalas, como ZCAS e FF, não devem sofrer alterações significativas com as MUCT na escala considerada no presente estudo.

Entretanto, com menor volume e significância estatística, também foram observados alterações significativas no volume de precipitação nos horários da 06 GMT (21h00 – 03h00, Horário Local) (Figuras 4.2c e 4.2d) e 18 GMT (09h00 – 15h00, Horário Local) (Figuras 4.3c e 4.3d). Apesar das chuvas convectivas nos meses de verão concentrarem-se entre 15h e 21h (horário local), em determinadas situações o processo de formação de chuvas convectivas podem ocorrer antecipadamente ou mais tardiamente, o que pode explicar a concentração de chuvas nestes dois períodos 06 e 18 GMT, corroborando com a hipótese de que as alterações no regime de precipitação ocorrem devido à alteração no padrão da formação de chuvas convectivas locais.

No primeiro caso (MVA-MVPA) verificou-se que o aumento da precipitação ficou principalmente localizado sobre as Serras da Mantiqueira e Serra da Bocaina, com áreas de significância estatística de até 90% (Figura 4.2b). No entanto, sobre a porção mais à sudoeste da região de estudo (que incluem as áreas metropolitanas de São Paulo e São José dos Campos e também o litoral sul), as alterações da vegetação levaram à redução da precipitação de até -6 mm/mês (Figura 4.2a), porém sem significância estatística. Também, no segundo caso (MVE-MVPA), o aumento do volume de precipitação ocorreu sobre as áreas das Serras da Mantiqueira e Serra da Bocaina às 00GMT; no entanto, também observa-se aumento da precipitação sobre a Região Bragantina, de aproximadamente 10 mm/mês (Figura 4.4a).

Nos demais horários (06, 12 e 18GMT), que compreendem os períodos da madrugada, manhã e início da tarde, respectivamente, as alterações na precipitação foram menos intensas; no entanto, no horário das 12 GMT no caso da diferença entre os cenários MVA e MVPA, verificou-se redução da precipitação sobre a área que cobre grande parte da região de estudo, sendo verificada a redução de até -2 mm/mês sobre parte do Vale do Paraíba (Figura 4.3a). Porém, para essas regiões não se verificou significância estatística (Figura 4.3b). De modo geral, as áreas onde as diferenças na precipitação apresentaram significância estatística acima de 90% corresponderam às regiões de serras.

ANÁLISE 1:

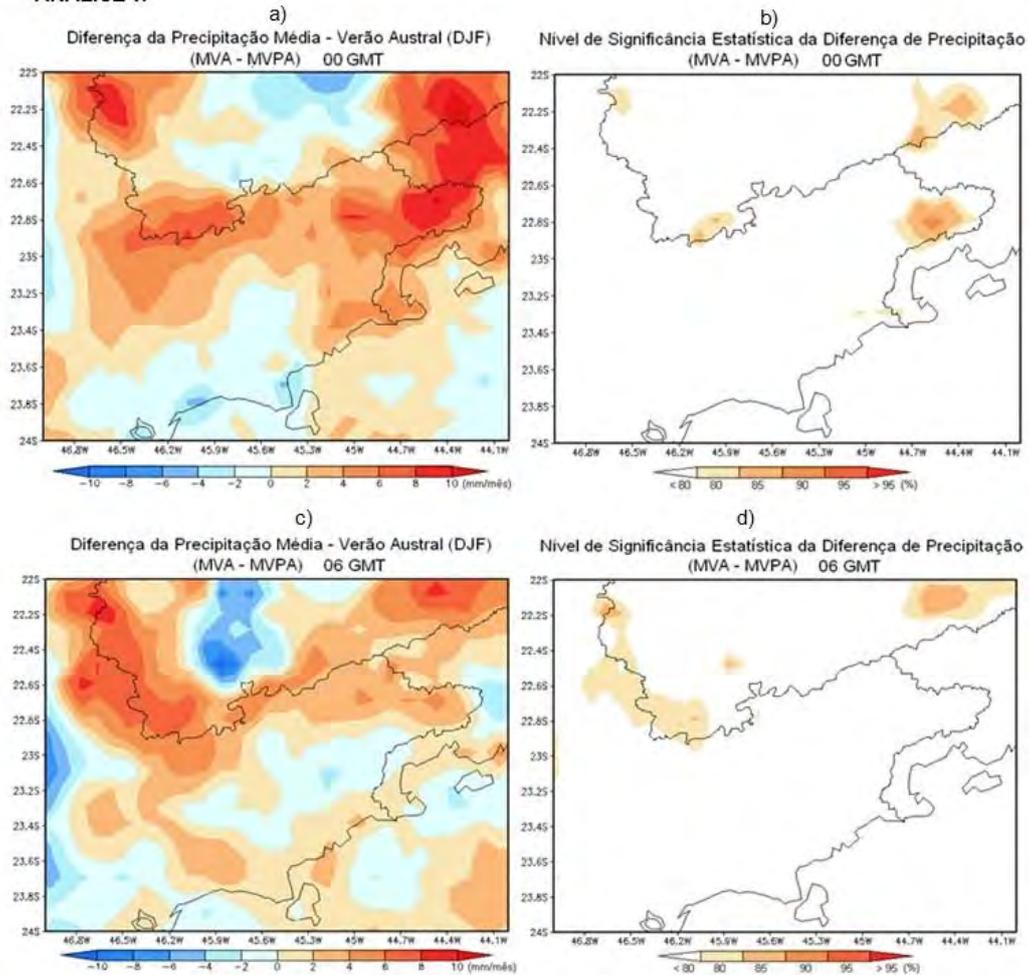


Figura 4.2 – a) e c) Diferença das médias mensais de precipitação no verão austral (DJF), às 00 e 06 GMT, respectivamente, para a ANÁLISE 1 (MVA - MVPA). Áreas onde as diferenças apresentaram significância estatística nos níveis de 80, 85, 90 e 95% de probabilidade (c) e (d).

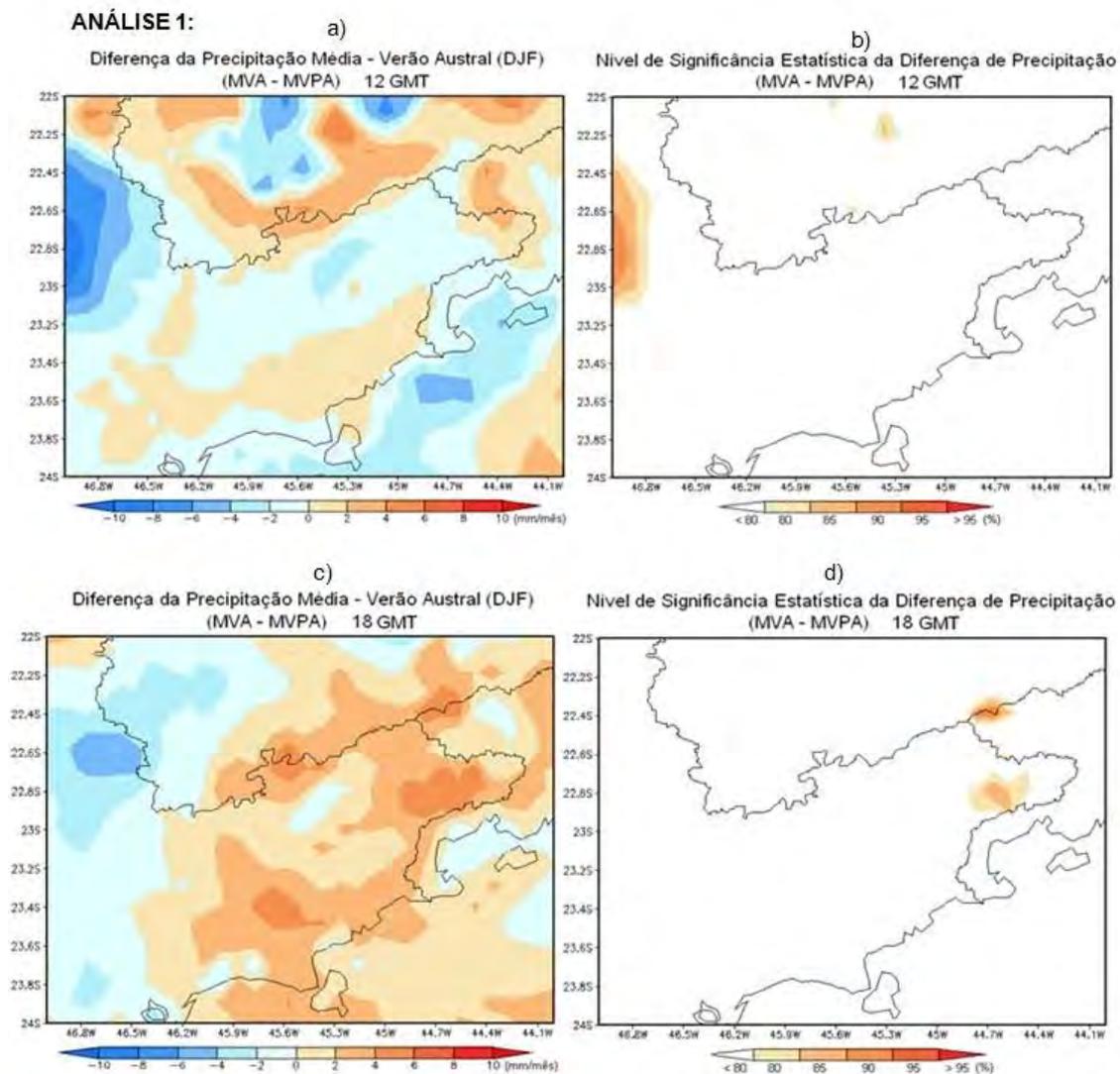
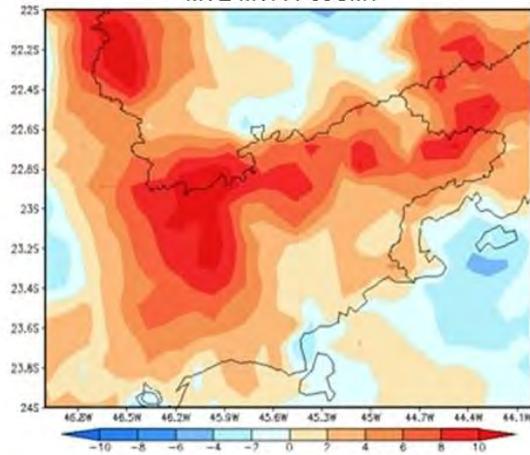


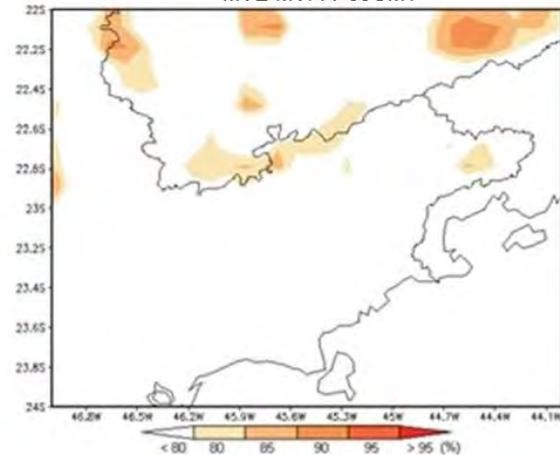
Figura 4.3 – a) e c) Diferença das médias mensais de precipitação no verão austral (DJF), entre 1981 e 1990 às 12 e 18 GMT, entre o controle e o experimento com MVA, ANÁLISE 1. Áreas onde as diferenças apresentaram significância estatística nos níveis de 80, 85, 90 e 95% de probabilidade (c) e (d).

ANÁLISE 2:

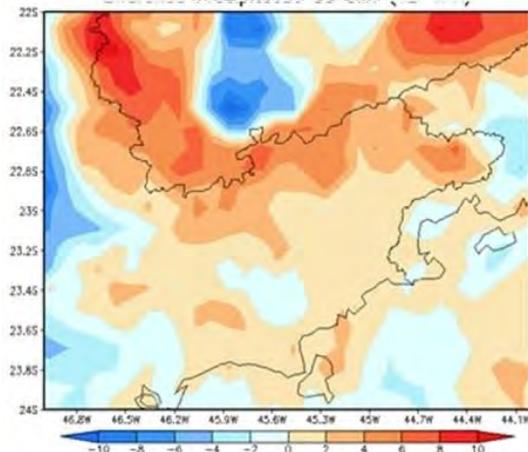
a) Diferença da precipitação Média – Verão Austral (DJF)
MVE-MVPA 00GMT



b) Nível de Significância Estatística da Diferença de Prec
MVE-MVPA 00GMT



c) Diferença da precipitação Média – Verão Austral (DJF)
MVE-MVPA 06GMT



d) Nível de Significância Estatística da Diferença de Prec
MVE-MVPA 06GMT

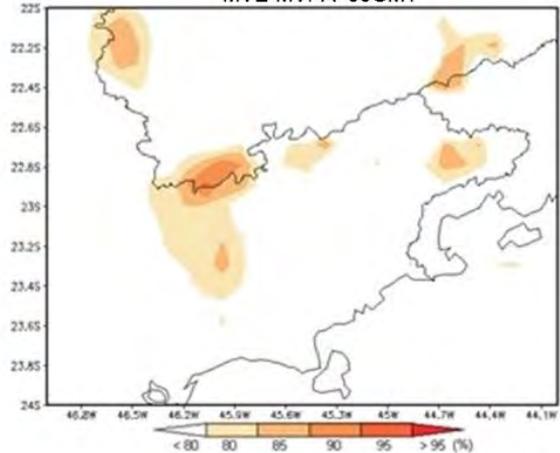


Figura 4.4 – a) e c) Diferença das médias mensais de precipitação no verão austral (DJF), às 00 e 06 GMT, respectivamente, para a ANÁLISE 2 (MVE - MVPA). Áreas onde as diferenças apresentaram significância estatística nos níveis de 80, 85, 90 e 95% de probabilidade (c) e (d).

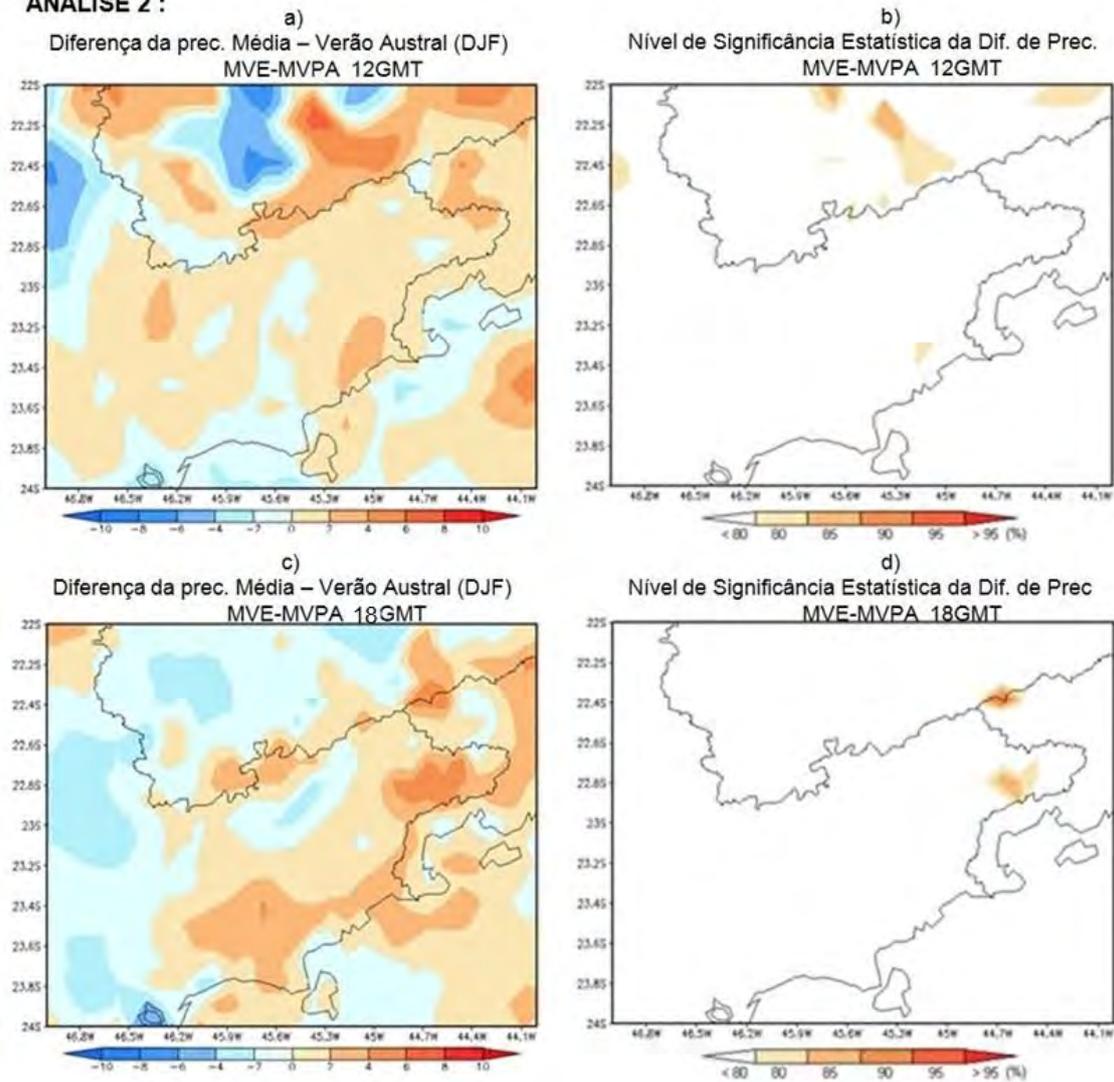
ANÁLISE 2 :

Figura 4.5 – a) e c) Diferença das médias mensais de precipitação no verão austral (DJF), às 12 e 18 GMT, entre o controle e o experimento com MVE, ANÁLISE 2. Áreas onde as diferenças apresentaram significância estatística nos níveis de 80, 85, 90 e 95% de probabilidade (c) e (d).

De modo geral, os resultados das simulações envolvendo a troca de cobertura vegetal mostraram que a substituição de florestas para pastagem e eucalipto levou ao aumento da precipitação, principalmente sobre áreas elevadas. Estes resultados são diferentes daqueles encontrados por trabalhos utilizando modelagem numérica para avaliar os impactos das trocas de cobertura sobre a região da Floresta Amazônica. Nesse caso, a substituição de florestas por

pastagens sobre grandes extensões de terra conduziram à uma redução da precipitação, devido à menor taxa de evapotranspiração e, conseqüentemente, menor disponibilidade de água para precipitação (OLIVEIRA, 2008). Contudo, outros estudos (BAIDYA ROY; AVISSAR, 2002; AVISSAR et al, 2002; CORREIA, 2005), em escala regional, mostraram que a substituição de florestas por pastagens sobre pequenas áreas podem proporcionar um aumento no volume de precipitação, como o encontrado no presente trabalho. O fato das alterações da cobertura vegetal causar respostas mais significativas na precipitação em regiões mais elevadas pode estar associado às possíveis alterações na circulação local. As circulações locais geradas pelas encostas das montanhas favorecem o transporte de umidade e de calor nas áreas de baixa pressão causada pelo maior aquecimento da superfície, o que gera a formação de convecção e tempestades convectivas. Mais detalhes acerca das alterações na circulação local serão dados mais adiante.

A seguir são apresentados os resultados das análises considerando dados observacionais de precipitação sobre diferentes regiões dentro da área de estudo. Conforme já foi mencionado, tais análises foram realizadas com a finalidade de verificar o padrão de precipitação ao longo das últimas décadas e para verificar se há concordância do padrão simulado de precipitação com os valores observados.

4.2 – Tendência da precipitação observada em diferentes estações meteorológicas na Região de Estudo

Nessa etapa, utilizou-se para a análise da tendência de precipitação dados diários e mensais históricos de chuvas nas estações pluviométricas do Vale do Paraíba, Litoral Norte, e Serras da Mantiqueira, do Mar e da Bocaina. A Figura 4.6 mostra o mapa com a localização das estações pluviométricas utilizadas no presente trabalho.

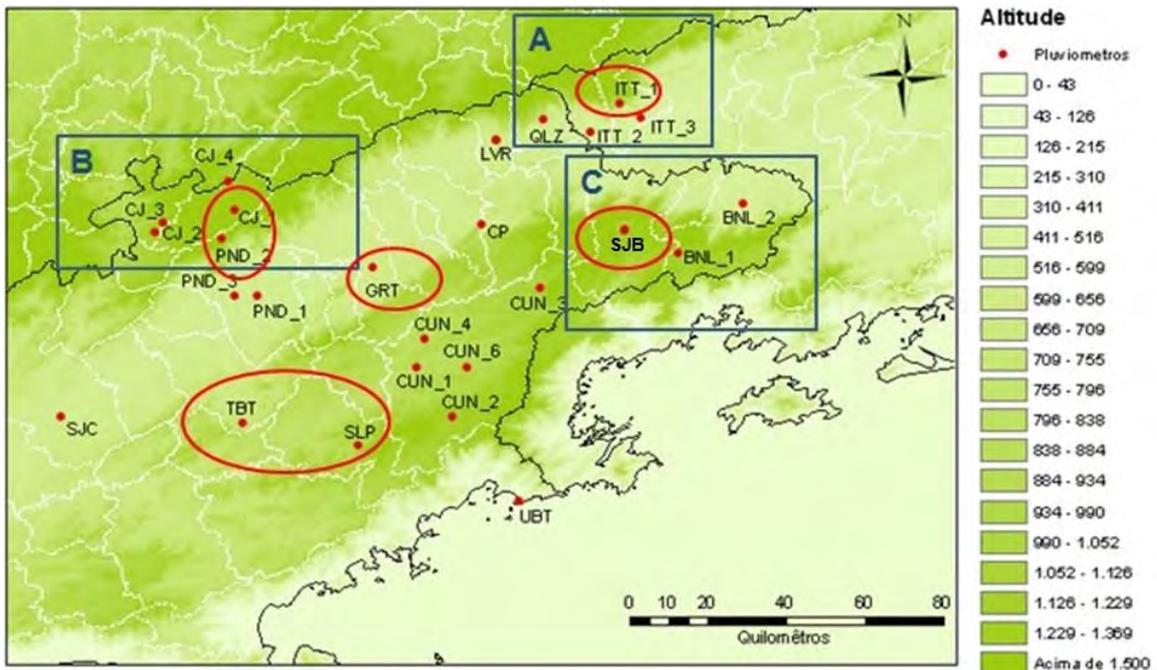


Figura 4.6 - Mapa com a localização das estações pluviométricas utilizados no trabalho. Os quadrados azuis indicam as estações, Setor A: a) (ITT_1), b) (ITT_2), c) Itatiaia_3 (ITT_3) e d) Queluz (QLZ); Setor B: a) Campos do Jordão_1 (CJ_1), b) Campos do Jordão_2 (CJ_2), c) Campos do Jordão_3 (CJ_3), d) Campos do Jordão_4 (CJ_4) e e) Queluz (QLZ); Setor C: a) Bananal_1 (BNL_1 - Serra da Bocaina), b) Bananal_2 (BNL_2), c) São José do Barreiro (SJB) e os círculos em vermelho mostram as estações que foram utilizadas para as análises de eventos extremos.

Em geral, as séries históricas dos dados observados de precipitação sobre a região de estudo mostraram uma tendência de aumento de chuvas observadas nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. Estes resultados concordam com as simulações numéricas, que apontaram um aumento de chuvas, principalmente sobre as regiões de serras. Para facilitar as análises, a região foi dividida em três setores, (A, B e C) como na seção 4.1, referente às regiões de serras.

No setor A (Figura 4.7), referente à região da Serra de Itatiaia, foram analisadas quatro estações, três no município de Itatiaia, RJ e um em Queluz, SP. Primeiramente, observa-se que a posição das estações (Caixa A, Figura

4.6) não são exatamente as mesmas sobre as regiões para as quais as simulações apontaram para o maior aumento no volume de chuvas (Caixa A, Figuras 4.1b e 4.1d). As estações estão localizadas nas encostas adjacentes ao topo da serra, entre altitudes que variam de 400 a 1000m.

Ao longo de toda a série histórica de dados para Itatiaia, representada por três estações, foi observado uma tendência de aumento das chuvas, desde a década de 50 até 90 (Figura 4.7c) e entre as décadas de 90 e 2000 (Figuras 4.7a e 4.7b), sendo que o aumento foi maior nas duas últimas décadas, entre 90 e 2010 (Figura 4.7a,b). Ressalta-se que as estações de Itatiaia analisadas estão entre 400 e 1000 metros de altitude, ou seja, nas áreas adjacentes a tendência da precipitação também é de aumento. Na estação de Queluz (Figura 4.7d) foi verificada uma pequena diminuição das chuvas entre as décadas de 60 até 90.

