

MARCELO SCHNEIDER

DETECÇÃO DE TENDÊNCIAS CLIMÁTICAS NA REGIÃO
NORTE-NORDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO NO PERÍODO DE
INVERNO E PRÉ-ESTAÇÃO CHUVOSA, ATRAVÉS DE ANÁLISE DE
SÉRIES TEMPORAIS E MODELAGEM NUMÉRICA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Ciência Ambiental (PROCAM) da Universidade de
São Paulo para a obtenção do título de Doutor
Ciência Ambiental

Orientador: Prof. Dr. Joseph Harari

Co-orientador: Prof. Dr. Wagner Ribeiro

Versão Original

Versão original disponível na Biblioteca da Unidade que aloja o Programa e na Biblioteca Digital de
Teses e Dissertações da USP

São Paulo
2012

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha família lá no querido Rio Grande do Sul, minha mãe Marli Schneider, aos meus irmãos Marcos e Márcia, ao Renato, sobrinhos Wagner e Vicente e à querida vó Anita. Ao Vitor, Noelci e à dona Celita. E a Ruben Schneider (in memorian)

AGRADECIMENTOS

Muita água passou por debaixo (e também por cima) da ponte. O aprendizado é diário.

Professor Joseph Harari, pela confiança e respeito demonstrados, desde o dia em fui procurá-lo, para fazer a pesquisa no PROCAM.

Ao professor Wagner Ribeiro, co-orientador que foi a primeira pessoa com quem tive o primeiro contato no PROCAM

Aos professores que compuseram a CPG Procaniana nos momentos de transição, especialmente, para o IEE. Célebres CPGs foram realizadas.

Ao Roger Araújo, muito obrigado por compartilhar e discutir sobre alguns aspectos do BRAMS e por ceder o arquivo de vegetação utilizado nos experimentos, além da parceria que tivemos na disciplina do prof. Humberto, lá no 1ª ano de disciplinas.

Ao Jonathan Motta, que teve grande importância na viabilidade da execução dos experimentos numéricos, um grande abraço.

Ao grande parceiro de fé Fabrício Daniel do INMET, obrigado pela seção dos dados.

Bruno do Master, muito obrigado ! pela disponibilidade em atender às dúvidas surgidas ao longo do trabalho (vc não têm idéia do que é ser bem acolhido quando “ tu tá” num mato sem cachorro). Ao pessoal da informática do IAG, Sebá e Samuel.

Aos colegas e amigos que formei no tempo tão saudoso de Rep. Discente, em especial “à nossa tropa de choque” formada pela Marina, Maytê e o Franco Villela. Muitas pizzas de abobrinhas e discussões do mundo acadêmico, técnico, científico e claro, da vida ! tivemos. – lembram da pizzaria pedágio..? é isso, mesmo? Anos de transição.

A propósito, o crescimento na conscientização política é uma marca registrada do Procama. Lembranças aos meus colegas Jodival, Barbara e Egberto, na 2ª etapa de Rep. Discente.

Alrenice Castro, os anos passaram, as experiências de vida e os grandes momentos vividos ficam. Obrigado pelo incentivo em reiniciar os estudos no PROCAM.

Amigos lá do CRUSP, Erika, Viviane, avante.

Claro, meus colegas da previsão no Instituto Nacional de Meteorologia em SP, Neide Oliveira, Franco Villela e a Helena. Ao Falconi, bons papos ao longo dos últimos anos. Micheline, boa sorte.

Á gata akrita e à gatália (são gatos de estimação que estiveram por perto durante esta empreitada).

Á comunidade do bar do Júlio aqui em Sampa, seu Júlio, dona Lola, ao Chico. Ao Cezar e esposa, sempre carinhosos, ele uma figura.

Ao amigo Wagner Rigo, grandes conversas sobre RS, SP e outras cositas más. À Sampa, cidade inusitada, nem tanto, a banca paga e recebe.

Á Lomba Grande, São Leopoldo e Novo Hamburgo.

Aos sempre mestres que incentivaram na toada meteorológica, antigos orientadores Marcos Schneider, professor Eugênio Hackbart, o Ten. Cel. Lima, a Dra. Natalia Fedorova e o Dr. Pedro Dias, dentre outros tantos.

Gracias a la vida que me ha dado tanto
Me ha dado la risa y me ha dado el llanto
Así yo distingo dicha de quebranto
Los dos materiales que forman mi canto
Y el canto de ustedes que es el mismo canto
Y el canto de todos que es mi propio canto

Mercedes Sosa

Algo de vos llega hasta mí,
cuando era un pibe tuve un jardín
pero me escapé hacia otra ciudad
y no sirvió de nada porque todo el tiempo estaba
yo
en un mismo lugar, y bajo una misma piel
y en la misma ceremonia
yo te pido un favor,
que no me dejes caer
en las tumbas de la gloria,

Rodolfo (Fito) Paez

RESUMO

SCHNEIDER, Marcelo. **Detecção de tendências climáticas na região norte-nordeste do estado de São Paulo no período de inverno e pré- estação chuvosa, através da análise de séries temporais e modelagem numérica**, 2012. 141 f. Tese de Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Ciência Ambiental (PROCAM) Universidade de São Paulo

Através de séries temporais observacionais de temperatura e precipitação no norte e nordeste do estado de São Paulo (NNESP) e de campos globais de reanálise do NCEP-NCAR com variáveis atmosféricas e índices oceânicos foi investigada a relação da variabilidade climática regional e global das décadas recentes, ocorrida nos meses de junho a setembro de 1961 a 2010, com a região norte-nordeste do estado de São Paulo. As temperaturas sofreram uma considerável elevação (sobretudo as mínimas), com tendência linear positiva de $0,22^{\circ}\text{C}$ e $0,06^{\circ}\text{C}$ / década (mínima e máxima respectivamente). Padrões oceânicos e atmosféricos associados ao prolongamento de dias sem chuvas estiveram associados à intensificação em grande escala da subsidência em superfície na América do Sul e Central, padrão de onda número 1, relacionado à fase seca da oscilação intrasazonal. Oceano Atlântico e Pacífico geralmente mais frios, e influência da oscilação Semi-Anual também foram observados. Formação de bloqueio atmosférico sobre grande parte do centro-sul do Brasil, acompanhado de intensificação das altas subtropicais, ocorre nos anos quentes, com padrão reverso nos anos frios. Mínimas baixas, sobretudo, ocorreram a intensificação do gradiente de temperatura na área mais ao sul do Atlântico Sul, ligeiramente a leste da Península Antártica, associada com o padrão chamado de Oscilação Semi-Anual (identificadas nos campos de geopotencial e pressão). Um tripolo entre a Antártica e o Atlântico Sul na costa de São Paulo foram observados nos extremos das temperaturas, sugerindo influência da Oscilação Antártica. A mudança para a fase quente da Oscilação Multidecadal do Atlântico pareceu ter influência decisiva no aumento das temperaturas e ocorrência de estiagens da década de 1990, sobretudo. Através do índice de vegetação por Diferença Normalizada – NDVI - executou-se a análise espectral com a transformada em Ondeletras. Identificou-se oscilações quase-semi anuais, preponderantes na intensificação dos períodos secos de inverno e pré-estação chuvosa. Por meio de modelagem atmosférica através do modelo BRAMS foram testados os impactos causados pela substituição de uma vegetação nativa (Mata Atlântica e Cerrado) por uma vegetação com características similares à cana-de-açúcar na região NNESP, experimentos realizados nos meses de setembro de 2001 e de 2007, períodos com padrões distintos de chuva e de temperatura. Os resultados indicaram um significativo aumento da temperatura mínima (da ordem de $0,5^{\circ}\text{C}$) enquanto que a temperatura

máxima simulada apresentou ligeira diminuição, sobretudo sob condições mais secas de clima. Houve um aumento líquido da temperatura média entre 0,1°C a 0,2°C com ligeira diminuição no ciclo diurno nas temperaturas, provavelmente associado às condições prescritas da vegetação cana: maior albedo e menor resistência estomática em relação à vegetação nativa, com menor rugosidade e maior intensidade do vento. A umidade do ar sofreu ligeira diminuição, de cerca de 2% no ano de 2001. As precipitações, também apresentaram leve diminuição na área do NNESP, em média entre 5% e 10%. Por fim, a tendência de estabilização recente das temperaturas, depois do ano de 1998 indica que a variabilidade natural do clima é muito importante e as causas reais de um possível aquecimento global devem ser melhor investigadas.

Palavras – chave: Tendências climáticas, Temperatura e precipitação, norte-nordeste de São Paulo, Mudanças na vegetação, Modelagem atmosférica, BRAMS

ABSTRACT

Detection of climate trends in the north-northeast of Sao Paulo State during and pre-rainy season through the time series analysis and numerical modeling, 2012. 141f. Doctoral Thesis - Postgraduate Program in Environmental Science (PROCAM) University of Sao Paulo.

Through a series of observational temperature and precipitation in the north and northeast of the São Paulo State (NNESP) and global fields of the NCEP-NCAR reanalysis with atmospheric and oceanic indices it was investigated the relationship between regional and global climate variability of recent decades that occurred, during the months from June to September from 1961 to 2010, with the NNESP region. Temperatures experienced a considerable increase (specially the minimum), with positive linear trend of $0.22\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $0.06\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{decade}$ (minimum and maximum respectively). Oceanic and atmospheric patterns associated with dry conditions were associated with increased large-scale surface subsidence in the South and Central America, a number one wave pattern, related to the dry phase of the intraseasonal oscillation. Atlantic and Pacific Ocean generally cooler, and influence of the Semi-Annual Oscillation were also observed. Developing of atmospheric blocking much of the south-central Brazil, accompanied by intensification of the subtropical high, occurs in warm years, with the reverse pattern in cold years. Minimum low mainly occurred with the intensification of temperature gradient in the southern area of the South Atlantic, slightly east of the Antarctic Peninsula, associated with the pattern called Semi-Annual Oscillation (identified in geopotential and pressure field). A tripole between Antarctica and South Atlantic, off the coast of São Paulo, were observed at periods of extremes temperatures, suggesting an influence of the Antarctic Oscillation. The shift to the warm phase of the Atlantic Multidecadal Oscillation appears to have a decisive influence on rising temperatures and the occurrence of droughts of the 1990s, especially. Through Normalized Difference Vegetation Index - NDVI – it was performed the spectral analysis with the Wavelet transform. We identified oscillations in the semi-annual band, predominant in the intensification of the dry period in winter and pre-rainy season. Through atmospheric modeling using the BRAMS model it was investigated the impacts caused by substitution of a native vegetation (Atlantic Forest and Cerrado) by vegetation with characteristics similar to sugar cane in the NNESP region, experiments performed in September 2001 and 2007, periods with distinct patterns of rainfall and temperature. The results showed a significant increase in the minimum temperature (about $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$) while the maximum temperature was slightly lower

simulated, particularly under dry climate conditions. There was a net increase in mean temperature between 0.1 ° C to 0.2 ° C with a slight decrease in the diurnal cycle temperatures, probably due to the sugar cane vegetation prescribed conditions: higher albedo and lower stomatal conductance in relation to native vegetation, with lower roughness and higher wind strength. The humidity was slightly reduced, about 2% in 2001. Precipitation, also showed a slight decrease in the area of NNESP on average between 5% and 10%. Finally, the recent trend towards stabilization of temperatures, after the year 1998 indicates that the natural climate variability is very important and the real causes of a possible global warming should be better investigated.

Key - words: climate trends, temperature and rainfall, north-northeast of Sao Paulo, Changes in vegetation, atmospheric modeling, BRAMS

SUMÁRIO

Resumo.....	5
Abstract.....	7
Lista Tabelas.....	11
Lista de Figuras.....	12
1. INTRODUÇÃO.....	18
1.1 Objetivos e Justificativas.....	18
2 .REVISÃO DA LITERATURA.....	21
2.1 O problema.....	23
2.2 Hipótese.....	24
3.METODOLOGIA.....	24
3.1 Dados observacionais.....	24
3.1.1 Identificação dos anos com extremos na temperatura e precipitação.....	26
3.1.2 Dados de NDVI.....	27
3.1.3 Análise espectral - Transformada em Ondeletras	28
3.1.4. Identificação dos índices globais oceânicos e atmosféricos.....	29
4. RESULTADOS.....	36
4.1 Análise observacional e estatística, séries de temperatura e precipitação das estações meteorológicas do norte-nordeste do estado de São Paulo - período 1961-2010.....	36
4.1.1 Tendência das temperaturas no NNESP entre junho e setembro.....	36
4.1.2 Tendência das temperaturas mínimas e máximas.....	36
4.1.3 Extremos das temperaturas.....	41
4.1.4 Relação das temperaturas mínimas com os índices oceânicos e atmosféricos.....	41
4.1.5 Relação das temperaturas máximas com os índices oceânicos e atmosféricos.....	49
4.2 Tendências da precipitação e da temperatura e dias consecutivos sem chuva, nos meses de inverno no norte e nordeste do estado de São Paulo.....	55
4.2.1 Dias consecutivos sem chuva e a variabilidade decadal.....	55
4.2.2 Dias consecutivos sem chuva e a relação com os índices oceânicos.....	60
4.3 Análise espectral das séries temporais do NDVI na região norte-nordeste de São Paulo.....	72
4.3.1 Séries quinzenais do NDVI – período 1981 a 2003.....	73
5. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS.....	76

5.1 Simulações numéricas com um modelo dinâmico acerca do impacto da alteração da vegetação no regime de temperatura e chuvas sobre a região centro-norte de São Paulo.....	76
5.2 O modelo BRAMS.....	84
5.3 Cenários e Simulações.....	87
5. 4 Resultados.....	91
5.4.1 Condições gerais do clima em setembro de 2001 e 2007.....	91
5.4.2 Experimento setembro 2001.....	95
5.4.3 Experimento setembro 2007.....	105
5.4.4 Balanço dos fluxos de radiação e o ciclo diurno do vento.....	113
6. CONCLUSÕES.....	117
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	121
APÊNCIDE A: Testes de Sensibilidade com modelo numérico de transferência vegetação-atmosfera SiB2 (Simple Biosphere Model)	126
A.1 – Introdução.....	126
A.1.1 Dados e metodologia.....	127
A.1.2 Forçante_de temperatura do ar	127
A.1.3 RESULTADOS.....	128
A.1.4 O Ciclo sazonal.....	128
A.1.4 Experimento Temp_+2°C, Temp_-2°C e controle para 1/07/2001 a 31/07/2001	130
A.1.5 Aumento da assimilação e dos fluxos de carbono, Ordens de grandeza e o Ciclo diurno.....	133
A.1.6 Discussões finais e conclusões.....	134
APÊNDICE B - Análise da variabilidade diária da fração da cobertura vegetal sobre o norte do estado de São Paulo e na capital São Paulo, entre janeiro de 2007 e novembro de 2009.....	134
B.1 Conclusões.....	136
APÊNDICE C - O teste <i>t-Student</i>	140

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Erupções vulcânicas que produziram impacto significativo nas temperaturas globais.....	41
Tabela 4.2 - Tabela 4.2 Ordenação dos extremos (da ordem de 1 desvio padrão ou 15% - 85% do percentil) da temperatura mínima média entre os anos de 1961-2010. De 1 a 5 os índices para os anos de mínima baixa e de 6 a 10 os índices para os anos de mínima alta. Eventos frios: ● fraco ●● moderado ●●● forte. Eventos quentes: ● fraco ●● moderado ●●● forte. “NE” significa neutro e “=>” transição	42
Tabela 4.3 - mesmo que tabela 4.2 exceto para a ordenação dos extremos da temperatura máxima média entre os meses de junho a setembro nos anos de 1961-2010. De 1 a 5 os índices para os anos de máxima alta e de 6 a 10 os índices para os anos de máxima baixa. Eventos frios: ● fraco ●● moderado ●●● forte. Eventos quentes: ● fraco ●● moderado ●●● forte “NE” significa neutro e “=>” transição.....	50
Tabela 4.4 - Tabela 4.4 – Ordenação dos anos com os maiores números de dias consecutivos sem chuva entre os meses de junho a setembro nos anos de 1961 a 2010, com base no percentil de 15%-85% (ou 1 desvio padrão). De 1 a 5 os índices para os anos secos e de 6 a 10 os índices para os anos úmidos. Eventos frios: ● fraco ●● moderado ●●● forte. Eventos quentes: ● fraco ●● moderado ●●● forte. “NE” significa neutro e “(●)” ou “(●)” significa limiar.....	61
Tabela 5.1 – Tipos de uso do solo utilizados nos cenários e correspondência nas simulações com a vegetação primitiva do Estado de SP.....	87
Tabela 5.2 - Valores dos parâmetros biofísicos ajustados em relação às classes de vegetação do LEAF-3 para os experimentos numéricos.....	88
Tabela 5.3 – Principais opções utilizadas para as duas simulações no modelo BRAMS.....	90
Tabela 5.4 - Precipitação e temperaturas mínimas e máximas médias na região de estudo em setembro de 2001 e setembro de 2007. Em destaque o ano de 2001.....	94

LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.1 - Mapa com a localização das quatro estações meteorológicas utilizadas, em destaque a área que compreende as estações de superfície do INMET de Catanduva, Franca, São Simão e São Carlos.....25
- Figura 3.2 - Mapa de vegetação de parte da América do Sul, em destaque as áreas de estudo referentes ao norte de São Paulo e parte do Sudeste e Centro-Oeste do Brasil.
Fonte: Preparado por H.D.Eva, E.E.de Miranda, C.M.Di Bella, V.Gond, O.Huber et al.(2002).....26
- Figura 3.3 - Região de abrangência do estudo e localização das estações meteorológicas no norte de São Paulo e capital, e a situação da fração da cobertura vegetal estimada pelo Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) – 1ª quinzena de julho de 2008.
Fonte: DSA/ CPTEC disponível em http://satelite.cptec.inpe.br/ndvi/info_ndvi.jsp, 06 dezembro 2009.....26
- Figura 3.4 – Exemplo da Função de Ondeleta Morlet., $\phi_0(\eta)$ é a função ondeleta e ω_0 é a frequência não dimensional. No eixo x a escala de tempo e no eixo y a amplitude dos coeficientes (adaptado de Torrence, 1998).....29
- Figura 3.5 - Em destaque as duas fases do Pacific Decadal Oscillation (PDO) índice que retrata o principal modo de variabilidade em grande escala do oceano Pacífico (de 15 a 35 anos). À esquerda a fase quente (tons avermelhados no Pacífico Central) e à direita a fase fria tons avermelhados no Pacífico Central.....30
- Figura 3.6 - Valores mensais do Índice decadal do Pacífico (PDO) (a), TSM 3.4 (b), TNI índice (c), AMO oscillation- Oscilação Multidecadal do Atlântico (d) e anomalia da TSM do Atlântico próxima da costa de SP (e) entre os anos de 1961 e 2010, meses de junho e setembro.....32
- Figura 3.7 – Exemplo de correlação linear entre as temperaturas do ar em 925 hPa (agosto e setembro) e os índices de TSM 3.4 (a) e AMO (b) em junho e julho. Valores alaranjados indicam correlação positiva (índices positivos e temperaturas elevadas). Valores azulados indicam correlação negativa (índices positivos e temperaturas baixas).....33
- Figura 3.8 - Em (a) as regiões dos índices TNI– Trans Niño Índice (em vermelho), Niño 4 (azul) e Niño 3.4 (preto). Em (b) em destaque no retângulo vermelho a área que compreende a região da Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO).....34
- Figura 3.9 - Compostos do potencial de velocidade (m^2/s) em 200-hPa para oito fases do ciclo de vida da oscilação de Madden-Julian entre maio e setembro. As anomalias são mostrados com as regiões que são estatisticamente significativas (no nível de confiança de 95% com base em um teste t- Student) estão sombreadas. Em (b) o composto de ROLE (radiação de onda longa emergente) em W/m^235
- Figura 4.1 - Temperatura mínima média por década, nas estações de Franca, São Simão, Catanduva e São Carlos. No eixo x as décadas, e no eixo y a anomalia em °C.....37
- Figura 4.2 - Temperaturas mínimas médias (barras azuis) e máximas médias (barras vermelhas) por décadas, para as estações do NNEP (a). No eixo x as décadas de 61-70, 71-80, 81-90, 91-00 e 2011-10, e no eixo y a anomalia em °C. A tendência linear da mínima é mostrada na linha azul e da máxima na linha vermelha. Em (b) aparecem os valores anuais médios da mínima (em azul) e da máxima (em vermelho) entre os anos de 1961-2010 para as estações do NNEP.....38

Figura 4.3 - Anomalia das temperaturas (média da mínima e máxima) de 1995 a 2010 no NNESP (em °C) e a tendência linear em (a), de 1998 a 2010 em (b) e dos anos de 2001 a 2010 em (c).....	40
Figura 4.4 - Campo médio de anomalia de temperatura do mar (em °C) relativo ao composto dos anos de temperatura mínima mais baixa e mais alta (a, b), respectivamente. Em (c) (d) a anomalia de temperatura em 1000 hPa. Valores em azul indicam anomalias negativas e em amarelo anomalias positivas em relação à climatologia 1981-2010.....	43
Figura 4.5 - O mesmo que figura 4.4 exceto para o campo de vento em 1000 hPa em (a) e (b) a taxa de precipitação diária (em mm/dia) em (c) e (d), para os anos de mínima baixa (esquerda) e elevada (direita)...	45
Figura 4.6 - O mesmo que figura 4.4 exceto para o campo de vento em 200 hPa, para os anos de mínima baixa (esquerda) e elevada (direita).....	46
Figura 4.7 - O mesmo que figura 4.4 exceto para os campos de potencial de velocidade (qui) em 200 hPa dos anos de temperatura mínima mais baixa e mínima mais alta (a-b), respectivamente. Valores negativos (azulados) indicam divergência em altos níveis (favorável às chuvas em superfície) e positivos indicam convergência (desfavorável às chuvas). Climatologia entre 1981-2010.....	47
Figura 4.8 - O mesmo que em Figura 4.4 exceto para a anomalia de pressão atmosférica (a) e (b) e geopotencial em 700 hPa (c) e (d), para os compostos de temperatura mínima mais baixa (esquerda) e mínima mais alta (direita).....	48
Figura 4.9 - O mesmo que na Figura 4.4 exceto para os compostos de temperatura máxima média mais alta (esquerda) e máxima média mais baixa (direita), da anomalia de pressão atmosférica (a), (b) e do geopotencial em 700 hPa (c), (d), respectivamente.....	51
Figura 4.10 - O mesmo que na Figura 4.4 exceto para os compostos de temperatura máxima média mais alta (esquerda) e máxima média mais baixa (direita), das anomalias da taxa de precipitação diária (a),(b) e de vento em 200 hPa (c), (d), respectivamente.....	53
Figura 4.11 - O mesmo que na Figura 4.4 exceto para os compostos de temperatura máxima média mais alta (esquerda) e máxima média mais baixa (direita) das anomalias da taxa de vento em 1000 hPa.....	53
Figura 4.12 - O mesmo que na Figura 4.4 exceto para os compostos de temperatura máxima média mais alta (esquerda) e máxima mais baixa (direita), da anomalia de pressão atmosférica em superfície (a), (b) e de geopotencial em 700 hPa (c), (d), respectivamente.....	54
Figura 4.13 - O mesmo que na Figura 4.4 exceto para os compostos de temperatura máxima mais alta e máxima mais baixa da anomalia do potencial de velocidade m^2/s (a) e (b), respectivamente.....	55
Figura 4.14 - Distribuição da média do número de dias consecutivos sem chuva entre junho a setembro nas estações do norte de São Paulo, barras indicam as estações de Franca (azul), Catanduva (marrom), São Carlos (amarelo) e São Simão (azul). A tendência linear decadal correspondente às estações é mostrada em (a). Na figura 4.14 (b) a distribuição da média decadal em cada estação.....	57
Figura 4.15 - Número de dias consecutivos sem chuva entre junho a setembro nas estações do norte de São Paulo: barras indicam em (a) a média e em (b) a mediana em cada década. Na abscissa as estações e na ordenada o número de dias. Linhas em preto indicam a tendência linear e a polinomial de 2ª ordem.....	58

Figura 4.16 - Número de dias consecutivos sem chuva entre junho a setembro nas estações do norte de São Paulo: barras indicam em (a) a média e em (b) a mediana a cada década. Na abscissa as décadas e na ordenada o número de dias. Linhas em preto indicam a tendência linear e a polinomial de 2ª ordem.....	58
Figura 4.17 - Número de dias consecutivos sem chuva a cada ano entre os meses de junho a setembro nas estações do NNEP. O número de dias no eixo y representa o valor médio entre a média e mediana. No eixo x os anos de 1961 a 2010.....	60
Figura 4.18 - Campo de anomalia da taxa de precipitação diária (em mm/dia) relativo ao composto dos anos sem chuva, 1988, 1985, 1963, 1961, 1994, 1975, 2007 e 1999, ao nível do percentil de 15%. Valores em azul indicam anomalias negativas e em amarelo as anomalias positivas em relação à climatologia 1981-2010. Em (b) em detalhe a América do Sul.....	62
Figura 4.19 - Campo médio de anomalia de temperatura do mar (em °C) relativo ao composto dos anos sem chuva, 1988, 1985, 1963, 1961, 1994, 1975, 2007 e 1999. Valores em azul indicam anomalias negativas e em amarelo as anomalias positivas em relação à climatologia 1981-2010.....	63
Figura 4.20 - Como em Figura 4.19, exceto para os campos médios individuais de anomalia de temperatura do mar, relativo aos anos de 1988, 1985, 1963, 1961 (a), (b), (c) e (d), respectivamente.....	64
Figura 4.21 - Como em figura 4.19, exceto para os campos médios individuais de anomalia de temperatura do mar, relativo aos anos de 1994, 1975, 2007, 1999 (a-d) respectivamente.....	65
Figura 4.22 - O mesmo que na Figura 4.19, exceto para os campos de umidade relativa (%) em 925 hPa (a) global em (b) a América do Sul em detalhe. Temperatura do ar (°C) em 925 hPa (c), vetor vento (m/s) em 200 hPa (d).....	66
Figura 4.23 - O mesmo que Figura 4.18 exceto para o campo de anomalia de chuva (a) e de vento em 200 hPa (b).....	68
Figura 4.24 - O mesmo que em Figura 4.19 exceto para campo de água precipitável (kg/m ²) em (a) e Omega em 500 hPa (Pa/s) em (b).....	69
Figura 4.25 - O mesmo que em figura 4.18, exceto para a variável vetor vento em 500 hPa (a), Omega(Pa/s) em 500 hPa (b) e vetor vento (m/s) em 200 hPa e 850 hPa (c)-(d), respectivamente.....	70
Figura 4.26 - O mesmo que na Figura 4.19, exceto para os campos de anomalia de pressão atmosférica (hPa) em superfície e altura geopotencial (m) em 500 hPa (a-b), respectivamente.....	71
Figura 4.27 - Campos de potencial de velocidade (em m/s ²) (qui) em 0.2101 sigma (aproximadamente 200 hPa) nos anos sem e com chuva (a) e (b) respectivamente. Valores negativos indicam divergência em altos níveis (favorável às chuvas) e positivos indicam convergência em altos níveis (desfavorável).....	72
Figura 4.28 - Série temporal, média quinzenal, da fração de cobertura vegetal (eixo y) obtida pelo NDVI para o período de julho de 1981 a julho de 2003 (eixo x).....	73
Figura 4.29 - Série temporal do NDVI sobre o norte de São Paulo (acima), escalograma com o tempo variando entre 1981 e 2003 na abscissa e a escala em dias na ordenada entre 30-330 dias (centro), filtro com a variância média das escalas de 30-100 e 110-250 dias (abaixo). No escalograma o cone de influência (linha preta) delimita a área interna que possui significância. Em (b) escalograma entre 60 dias e 6,5 anos, e o filtro com a variância média das escalas de 2,7 e 5,2 anos.....	74

Figura 5.1 - Reconstituição da cobertura florestal no estado de São Paulo: situação primitiva e ano de 1935 (acima), 1962 e a projeção do ano 2000 (abaixo). Fonte: Extraído de “Cem anos de devastação: revisitada 30 anos depois”, Victor et. al, 2005).....	78
Figura 5.2 - Dinâmica da ocupação recente e seus efeitos no uso e cobertura da terra, vistos com base nas Macrozonas Ambientais, anos de 1975 (a) e 1995 (b). Em destaque a alteração no uso da terra sobre a região norte-nordeste de São Paulo. Em 1975 predomina lavouras e pastagens enquanto que em 1995 o predomínio era de lavouras. Fonte: (FIBGE, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Censos Agropecuários de 1975, 1980, 1985 e 1995/1996).....	79
Figura 5.3 - Situação em 2003 das áreas com o uso ou cobertura de solo alterado em relação ao uso ou cobertura apresentado em 1988. Área de estudo (a) e em (b) o detalhe das regiões com uso ou cobertura de solo alterada (laranja escuro) e regiões com uso ou cobertura de solo não modificada (laranja claro). Fonte: (Quartaroli et.al, 2006, Embrapa Monitoramento por Satélite. Campinas SP-57p.).....	80
Figura 5.4 - Mapa de uso da terra de São Paulo (2005), produzido através de dados multitemporais do sensor MODIS.....	81
Figura 5.5 - Cenários (a) CTL e (b) CANA, nos quais: 0 - Água; 1 – Mata Atlântica do Interior; 2 – Mata Atlântica; 3 – Cerrado; 4 – Área urbana; e 5 – Cana-de-açúcar.....	88
Figura 5.6 - Área de domínio das grades utilizadas nas simulações e topografia (m). O ponto preto indica o local do centro da grade nas simulações.....	90
Figura 5.7 - Precipitação total (em mm) para setembro/2001(a) e setembro/2007(b) e anomalia da precipitação para setembro 2001 e de 2007 (c) e (b).....	92
Figura 5.8 - Anomalia de temperatura mínima (a, c) e máxima (b, d) no Brasil (em °C), em setembro/2001 e setembro/2007, respectivamente (FONTE: CMCD/ INPE - INMET e Climatologia INMET: 1961 a 1990)..	93
Figura 5.9 - Precipitação diária (mm/dia) em setembro de 2001 (a) e setembro de 2007 (b) nas estações de superfície do INMET no NNESP e temperatura máxima (°C) diária (média entre as estações).....	94
Figura 5.10 - Temperatura média mensal (°C) nos experimentos CANA e NATIVA em (a)-(b), respectivamente e a diferença da temperatura (c) em setembro de 2001.....	95
Figura 5.11 - Diferença da temperatura mínima (a) e máxima (b) experimentos CANA-NATIVA em setembro de 2001(valores em °C), e teste <i>t-Student</i> às 09 UTC e 18 UTC (c) - (d).....	94
Figura 5.12 Precipitação acumulada (mm) para o experimento CANA (a) e NATIVA (b) durante o mês de setembro 2001, e a diferença CANA-NATIVA (c), e o teste <i>t- Student</i> (d).....	97
Figura 5.13 - Fluxo de calor sensível (H) médio mensal ($W m^{-2}$) em CANA (a) e NATIVA (b), diferença CANA- NATIVA das 15h UTC e o teste <i>t-Student</i> (d).....	98
Figura 5.14 - Fluxo de Calor Latente (LE) médio mensal ($W m^{-2}$) em CANA (a) e NATIVA (b), “zoom” na região de estudo mostra a diferença CANA- NATIVA das 18h UTC (c) e o Teste t- de Student (d).....	97

Figura 5.15 – Diferença da umidade relativa do ar média mensal (a) entre os experimentos CANA-NATIVA Setembro de 2001 e diferença da umidade relativa média diária às 18h e 21h UTC (b)-(c) e teste <i>t- Student</i> (significância acima de 80%) para a umidade relativa em 21h UTC (d)	100
Figura 5.16 – Umidade do solo (em $m^3 m^{-3}$) entre 5 cm (parte superior) e 1 metro (parte inferior) de profundidade para os experimentos CANA (a) e NATIVA (b) no ano de 2001 e diferença entre as simulações (c).....	101
Figura 5.17 - Vento horizontal (a) e diferença do vento (em m/s) em (b) entre CANA-NATIVA em setembro de 2001. Valores em preto correspondem ao experimento CANA e em verde NATIVA.....	102
Figura 5.18 - Simulação das temperaturas diárias, durante o mês de setembro de 2001. No eixo x a data e no eixo y a temperatura (em °C).....	103
Figura 5.19-Ciclo diurno da temperatura (°C) nos experimentos CANA(azul) e NATIVA (vermelho) na região do NNESP para o experimento setembro de 2001. Em x a hora (UTC) e no eixo y a temperatura...104	
Figura 5.20 - Precipitação acumulada (mm) para o experimento CANA (a) e NATIVA (b) durante o mês de setembro 2007 em (c) a diferença CANA-NATIVA e o teste <i>t- Student</i> (d).....	105
Figura 5.21 - O mesmo que Figura 5.10 exceto para a temperatura média dos experimentos CANA-NATIVA e a diferença de temperatura média CANA-NATIVA em °C.....	106
Figura 5.22 - Diferença da temperatura mínima (a) e máxima (b) experimentos CANA-NATIVA em setembro de 2001(valores em °C), e teste <i>t- Student</i> às 09h UTC e 18h UTC (c)-(d).....	107
Figura 5.23 - O mesmo que Figura 5.13 exceto para o fluxo de calor sensível (H) médio ($W m^{-2}$) e a diferença (c) CANA- NATIVA às 15h UTC.....	108
Figura 5.24 - O mesmo que Figura 5.14 exceto para o fluxo de calor latente em 2007 (W/m^2).....	109
Figura 5.25 – Umidade do solo (em $m^3 m^{-3}$) entre 5 cm e 1 metro de profundidade para os experimentos CANA (a) e NATIVA (b) no ano de 2007.....	110
Figura 5.26 - Vento horizontal (a) e diferença do vento (em m/s) em (b) entre CANA-NATIVA em setembro de 2007.....	110
Figura 5.27 - Simulação das temperaturas diárias, durante o mês de setembro de 2007. No eixo x a data e no eixo y a temperatura (em °C).....	111
Figura 5.28 – Diferença da umidade relativa do ar média mensal (a) entre os experimentos CANA-NATIVA Setembro de 2007 e diferença da umidade relativa média diária às 18h e 21h UTC (b)-(c) e teste <i>t- Student</i> para a umidade em 18h UTC (d)	112
Figura 5.29 - Ciclo diurno da temperatura (°C) nos experimentos CANA (verde) e NATIVA (preto) em 2007 no ponto central da região com maior variabilidade das temperaturas (20,8°S – 48,2°W). NNESP. No eixo x a hora (UTC) e no eixo y a temperatura em °C.....	113
Figura 5.30 - Ciclo diurno médio do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G), em $W m^{-2}$, para as simulações CANA e NATIVA nos anos de 2001 (a) e 2007 (b).....	112

Figura 5.31 – Ciclo diurno médio do vento horizontal e diferença do vento (em m/s) entre os experimentos CANA-NATIVA para setembro de 2001 (a) e setembro de 2007 (b). Valores em verde correspondem ao experimento CANA e em preto NATIVA, diferença em amarelo e hora em UTC.....	115
Figura A.1 - Evolução da temperatura do ar em °C (eixo y) para a rodada controle (azul), e experimentos temp_+2°C (vermelho) e temp_-2°C (amarelo), período de 01 a 31 de janeiro de 2001 (dias 47 a 77 do experimento).....	127
Figura A.2 - O mesmo que para figura A.1, exceto para a variável de fluxo de calor sensível (unidades em W/m ²).....	129
Figura A.3 - O mesmo que para figura A.1, exceto para a variável de fluxo de calor latente (unidades em W/m ²).....	130
Figura A.4 - O mesmo que para figura A.1, exceto para a variável de fluxo total de CO ₂ (unidades em μmolCO ₂ m ² s ⁻¹).....	130
Figura A.5 - Precipitação diária, em milímetros, para o mês de janeiro 2001.....	131
Figura A.6 - O mesmo que para Figura A.2, exceto para a variável de fluxo de calor sensível H (unidades em W/m ²) em julho de 2001, dias 228 a 258.....	131
Figura A.7 - O mesmo que para figura A.3, exceto para a variável de fluxo de calor sensível (unidades em W/m ²) em julho de 2001.....	131
Figura A.8 - Diferença entre o fluxo calor latente e o fluxo de calor sensível, para o experimento Temp_+2°C, período 16/11/2000 a 31/08/2001 (dias 1 a 289). No eixo y os desvios em W/m ²	132
Figura A.9 - O mesmo que para Figura A.4, exceto para a variável de fluxo total de CO ₂ (unidades em μmolCO ₂ m ² s ⁻¹) em julho de 2001.	
Figura A.10 - Evolução do ciclo diurno dos fluxos de calor sensível (H_C) e latente (LE_C) nos dias 14 a 16 de janeiro de 2001 (azul e vermelho), e 14 a 16 de julho (amarelo e azul claro). Na abscissa as horas e na ordenada a unidade de medida em Watt/m ²	135
Figura B.1 - Estações meteorológicas utilizadas e localização geográfica do experimento com a fração da cobertura vegetal obtida pelo NDVI.....	136
Figura B.2 - Análise da variabilidade diária da fração da cobertura vegetal (FCV) sobre Franca, Catanduva, Votuporanga (norte de São Paulo) e São Paulo, entre janeiro de 2007 e novembro de 2009. Na abscissa a data e na ordenada a FCV. Em 4.9 (b) a média da FCV na are norte de estudo.....	137
Figura B.3 - Acima a série original da fração de cobertura vegetal diária obtida pelo NDVI na cidade de Franca (a) e Votuporanga (b) entre 2007 a 2009, no centro o escalograma (em dias) e abaixo a média nas bandas 100-230 e 230-450 dias.....	138
Figura B.4 - O mesmo que figura B.3, exceto para a cidade de Catanduva.....	139

Capítulo 1. INTRODUÇÃO

1.1 Objetivos e Justificativas

A abordagem relacionada ao tema mudanças climáticas ganhou forte destaque na mídia e na sociedade. Passado mais de uma década, em que o enfoque na área de meio ambiente, em maior ou menor grau, está sendo difundido e debatido pela população, as pesquisas e a repercussão sobre o assunto culminaram com o prêmio Nobel ganho em 2007 pelo painel intergovernamental de mudanças climáticas (IPCC), mantido pela ONU, e por Al Gore (ex vice - presidente americano). O gesto é um claro indicativo de que a sociedade, de maneira multidisciplinar, vem se questionando acerca da realidade e impacto das mudanças climáticas no contexto do dia-a-dia da população.