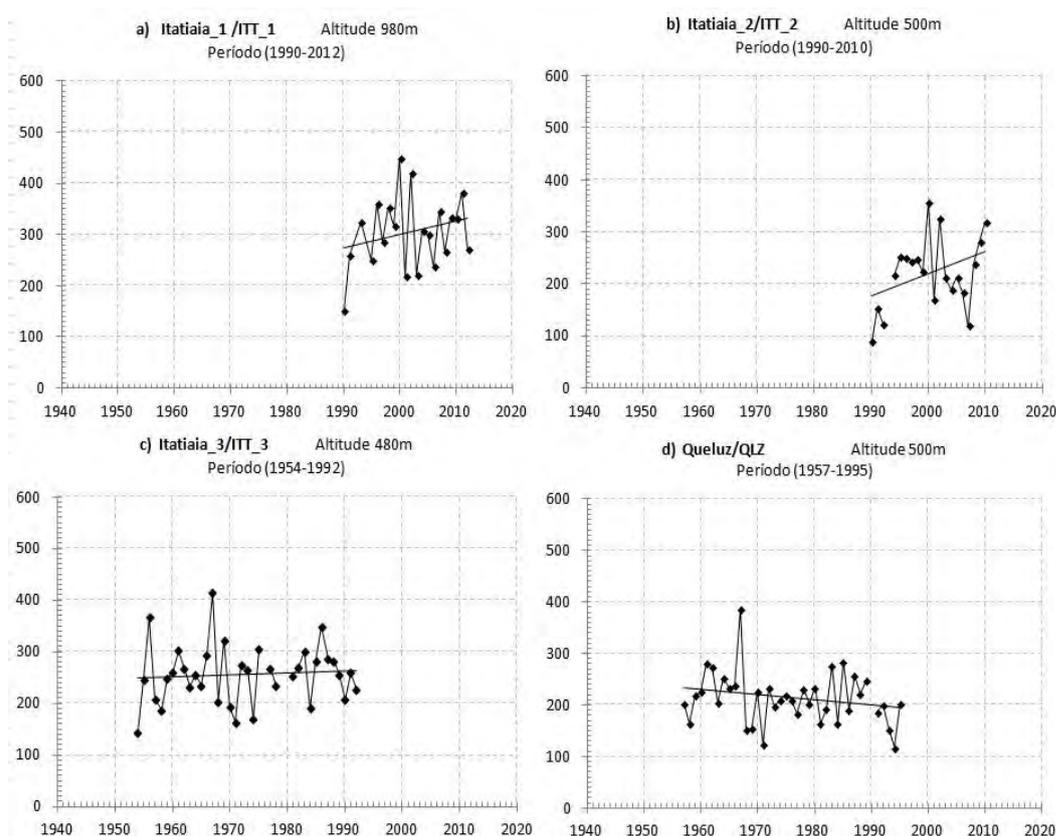


Figura 4.7 - Precipitação média mensal (mm/mês) nos meses de Dezembro Janeiro Fevereiro (DJF), nas estações pluviométricas localizadas no setor A da Figura 4.6, referente a Serra de Itatiaia.

Na Figura 4.8, referente ao setor B, que inclui as estações pluviométricas da Serra da Mantiqueira próximas a Campos do Jordão, foram analisadas quatro estações localizadas no município de Campos do Jordão e uma localizada no município de Pindamonhangaba. Um ponto a destacar é a sobreposição quanto à localização das estações (Caixa B, Figuras 4.6), com as áreas onde as simulações apresentaram um aumento significativo no volume de chuvas (Caixa B, Figuras 4.1b e 4.1d).

Novamente pode-se constatar uma tendência no aumento das chuvas, ao longo do tempo nas cinco estações analisadas (Figura 4.8), com destaque na estação CP_2 em Campos do Jordão (Figura 4.8b), a qual apresentou tendência de aumento da precipitação superior aos aumentos de precipitação verificados nas demais estações localizadas em Campos do Jordão (Figura 4.8a, c, d). A estação de Pindamonhangaba (Pico do Itapeva, 1850 metros) mostra um pequeno aumento de chuvas ao longo das décadas de 60 até os anos 2000, e uma ocorrência de picos positivos chegando a quase 450mm no final dos anos 60.

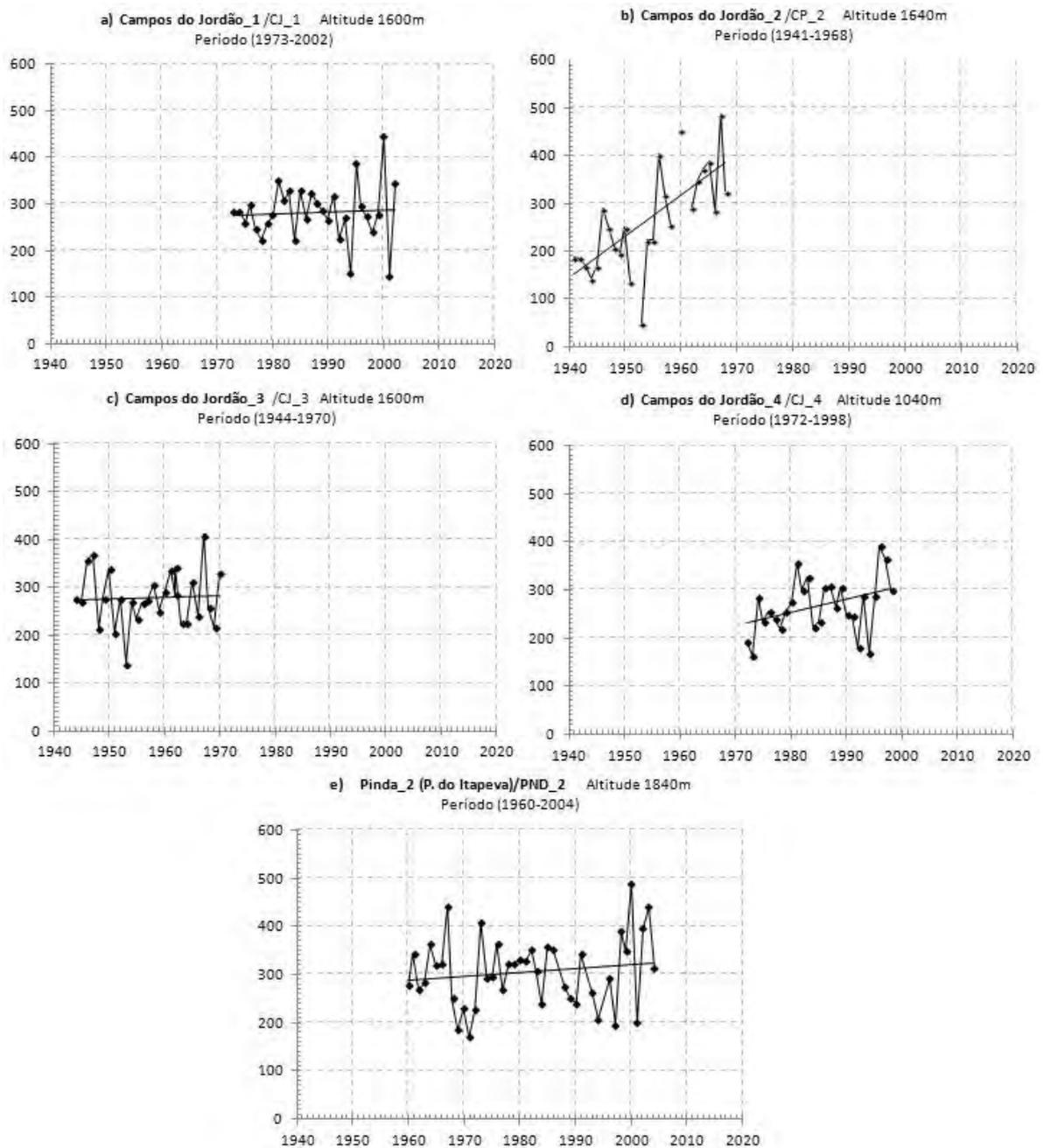


Figura 4.8 - Precipitação média mensal (mm/mês) nos meses de Dezembro Janeiro Fevereiro (DJF), nas estações pluviométricas localizadas no setor B da Figura 4.6, referente a Serra da Mantiqueira próxima à Campos do Jordão.

Nas estações analisadas do setor C (Figura 4.9b - Bananal e Figura 4.9c - São Jose do Barreiro) também observou-se aumento da precipitação média mensal

ao longo da série de mais de 50 anos de dados observados. A estação BNL_1 em Bananal (Figura 4.9a) apresenta uma série pequena de dados, em cujo período observou-se uma tendência de diminuição da precipitação. Portanto, por se tratar de uma série limitada de dados, não é representativa para análise de tendência.

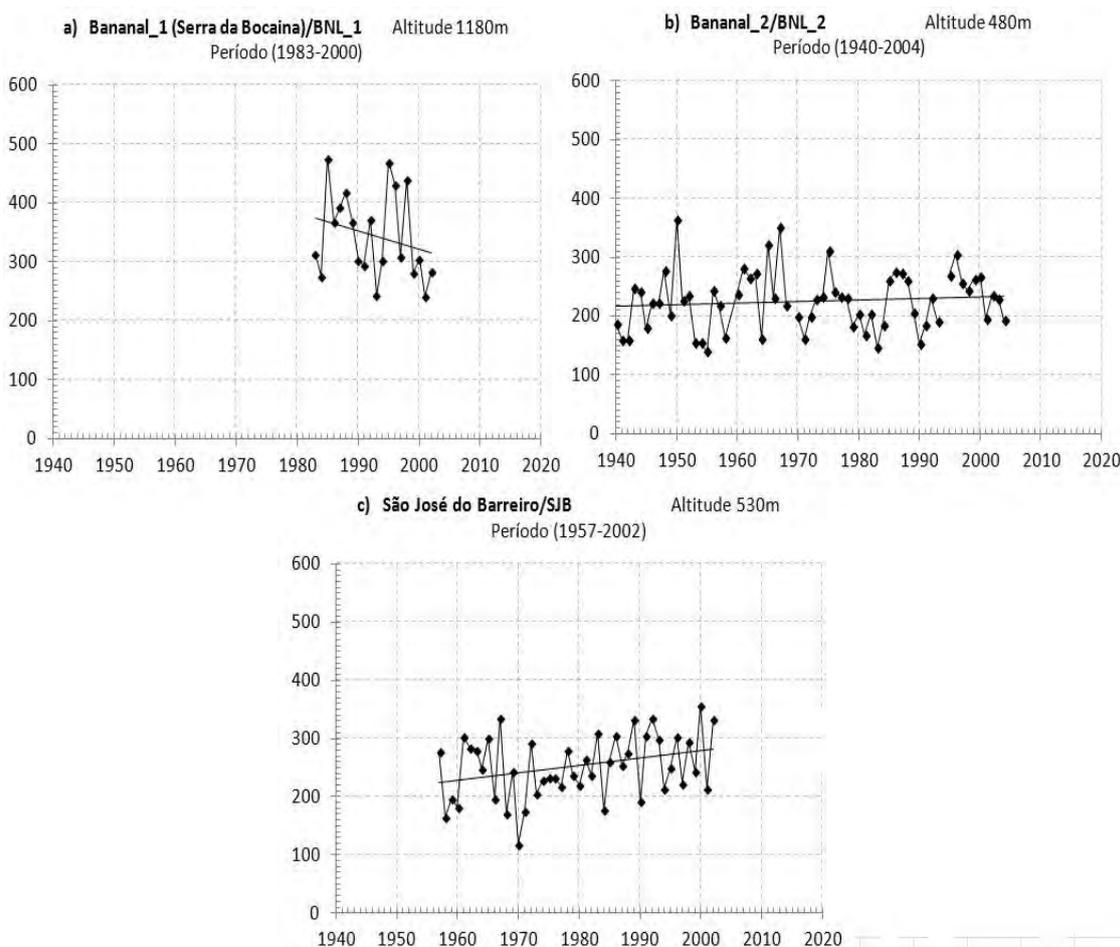


Figura 4.9 - Precipitação média mensal (mm/mês) nos meses de Dezembro Janeiro Fevereiro (DJF), nas estações pluviométricas localizadas no setor B da Figura 4.6, referente a Serra da Bocaina.

Ressalta-se que para a avaliação de dados observacionais de chuvas procurou-se considerar medidas obtidas em várias estações localizadas na região estudada, conforme apresentado na Tabela 3.2. Das 26 estações, foram analisadas somente aquelas que constavam dentro dos setores apresentados nas Figuras 4.1a, b e Figura 4.6, que correspondem as áreas onde as

alterações da precipitação decorrentes das mudanças da vegetação apresentaram maior significância estatística.

Nas áreas que abrangem as demais estações pluviométricas (fora dos setores A, B, C) pode-se verificar que em algumas estações, como em Taubaté (Figura 4.10c), São Luiz do Paraitinga (Figura 4.10d), Ubatuba (Figura 4.10f), Cunha (Figura 4.11a,b e d), Guaratinguetá (Figura 4.11f) e Cachoeira Paulista (Figura 4.11g), também apresentaram um pequeno aumento na precipitação entre as décadas de 50 e 2000. As demais estações analisadas não apresentaram modificações significativas.

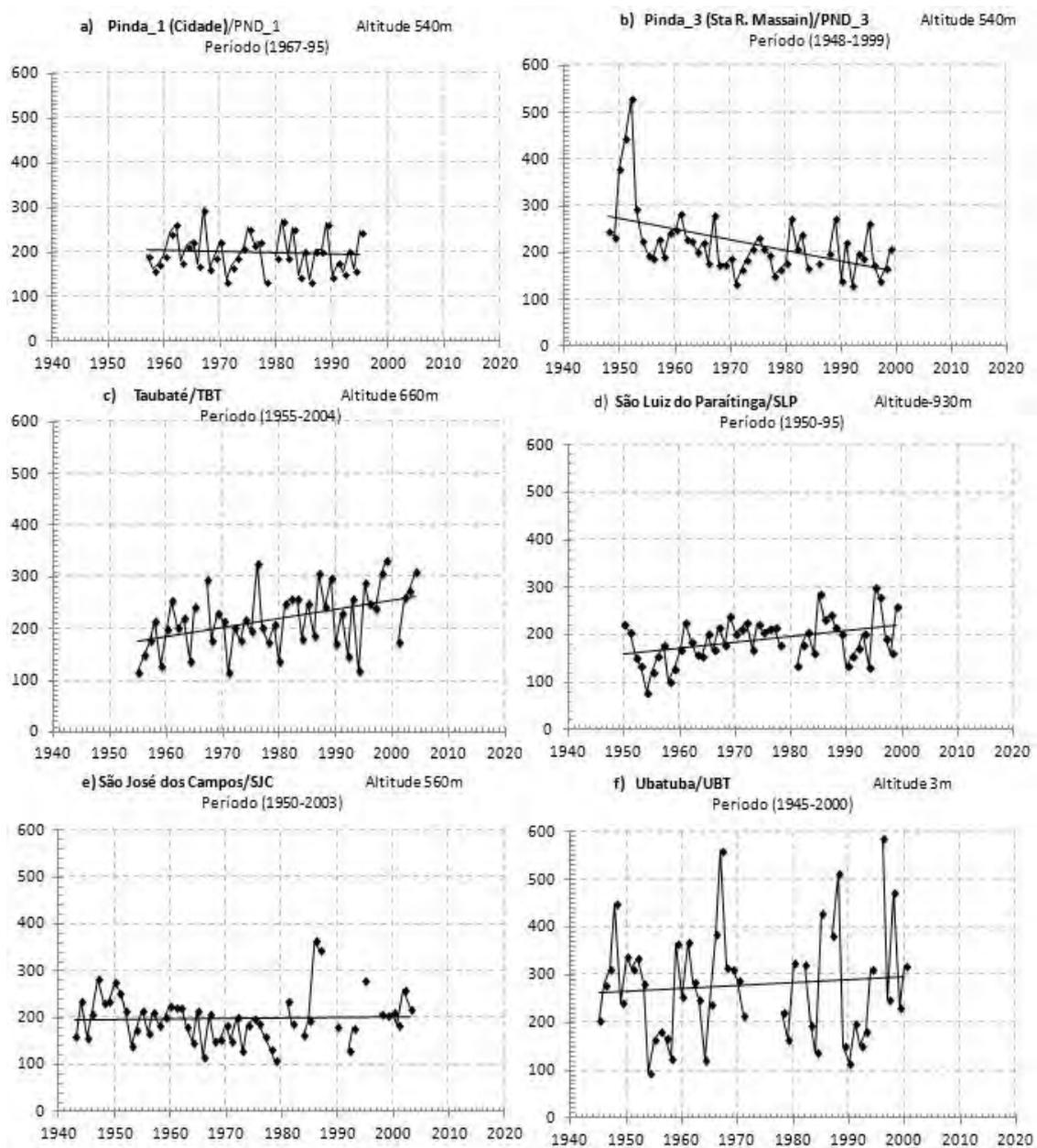


Figura 4.10 - Precipitação média mensal (mm/mês) nos meses de Dezembro Janeiro Fevereiro (DJF), nas estações pluviométricas localizadas vale do Rio Paraíba do Sul e Litoral Norte do estado de São Paulo.

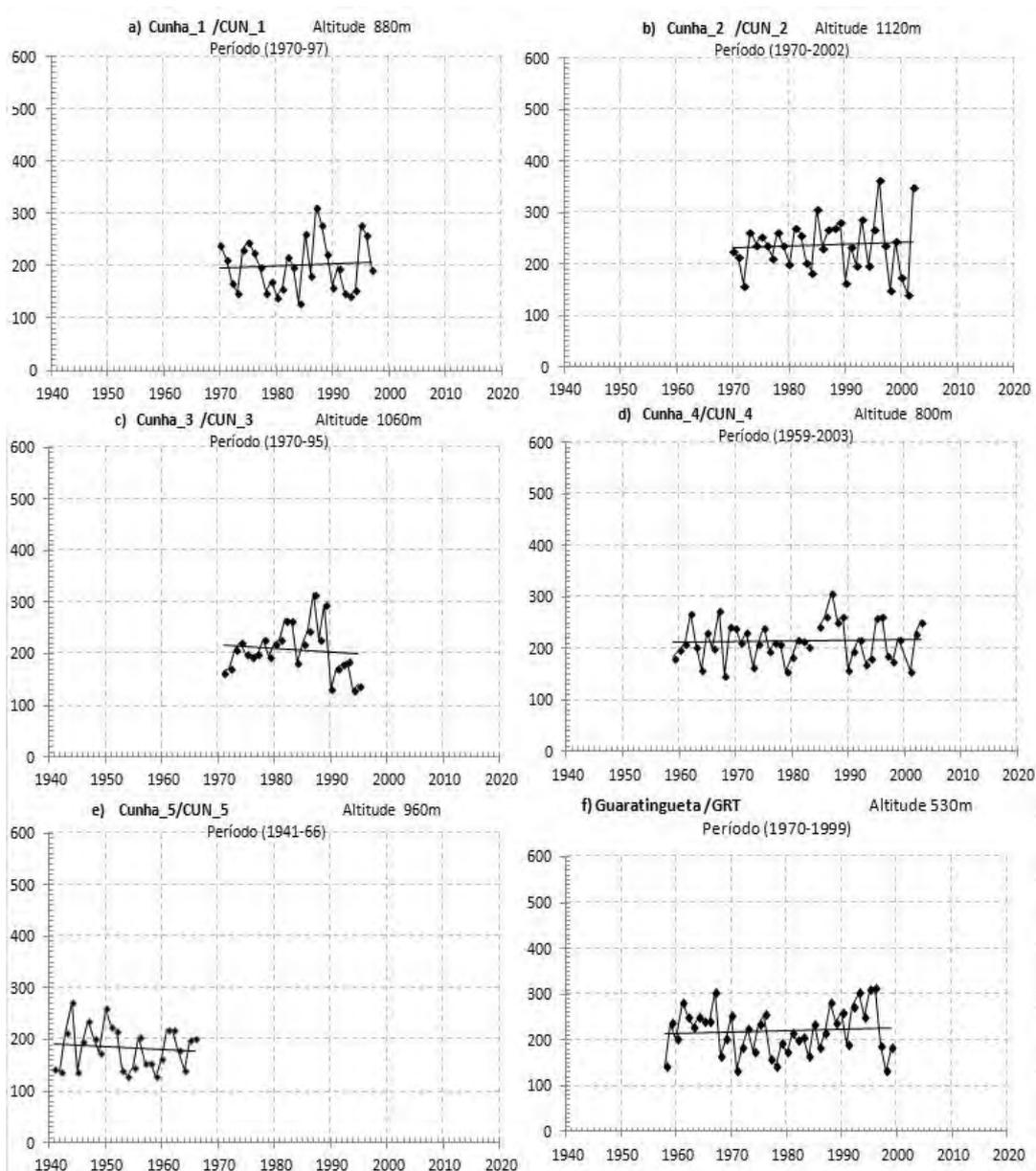


Figura 4.11 - Precipitação média mensal (mm/mês) nos meses de Dezembro Janeiro Fevereiro (DJF), nas estações pluviométricas localizadas vale do Rio Paraíba do Sul. (Continua)

De modo geral, das análises considerando dados observados verificou-se aumento de chuvas nas estações localizadas em áreas com maior altitude. Estes resultados apontam na mesma direção que os resultados obtidos nas simulações.

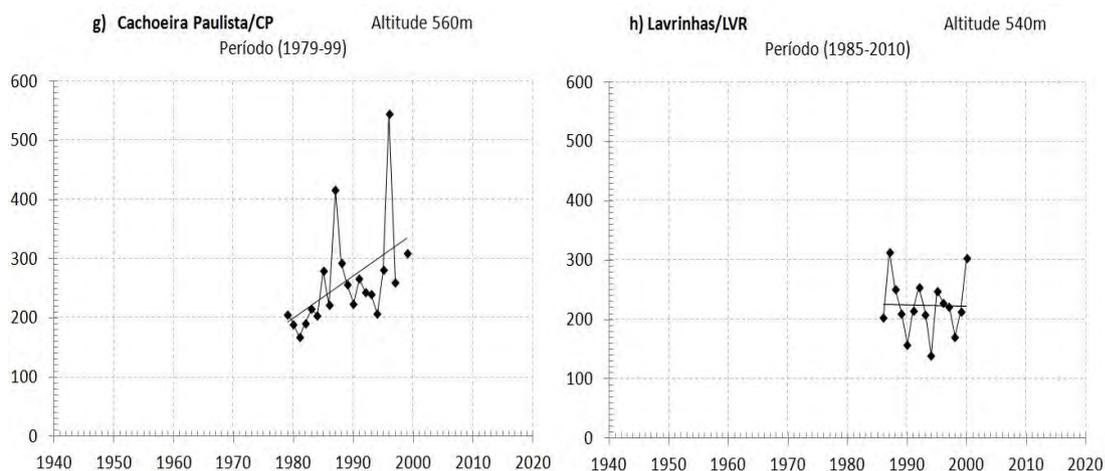


Figura 4.11 - (Conclusão)

4.3 - Análise dos Valores de Precipitação Observada Versus Precipitação Simulada pelo modelo Eta10km

Nessa etapa serão apresentados resultados das análises dos valores simulados de precipitação pelo modelo ETA 10km comparados com os valores observados em sete estações meteorológicas (estações circuladas em vermelho na Figura 4.6), isto é, em Pindamonhangaba e Campos do Jordão (pontos com altura acima de 1000 metros) e São Luiz do Paraitinga, Taubaté, São José do Barreiro, Guaratinguetá e Itatiaia (pontos representativos de regiões do vale, com altitudes variando de 400 à 800 metros). Logo, foram selecionadas as estações representativas de regiões montanhosas e representativas de regiões do Vale do Paraíba para verificar a acurácia das simulações realizadas pelo modelo Eta na região de estudo.

A Figura 4.12 apresenta a média de precipitação entre os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) para os anos de 1982 até 1990. As estações que representam os pontos mais altos da região de estudo são as do Pico do Itapeva - Pindamonhangaba e de Campos do Jordão. Na figura 4.12, a curva em azul indica as observações nesse período, e as outras curvas representam as simulações considerando o mapa de vegetação potencial atual (MVPA) na cor vermelho, o mapa de vegetação atual (MVA) na cor verde e o mapa de vegetação com eucalipto (MVE) na cor roxa.

Nas estações de Pindamonhangaba e Campos do Jordão localizadas no setor B da Figura 4.6, que estão localizadas no topo da Serra da Mantiqueira e dentro da área onde as médias de precipitação em DJF, as simulações apresentaram diferença significativas, ou seja, os valores simulados subestimaram os valores observados em todos os dez anos de simulação. Em alguns anos, esse valor foi da ordem de 150mm/mês, como por exemplo em 1892, 1985 e 1986 em Pindamonhangaba (Figura 4.12a) e em 1982 em Campos do Jordão (Figura 4.12b).

Nas estações localizadas no interior do vale do rio Paraíba do Sul, isto é, nas estações de Guaratinguetá (Figura 4.12c), São José do Barreiro (Figura 4.12d) e Taubaté (Figura 4.12g), a tendência das simulações em relação aos valores observados não foi clara. Em Guaratinguetá e Taubaté, na maioria dos anos, exceto em 1988 em Guaratinguetá, os valores das simulações foi subestimado em relação aos valores observados (Figura 4.12c), enquanto em São José do Barreiro observou-se o oposto, ou seja, os valores simulados apresentaram valores superestimados em relação aos observados, exceto no ano de 1894 (Figura 4.12d).

Em Itatiaia e São Luiz do Paraitinga (Figuras 4.12e e 4.12f), localizadas nas encostas das Serras da Mantiqueira e do Mar, os valores de precipitação simulados foram superestimados em relação aos observados, tendo-se observado em alguns casos valores superestimados da ordem de 300mm/mês (Figuras 4.12e e 4.12f).

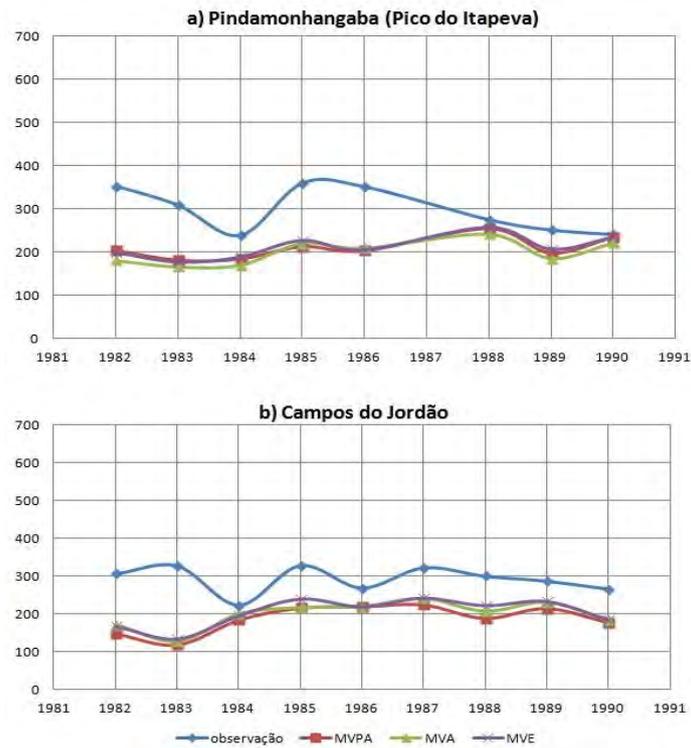


Figura 4.12 - Média de precipitação para os meses de DJF entre 1982-1990 para várias estações meteorológicas da região de Estudo sendo: a) Pindamonhangaba, b) Campos do Jordão, c) Guaratinguetá, d) São José do Barreiro, e) Itatiaia, f) São Luiz do Paraitinga e g) Taubaté. (Continua)

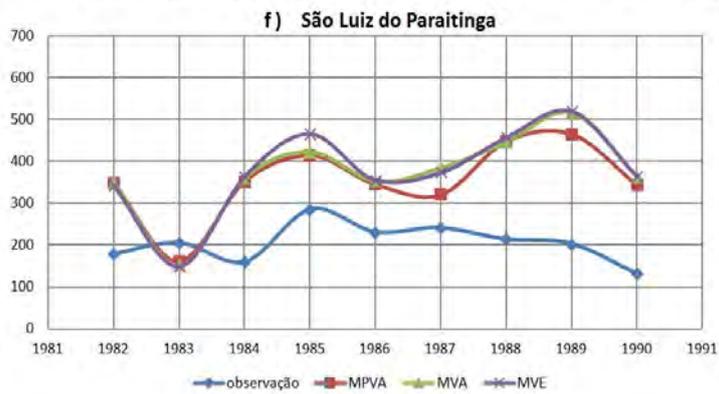
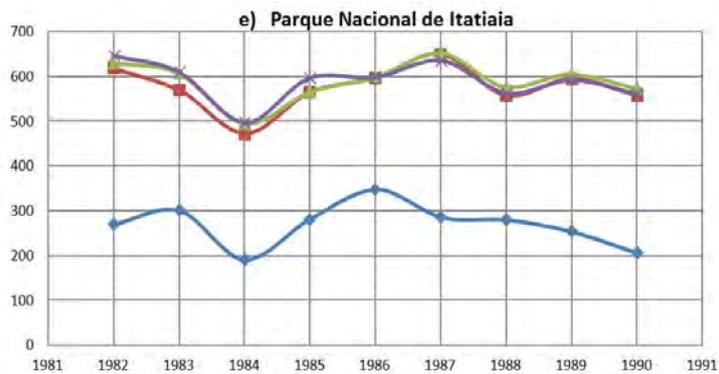
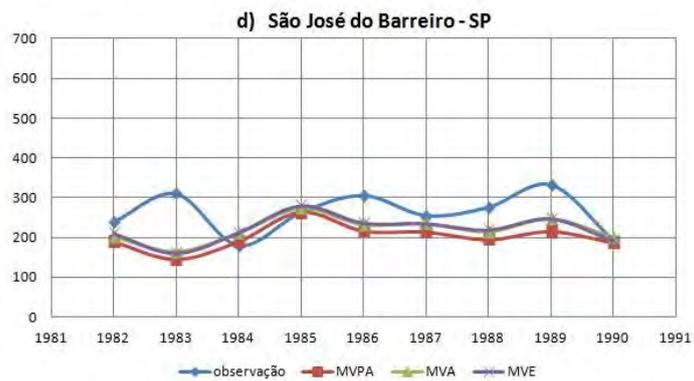
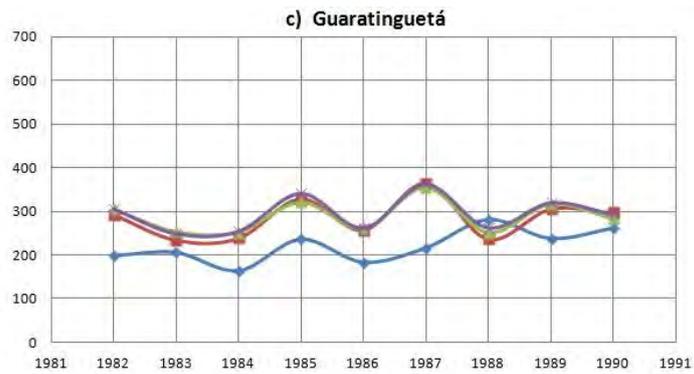


Figura 4.12 - Continuação

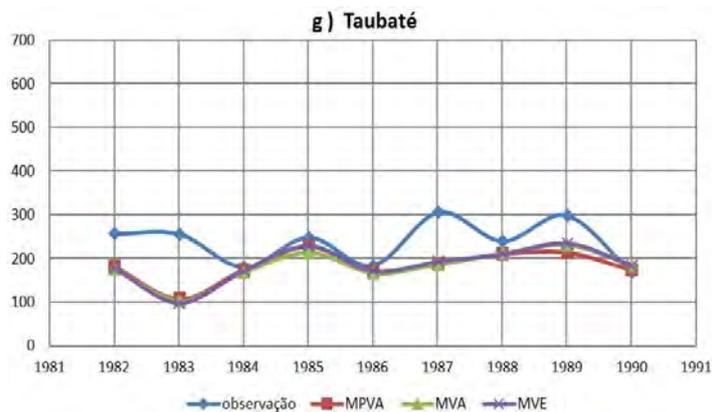


Figura 4.12 - Conclusão

4.3.1 – Discussões

De modo geral, as simulações superestimaram os valores observados de precipitação sobre algumas áreas e períodos nas encostas das serras. Com exceção de Itatiaia, pode-se inferir que o modelo Eta 10Km apresentou um desempenho não muito bom /razoável na simulação de precipitação, tanto para regiões altas como para regiões de vale, o que viabiliza a utilização do modelo em estudos de sensibilidade climática para a região de estudo, embora ressalte-se a necessidade de considerar dados observados em outras localidades, tanto para as áreas de serra como para o vale. Por isso a importância das análises na próxima sessão.

4.4 - Análise de Eventos Extremos dos Dados de Precipitação Observados e Simulados pelo Modelo Eta

Dos resultados anteriores, verificou-se que o modelo Eta 10km simulou bem as áreas com maior volume de chuvas, quando comparado com os valores observados de estações meteorológicas. A seguir são apresentados os resultados de avaliações dos episódios extremos de chuvas para as simulações e para os dados observados. Considerando que alterações nas MUCT conduziram à um aumento no volume de precipitação, devido às alterações nos padrões das circulações locais, supõe-se que a intensidade e volume das precipitações ocasionados por circulações de escala local tenham

sido alteradas ao longo dos anos, cujo sinal pode estar presente nos dados de precipitação observados e simulados.

Para esta análise foram realizados cálculos para cada estação pluviométrica selecionada, conforme destacadas na Figura 4.6 (círculos em vermelho), tendo sido identificado que os episódios de chuvas acima de 50mm/24hs corresponderam a aproximadamente 7% do total de dias. Sendo assim, quase 93% das chuvas diárias estão concentradas na faixa entre 0,1 e 49,9 mm, ou seja, a faixa habitual de precipitação. Conforme discutido anteriormente, valores em torno de 50mm/24horas poderiam causar desastres naturais na região, principalmente por escorregamentos de massa. Segundo BARBOSA (2007), esse índice pode não causar impactos nas regiões serranas do litoral; porém, esse volume pode ser desastroso em áreas de forte ocupação urbana. Assim sendo, na Figura 4.13 apresenta-se os resultados das análises de extremos considerando valores iguais ou acima de 30mm/24hs e iguais ou acima de 50mm/24hs, os quais são valores que podem ou não causar algum tipo de impacto negativo na região.

De maneira geral, o modelo não conseguiu representar o total do número de episódios de eventos extremos acima de 30 e 50mm/dia, subestimando os números de eventos, principalmente os valores acima de 50mm/dia. Somente na estação de Itatiaia (Figura 4.13f) os valores dos episódios simulados superaram o número de episódios observados. Esse fato pode estar relacionado com a sensibilidade do modelo em simular chuvas nas regiões próximas às encostas das serras, conforme discutido no item 4.2.

A partir dos dados observados mostrados na Figura 4.13 é possível observar um aumento no número de casos acima de 50mm/dia, o que corrobora com a hipótese de que as MUCT estão alterando os padrões de circulação local, consequentemente aumentando o volume de chuvas na região analisada.

Na região de São Luiz do Paraitinga (Figura 4.13a) verificou-se que o número de episódios de chuvas observadas superiores a 30 mm/24h e 50 mm/24h aumentou da década de 50 (4 e 36 episódios, respectivamente) até a década de 70 (14 e 57 episódios, respectivamente). Com relação às simulações,

também verificou-se um aumento do número de episódios acima de 30mm/24h, decorrentes da troca de vegetação potencial atual para pastagem (MVA) e com o cenário com eucalipto (MVE).

Em Taubaté (Figura 4.13b), verificou-se o aumento de episódios de chuvas observadas acima de 30 e 50 mm/24h entre as décadas de 50 e 90. O mesmo padrão foi observado nas simulações considerando as trocas dos cenários MVPA para MVA e MVE.

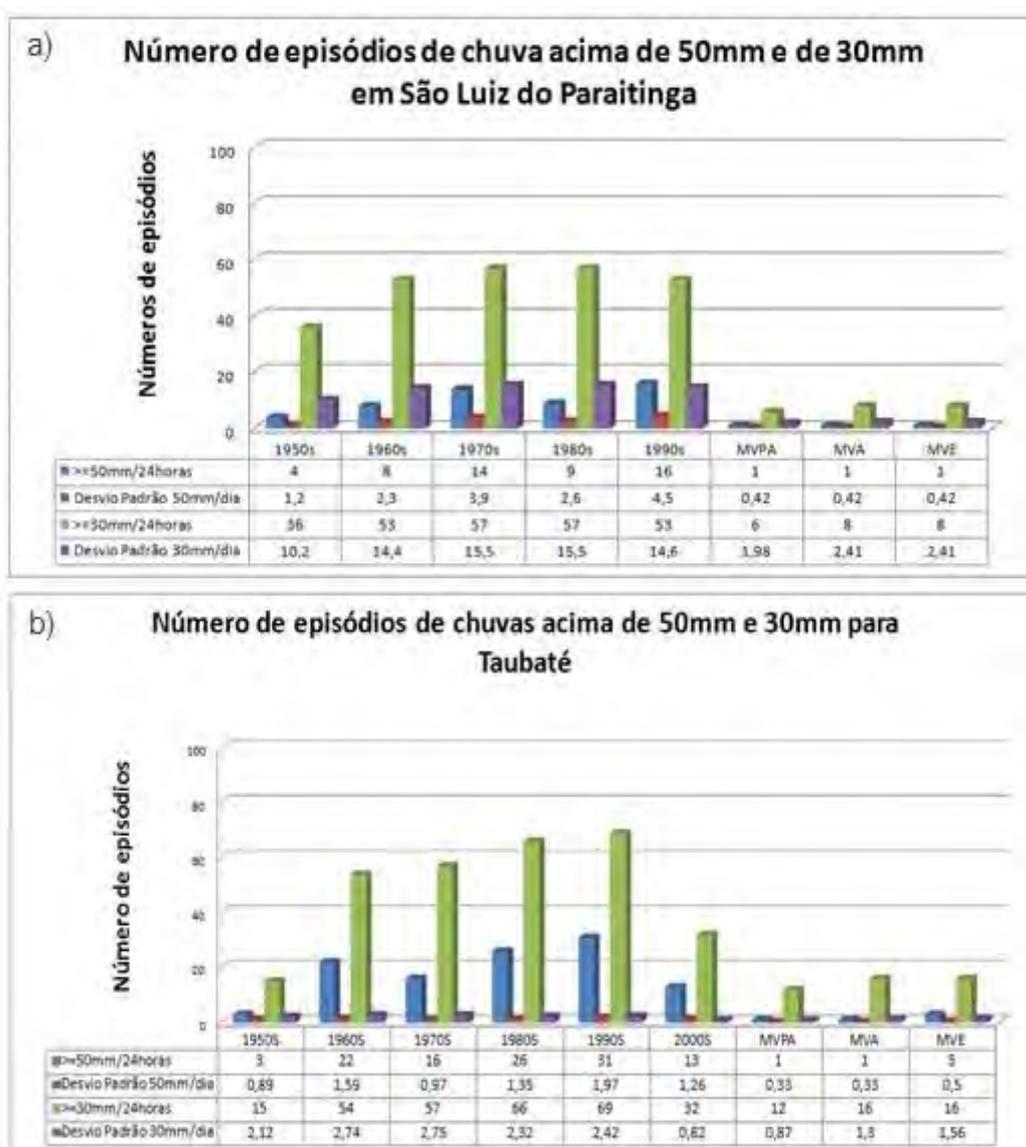


Figura 4.13 - Números de dias com chuva acima de 30 e 50 mm, para várias estações pluviométricas) São Luiz do Paraitinga; b)Taubaté; c) Pindamonhangaba; d)Guaratinguetá; e) São José do Barreiro; e f) Parque Nacional de Itatiaia (Continua)

Em Pindamonhangaba (região serrana – Figura 4.13c) observou-se que o padrão de episódios de chuvas observadas acima de 30mm/24h diminuíram, enquanto que os de 50mm/24h se mantiveram constantes. De modo geral, não houve troca de vegetação entre os cenários nessa região; no entanto, verificou-se alterações do número de episódios de eventos de chuvas nas trocas de cenário, o que pode ter ocorrido não pela alteração da vegetação, mas por possíveis alterações na circulação local associada à troca de vegetação nas áreas adjacentes.

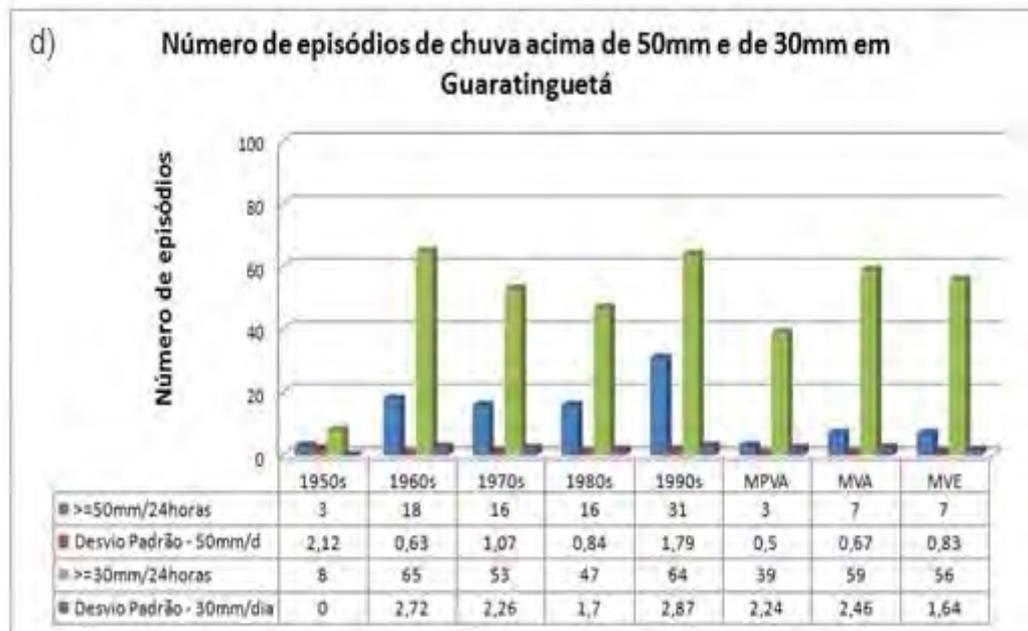
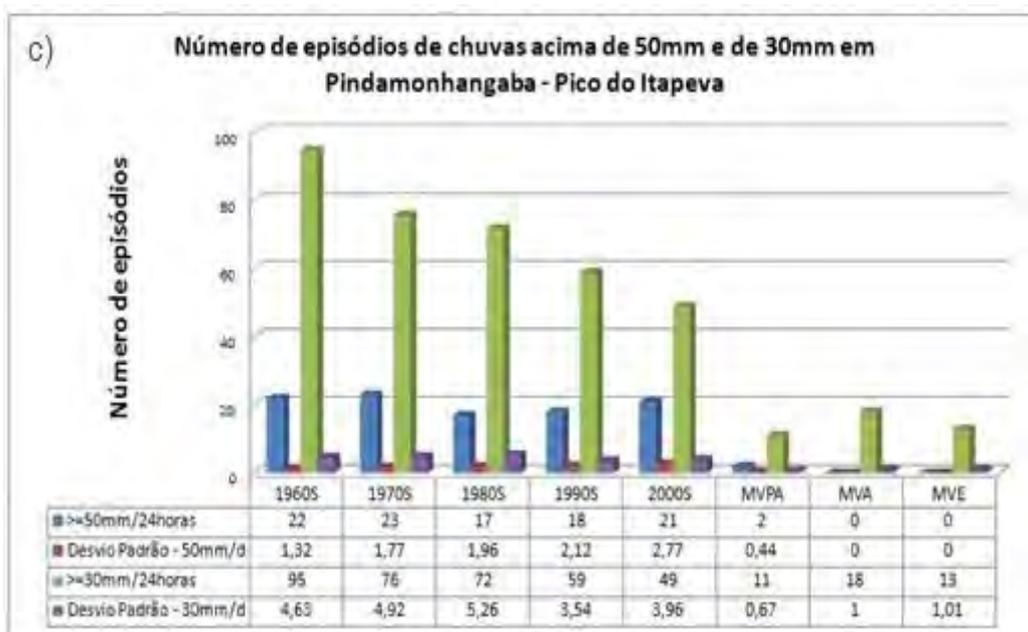


Figura 4.13 - Continuação

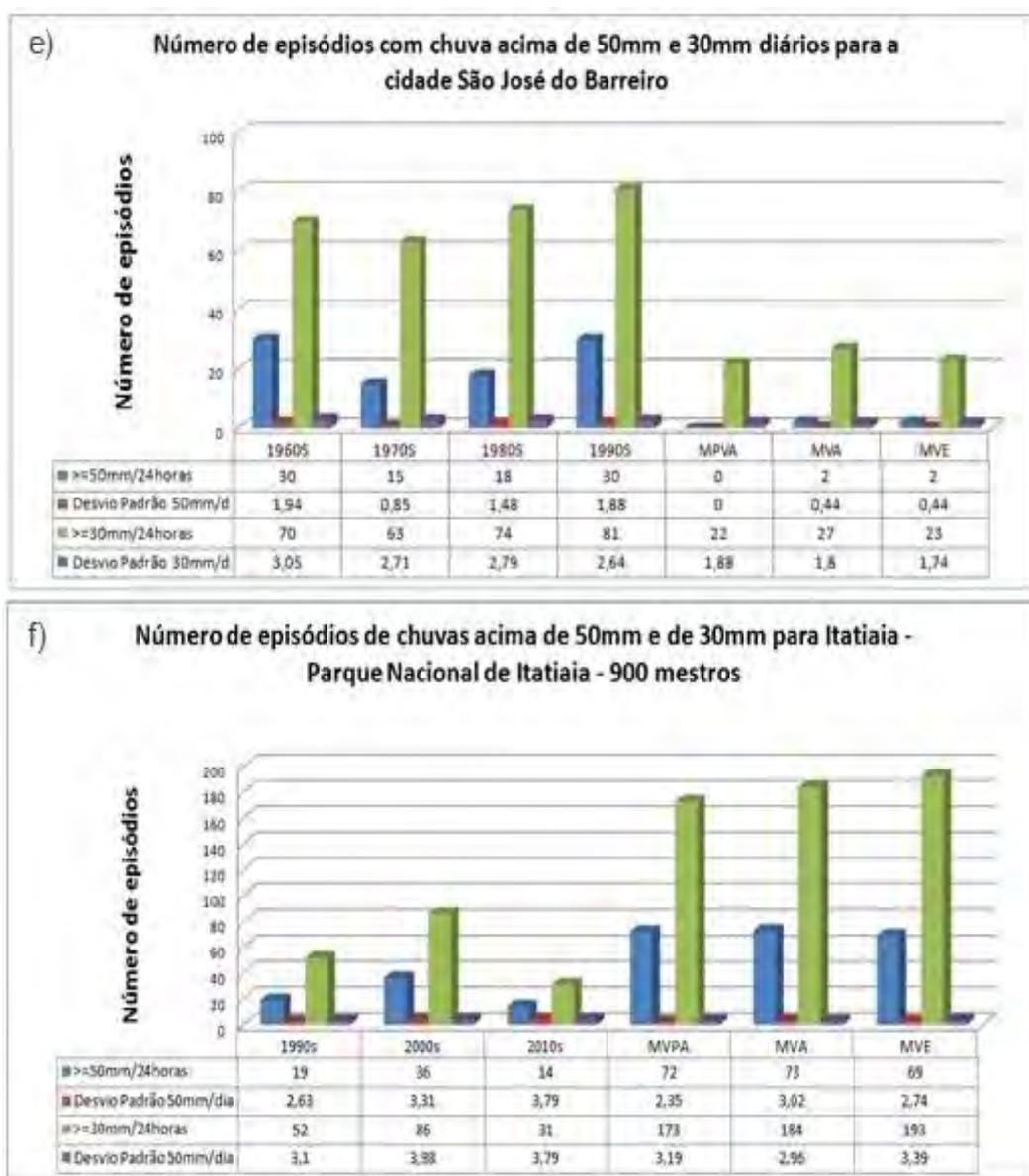


Figura 4.13 - Conclusão

Para as regiões de São José do Barreiro e Guaratinguetá (Figura 4.13d,e), o padrão do número de episódios de chuvas tanto para 50mm/24hs como para 30mm/24hs foi similar, ou seja, apresentou uma redução entre as décadas de 60 e 70 e um aumento na década de 90, considerando-se os dados observados. Concernente às simulações, verificou-se aumento de episódios de chuvas para 50 e 30mm/24hs, tanto da conversão do cenário MVPA (floresta tropical) para MVA (pastagem), como para MVE (eucalipto).

Na estação de Itatiaia (900 metros, figura 4.13f), os episódios de chuvas tanto para 30mm/24hs como para 50mm/hs aumentaram entre as décadas de 90 e 2000. Um aumento também foi verificado nas simulações das trocas de vegetação potencial atual (floresta tropical) para pastagem nos cenários MVA e MVE.

4.4.1 - Discussões

A partir dos resultados obtidos, o comportamento da distribuição e intensidade dos episódios de chuvas entre 30 e 50 anos analisados apontam para um possível aumento dessa intensidade entre as décadas de 50 e 60 até a década de 90, ou seja, montantes diários de chuvas cada vez maiores concentrados em intervalos de tempo menores. Mediante os resultados apresentados aqui, pode-se inferir que estes podem estar associados às alterações dos usos e cobertura da terra ocorridos nos últimos anos, em função do desmatamento da Mata Atlântica. No entanto, essa suposição deve ser vista com cautela, uma vez que os dados observados disponíveis para essa análise, bem como o número de estações utilizadas, são limitados.

Os resultados das simulações, considerando os três cenários avaliados também apontam para um aumento na intensidade dos episódios de chuvas, principalmente na diferença entre cenários de vegetação atual (MVA) e vegetação potencial atual (MVPA).

Assim, o aumento verificado da intensidade dos episódios de chuvas pode estar relacionado à intensificação da atividade convectiva, que ocorre devido à elevada temperatura, associada à alta umidade resultante da proximidade do litoral que, além de influenciar diretamente a evaporação e posterior condensação do ar, contribui para um movimento convectivo contínuo, resultando em constante nebulosidade e instabilidade.

4.5 – Mecanismos de Feedback das MUCTs no Clima

Nas seções anteriores destacou-se que as trocas de vegetação na região de estudo associaram-se ao aumento da precipitação, principalmente nas áreas

com maior altitude. Portanto, a questão consequente colocada é: o que aconteceu para que a troca de vegetação gerasse aumento de chuvas e não diminuição, uma vez que a vegetação potencial atual (floresta tropical) foi substituída por pastagem e eucalipto? Posto isto, nesse tópico procurou-se avaliar os possíveis mecanismos associados à superfície que poderiam ter causado impactos na distribuição da precipitação na região de estudo.