Recentemente, em sua avaliação de grupo (IPCC-2007), divulgou os resultados referentes aos diversos cenários climáticos ligados ao aquecimento global. Modelos computacionais de simulação das mudanças climáticas sugerem que o clima do planeta Terra poderá alterar-se significativamente neste século se as emissões dos gases do efeito estufa continuarem a crescer.

Grande parte da população do Brasil, em função da baixa renda e do baixo nível educacional, está mais vulnerável às mudanças climáticas, e tem menores possibilidades de adaptação. Um dos principais aspectos relativos à questão do aquecimento global é a possibilidade de intensificação de extremos climáticos. No que concerne ao Brasil, um dos padrões mais alarmantes, previstos pelo IPCC é que, além do aumento de temperatura, pode ocorrer a intensificação da estação seca sobre a região central do Brasil, que abrange também a área centro-norte do estado de São Paulo. Como resultado, o IPCC-2007, em seu relatório para a tomada de decisões, sinaliza como emergencial a tomada de atitude da sociedade para que sejam mitigados os possíveis efeitos do aquecimento global.

Episódios anômalos de precipitação e temperatura, associados a desastres naturais, ocorrem com certa frequência na Região Norte-nordeste do estado de São Paulo. Nesta região, as chuvas, por exemplo, são concentradas entre os meses de outubro-março, decorrentes principalmente da atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Figueroa et.al., 1995). A conhecida

vulnerabilidade da produção agrícola de grande parte do país associada à variabilidade dos regimes de chuvas é um excelente laboratório para se conhecer em detalhes os impactos do clima na agricultura, assim como o entendimento de como os ecossistemas naturais respondem e se adaptam a esta mesma variabilidade climática. Na agricultura, deverá ser considerado o estabelecimento de cenários de zoneamentos agrícolas possíveis em função dos cenários de mudanças climáticas, de modo que se torna imprescindível a modernização das práticas agrícolas, com disseminação no campo de educação básica e tecnológica.

Uma extensa área localizada no nordeste do estado de São Paulo envolve importantes pólos econômicos regionais, como as cidades de Ribeirão Preto, Franca, Barretos, Araraquara, São Carlos e Araras, têm no agronegócio o principal elemento propulsor da economia regional. O agronegócio nessa região movimenta principalmente os setores da cana-de-açúcar, da fruticultura e da pecuária e destaca-se no cenário econômico nacional pelas inovações tecnológicas e gerenciais aplicadas ao setor, pelas altas produtividades agrícolas, pelo crescimento do setor de serviços e pela geração de renda e emprego. Isso coloca o nordeste do estado de São Paulo como uma das regiões com maior crescimento econômico do Brasil (Quartaroli et.al, 2006).

Estudos de Junior et.al (2006), por exemplo, acerca de zoneamento agroclimático para a cultura de café no Estado de São Paulo, baseados nos cenários de aquecimento global previstos pelo IPCC, indicaram drástica redução da área de plantação nas próximas décadas. Por outro lado, a economia do norte-nordeste do estado de São Paulo nas últimas décadas, tem sido fortemente direcionada à atividade comercial-agrícola, sobretudo ao plantio da cana-de-açúcar. Alguns estudos de modelagem numérica da atmosfera (Juarez, 2004; Araújo, 2010) relacionam mudanças no padrão das chuvas e temperaturas em parte do centro e sudeste do Brasil em virtude da substituição da mata nativa (predominantemente floresta de Mata Atlântica e Cerrado) pela cultura da cana-de-açúcar. Em geral o impacto é de diminuição das chuvas e aumento das temperaturas, porém com uma grande variabilidade sazonal, sobretudo associada aos períodos chuvosos e secos.

Mais recentemente, Butt et.al (2011), em estudo observacional sobre o impacto do desmatamento no início da estação chuvosa sobre Rondônia, concluem que um início tardio da estação chuvosa pode ser resultado de mudanças no uso da terra, e este sinal pode se reforçar no

futuro: as atuais tendências de atraso podem ser da ordem de 0,6 dias por ano, e após 30 anos de desmatamento o início da estação chuvosa é esperado começar com 18 dias de retardamento

A crescente demanda global por biocombustíveis irá exigir a conversão de ecossistemas agrícolas convencionais ou natural. A expansão dos biocombustíveis também podem causar diretas mudanças climáticas locais, ao alterar o albedo da superfície e a evapotranspiração. Em estudo observacional (Loarie et. al 2011) quantificaram os efeitos diretos do clima na expansão da cana-de-açúcar no Cerrado brasileiro, com base em mapas de expansão recente da cana de açúcar e no desmatamento da vegetação nativa combinada com técnicas de sensoriamento remoto do albedo, temperatura e evapotranspiração em uma área de 1,9 milhão km². Em uma base regional para condições diurnas de céu claro, a conversão da vegetação nativa para um mosaico de culturas de pastagens aquece o cerrado por uma média de 1,55 (1,45-1,65) ° C, mas a conversão posterior de para um mosaico de cana-de-açúcar resfria a região por uma média de 0,93 (0,78-1,07) ° C, resultando em um aumento médio líquido de 0,6 ° C. Assim os resultados de Lorei et al. indicam que a expansão da cana-de-açúcar nas culturas existentes e terras de pastagens tem um efeito de resfriamento direto local, que reforçaria os benefícios climáticos indiretos dessa opção de uso da terra.

Portanto, no contexto apresentado, o presente estudo visa:

- 1) Identificar as principais tendências decadais existentes nas variáveis de precipitação e temperatura, com enfoque no período de inverno, e descrever os padrões do oceano e atmosfera que conduzem à intensificação de períodos secos e extremos nas temperaturas sobre o norte-nordeste do estado de São Paulo.
- 2) executar simulações numéricas com um modelo dinâmico acerca do impacto da alteração da vegetação sobre o regime de chuvas e de temperatura no norte e nordeste de São Paulo

Propõe-se abordar o problema sob dois aspectos: (a) diagnosticar mudanças ou tendências nos padrões das variáveis meteorológicas e de alguns bioindicadores ao longo das últimas décadas e (b) na modelagem estocástica e numérica, realizar projeções que forneçam subsídios ao gerenciamento de desastres naturais no norte do estado de São Paulo, em especial, associado às secas prolongadas na época de inverno.

Capítulo 2. REVISÃO DA LITERATURA

Clima e vegetação interagem bidirecionalmente em muitas escalas espaciais e temporais. Uma clara manifestação dessa interação é o padrão mundial de cobertura vegetal em terra. O clima pode ser considerado como o fator que exerce a maior influência sobre a distribuição da vegetação e suas características, em um contexto global (Prentice, 1990). Assim, desertos, florestas tropicais, savanas e outros tipos de vegetação são definidos em uma primeira aproximação pelo clima. As alterações climáticas têm afetado a distribuição global da vegetação do passado distante e, provavelmente, afetá-lo-ão no futuro. Por outro lado, as mudanças na distribuição e estrutura da vegetação podem influenciar o Clima (Nobre et al, 2006).

Gurgel et. al (2003) analisaram a variabilidade do NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada) sobre o Brasil. Observaram que, na região central do Brasil, o cerrado apresenta um ciclo anual definido, com valores máximos de NDVI entre março e maio, e mínimos em setembro, ao final do período seco. O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) permite não só mapear a vegetação, mas também medir a quantidade e a condição da vegetação em uma determinada área. Conseqüentemente, o NDVI pode ser utilizado no estudo do ciclo de crescimento da vegetação e na análise de eventuais perturbações em seu ciclo sazonal. O referido índice pode ser utilizado em uma vasta gama de estudos, como: modelagem climática e hidrológica; balanço de carbono, detecção de mudanças climáticas e estimativas de parâmetros da vegetação (cobertura vegetal, índice de área foliar); atividades agrícolas (monitoramento do ciclo de crescimento de culturas, modelagem do crescimento e produtividade de plantações); monitoramento de secas; detecção de desmatamentos, avaliação de áreas queimadas, entre outras aplicações (DSA – CPTEC, 2008).

Júnior e at. (2004) descrevem uma metodologia utilizada para definir períodos de semeadura do arroz, feijão, milho, soja e trigo no Estado de São Paulo (Brasil), a qual minimiza riscos climáticos, devidos a períodos secos e altas temperaturas durante a fase reprodutiva, ou de muita umidade e baixas temperaturas durante períodos colheita.

Nepstad et al. (2004) indicam que a seca e a mortalidade de árvores na floresta amazônica fazem parte de outra relação de retroalimentação positiva muito perigosa, entre a mudança de clima e o fogo. Chuva reduzida e temperaturas mais altas aumentariam a inflamabilidade da floresta amazônica, conduzindo a mais incêndios florestais e maiores emissões de gases de efeito estufa. A inflamabilidade de floresta é aumentada mais ainda por uma interação com a exploração madeireira, que aumenta o risco de incêndios devido à abertura da copa da floresta, aos resíduos deixados no piso da floresta e ao fato de as operações de exploração madeireira matarem muitas árvores além daquelas que são colhidas (Cochrane, 2003; Cochrane et al., 1999; Nepstad et al., 2001). O potencial desastroso de incêndios no caso de um “El Niño permanente” é ilustrado pelos incêndios que aconteceram durante recentes eventos de El Niño. No Grande Incêndio de Roraima de 1997-1998 foram queimadas $11,4-13,9 \times 10^3 \text{ km}^2$ de floresta, liberando 17,7-18,0 milhões de t C CO₂-equivalente apenas por meio de combustão (Barbosa & Fearnside, 1999).

Salazar et.al (2007) investigaram as conseqüências da mudança do clima projetadas na distribuição do bioma na América do Sul no século 21, forçando um modelo de vegetação potencial com cenários climáticos, a partir de 15 modelos climáticos para 2 cenários de emissão (A2 e B1). Esta análise foi realizada para a Savana e bioma floresta tropical, que são os biomas predominantes na América do Sul tropical. Em ambos os cenários, os resultados indicam redução da cobertura da floresta tropical, áreas que seriam substituídos por savanas.

Fearnside (2006, 2007), em artigos de contribuição para a Biologia e as Mudanças Climáticas Globais no Brasil, destaca que, ao evitar o desmatamento na Amazônia, se mantém o ciclo hidrológico que provê chuva aos principais centros de população do País, como São Paulo, além da biodiversidade e outros serviços ambientais.

Amorin et. al (2009) analisaram e compararam as características térmicas do clima urbano em duas cidades de médio porte: Rennes (França) e Presidente Prudente (Brasil), por meio de registros da temperatura do ar (pontos fixos e medidas itinerantes) e dados térmicos de superfície obtidos pelo tratamento de imagens do satélite Landsat 7. Os autores verificaram o aumento das temperaturas, ligeiramente maiores em Rennes, do que em Presidente Prudente e a geração de ilhas de calor urbanas decorrentes do processo de urbanização nas duas cidades.

Os meses de transição de setembro e outubro demarcam um período em que ocorre a alternância entre as frentes frias e massas de ar de origem polar remanescentes do inverno, com as massas de ar de origem tropical aquecidas devido ao aumento da radiação solar. Oliveira e Nobre (1986) investigaram a ligação entre as frentes frias e a instabilidade tropical, concluindo que os sistemas frontais são muito importantes no papel da organização das bandas de convecção que atingem o território brasileiro. Os sistemas frontais que conseguem avançar até latitudes subtropicais no verão frequentemente são acompanhados por intensas precipitações, devido à grande quantidade de umidade disponível e às condições de instabilidade predominantes. Usualmente estes sistemas se tornam mais lentos e tendem finalmente a estacionar em torno de 20-25°S, misturando-se com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZACS) (Figuerola et.al., 1995; Nogués-Peagle e Mo, 1997).

Maloney e Esbensen (2003) discutem os mecanismos de amplificação da Oscilação de Madden-Julian (Madden e Julian, 1994) (uma área de chuva que circunda o globo, dentro da escala intrasazonal e que tem grande impacto no clima) durante o período de junho-novembro, no setor quente do Pacífico Nordeste (centrado em 11° N- 101° W). Esse período é essencial na transição do regime de chuvas da região Centro-Oeste e Sudeste do Brasil (RCOSEB), e, por conseguinte, na região Norte – Nordeste do Estado de São Paulo (NNESP). Schneider (2002), através de um modelo barotrópico espectral global não-linear de equações primitivas (equações da água rasa na esfera) desenvolvido por Bonatti e Silva Dias (1982), estudou o impacto que uma fonte tropical teria circulação atmosférica e obteve que o deslocamento da forçante é importante na mudança da estrutura geral do padrão de circulação atmosférica na América do Sul. Quando a fonte de convecção se desloca do Pacífico leste para o Atlântico ocorre a intensificação de ciclones na parte mais sudeste da América do Sul, e, desta forma se consolida na época de inverno a invasão de massas de ar frio de origem polar sobre o Sul e parte do Sudeste do Brasil

2.1 O Problema:

O projeto tem como problema central: É possível detectar tendências climáticas recentes no padrão das temperaturas e da precipitação no norte-nordeste do estado de São Paulo, que, por

exemplo, possam levar à intensificação dos períodos secos de inverno no norte-nordeste do estado de São Paulo ?

2.2 Hipótese:

A hipótese básica adotada é: O aumento do processo de urbanização, que levou à substancial alteração da vegetação nativa, pode ter contribuído para condições de clima predominantemente mais quente e seco entre o inverno e início da estação chuvosa.

Capítulo 3. METODOLOGIA

3.1 Dados observacionais

Foam utilizados dados de temperatura média diária do ar, mínimas e máximas médias mensais, precipitação diária e umidade média diária do período 1961 a 2010, obtidos junto ao Instituto Nacional de Meteorologia. Dados globais e da América do Sul de temperatura da superfície do mar (TSM), temperatura do ar, vento, potencial de velocidade, dentre outros, foram obtidos das reanálises do NCEP-NCAR (Kalnay, et.al, 1996). Cobrem o período de 1961 a 2010 entres os meses de junho a setembro e foram utilizados para a investigação dos padrões atmosféricos globais referentes aos anos em que ocorreram os extremos nas estações do Norte-nordeste de São Paulo (Figura 3.1). Foram consideradas séries diárias de precipitação do Instituto Nacional de Meteorologia INMET, referente às **idades de** Franca (-20,58°S e -47,37°W, 1026 metros), Catanduva (-21,12°S e -48,93°W, 570 metros), São Carlos (-21,97°S e -47,87°W, 856 metros) e São Simão (-21,48°S e -47,55°W, 617 metros).

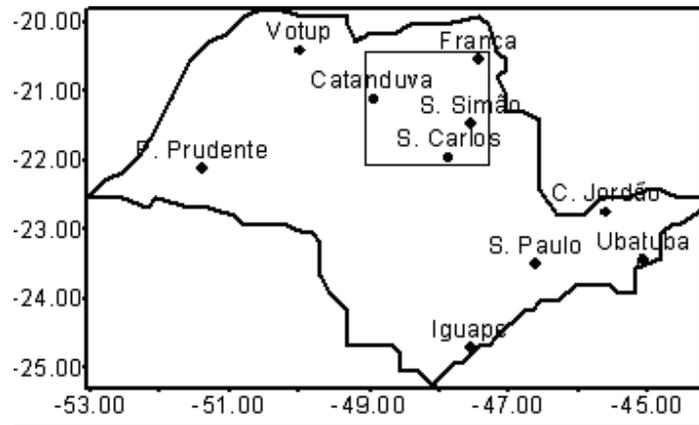
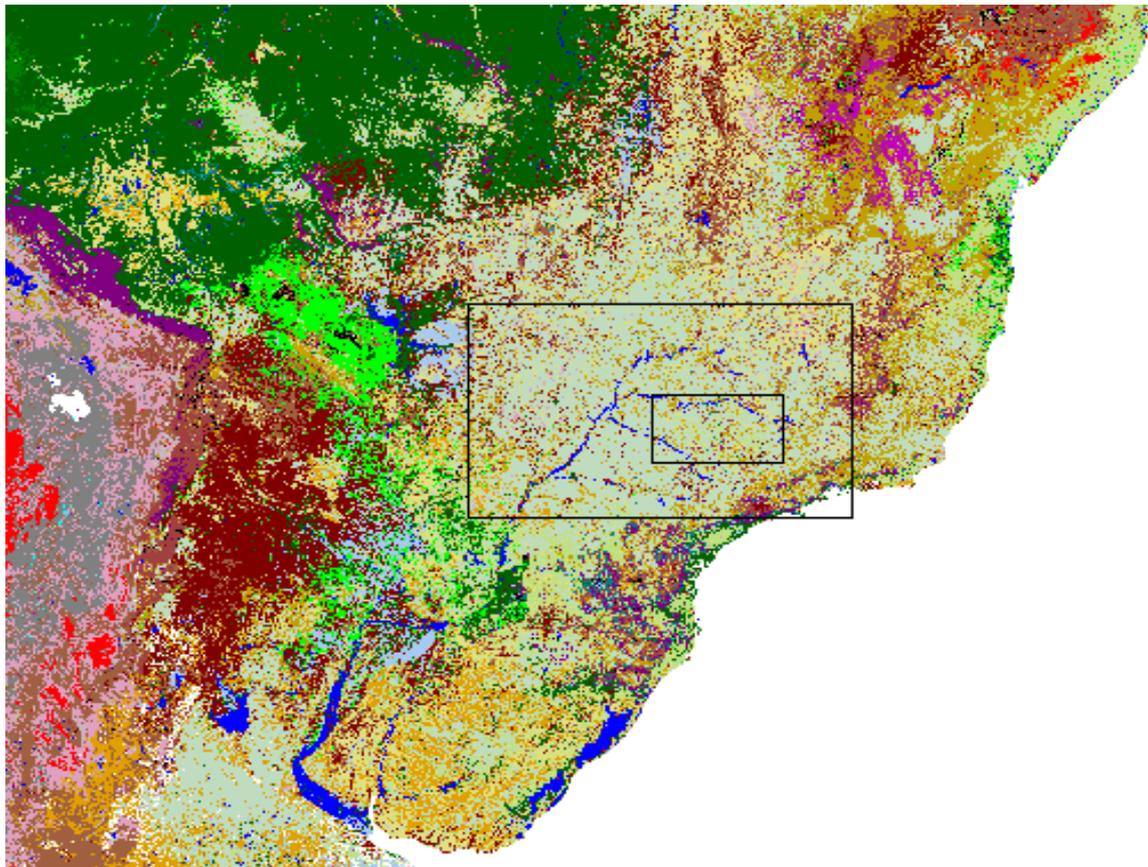


Figura 3.1 - Mapa com a localização das quatro estações meteorológicas utilizadas, em destaque a área que compreende as estações de superfície do INMET de Catanduva, Franca, São Simão e São Carlos.



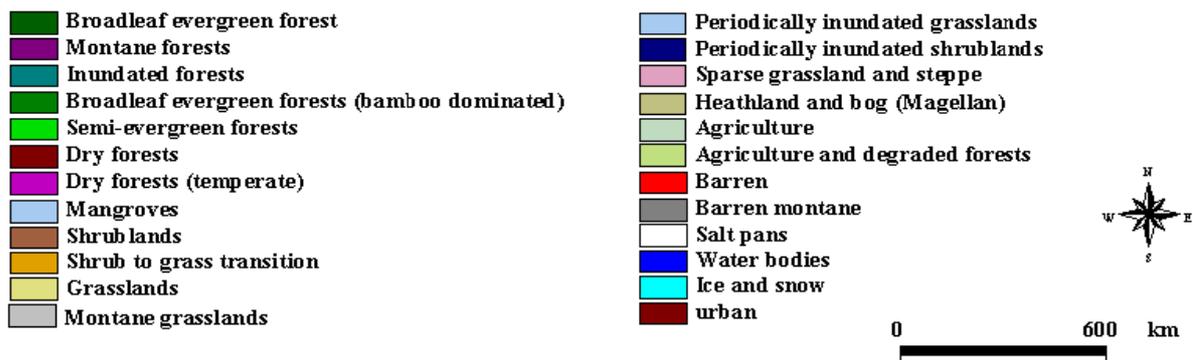


Figura 3.2 - Mapa de vegetação de parte da América do Sul, em destaque as áreas de estudo referentes ao norte de São Paulo e parte do Sudeste e Centro-Oeste do Brasil.

Fonte: Preparado por H.D.Eva, E.E.de Miranda, C.M.Di Bella, V.Gond, O.Huber et al.(2002)

O mapa da vegetação da América do Sul (Figura 3.2) foi produzido usando observações de satélites, equipados com multi-sensores, com uma resolução espacial de 1 km. O mapa destaca as principais formações vegetais ao longo do continente e identifica mais de 40 classes de cobertura da terra, a grande maioria no ano de 2000.

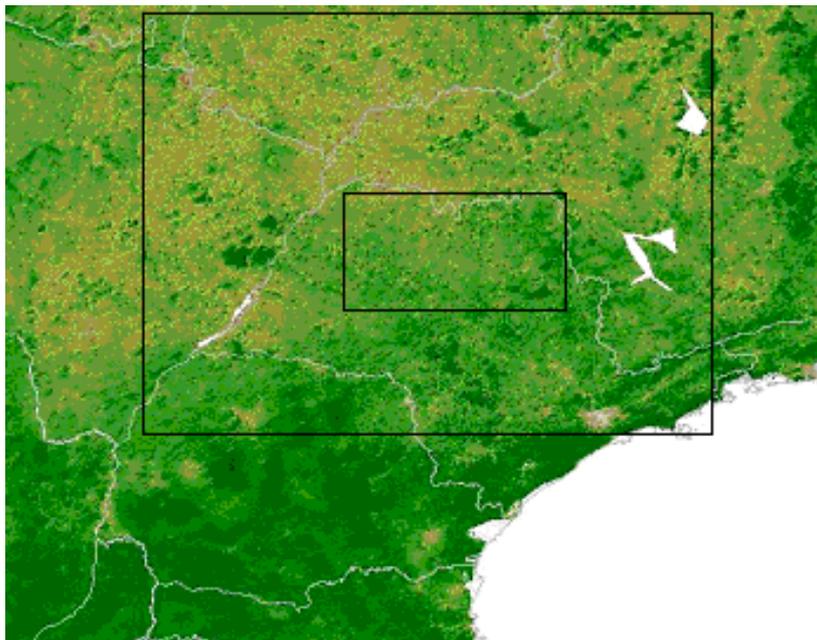


Figura 3.3 - Região de abrangência do estudo e localização das estações meteorológicas no norte de São Paulo e capital, e a situação da fração da cobertura vegetal estimada pelo Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) – 1ª quinzena de julho de 2008.

Fonte: DSA/ CPTEC disponível em http://satelite.cptec.inpe.br/ndvi/info_ndvi.jsp, 06 dezembro 2009.

3.1.1 Identificação dos anos com extremos na temperatura e precipitação

Na parte observacional serão identificados os chamados “eventos extremos” que conduzem aos desastres naturais, aqui abordados como períodos prolongados sem chuva (estiagens) e períodos com temperaturas mínimas e temperaturas máximas médias extremas que ocorrem de junho a setembro de 1961-2010, totalizando 50 anos (invernos) de estudo.

A partir das séries temporais diárias de precipitação entre os meses de junho a setembro, investigou-se o número consecutivo de dias sem chuva nas estações meteorológicas do NNESP. O limiar considerado foi o percentil de 15%, que significou que chuva diária menor do que 0,8 mm(milímetro) seria desprezada. Depois de identificado o número de dias consecutivos sem chuvas por período (inverno) para cada estação separadamente, realizou-se a média e a mediana entre as estações e por fim extraiu-se o valor médio entre a média e mediana calculados para então ordenar e selecionar os anos mais secos e chuvosos entre os 50 anos de estudo. Foram selecionados 8 anos mais secos e 8 anos mais úmidos, dentro do percentil de 15%, 85%.

Na identificação dos anos mais frios e quentes a metodologia foi similar, calculou-se separadamente a média e a mediana da temperatura mínima e da temperatura máxima para todas estações individualmente, de junho a setembro de cada ano. Após foi extraído a média entre a média e mediana (média geral) entre as estações a fim de capturar as tendências mais frequentes e confiáveis das séries, na tentativa de diminuir o peso nos resultados de uma possível mudança no comportamento de uma estação em particular, fato que poderia ocorrer se tivesse sido executada somente a média simples. Por fim selecionaram-se e ordenaram-se os anos com menor e maior temperatura mínima, anos com maior e menor temperatura máxima a fim de identificar e relacionar de forma mais direta semelhanças e contrastes nos campos dos compostos de circulação atmosférica e oceânica.

3.1.2 Dados de NDVI

Estudo das variações temporais de NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada) foram utilizados para detectar a variabilidade da vegetação sobre a área de estudo. As variações do NDVI em ambas as escalas de espaço e tempo, não são apenas importantes tendo em conta

diferentes fases de colheita, mas também nos mecanismos de retroalimentação entre vegetação-clima, dando assim um apoio para os formuladores de políticas na concepção de medidas proativas e reativas no gerenciamento de riscos. Vários estudos exploram a variabilidade do NDVI e o comportamento da vegetação em resposta às variações climáticas. As relações e as respostas da vegetação, caracterizadas por NDVI para o clima, por meio de correlações regulares, cumulativos e defasados foram relatadas por Barbosa et. al (2011).

O conjunto de dados GIMMS (Global Inventory Modeling and Mapping Studies) é um produto de NDVI derivado de imagens obtidas a partir de radiômetros de alta resolução (Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) instrumento a bordo do satélite NOAA das séries 7, 9, 11, 14, 16 e 17. Este conjunto de dados NDVI foi corrigido para a calibração, geometria visível, aerossóis vulcânicos, e outros efeitos não relacionados com as alterações da vegetação.

Os dados globais de NDVI aqui utilizados são oriundos da Universidade de Maryland, com resolução quinzenal, entre julho de 1981 e dezembro de 2003. Para cada ponto de grade existem dois valores por mês, um valor de NDVI máximo para os primeiros quinze dias do mês, e um valor máximo para o restante do mês, com resolução espacial de 25 km. A região de estudo abrange a latitude entre 20,2°S e 22°S, longitude entre 49,5°W e 47,3°W.

3.1.3 Análise espectral - Transformada em Ondeletas (TO)

A Transformada de Ondeletas (TO) constitui uma poderosa ferramenta de análise da variação de sinais de potências espectrais em séries temporais e vem sendo utilizada em diversos ramos da ciência. A TO (ou transformada wavelet) surgiu na década de 1980 com Morlet (1982), o qual foi um dos primeiros a introduzir a TO contínua e unidimensional. A TO é, essencialmente, um filtro de passa banda com forma uniforme, variando na localização e na largura. A transformada wavelet é uma representação tempo-frequência, ou mais corretamente de escala de tempo, que se decompõe um sinal em componentes que aparecem em diferentes escalas ou resoluções. Esta decomposição é realizada por meio da expansão, contração e deslocamento de uma única função chamada wavelet. Quando esta função está dilatada, são realizadas análises de componentes de baixa frequência, e quando é contraída, análises de componentes de alta frequência. Existem várias

funções de ondeleta e são inúmeros os fatores que devem ser considerados na escolha da função Ondeleta (Torrence, 1998). Este projeto aplica a transformada de ondeleta não ortogonal de Morlet, que é uma ondeleta que consiste de uma onda plana modulada por um envelope Gaussiano (ver Figura 3.4).

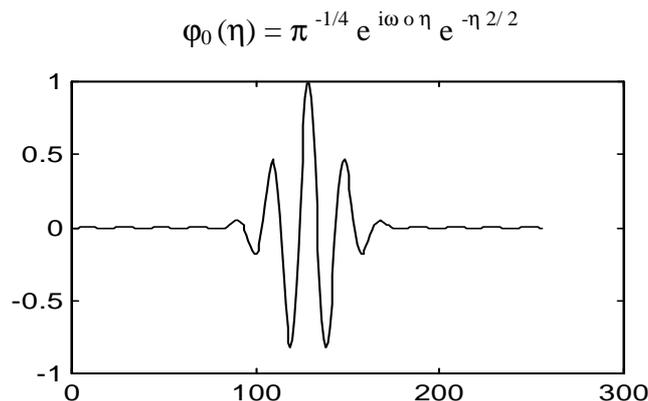


Figura 3.4 – Exemplo da Função de Ondeleta Morlet., $\varphi_0(\eta)$ é a função ondeleta e ω_0 é a frequência não dimensional. No eixo x a escala de tempo e no eixo y a amplitude dos coeficientes (adaptado de Torrence, 1998).

A função de ondeleta Morlet pode ser complexa ou real, sendo útil na detecção da informação dos sinais meteorológicos tanto em amplitude como em fase, capturando comportamentos oscilatórios e discontinuidades (Weng e Lau, 1994). O pacote para o cálculo da TO utilizado neste trabalho foi desenvolvido por Torrence (1988), com algumas reformulações posteriores.

3.1.4. Identificação dos índices globais oceânicos e atmosféricos

Na escala de variabilidade interdecadal, será utilizado o índice PDO (Pacific Decadal Oscillation) (Hare, S.R. e R.C. Francis. 1995; Mantua et.al. 1997), índice que retrata o padrão oceânico em grande escala do oceano Pacífico e a variabilidade que ocorre num intervalo de tempo característico de 15 a 35 anos (Minobe, 1997; Andreoli e Kayano, 2005). A PDO é definida como o 1º modo da componente principal extraída dos dados mensais da temperatura de superfície do mar

do Pacífico, predominantemente na região de médias latitudes para o período de 1900-1993. A fase quente da PDO (Figura 3.5a) indica maior frequência de eventos El Niño, com invernos mais amenos e verões mais chuvosos no Sul do Brasil, enquanto que a fase fria da PDO (Figura 3.5b) está associada com invernos mais frios e verões mais secos no Sul do Brasil (série temporal entre junho-setembro de cada ano em 3.6b).

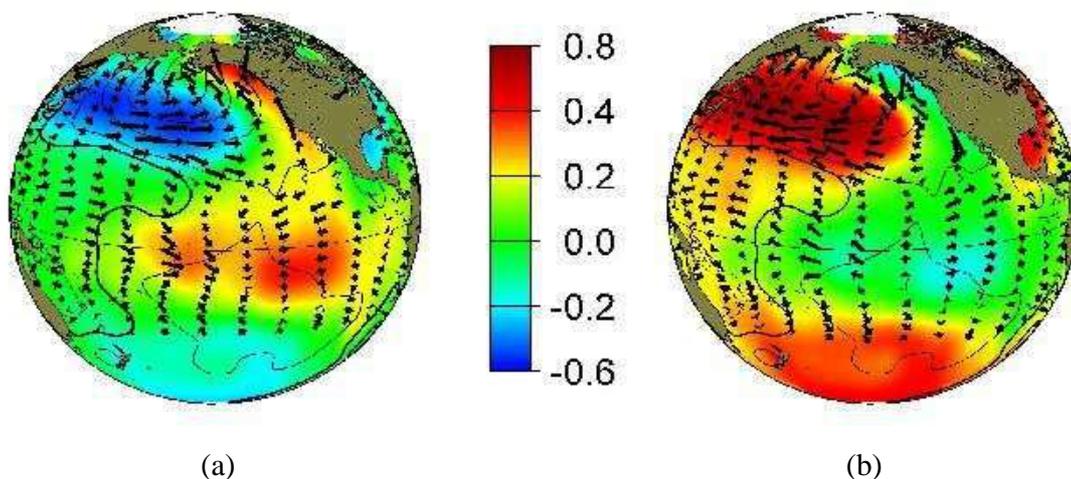
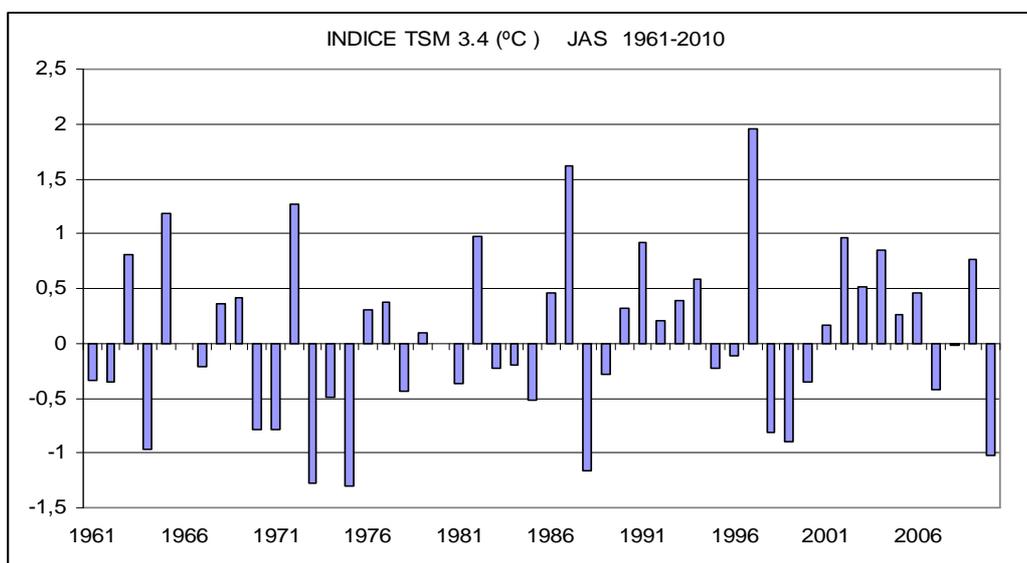
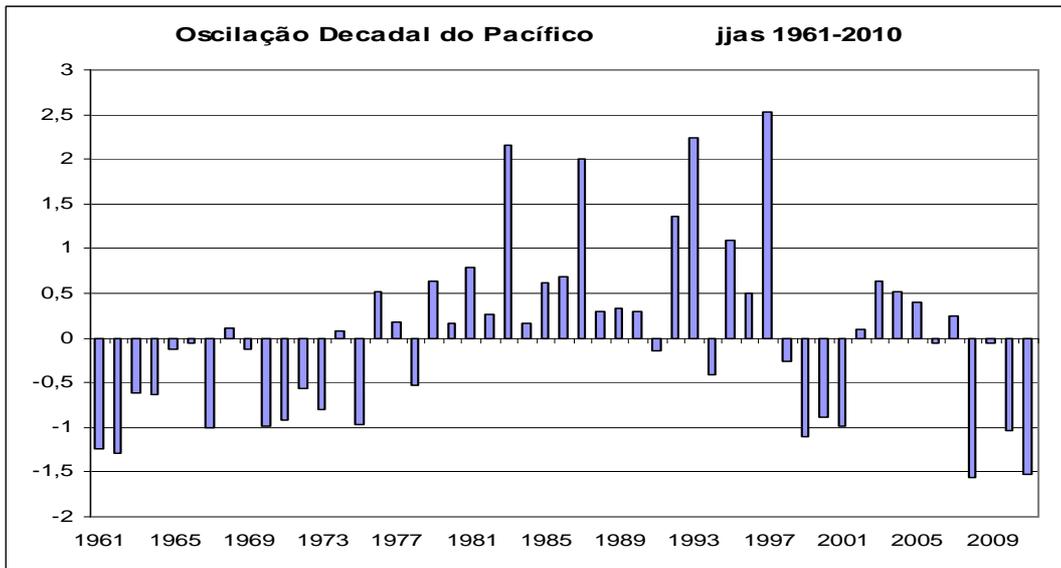


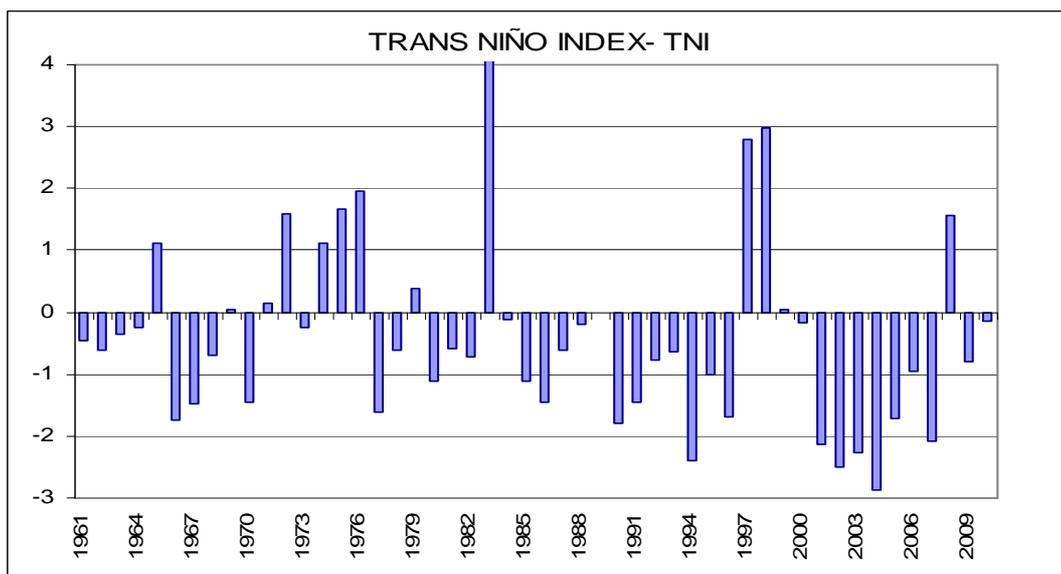
Figura 3.5 - Em destaque as duas fases do Pacific Decadal Oscillation (PDO) índice que retrata o principal modo de variabilidade em grande escala do oceano Pacífico (de 15 a 35 anos). À esquerda a fase quente (tons avermelhados no Pacífico Central) e à direita a fase fria tons avermelhados no Pacífico Central.