4.5.1 – Alterações no Padrão de Balanço de Energia da Superfície

Observa-se, no presente estudo, que ocorre exatamente o oposto ao descrito nas análises feitas por OLIVEIRA (2008), em que os processos de retroalimentação discutidos pelo autor indicam que o mecanismo de albedo (Figura 2.8), da evapotranspiração (Figura 2.8), da rugosidade (Figura 2.9) e de raízes (Figura 2.10) agiram para a redução das chuvas na região por ele estudada. No entanto, conforme ressaltou OYAMA (2002) existem mecanismos restauradores que poderiam inibir essa redução de chuvas.

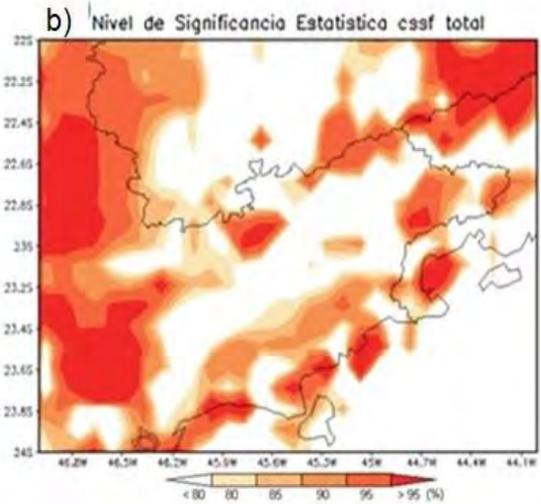
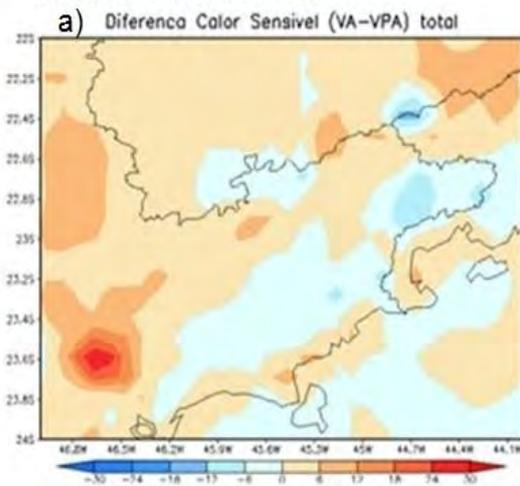
Pode-se dizer, por exemplo, que a redução das chuvas estaria associada à menor nebulosidade (mecanismo do albedo), o que aumentaria a radiação solar incidente e, conseqüentemente, o saldo de radiação aumentaria, se outros fatores fossem mantidos iguais. Isto inibiria o mecanismo do albedo, favorecendo a ocorrência de chuvas.

As Figuras 4.14a e 4.15a apresentam as diferenças entre as simulações considerando os cenários MVPA e MVA, nas componentes do balanço de energia, do fluxo de calor sensível e do fluxo de calor latente. Na Figura 4.14a verificam-se anomalias negativas sobre as áreas de maior altitude, destacando-se dois núcleos de redução de até -12 W/m^2 localizados na Serra da Mantiqueira e da Bocaina, que correspondem às áreas onde ocorreram o aumento da precipitação. Ressalta-se que nessas áreas as diferenças do fluxo de calor sensível apresentaram significância estatística acima de 95% (Figura 4.16b). Sobre a região do vale, as diferenças foram mínimas e sem significância estatística na maior parte da região.

O mesmo padrão foi observado na Figura 4.14c (simulações com MVE) que mostra os impactos no fluxo de calor sensível da troca principalmente da vegetação potencial atual para áreas de eucalipto, ou seja, núcleos de anomalias negativas de até -12 W/m^2 sobre as áreas com maior altitude. Além disso, verificam-se núcleos de anomalias positivas localizados sobre os municípios de Pindamonhangaba, Queluz e Lavrinhas, próximos à Serra da Mantiqueira, e outro localizado entre os municípios de Paraibuna e Caraguatatuba, na Serra da Mar. Esses resultados indicam que as alterações das características radiativas da superfície estão associadas às modificações nas trocas turbulentas. As alterações do fluxo de calor sensível podem estar associadas às modificações ocorridas na precipitação, de modo que o aumento do fluxo de calor sensível pode deixar a baixa troposfera mais aquecida, o que pode gerar uma baixa térmica em superfície e vizinhanças. Associada a essa baixa térmica surgiria uma convergência de umidade em baixos níveis, favorecendo a ocorrência das chuvas.

Considerando que ambos os cenários MVA e MVE apresentam áreas urbanas, observou-se na Figura 4.14a,c que a conversão de floresta tropical para área urbana causou o aumento do fluxo de calor sensível, da ordem de 30 W/m^2 . De modo geral, em áreas urbanas a taxa de evapotranspiração é mais baixa do que em áreas mais vegetadas (Figura 4.16). Desse modo, apenas uma pequena parcela da radiação absorvida é utilizada para a evaporação (calor latente) e a maior parte dessa radiação é utilizada para aquecer a superfície continental e o ar acima (calor sensível).

Análise 1: MVA-MVPA



Análise 2: MVE-MVPA

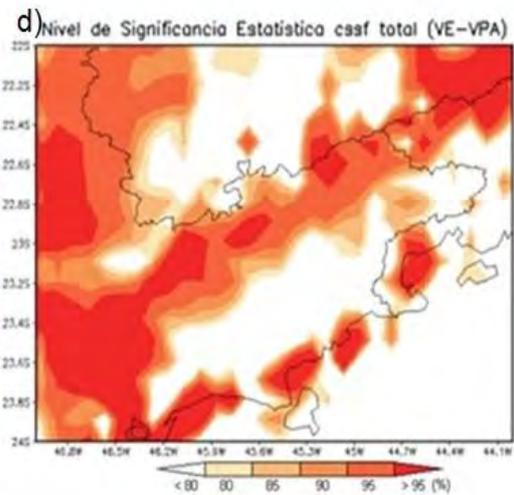
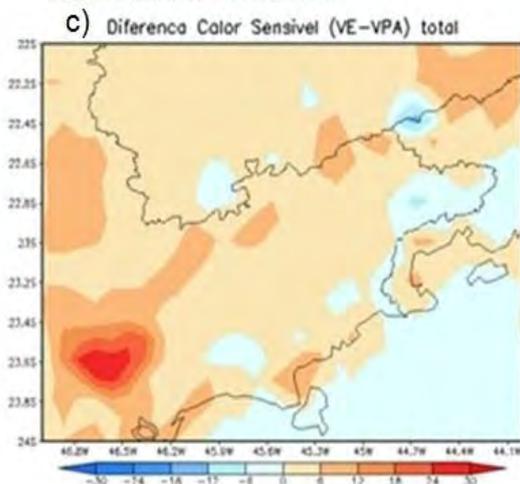


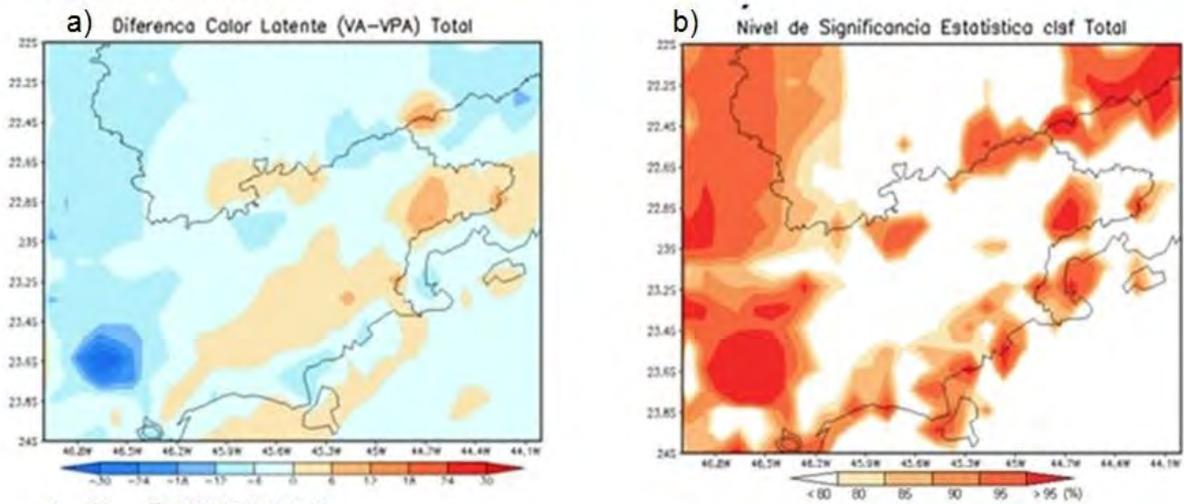
Figura 4.14 – Diferenças no fluxo de calor sensível total entre: a) MVPA – MVA, c) MVPA – MVE e b) e c) respectivas áreas de significância estatística.

Com relação aos impactos da troca de cobertura na evapotranspiração, a partir da comparação entre as Figuras 4.16a e 4.16b observa-se claramente que a diferença da evapotranspiração entre os cenários MVPA e MVE foi mais intensa do que entre os cenários MVPA e MVA. Sobre a região do Vale do Paraíba, onde ocorreu a troca de floresta para eucalipto, verificou-se a redução de até 8 mm/dia (Figura 4.16b). Por outro lado, a Figura 4.16a mostra uma redução menos intensa da evapotranspiração na região do Vale do Paraíba e aumento nas regiões mais elevadas, principalmente sobre a Serra da Bocaina (aproximadamente 4 mm/dia).

De modo geral, ao contrário dos resultados de estudos prévios sobre os impactos climáticos da troca de cobertura em outras regiões do Brasil (CORREIA, 2005; SOUZA, 2006; OLIVEIRA, 2008; COSTA, 2010; CUNHA, 2013 e outros), as alterações verificadas na evapotranspiração não responderam diretamente aos tipos de vegetação envolvidos. Assim, esses resultados mostram que o aspecto peculiar da circulação local pode ser dominante em relação à diferença dos parâmetros dos tipos de vegetação (índice de área foliar, resistência estomática e outros). Essa circulação é resultado de complexas interações entre os diferentes tipos de vegetação, mas no caso da região de estudo do presente trabalho, é principalmente resultado da topografia.

A Figura 4.15 mostra as diferenças no fluxo de calor latente entre os cenários MVPA e MVA (Figura 4.15a) e entre os cenários MVPA e MVE (Figura 4.15c). Como era esperado, o comportamento do calor latente é o oposto do calor sensível, ou seja, anomalias positivas sobre áreas mais altas e negativas nas áreas urbanas e adjacentes. Na diferença entre os cenários MVA e MVPA, verificam-se dois núcleos de aumento de calor latente sobre as Serras da Mantiqueira e da Bocaina, de até 12 W/m^2 , com significância estatística de até 95%. Além disso, observa-se aumento de fluxo de calor latente sobre toda a extensão da Serra do Mar. Com relação às áreas mais elevadas, o aumento do fluxo de calor latente correspondeu aos aumentos da evapotranspiração e da precipitação verificados em algumas áreas nessa região.

Análise 1: MVA-MVPA



Análise 2: MVE-MVPA

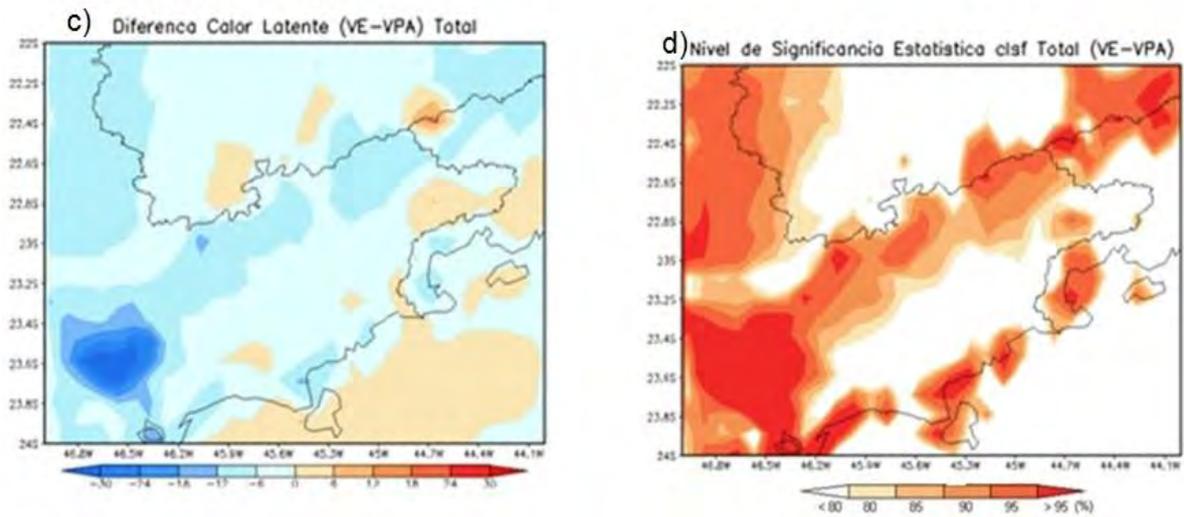


Figura 4.15 – Diferenças no fluxo de calor latente total entre: a) MVPA – MVA, c) MVPA – MVE e b) e c) respectivas áreas de significância estatística.

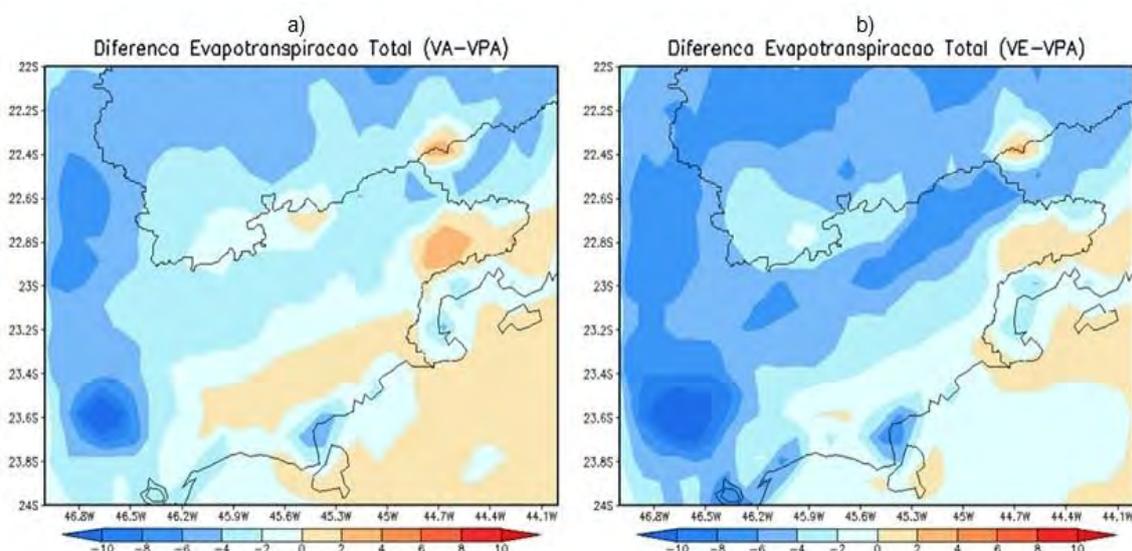


Figura 4.16 – a) Diferença da evapotranspiração total entre os cenários MVA e MVPA (a) e MVE e MVPA (b).

De modo geral, verificou-se que as alterações ocorridas tanto no fluxo de calor sensível como no fluxo de calor latente em ambos os cenários (MVA e MVE) não responderam diretamente aos tipos de vegetação envolvidos, ou seja, não apresentaram uma relação linear clara com, por exemplo, o comprimento de rugosidade (z_0), como já discutido. Era esperado que com a redução da rugosidade devido à troca de florestas (2,7m) para pastagem (0,08m), ocorresse também a redução das trocas turbulentas. No entanto, observou-se que as diferenças nos fluxos turbulentos corresponderam mais diretamente à topografia da região de estudo (circulação local). No cenário em que houve troca da floresta tropical pela pastagem (MVPA-MVA) o impacto no fluxo de calor latente foi mais intenso na Serra da Mantiqueira, da mesma maneira como foi para a evapotranspiração. O contrário foi verificado no cenário em que ocorreu a troca de floresta tropical para eucalipto (MVPA-MVE), ou seja, os impactos foram mais intensos na região do vale. Logo, pode-se inferir que a expansão do plantio de eucalipto causa alterações nas componentes do balanço de energia na região do Vale do Paraíba, no que concerne à partição de energia.

4.5.2 – Alterações na temperatura da superfície

A temperatura média próxima à superfície, bem como as máximas e mínimas, ficaram mais altas. Temperaturas mais baixas, com núcleos mais frios, foram observadas em regiões onde ocorreu o aumento de precipitação, que coincidem com as áreas de topografia mais elevadas.

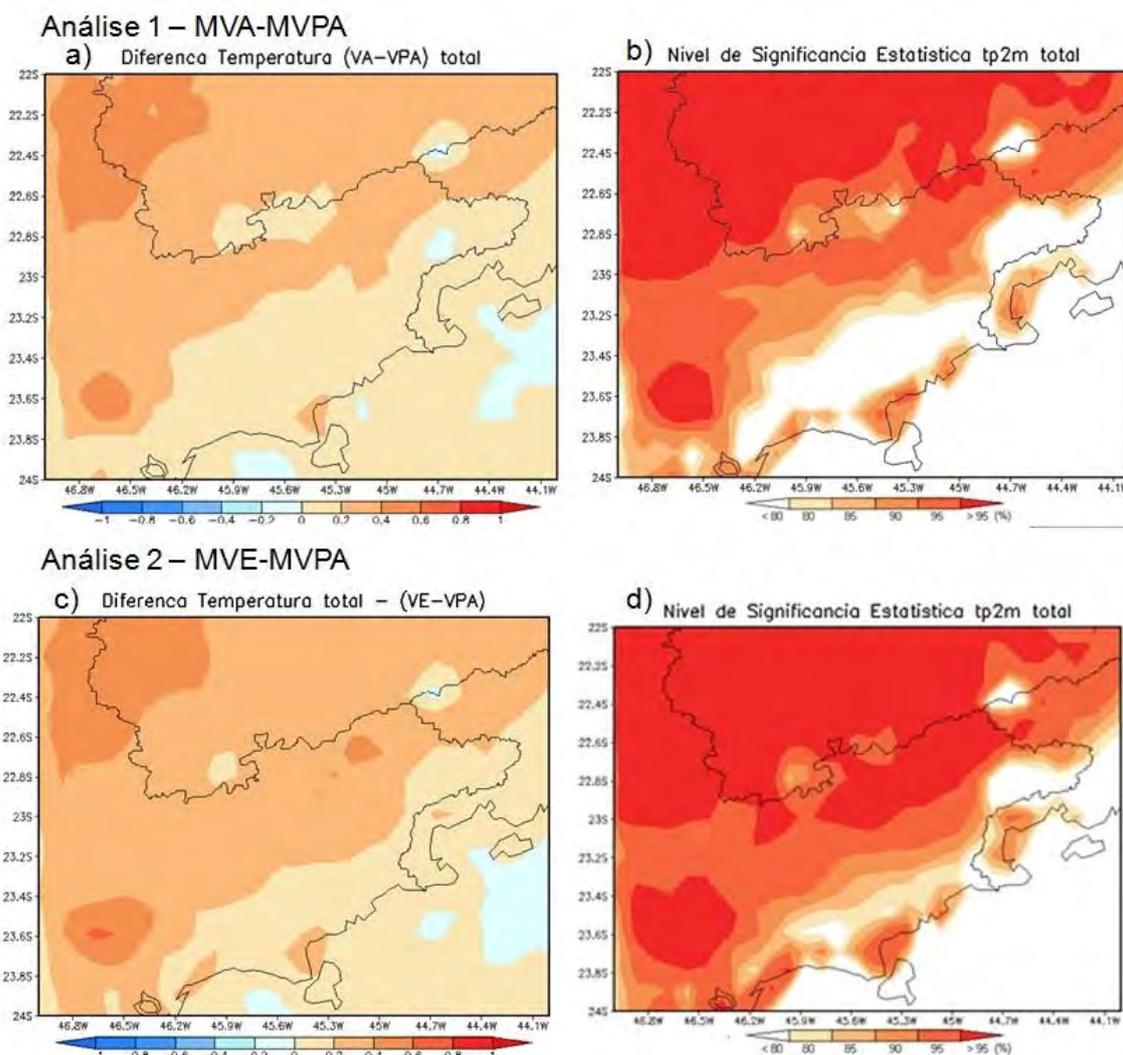


Figura 4.17 - a)Diferenças das médias mensais totais de temperatura próxima superfície durante o verão austral (DJF) entre: a) MVA-MVPA e c) MVE-MVPA. Áreas com significância estatística acima de 95% (b e d).

Na Figura 4.17 são apresentados os impactos das trocas de cobertura vegetal no campo da temperatura próxima à superfície na média diária. Em ambos os cenários (MVA-MVPA e MVE-MVPA), verificou-se o aumento da temperatura principalmente sobre áreas urbanas, com anomalias de até 0,8°C. Além disso, foram verificadas anomalias negativas sobre as Serras da Mantiqueira (Figura 4.17.a,c) e da Bocaina (Figura 4.17 a). No entanto, apenas na região metropolitana de São Paulo, no Vale do Paraíba e na Serra da Mantiqueira as diferenças na temperatura apresentaram significância estatística da ordem de 95% (Figura 4.17b, c). Nas áreas urbanas e no Vale do Paraíba o aumento da temperatura está associado ao aumento do fluxo de calor sensível (Figura 4.15a, c) em ambos os cenários. A redução da temperatura em pontos isolados nas áreas de serra também se associa à redução e ao aumento dos fluxos de calor sensível e de calor latente, respectivamente. Ou seja, a redução da temperatura está relacionada diretamente ao aumento do fluxo de calor latente que causa resfriamento latente (evaporativo).

Na Figura 4.18 apresenta-se a diferença da temperatura próxima à superfície às 18GMT, entre os cenários MVA-MVPA e MVE-MVPA. Similar à média diária, para as 18GMT também se verifica um aumento da temperatura sobre áreas urbanas, de até 1°C. Na Figura 4.18a observa-se a redução da temperatura nas áreas mais altas, principalmente sobre a Serra da Bocaina (de até -0,4°C). A redução da temperatura está relacionada à redução da radiação de ondas longas incidente, em função do aumento da nebulosidade nessa região. Além disso, a redução também está associada ao aumento do resfriamento evaporativo (calor latente) na região. A Figura 4.18b mostra que as áreas de significância estatística acima de 90% foram restringidas para a região de áreas urbanas, parte do Vale do Paraíba e Serra da Bocaina.

Considerando que no cenário MVA ocorreu a conversão principalmente de floresta para áreas de pastagem, tanto nas regiões de serras como nas regiões de vale, pode-se inferir que em termos de temperatura próxima à superfície os impactos da troca da vegetação foram negativos apenas sobre a região do Vale do Paraíba; tal que nas áreas elevadas o impacto da troca da vegetação na temperatura foi o oposto, ou seja, foi atenuado pela topografia.

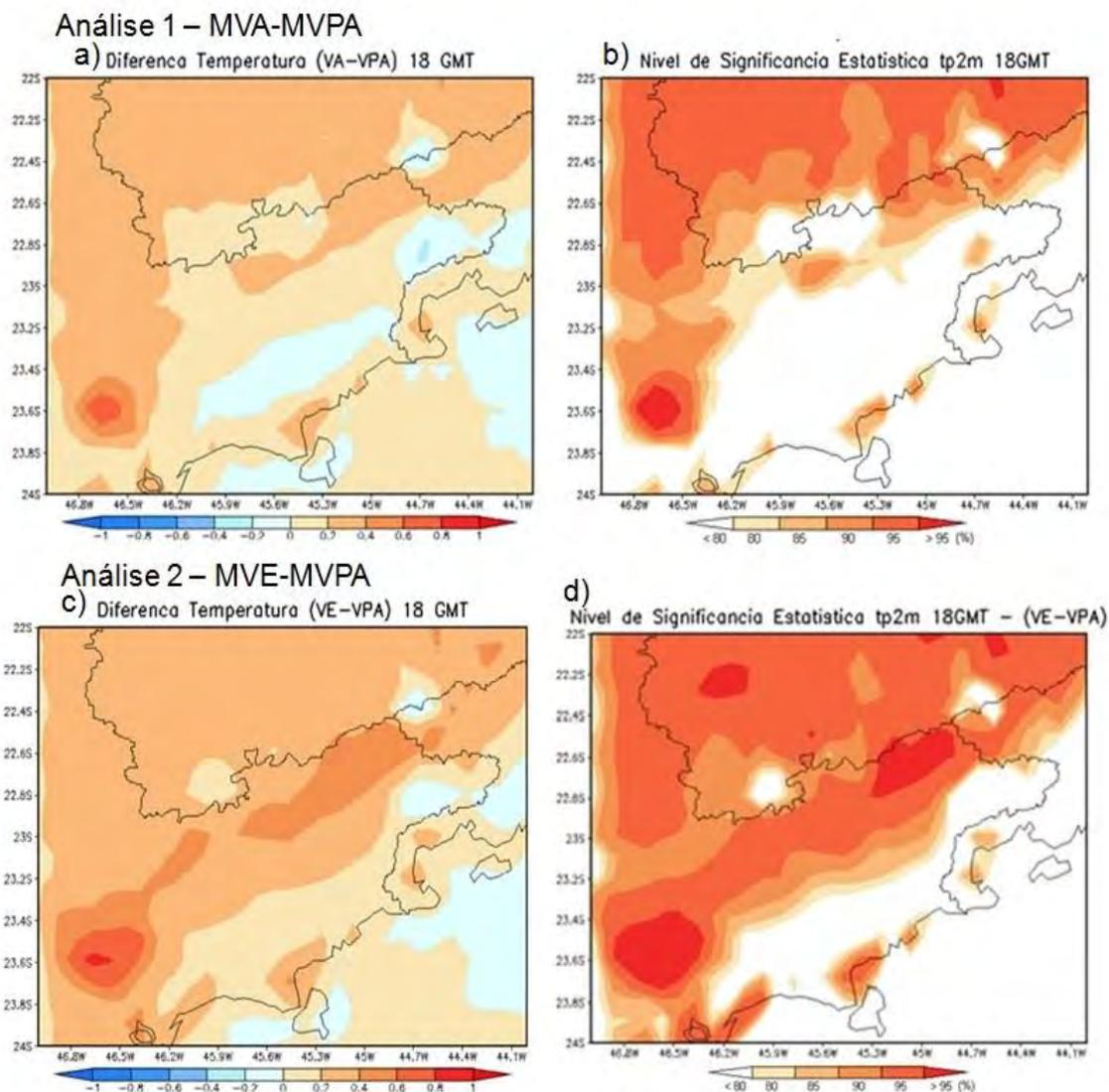


Figura 4.18 - Diferenças das médias mensais de temperatura próxima à superfície durante o verão austral (DJF) às 18GMT entre: a) MVA-MVPA e c) MVE-MVPA. Áreas com significância estatística acima de 95% (b e d).

Na Figura 4.18c observa-se que o impacto na temperatura próxima à superfície decorrente da conversão da vegetação potencial atual para a área de eucalipto apresentou um padrão diferenciado do cenário anterior (vegetação potencial atual para pastagem). Verifica-se, portanto, o aumento mais acentuado da temperatura sobre toda a região do Vale do Paraíba e nas regiões adjacentes à Serra do Mar (de até 0,6°C). Essas alterações estão associadas à redução intensa do fluxo de calor latente (aproximadamente -30 W/m^2) nessas regiões,

o que inibe o resfriamento evaporativo. Além disso, o aquecimento do ar adjacente às encostas das montanhas contribui para uma diminuição da pressão atmosférica na região, e, portanto, pode causar a intensificação da brisa marítima e de montanha contribuindo para o aumento da precipitação na região.

Nesse cenário não foi verificada a redução da temperatura sobre a Serra do Mar, sendo verificada apenas na Serra da Bocaina e em torno da região de Itatiaia. Ressalta-se que a significância estatística nesse caso foi observada em uma maior área (Figura 4.18d).

De modo geral, observa-se que com a troca de áreas de floresta para áreas de eucalipto o impacto na temperatura foi mais intenso do que a conversão para pastagem, que pode ser em função das diferentes respostas na circulação local.

4.5.3 – Alterações no Padrão da Circulação Atmosférica

OLIVEIRA (2008) ressaltou que com MCGAs os mecanismos de retroalimentação que têm sido propostos para explicar de que forma o clima pode ser afetado pelas mudanças da cobertura vegetal (rugosidade, albedo, evapotranspiração e outros) podem não ser uniformes e variar conforme a região.

Como as simulações realizadas no presente trabalho foram feitas com o modelo regional Eta 10km, deve-se considerar os mecanismos de retroalimentação de mesoescala. Como a região de estudo está compreendida entre cadeias de montanhas e próxima ao litoral, vários aspectos devem ser ressaltados nas análises. Nesse caso, é importante avaliar o mecanismo chamado de brisa florestal ou mecanismo de vegetação (Figura 2.9).

Esse mecanismo estaria associado ao surgimento de brisa florestal, que poderia ser induzida por um desmatamento de pequena escala em áreas de floresta, como por exemplo, a troca de floresta por pastagem. Essa substituição pode levar à redução da pressão na região da troca, em relação às outras

áreas que foram mantidas, e isso induziria a uma circulação do ar úmido da floresta em direção à região onde ocorreu a troca. Para verificar essa hipótese foram analisados campos de circulação e convergência de umidade realizados em um corte vertical em 44,5 W (Figura 4.19). Essa longitude foi escolhida pelo fato de cobrir as áreas em que a diferença da precipitação simulada apresentou significância estatística acima de 95%.

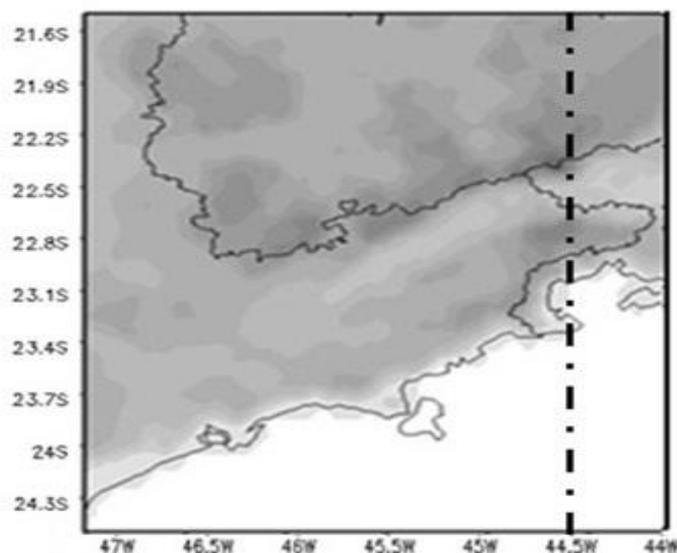


Figura 4.19 - Corte vertical em 44.5 W

A Figura 4.20 mostra o padrão médio do perfil vertical da circulação em quatro diferentes horários: 00, 06, 12 e 18h GMT, para as simulações utilizando o mapa de vegetação atual. Os resultados mostram que foi possível verificar a influência da topografia na geração de circulação local sobre a área estudada. Às 00 GMT (Figura 4.20a) observa-se o início da subsidência, principalmente sobre a face da Serra do Mar voltada para o oceano. Contudo, sobre a face voltada para o continente ainda é observado um movimento vertical ascendente intenso. Este fato ocorre principalmente em resposta ao aquecimento solar durante o dia.

Nas Figuras 4.20b e 4.20c fica evidente o escoamento catabático sobre as encostas das Serras do Mar e Mantiqueira, indicado pelos vetores. O movimento vertical também mostra uma subsidência no topo das Serras do Mar (Bocaina) e Mantiqueira (que inibe a formação de nuvens) e uma

ascendência no interior do Vale do Paraíba, às 06GMT (Figura 4.20b), sugerindo um padrão de circulação de brisa noturna (terrestre). Na Figura 4.20d observa-se o padrão da brisa marítima, cuja formação e manutenção estão relacionadas com o gradiente de fluxo de calor sensível entre o continente e o mar. Verifica-se ainda que a brisa marítima se associa à brisa de vale-montanha, em que próximo à superfície o vento sopra em direção ao continente subindo a Serra do Mar e retornando em direção ao oceano no nível de 850hpa.

Sobre o continente também foi observado o escoamento anabático sobre as encostas das Serras do Mar e da Mantiqueira, fluindo do vale em direção às encostas. A Figura 4.20d também mostra uma intensa ascensão sobre os topos das Serras e também sobre o Vale do Paraíba. Essas circulações estão situadas sobre as encostas que sofreram alteração dos usos e cobertura da terra, em que as florestas tropicais foram substituídas principalmente por pastagens e, conseqüentemente, verificou-se o aumento da precipitação.

Apesar do menor fluxo de calor latente observado sobre pastagens do que em florestas tropicais na área de vale (Figura 4.15a), a maior velocidade vertical pode ter acarretado em uma maior convergência de umidade sobre os topos das Serras do Mar e da Mantiqueira, conforme se observa na Figura 4.20d e pode explicar a maior precipitação sobre os topos das serras.

Ressalta-se que o perfil vertical da circulação utilizando o mapa de vegetação com eucalipto apresentou o mesmo padrão (Figura 4.21), ou seja, os resultados mostram que foi possível verificar a influência da topografia na geração de circulação local sobre a área estudada nos quatros diferentes horários analisados.

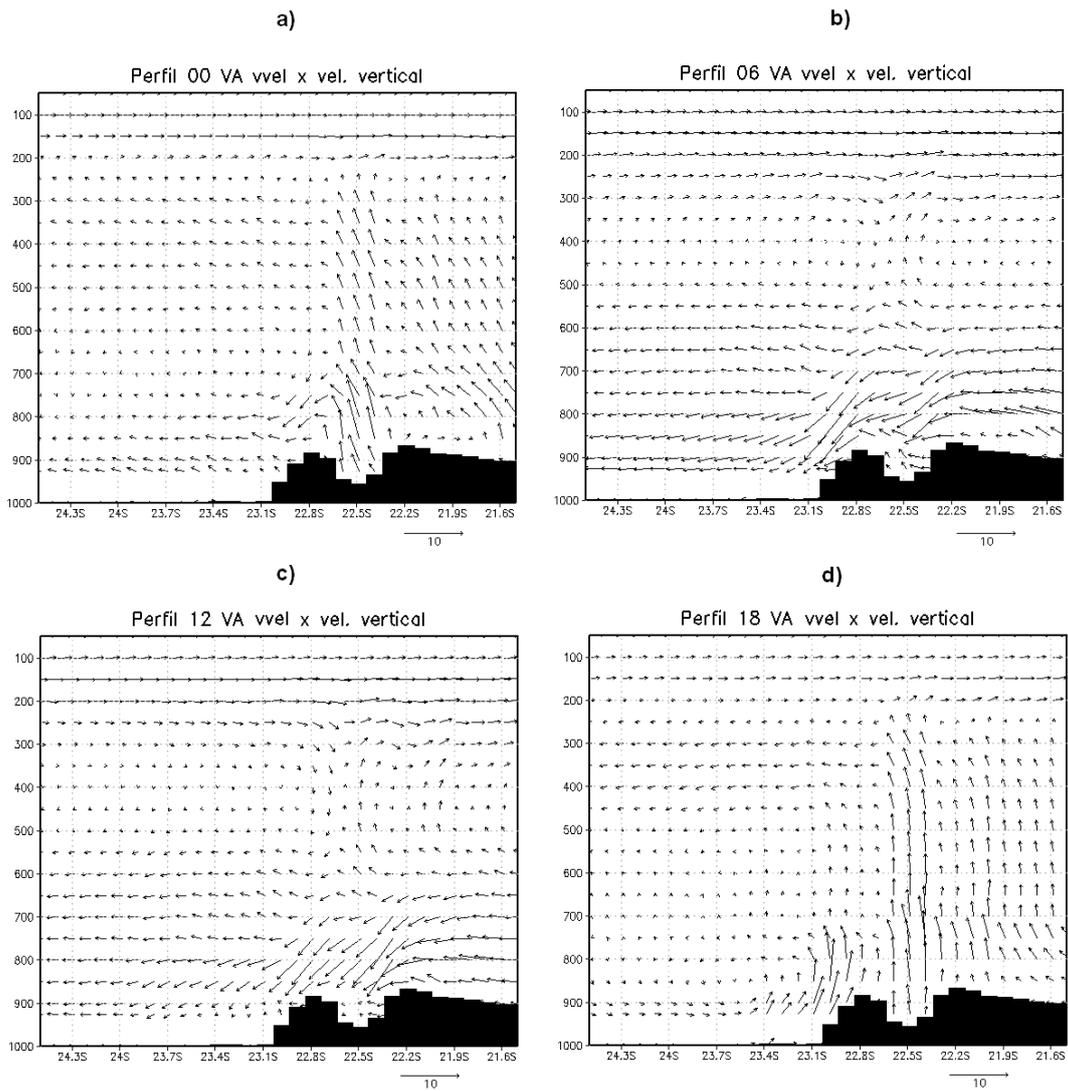


Figura 4.20 - Padrão vertical médio da circulação atmosférica (m/s) sobre o corte em 44,5W, nas simulações utilizando o mapa de vegetação atual (MVA) sendo a) perfil das 00GMT; b) perfil das 06GMT; c) perfil das 12GMT e d) perfil das 18GMT.

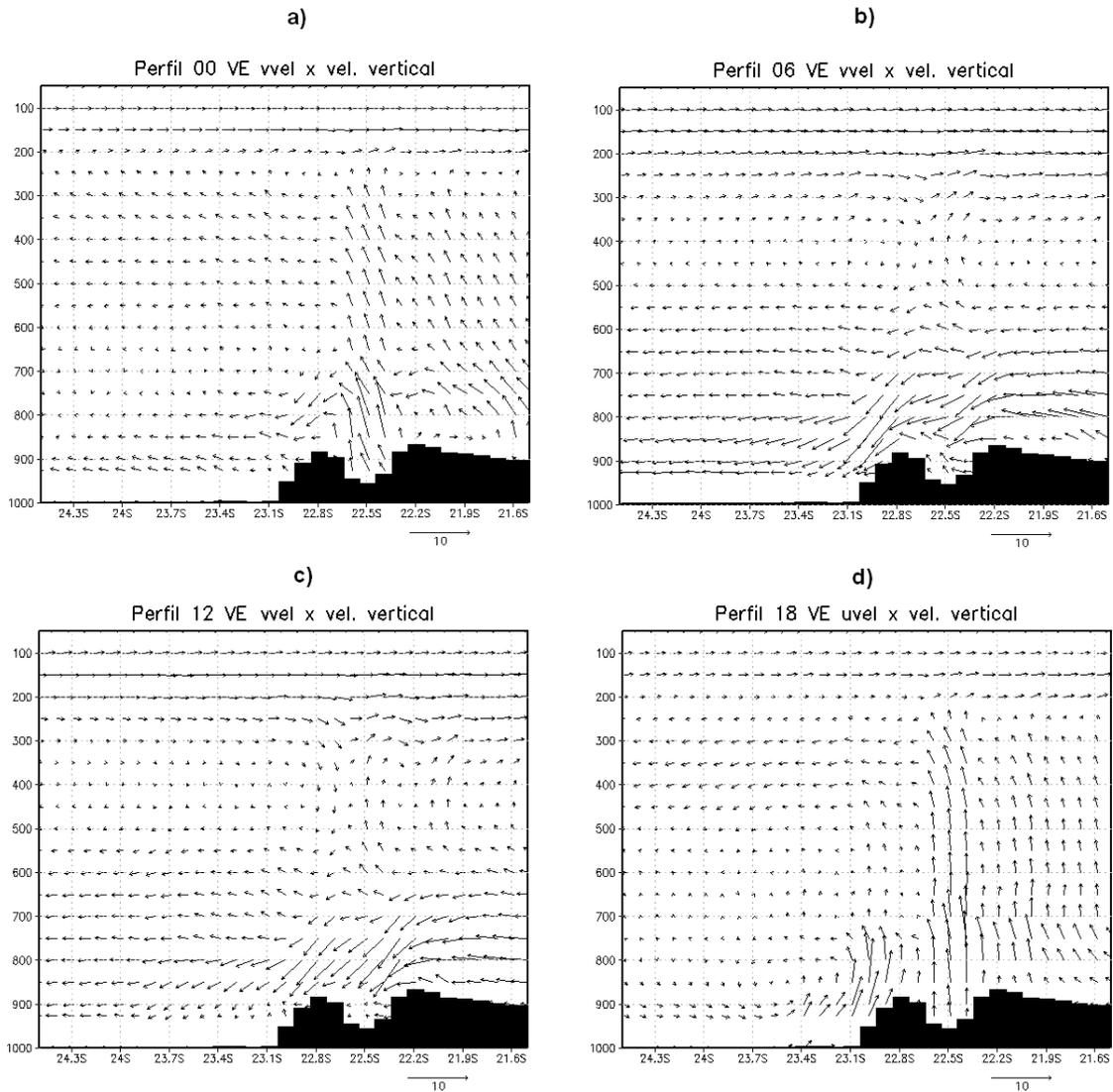


Figura 4.21: Padrão vertical médio da circulação atmosférica (m/s) sobre o corte em 44.5 longitude oeste, nas simulações utilizando o mapa de vegetação com eucalipto (MVE) sendo a) perfil das 00GMT; b) perfil das 06GMT; c) perfil das 12GMT e d) perfil das 18GMT.

Os impactos das alterações da cobertura vegetal também foram avaliados por meio do campo de movimento vertical (ω), uma vez que este tem um papel fundamental nos processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem na atmosfera. A Figura 4.22 apresenta os valores da diferença de ω entre as simulações considerando os cenários atual (MVA-MVPA) e eucalipto (MVE-MVPA), para às 00GMT (Figura 4.22 a, b) e às 06GMT (Figura 4.22c, d).

Na Figura 4.22a verifica-se um núcleo de anomalia de ascendência (ômega negativo) às 00GMT, entre os níveis de 750 hPa e 850 hPa, sobre o topo da Serra da Mantiqueira (entre as latitudes de 22,5S à 21,9S) que está associado ao aumento de precipitação de até 10 mm/mês (Figura 4.2a). Nas simulações considerando eucalipto (Figura 4.22b) verificou-se o oposto, ou seja, núcleos de anomalia de subsidência (ômega positivo) entre as áreas adjacentes à região da Serra da Mantiqueira e o topo; nesse caso, com o núcleo mais intenso compreendido entre os níveis de 800 hPa e 700 hPa e atingindo níveis mais altos (até 400 hPa). Além disso, foram verificadas anomalias de subsidência sobre outras extensões da Serra da Mantiqueira, também atingindo níveis mais elevados. Às 06GMT, em ambos os cenários as anomalias do movimento vertical foram menos intensas (Figura 4.22 c, d).

A Figura 4.23a apresenta as anomalias no campo do movimento vertical para 12GMT entre os cenários MPVA e MVA, tendo sido observados, neste caso, núcleos de anomalias de subsidência entre os níveis de 900 hPa e 600 hPa, sobre os topos das Serras da Mantiqueira e da Serra do mar, o que pode estar associado à redução da precipitação nessas regiões nesse horário (Figura 4.3a). No caso da diferença entre o cenário MVPA e MVE, as anomalias de ômega foram mínimas, tanto para as 12GMT como para as 18GMT (Figura 4.23b,d). Considerando o horário de 18GMT, na análise MVA-MVPA (Figura 4.23d) verificou-se um núcleo mais intenso de anomalia de subsidência, principalmente sobre o topo da Serra do Mar, entre os níveis de 900 hPa e 750 hPa. Sobre o topo da Serra da Mantiqueira esse padrão também foi verificado; no entanto, atingindo níveis mais altos (de cerca de 200 hPa). Na região de vale notam-se dois núcleos de anomalias de ascendência, atingindo o nível de 400 hPa. Assim, a troca da vegetação potencial atual para áreas de pastagens colaboram para a intensificação do movimento vertical nessa região de vale. Por outro lado, de modo geral a conversão da vegetação potencial atual em eucalipto não implicou em impactos significativos no campo de ômega.

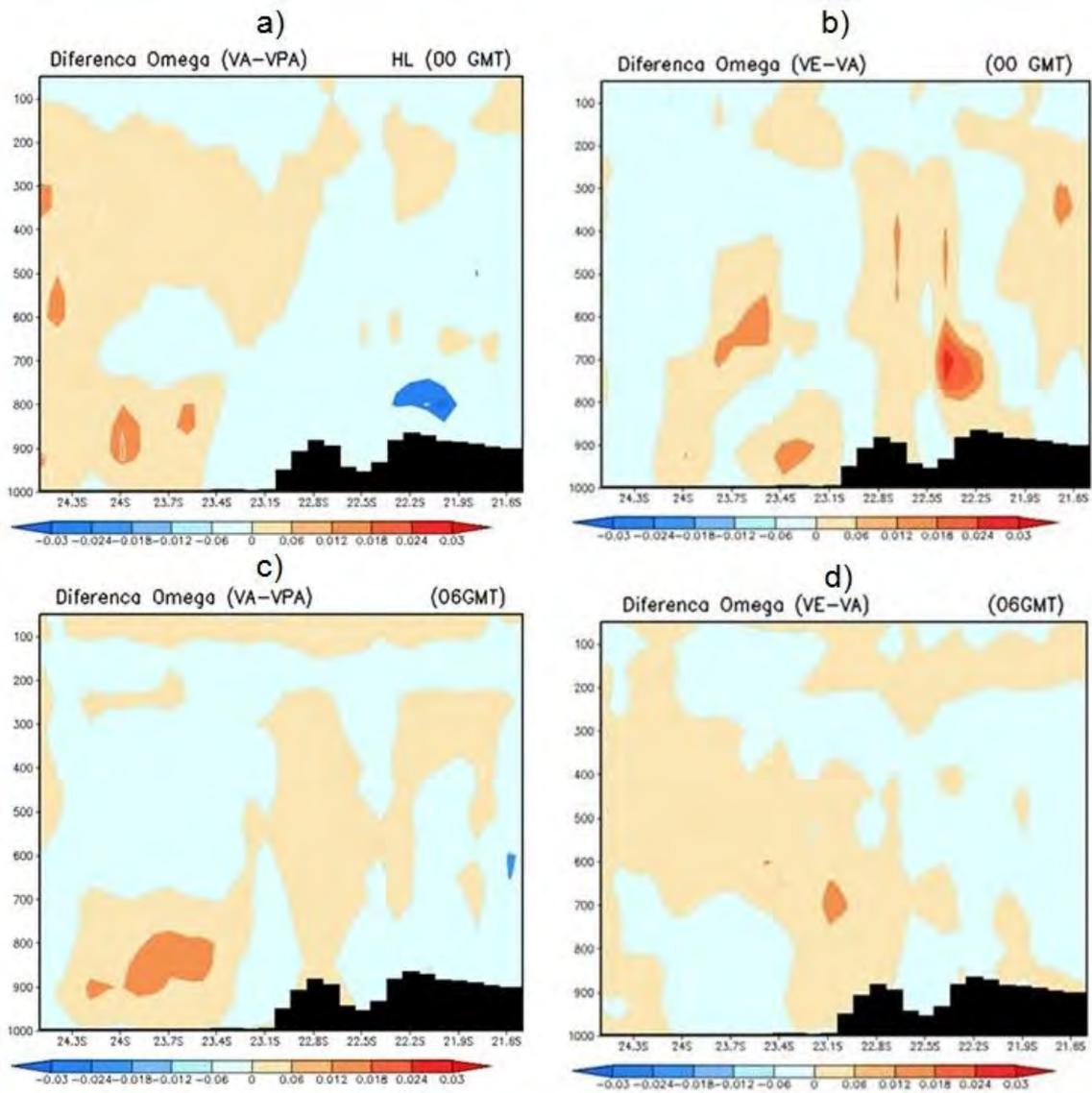


Figura 4.22 - Valores da diferença de ω (Pa/S) entre a troca de cenários da vegetação, num corte vertical ao longo da longitude 44.5°W ; a) Diferença ω (VA-VPA) 00 GMT; b) Diferença ω (VE-VPA) 00GMT; c) Diferença ω (VA-VPA) 06GMT; d) Diferença ω (VE-VPA) 06GMT; Áreas com contornos brancos representam áreas com significância estatística acima de 85%.

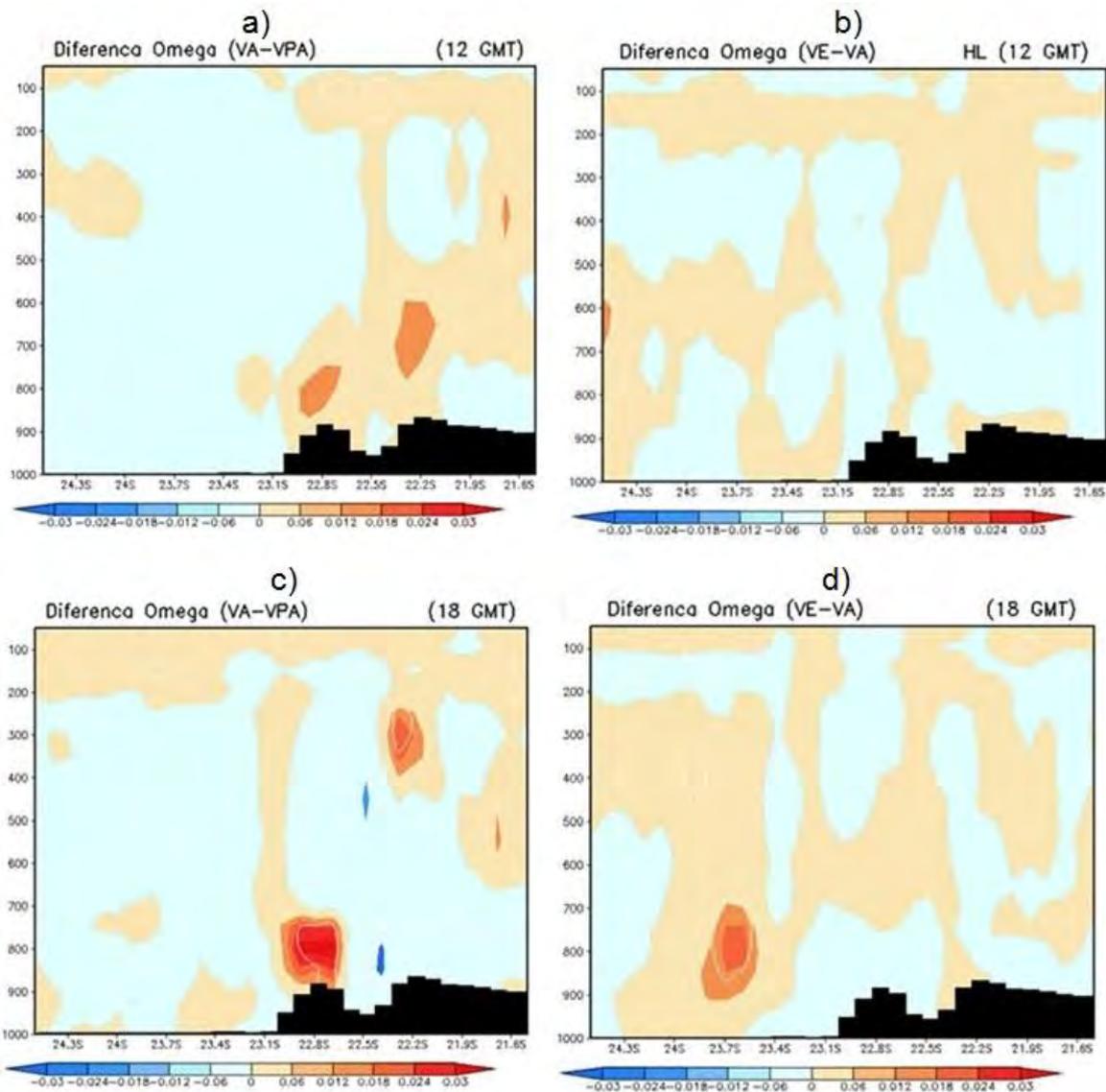


Figura 4.23 - Valores da diferença de ômega (Pa/S) entre a troca de cenários da vegetação, num corte vertical ao longo da longitude 44.5°W,: a) Diferença ômega (VA-VPA) 12GMT; b) Diferença ômega (VE-VPA) 12GMT; c) Diferença ômega (VA-VPA) 18GMT; d) Diferença ômega (VE-VPA) 18GMT; Áreas com contornos brancos representam áreas com significância estatística acima de 85%.