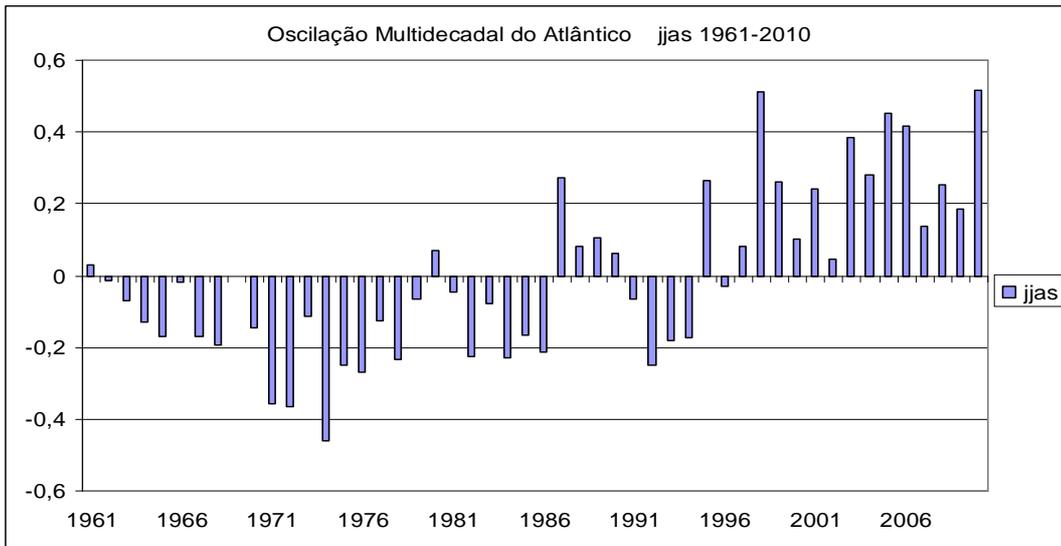
(a)



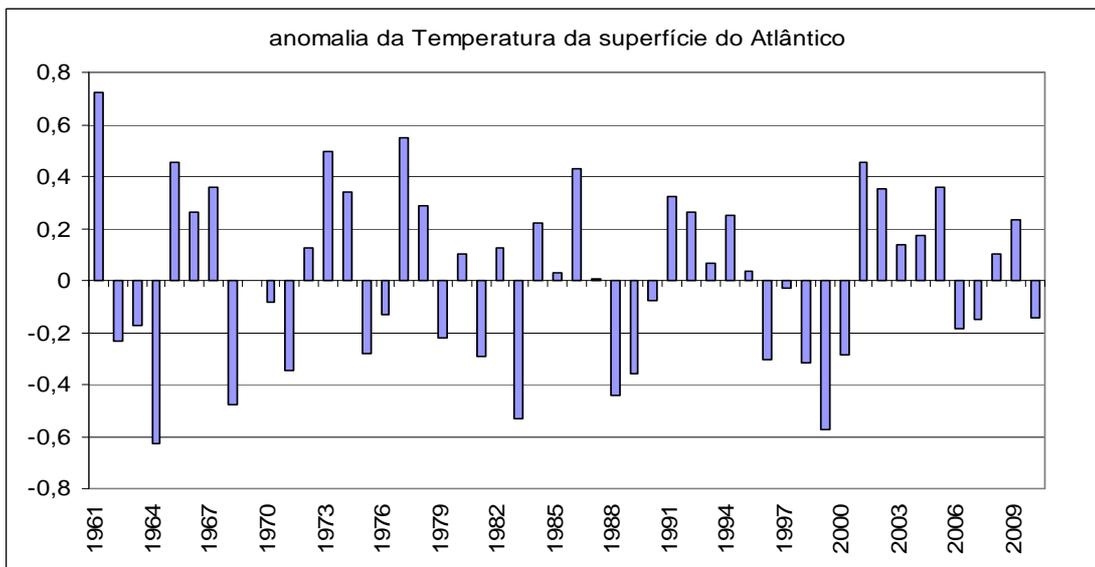
(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 3.6 - Valores mensais do Índice decadal do Pacífico (PDO) (a), TSM 3.4 (b), TNI índice (c), AMO oscillation- Oscilação Multidecadal do Atlântico (d) e anomalia da TSM do Atlântico próxima da costa de SP (e) entre os anos de 1961 e 2010, meses de junho e setembro.

Einfield et. AL (2001) estudaram o comportamento da TSM em uma ampla área no Atlântico Norte (AMO índice) e sua relação com as chuvas e as descargas de rios no continente norte-americano. O conjunto de dados de temperatura da superfície do mar aqui utilizado foi obtido através do NOAA e UKMET Office e foi usado para extrair o Índice da Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO), padrão que captura as anomalias de TSM do Atlântico ao norte do equador

através das anomalias mensais utilizando a climatologia de 1951-2000 (Figura 3.6d, 3.7b e 3.8b). Os dados estão disponíveis em <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.data>. Na época de inverno as correlações da AMO com as temperaturas e chuvas do norte de São Paulo em direção ao Brasil central são semelhantes e até mesmo ligeiramente maiores do que a TSM 3.4, dependendo da defasagem escolhida (*testes realizados no monitoramento dos padrões oceânicos para auxiliar nas discussões dos prognósticos climáticos CPTEC-INPE/INMET e exemplo na Figura 3.7*).

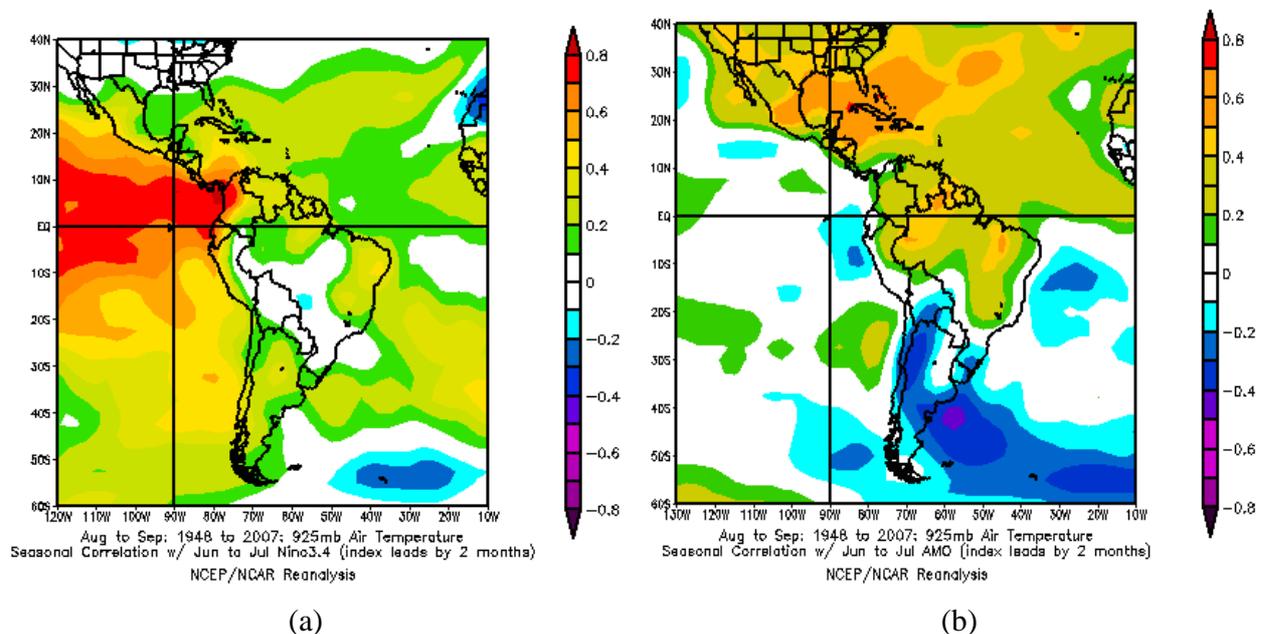


Figura 3.7 – Exemplo de correlação linear entre as temperaturas do ar em 925 hPa (agosto e setembro) e os índices de TSM 3.4 (a) e AMO (b) em junho e julho. Valores alaranjados indicam correlação positiva (índices positivos e temperaturas elevadas). Valores azulados indicam correlação negativa (índices positivos e temperaturas baixas).

Estudos recentes de Nigan et.al (2011), sobre as secas nas Grandes Planícies da América do Norte concordam sobre a importância da TSM do Atlântico em intensificar as secas multi-anuais, sendo a AMO muitas vezes, mais importante do que as TSM do Pacífico.

Para caracterizar a natureza do El Niño-Oscilação Sul (ENOS), anomalias das temperaturas da superfície do mar (TSM) em diferentes regiões do Pacífico devem ser utilizadas (Trenberth e Stepaniak, 2000). A evolução de cada El Niño ou evento La Niña requer pelo menos dois índices: anomalias de TSM 3.4 Niño e Trans-Niño Index (TNI), que é dado pela diferença de anomalias

normalizadas de TSM entre as regiões do Niño 1+2 e Niño 4 (figura 3.6c e 3.8a). O primeiro índice pode ser pensado como a TSM média em todo o Pacífico equatorial leste a leste da Linha de Data e o segundo índice é o gradiente de TSM através da mesma região. Dados do TNI disponíveis em http://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/TNI/.

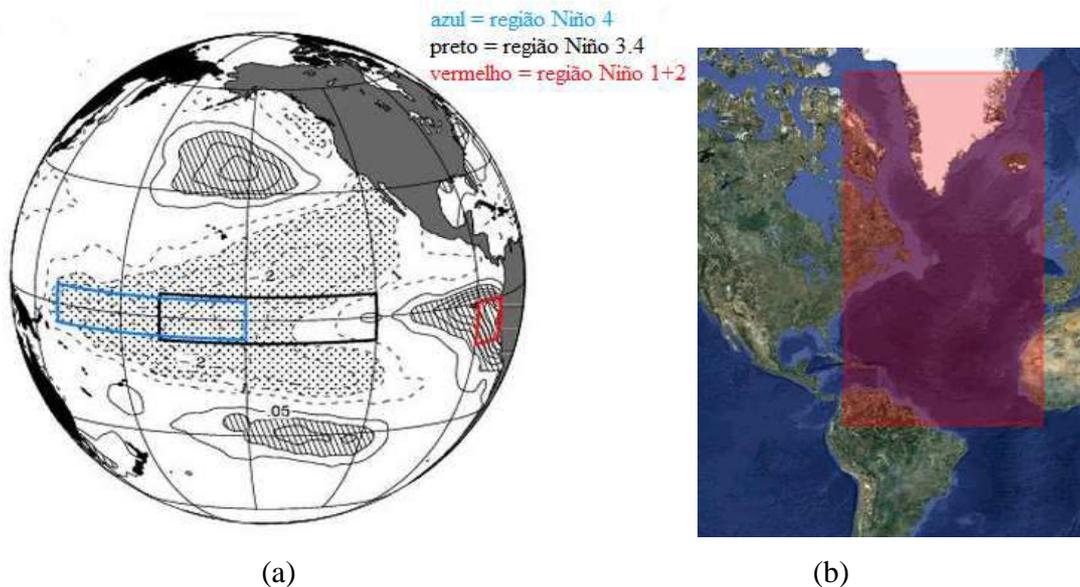


Figura 3.8 - Em (a) as regiões dos índices TNI- Trans Niño Índex (em vermelho), Niño 4 (azul) e Niño 3.4 (preto). Em (b) em destaque no retângulo vermelho a área que compreende a região da Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO).

Cardoso e Silva Dias (2000) investigaram a influência da temperatura da superfície do mar dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre o clima de inverno na cidade de São Paulo. Os autores, através de análises de casos de 4 invernos extremos confirmaram a influência da TSM sobre a temperatura da superfície. Contudo, ficou claro que a TSM é apenas um dos fatores que influenciam o clima de inverno na cidade de São Paulo, sendo que a influência resultante é sua soma com outros vários fatores, tais como: disposição e intensidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul, atuação de sistemas frontais, ciclogêneses e fenômenos de grande escala, como El Niño e Bloqueios Atmosféricos.

As anomalias de TSM (figura 3.6e) junto à costa de São Paulo (área de 22,5°S a 27,5°S e 47,5°W a 37,5°W) aqui utilizadas são construídas com dados de TSM Kaplan V2, fornecidos pelo NOAA / OAR / ESRL PSD, Boulder, Colorado, EUA, extraídos de seu site em <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/>. São utilizadas em conjunto com a inspeção visual dos padrões de TSM obtidos nos compostos do capítulo.

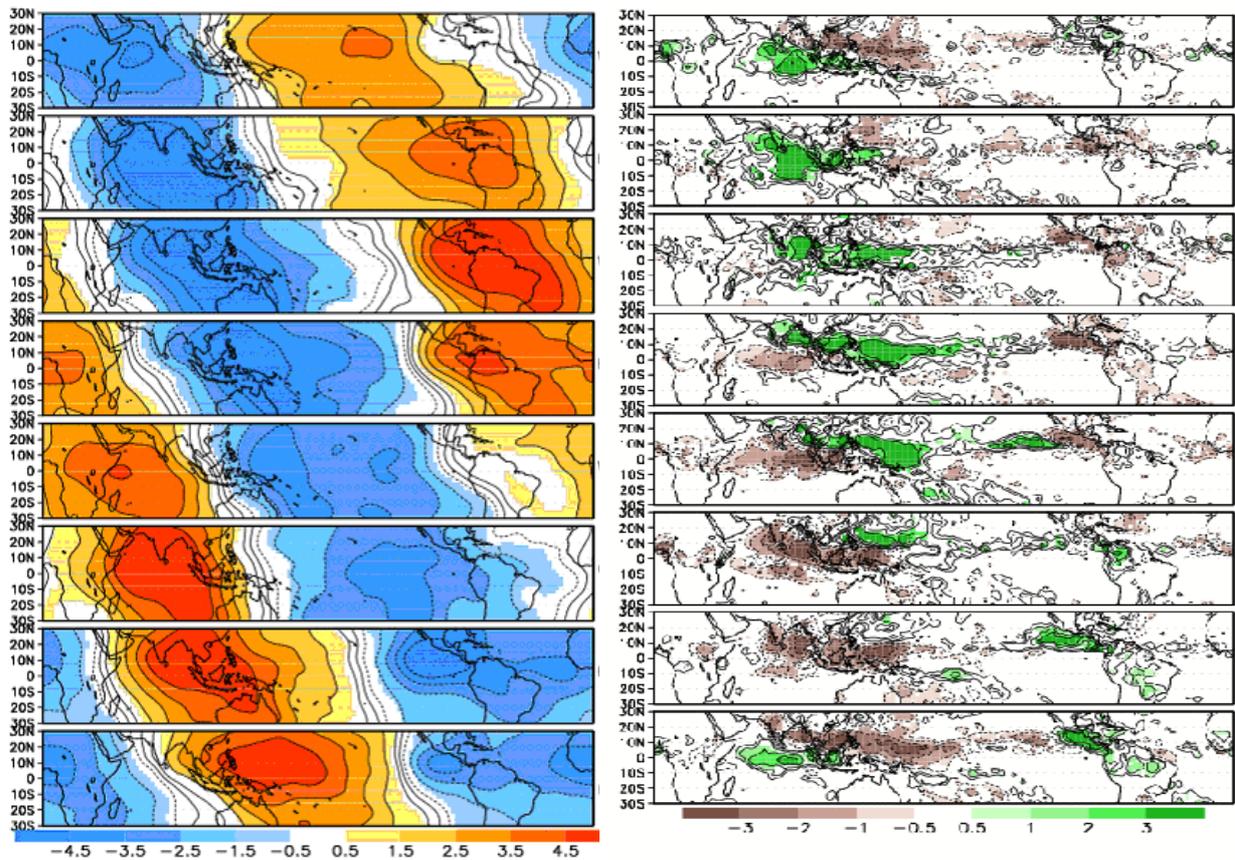


Figura 3.9 - Compostos do potencial de velocidade (m^2/s) em 200-hPa para oito fases do ciclo de vida da oscilação de Madden-Julian entre maio e setembro. As anomalias são mostrados com as regiões que são estatisticamente significativas (no nível de confiança de 95% com base em um teste t- Student) estão sombreadas. Em (b) o composto de ROLE (radiação de onda longa emergente) em W/m^2

A análise da variabilidade intrasazonal será considerada na investigação dos padrões atmosféricos neste estudo. Na Figura 3.9 observa-se o ciclo de vida da OMJ, que resulta em distintas assinaturas em inúmeras variáveis atmosféricas através dos trópicos, dependendo da sua fase (Knutson e Weickmann, 1987; Rui e Wang, 1990; Kayano e Kousky, 1999). Condições típicas para oito fases distintas do ciclo da OMJ, à medida que a oscilação se propaga do Oceano Índico através do Oceano Pacífico e no Hemisfério Ocidental, são ilustrados na figura 3.9, que mostra o potencial de velocidade em 200 hPa 3.9a e as chuvas (3.9b). Os dados mostram claramente a propagação para leste da OMJ. As fases 3-4 correspondem a períodos secos, enquanto que as fases 7-8 indicam maior probabilidade de ocorrência de períodos secos.

Capítulo 4. RESULTADOS

4.1 Análise observacional e estatística, séries de temperatura e precipitação das estações meteorológicas do norte-nordeste do estado de São Paulo - período 1961-2010

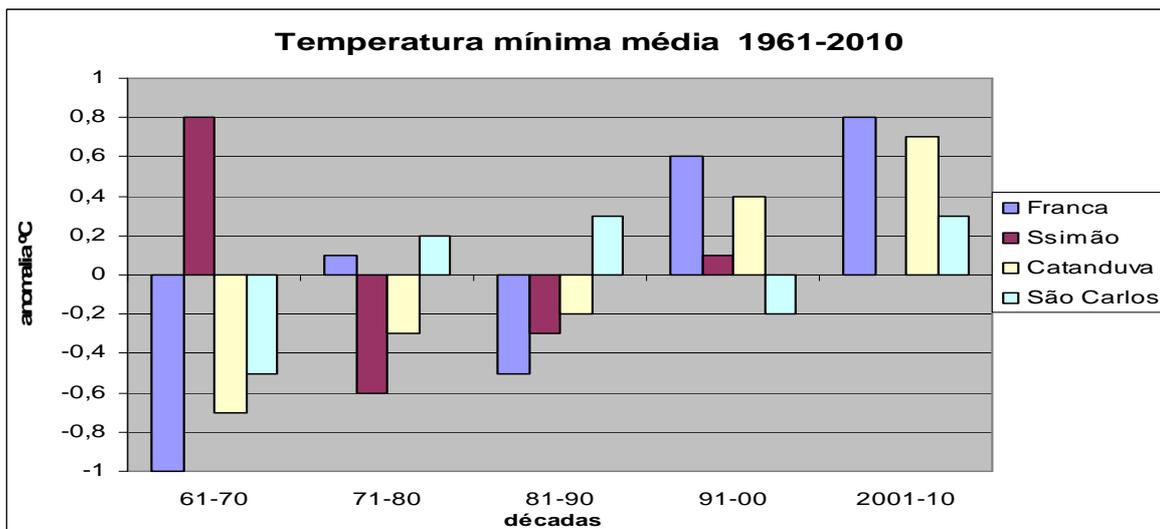
Neste capítulo será analisada a tendência das temperaturas mínimas e máximas e o número de dias consecutivos sem chuva durante o quadrimestre de junho a setembro.

4.1.1 Tendência das temperaturas no NNEP entre junho e setembro

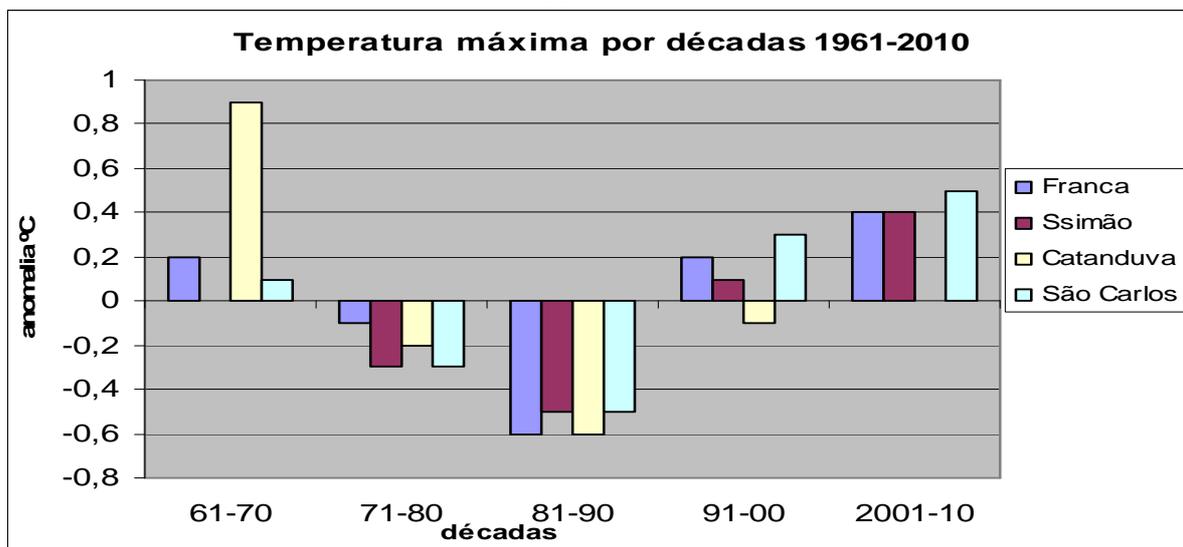
4.1.2 Tendência das temperaturas mínimas e máximas

A tendência da temperatura mínima indica um significativo aumento nas estações, especialmente a partir da década de 1990 (figura 4.1a). Observa-se que a maioria das estações (a exceção de São Simão) apresenta mínimas mais baixas nas décadas de 1960 a 1980 e um posterior aumento nas décadas seguintes.

A tendência linear calculada a partir da média - mediana na temperatura mínima por década nas estações do NNEP entre 1961 e 2010 indica um aumento de $0,22^{\circ}\text{C}/\text{década}$, com tendência de significativa elevação nas duas décadas recentes.



(a)

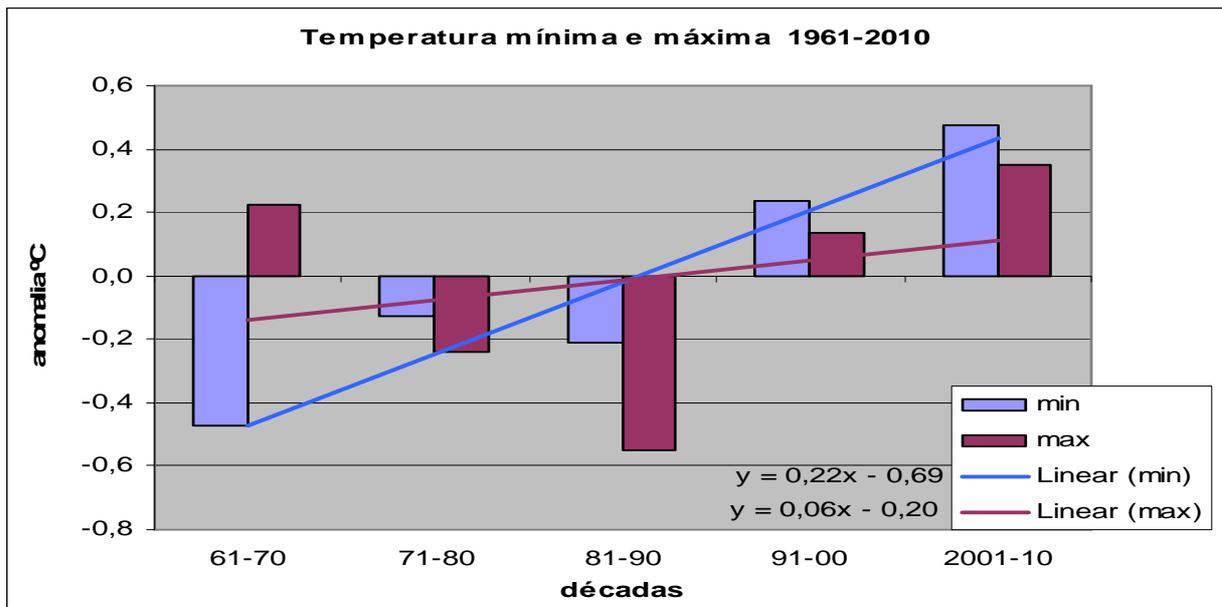


(b)

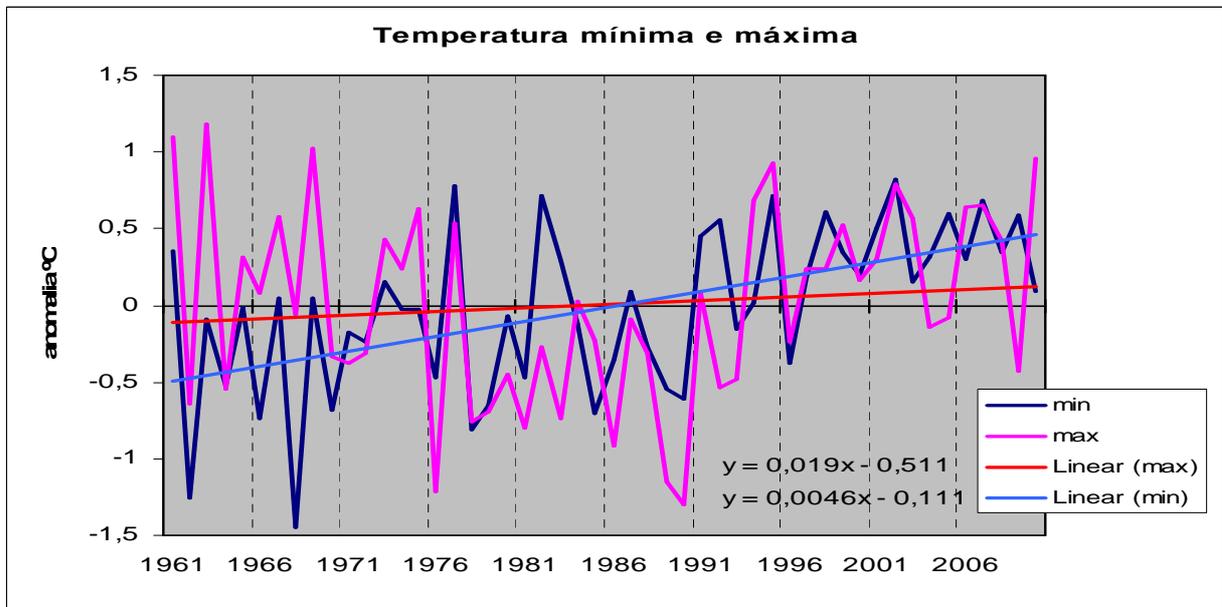
Figura 4.1 - Temperatura mínima média por década, nas estações de Franca, São Simão, Catanduva e São Carlos. No eixo x as décadas, e no eixo y a anomalia em °C.

A análise da temperatura máxima por década sinaliza um aumento significativo nas décadas recentes de 1991-2010, como pode ser observado na Figura 4.1 (b). É interessante notar os valores mais baixos observados nas décadas de 1970 e 1980. O saldo de aumento da temperatura máxima por década é de cerca de meio décimo por década ($0,06^{\circ}\text{C}/\text{década}$), valor inferior ao aumento da mínima ($0,22^{\circ}\text{C}/\text{década}$).

Outro resultado de destaque que pode ser visto na Figura 4.2a é a considerável amplitude térmica entre as mínimas e máximas de 1961-70 com cerca de 0,6°C de diferença (mínima de -0,4°C e máxima de +0,2°C). Tal resultado vai ser abordado com mais destaque posteriormente e consolida a ideia de que a década de 1961-70 teve mínimas baixas e máximas relativamente altas.



(a)



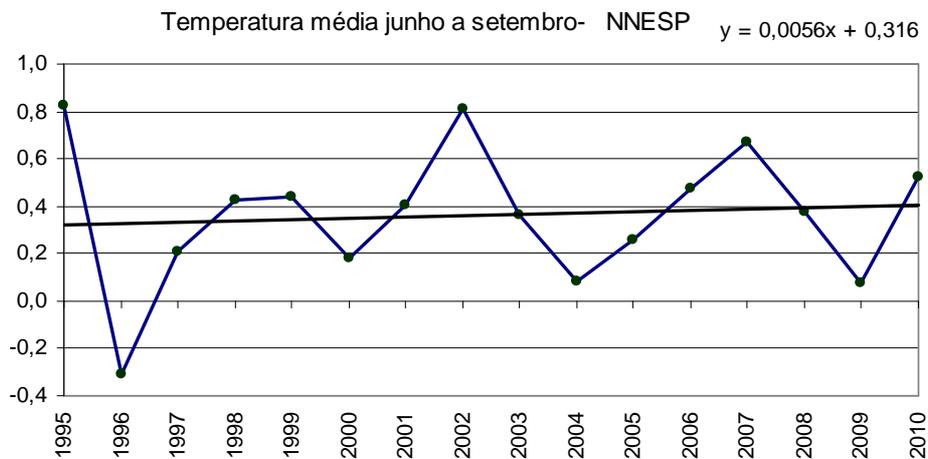
(b)

Figura 4.2 - Temperaturas mínimas médias (barras azuis) e máximas médias (barras vermelhas) por décadas, para as estações do NNESP (a). No eixo x as décadas de 61-70, 71-80, 81-90, 91-00 e 2011-10, e no eixo y a anomalia em °C. A tendência linear da mínima é mostrada na linha azul e da máxima na linha vermelha. Em

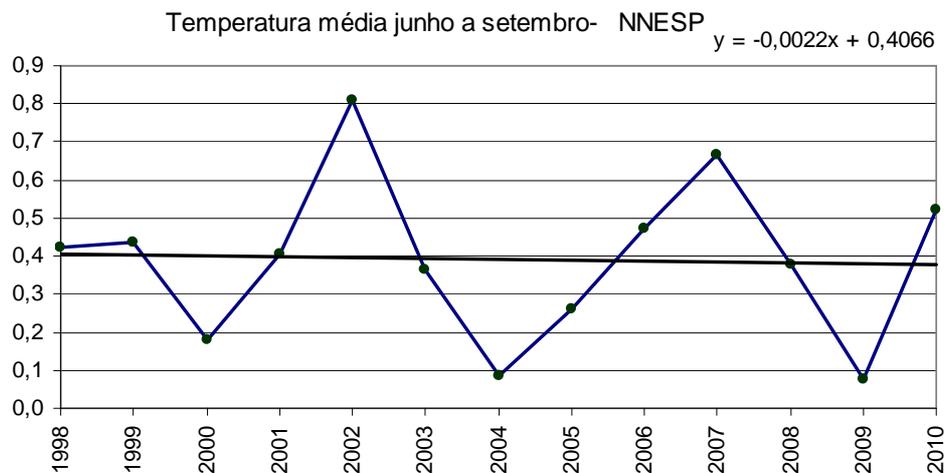
(b) aparecem os valores anuais médios da mínima (em azul) e da máxima (em vermelho) entre os anos de 1961-2010 para as estações do NNEP.

Na Figura seguinte (figura 4.2b) observa-se a variação anual das temperaturas mínimas e máximas no período junho a setembro. Na primeira década de análise pode-se observar o comportamento anteriormente referido, de mínimas baixas e máximas relativamente altas na década de 1960. Entre 1978 e 1990 há amplo predomínio de temperaturas mínimas e máximas mais baixas (exceção dos anos de 1982, 1983 e 1987 que tiveram forte influência de El Niño). Na maioria dos anos seguintes, com exceção de 1982, 1992 e 2004-2005 há um aumento tanto da mínima como da máxima em relação à média.

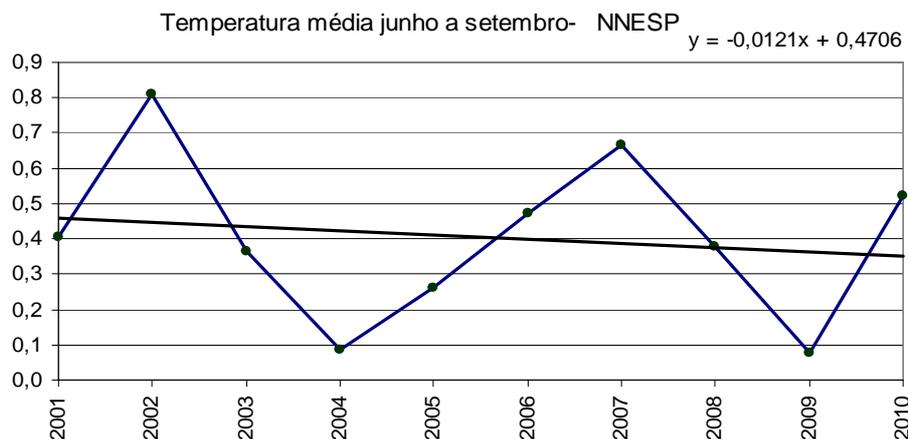
A tendência recente das temperaturas, entretanto, mostra-se praticamente estabilizada a partir do ano de 1995, que coincide com o ano em que houve a mudança no padrão das temperaturas oceânicas do Atlântico Norte, e que tem certo impacto no clima de inverno do norte de São Paulo.



(a)



(b)



(c)

Figura 4.3 - Anomalia das temperaturas (média da mínima e máxima) de 1995 a 2010 no NNEESP (em °C) e a tendência linear em (a), de 1998 a 2010 em (b) e dos anos de 2001 a 2010 em (c).

Da mesma forma que Amorin et. al (2009) verificaram o aumento das temperaturas em Rennes e Presidente Prudente, e a geração de ilhas de calor urbanas decorrentes do processo de urbanização nas duas cidades, tendência semelhante pode estar ocorrendo nas cidades de pequeno e médio porte aqui estudadas. De acordo com os resultados aqui investigados observou-se aumento maior da temperatura mínima em relação à máxima, situação que ocorre com mais frequência devido notadamente à urbanização, que conserva as temperaturas durante as noites ao diminuir a perda radiativa. Contudo, é interessante notar a tendência linear anual recente, que a partir do ano de 1995, aponta para uma tendência de estabilização ou até mesmo ligeira redução dos valores médios de temperatura a partir de 1998 (figura 4.3).

Tabela 4.1 - Erupções vulcânicas que produziram impacto significativo nas temperaturas globais:

Vulcão	Data	País	Localização	Altitude
Monte Agung	fev/63	Indonésia	8°S 115°E	3100
Chichón	mar/82	México	17°N 93°W	1260
Pinatubo	abr/90	Filipinas	15°N 120°E	1780

No período de estudo, cerca de três grandes erupções vulcânicas impactaram as temperaturas globais nos anos imediatamente posteriores, e por conseguinte, podem ter tido influência nas temperaturas. Neto et.al (2009), analisaram a influência da atividade vulcânica na variabilidade das temperaturas médias mensais do estado de São Paulo após três grandes eventos de erupção que causaram declínio das temperaturas globais, Monte Agung na Indonésia (1963); El Chichón no México (1982) e Pinatubo, nas Filipinas (1990-1991). Os autores afirmam que, apesar da dificuldade de se estabelecer um padrão típico de comportamento entre a atividade vulcânica e as temperaturas, definitivamente é um parâmetro que deve ser considerado na análise da variabilidade climática. Notadamente no episódio do Monte Agung na Indonésia, em 1963, quando nenhum outro fator de ordem climática refletiu no estado de São Paulo, as anomalias produzidas pelo grande volume de gases, cinzas e poeira desta erupção vulcânica, ao entrar nas correntes atmosféricas, provocaram forte desvio negativo nas temperaturas médias mensais no estado de São Paulo. Estes desvios iniciaram no primeiro verão após a erupção (verão de 1964) e se mantiveram por mais de um ano e meio, até o outono do ano seguinte (1965).

4.1.3 Extremos das temperaturas

4.1.4 Relação das temperaturas mínimas com os índices oceânicos e atmosféricos:

A tabela 4.2 indica que os menores valores da mínima ocorreram em 1968, 1962, 1978, 1966, 1985, 1970, 1979, 1990 e 1989. Portanto, três (3) na década de 1960, três (3) na década de 1970 e também três (3) anos na década de 1980. As mais frias foram nos anos de 1962 e 1968, com anomalia de $-1,2^{\circ}\text{C}$ e $-1,4^{\circ}\text{C}$ respectivamente. Por outro lado os maiores valores de mínima ocorreram nos anos de 2002, 1977, 1982, 1995, 2007, 1998, 2005, 2009 e 1992, ou seja, um (1) na

década de 1970, um (1) na década de 1980, três (3) na década de 1990 e quatro (4) anos na recente década de 2000.

Tabela 4.2 - Ordenação dos extremos (da ordem de 1 desvio padrão ou 15% - 85% do percentil) da temperatura mínima média entre os anos de 1961-2010. De 1 a 5 os índices para os anos de mínima baixa e de 6 a 10 os índices para os anos de mínima alta. Eventos frios: ● fraco ●● moderado ●●● forte. Eventos quentes: ● fraco ●● moderado ●●● forte. “NE” significa neutro e “=>” transição

Data		1	2	3	4	5		6	7	8	9	10	
Ano	Min baixa	TSM 3.4	PD O	TNI	AMO	Atla	ano	Min alta	TSM 3.4	PDO	TNI	AMO	Atla
1968	-1,4	NE	●	●	●	●●●	2002	0,8	●●	NE	●●●	NE	●●●
1962	-1,3	NE=>●	●●	●	NE	●	1977	0,8	NE=>●●	NE	●●	●	●●●
1978	-0,8	NE	●	●	●●	●	1982	0,7	●●=>●●●	NE	●	●●	NE
1966	-0,7	NE	NE	●●	NE	●	1995	0,7	NE=>●	●●	●●	●●	NE
1985	-0,7	●	NE	●●	●	NE	2007	0,7	NE=>●	NE	●●●	●	NE
1970	-0,7	●●	●●	●●	●	NE	1998	0,6	NE=>●●	NE	●●	●●●	●●
1979	-0,6	NE	NE	NE	NE	●	2005	0,6	NE	NE	●●●	●●●	●●●
1990	-0,6	NE	NE	●●	NE	NE	2009	0,6	●●	NE	●	●●	●
1989	-0,5	NE	NE	NE	NE	●●	1992	0,6	●=>NE	●●●	●	●●	●

A partir de 1991 e todos os anos seguintes, com exceção de 1993 e 1997, tiveram anomalias positivas. Na última década, apesar de estar acima da média, há uma tendência quase estabilizada da temperatura mínima.

Observa-se, portanto, que as mínimas mais baixas ocorrem preferencialmente em anos em que os índices oceânicos estão, em sua maioria, com valores neutros ou ligeiramente frios. Em relação à TSM 3.4, na região central do Pacífico, observa-se uma tendência mais favorável à neutralidade (Figura 4.4a)

Com relação às mínimas mais elevadas a TSM 3.4 está na maioria dos anos acima da normal ou com início de quadrimestre neutro. Nos anos em que o Pacífico Central está ligeiramente frio (1995, 2007) e frio (1998) o índice do Atlântico Norte está quente ou muito quente. O ano de 1998, a propósito, revela a importância de também considerar o Atlântico Norte na época de junho a setembro visto que neste ano a AMO está com o segundo maior valor de seu histórico. Como se

observa a situação é bem diferente quando comparada com os anos das menores mínimas, que por sua vez, têm índices neutros ou ligeiramente negativos.