As Figuras 4.24 e 4.25 apresentam o comportamento das diferenças do campo de ômega para outro corte vertical localizado mais a oeste na região de estudo (45.6W), sendo que as Figuras 4.24a,b e 4.25a,b correspondem ao cenários MVA-MVPA e as Figuras 4.24c,d e 4.25c,d correspondem aos cenários MVE-MVPA.

Na Figura 4.24a observam-se anomalias de subsidência às 00GMT sobre o continente, entre as latitudes de 24S até 22S. Essas anomalias corresponderam à redução da precipitação ocorrida nessa região, principalmente entre 22,6S e 22S, onde os núcleos de anomalias de subsidência atingem níveis mais altos, o que inibe a formação de convecção. Para esse mesmo horário, as diferenças no campo de ômega entre os cenários MVE e MVPA foram menos intensas; no entanto, observa-se um núcleo de ascendência no nível de 500 hPa (23,2S), que pode estar associado ao aumento da precipitação nesta região. Para às 06GMT (Figura 4.24c,d) as diferenças no campo de movimento vertical foram mínimas.

Com o início do aquecimento da superfície (12GMT), nota-se, na Figura 4.25a, a presença de núcleos de anomalias de ascendência em baixos níveis entre 22,5S e 22S; no entanto, verifica-se um núcleo de anomalia de subsidência mais intenso em altos níveis. Às 18GMT (Figura 4.25c), quando ocorre o aquecimento máximo da superfície em função do horário de maior radiação solar incidente, a diferença entre os cenários resulta em núcleos de anomalia de subsidência em baixos níveis nas regiões de vale. No caso da troca de vegetação potencial atual para eucalipto (Figura 4.25d), nesse mesmo horário também foram observados núcleos de anomalias de subsidência (entre 23,7S até 22,8S) em 900 hPa e nos níveis de 650 hPa a 450 hPa. Essa nova condição contribuiu para a redução da precipitação, principalmente na região de vale.

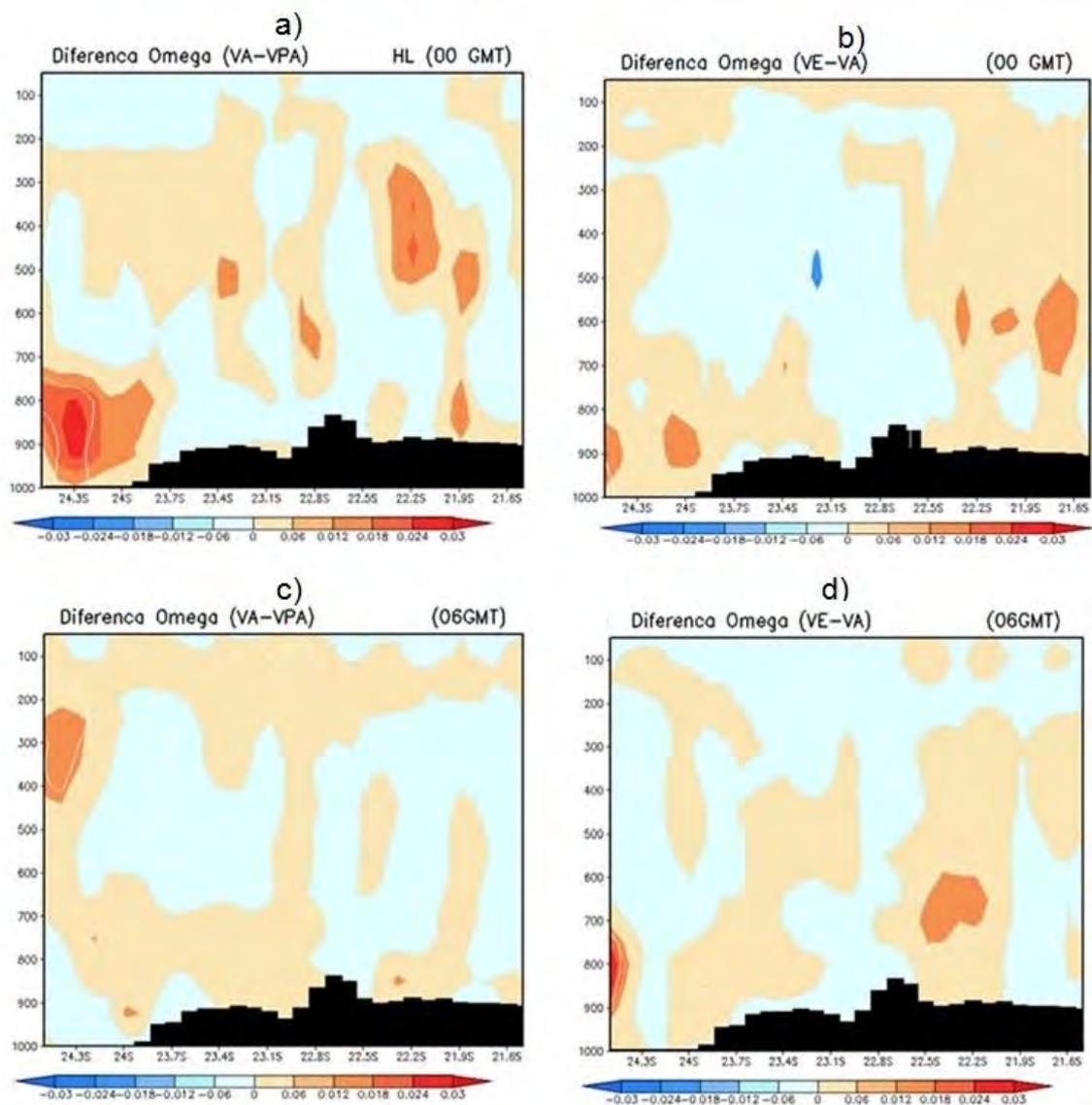


Figura 4.24: Valores da diferença de ω (Pa/S) entre a troca de cenários da vegetação, num corte vertical ao longo da longitude 45.6°W ;: a) Diferença ω (VA-VPA) 00GMT; b) Diferença ω (VE-VPA) 00GMT; c) Diferença ω (VA-VPA) 06GMT; d) Diferença ω (VE-VPA) 06GMT; Áreas com contornos brancos representam áreas com significância estatística acima de 85%.

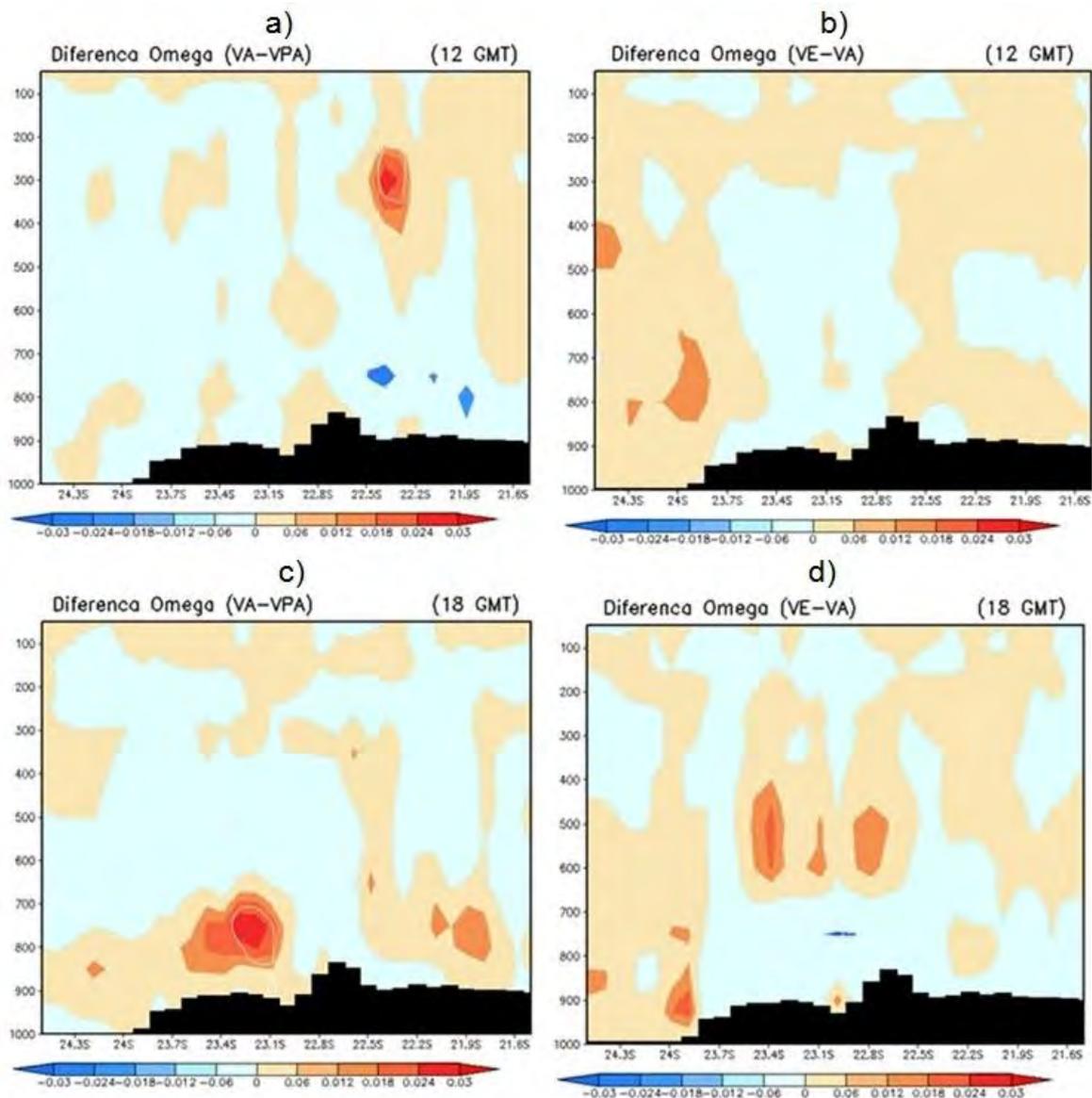


Figura 4.25: Valores da diferença de ω (Pa/S) entre) entre a troca de cenários da vegetação, num corte vertical ao longo da longitude 45.6°W ,: a) Diferença ω (VA-VPA) 12GMT; b) Diferença ω (VE-VPA) 12GMT; c) Diferença ω (VA-VPA) 18GMT; d) Diferença ω (VE-VPA) 18GMT; Áreas com contornos brancos representam áreas com significância estatística acima de 85%.

A Figura 4.26 apresenta os impactos das trocas de cobertura nos campos de circulação atmosférica diária total em 10 m, considerando os cenários MVA e MVE. Em ambos os cenários, a troca da cobertura potencial atual para áreas de pastagem em torno da área de estudo levaram à intensificação do

escoamento, principalmente entre as longitudes de 46,2W até 47W (Figura 4.26b,c). Nesse caso, a intensificação do escoamento está relacionada à redução do comprimento de rugosidade decorrentes da troca de floresta decídua (0,8 m) para áreas de pastagem (0,08 m) e agricultura (0,07). Além disso, nos dois cenários, verificou-se a intensificação dos ventos oriundos do oceano na região do litoral do Estado do Rio de Janeiro, entre os municípios de Paraty e Guaratiba. A Figura 4.28a mostra que nessa mesma região ocorreu o aumento da umidade específica total diária no nível de 850 hPa. Dessa maneira, a intensificação do escoamento contribuiu para o transporte de umidade oriundo do oceano, favorecendo o aumento de precipitação nessa região (Serra da Bocaina) (Figuras 4.1 a,c).

A conversão de áreas de floresta para pastagens na região de estudo também levou à intensificação dos ventos em áreas adjacentes da Serra da Mantiqueira, ou seja, a intensificação do escoamento sobre o Vale do Paraíba em direção a serra (circulação vale-montanha). Além disso, em áreas mais elevadas da Serra da Mantiqueira (região de Campos do Jordão) também se verifica o aumento da umidade específica do ar em 850 hPa. Essas condições favoreceram o aumento na precipitação na região da Serra da Mantiqueira. As mesmas condições foram verificadas da conversão de vegetação potencial atual para áreas de eucalipto, ou seja, intensificação da circulação vale-montanha.

Na Figura 4.26 também foi verificado que em ambos os cenários, em decorrência da substituição da vegetação potencial atual para pastagem ocorridas em torno da área de estudo (região de Minas Gerais e Rio de Janeiro), também levou a intensificação do escoamento de leste entre 22,8S e 22S, o que favoreceu o aumento da umidade específica (Figura 4.28 a,b) e, conseqüentemente, o aumento da precipitação na região da Serra da Mantiqueira que abrange o município de Itatiaia (Figuras 4.1a, c).

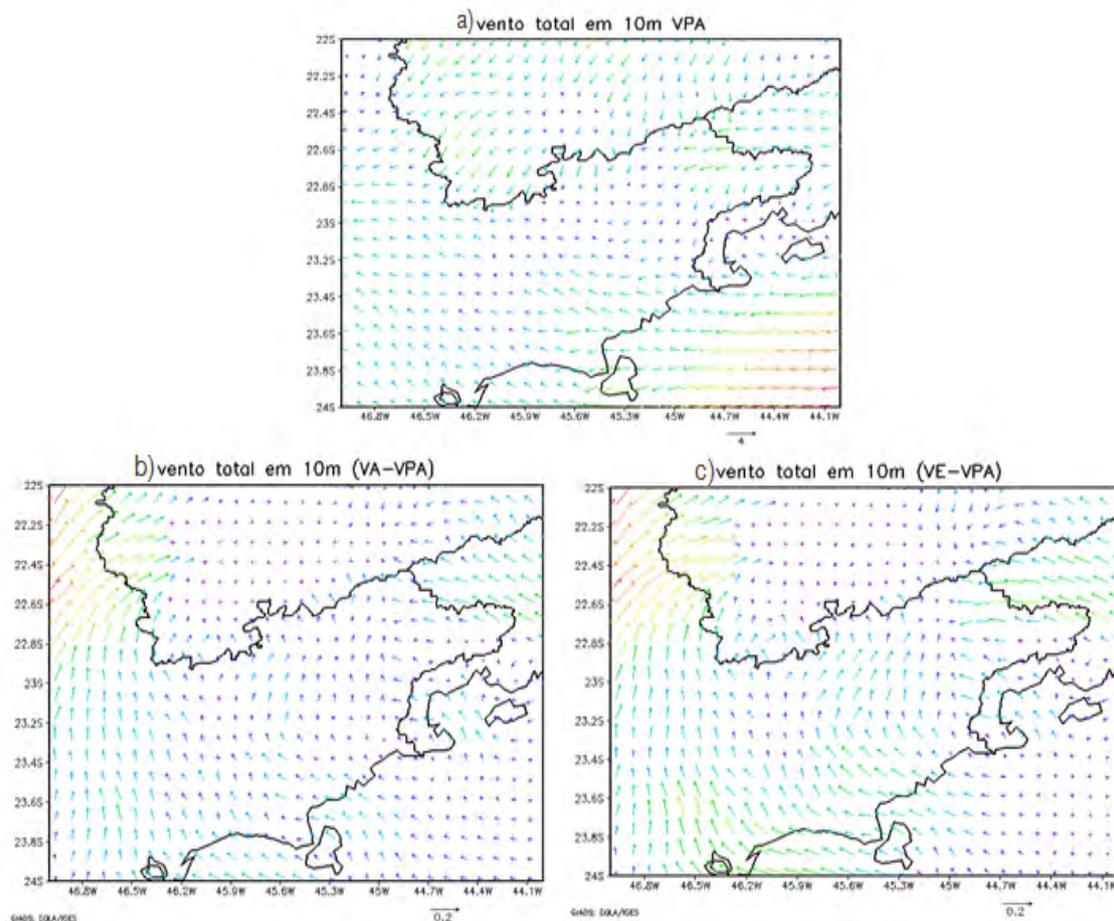


Figura 4.26: Escoamento total do vento à 10 metros para os seguinte cenários: a) mapa de vegetação potencial atual (MVPA) - controle, b) para o cenário MVA-MVPA e c) para o cenário MVE-MVPA.

A Figura 4.27 apresenta os impactos das trocas da vegetação nos campos de circulação atmosférica às 18GMT entre ambos os cenários (MVA - MVPA e MVE - MVPA). Nos dois cenários, verificou-se a intensificação dos ventos oriundos do oceano na região do litoral norte entre Ubatuba e Ilha Bela. A Figura 4.29a (MVA-MVPA) mostra que nessa mesma região ocorreu o aumento da umidade específica total diária no nível de 850 hPa. Dessa maneira, a intensificação do escoamento corroborou para o transporte de umidade oriundo do oceano, favorecendo o aumento de precipitação nessa região (Serra do Mar) (Figuras 4.3 a, c). Na região da Serra da Bocaina, o aumento de precipitação em ambos os cenários, às 18GMT, também está associado ao maior transporte de umidade do oceano para o continente. Além disso, na

região de Itatiaia (Serra da Mantiqueira), a intensificação do escoamento de sudeste associado à intensificação do escoamento oriundos de outras áreas do vale favoreceram o aumento de umidade específica em 850 hPa (convergência de umidade, Figura 4.29 a,b) e, portanto, o aumento da precipitação nessa região (Figura 4.3c e Figura 4.5c).

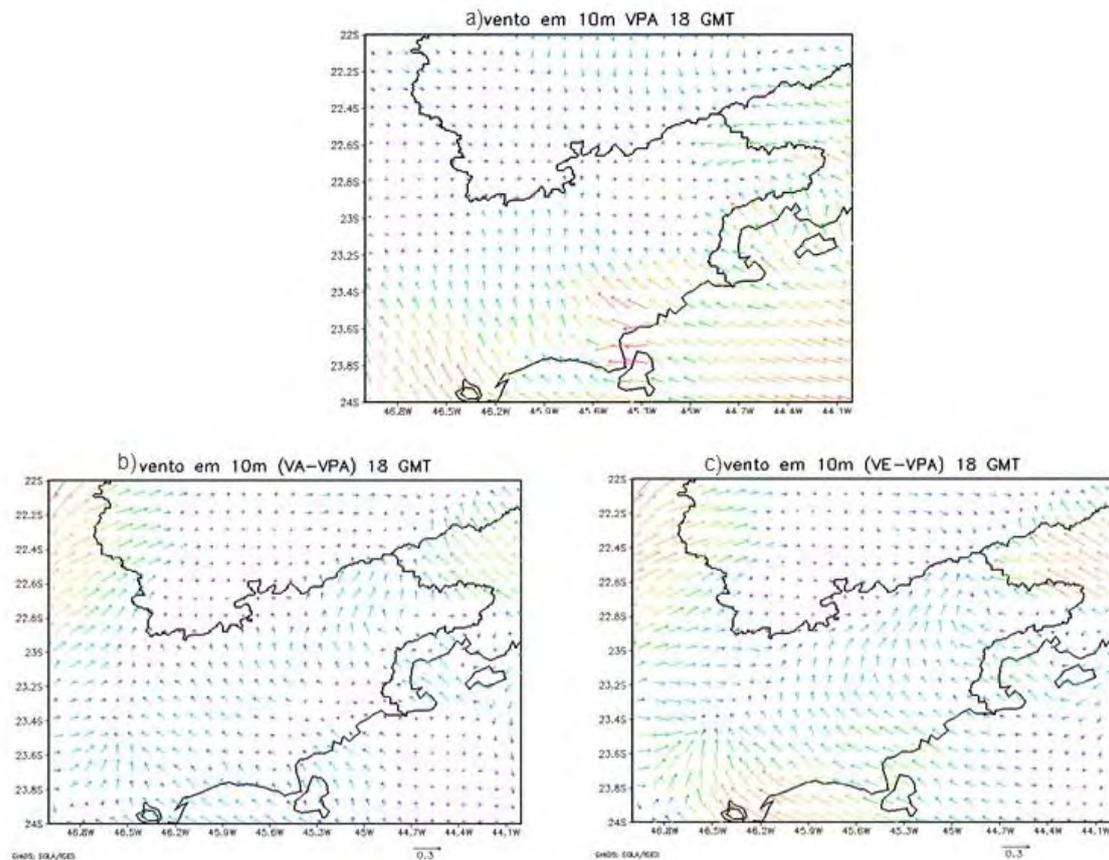


Figura 4.27: Escoamento do vento à 10 metros para as 18GMT nos seguintes cenários: a) mapa de vegetação potencial atual (MVPA) - controle, b) para o cenário MVA-MVPA e c) para o cenário MVE-MVPA.

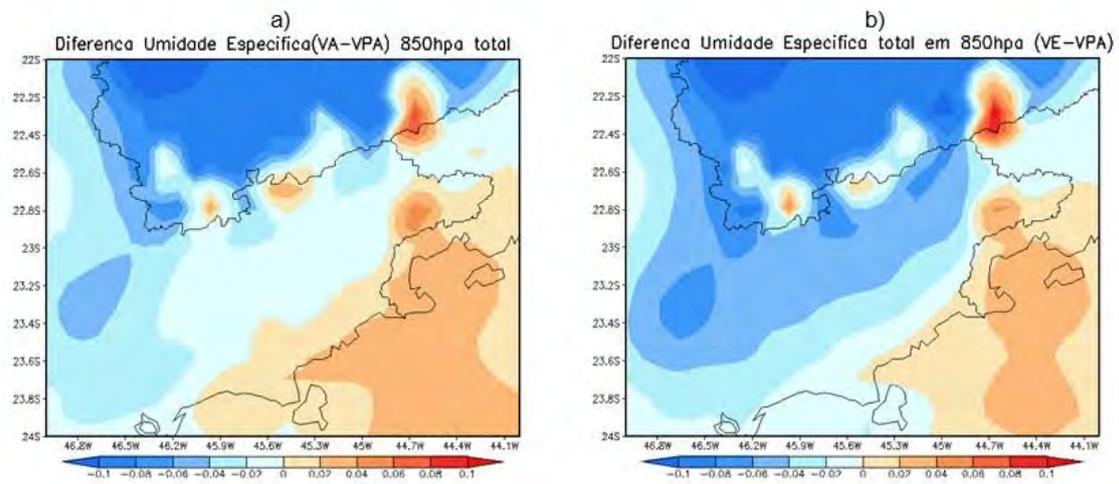


Figura 4.28: Diferença da umidade específica total em 850 hPa para os seguinte cenários: a) MVA-MVPA e b) MVE-MVPA.

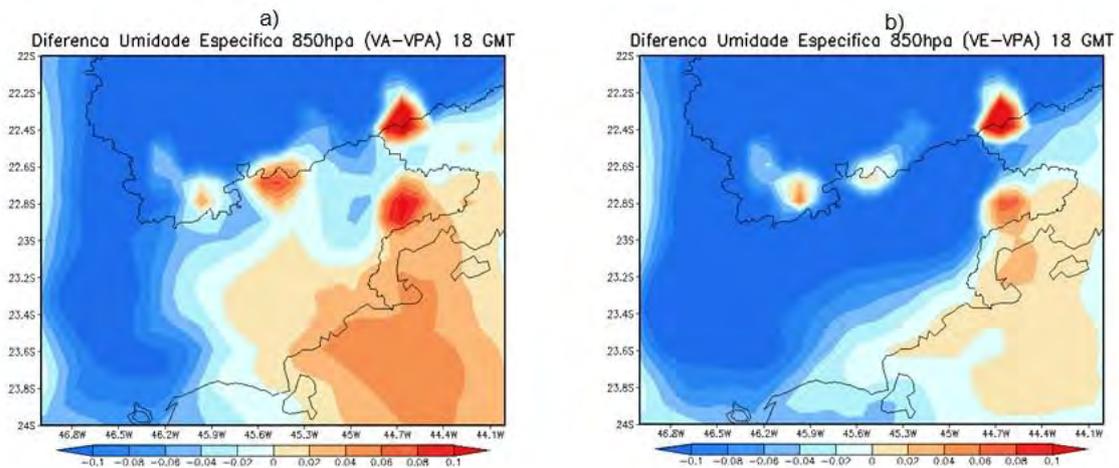


Figura 4.29: Diferença da umidade específica em 850 hPa às 18 GMT para os seguinte cenários: a) MVA-MVPA e b) MVE-MVPA.

4.5.4 – Discussões Gerais

O aumento local da precipitação na área de estudo, em especial sobre a Serra da Mantiqueira e Serra da Bocaina, mostra que as alterações da cobertura vegetal contribuíram para a modificação da estrutura dinâmica da atmosfera e, conseqüentemente, alterações na circulação de mesoescala ocasionada por um aquecimento diferencial relacionada à heterogeneidade da superfície. Essas circulações podem afetar a estrutura da camada limite atmosférica, os fluxos turbulentos de calor latente e de calor sensível, assim como a organização de nuvens e a precipitação. A habilidade dessas circulações de mesoescala para transportar ar quente e úmido para níveis mais altos da atmosfera aumenta a quantidade de água que pode ser condensada e, conseqüentemente, precipitada.

Como as trocas de energia, de umidade e de momentum entre a superfície e a atmosfera constituem uma importante componente do sistema climático, as mudanças nesses fluxos decorrentes das circulações de mesoescala, provocadas pela heterogeneidade natural ou causadas pelo homem (trocas da vegetação), podem potencialmente afetar a circulação atmosférica.

Por outro lado, da conversão de florestas para pastagem e para eucalipto, também foi observada a diminuição da quantidade total de vapor d'água na região do Vale do Paraíba, principalmente da troca para áreas de eucalipto. Nessa mesma região, também foi observada uma redução da precipitação.

Dentre os parâmetros associados à estrutura da vegetação, o comprimento de rugosidade (z_0) e a profundidade de raízes são modificados consideravelmente quando há substituição de florestas para pastagem e eucalipto. As áreas com a expansão tanto da pastagem como do eucalipto apresentam comprimento de rugosidade menor que regiões de floresta. Nesse caso, tais conversões reduzem a área vegetada; logo, z_0 diminuiu, o que reduz a fricção mecânica na CLP. Isso leva à redução do transporte de umidade e reduz a precipitação.

Segundo OYAMA (2002), as alterações no comprimento de rugosidade também podem afetar os fluxos turbulentos. Esse resultado também foi encontrado no presente trabalho, sendo que a conversão de florestas para pastagem e eucalipto levou à redução do fluxo de calor latente, especialmente sobre a região do Vale do Paraíba. O contrário ocorre com o fluxo de calor sensível, que em função da menor disponibilidade de umidade, o fluxo aumentou nessa mesma região em ambos os cenários. Além disso, de acordo com os resultados da partição de energia, a troca de floresta para áreas de eucalipto, ou seja, a expansão do plantio de eucalipto pode causar alterações significativas na partição da energia à superfície na região do Vale do Paraíba.

5 CONCLUSÕES

Considerando que as mudanças dos usos e cobertura da terra (MUCT) têm grande influência na circulação de mesoescala, o objetivo principal do presente trabalho foi tentar responder a seguinte questão: quais seriam os impactos do desmatamento ou da introdução de novas formas de usos da terra (pastagens e cultivos de eucalipto) nos processos de superfície, bem como na circulação local?

Posto isso, nesse trabalho avaliou-se os impactos da substituição da cobertura vegetal na região da Mata Atlântica, em decorrência das MUCT em duas situações distintas: 1) com áreas urbanas e cultivos agrícolas e 2) com uma grande expansão de eucalipto sobre toda a região de estudo. Os impactos das MUCT foram avaliados através da comparação do clima simulado utilizando o modelo regional Eta (40 km com o downscaling para 10km) considerando os dois cenários descritos anteriormente com o cenário de vegetação potencial (controle).

De modo geral, ambos os cenários da troca da vegetação, ou seja, a conversão tanto da vegetação potencial (floresta) para pastagem como para eucalipto levaram ao aumento da precipitação diária total durante o verão austral (DJF), principalmente sobre as áreas mais elevadas compreendidas na área de estudo (Serras da Mantiqueira, do Mar e da Bocaina). Ressalta-se que as diferenças no campo da precipitação entre os cenários considerados apresentaram significância estatística acima de 90% sobre tais áreas elevadas. Para os horários intermediários das 12GMT e 18GMT foi verificado que as trocas da cobertura levaram à redução da precipitação sobre parte da região do Vale do Paraíba e na Grande São Paulo.

Com a finalidade de validar essas alterações das tendências da precipitação foram analisadas séries históricas de precipitação (de 30 a 50 anos) obtidas de diversas estações meteorológicas localizadas na região de estudo. De modo geral, das análises dos dados observados verificou-se a tendência do aumento de precipitação nas estações localizadas em áreas com maior altitude.

Posteriormente, foram selecionados dados de precipitação de sete estações representativas de regiões montanhosas e das regiões do Vale do Paraíba para verificar a acurácia das simulações realizadas pelo modelo Eta na região de estudo. Nesse caso foi considerado um período de 10 anos de dados observados (1981-1990) para comparar com os 10 anos de simulação do modelo. Como resultado, constatou-se que, com exceção de Itatiaia, pode-se inferir que o modelo Eta 10Km apresentou um desempenho não satisfatório (razoável) na simulação de precipitação, tanto para regiões altas como para regiões de vale, o que viabiliza a utilização do modelo em estudos de sensibilidade climática para a região de estudo. Desse modo, é possível inferir que o modelo Eta 10km foi sensível à representação heterogênea da topografia, bem como às trocas de vegetação.

De acordo com os resultados gerais, as trocas da cobertura na região de estudo podem levar ao aumento significativo de precipitação, principalmente sobre regiões serranas. Essas regiões apresentam alta vulnerabilidade às mudanças climáticas, tal como os desastres naturais associados aos eventos extremos de precipitações pluviométricas. Os extremos de precipitação de alta intensidade em curto período de tempo ou de baixa intensidade por longos períodos podem causar grandes inundações, enxurradas e deslizamentos de terra. Posto isto, no presente trabalho também foi realizada uma análise com os dados observados e simulados de precipitação com o objetivo de avaliar se as MUCTs poderiam levar ao aumento de eventos extremos na região de estudo.

Os resultados dessa análise mostraram que o comportamento da distribuição e intensidade dos episódios de chuvas entre as décadas de 50 e 60 e na década de 90 apresentou montantes diários de chuvas cada vez maiores e concentrados em intervalos de tempo menores. O acúmulo de chuva em curto período, sem a possibilidade de escoamento rápido, pode provocar enchentes, inundações, deslizamentos de terra e, em alguns casos, pode culminar em desastres com vítimas fatais.

Conforme já foi ressaltado, as trocas de vegetação na região de estudo associaram-se ao aumento da precipitação, principalmente nas áreas com

maior altitude. Diante disso, para melhor compreender como as trocas da cobertura vegetal podem causar alterações na precipitação, diferentes variáveis foram avaliadas. Posto isto, foram avaliados os possíveis mecanismos associados à superfície que poderiam ter causado impactos na distribuição da precipitação na região de estudo.

De modo geral, ao contrário dos resultados de estudos prévios sobre os impactos climáticos da troca de cobertura da terra em outras regiões do Brasil, as alterações verificadas nas componentes do balanço de energia (calor latente e sensível) bem como a evapotranspiração não responderam diretamente aos tipos de vegetação envolvidos. Assim, esses resultados mostram que o aspecto peculiar da circulação local pode ser dominante em relação à diferença dos parâmetros dos tipos de vegetação (índice de área foliar, resistência estomática e outros). De modo geral, a circulação local é resultado de complexas interações entre os diferentes tipos de vegetação, mas no caso da região de estudo do presente trabalho, é principalmente resultado da topografia.

Como a região de estudo está compreendida entre cadeias de montanhas e próxima ao litoral, vários aspectos foram considerados nas análises dos resultados. Assim, foram analisados campos de circulação atmosférica, do movimento vertical (ω) e da umidade específica do ar. Considerando um corte vertical em $44,5^\circ W$, os resultados mostram que o modelo ETA conseguiu representar a circulação local, ou seja simular satisfatoriamente tanto a brisa do mar como a brisa vale-montanha. Portanto, foi possível observar a influência da topografia na geração de circulação local sobre a área estudada.

Os impactos das alterações da cobertura vegetal também foram avaliados por meio do campo de movimento vertical, uma vez que este tem um papel fundamental nos processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem na atmosfera. Nas diferenças entre o cenário atual e controle, foi verificado um núcleo de anomalia de ascendência (ω negativo) às 00GMT, sobre o topo da Serra da Mantiqueira que foi associado ao aumento de precipitação. Além disso, nas diferenças em ambos os cenários, em outros horários também foram

encontradas correspondências das anomalias de subsidência e ascendência com a redução e o aumento de precipitação, respectivamente.

Os resultados dos impactos das trocas de cobertura nos campos de circulação atmosférica diária total em 10 m, considerando os cenários MVA e MVE, apontaram que a troca da cobertura potencial atual para áreas de pastagem em torno da área de estudo levaram a intensificação do escoamento. A intensificação ocorre devido à redução do comprimento de rugosidade decorrentes da troca de floresta decídua (0,8 m) para áreas de pastagem (0,08 m) e agricultura (0,07). Além disso, nos dois cenários, verificou-se que a intensificação dos ventos oriundos do oceano para o litoral na região de estudo corroborou para a intensificação do transporte de umidade oriundo, favorecendo o aumento de precipitação nessa região (Serra da Bocaina).

A conversão de áreas de floresta para pastagens e eucalipto levou a intensificação dos ventos em áreas adjacentes da Serra da Mantiqueira, ou seja, a intensificação do escoamento sobre o Vale do Paraíba em direção a serra (circulação vale-montanha). Além disso, foi verificado que em ambos os cenários, em decorrência da substituição da vegetação potencial atual para pastagem ocorridas em torno da área de estudo (região de Minas Gerais e Rio de Janeiro), também levou a intensificação do escoamento de leste, o que favoreceu o aumento da umidade específica e, conseqüentemente, o aumento da precipitação na região da Serra da Mantiqueira que abrange o município de Itatiaia.

Com relação às alterações na temperatura total diária próxima à superfície, foi verificado que as mudanças da cobertura, principalmente a conversão de áreas de floresta para áreas de eucalipto levaram ao aquecimento da superfície na maior parte da área de estudo. Por outro lado, em áreas de topografia mais elevadas, como a área serrana de Itatiaia e a Serra da Bocaina, foram observadas temperaturas mais baixas, com núcleos mais frios, consonante com as regiões onde ocorreu o aumento de precipitação. Concernente à troca de área de floresta para área urbana, pode-se observar o aumento da temperatura da superfície em até 1°C e redução da umidade específica do ar,

mostrando assim o efeito da ilha de calor da região Metropolitana de São Paulo (Nobre et. al. 2011).

Destaca-se que as simulações utilizando o modelo Eta/CPTEC/INPE, na resolução de 10km, permitiram observar as circulações regionais de brisas marítima e de montanha, as quais contribuem para o volume total de precipitação em DJF sobre a região analisada. Além disso, foi possível verificar que as MUCT causam alterações na intensidade dessas circulações locais, principalmente as de vale-montanha que levam ao aumento a convergência de umidade sobre os topos de montanha e, conseqüentemente, o aumento da precipitação. Assim, o mecanismo restaurador mais importante, relacionado aos impactos das MUCT na distribuição e intensidade da precipitação na região de estudo, é o mecanismo de vegetação (brisa florestal). Ressalta-se que esse mecanismo sobrepõe os mecanismos de “feedbacks” mais comuns, tais como os mecanismos de rugosidade e de evapotranspiração.

Embora as alterações mais significativas na precipitação ocorreram sobre as áreas mais elevadas, o aumento do número de eventos extremos de precipitação ocorreu em outras áreas da região de estudo, inclusive em algumas regiões no Vale do Paraíba.

Finalmente, destaca-se que o diagnóstico da evolução dos usos da terra e suas implicações climáticas são essenciais para orientar tomadores de decisões (setores governamentais e defesa civil), principalmente para a região de estudo do presente trabalho, a qual compreende regiões serranas altamente vulneráveis a desastres naturais.

5. 1 - Sugestão para trabalhos futuros.

- Avaliar a influência da substituição do mapa de vegetação nas simulações de cenários futuros e como isso favorece ou não a variabilidade climática, entre 2010 e 2100.
- Desenvolver uma versão do modelo Eta/MVP (Modelo de vegetação potencial) adequado para estudos de mudanças climáticas.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGNELLO, S. Composição, estrutura e conservação da comunidade de aves da Mata Atlântica no Parque Estadual da Serra do Mar - núcleo Cubatão, São Paulo. 2007. 83p. Dissertação (Mestrado em Recursos Florestais - Universidade de São Paulo, USP, Piracicaba. Acesso em www.teses.usp.br/teses/disponiveis/11/111150/.../SandraAgnello.pdf). Acesso em 01/07/2013.

AGUIAR A. P., CHIARELO A. G., MENDES S. L. AND MATOS E. N.. The Central e Serra do Mar Corridors in the Brazilian Atlantic Forest. In: Galindo-Leal, C.; Gusmão Câmara, I. (eds.). **The Atlantic Forest of South America: biodiversity Status, Threats, and Outlook**. São Paulo: Island Press, 2003. Chapter 11, p.118–132.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v.2, p.135-150, 1998.

ALMEIDA, A. C.; SOARES, J. V. **Comparação entre o uso da água em plantações de *eucalyptus grandis* e floresta ombrófila densa (Mata Atlântica)**. Revista Árvore, Viçosa-MG, v.27, n.2, p.159-170, 2003.

ALVES, L. M.; MARENGO, J. A.; CASTRO, C. A. C. Início das Chuvas na Região Sudeste do Brasil: Análise Climatológica. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia, XII, 2002, Foz do Iguaçu-PR. Anais: Foz do Iguaçu-PR: SBMET, 2002, p. 1403-410.**

ATLAS DOS REMANESCENTES FLORESTAIS DA MATA ATLÂNTICA: **Fundação SOS Mata Atlântica, INPE e Instituto Socioambiental, 2005 (www.sosma.gov.br).**

AVISSAR, R., AVISSAR, P., MAHREER, Y. and BRAVADO, B.A., A model to simulate response of plant stomata to environmental conditions. **Agric. For. Meteorol.**, 34: 21-9, 1985

AVISSAR, R.; SILVA DIAS, P. L.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs **Journal of Geophysical Research**, 2002, 107 (D20): 54.1-54.6.

BAIDYA ROY, S.; AVISSAR, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v.107, DOI: 10.1029/2000JD000266

BARBOSA, J.P.M, Estudo sobre a evolução dos eventos extremos de precipitação no setor paulista da Serra do Mar, XVII simpósio brasileiro de recursos hídricos de São Paulo, 2007.

BETTS, A.; MILLER, M. A new convective adjustment scheme, part II, Single column mode tests using GATE wave, Bomex and arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.112, p.693-709, 1986.

BLACK, T. L.: The new NMC mesoscale Eta Model: Description and forecast examples. **Weather Forecasting**, 9, 265-278, 1994.

BUSTAMANTE, J.F.; GOMES, J.L.; CHOU, S.C. Influência da temperatura da superfície do mar sobre as previsões climáticas sazonais do modelo regional ETA. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 12. 4-9 agosto 2002, Foz do Iguaçu (PR). p. 2145-2152.

BUSTAMANTE, J.F.; GOMES, J.L.; CHOU, S.C. 5-year Eta Model seasonal forecast climatology over South America. In: **International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography**, 08. 24-28 abril 2006, Foz do Iguaçu (PR). p. 503-506.

CAMARA I. G. Brief History of de Conservation in the Atlantic Forest. In: The Atlantic Forest of South America: Biodiversity Status, 2003, **Threats, and Outlook: Chapter 4, 31-47.**

CARNEIRO, Rogério Lessa de Castro et al. Consumo de água em plantios de eucalipto: parte 1 determinação da condutância estomática em tratamentos irrigado e não irrigado. **Rev. Árvore [online]**. 2008, vol.32, n.1, pp. 1-10. ISSN 0100-6762. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-67622008000100001>.

CARNEIRO, R. L. C. **Observações do padrão de circulação do vento em escala regional e local na Serra do Mar, SP**. 2012. 158 p. (sid.inpe.br/mtc-m18/2012/02.07.13.26-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BB4645>>. Acesso em: 10 jul. 2013.

CHEN, F., K. MITCHELL, J. SCHAAKE, Y. XUE, H.L. PAN, V. KOREN, Q.Y. DUAN, M. EK, AND A. BETTS. : Modeling of land surface evaporation for four schemes and comparison with FIFE data. **Journal of Geophysical Research**, , 101 (D3), 7251-7268, 1996

CHOUDHURY, B., Simulating the effects of weather variables and soil water potential on a corn canopy temperature. **Agric. Meteorology**. 1983, 29, 169-182.

CHOU, S. C.; TANAJURA, C. A. S.; XUE, Y.; NOBRE, C. A. Validation of the coupled Eta/SSiB model over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. art. 8088, Oct. 2002. (INPE-9969-PRE/5529).

CHOU, S. C.; FONSECA, J. F. B.; GOMES, J. L. Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 12, n. 4, p. 537-555, June 2005. (INPE-13506-PRE/8719).

CHOU, S.C., MARENGO, J.A., KAY, GILLIAN, K., ALVES, M.A., PESQUERO, J.F., SOARES, W.R., SANTOS, D. C.S, LYRA, A.A., SUEIRO, GUSTAVO, BETTS R. CHAGAS, D.J., GOMES, J.L., BUSTAMANTE, J.F., TAVARES, P., Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs, 2011, **Climate Dym**, DOI 10.1007/s00382-011-1002-8

CLAPP, R. B.; HORNBERGER, G. M. Empirical equations for some hydraulic properties. **Water Resource Res.**, v. 14, p. 601-604, 1978.

COSTA, M. H.; BIAJOLI, M. C. SANCHES, L.; MALHADO, A. C. M.; HUTYRA, L. R.; ROCHA, H. R.; AGUIAR, R. G.; ARAÚJO, A. C. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? **Journal of Geophysical Research.**, v.115, p. G0402, 2010.

CORREIA, F. W. S. **Modelagem do impacto de modificações da cobertura vegetal amazônica no clima regional**. 2005. 422 p. (INPE-14094-TDI/1077). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1913/2005/04.11.13.20>>. Acesso em: 10 jul. 2013.

CORREIA, F. W.; ALVALÁ, R. C.; MANZI, A. O. Modeling the impacts of land cover change in Amazonia: a regional climate model (RCM) simulation study. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, n. 3-4, p. 225-244, Jan. 2007. doi: <[10.1007/s00704-007-0335-z](https://doi.org/10.1007/s00704-007-0335-z)>. (INPE-15264-PRE/10082).

COX P.M., BETTS R.A., BUNTON C.B., ESSERY R.L.H., ROWNTREE P.R. E SMITH J. The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. **Climate Dynamics**, 15, 183-203, 1999.

COX P., BETTS R., COLLINS M., HARRIS P., HUNTINGFORD C., JONES C.. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st Century. **Theory Appl Climatology**, 78:137–156, 2004.

COX P., HARRIS P., HUNTINGFORD C., BETTS R., COLLINS M., JONES C., JUPP T., MARENGO J.A., NOBRE C.A. Increase risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. **Nature**, 453:212–216, 2008.

CUSACK, S., A. SLINGO, J. M. EDWARDS AND M. WILD: The radiative impact of a simple aerosol climatology on the Hadley Centre climate model. **Quarterly Journal of Royal Meteorology Society**, 124, pp 2517-2526, 1998.

CUNHA, A. P. M. A. **Avaliação dos impactos das mudanças dos usos e cobertura da terra no clima da região semiárida do Brasil**. 2013. 206 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.15.17.53-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DTFKHE>>. Acesso em: 10 jul. 2013.

DICKINSON, R. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In : Hansen, J.E.; Takahashi, T. (eds.). **Climate processes and climate sensitivity**. [S.l.]: AGU. p.58-72, 1984.

DIRMEYER, P. A.; SHUKLA, J. The effect on regional and global climate of expansion of the world's deserts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, p. 451 - 482, 1996.

Dixon RK; Hiol Hiol F.; Mineral nutrition and growth of Eucalyptus camaldulensis and Pinus caribaea inoculated with Pisolithus tinctorius and Thelephora terrestris. **Commun Soil Sci Plant Anal** 23 : 1387-1396, 1992.

DORMAN, J. L.; SELLERS, P. J. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere model (SiB). **Journal of Applied Meteorology**, v. 28, n. 9, p. 833-855, 1989.

DURIEX, L., L. A. T. MACHADO AND H. LAURENT. The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation: **Remote Sensing of Environment**, 86, 132-140, 2003.

EDWARDS J M , SLINGO A, Studies with a flexible new radiation code. I: choosing a configuration for a large-scale model. **Quarterly Journal of Royal Meteorology Society**, 122, 689-719, 1996.

EK, M. AND L. MAHRT,: A formulation for boundary-layer cloud cover. **Annales Geophysicae**, 9, 716-724, 1991

FEDERER, C. A.: A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. **Water Resource. Res.** 15, 555-562.

FELS, S. B., SCHWARZKO P.F. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **J. Atmos. Sci**, 32, 1475-1488, 1975.

FOLEY, J.A.; M.H. COSTA; C. DELIRE; N. RAMANKUTTY; P. SNYDER. Green Surprise: How terrestrial ecosystems could affect earth's climate. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v.1, n.1, p.38-44, 2003.

FOLEY, J.A.; LEVIS, S.; COSTA, M.H.; CRAMER, W.; POLLARD, D. Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models. **Ecological Applications**, v.10, p.1620-1632, 2000.

FREITAS, E. D.; ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.,; SILVA DIAS, P. L. Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. *Boundary-Layer Meteorology*., v.122, p.43–65, 2007

GIORGI, F. : Regional climate modeling: Status na perspectives. **J. Phys. IV France** 139 (2006) 101 – 118, 2006.

GORDON, C., COOPER, C., SENIOR, C., BANKS, H., GREGORY, J.M., JOHNS, T.C., MITCHELL, J.F.B., WOOD, R. Simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a coupled model without flux adjustments. **Clim. Dyn.**, 16, 147–168, 1999.

GREGORY D., A consistent treatment of the evaporation of rain and snow for use in large-scale models. **Monthly Weather Review.**, 123, 2716-2732, 1995.

HOGUE, T.; BASTIDAS, L.; GUPTA, H.; SOROSHIAN, S.; MITCHELL, K.; EMMERICH, W. Evaluation and transferability of the Noah land surface model in semiarid environments. *J. Hydrometeor.*, v.6, p.68–84, 2005.

IEA (INSTITUTO DE ECONOMIA AGRÍCOLA). **Séries informações estatísticas da agricultura**, SP, v.17, n.1, p.1-116, 2006.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Introdução ao SPRING: prática. 121 p., 2006.

JACQUEMIN, B. AND NOILHAN, J. Sensitivity Study and Validation of a Land Surface Parameterization using the HAPEX-MOBILHY Data Set. **Boundary-Layer Meteorology.** 52, 93–134, 1990.

JANJIC, Z. Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. **Contribution to Atmospheric Physics**, v.50, p.186 –199, 1979.

JANJIC, Z. I.: The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sub layer, and turbulence closure schemes. **Mon. Wea. Rev.**, 122, 927-945, 1994.

KAIN, J.S., AND J.M. FRITSCH,: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. Cumulus Parameterization. **Meteor. Monogr.**, 46, Amer. Meteor. Soc., 165-170, 1993.

KISSMANN, K. G.; GROTH, D. Plantas infestantes e nocivas. 2.ed. São Paulo: **BASF**, 1999. 978 p.

KRONKA, F.J.N.; NALON, M. A.; MATSUKUMA, C.K. Inventário florestal das áreas reflorestadas do Estado de São Paulo. **Secretaria de Estado de Meio Ambiente. Instituto Florestal.** 2002, 184 p.

LACIS, A. A., AND HANSEN J. E.: A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, 31, 118-133. 1974.

LAPOLA, D. M.; OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G. A new world natural vegetation map for global change studies. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 80, n. 2, p. 1-12, out. 2008.

LEAN J. AND ROWNTREE P. R., Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. **Journal of Climate**, 10, 1216-1235, 1997.

LI W, F.U.R., DICKINSON R.E. Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. **J Geophys Res** 111: D02111, 2006.

LUCENA, A. F. P. DE, Proposta Metodológica para Avaliação da Vulnerabilidade às mudanças climáticas Globais no setor Hidroelétrico, Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Planejamento Energético, COPPE, **da Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, 2010. http://www.ppe.ufrj.br/pppe/production/tesis/andre_frossard.pdf acessado dia 10 de julho de 2013

Livro do Vale, 2011 em

http://www.emplasa.sp.gov.br/emplasa/conselhos/ValeParaiba/textos/livro_vale.pdf acessado em 10/07/2013

MAHRT, L. AND EK, K.: The Influence of Atmospheric Stability on Potential Evaporation. **J. Clim. Appl. Meteorology**. 23, 222–234, 1984.