O índice PDO tem predomínio da fase neutra, a exceção do ano de 1992 quando o índice é muito positivo. O oceano Atlântico confirma a tendência de temperaturas acima da média na maioria dos anos com as mínimas elevadas. Os dois anos mais quentes de 2002 e 1977 o Atlântico esteve com as temperaturas muito acima da média.

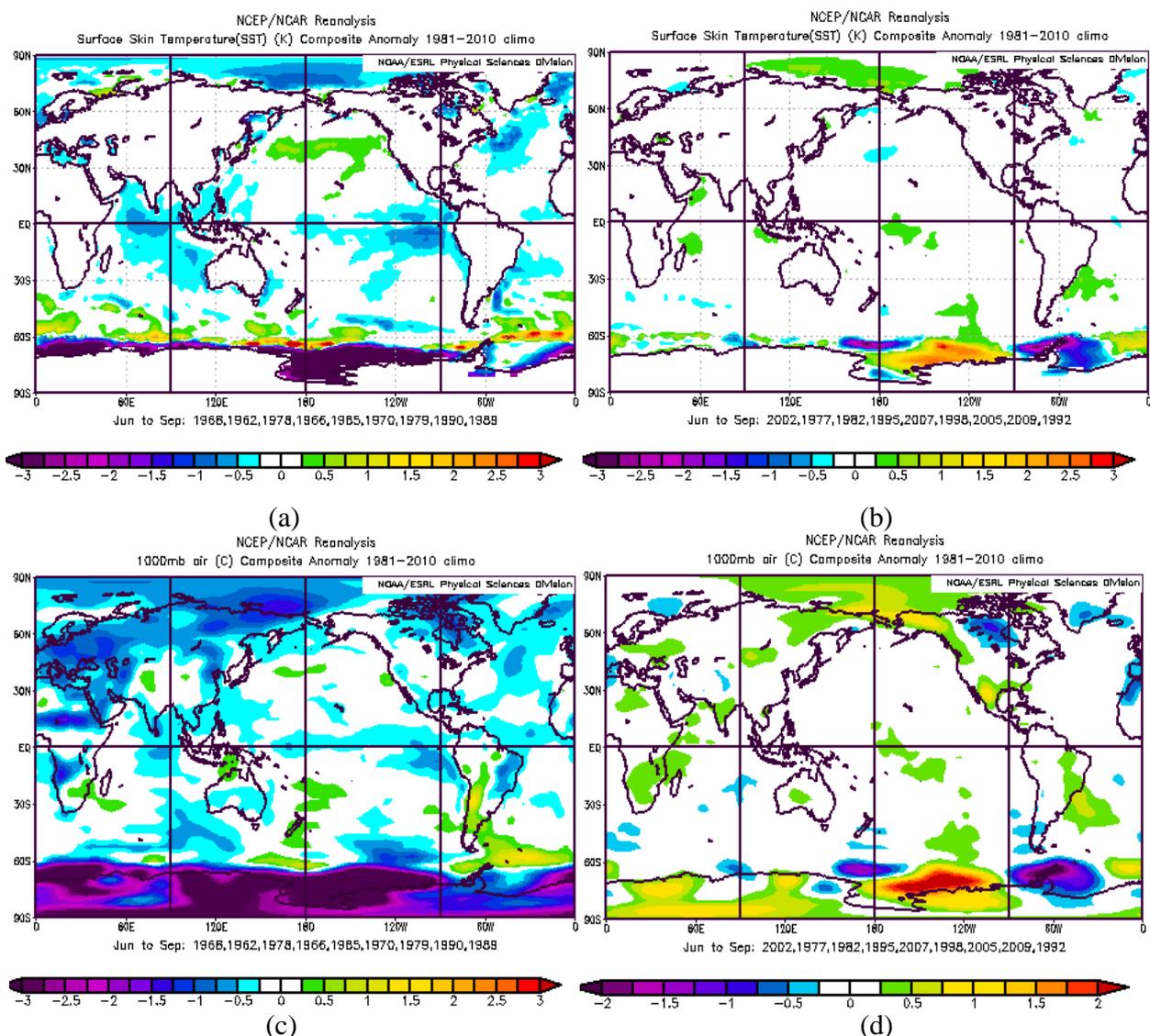


Figura 4.4 - Campo médio de anomalia de temperatura do mar (em °C) relativo ao composto dos anos de temperatura mínima mais baixa e mais alta (a, b), respectivamente. Em (c) (d) a anomalia de temperatura em 1000 hPa. Valores em azul indicam anomalias negativas e em amarelo anomalias positivas em relação à climatologia 1981-2010.

Na Figura 4.4a observa-se o composto médio de TSM referente aos anos de temperatura mínima mais baixa, onde se ressalta a área mais fria no Pacífico Centro-Leste e área positiva no Pacífico Norte. No Atlântico norte (costa do Canadá) temperaturas abaixo do normal são observadas enquanto que no Atlântico Sul, na costa entre a Bacia do Prata e o litoral do RJ, as anomalias são negativas. Margeando o Continente Antártico ocorrem temperaturas negativas, enquanto que a leste–nordeste da Península Antártica predominam anomalias positivas.

Para o composto médio de TSM referente às mínimas elevadas o sinal de TSM é em geral oposto, com temperaturas ligeiramente elevadas no Pacífico Central e ligeiramente frias no Pacífico Norte (sinal de PDO positivo). Neste caso, águas ligeiramente aquecidas no Atlântico Sul são observadas entre o Prata e o Rio de Janeiro. Dipolo significativo aparece margeando o continente Antártico, com TSM fria na península Antártica e quente a leste e a oeste.

Na Figura 4.4c observa-se, na temperatura em 1000 hPa, o ar anormalmente frio sobre a costa oeste da América do Sul, próximo à costa do Peru. O vento em 1000 hPa (figura 4.5a) confirma o indicativo de anomalias de leste (alísios mais fortes) no Pacífico Central. Ressaltem-se as anomalias frias sobre a Antártica e um núcleo quente ao norte da Península. A investigação dos campos de vento (Figura 4.4c) demonstra que há um anticiclone fortalecido no Atlântico Sudeste, que transporta ar quente de norte na costa do extremo sul da Argentina.

Nos anos de temperatura mínima elevada os compostos de temperatura em 1000 hPa (Figura 4.4d) aparecem com uma certa simetria entre os extremos Sul e Norte dos hemisférios, com núcleos quentes em 70°/140°W e núcleos frios a leste. No hemisfério Sul, este núcleo frio aparece destacadamente sobre a Península Antártica. Em 6 dos 9 anos extremos, as mínimas elevadas ocorreram depois de 1995 e mostra uma aparente padrão inverso de relação com a Antártica. Quando se examina a tendência recente das duas séries de temperaturas obtém que há uma estabilização na região do NNEP e até mesmo resfriamento local da Península (período de 1996 a 2009), confirmado por dados locais (disponível em http://antartica.cptec.inpe.br/~rantar/PDF/Queda_Temp_Ferraz.pdf). Ou seja, este resultado aponta para a necessidade de uma investigação mais detalhadas das causas das tendências recentes das temperaturas, pois se tanto para o NNEP e para a península Antártica as temperaturas não estão em

elevação há um indicativo que a variabilidade natural tenha sido importante neste controle recente das tendências .

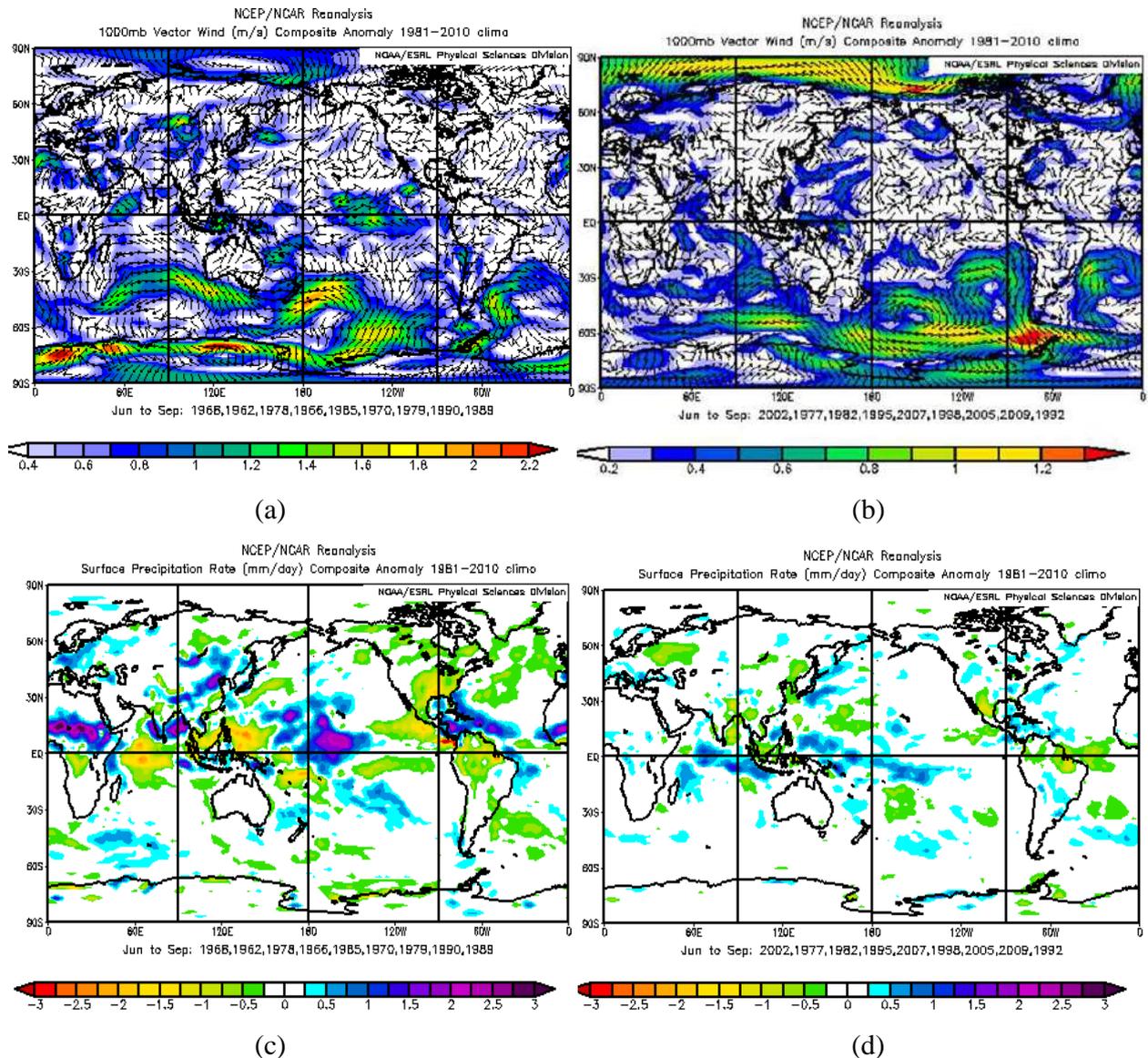


Figura 4.5 - O mesmo que figura 4.4 exceto para o campo de vento em 1000 hPa em (a) e (b) a taxa de precipitação diária (em mm/dia) em (c) e (d), para os anos de mínima baixa (esquerda) e elevada (direita).

O campo de taxa de precipitação diária (chuva diária) para os anos de temperatura mínima baixa (figura 4.5c) indica dipolo característico nos arredores da América Central, entre os Oceanos Pacífico e Atlântico, com anomalias negativas que se estendem pela região Amazônica e prolongam entre o centro e sul do Brasil. Observa-se um núcleo de chuvas acima do normal sobre o Pacífico Central, nas proximidades da Linha de Data. Os ventos em 200 hPa (Figura 4.6a) corroboram este indicativo, pois há anomalia ciclônica em altos níveis no Pacífico Leste (divergência em baixos níveis) e circulação anticiclônica no Pacífico Central (convergência em baixos níveis). Assim, o

padrão de neutralidade ou de águas ligeiramente frias no Pacífico Central não inibe totalmente a convecção naquela área. Observa-se de forma nítida um trem de ondas em forma arco que vem desde a área mais oeste do Pacífico, na região de latitudes médias, e que prossegue alternando baixas e altas pressões até o Atlântico Sudeste. No Atlântico Sul há um tripolo, com baixa a leste da costa gaúcha e alta sobre a região Nordeste.

Por outro lado, nos campos de vento composto referente às mínimas elevadas (Figura 4.5 b e 4.6b) ocorre uma situação de bloqueio, com par de anticiclones fortalecidos em baixos e altos níveis sobre o Atlântico e também Pacífico, em torno dos 30°, impedindo o avanço dos sistemas frontais. A posição é estratégica para bloquear sistemas frontais e transportar ar quente do Norte do País para o NNEP. Entre o Pacífico e as proximidades do norte da Argentina e Paraguai uma baixa pressão estende um cavado que favorece às anomalias positivas de chuvas no centro do Brasil.

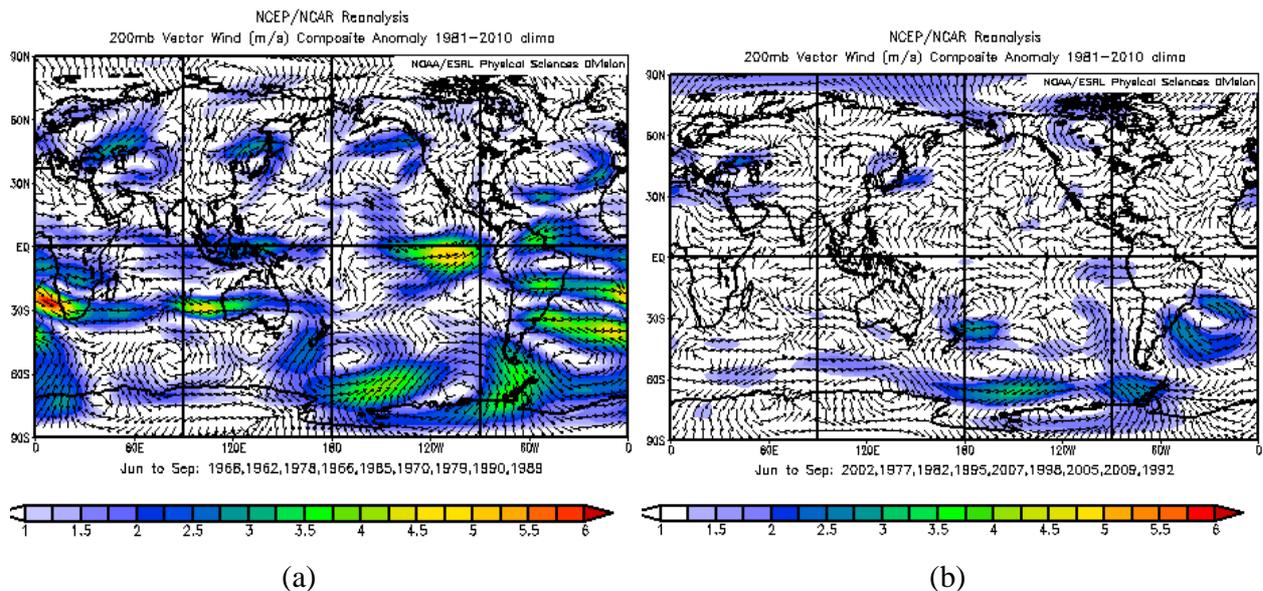


Figura 4.6 - O mesmo que figura 4.4 exceto para o campo de vento em 200 hPa, para os anos de mínima baixa (esquerda) e elevada (direita).

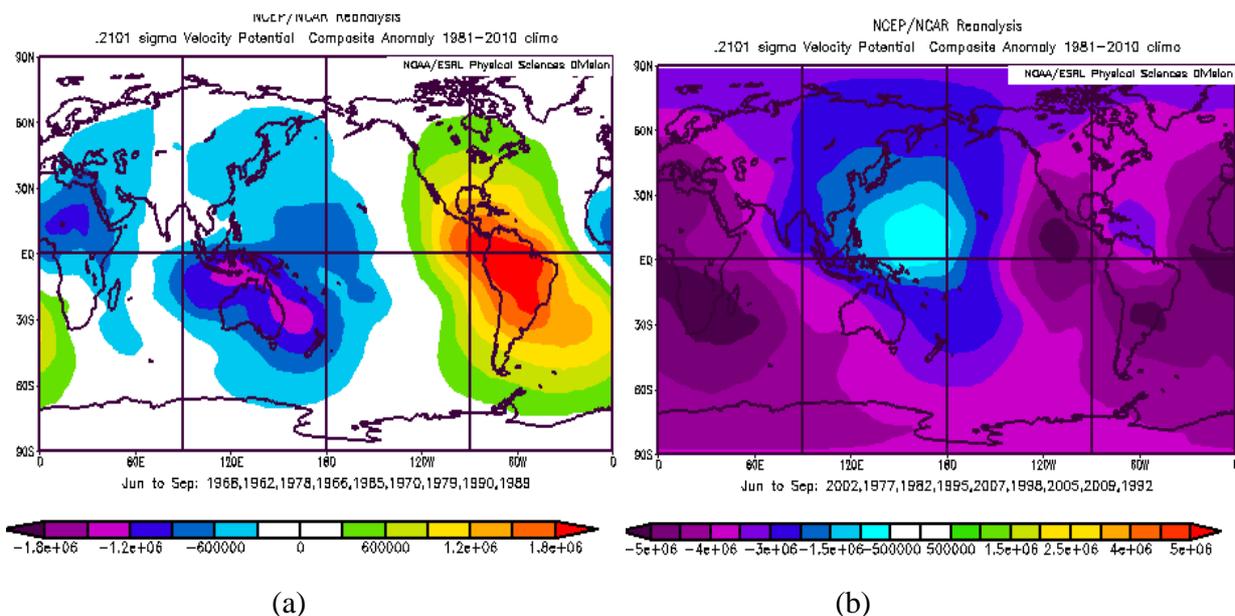


Figura 4.7 - O mesmo que figura 4.4 exceto para os campos de potencial de velocidade (qui) em 200 hPa dos anos de temperatura mínima mais baixa e mínima mais alta (a-b), respectivamente. Valores negativos (azulados) indicam divergência em altos níveis (favorável às chuvas em superfície) e positivos indicam convergência (desfavorável às chuvas). Climatologia entre 1981-2010.

O campo de potencial de velocidade em altos níveis para os compostos de temperatura mínima baixa (Figura 4.7a) indica a alternância da área favorável às chuvas (divergência em altos níveis) entre o Pacífico - Indonésia e a área desfavorável (convergência em altos níveis) que se estende pela América do Sul, especialmente. Os resultados, da influência da intrasazonalidade nos períodos frios de inverno, concordam com estudos de Schneider (2004).

Para os compostos de temperaturas mínimas mais elevadas (Figura 4.7b), o padrão difere substancialmente, com o predomínio da divergência em altos níveis em todas as regiões, especialmente entre o Pacífico Leste, parte da América do Sul e continente Africano. Ou seja, com temperaturas oceânicas mais elevadas entre o Pacífico e o Atlântico (aqui investigadas através dos índices) observa-se mais disponibilidade de umidade e tendência a maior convecção (movimento ascendente que resulta em chuvas) no globo. Assim, as anomalias de divergência indicam regiões de mais nebulosidade, que faz com que as mínimas sejam maiores, devido a menor perda radiativa de calor do solo para a atmosfera. Fica nítida também a influência dos padrões atmosféricos de caráter global nos extremos locais de temperatura que ocorreram no NESP.

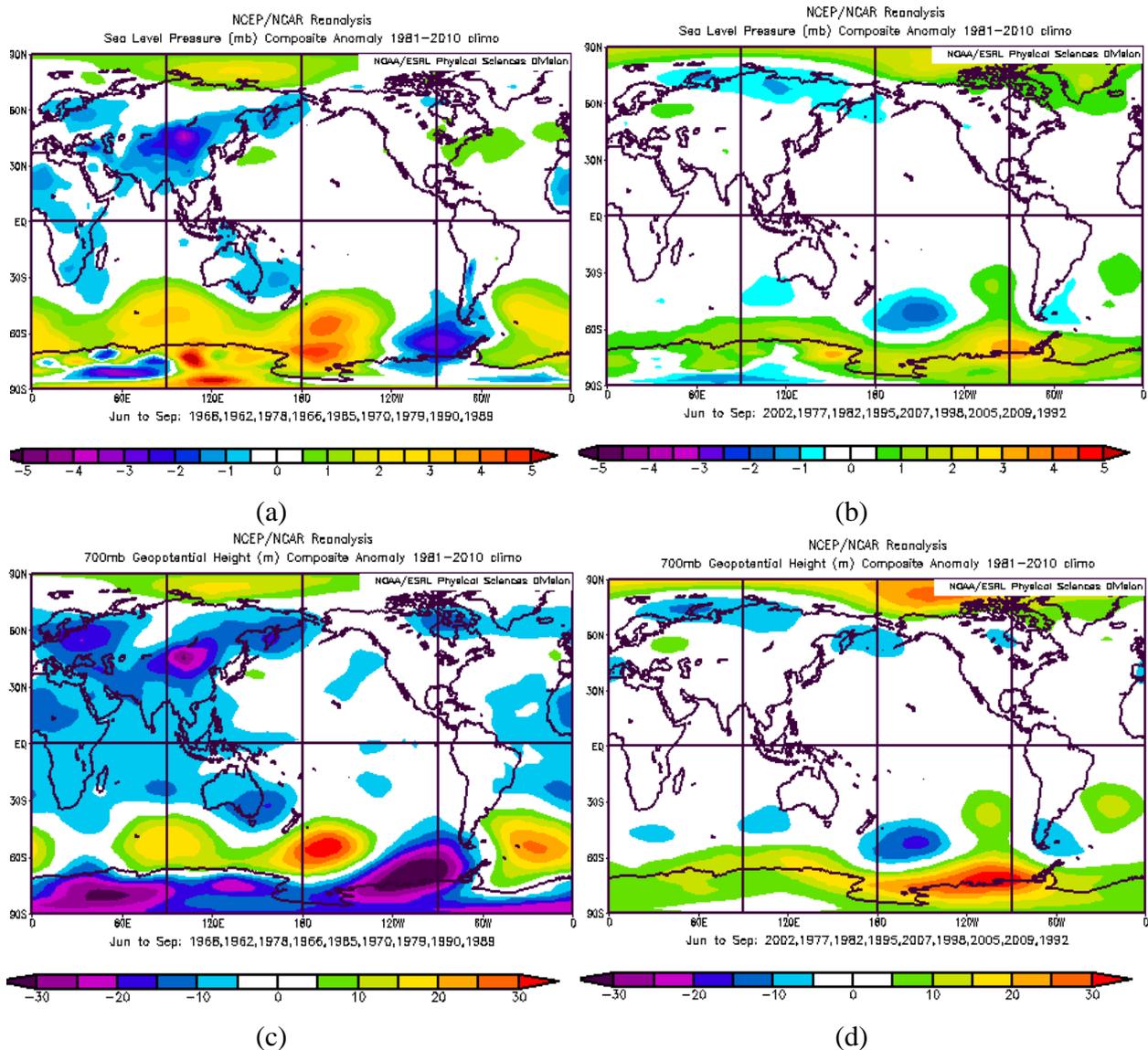


Figura 4.8 - O mesmo que em Figura 4.4 exceto para a anomalia de pressão atmosférica (a) e (b) e geopotencial em 700 hPa (c) e (d), para os compostos de temperatura mínima mais baixa (esquerda) e mínima mais alta (direita).

Campos de anomalia de pressão atmosférica e altura geopotencial em 700 hpa (Figura 4.8) indicam que nos anos de mínima baixa também há um trem de ondas entre o Pacífico e o Atlântico Sul. Ao sul do continente e a oeste da Península Antártica, um núcleo de baixa pressão ocorre, enquanto que mais a leste no Atlântico Sudeste uma área de alta pressão fortalecida se estende até a extremidade da Antártica. O núcleo mais intenso desta alta anômala está localizado aproximadamente em 50°S/25°W, região de médias latitudes em que ocorre a amplificação do sinal do padrão oceânico-atmosférico chamado ciclo semi-anual. A propósito, o ciclo anual foi primeiramente investigado por Van Loon (1967) e é caracterizado pela expansão e contração da

pressão atmosférica nas latitudes médias e altas do Hemisfério Sul duas vezes ao ano (nos equinócios). O mecanismo é gerado pela existência do continente polar ao sul de 65°S rodeado pelo oceano nas médias latitudes, e a consequente diferença do ciclo anual da temperatura, mais visível na média troposfera, nessas duas latitudes. Sobre o oceano próximo a 50°S, o resfriamento no outono é mais rápido que o aquecimento na primavera, enquanto o inverso é verdadeiro para a latitude de 65°S. Essa diferença resulta num marcado segundo harmônico do gradiente de temperatura meridional entre 50°S e 65°S que por sua vez modula os ciclos anuais da pressão e do vento. Estudos de Taschetto et.al (2007) confirmam a intensificação desta oscilação nas médias latitudes do Atlântico Sul.

Desta forma, um dos principais resultados verificados é a existência deste padrão associado ao trem de ondas provenientes do Pacífico, ao fortalecimento da Alta pressão na posição climatológica do ciclo semi-anual no Atlântico Sul, próximo do extremo sul da América do Sul, e a presença de uma baixa pressão ao norte (esta mais visível nas Figuras do campo de geopotencial, Figura 4.8 c).

4.1.5 Relação das temperaturas máximas com os índices oceânicos e atmosféricos

A ordenação das temperaturas extremas máximas médias indica que os maiores valores ocorreram nos anos de 1963, 1961, 1969, 2010, 1995, 2002, 1994, 2007 e 2006. Observa-se, portanto, que os anos de temperatura máxima mais elevada ocorreram em três (3) oportunidades na década de 1960, dois (2) na década de 1990 e outros quatro (4) nos anos 2000.

Tabela 4.3 - O mesmo que tabela 4.2 exceto para a ordenação dos extremos da temperatura máxima média entre os meses de junho a setembro nos anos de 1961-2010. De 1 a 5 os índices para os anos de máxima alta e de 6 a 10 os índices para os anos de máxima baixa. Eventos frios: ● fraco ●● moderado ●●● forte. Eventos quentes: ● fraco ●● moderado ●●● forte. “NE” significa neutro e “=>” transição

	desv	1	2	3	4	5		desv	6	7	8	9	10
Ano	Max alta	TSM 3.4	PD O	TNI	AMO	ATL	ano	Max baixa	TSM 3.4	PDO	TNI	AMO	ATL
1963	1,2	●	●	NE ●	NE	●	1990	-1,3	NE	NE	●●	NE	NE
1961	1,1	NE	●●	NE ●	NE	●●●	1976	-1,2	●NE	●	●●	●●	NE●
1969	1,0	NE●	NE	NE	NE	NE	1989	-1,1	NE	N	NE	NE	●●●
2010	1,0	●	●●	NE	●●●	●	1986	-0,9	NE ●	●	●●	●●	●●●
1995	0,9	NE●	●●	●●	●●	NE	1981	-0,8	NE	●	●	NE	●●
2002	0,8	●●	NE	●●●	NE	●●●	1978	-0,8	NE	●	●	●●	●●
1994	0,7	●	NE	●●●	●	●●	1983	-0,7	●NE●	●●●	●●●	NE	●●●
2007	0,6	NE●	NE	●●●	●	●	1979	-0,7	NE	●	NE	NE	●
2006	0,6	●	NE	●●	●●	●	1962	-0,6	NE	●●	●	NE	●

A relação das temperaturas máximas mais elevadas com os índices oceânicos mostra uma diversidade maior. Em relação à TSM 3.4 observa-se uma tendência mais favorável à neutralidade ou ao leve aquecimento, sendo que em 8 dos 9 anos não houve desvio muito significativo, com exceção do ano de 2002, quando Pacífico Central e Atlântico estavam quentes (Tabela 4.3 e Figura 4.9). Em 3 anos o oceano esteve ligeiramente quente e em apenas um ano ligeiramente frio. O índice TNI mais uma vez tem tendência predominantemente negativa, águas mais frias no extremo leste do Pacífico em relação ao centro, em eventos ocorridos depois do ano de 1994. A PDO tem tendência a variar entre a neutralidade (5 dos 9 eventos) e a ocorrência de eventos com índice negativo (3 eventos). O índice AMO revela ampla tendência de ocorrência entre fases neutra a positiva (8 dos 9 eventos). O atlântico, na costa de SP, possui dois padrões, um muito quente (3 dos 9 anos, 1961, 2002 e 2004) e outro ligeiramente frio (em 4 dos 9 anos, 1963, 2010, 2007 e 2006).

As temperaturas máximas mais baixas, por sua vez, em relação à TSM 3.4 (coluna 6), ocorreram preferencialmente em anos de Pacífico central neutro. A PDO tem, em 6 dos 9 anos, o índice variando de neutro a positivo. A AMO revela índice neutro (6 dos 9 anos) e frio (3 dos 9 anos). O Atlântico, na costa de SP, tem predomínio de águas frias (5 dos 9 eventos). Quando o Atlântico na costa de SP está quente (anos de 1978 e 1986) o Atlântico Norte está frio. A mudança para a fase quente da AMO a partir de 1995 favoreceu as temperaturas mais elevadas e inibiu a ocorrência de máximas baixas.

Os compostos médios para as máximas elevadas (Figura 4.9a) confirmam uma ligeira tendência ao predomínio de águas mais frias no Pacífico leste, região do Niño 1.2, e águas mais aquecidas no Pacífico Norte, um padrão de PDO negativo. No Atlântico, na costa de SP, não há sinal médio definido nos compostos, enquanto que no extremo sul do Atlântico ressaltam-se a temperatura abaixo do normal nos arredores da Península Antártica. No campo de temperatura em 1000 hPa (Figura 4.9c) observa-se a área de temperatura elevada entre o setor Amazônico e centro-sudeste do Brasil coincide com a área de chuvas abaixo da média (Figura 4.10a).

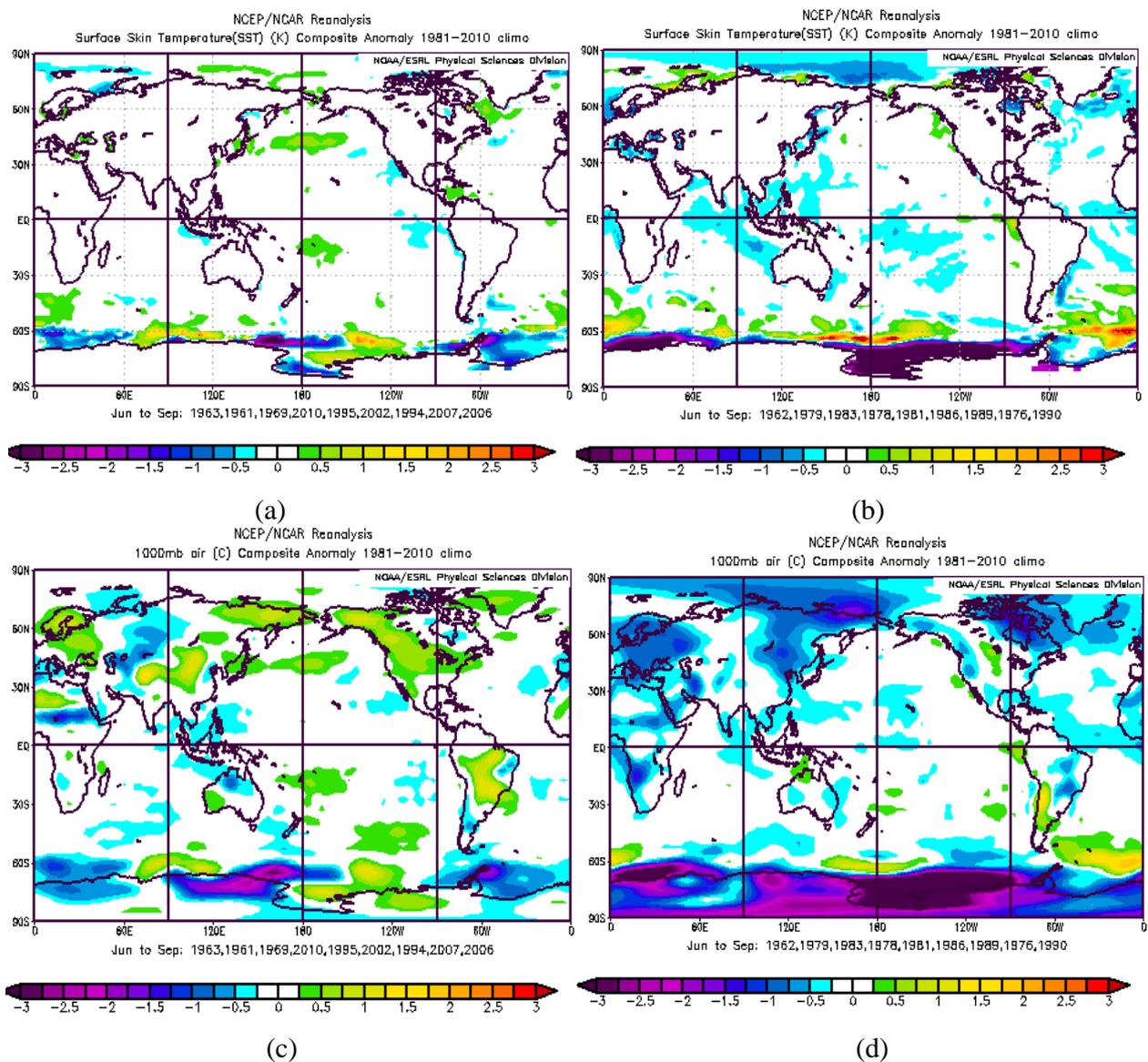
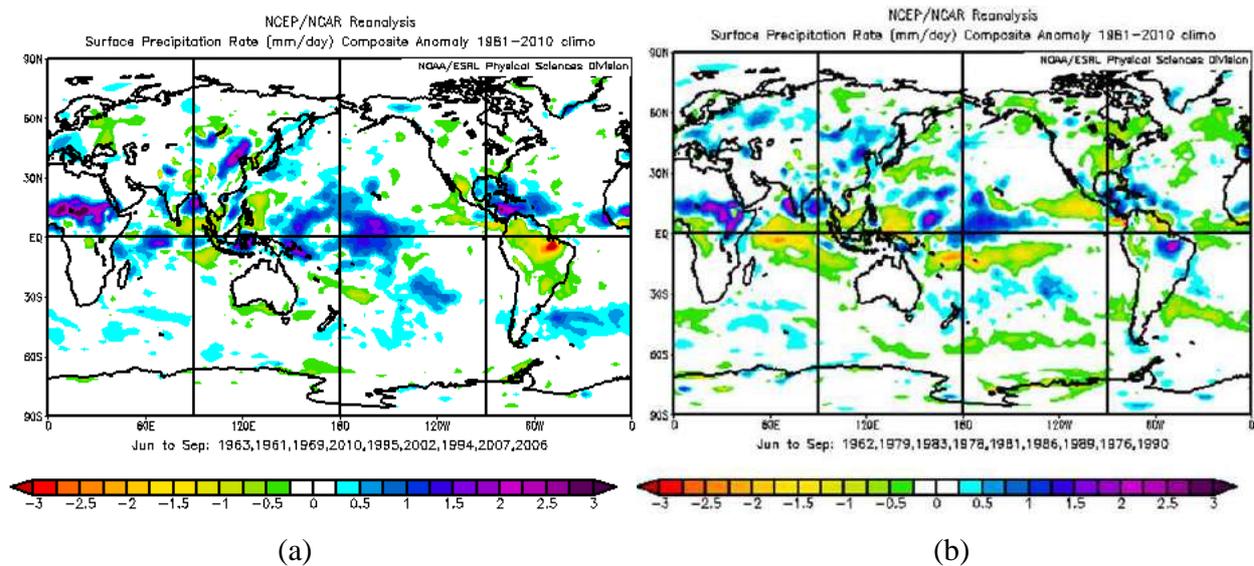


Figura 4.9 - O mesmo que na Figura 4.4 exceto para os compostos de temperatura máxima média mais alta (esquerda) e máxima média mais baixa (direita), da anomalia de pressão atmosférica (a), (b) e do geopotencial em 700 hPa (c), (d), respectivamente.

Entre o extremo leste do Pacífico e a área das Antilhas há um dipolo com as chuvas que variam de ligeiramente abaixo a acima da média. Na área das Antilhas, a região com águas ligeiramente aquecidas e chuvas acima da média faz com que a circulação da célula de Hadley favoreça o movimento descendente sobre a região Amazônica e acentue o período seco desta época do ano. Esta ligação entre o setor Amazônico e a região do NNEPSP mais quentes e secos do que o normal parece estar associada, portanto, com o transporte de ar quente e seco de norte, que resulta em temperaturas máximas elevadas. Observa-se que o campo de chuva tem sinal relativamente oposto entre o Brasil e o sul do continente sul americano.



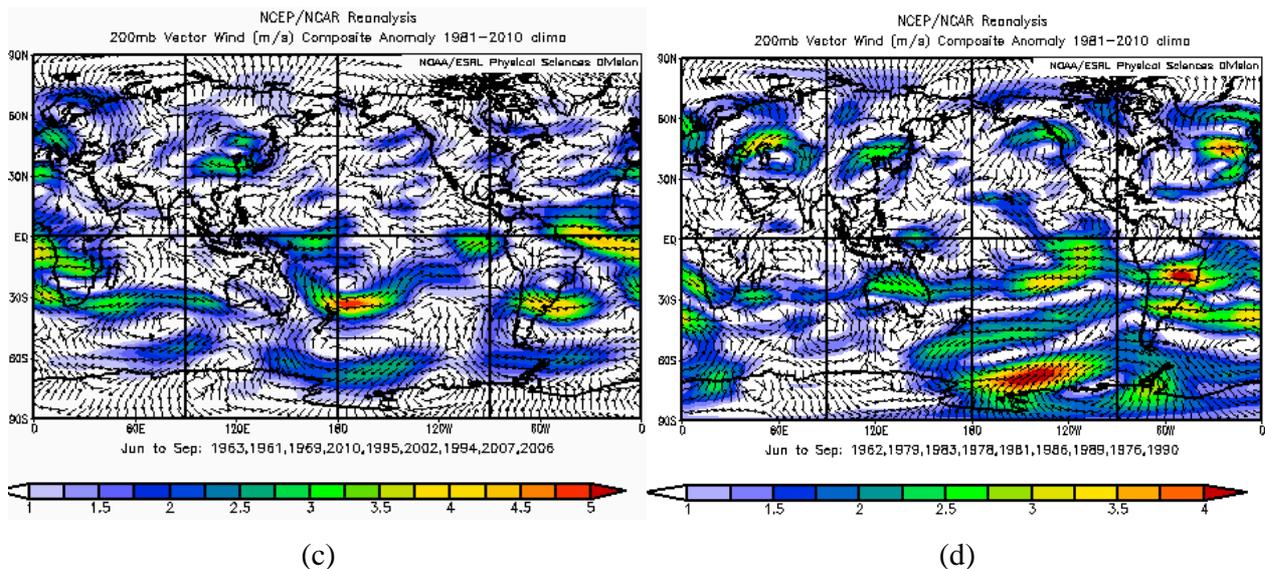


Figura 4.10 - O mesmo que na Figura 4.4 exceto para os compostos de temperatura máxima média mais alta (esquerda) e máxima média mais baixa (direita), das anomalias da taxa de precipitação diária (a),(b) e de vento em 200 hPa (c), (d), respectivamente.

No campo de vento no nível de 200 hPa (Figura 4.10c-d) observa-se sobre o Pacífico um destacado trem de ondas, com um par de anticiclones de Rossby que margeia a região equatorial e que, em forma de arco, alterna o sinal entre o Pacífico Sul e o continente sul-americano.

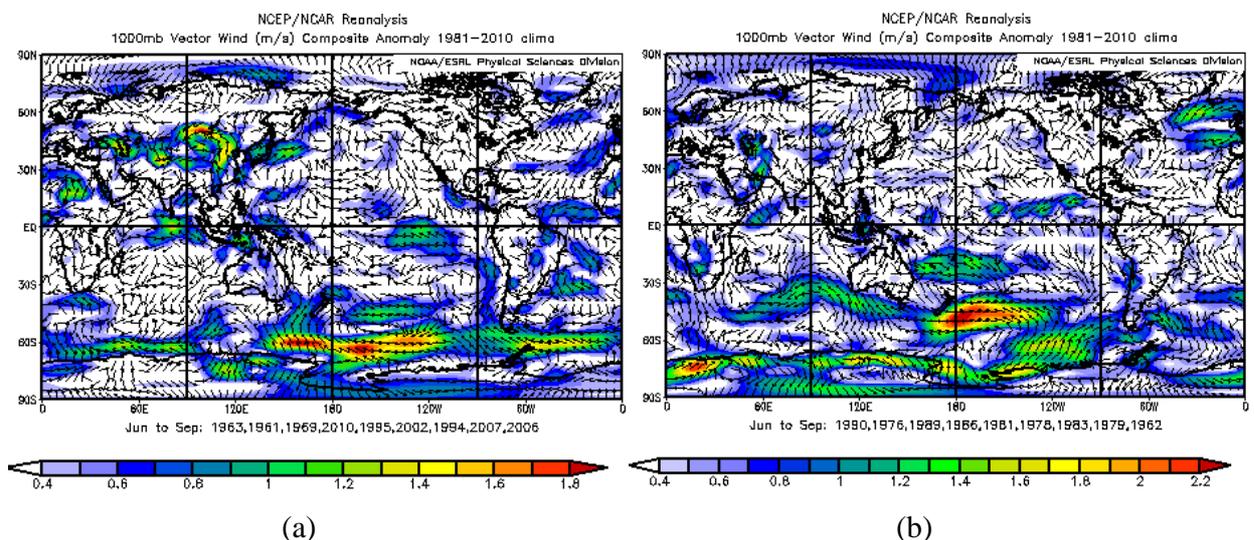


Figura 4.11 - O mesmo que na Figura 4.4 exceto para os compostos de temperatura máxima média mais alta (esquerda) e máxima média mais baixa (direita) das anomalias da taxa de vento em 1000 hPa.

O padrão em superfície do vento (Figura 4.11 a), de forma semelhante do que ocorrera com as mínimas elevadas, também é de fortalecimento dos anticiclones subtropicais no Pacífico e

Atlântico. Em altitude (Figura 4.10c e Figura 4.12c) o padrão é consistente com a formação de bloqueio visto que uma ampla área de alta pressão pode ser observada entre médios e altos níveis, com núcleo sobre as proximidades do estado de São Paulo (campo de vento em 200 hPa e geopotencial em 700 hPa, respectivamente). No centro sudeste do setor Amazônico predomina área de convergência em altitude, ou seja, inibe o forçamento de convecção naquela área.

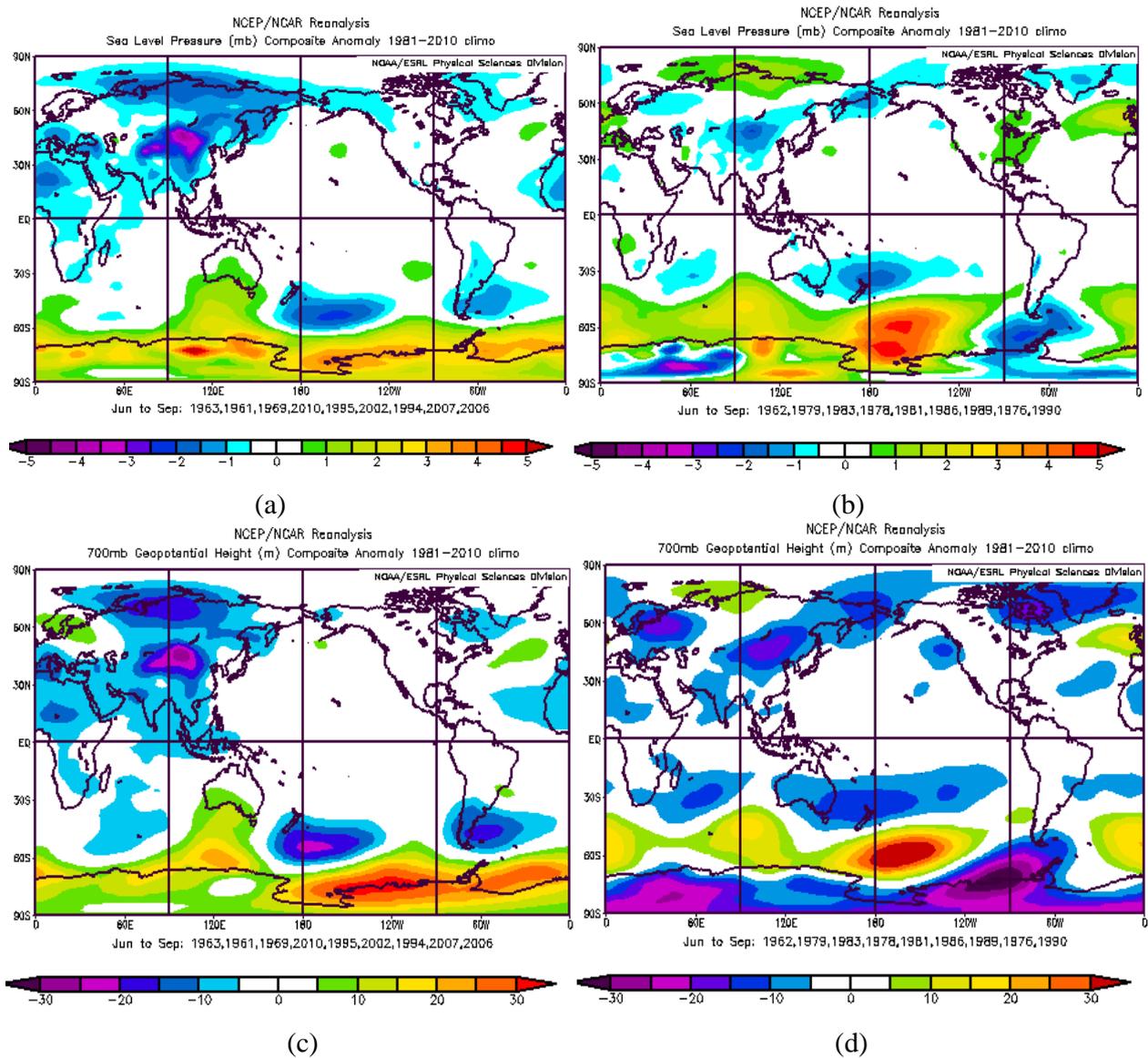


Figura 4.12 - O mesmo que na Figura 4.4 exceto para os compostos de temperatura máxima média mais alta (esquerda) e máxima mais baixa (direita), da anomalia de pressão atmosférica em superfície (a), (b) e de geopotencial em 700 hPa (c), (d), respectivamente.

Nas figuras 4.12a e 4.12b observa-se o composto dos campos de pressão atmosférica e geopotencial, respectivamente, somente para os anos com as temperaturas máximas mais elevadas e percebe-se que há uma ampla área de baixa pressão entre o sul do continente e Atlântico Sul. Mais ao sul, observa-se uma extensa área de alta pressão em superfície e no campo de geopotencial em 700hPa, indicativos de favorecimento à fase negativa da Oscilação Antártica, com tendência de amplificar o gradiente negativo do sinal do ciclo semi-anual em médios entre a extremidade do continente Antártico (quente) e médias latitudes (frias).

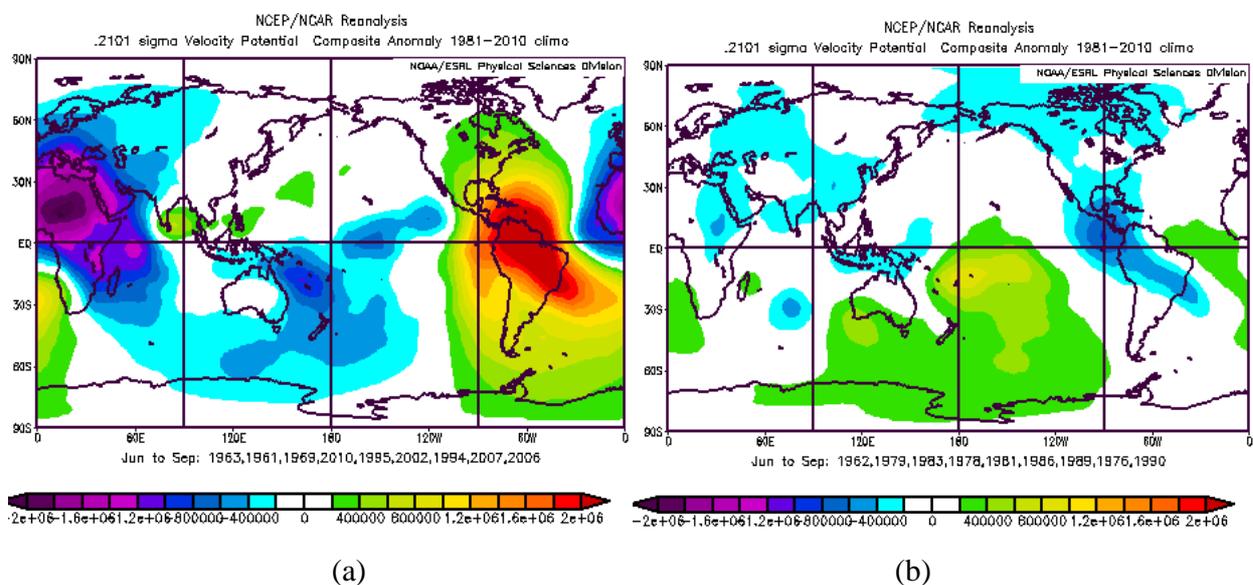


Figura 4.13 - O mesmo que na Figura 4.4 exceto para os compostos de temperatura máxima mais alta e máxima mais baixa da anomalia do potencial de velocidade m^2/s (a) e (b), respectivamente.

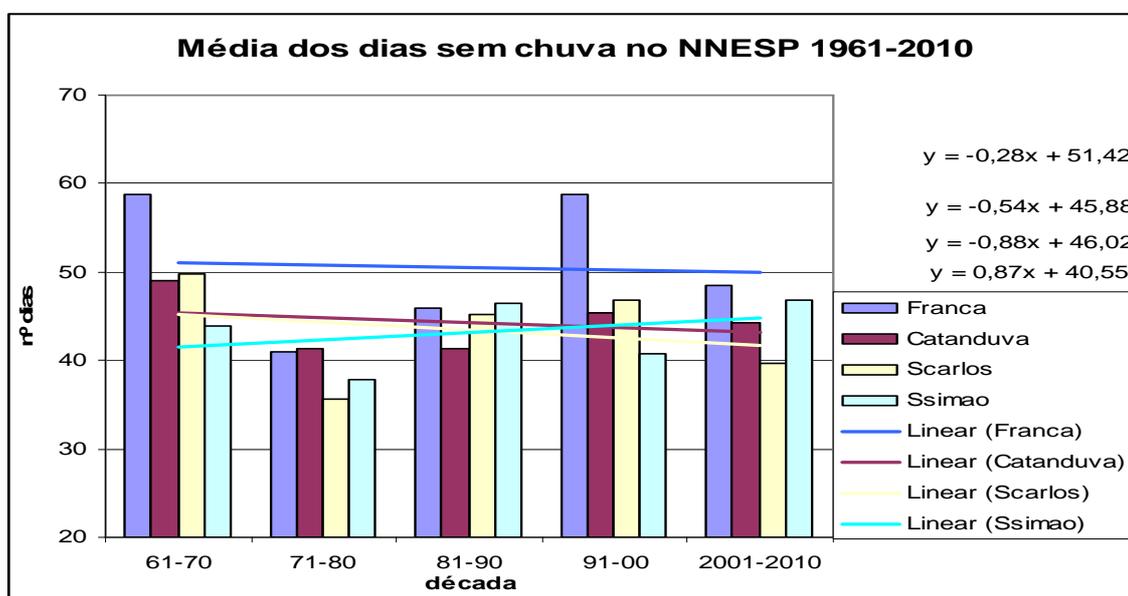
Os compostos de potencial de velocidade (Figura 4.13) mostram uma ampla área de convergência em altitude (desfavorável às chuvas) entre o setor centro-norte do Brasil (tons avermelhados) enquanto que significativas áreas de divergência aparecem no Pacífico Oeste, próximo da Austrália, e principalmente sobre o continente Africano.

4.2 Tendências da precipitação e da temperatura e dias consecutivos sem chuva, nos meses de inverno e no início da primavera no NNSEP

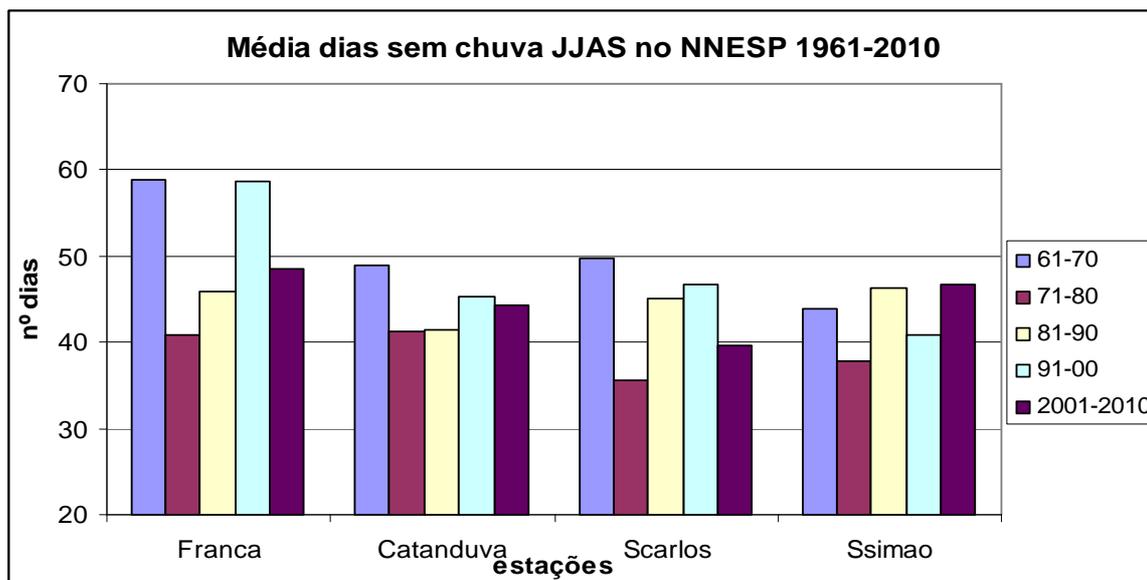
4.2.1 Dias consecutivos sem chuva e a variabilidade decadal

Na Figura 4.14 observa-se a distribuição por década da média dos dias sem chuva nas estações do NNESP. As estações de Franca, Catanduva e São Carlos apresentam ligeira tendência linear negativa (-0,3; -0,5; -0,9 dias/ década, respectivamente). Em São Simão há uma ligeira tendência positiva de 0,9 dias/ década. Os valores médios anuais sem chuva das estações são 51, 44, 43 e 43 para Franca, Catanduva, São Carlos e São Simão, com desvio padrão de 18,8; 21,9; 17,8 e 17,5 dias, respectivamente. A posição geográfica mais ao norte da estação de Franca justifica os maiores valores de dias em chuva

Quando levado em consideração o período de análise 1961 a 2010, fica evidente a influência da variabilidade decadal na tendência das variáveis, com diminuição de dias secos entre as décadas de 1970 e 1980 e aumento considerável na década de 1990.

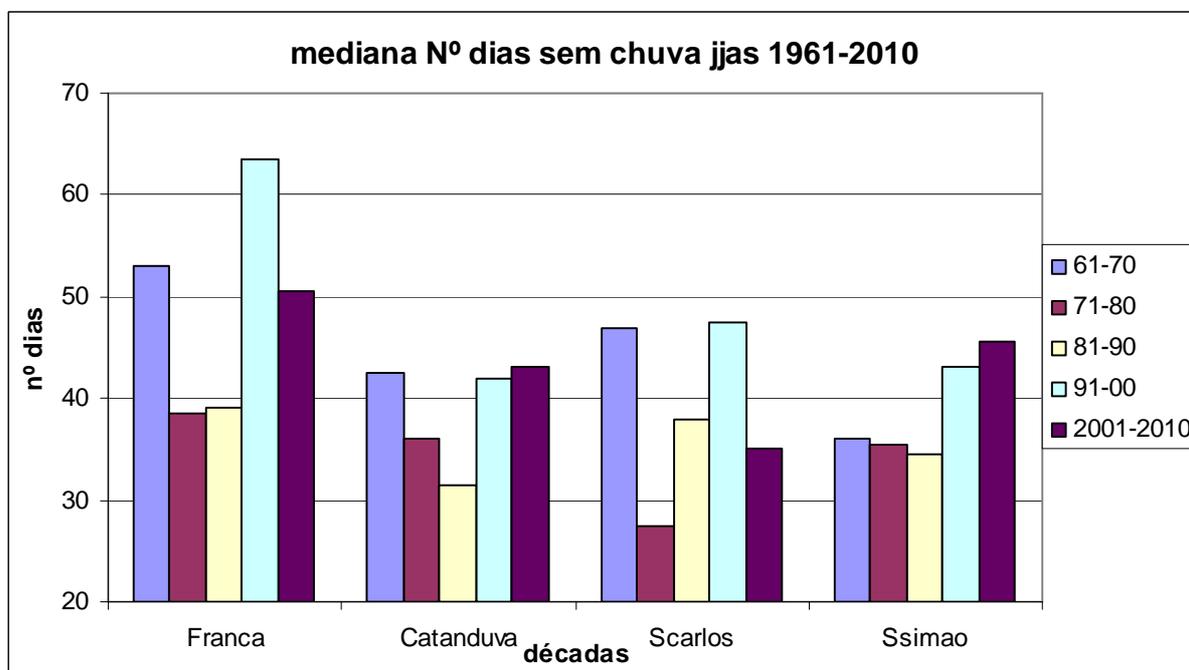


(a)



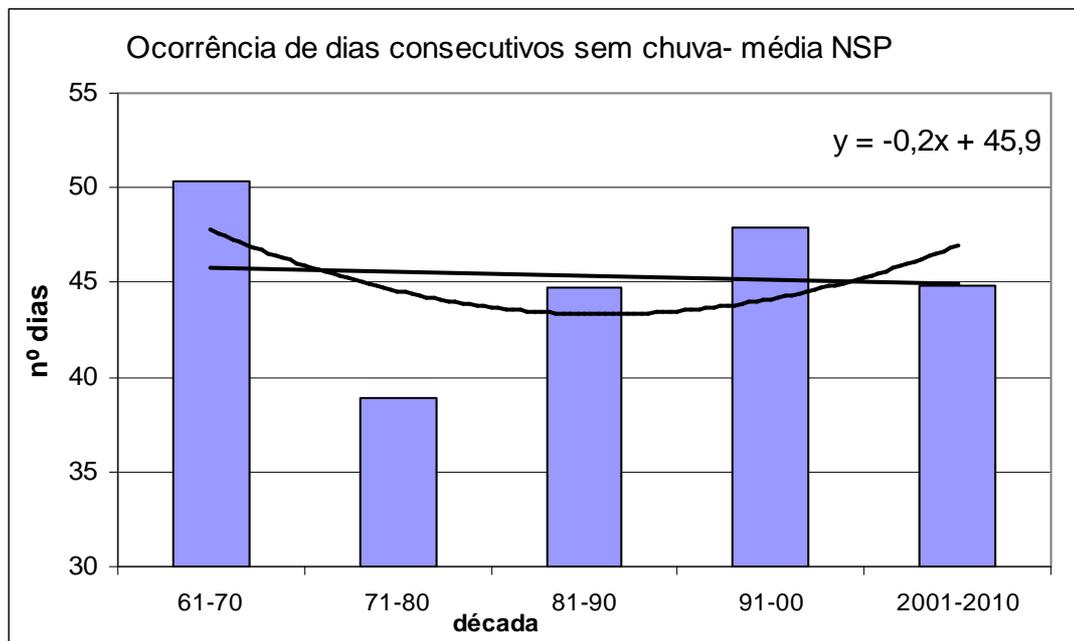
(b)

Figura 4.14 - Distribuição da média do número de dias consecutivos sem chuva entre junho a setembro nas estações do norte de São Paulo, barras indicam as estações de Franca (azul), Catanduva (marrom), São Carlos (amarelo) e São Simão (azul). A tendência linear decadal correspondente às estações é mostrada em (a). Na figura 4.14 (b) a distribuição da média decadal em cada estação.

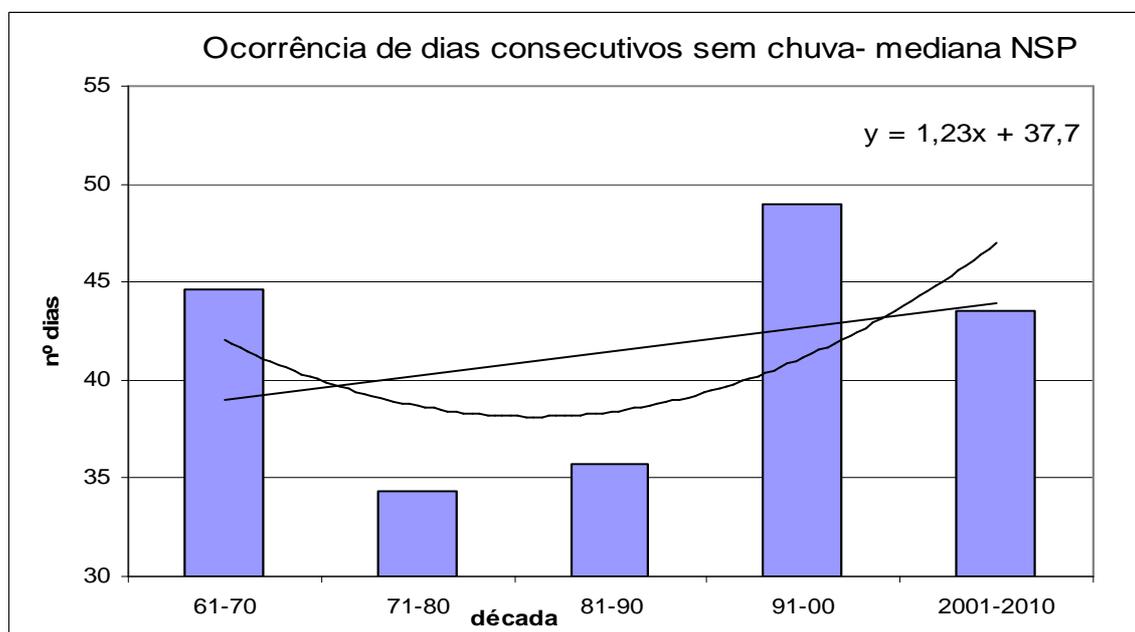


(b)

Figura 4.15 - Número de dias consecutivos sem chuva entre junho a setembro nas estações do norte de São Paulo: barras indicam em (a) a média e em (b) a mediana em cada década. Na abscissa as estações e na ordenada o número de dias. Linhas em preto indicam a tendência linear e a polinomial de 2ª ordem.



(a)



(b)

Figura 4.16 - Número de dias consecutivos sem chuva entre junho a setembro nas estações do norte de São Paulo: barras indicam em (a) a média e em (b) a mediana a cada década. Na abscissa as décadas e na ordenada o número de dias. Linhas em preto indicam a tendência linear e a polinomial de 2ª ordem.

Na ocorrência de dias consecutivos sem chuva (Figura 4.16a) observa-se que a média decadal entre as estações indica o predomínio de dias secos entre junho a setembro na década de 1960, com média de 51 dias secos. A década de 1970 foi a que teve menor número com dias secos, 38; em seguida há um aumento progressivo de 44 e 47 nas décadas de 1980 e 1990, seguida de uma certa estabilização nos anos 2000 com cerca de 45 consecutivos sem chuva. Como a década de 1960 foi a com maior número de dias sem chuva, em média, a tendência linear predominante do período é ligeiramente negativa, porém não chega a ser de 1 dia (cerca de 0,8 dia/ década).

Na Figura seguinte (4.16b) ao analisar-se a média da mediana decadal dos dias sem chuva entre as estações, percebe-se mais claramente a tendência positiva de recorrência dos dias sem chuva no norte do Estado de São Paulo, sobretudo ocorrida entre as décadas de 1970 e 1990, de maneira mais intensa durante a década de 1990. A tendência linear é de 1,23 dia por década, ou seja, um aumento de cerca de 5 dias. A análise da mediana detecta especialmente a frequência de ocorrência da série dos dias sem chuva, ou seja, houve um predomínio e aumento muito significativo dos dias sem chuva nas décadas recentes. Entretanto, quando compara-se os valores mais recentes da última década de 2000 com os valores ocorridos na década de 1960 observa-se relativa igualdade.

Com auxílio da tendência polinomial de 2ª ordem observa-se que há uma tendência de aumento nas últimas décadas. A análise mais detalhada indica que a partir da década de 1970, portanto nos últimos 40 anos, há uma tendência positiva, um aumento no número de dias consecutivos sem chuva, com auge ocorrido nos anos da década recente de 1990.

Butt et.al (2011) investigaram a tendência no comportamento do início da estação chuvosa no Estado de Rondônia, Brasil, região que tem sido continuamente desmatada desde 1970. Foram utilizados dados pluviométricos de 16 estações, abrangendo períodos de pelo menos 25 anos, com cinco cobrindo mais de 30 anos. O início da estação chuvosa foi convenicionado a ser, a partir de setembro, o primeiro dia com precipitação superior a 20 mm/dia. Os resultados indicam um significativo atraso no início da estação chuvosa, principalmente nas estações que se encontram dentro da maior área desmatada (atraso de 11 dias e chegando até 18 dias). Entretanto, para as estações que ficam fora da área mais intensamente desmatada, não foi detectado tendência significativa. Vinte e cinco por cento (quatro) das estações analisadas mostraram uma mudança acentuada no início da estação chuvosa, sendo que essas estações estão localizadas dentro de áreas

desmatadas, principalmente próximo à BR 364 que atravessa Rondônia. Autores concluem que um início tardio da estação chuvosa pode ser resultado de mudanças no uso da terra, e que este sinal pode se reforçar no futuro: as atuais tendências de atraso podem ser da ordem de 0,6 dias por ano, e após 30 anos de desmatamento o início da estação chuvosa é esperado começar com 18 dias de atraso. De maneira similar, os resultados aqui investigados sugerem que houve aumento na frequência dos dias secos sobre o NNESP.

4.2.2 Dias consecutivos sem chuva e a relação com os índices oceânicos

Na Figura 4.17 observa-se o número consecutivo de dias sem chuva a cada ano entre os meses de junho a setembro nas estações do NNESP entre os anos de 1961 a 2010. Na Tabela 4.4 a ordenação dos anos com base no percentil de 15% e 85% (ou 1 desvio padrão).

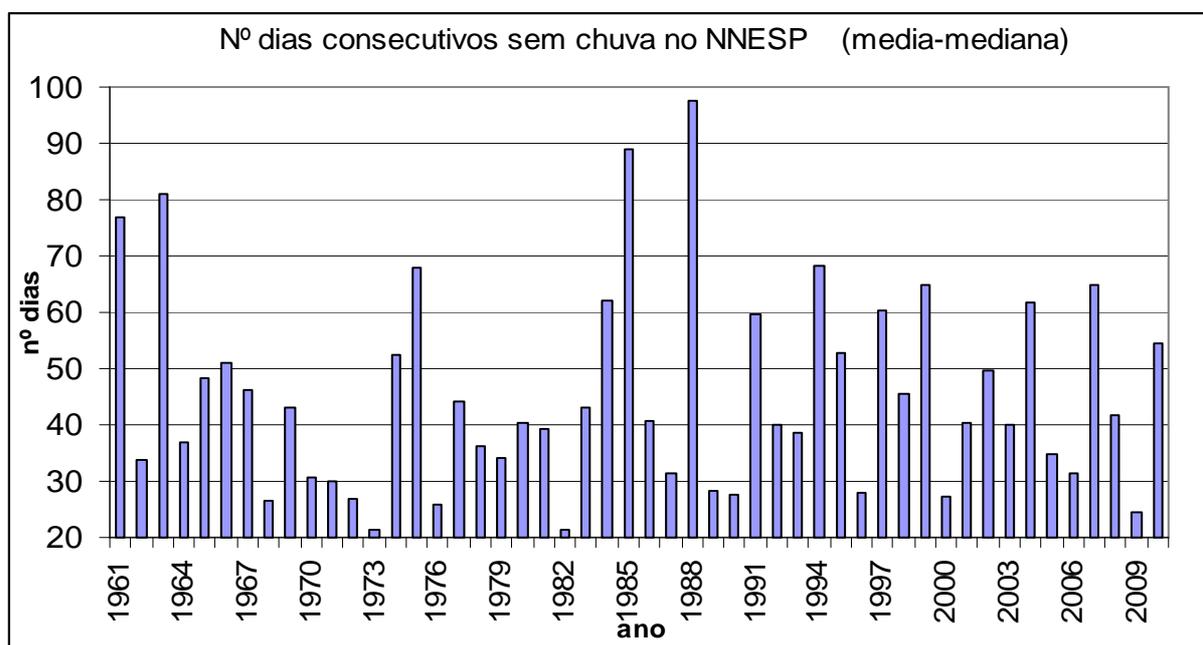


Figura 4.17 - Número de dias consecutivos sem chuva a cada ano entre os meses de junho a setembro nas estações do NNESP. O número de dias no eixo y representa o valor médio entre a média e mediana. No eixo x os anos de 1961 a 2010.

A Tabela 4.4 indica o predomínio de eventos frios no Pacífico Central (5 dos 9 eventos). No ano ligeiramente quente de 1994 o índice TNI é fortemente negativo (Pacífico leste mais frio). A

PDO indica um predomínio entre neutro a negativo (7 dos 8 eventos). No ano de 1985 a PDO foi ligeiramente quente, enquanto que os demais índices (TSM 3.4, TNI, AMO e ATL) apontam valores ligeiramente negativos. Há também um predomínio de anos com o Atlântico Norte variando de neutro a frio (6 dos 8 eventos). A combinação da maioria dos índices, em ordem TSM 3.4, TNI, PDO, ATL e AMO revela o amplo predomínio da fase negativa, em pelo menos 2 ou 3 dos 5 índices em questão.

Tabela 4.4 – Ordenação dos anos com os maiores números de dias consecutivos sem chuva entre os meses de junho a setembro nos anos de 1961 a 2010, com base no percentil de 15%-85% (ou 1 desvio padrão). De 1 a 5 os índices para os anos secos e de 6 a 10 os índices para os anos úmidos. Eventos frios: ● **fraco** ●● **moderado** ●●● forte. Eventos quentes: ● fraco ●● moderado ●●● forte. “NE” significa neutro e “(●)” ou “(●)” significa limiar

Secos ANO	1	2	3	4	5	úmidos ANO	1	2	3	4	5
	TSM 3.4	PDO	TNI	AMO	ATL		TSM 3.4	pdo	TNI	AMO	ATL
1988	●●●	NE	NE	NE	●●	1982	●●●	●●●	●	●	NE (●)
1985	●	●	●●	●	NE ●	1973	●●●	●	NE	●	●
1963	●	●	NE	NE	●●	2009	●●	NE	●●	●●	●
1961	NE	●	(●) NE	NE	●●	1976	NE ●	●	●●	●●●	●●●
1994	●	NE	(●) ●●	●	N	1968	●	NE	●	●	●
1975	●●●	●●	●●●	●●	●●	1972	●●●	●	●●	●●●	NE (●)
2007	NE ●	NE	●●●	●	N	2000	NE (●)	●●	NE	●	●
1999	●●	●	NE	●	●●	1990	NE (●)	NE	●●	●	NE

Os campos de grande escala da variável chuva sobre a região do Pacífico (Figura 4.18) indicam um padrão com chuva acima da média sobre parte do Pacífico Central e abaixo da média sobre o Pacífico Leste. Entre o Pacífico Leste (Atlântico), passando pela América Central, há um significativo dipolo, com núcleo negativo (positivo). A área de chuvas acima da média entre a América Central e Antilhas pode ser uma importante fonte de convecção e de disparo de ondas atmosféricas inter-hemisféricas. No litoral da região Nordeste, especialmente no litoral norte, há outras áreas com chuvas acima da média.

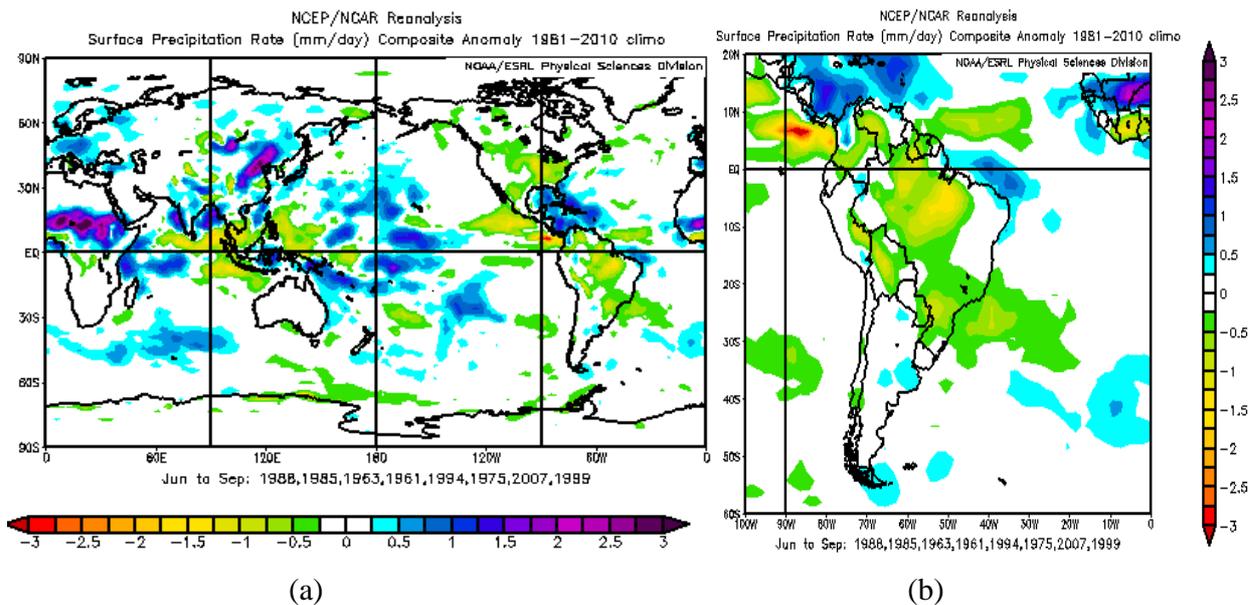


Figura 4.18 - Campo de anomalia da taxa de precipitação diária (em mm/dia) relativo ao composto dos anos sem chuva, 1988, 1985, 1963, 1961, 1994, 1975, 2007 e 1999, ao nível do percentil de 15%. Valores em azul indicam anomalias negativas e em amarelo as anomalias positivas em relação à climatologia 1981-2010. Em (b) em detalhe a América do Sul.

Na região do Pacífico Sul subtropical, próximo de 30°S/ 120°W, há outra região com chuvas acima da média, mais a leste abaixo da média e próximo do centro da Argentina e Bacia do Prata uma outra área com chuva ligeiramente acima da média. O padrão mais destacado quando se observa mais detalhadamente a América do Sul é que existe uma ampla área de anomalia negativa de chuvas no Brasil, em uma região que vai do centro-leste da Amazônia, passa entre São Paulo e o norte do RS e acaba chegando ao Oceano Atlântico.