MAHRT, L. AND PAN, H. L., A Two-Layer Model of Soil Hydrology. **Boundary-Layer Meteorol.** 29, 1–20, 1984.

MARENGO, J.A., NOBRE, C.A, SALATI, E., AMBRIZZI, T., Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileira ao longo do século XXI, **Sumário Técnico**, 2007. – Brasília: MMA, 2007. 50p.

MARENGO J.A., JONES R., ALVES L.M., VALVERDE M.C. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **Int. J .Climatology** 15:2241–2255, 2009a.

MARENGO, J.A., CHOU, S.C., KAY, GILLIAN, K., ALVES, M.A., PESQUERO, J.F, SOARES, W.R., SANTOS, D. C.S, LYRA, A.A., SUEIRO, GUSTAVO, BETTS R. CHAGAS, D.J., GOMES, J.L., BUSTAMANTE, J.F., TAVARES, P, 2011 : Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and Paraná river basins, **Clim.Dym**, 2011, DOI 10.1007/s00382-011-1155-5

MELLOR, G. L. E YAMADA, T.; Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Review Geophysical Space Physics**, 20, 851-875.

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

MESINGER, F., Z. I. JANJIC, S. NICKOVIC, D. GAVRILOV, AND D. G. DEAVEN: The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. **Mon. Wea. Rev.**, 116, 1493-1518, 1988.

MIELKE, M. S.; OLIVA, M. A.; BARROS, PENCHEL, R. M N. F.; MARTINEZ, F. B.; FONSECA, S.; ALMEIDA, C. A.. **Leaf gas exchange in a clonal eucalypt plantation as related to moisture, leaf water potential and microclimate variables.** *Trees*, 14:263-270, 2000.

MOURÃO, C. E. F. Estudo numérico da produção de chuvas intensas na região da Serra do Mar Paulista. 2010. 119 p. (sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/04.15.22.03-TDI). **Dissertação (Mestrado em Meteorologia)** - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/37BBDR2>>. Acesso em: 01 maio 2013.

MURPHY J.M.B., BOOTH B.B.B., COLLINS M., HARRIS G.R., SEXTON D.M.H., WEBB M.J. A methodology for probabilistic predictions of regional climate change from perturbed physics ensembles. **Philos Trans Soc R Ser A** 365:1993–2028, 2007

NAKIĆENOVIĆ, N.,ALCAMO, J., DAVIS, G., DEVRIES, B., FENHANN, J., GAFFIN, S., GREGORY, K., GRUBLER, A., JUNG, T.Y., KRAM, T., LA ROVERE, E.L., MICHAELIS, L.,MORI, S.,MORITA, T., PEPPER,W., PITCHER, H., PRICE, L., RAIHI, K., ROEHL, A., ROGNER, H., SANKOVSKI, A., SCHLESINGER, M., SHUKLA, P., SMITH, S., SWART, R., VAN ROOIJEN, S., VICTOR, N., DADI, Z. Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. **Cambridge University Press**, Cambridge, UK, 2002.

NOBRE, C.A.;YOUNG,A.F.; MARENGO, J.A.;SALDIVA, P.H.N.;NOBRE, A.D.; OGURA, A.T.;THOMAZ,O.; VALVERDE, M.; OBREGON,G.;MOREIRA DA SILVA, G.C.; SILVEIRA,A.C.; RODRIGUES,G.O. Vulnerabilidades das Megacidades brasileiras às Mudanças Climáticas: Região Metropolitana de São Paulo. In: MOTTA, Ronaldo Seroa da; HARGRAVE, Jorge; LUEDEMANN,Gustavo; GUTIERREZ, Maria Bernadete Sarmiento (Ed.). **Mudanças do Clima no Brasil: aspectos econômicos, sociais e regulatórios.** Brasília, IPEA, 2011.p.233-257. ISBN 9788578111083.

NOBRE, C.A.; SELLERS, P.J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v.4, p.957-988, 1991.

NOBRE, C.A, M.A. F. SILVA DIAS, A. CULF, J. POLCHER, J. H. GASH, J. MARENGO, R. AVISSAR 2004. The Amazonian climate. In **Vegetation, water, humans and the climate. P. Kabat and others, eds. Springer Verlag**., New York, 2004, pp.79-92.

NOILHAN, J.; PLANTON, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. **Monthly Weather Review**, v.117, n.3, p.536-549, 1989.

OLIVEIRA, A. P.; SILVA DIAS, P. L. Aspectos Observacionais da Brisa marítima em São Paulo In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, n.2, 1982, Pelotas-RS, Brasil. Anais, Pelotas-RS, Brasil: **SBMet**, 1982 p.129-161.

OLIVEIRA, G. S. **Consequências climáticas da substituição gradual da floresta tropical amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja: um estudo de modelagem.** 2008. 417 p. (INPE-15263-TDI/1346). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.28.17.17>>. Acesso em: 10 jul. 2013.

OYAMA, M. D. **Consequências climáticas da mudança de vegetação do Nordeste brasileiro: um estudo de modelagem.** 2002. 220 p. (INPE-9898-TDI/875). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002. Disponível em:<<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/09.01.15.24>>. Acesso em: 10 jul. 2013.

OYAMA, M.D. AND C.A. NOBRE, 2004. A simple potencial vegetation model for coupling with the Simple Biosphere Model (SIB). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 2, p. 203-216, 2004.

PAN, H-L. AND MAHRT, L. Interaction Between Soil Hydrology and Boundary-Layer Development. **Boundary-Layer Meteorology**. 38, 185–202, 1987.

PESQUERO J.F., CHOU S.C., NOBRE C.A., MARENGO J.A.: Climate downscaling over South America for 1961–1970 using the Eta Model. **Theory Appl Climatology**, 2009. doi:10.1007/s00704-009-0123-z. (2009)

PERRELLA, A. C. F., Estudo e localização das áreas de inundação em São José dos Campos - SP, com base no atendimento pela Defesa Civil e na pluviometria regional, como subsídio ao Planejamento Urbano. São José dos Campos, 1999. 91p. **Dissertação (Mestrado em Planejamento Urbano e Regional)** Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento, Universidade do Vale do Paraíba.

PERRELLA, A.C.F.; FERREIRA, M.E. Localização das áreas de inundação em São José dos Campos-SP e espacialização da precipitação no Vale do Paraíba e áreas do litoral paulista, como subsídio ao planejamento urbano. In: **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CLIMATOLOGIA GEOGRÁFICA, IV**, 2000, Rio de Janeiro.

PITMAN, A. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. **International Journal of Climatology**, v.23, n.5, p.479-510, 2003.

- PRENTICE, I. C.; CRAMER, W.; HARRISON, S. P.; LEEMANS, R.; MONSERUD, R. A.; SOLOMON, A. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. **Journal of Biogeography**, v.19, p.117-134, 1992.
- ROCHA, H.; NOBRE, C.; BONATTI, J.; WRIGHT, I. AND SELLERES, P. A vegetation atmosphere interaction study for Amazonia deforestation using field data and a "single column" model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 122, n. 531, p. 567-594, 1996.
- SALAZAR VELSQUEZ, L. F. Consequências das mudanças climáticas na distribuição dos biomas na América do Sul, com ênfase na Amazônia e nordeste. 2009. 277 p. (INPE-16573-TDI/1566). **Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, So José dos Campos, 2009**. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/35D4TH5>>. Acesso em: 25 jul. 2013.
- SALAZAR, L.F.; NOBRE, C.A.; & OYAMA, M.D. 2007. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. **Geophysical Research Letters** 34: L09708, doi:10.1029/2007GL029695.
- SAMPAIO, G.; NOBRE, C.; COSTA, M.H.; SATYAMURTY, P.; SOARES-FILHO, B.S.; CARDOSO, M.. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters** 34: L17709, 2007. doi:10.1029/2007GL030612.
- SAREWITZ, D. et al Workshop: Extreme Events Developing a Research Agenda for the 21st Century. **Bolder, 2000**. disponível em <http://www.esig.ucar.edu/extremes/>
- SATYAMURTY, P., C.A. NOBRE, C. A. AND P.L.S. DIAS: Meteorology of the south hemisphere. Boston, Massachusetts: **Am. Meteoro. Soc.**, December: 27(49): 119 - 139, 1998.
- SBS – SOCIEDADE BRASILEIRA DE SILVICULTURA. Estatísticas. Dados de 2001. Disponível em: www.sbs.org.br. Acesso em 07 out 2008.
- SELLERS, P. J.; MINTTZ, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation model. **Journal of Atmosphere Sciences**, v.43, n.6, p.505 - 531, 1986.
- SENIOR C AND MITCHELL J F B, CO2 and climate: The impact of cloud parametrization. **Journal of Climate**. 6: 393-418, 1993.
- SHUKLA, J.; MINTZ, Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. **Science**, v.215, p.1498-1501, 1982.

SOUZA, S. D S., Impactos Climáticos Regionais da mudança Climática de vegetação no semiárido do Nordeste Brasileiro. **Tese de Doutorado em Meteorologia** no INPE, São José dos Campos, 2006

SOUZA, D. C.; OYAMA, M. D. Climatic consequences of gradual desertification in the semi-arid area of Northeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 103, p. 345-357, 2011.

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C. A.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H. R.; MARENGO, J. A.; PLANA-FATTORI, A.; SA, L. D. A.; ALVALA, R. C. S.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. art. no. 8072, sect-oct 2002.

SILVA J. M. C. AND CASTELETI C. H. M. Status of the Biodiversity the Atlantic Forest of Brazil. In: The Atlantic Forest of South America: **Biodiversity Status, Threats, and Outlook: Chapter 5**, 43–59, 2003

SIMPSON, J. E., 1994: Sea Breeze and Local Wind. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1994, 234 p.

SMITH R. N. B. A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. **Quarterly Journal Royal Meteorology Society** 116: 435-460, 1990.

SUD, Y.C.; FENNESSY, M. Influence of evaporation in semi-arid regions on the July circulation: a numerical study. **Journal of Climatology**, v.4, p.383-398, 1984.

SUD, Y. C.; MINTZ, Y.; SHUKLA, J. Influence of land surface roughness on atmospheric circulation and precipitation: A sensitivity study with a general circulation model. **Journal of Applied Meteorology**, v.27, p.1036-1054, 1988.

SUD, Y.; CHAO, W.; WALKER, G. Dependence of rainfall on vegetation: theoretical considerations, simulation experiments, observations, and inferences from simulated atmospheric soundings. **Journal of Arid Environments**, v.25, p.5-18, 1993.

SUD, Y. C.; WALKER, G. K.; KIM, H. L.; LINTON, G. E.; SELLERS, P. J.; LAU, W. K. Biogeophysical consequences of the tropical deforestation Scenario: a GCM simulation Study. **Journal of Climate**, v.9, p.3225-3247, 1996a.

SUD, Y.; YANG, R.; WALKER, G. Impact of in situ deforestation in Amazonia on the regional climate: General circulation model simulation study. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n. D3, p.7095-7109, 1996b.

TATIZANA,C.; OGURA,A.T.; ROCHA,M.; CERRI,L.E.S. 1986. Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos. (Trabalho apresentado no 5º **Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**, São Paulo, 1987.)

VIEIRA, R. M. S. P. ; ALVALÁ, R.C.S. ; PONZONI, F. J. ; FERRAZ-NETO, S. ; CANAVESI, V. Mapeamento dos usos da terra e da cobertura vegetal do Estado de São Paulo. 2010. (**Cartas, mapas ou similares/Mapa**).

YOUNG C. E. F. Socioeconomic Causes of the Deforestation in the Atlantic Forest of Brazil. In: The Atlantic Forest of South America: **Biodiversity Status, Threats, and Outlook**: Chapter 10, 103–117, 2003.

ZHAO, Q. AND CARR, F. H.: A prognostic cloud scheme for operational, NW

ANEXO A

MODELO DE SUPERFÍCIE NOAH

Na tentativa de desenvolver um modelo de superfície que fosse capaz de simular bem os processos de trocas entre o sistema solo-planta-atmosfera, para serem usados em modelos de previsão do tempo e de clima com baixo custo computacional e sem a consideração de muitos parâmetros relacionados com as propriedades fisiológicas da vegetação, o *NATIONAL CENTERS FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION* (NCEP) unido a pesquisadores de vários centros de pesquisas vem desenvolvendo o modelo de superfície NOAH. As iniciais do seu nome devem-se aos principais centros de pesquisas envolvidos em seu desenvolvimento:

N: *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)*

O: *Oregon State University (Dept of Atmospheric Sciences)*

A: *Air Force (both AFWA and AFRL - formerly AFGL, PL)*

H *Hydrologic Research Lab - NWS (now Office of Hydrologic Dev -- OHD)*

Este modelo de superfície é baseado no acoplamento da dependência diurna da aproximação de MAHRT e EK (1984), da evapotranspiração potencial de Penman, do modelo de solo de MAHRT e PAN (1984) e no modelo primitivo de representação do dossel vegetal de PAN e MAHRT (1987). Este foi estendido por CHEN et al (1996) que incluiu um modesto esquema de resistência do dossel proposto por JACQUEMIN e NOIHAN (1990), onde existe apenas uma camada de dossel vegetal. As variáveis prognósticas do modelo são temperatura e umidade nas camadas de solo, água armazenada do dossel vegetal e neve armazenada na superfície do solo. O modelo Eta (η) utiliza uma versão do modelo de superfície NOAH com quatro camadas de solo sendo uma de 10cm e as outras até 190 cm de profundidade. Isto deve-se ao fato dos dados utilizados nas regiões de contorno possuírem esta mesma configuração,

porém isso não é regra, sendo que o número de camadas e a profundidade podem ser alterados de acordo com a necessidade do modelador.

A temperatura da superfície é determinada segundo MAHRT e EK (1984) aplicando um simples balanço de energia na superfície representando a combinação de solo-vegetação. O fluxo de calor na superfície é controlado pela usual equação de difusão para a temperatura do solo (T)

$$C(\Theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_t(\Theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (\text{A.1})$$

onde C e K é a capacidade e difusividade térmica respectivamente, que são formuladas como função do conteúdo de água no solo Θ (fração unitária do volume de água ocupada no volume de solo). A forma de integração da Equação 2 para a i -ésima camada é:

$$\Delta z_i C_i \frac{\partial T_i}{\partial t} = \left(K_t \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_{i+1}} - \left(K_t \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_i} \quad (\text{A.2})$$

A predição de T_i é dada usando o esquema de CRANK-NICHOLSON.

No modelo hidrológico a equação prognóstica do conteúdo de umidade volumétrica no solo (Θ) é:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_\Theta \quad (\text{A.3})$$

em que a difusividade D e a condutividade K hidráulica do solo são funções de Θ . F_Θ que representam as fontes e sumidouros de umidade do solo (ex: precipitação e evaporação). Integrando a equação 4 sobre $J = 4$ (numero de camadas de solo) para modelo NOAH acoplado com modelo Eta (η) e expandindo F_Θ , nós obtemos:

$$d_{z_i} \frac{\partial \Theta_1}{\partial t} = -D \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z_1} - K_{z_1} + P_d - R - E_{dir} - E_t \quad (\text{A.4})$$

$$d_{z_i} \frac{\partial \Theta_i}{\partial t} = -D \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z_{i-1}} - D \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z_i} - K_{z_{i-1}} - K_{z_i} - E_{t_i} \quad \text{i} = 4, \quad \text{J-1} \quad (\text{3.6})$$

$$d_{z_i} \frac{\partial \Theta_J}{\partial t} = -D \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z_{j-1}} - K_{z_{j-1}} - K_{z_j} \quad (\text{A.5})$$

Onde d_{z_i} é a i -ésima camada de solo, P_d é a precipitação não interceptada pelo dossel vegetal, R é o escoamento superficial que é especificado por uma simples formulação de escoamento superficial a partir de um simples modelo de balanço de água no solo. Também é considerada a variabilidade de sub-grade na precipitação (CHEN et al, 1996). E_t é a transpiração do dossel vegetal dada pela extração de água pelas raízes na i -ésima camada de solo, onde encontra-se o sistema radicular da vegetação. K_{z_j} é a percolação de água através do fundo da i -ésima camada, também chamada de drenagem. A evaporação total E é a soma da evaporação direta do topo da camada mais rasa de solo E_{dir} , evaporação da água interceptada pelo dossel vegetal E_c , e a transpiração do dossel a partir da extração de água pelo sistema radicular E_t , logo $E = E_{dir} + E_c + E_t$. A evaporação direta da superfície é dada por:

$$E_{dir} = (1 - \sigma_f) \text{MIN} \left(\left[-D \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z_1} - K_{z_1} \right], E_p \right) \quad (\text{A.6})$$

Onde E_p é a evapotranspiração potencial de σ_f é a fração de vegetação verde. A evapotranspiração potencial é calculada baseada na aproximação do Balanço de Energia de Penman, incluindo a uma dependência da estabilidade atmosférica e resistência aerodinâmica (MAHRT E EK, 1984). A evaporação da água interceptada pelo dossel vegetal é determinada por:

$$E_c = \sigma_f E_p \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \quad (\text{A.7})$$

Onde W_c é o conteúdo de água interceptada pelo dossel, S é a capacidade máxima permitida por W_c , $n = 0,5$. Esta formulação é similar a JACQUEMIN e NOIHAN (1990). O balanço de água interceptada pelo dossel vegetal é governada pela seguinte equação:

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = \sigma_f P - D - E_c \quad (\text{A.8})$$

Onde P é a entrada total de precipitação. Se W_c excede S , o excesso de precipitação D goteja e alcança a superfície (note que $P_d = (1 - \sigma_f) P + D$ na equação 5). A evapotranspiração do dossel vegetal é dada por:

$$E_t = \sigma_f E_p B_c \left[1 - \frac{W_c}{S} \right]^n \quad (\text{A.9})$$

Onde B_c é uma função da resistência do dossel vegetal e é formulada como:

$$B_c = \frac{1 + \frac{\Delta}{R_r}}{1 + R_c C_h + \frac{\Delta}{R_r}} \quad (\text{A.10})$$

Aqui C_h é o coeficiente de troca para calor e umidade, Δ da declividade da curva de saturação da umidade específica, R_r é uma função da temperatura do ar na superfície, pressão na superfície, e C_h . Detalhes de C_h e R_r e Δ são

fornecidos por EK; MAHRT (1991). A resistência do dossel vegetal R_c é calculada seguindo a formulação de JACQUEMIN e NOIHAN (1990):

$$R_c = \frac{r_s}{IAF} \quad (\text{A.11})$$

e,

$$r_s = \frac{r_{s \min}}{IAF F_1 F_2 F_3 F_4} \quad (\text{1.12})$$

Onde r_s é a resistência estomática, $r_{s \min}$ é definido como o valor da resistência estomática para altos fluxos de radiação e condições ótimas de umidade do solo, F_1 , F_2 , F_3 e F_4 são fatores de restrição quanto à radiação, umidade do solo, déficit de umidade do ar e temperatura do ar respectivamente.

$$F_1 = \frac{(r_{s \min} / r_{\max}) + f}{1 + f} \quad (\text{A.13})$$

$$f = 0,55 \frac{R_g}{R_{gl}} \frac{2}{IAF} \quad (\text{A.14})$$

Onde, F_1 representa a influência da radiação fotossinteticamente ativa, assumida aqui 55% da radiação solar, seguindo DICKINSON (1984), $r_{s \max}$ é igual a 5000 sm^{-1} , f é um termo adimensional que representa a entrada de radiação solar (R_g) na folhagem e R_{gl} é igual a 30 Wm^{-2} para árvores e 100 Wm^{-2} para culturas.

$$F_2 = \frac{w_2 - w_{\text{wilt}}}{w_{fc} - w_{\text{wilt}}} \quad e \quad 0 \leq F_2 \leq 1 \quad (\text{A.15})$$

Onde, w_{fc} é a capacidade de campo do solo e w_{wilt} é a umidade do ponto de murcha do solo definido como sendo a umidade para um potencial de -15 bar. O ponto de murcha e a capacidade de campo são função da textura do solo e são definidas de acordo CLAPP; HORNBERGER (1978).

Em consideração ao déficit de pressão de vapor alguns autores consideram a resposta da resistência estomática como sendo linear (FEDERER, 1979; CHOUDHURY, 1983) enquanto outros autores consideram como sendo linear (AVISSAR et al, 1985). A aproximação de NOIHAN; PLANTON (1989) usadas aqui considera F3 sendo.

$$F_3 = 1 - \Delta(q_{sat}(T_a) - q_a) \quad (\text{A.16})$$

Onde $q_{sat}(T_a) - q_a$ é o déficit de umidade específica do ar e Δ é declividade da curva de saturação do ar.

De DICKISON (1984).

$$F_4 = 1 - 1,6 * 10^{-3} * (T_0 - T_a)^2 \quad (\text{A.17})$$

A temperatura ótima T_0 é 298 K na zona de terras temperadas e T_a temperatura do ar.

Os tipos de vegetação do modelo Noah são os mesmos utilizados no modelo de superfície SiB-1 (SELLERS et al, 1986) que são descritos por DORMAN; SELLERS (1989) (Tabela A.1), e as classes de solos são dependes da textura (Tabela A.2)

Tabela A.1 - Classificação de vegetação de DORMAN E SELLERS (1989).

Número	Descrição	Nome
1	Árvores perenifólias, com folhas largas	Floresta tropical
2	Árvores caducifólias, com folhas largas.	Floresta temperada
3	Árvores com folhas largas e árvores com folhas	Floresta Mista
4	Árvores perenifólias, com folhas aciculadas.	Floresta boreal
5	Árvores caducifólias, com folhas aciculadas	Floresta de lariços
6	Árvores de folhas largas e/ou gramíneas	Savana (Cerrado)
7	Somente gramíneas perenes	Campos extratropicais (campos, pradarias, estepes).
8	Arbustos com folhas largas e gramíneas perenes	Caatinga
9	Arbustos com folhas largas e solo nu	Semi deserto
10	Arbustos e árvores anãs com musgos, líquenes, gramíneos e ervas baixas.	Tundra
11	Solo Nu	Deserto
12	Trigo de inverno e árvores caducifólias com folhas largas	Cultivos agrícolas
13	Gelo	Gelo

Tabela A.2 – Categoria de Classes de solos no modelo Noah

	Textura	Descrição	Conteúdo de
1	Grossa	Areia Grossa	0,82
2	Média	Areia e Argila	0,10
3	Fina	Argila Fina	0,25
4	Grossa-Média	Areia grossa	0,60
5	Grossa-Fina	Argila Arenosa	0,52
6	Média-Fina	Argila Grossa	0,35
7	Grossa-Média-	Argila arenosa	0,60
8	Orgânica	Matéria Orgânica	0,40
9	Glacial coberta	Areia grossa	0,82

Os parâmetros considerados em cada tipo de solo são a porosidade, limiar de umidade do solo para início do estresse hídrico, limiar de umidade do solo para cessar a transpiração, umidade da camada superficial em que cessa a evapotranspiração direta, condutividade hidráulica do solo saturado, potencial matricial do solo saturado, difusividade hidráulica do solo saturado e conteúdo de quartzo para o cálculo da condutividade térmica. Além destes parâmetros a especificação da declividade é fundamental, pois através da mesma será calculado o escoamento superficial. Para isso o modelo possui nove classes de declividade, mostradas na Tabela A.3.

Tabela A.3 – Classes de declividade no modelo Noah.

Declividade
1 0 - 8
2 8 – 30
3 > 30
4 0 – 30
5 0 – 8 e > 30
6 8 – 30 e > 30
7 0 – 8, 8 – 30 e
8 Gelo Glacial
9 Oceano

ANEXO B

SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA - O TESTE T DE STUDENT

O teste **t** para média de uma amostra consiste em medir a probabilidade da média da amostra em questão ter apresentado o valor observado \bar{x} ou algo mais extremo, dada a média da população μ_0 .

Para fazer isso, estipula-se, por exemplo, que a hipótese nula é $\bar{x} \leq \mu_0$ e que, por consequência, a hipótese alternativa é $\bar{x} > \mu_0$. Usa-se a seguinte fórmula para o cálculo da estatística **t**:

$$t = \frac{\bar{x} - \mu_0}{\frac{s}{\sqrt{n}}}$$

B.1

onde:

\bar{x} : Média da amostra;

μ_0 : Valor fixo usado para comparação com a média da amostra;

s: Desvio padrão amostral;

n: Tamanho da amostra.

Quanto maior **t**, mais confiança temos ao rejeitar a hipótese nula, ou seja, mais certeza temos ao afirmar que $\bar{x} \leq \mu_0$ não é verdadeiro.

Note que, na fórmula acima, quanto maior $\bar{x} - \mu_0$, maior será **t**. Ou seja, quanto maior a distância dos valores observados ao valor que estamos comparando, mais certeza teremos em afirmar que eles são diferentes. Do mesmo modo, **t** aumenta quando o tamanho da amostra **n** é maior ou quando o desvio padrão **s** é menor. Teoricamente, o desvio padrão a ser usado deveria ser o da população (normalmente identificado com o símbolo σ), mas em

muitos casos práticos esse valor é desconhecido, sendo necessário aproximá-lo pelo desvio padrão amostral s :

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

B.2

O teste *t de Student* foi aplicado para avaliar as diferenças (mapa de vegetação atual e o controle, e mapa de vegetação com eucalipto e mapa de vegetação atual) dos diversos experimentos descritos no tópico 4.