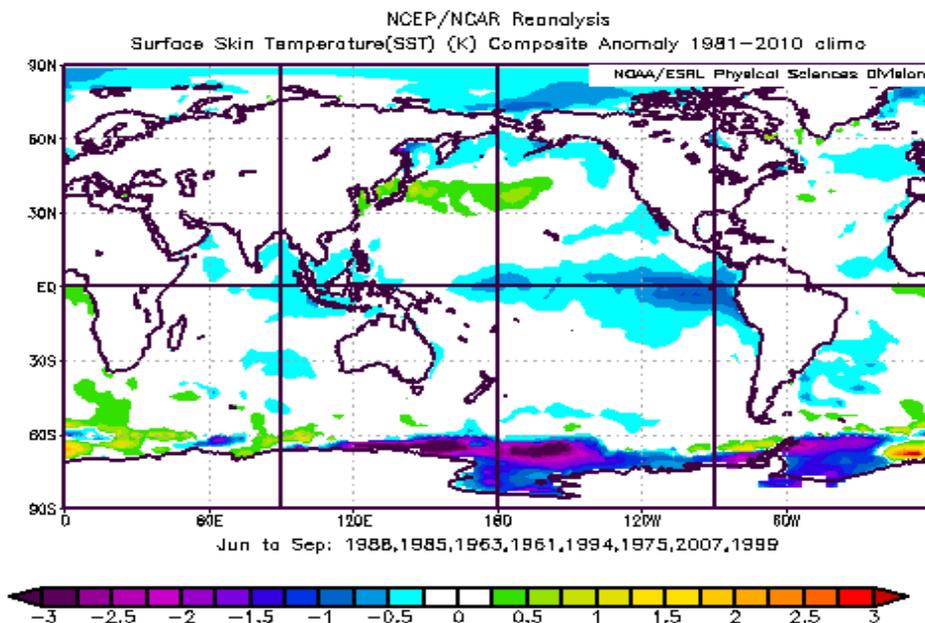


Figura 4.19 - Campo médio de anomalia de temperatura do mar (em °C) relativo ao composto dos anos sem chuva, 1988, 1985, 1963, 1961, 1994, 1975, 2007 e 1999. Valores em azul indicam anomalias negativas e em amarelo as anomalias positivas em relação à climatologia 1981-2010.

Os padrões de TSM dos compostos referentes aos anos com dias prolongados sem chuva indicam anomalias negativas no Pacífico Leste e Central (Figura 4.19), com temperaturas ligeiramente negativas no Atlântico Sul, entre as latitudes de 15°S e 45°S. Próximo da Península Antártica há um núcleo frio negativo, que também aparece próximo à Linha de Data. Ao norte da Península Antártica há uma transição das águas mais quentes para as águas ligeiramente mais frias observadas entre a costa do Uruguai e do Brasil.

Nos campos individuais, o ano de 1988 (Figura 4.20a) apresenta um padrão destacado de La Niña, Atlântico Sul frio, dipolo próximo da Península Antártica com águas frias a leste e quentes a oeste da Península. No ano de 1985 (Figura 4.120) a temperatura do mar se apresenta fria no Pacífico equatorial, especialmente no leste, Atlântico ligeiramente frio entre o RS e ES, enquanto que aparece um núcleo quente na península Antártica.

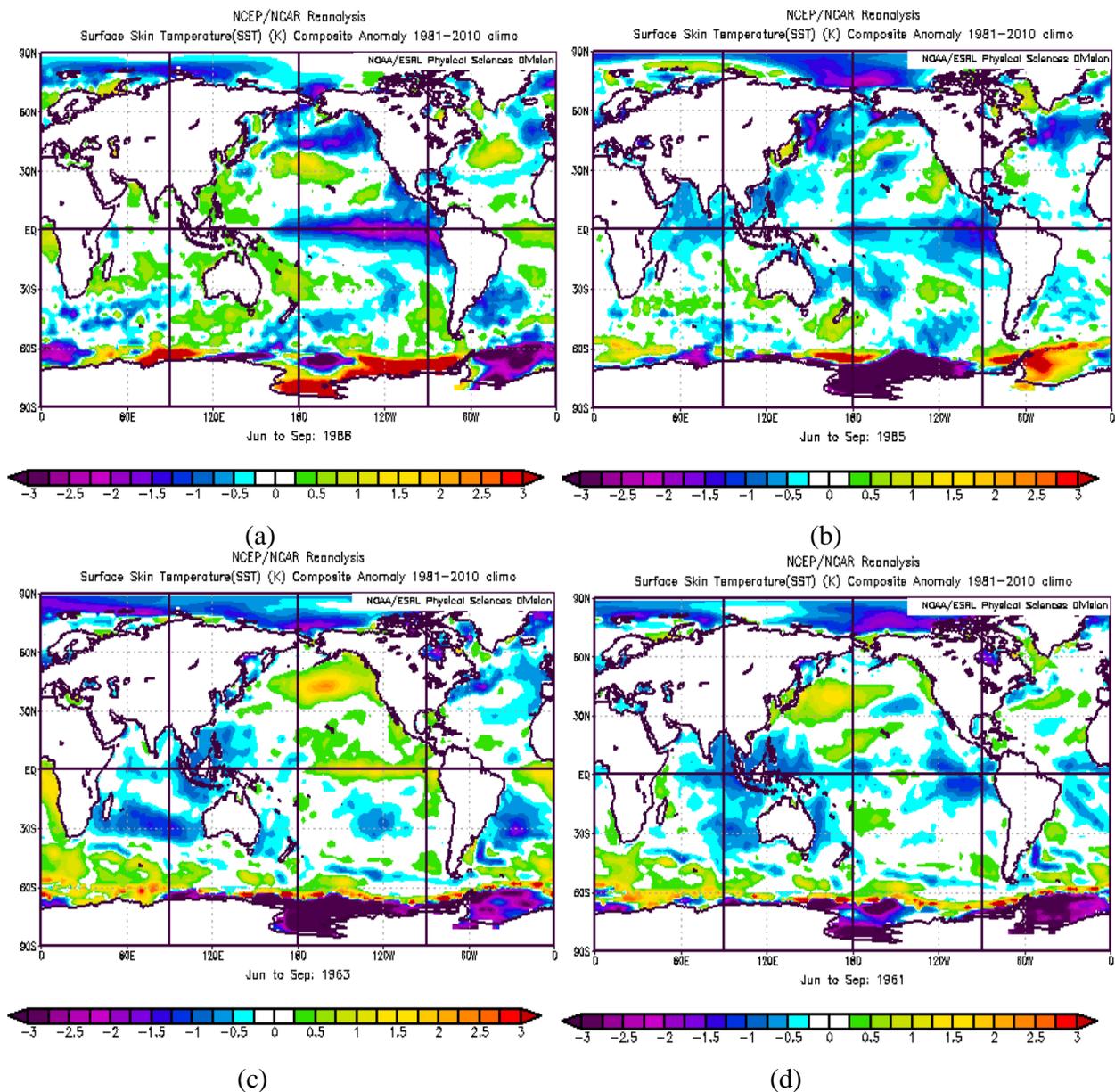


Figura 4.20 - Como em Figura 4.19, exceto para os campos médios individuais de anomalia de temperatura do mar, relativo aos anos de 1988, 1985, 1963, 1961 (a), (b), (c) e (d), respectivamente.

No ano de 1963, o 3º na classificação dos anos com dias mais prolongados sem chuvas, figura (4.20c), o destaque é o oceano Atlântico frio na costa brasileira, frio próximo da península Antártica e quente ao norte, com padrão que configura um tripolo. No Pacífico equatorial as águas estão ligeiramente mais aquecidas. Em 1961 o Pacífico leste e área das proximidades da Linha de Data têm águas mais frias, com o Atlântico que, desta vez, apresenta águas ligeiramente mais quentes na costa de São Paulo. Na Península Antártica mais uma vez águas frias na área que margeia o Continente com águas mais quentes ao norte.

No ano de 1994 (figura 4.21 a) o 5° na classificação, a região do Pacífico leste (área do Niño 1.2) está fria e no Pacífico central quente, principalmente na Linha de Data. Em 1994 ocorreram águas neutras no Atlântico na costa de SP enquanto que em 1975 (figura 4.21b) as águas estavam frias. Na região da Península Antártica as águas estiveram mais frias do que o normal.

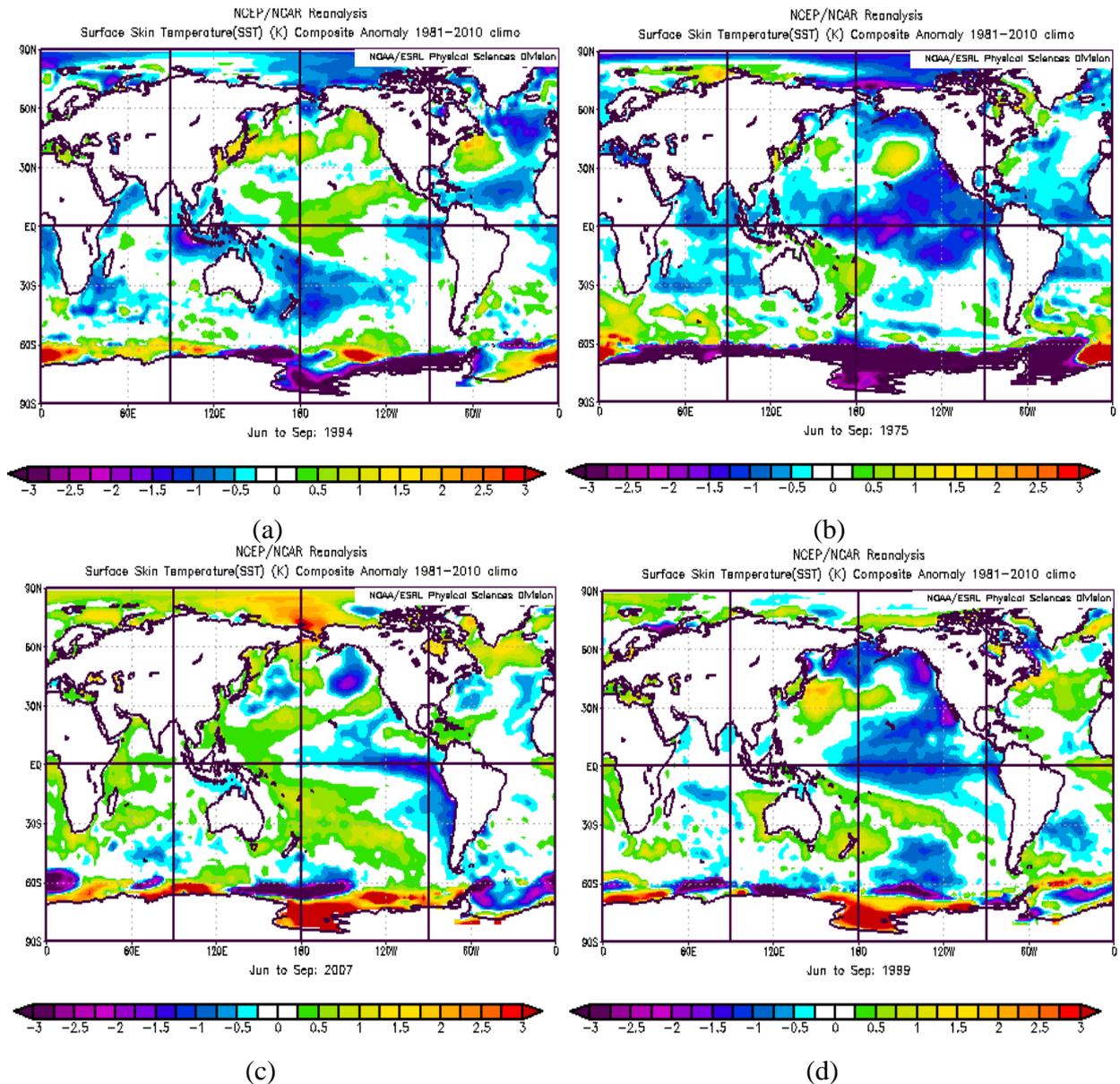


Figura 4.21 - Como em figura 4.19, exceto para os campos médios individuais de anomalia de temperatura do mar, relativo aos anos de 1994, 1975, 2007, 1999 (a-d) respectivamente.

Os anos de 2007 e 1999 figuras (4.21c e 4.21d) apresentam Pacífico equatorial frio e região subtropical quente. No atlântico Sul na costa de SP as águas estão mais frias em 1999 e neutras em 2007.

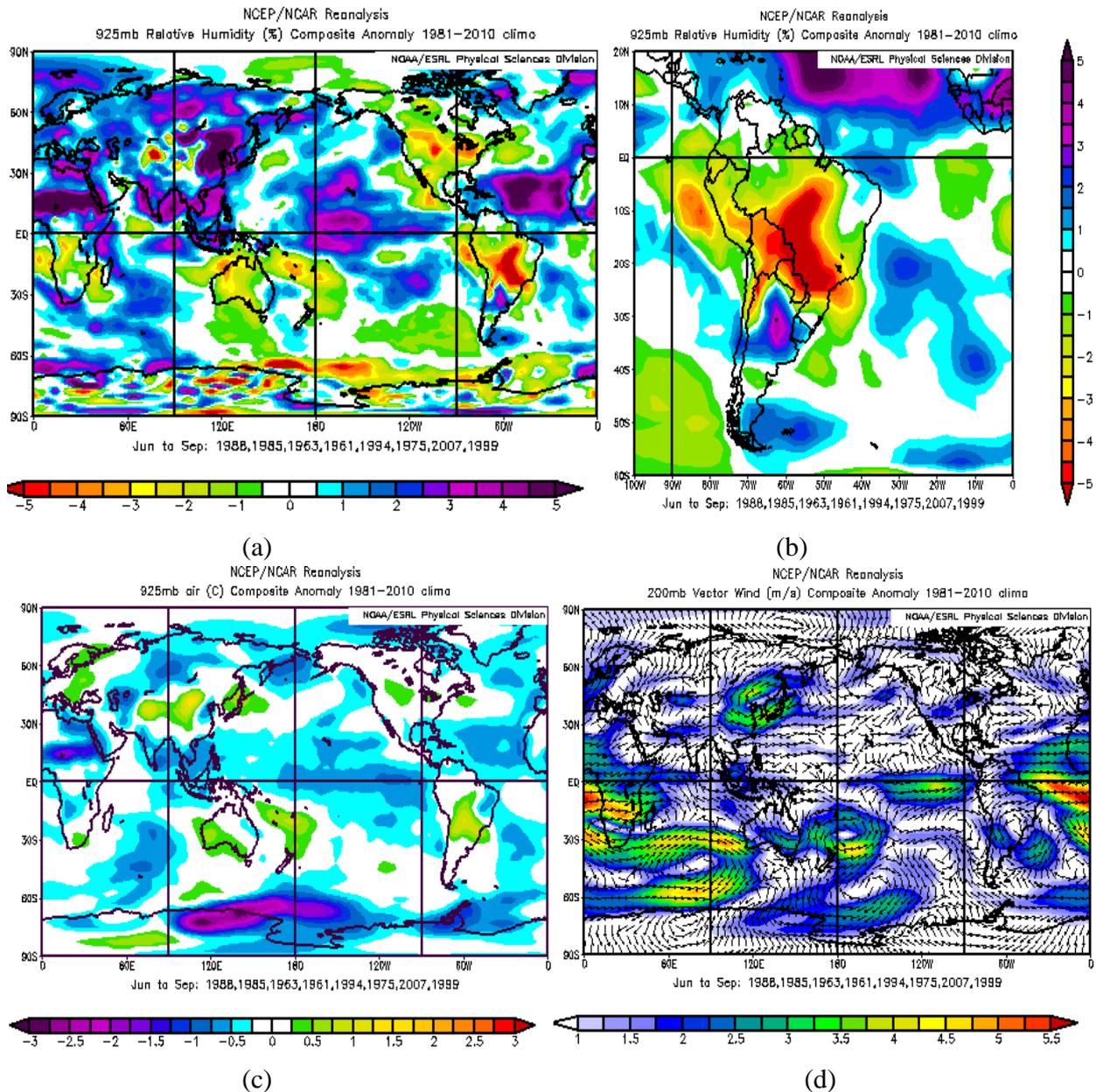


Figura 4.22 - O mesmo que na Figura 4.19, exceto para os campos de umidade relativa (%) em 925 hPa (a) global em (b) a América do Sul em detalhe. Temperatura do ar (°C) em 925 hPa (c), vetor vento (m/s) em 200 hPa (d).

O campo global de anomalia de umidade relativa (em %) em 925 hPa (figura 4.22a) para os compostos sem chuva indica uma área no extremo do Pacífico Leste com anomalias negativas, que adentra o continente em direção ao Brasil. Outra área seca aparece nos Estados Unidos, por outro lado área úmida está no Atlântico Norte. A América do Sul em destaque (figura 4.22b) aparece com a anomalia negativa sobre o sul-sudeste da Amazônia, setor centro-oeste do Brasil passando por São Paulo e Paraná, até chegar ao Atlântico. Notam-se duas áreas de anomalias positivas que margeiam a grande área seca, uma positiva entre o centro-norte da Argentina e Uruguai, e outra no Atlântico Sul, a leste do litoral do ES.

A anomalia de temperatura média do ar em baixos níveis, no nível de 925 hPa (figura 4.22c), apresenta um núcleo positivo sobre o centro do continente sul Americano e anomalias negativas sobre o Pacífico equatorial e tropical (anomalias mais negativas sobre o Pacífico Leste). Sobre o Atlântico Norte, em torno de 20° N, anomalias negativas, que também aparecem no hemisfério oposto, ocorrem entre 15° e 30° Sul. Extensa área com forte anomalia negativa margeia a extremidade do continente Antártico, com núcleos entre 110°E e 130°W e outra sobre a Península Antártica e faixa ao leste.

O campo de circulação atmosférica dos ventos em 200 hPa (Figura 4.22d) indica um trem de ondas na região do Pacífico, alternando sistemas de alta e baixa pressão. Uma possível origem da formação de parte das anomalias ciclônicas está no Pacífico Leste equatorial, região em que a anomalia de ventos é de oeste para leste, em resposta às águas frias e à diminuição da atividade convectiva (ocorre a formação em altura de um par de anomalias ciclônicas de Rossby nos dois hemisférios). Assim, no hemisfério Sul no Pacífico subtropical na altura de 100°W há uma baixa pressão e a leste ocorre a intensificação da alta pressão. Sobre o centro-sul do Brasil há uma ampla área de alta pressão atmosférica, o que sugere um bloqueio atmosférico, sistema meteorológico que impede a entrada de frentes frias.

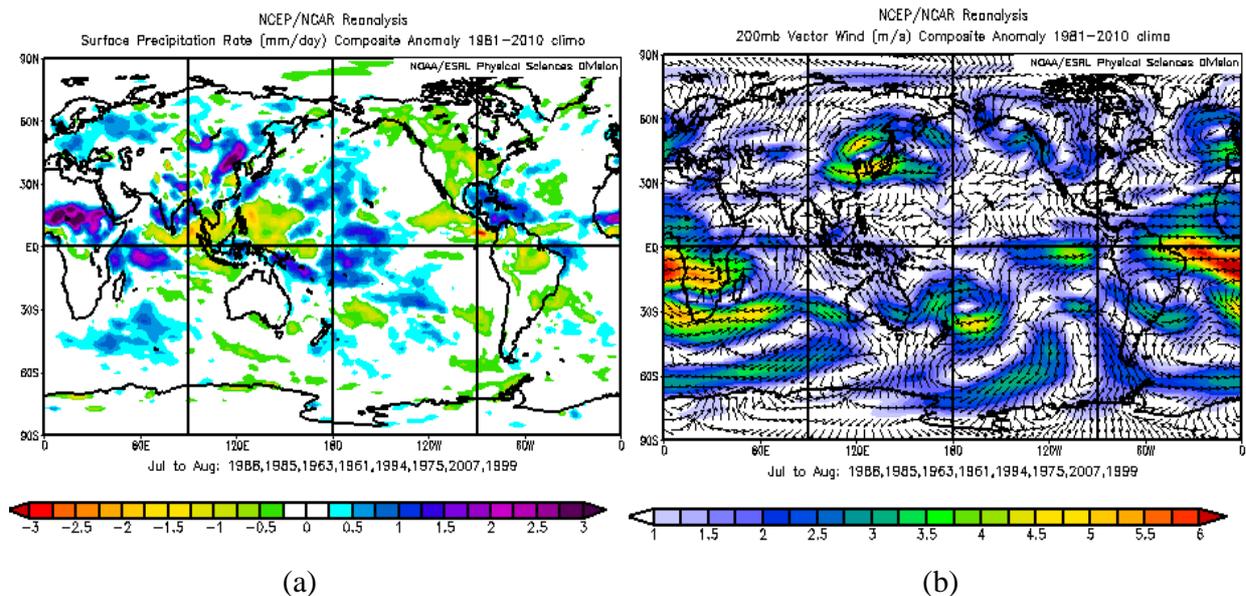


Figura 4.23 - O mesmo que Figura 4.18 exceto para o campo de anomalia de chuva (a) e de vento em 200 hPa (b).

Na Figura 4.23 observa-se a composição para os meses de julho e agosto, meses centrais do período seco no Brasil Central. Em geral os campos são similares à composição de junho a setembro (Figura 4.18 a-b). No campo de chuva reforça-se a anomalia positiva no Pacífico equatorial central e o dipolo entre Pacífico leste e região do Golfo - Antilhas. No vetor vento fica mais reforçada a anomalia de leste no Atlântico equatorial, que por continuidade do fluxo do vento acaba também por auxiliar na intensificação da alta pressão sobre o centro-sul do Brasil. Os padrões de precipitação sugerem que em anos de período prolongado sem chuvas no NNESP de São Paulo há a intensificação da estiagem sobre a Amazônia e a diminuição do aporte de umidade responsável pelas precipitações (Figura 4.18a-b e 4.22a-b, respectivamente).

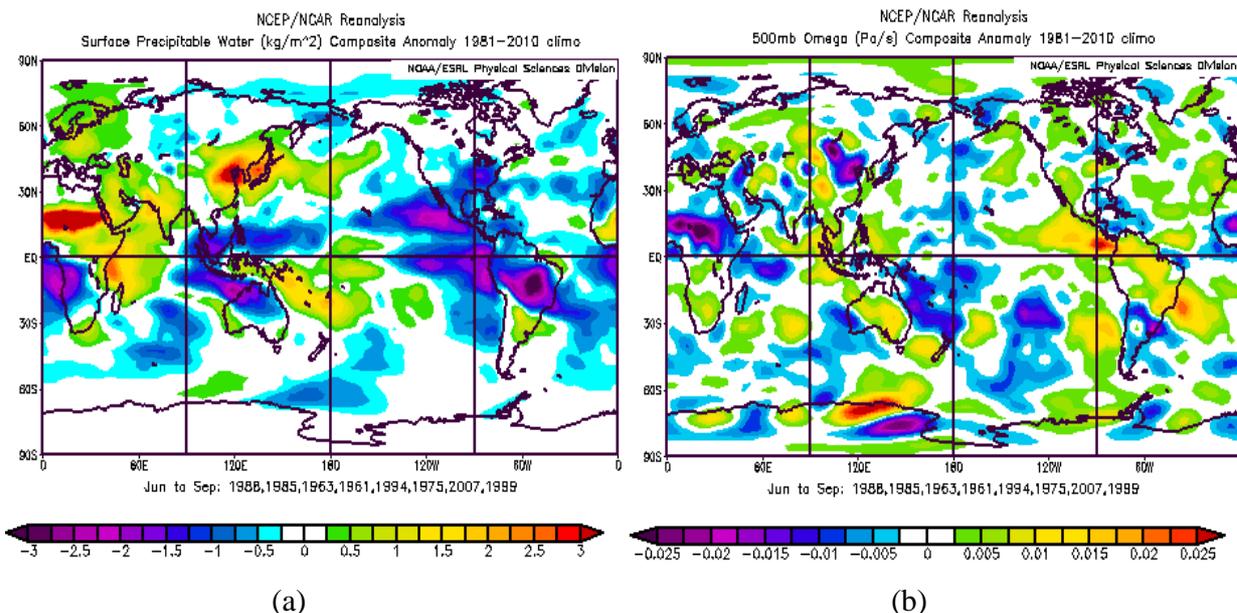


Figura 4.24 - O mesmo que em Figura 4.19 exceto para campo de água precipitável (kg/m^2) em (a) e Omega em 500 hPa (Pa/s) em (b).

O campo de água precipitável (Figura 4.24a) reflete o conteúdo de umidade presente essencialmente nos níveis médios da atmosfera. O resultado dos compostos sobre parte da América remete às áreas anteriormente destacadas em relação à umidade, com anomalias negativas sobre o Pacífico Leste que adentra a região central do Brasil, indo até o Oceano Atlântico. Ao sul desta área, entre Argentina e Uruguai, observa-se um núcleo positivo, na área de transição que apresenta chuvas ligeiramente acima da média no período do composto.

No campo de Omega em 500 hPa (Figura 4.24b) fica mais clara a alternância entre sinal negativo (movimento ascendente favorável às chuvas) e sinal positivo (movimento descendente desfavorável às chuvas). Observa-se com mais detalhes no zoom sobre a América do Sul (figura 4.25b) a área de movimento ascendente entre o RS e Uruguai e de amplo movimento descendente entre o Pacífico leste e o centro-sudeste do Brasil, indo até o Oceano Atlântico.

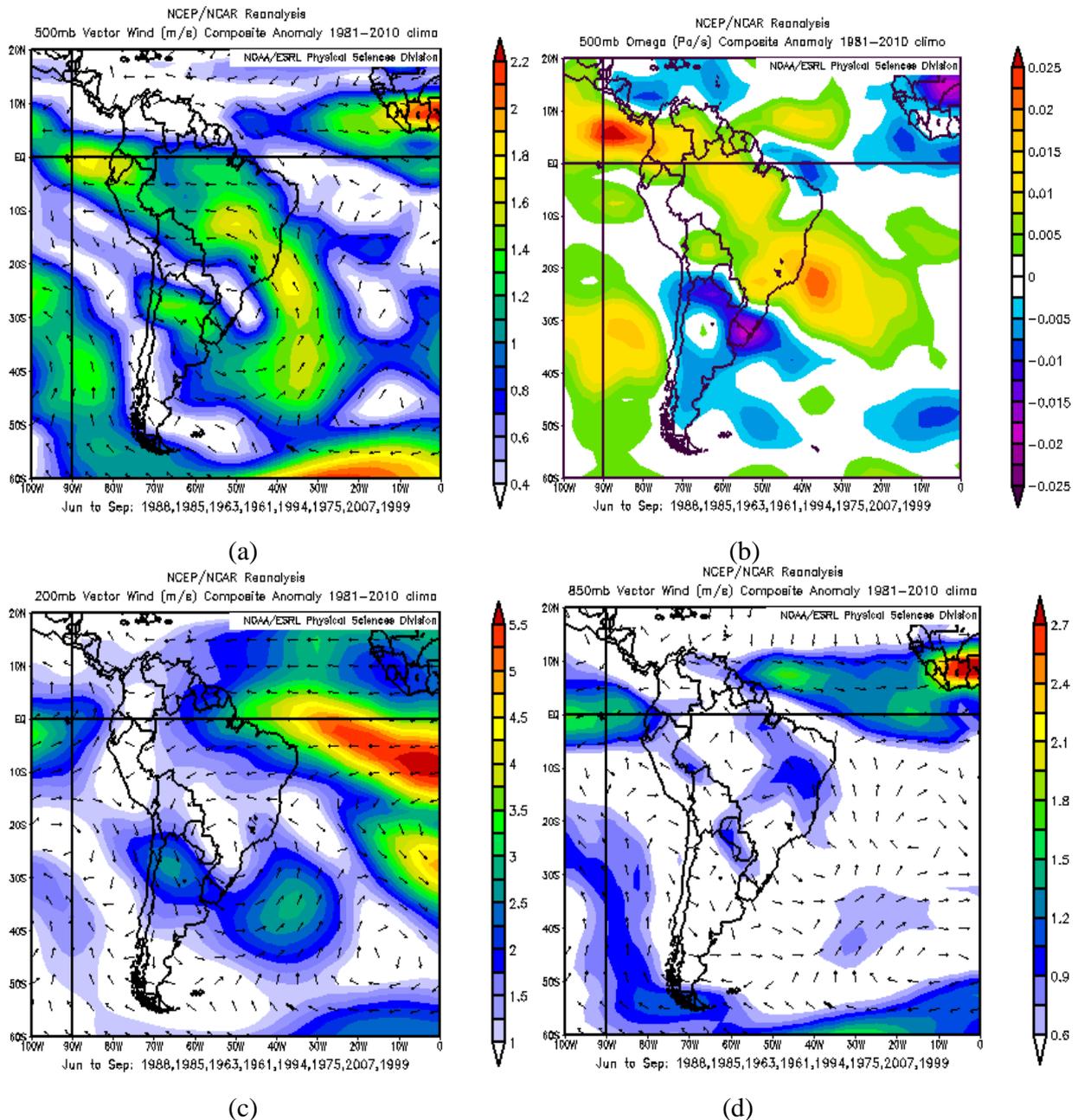


Figura 4.25. O mesmo que em figura 4.18, exceto para a variável vetor vento em 500 hPa (a), Omega(Pa/s) em 500 hPa (b) e vetor vento (m/s) em 200 hPa e 850 hPa (c)-(d) respectivamente.

A anomalia de vento anticiclônica observada em médios níveis em 500 hPa, altos (200 hPa) e baixos níveis (850 hPa) (Figuras 4.25 a,b,c, respectivamente), indicam a estrutura barotrópica equivalente do sistema sobre o centro e o sul do Brasil (alta pressão em toda coluna da troposfera, especialmente em altos e médios níveis) com características típicas de bloqueio atmosférico. Este sistema meteorológico provoca subsidência na coluna atmosférica (movimento descendente), diminuição da umidade do ar e, por conseguinte inibe as chuvas. Com maior radiação solar

disponível, provoca aumento das temperaturas em superfície (sobretudo as máximas) e acaba por acelerar a evaporação na época de inverno.

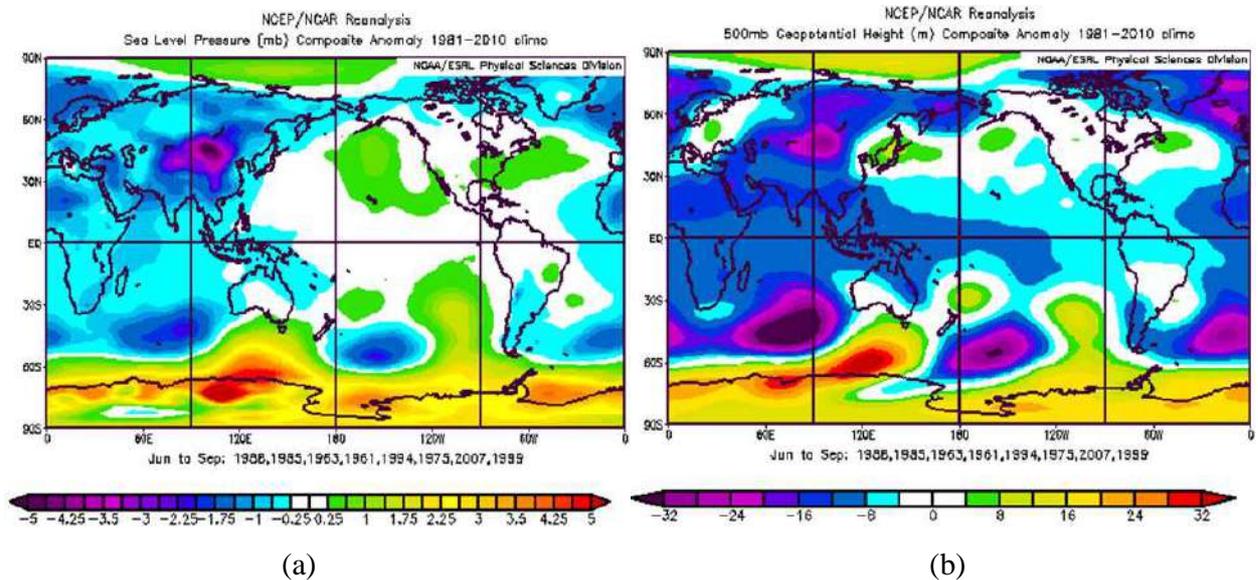


Figura 4.26 - O mesmo que na Figura 4.19, exceto para os campos de anomalia de pressão atmosférica (hPa) em superfície e altura geopotencial (m) em 500 hPa (a-b), respectivamente.

Os campos de pressão atmosférica e geopotencial em 500 hPa (Figuras 4.26a-b, respectivamente) indicam anomalias positivas margeando o continente antártico. Entre o sul da América do Sul e o Atlântico Sudeste, as anomalias negativas predominam, especialmente em alto mar, próximo de 50°S/ 25°W, região estratégica da oscilação semi-anual. No Pacífico Sul, entre subtropicais e médias latitudes (25°S a 55°S / 110°W), o centro de alta se une à anomalia positiva do setor Antártico. Nos compostos fica claro o trem de ondas existente entre o Oceano Índico, em médias latitudes, e o Pacífico Sul.

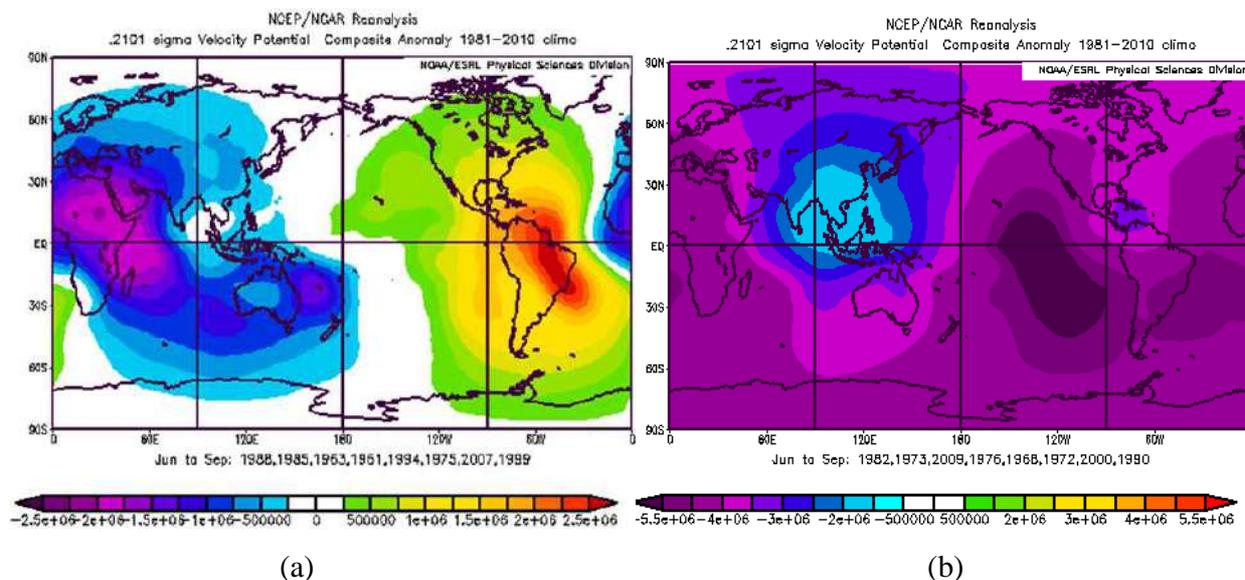


Figura 4.27 - Campos de potencial de velocidade (em m/s^2) (qui) em 0.2101 sigma (aproximadamente 200 hPa) nos anos sem e com chuva (a) e (b) respectivamente. Valores negativos indicam divergência em altos níveis (favorável às chuvas) e positivos indicam convergência em altos níveis (desfavorável).

A figura 4.27a indica o padrão global com número de onda 1 da oscilação intrasazonal, com convergência em altos níveis sobre o hemisfério leste, a leste de $120^\circ W$, especialmente sobre América do Sul, enquanto divergência em altos níveis é observada no hemisfério oriental, arredores da África e Oceano Índico, especialmente. O padrão destacável de onda número 1 em grande escala favorece o fortalecimento da subsidência em baixos níveis entre a América Central e América do Sul, especialmente, com padrão que é favorável à diminuição das chuvas sobre esta região que inclui grande parte do continente sul-americano.

Ao analisar os compostos de água precipitável (Figura 4.24a) fica evidente a menor disponibilidade de umidade em grande escala nas áreas em que há a tendência de menor divergência em altos níveis, indicada pelo potencial de velocidade. Este resultado indica que o monitoramento e projeção da fase (seca ou úmida) da variabilidade intrasazonal em grande escala é de grande importância no alerta e previsão de ocorrência dos períodos prolongados sem chuva no NNESP.

4.3 Análise espectral das séries temporais do NDVI na região norte-nordeste de São Paulo

Como tentativa de averiguar as escalas de oscilações predominantes, associadas à intensificação dos períodos secos no NNEP, a seção seguinte utiliza a ferramenta de análise espectral através do bioindicador NDVI que reflete o estado da cobertura vegetal.

4.3.1 Séries quinzenais do NDVI – período 1981 a 2003

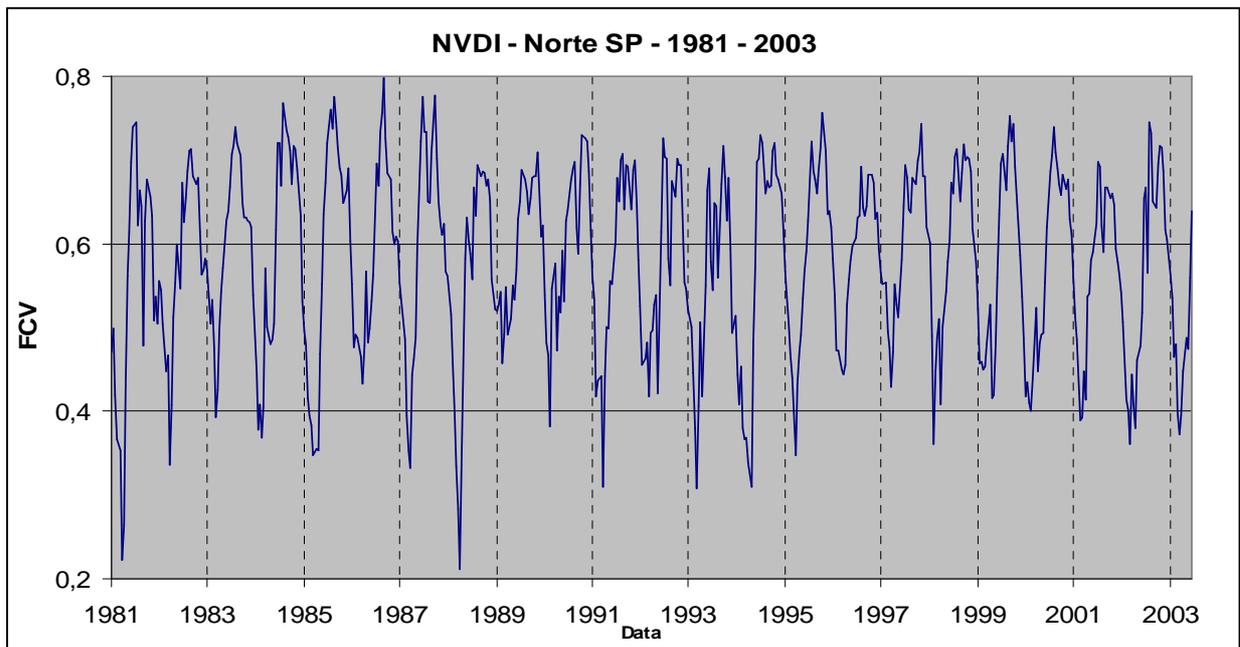
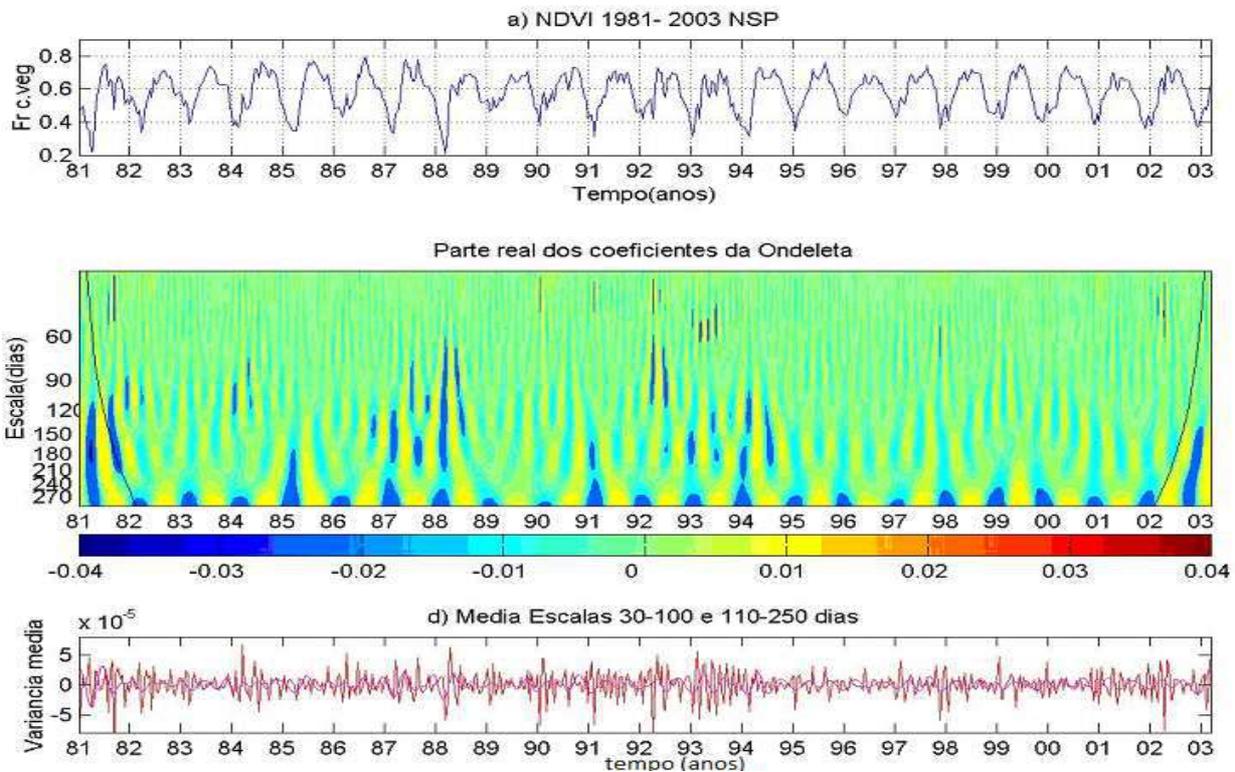
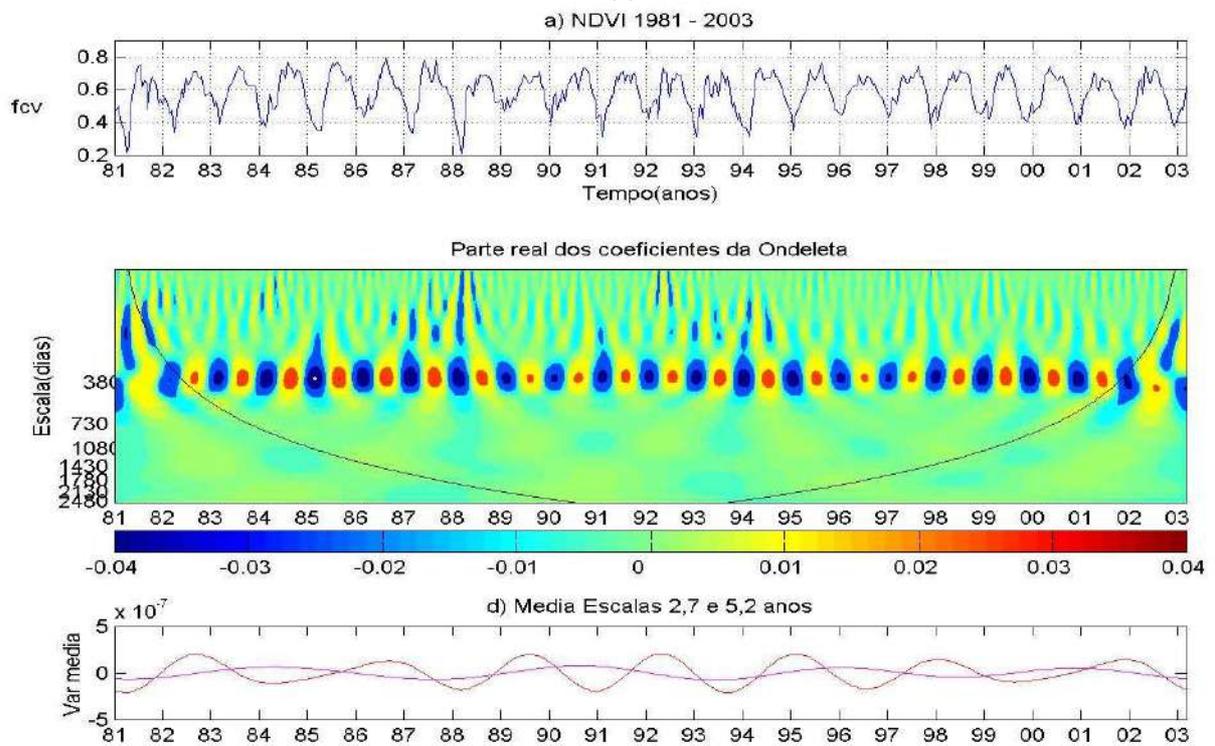


Figura 4.28 - Série temporal, média quinzenal, da fração de cobertura vegetal (eixo y) obtida pelo NDVI para o período de julho de 1981 a julho de 2003 (eixo x).

Observam-se os menores valores de NDVI nos anos de 1981 e 1988, enquanto que os maiores valores foram observados entre 1984 e 1988 (Figura 4.28). A análise espectral executada pela Transformada em Ondeletras - TO (Figura 4.29) indica que a variabilidade da série tem maior amplitude no ciclo anual, originada pela forte influência do regime seco de inverno e chuvoso de verão.



(a)



(b)

Figura - 4.29. Série temporal do NDVI sobre o norte de São Paulo (acima), escalograma com o tempo variando entre 1981 e 2003 na abscissa e a escala em dias na ordenada entre 30-330 dias (centro), filtro com a variância média das escalas de 30-100 e 110-250 dias (abaixo). No escalograma o cone de influência (linha preta) delimita a área interna que possui significância. Em (b) escalograma entre 60 dias e 6,5 anos, e o filtro com a variância média das escalas de 2,7 e 5,2 anos.

Na Figura 4.29a o gráfico da filtragem nas bandas de 30-110 e 110-250 dias, ou seja, na escala intrasazonal (anos com maior amplitude são de 1981, 1990 a 1994, 1998 e 2002) e semi-anual, enquanto que o gráfico da figura 4.29b resalta a filtragem na baixa frequência de 2,5 a 5 anos. A amplitude próxima do ciclo semi-anual de 180 dias aparece em destaque nos anos de 1985 e 1987-88 (1988 e 1985 foram os primeiros no ranking sem chuva), 1991 e 1993-94 (1994 é 5º da série dos anos sem chuva). Na maioria desses anos ocorre a interação ou simbiose de escalas entre os ciclos anual e semi-anual, que aparece de forma mais nítida nos anos de 1988 e 1994. No ano de 1985 é mais forte a amplitude do ciclo anual, que faz interação até a banda semi-anual.

Em se tratando de oscilações mais lentas os gráficos de filtragem revelam que a modulação dos ciclos entre 2,5 e 5 anos não é tão nítida, mesmo assim é possível observar que no ano de 1988 houve uma combinação em banda larga (interação ou sobreposição de ciclos entre a baixa e alta frequência) que favoreceu os mínimos do índice NDVI, em setembro de 1988.

Capítulo 5. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

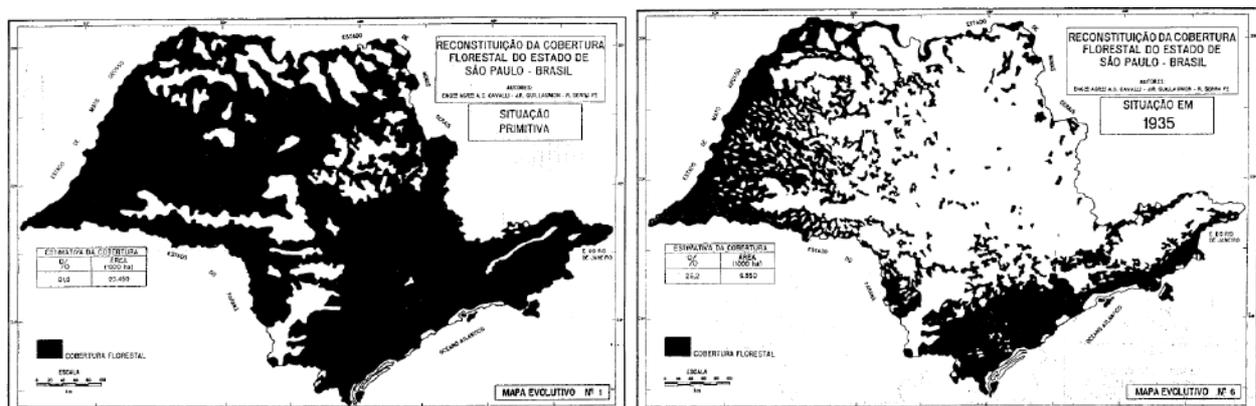
5.1 Simulações numéricas com um modelo dinâmico acerca do impacto da alteração da vegetação no regime de temperatura e chuvas na região centro-norte de São Paulo

A substituição de florestas por pastagens na Amazônia reduz a taxa anual de evapotranspiração e modifica a circulação atmosférica, com efeitos locais e remotos. Um desflorestamento de pequenas proporções pode levar até a um aumento da precipitação sobre a área desmatada, isso por conta de circulações locais induzidas por diferenças de temperatura entre a floresta e a área desmatada. Porém, um desflorestamento em grande escala traz grandes modificações à circulação atmosférica da região e grandes impactos hidrológicos, com reduções e aumentos de precipitação, em grandes áreas da bacia e até em regiões vizinhas e remotas. A simulação de desflorestamento total da Amazônia acima descrita e realizada com o modelo do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia (Inpa) indicou uma diminuição de evapotranspiração, que foi compensada por um aumento do transporte de umidade proveniente do oceano e resultou em um pequeno aumento no transporte de umidade para a região central da América do Sul. Entretanto, esses resultados parecem ser dependentes dos próprios modelos climáticos. As incertezas atuais na quantificação dos componentes do balanço hidrológico da Amazônia, especialmente por conta de uma rede de observações deficitária, deverão perdurar, pois as mudanças climáticas globais, além de provocar aumento de temperatura, certamente afetarão a circulação atmosférica e o regime de chuvas da bacia amazônica.

Coltri (2006), em estudo sobre ilhas de calor na região de Piracicaba (SP), encontrou que na época de entressafra, ilhas de calor (IC) são, em média, 3,5°C mais intensas que as da época de safra e ressalta que o uso e cobertura de solo rural e urbano é um dos grandes agentes modificadores do clima local e regional. As ilhas de calor variam sazonal e espacialmente e a intensidade destas, ao longo das estações do ano, está relacionada com a sazonalidade da cana-de-açúcar. As ICs estão intimamente relacionadas com a quantidade de áreas verdes (entendendo-se áreas verdes como todo

e qualquer vegetal, não somente árvores urbanas, mas também grama, pasto e cana-de-açúcar) tanto dos bairros quanto da área rural. Coltri encontrou que as ilhas de calor de inverno da cidade de Piracicaba não seguem um padrão definido, mas em geral são menos intensas nos bairros centrais e nas bordas das cidades, locais esses com maior quantidade de área verde. A morfologia das ilhas de calor é, em sua maioria, composta de cimento, telhas de cimento e amianto, asfalto. No caso estudado, a intensidade das ilhas de calor está intimamente relacionada com a quantidade de área verde e com a sazonalidade da cultura da cana-de-açúcar.

De fato, geralmente uma relação de proximidade é esperada entre a temperatura irradiada pela superfície terrestre (ou seja, a temperatura da superfície da terra) e da temperatura da atmosfera situada imediatamente acima dela (ou seja, a temperatura do ar próximo da superfície), devido à transferência de energia emitida da primeira para a segunda. Assim, nas últimas décadas os dados de sensoriamento remoto infravermelho termal têm contribuído para determinar as características das ICs urbanas através da estimativa da temperatura da superfície terrestre. No entanto, verificou-se que as ICs da superfície e da atmosfera são grosseiramente relacionadas, e podem apresentar diferentes padrões espaciais e temporais. Além disso, no ambiente urbano da ilha de calor pode haver variações significativas entre o dossel e a camada limite. O dossel compreende o espaço situado abaixo do nível de cobertura geral vegetal, enquanto que a camada limite se estende acima desse nível até o ponto onde as condições climáticas são modificadas pela presença da cidade (*Disponível em www.urbanheatlands.com*)



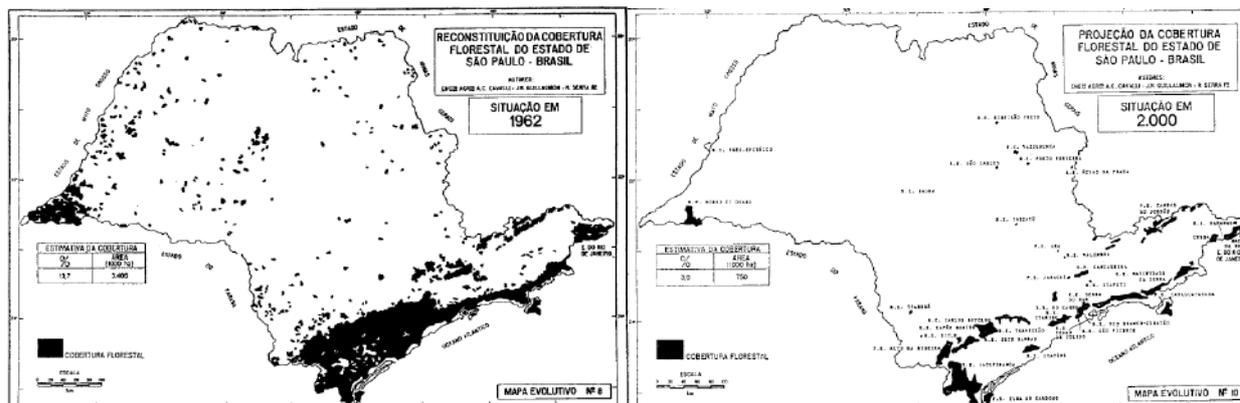


Figura 5.1 - Reconstituição da cobertura florestal no estado de São Paulo: situação primitiva e ano de 1935 (acima), 1962 e a projeção do ano 2000 (abaixo).
 Fonte: Extraído de “Cem anos de devastação: revisitada 30 anos depois”, Victor et. al, 2005).

A Figura 5.1 resume a devastação da mata Atlântica ocorrida ao longo do século passado Victor et. al. (2005). De 1962 até 2000 uma das áreas mais desmatada foi a faixa leste do Estado de São Paulo, porém percebe-se que as demais áreas, inclusive a região de estudo mais detalhado deste trabalho, também foram afetadas.

Egler (2001) descreve e analisa as transformações recentes no uso social e seus efeitos sobre a cobertura natural da terra no Brasil, buscando avaliar sua contribuição para as mudanças globais. Na Figura 5.2 observa-se que uma das áreas que mais sofreu a alteração do uso da terra foi a região norte-nordeste do estado de São Paulo, áreas de pastagens e lavouras, uma transformação associada principalmente ao cultivo da cana-de-açúcar entre os períodos de 1975 e 1995.

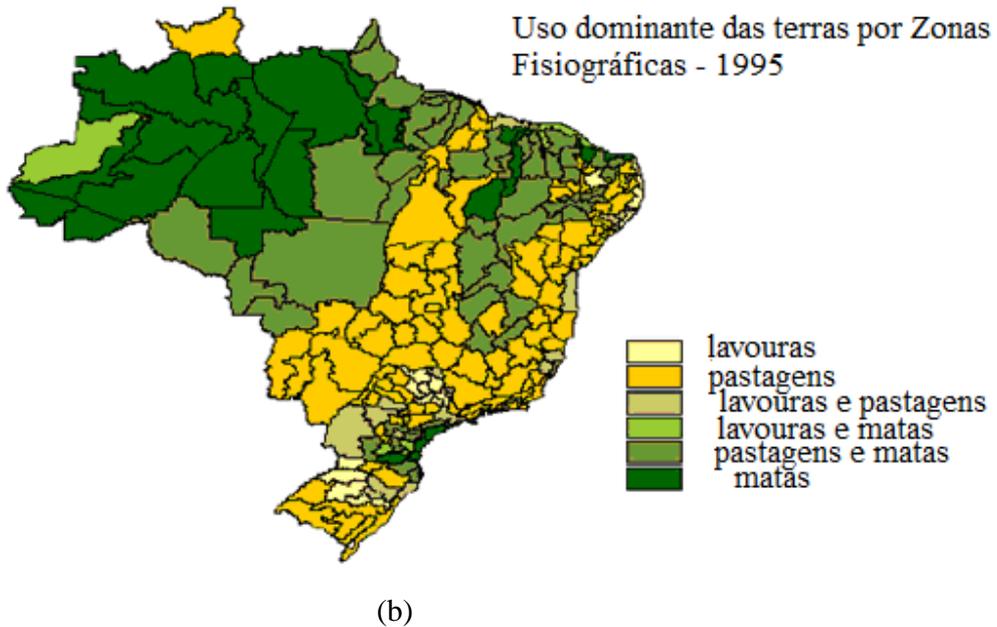
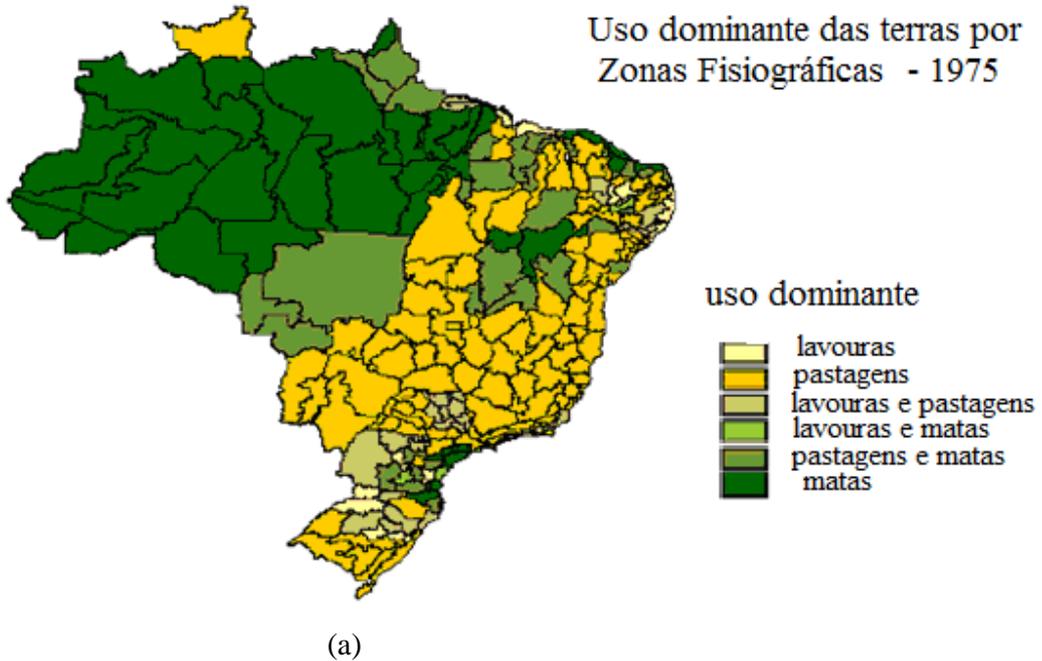
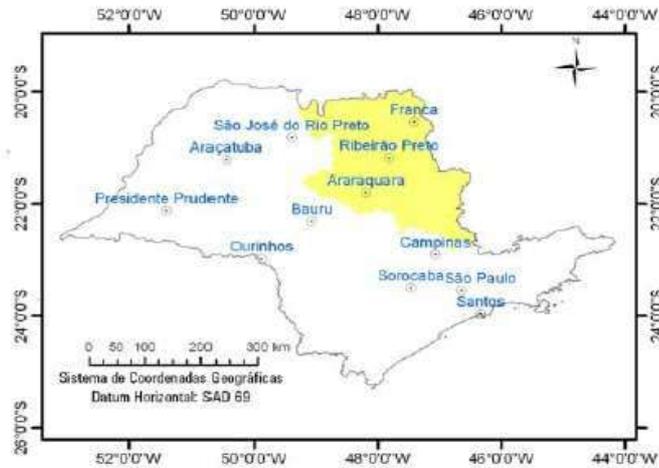
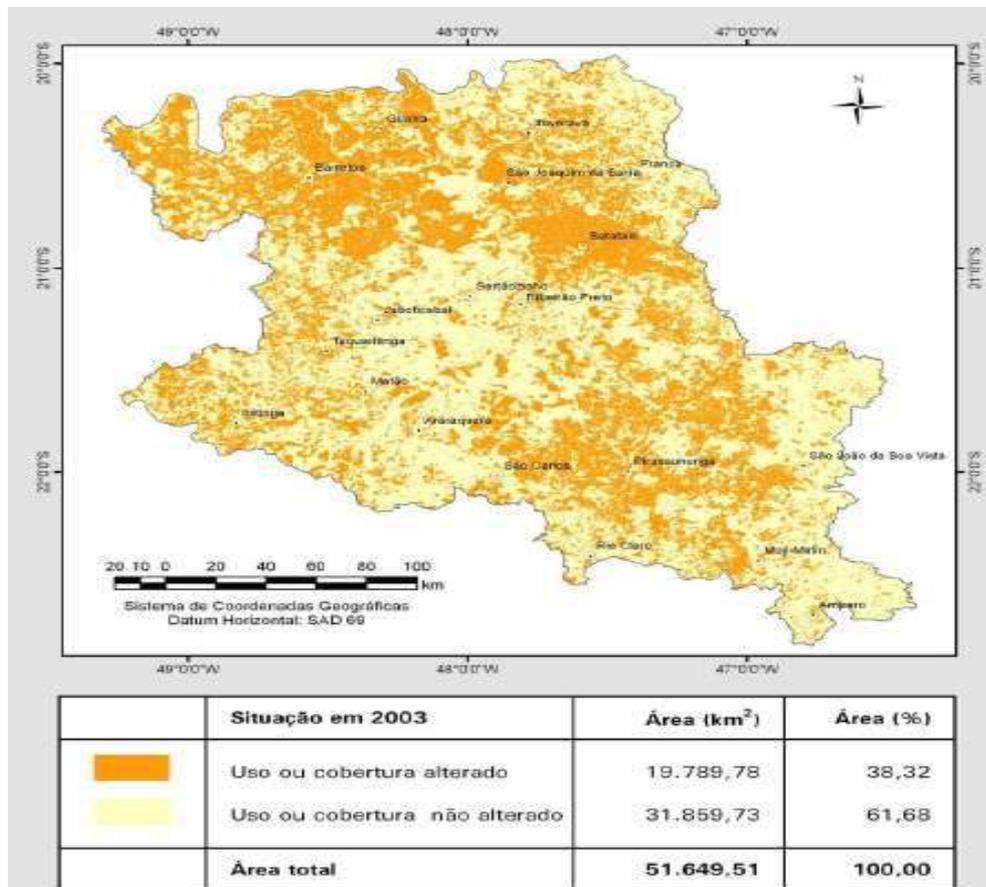


Figura 5.2 - Dinâmica da ocupação recente e seus efeitos no uso e cobertura da terra, vistos com base nas Macrozonas Ambientais, anos de 1975 (a) e 1995 (b). Em destaque a alteração no uso da terra sobre a região norte-nordeste de São Paulo. Em 1975 predomina lavouras e pastagens enquanto que em 1995 o predomínio era de lavouras.

Fonte: (FIBGE, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Censos Agropecuários de 1975, 1980, 1985 e 1995/1996).



(a)



(b)

Figura 5.3 - Situação em 2003 das áreas com o uso ou cobertura de solo alterado em relação ao uso ou cobertura apresentado em 1988. Área de estudo (a) e em (b) o detalhe das regiões com uso ou cobertura de solo alterada (laranja escuro) e regiões com uso ou cobertura de solo não modificada (laranja claro).
 Fonte: (Quartaroli et.al, 2006, Embrapa Monitoramento por Satélite. Campinas SP-57p.)

Quartaroli et.al (2006) investigaram as alterações no uso e coberturas das terras no nordeste do estado de São Paulo no período de 1998 a 2003 (Figura 5.3a). As principais classes de uso e cobertura das terras identificadas foram a canavicultura, as pastagens, as culturas anuais e a fruticultura, que juntas correspondiam a aproximadamente 75% da área da região em ambos os anos. Entre as lavouras observou-se uma grande expansão da cana-de-açúcar e uma grande redução da participação das culturas anuais (Figura 5.3b)

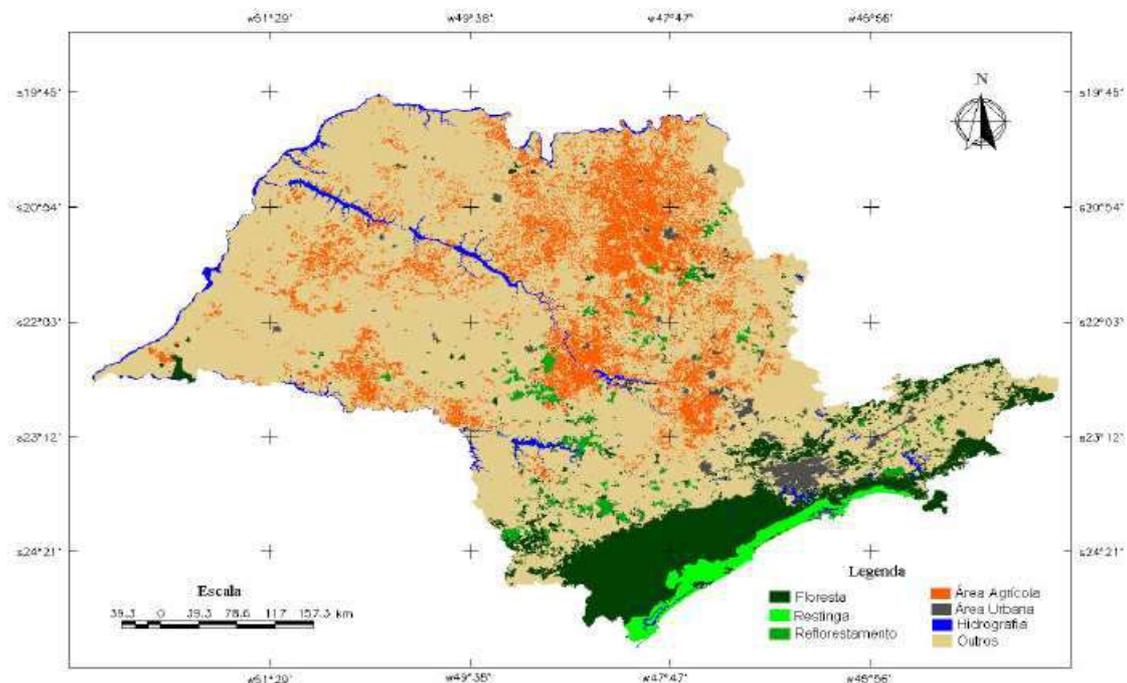


Figura 5.4 - Mapa de uso da terra de São Paulo (2005), produzido através de dados multitemporais do sensor MODIS.

Na Figura 5.4 observa-se o estado atual da vegetação no estado, com predomínio de área agrícola sobre o norte-nordeste de SP e presença de mata nativa em parte da faixa mais sul e leste.

Saad (2008), por sua vez, avaliou os impactos do desmatamento tropical na Amazônia sob áreas de tamanho crescentes, localizadas em distintas posições em relação ao vento predominante. A região de estudo foi a Amazônia oriental, próximo à Rodovia Cuiabá-Santarém, onde ocorre intenso desmatamento. Utilizou-se o modelo atmosférico de meso-escala BRAMS para simulações do desmatamento, sobre uma grade de espaçamento horizontal de 8 km, para dois meses na estação

seca e dois na estação chuvosa. Os resultados sugerem que o desmatamento em meso-escala na Amazônia gera uma célula térmica com um vórtice mais energético contra o vento predominante, que por ele é advectado e que conseqüentemente tende a aumentar a chuva vento - abaixo e reduzir vento-acima, em magnitudes que dependem da extensão e posição do desmatamento com relação ao vento predominante. Rosolem (2005), em estudos na mesma região, utilizando-se do modelo BRAMS sugere que a topografia também é importante na resposta dos campos de chuva ao desmatamento.

Cabral et. al (2008) verificaram as mudanças ocorridas em alguns fluxos de superfície e na precipitação, decorrente da mudança do uso do solo na floresta de transição entre os estados do Mato Grosso e Pará. Este bioma tem sido um dos mais afetados por atividades que impulsionam o desmatamento como, por exemplo, a pecuária e a agricultura. O estudo utilizou o modelo BRAMS para o qual, com base em mapas de desmatamento, três cenários foram construídos: 1) floresta tropical e corpos d'água; 2) floresta tropical, corpos d'água e pastagem e; 3) algum tipo de cultivo em substituição à pastagem. Os resultados mostraram que sobre a pastagem o ambiente ficou mais quente e seco em relação à floresta do que sobre a cultura. Os padrões do saldo de radiação e da irradiância solar em superfície apontam para um maior controle dos parâmetros biofísicos do que pela energia solar.

Com o objetivo de se avaliar as consequências do desmatamento nos últimos 150 anos, resultante das mudanças seculares de uso da terra (Juarez, 2004) utilizou uma máscara com a vegetação primitiva estabelecida no experimento de controle (circa 1850, predominando Cerrado e Mata Atlântica) e outra máscara de vegetação (CANA, predominando áreas agrícolas) foi utilizada como experimento de vegetação atual (2004). Os resultados indicaram que a vegetação atual produz mudanças no padrão da distribuição espacial de chuvas e temperatura, onde se acentua sobre algumas áreas e enfraquece em outras. As variações de precipitação entre os dois cenários passaram por extremos entre ± 200 mm ano⁻¹ na estação chuvosa, e de ± 50 mm ano⁻¹ na estação seca, com forte dependência do tipo e distribuição de vegetação. Sobre toda a área do Sudeste, o impacto médio na vegetação atual mostrou uma redução de ~5% na precipitação anual, e um aumento de até 0,6°C na temperatura do ar à superfície.

Araújo (2010), através da modelagem numérica com o modelo de mesoescala BRAMS, estudou os efeitos causados pela mudança no uso do solo em áreas de cultivo de cana-de-açúcar na

região norte do Estado de São Paulo. Utilizou-se do acoplamento entre o BRAMS e o modelo GEMTM para simular a interação dinâmica entre o dossel e a atmosfera, em diferentes fases de desenvolvimento da cana-de-açúcar. Dois cenários foram criados: (1) vegetação nativa do Estado de São Paulo (CTL); (2) vegetação nativa com adição da cultura de cana-de-açúcar (CANA). As simulações realizadas compreenderam o período entre 10 de janeiro a 25 de dezembro de 2007, com saídas a cada hora. Para realizar as simulações foram consideradas duas grades aninhadas. A grade externa foi alimentada pela condição inicial e de contorno proveniente dos campos de análise do GFS (Global Forecast System). Os resultados obtidos revelaram significativas diferenças entre as simulações. Primeiramente, constatou-se que a condição da umidade nas camadas do solo teve grande importância nos resultados. No cenário em que a cana-de-açúcar foi inserida o solo apresentou um maior secamento, contribuindo para que essa menor quantidade de água nas camadas e a maior exposição do solo, devido ao menor índice de área foliar desta vegetação, facilitassem a elevação da temperatura do ar próximo à superfície. Em geral, o autor encontrou valores médios de temperatura maiores com a adição da cana-de-açúcar, principalmente nas regiões central e noroeste da área de estudo. Foram observados maiores valores de calor latente na simulação CTL e maiores valores de calor sensível na simulação CANA. A precipitação durante o ano de 2007 mostrou-se, em geral, significativamente maior quando a cana-de-açúcar é inserida no arquivo de uso do solo do modelo. A utilização do módulo vegetativo dinâmico GEMTM para simular a cana-de-açúcar demonstrou que, quando este módulo está desativado, a umidade nas camadas do solo tende a diminuir ainda mais, pois o índice de área foliar não varia com o tempo e o solo continua mais exposto à radiação, gerando um consequente ressecamento, que é mais significativo na superfície. Em consequência disso, foi observado que a temperatura média foi maior em todo o domínio de estudo, chegando a superar em até 1,1 °C os resultados da simulação em que o módulo GEMTM foi ativado.

O objetivo neste capítulo foi de simular o efeito causado pelo desmatamento na área do norte e nordeste de São Paulo em relação à substituição da vegetação nativa (predominantemente floresta de Mata Atlântica, e secundariamente, Cerrado) pela vegetação com características biofísicas prescritas similares à cana-de-açúcar, que agora predomina na região de estudo.

5.2 O modelo BRAMS

O modelo atmosférico utilizado nesse trabalho é a versão brasileira do Regional Atmospheric Modeling System, denominada BRAMS. O modelo tem um conjunto de parametrizações físicas para simular processos, tais como troca de ar-superfície, de turbulência, convecção, radiação e microfísica de nuvens (RAMS, PIELKE *et al.*, 1992, Cotton *et al.*, 2003).

É um modelo numérico abrangente, desenvolvido nas linguagens computacionais C e FORTRAN, com o qual é possível simular circulações atmosféricas que vão desde a micro até a grande escala. A partir deste, é possível obter informações prognósticas, aplicadas à previsão de tempo, e diagnósticas, como, por exemplo, em estudos de casos voltados para a pesquisa. O modelo foi construído com o conjunto de equações primitivas que governam a evolução do estado da atmosfera, com base nas leis de movimento de Newton e na termodinâmica de um fluido, incluindo parametrizações dos diversos processos físicos presentes nestas equações.

As opções físicas e parametrizações de cada simulação são feitas a partir de um arquivo do tipo lista de variáveis (namelist), chamado de RAMSIN, que é dividido em cinco partes. Na primeira parte são definidos: o tamanho de cada grade e suas localizações; a quantidade de grades utilizadas; o número de pontos de grade e o espaçamento horizontal; o número de níveis verticais e de camadas de solo; o espaçamento vertical e o tempo de simulação. Na segunda parte são definidos: o tipo de condição inicial, homogênea (através do uso de uma sondagem) ou heterogênea (utilizando dados de análises); parâmetros relacionados com o nudging horizontal e vertical; frequência de geração de arquivos de saída; arquivos de topografia, ocupação e uso do solo e temperatura da superfície do mar. Na terceira parte são definidas: as opções físicas e numéricas do modelo, como por exemplo, o tipo de condição de fronteira lateral; as parametrizações de convecção, radiação, difusão turbulenta e o modelo de solo; e a microfísica, entre outras. A quarta parte é destinada à inclusão de sondagens no caso de inicialização homogênea, e a quinta parte está relacionada com a impressão de resultados para verificação das simulações. A versão do BRAMS utilizada neste trabalho foi a 4.2. A seguir serão detalhadas algumas das principais características do BRAMS, adaptadas de Araújo (2010).

Os principais dados de entrada do modelo BRAMS, a partir dos quais é possível realizar uma simulação, são: a temperatura do ar; a umidade do ar; o geopotencial e o vento horizontal (dividido

em componentes zonal e meridional). Esses dados de entrada podem ser originados a partir de observações em superfície e altitude, modelos numéricos, derivados de produtos de satélites, entre outros.

As condições de contorno lateral são aplicadas para permitir a passagem de ondas de gravidade e outros fenômenos que chegam à fronteira da grade do modelo, com o intuito de eliminar (ou minimizar) a reflexão para o interior da área de domínio. A condição de contorno na base está relacionada às trocas de calor, momentum e massa entre a superfície e a atmosfera logo acima desta. Essas trocas são consideradas em diferentes tipos de superfícies, que podem ser água, solo sem cobertura vegetal ou solo com vegetação.

A parametrização de convecção é utilizada para redistribuir verticalmente calor e umidade em uma coluna de ar atmosférica, quando o modelo cria uma região convectivamente instável e a resolução horizontal da grade é muito baixa para o modelo gerar sua própria circulação convectiva. Para que o modelo resolva uma circulação de convecção profunda, é necessário que alguns pontos de grade na horizontal incluam a circulação convectiva em questão, para que as correntes ascendentes possam ser criadas na escala da grade. Essas correntes convectivas são da ordem de poucos quilômetros a dezenas de quilômetros. Assim, a resolução da grade na horizontal precisaria ser da ordem de centenas de metros a poucos quilômetros para poder simular explicitamente a convecção. Ao utilizar uma grade mais grosseira, esse tipo de circulação não será explicitamente resolvida, impossibilitando as trocas verticais diretas de calor e umidade, assim como a conversão de energia potencial disponível para convecção (CAPE - Convective Available Potential Energy) em outras formas de energia. Torna-se necessária a utilização de uma parametrização convectiva na mesma filosofia da parametrização de turbulência, como um fenômeno de escala subgrade. Os esquemas disponíveis atuais foram elaborados para grades com resolução em torno de 20 km ou maiores, fazendo com que exista um intervalo de resolução (entre 2 e 20 km) em que nenhum esquema convectivo funciona adequadamente. Para resoluções menores do que 2 km a parametrização de microfísica tende a resolver explicitamente os processos convectivos.

A parametrização de microfísica de nuvens presente no modelo especifica a complexidade dos processos de mudança de fase que serão utilizados para os cálculos explícitos em cada ponto de

grade, simulando todas as mudanças de fase que ocorrem com a água em seus três estados (sólido, líquido e gasoso), incluindo as trocas de calor envolvidas nas mudanças.

O esquema de parametrização de radiação aqui utilizado, para a radiação de onda curta (CHEN & COTTON, 1988) é uma solução completa da equação de transferência radiativa, permitindo que o conteúdo de água líquida e o vapor presentes na atmosfera influenciem os fluxos de radiação solar e terrestre. Nesse esquema, é possível avaliar a emissão de onda longa em atmosfera limpa, com nuvens ou mista. Os processos de espalhamento, absorção, transmissão e reflexão de onda curta por nuvens também são considerados.

O BRAMS utiliza o LEAF-3 (Land Ecosystem-Atmosphere Feedback Model, version 3, WALKO & TREMBACK, 2005) para a condição de fronteira inferior. No LEAF-3 a condutância estomática é calculada utilizando fatores de estresse ambiental, que dependem da temperatura, do déficit de vapor de água, da radiação de ondas curtas e do potencial hídrico do solo. A principal diferença do LEAF-3 e as versões anteriores é a inclusão do índice de vegetação normalizado (NDVI – Normalized Difference Vegetation Index) para a definição dos parâmetros da vegetação, permitindo uma variação sazonal das propriedades da vegetação, aspecto não considerado anteriormente. Na versão LEAF-3, assim como no modelo SiB2 (Simple Biosphere Model, SELLERS et al., 1996), o NDVI é utilizado para o cálculo de alguns parâmetros relacionados à vegetação, tais como, a fração da radiação fotossinteticamente ativa (FPAR), o índice de área de folhas verdes (GLAI), o índice de área total (TAI) e o comprimento de rugosidade (Z_0). Além disso, a dependência do albedo e da transmissividade da vegetação ao GLAI e TAI, como descrito no SiB2, é combinada com a formulação anteriormente utilizada no LEAF-2 para a obtenção de expressões para o albedo e a fração de cobertura da vegetação como uma função de GLAI, TAI e as classes do LEAF-3. Maiores informações podem ser encontradas em Walko et al. (2000) e Freitas (2003). Alguns testes de sensibilidade do modelo foram realizados com e sem a ativação do NDVI, que não apresentaram diferenças significativas. Portanto optou-se por utilizar NDVI climatológico disponibilizado pelo modelo.

5.3 Cenários e Simulações

Foram realizadas simulações com o modelo BRAMS para o estado de São Paulo, com ênfase na área norte-nordeste do Estado. Desta forma, os efeitos de alterações na vegetação sobre as condições atmosféricas locais foram considerados. É importante enfatizar que a região de estudo sofreu grandes mudanças no que se refere à substituição da vegetação nativa por cultivos de interesse econômico. Para a avaliação destes efeitos, dois cenários foram propostos. O primeiro, prescrito a partir de informações contidas em Negrón-Juárez (2004) (Tabela 5.1), refere-se à vegetação nativa do Estado de SP (referenciado como cenário CTL), o qual utilizou como base o mapa da vegetação do Brasil apresentado por Joly et al. (1999) e dos biomas da América do Sul publicado pelo IPCC (2000). O segundo cenário representa a vegetação nativa com a adição dos locais onde há informação do cultivo de cana-de-açúcar para a safra do ano de 2007 (referenciado como cenário CANA). Os dois cenários contêm as áreas mais fortemente urbanizadas. O arquivo de topografia utilizado, com aproximadamente 1 km de espaçamento horizontal, foi obtido do U.S. Geological Survey (USGS).

Tabela 5.1 – Tipos de uso do solo utilizados nos cenários e correspondência nas simulações com a vegetação primitiva do Estado de SP.

Tipo de Vegetação	Classificação segundo o BRAMS
0. Corpos de água	0. Water Bodies
1. Mata Atlântica do Interior – Floresta Ombrófila decídua	6. Deciduous Broadleaf Tree
2. Mata Atlântica - Floresta Ombrófila densa	7. Evergreen Broadleaf Tree
3. Cerrado	14. Mixed Woodland
4. Área Urbana	19. Urban and Built up
5. Cana-de-açúcar	11. Sugarcane

Para a criação do cenário com a cana-de-açúcar foram obtidos arquivos do projeto Canasat/INPE (CANASAT, 2009) contendo informações a respeito dos locais onde houve cultivo de cana-de-açúcar no Estado de SP e nos estados vizinhos durante a safra de 2007. A partir destas informações, os arquivos de vegetação foram construídos seguindo o formato utilizado pelo modelo BRAMS. Desta forma, foram inseridas informações sobre a presença de plantações de cana-de-

açúcar no arquivo topográfico fornecido pelo USGS. A diferença entre o arquivo utilizado nas simulações do cenário CTL e CANA pode ser verificada através de uma inspeção na Figura 5.5.

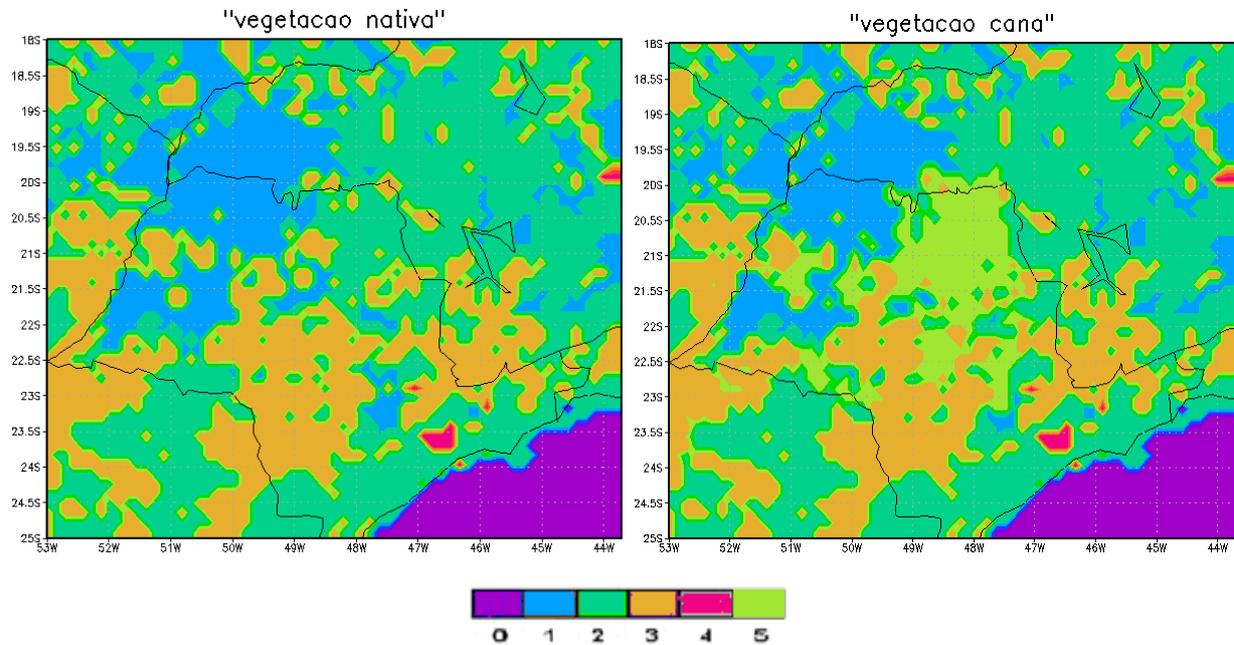


Figura 5.5 - Cenários (a) CTL e (b) CANA, nos quais: 0 - Água; 1 – Mata Atlântica do Interior; 2 – Mata Atlântica; 3 – Cerrado; 4 – Área urbana; e 5 – Cana-de-açúcar.

Tabela 5.2 - Valores dos parâmetros biofísicos ajustados em relação às classes de vegetação do LEAF-3 para os experimentos numéricos

Parâmetro	Vegetação CANA	Mata Atlântica
Albedo verde (%)	0,20	0,17
Albedo marrom (%)	0,24	0,24
Índice de área total máximo (m ² m ⁻²)	4,5	7,0
Índice de área dos galhos (m ² m ⁻²)	0,5	1
Fração vegetal (%)	0,8	0,9
Altura do dossel (m)	1,5	32
Profundidade das raízes (m)	1,25	1,5
Resistência estomática mín. (s m ⁻¹)	150	250

A cana é uma planta de metabolismo fotossintético C₄, tendo como principal característica a elevada taxa fotossintética, ou seja, possui eficiência na conversão de energia radiante em energia química (OLIVEIRA et al., 2004). Para a realização da fotossíntese, as plantas abrem seus

estômatos para captar CO₂ do ar. Entretanto, durante o processo, ocorrem perdas de água pelas folhas. Esta perda é controlada pelos estômatos a partir do seu grau de abertura e o controle é atribuído à condutância estomática foliar, definida como o inverso da resistência estomática. Uma resistência estomática mais alta indica maior controle dos estômatos sobre a perda de água da planta e quanto melhor a condição hídrica de uma região, menor será a resistência estomática das plantas.

Na Tabela 5.2 observam-se os valores dos parâmetros biofísicos que foram utilizados ao longo dos experimentos. Observa-se os menores valores de resistência estomática da vegetação CANA em relação à Mata Atlântica, o que permite uma maior evapotranspiração da vegetação CANA. O ajuste dos parâmetros de vegetação é importante para a busca da representação adequada do ciclo diurno e sazonal da temperatura, vento em superfície, umidade e dos fluxos de momentum, energia e água. O albedo, ou coeficiente de reflexão, é definido pela razão entre a radiação solar refletida e a radiação solar incidente.

No modelo são considerados dois valores distintos de albedo, diferenciando-se a porção verde (folhas) da vegetação (albedo verde) da porção marrom (ramos, caules) da vegetação (albedo marrom). O índice de área total máximo refere-se à soma do IAF e o índice de área dos galhos da planta. O IAF foi definido por Watson (1947) como sendo a área foliar integrada do dossel por unidade de superfície projetada no solo (m² de folha por m² de solo). O IAF é calculado ao considerar-se a superfície de apenas uma das faces das folhas. A fração vegetal representa a fração de terreno coberta por vegetação, e possui um valor relativamente alto tanto para a Mata Atlântica quanto para a vegetação CANA, mais representativa da cana-de-açúcar. A altura da vegetação CANA foi considerada de 1,5 m e da Mata Atlântica de 32 metros.

Para realizar as simulações foi considerada apenas uma grade, com resolução ou espaçamento horizontal de 15 km, alimentada pelas condições iniciais e de contorno proveniente dos campos de análise do GFS (Global Forecast System, do National Centers for Environmental Prediction), com 1° de espaçamento horizontal em intervalos de 6 horas. A grade foi centrada em 21,5 ° S e 48,5° W (Figura 5.6) Um resumo das principais configurações utilizadas nas simulações é apresentado na Tabela 5.3.

Testes estatísticos do tipo *t-Student* foram realizados com o objetivo de discutir a significância estatística dos impactos da mudança no uso do solo. O teste *t-Student* é um teste que verifica se os valores médios entre dois grupos diferem estatisticamente, levando-se também em consideração a variabilidade da distribuição de cada grupo. Maiores detalhes no APÊNDICE C.

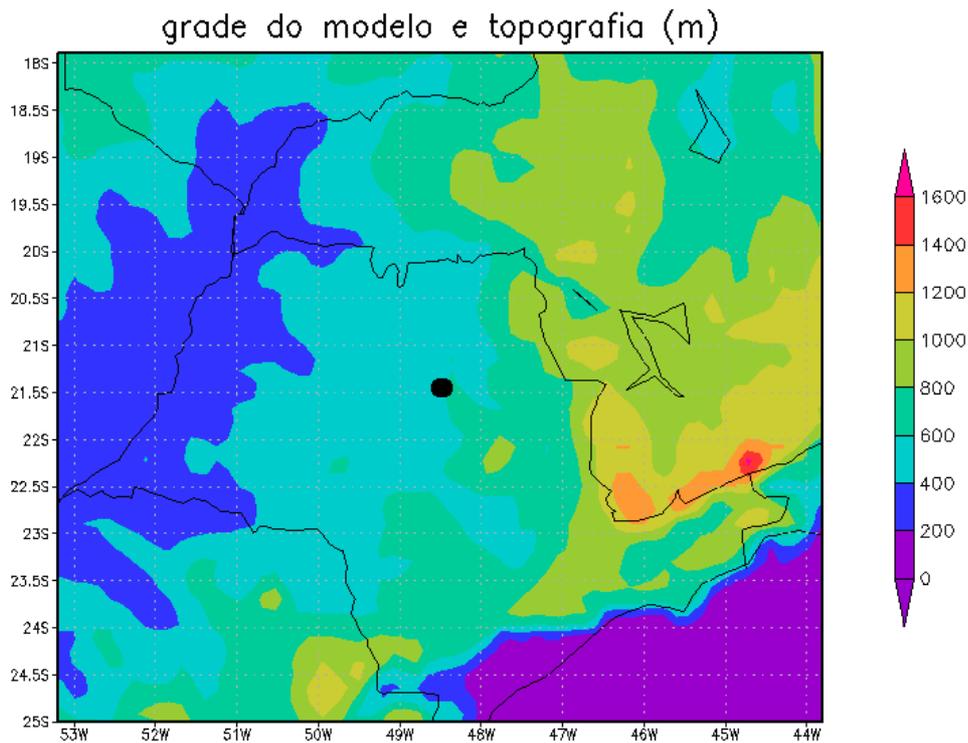


Figura 5.6 - Área de domínio das grades utilizadas nas simulações e topografia (m). O ponto preto indica o local do centro da grade nas simulações.

Tabela 5.3 – Principais opções utilizadas para as duas simulações no modelo BRAMS.

Experimento 1: análise dos resultados	01/09/2007 a 30/09/2007 (30 dias)
Experimento 2: análise dos resultados	01/09/2001 a 30/09/2001 (30 dias)
Tempo descartado para <i>spin-up</i>	15 dias
Nº de grades	1
Pontos de grade em x	67
Pontos de grade em y	54
Níveis Verticais	32
Primeiro nível vertical	51,7 metros
Espaçamento dos pontos de grade (km)	15

Inicialização da umidade do solo	Homogênea
Número de camadas de solo	9
Tipo de solo, em todo o domínio	tipo 6 (<i>Sandy Clay Loam</i>)
Profundidade das camadas do solo (cm)	05/25/50/75/100/125/150/175/ 200
Grau de saturação das camadas do solo	0.3/0.3/0.31/0.32/0.32/0.33/0.33/0.3 4/0.35
Param. Radiação	Chen
Param. Convectiva	Grell
Nível de microfísica	3
Atualização dos dados NDVI	Desligada

5. 4 Resultados

5.4.1 Condições gerais do clima em setembro de 2001 e 2007

Observa-se que o ano de 2001 apresentou chuvas acima da média sobre o estado de São Paulo, enquanto que no ano de 2007, setembro teve pouca chuva (Figura 5.7 a-b). No ano de 2001, as chuvas observadas em meados de setembro marcaram o fim da estação seca na Região Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, como esperado do ponto de vista climatológico. Na região Sudeste, as chuvas apresentaram-se próximas aos valores médios históricos, com exceção do norte de São Paulo e do Espírito Santo, onde foram observadas áreas com desvios ligeiramente positivos (Climanálise).

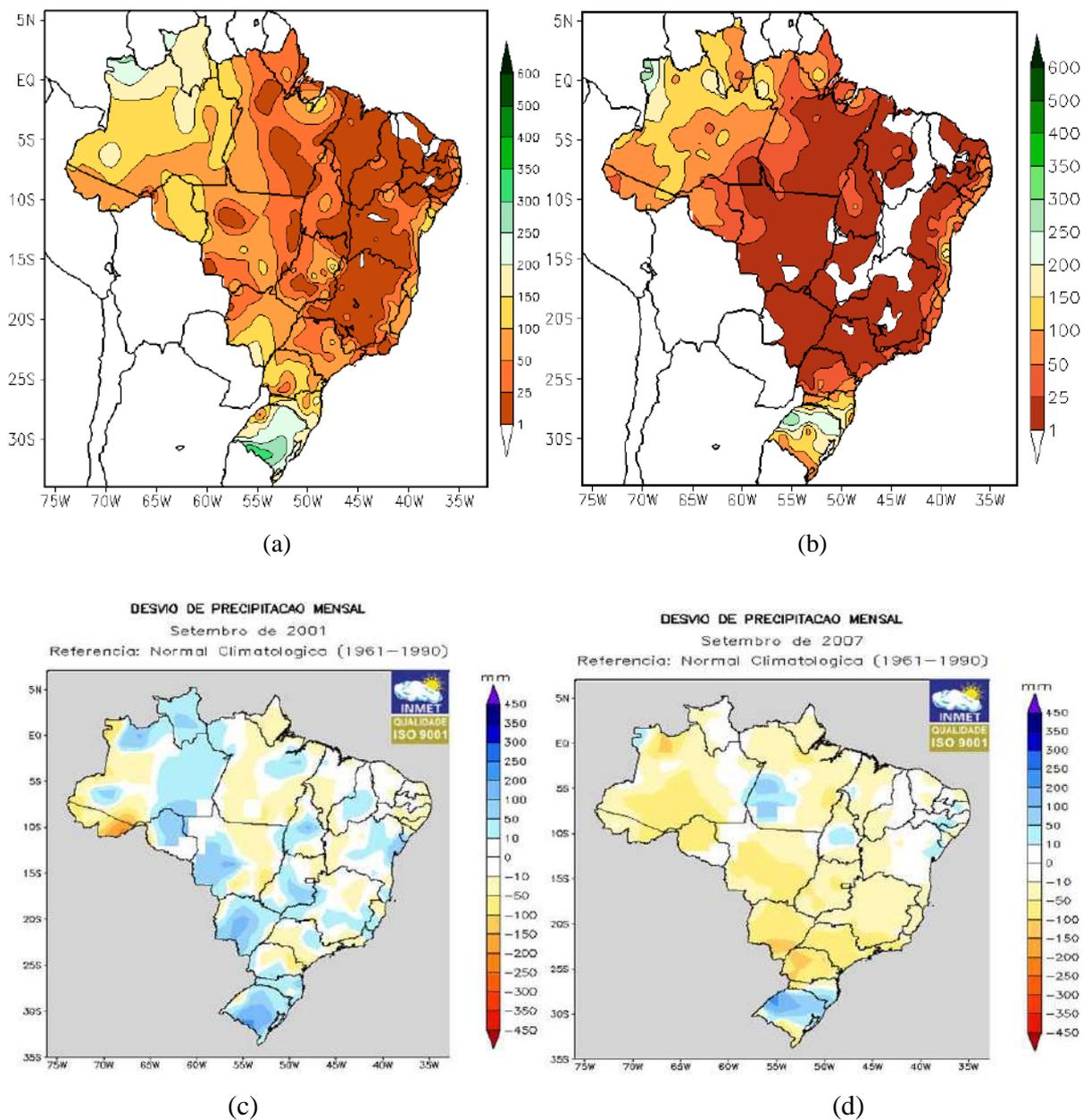


Figura 5.7 - Precipitação total (em mm) para setembro/2001(a) e setembro/2007(b) e anomalia da precipitação para setembro 2001 e de 2007 (c) e (b)

Em setembro de 2007 houve escassez de chuva e predominância de valores abaixo da média histórica em praticamente toda a Região Sudeste. Somente durante a segunda quinzena, três sistemas frontais conseguiram avançar pelo litoral e apenas a sexta frente fria conseguiu atuar no litoral e interior desta Região.

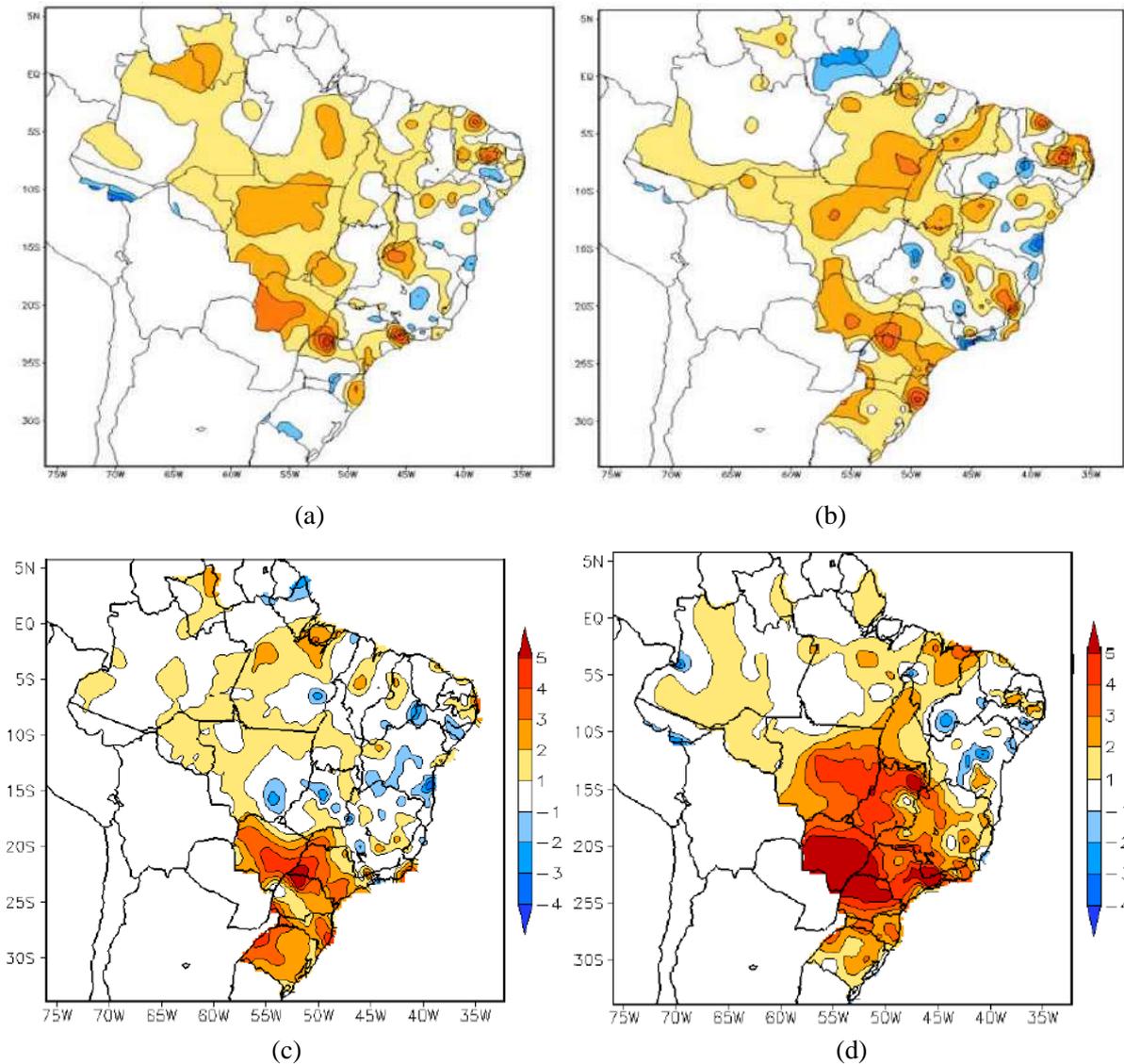
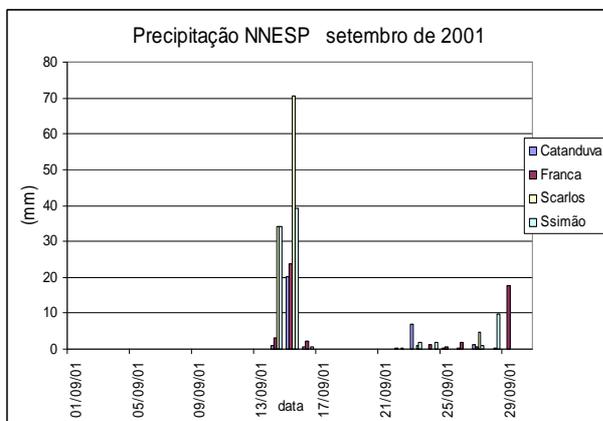


Figura 5.8 - Anomalia de temperatura mínima (a, c) e máxima (b, d) no Brasil (em °C), em setembro/2001 e setembro/2007, respectivamente (FONTE: CMCD/ INPE - INMET e Climatologia INMET: 1961 a 1990).

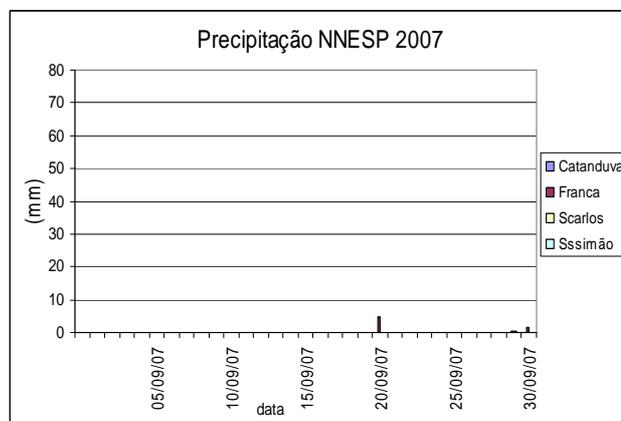
De acordo com os dados da Tabela 5.4 e da Figura 5.9 é possível observar que setembro de 2001 foi mais chuvoso e mais frio em relação a setembro de 2007. A precipitação média ficou em torno de 70 milímetros (chegou a 110,2 mm em São Carlos) enquanto que em 2007 a chuva média ficou em 1,7 mm (chegou a 6,6 mm na estação de Franca). As temperaturas máximas foram cerca de 2,5 °C mais elevadas em setembro de 2007 enquanto que a média das mínimas foram cerca de 1,5°C a mais do que em setembro de 2001.

Tabela 5.4 - Precipitação e temperaturas mínimas e máximas médias na região de estudo em setembro de 2001 e setembro de 2007. Em destaque o ano de 2001:

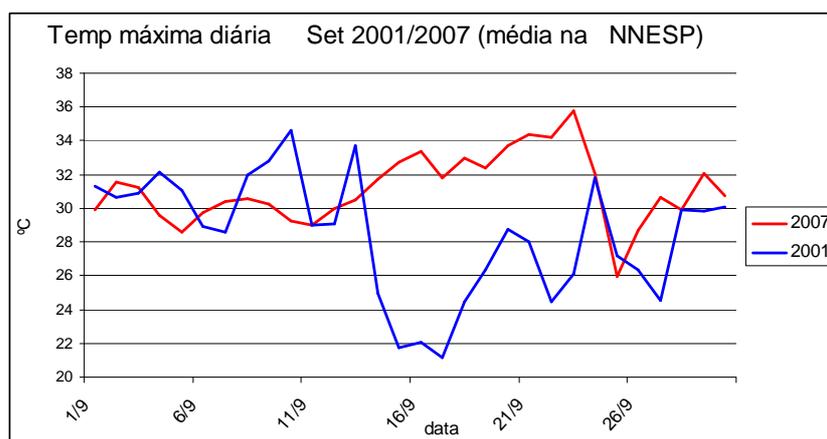
Prec (mm)	ano	Ano	temp ° C	Ano 2001	2001	2007	2007
Cidade	2001	2007	Cidade	Min	Max	Min	Max
Franca	50,9	6,6	Franca	16,4	26,6	18,1	29,6
São Simão	88,2	0	São simão	16,6	29,6	17,5	32,9
São Carlos	110,2	0,3	São Carlos	15,4	26,9	16,3	29,7
Catanduva	30,6	0	Catanduva	18,1	30,6	19,2	32,3
Média	70,0	1,7	Média	16,6	28,4	17,8	31,1
Mediana	69,5	0,1	mediana	16,5	28,2	17,8	31,0



(a)



(b)

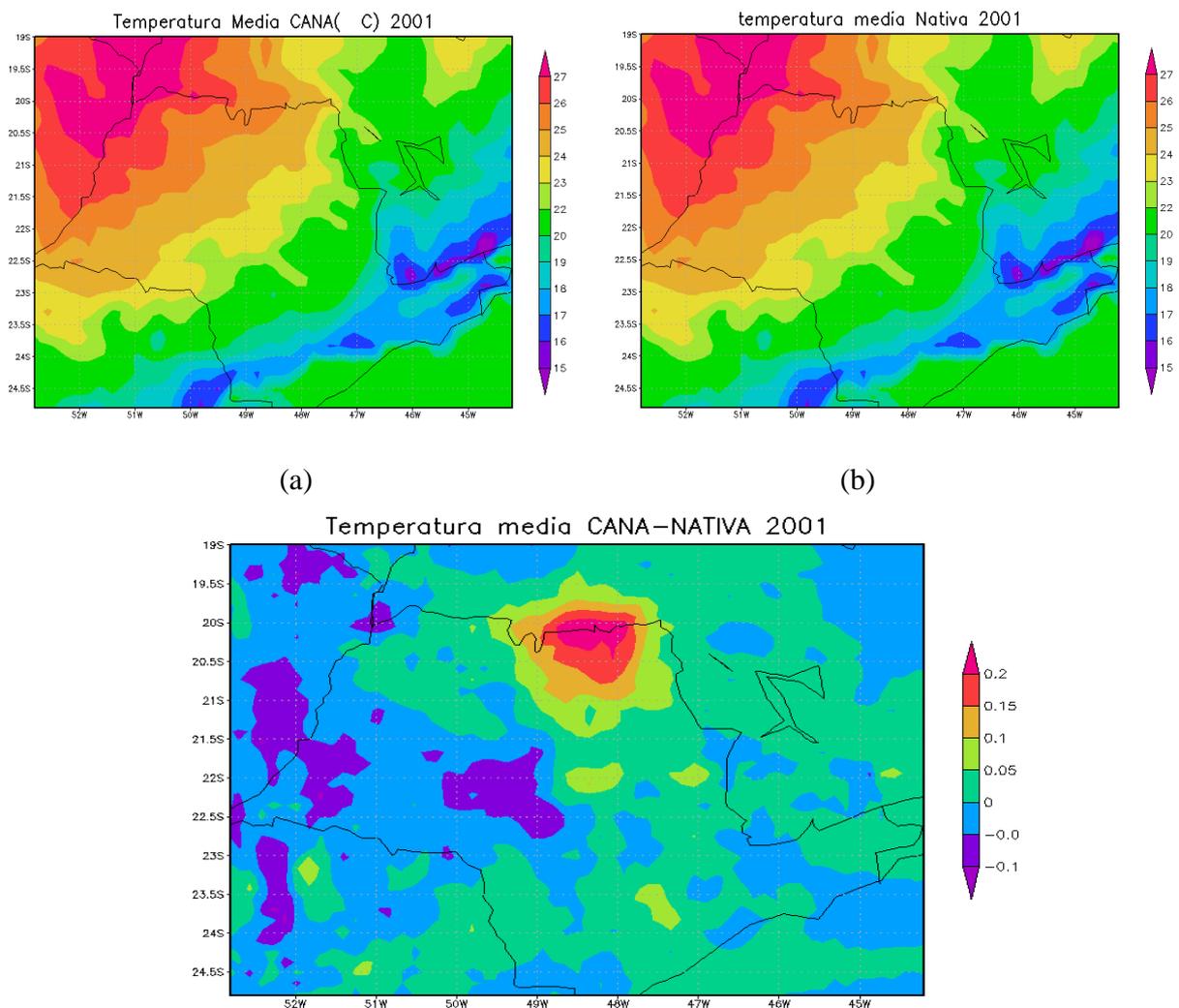


(c)

Figura 5.9 - Precipitação diária (mm/dia) em setembro de 2001 (a) e setembro de 2007 (b) nas estações de superfície do INMET no NNESP e temperatura máxima (°C) diária (média entre as estações).

5.4.2 Experimento setembro 2001

As temperaturas simuladas no ano de 2001 (Figura 5.10) refletem a climatologia e a influência da topografia, com os menores valores no leste de SP e maiores no extremo noroeste. Com relação à diferença da temperatura média entre os experimentos (CANA – NATIVA) observa-se em setembro de 2001 um aumento de cerca de $0,2^{\circ}\text{C}$ no extremo norte do Estado de São Paulo, área que fica sobre o norte da região de estudo, que teve a vegetação mais substituída. No setor sudoeste do estado a diferença entre os experimentos demonstra ligeira diminuição da temperatura média, valor inferior a $-0,1^{\circ}\text{C}$. O Teste *t-Student* realizado indicou significância estatística inferior a 90% na diferença da temperatura média, por isso não foi mostrado.



(c)

Figura 5.10 - Temperatura média mensal (°C) nos experimentos CANA e NATIVA em (a)-(b), respectivamente e a diferença da temperatura (c) em setembro de 2001.

A diferença da temperatura mínima (Figura 5.11a) mostra aumento superior a 0,5°C no norte do estado enquanto que os valores no centro ficam entre + 0,1°C e +0,3°C

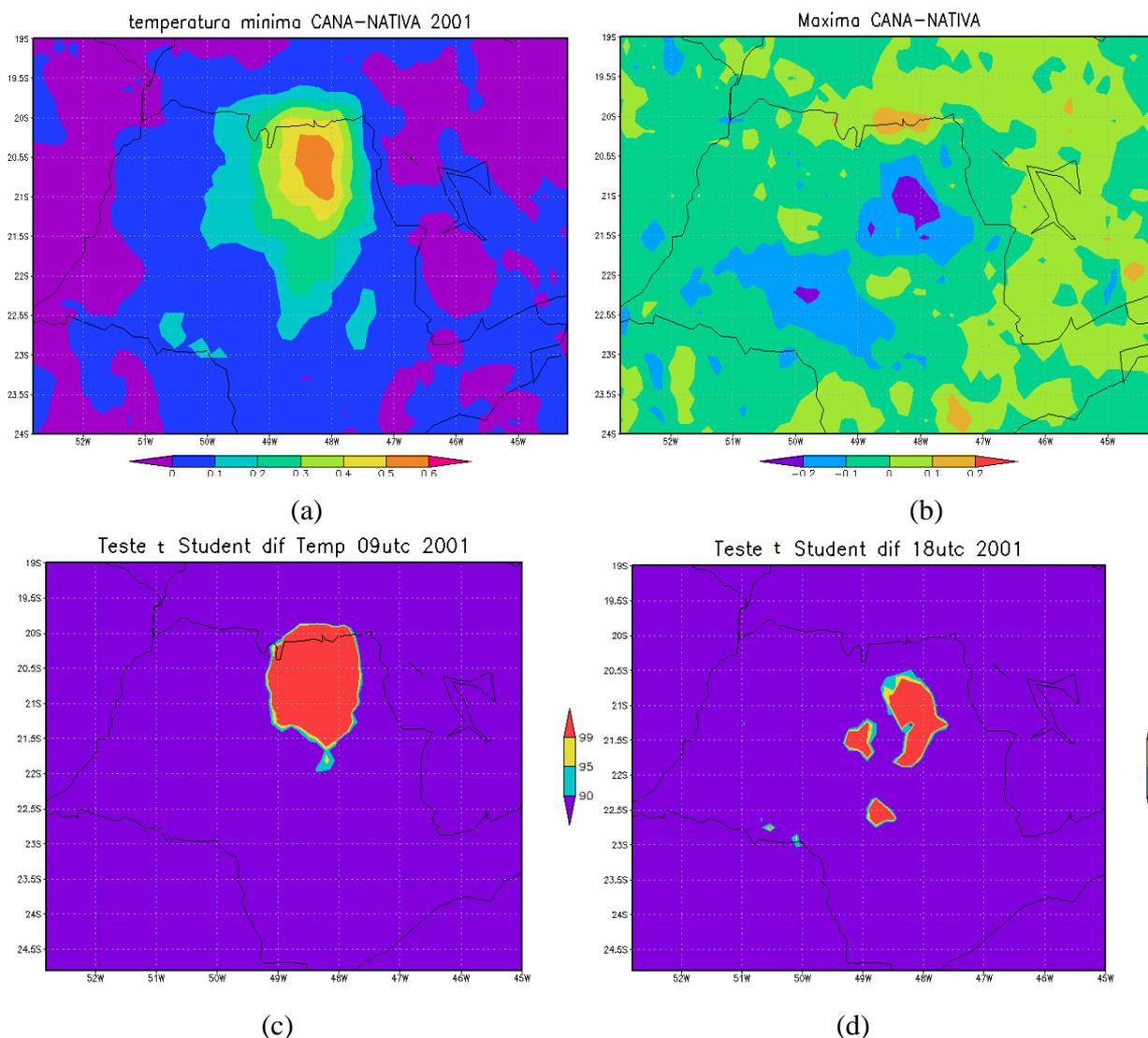


Figura 5.11 - Diferença da temperatura mínima (a) e máxima (b) experimentos CANA-NATIVA em setembro de 2001(valores em °C), e teste *t-Student* às 09 UTC e 18 UTC (c) - (d).

Na diferença da temperatura máxima média mensal entre os experimentos CANA-NATIVA (Figura 5.11b) ocorre ligeira diminuição das temperaturas máximas em parte do norte-nordeste e do centro-sudoeste do estado de SP, com valores entre -0,1°C e -0,2°C. No extremo norte do estado

observa-se um leve aumento de $0,1^{\circ}\text{C}$, que não chega a ser significativo. O teste *t-Student* realizado indica significância estatística acima de 90% no norte do estado, para as temperaturas das 09h UTC e 18h UTC (c) - (d), respectivamente.

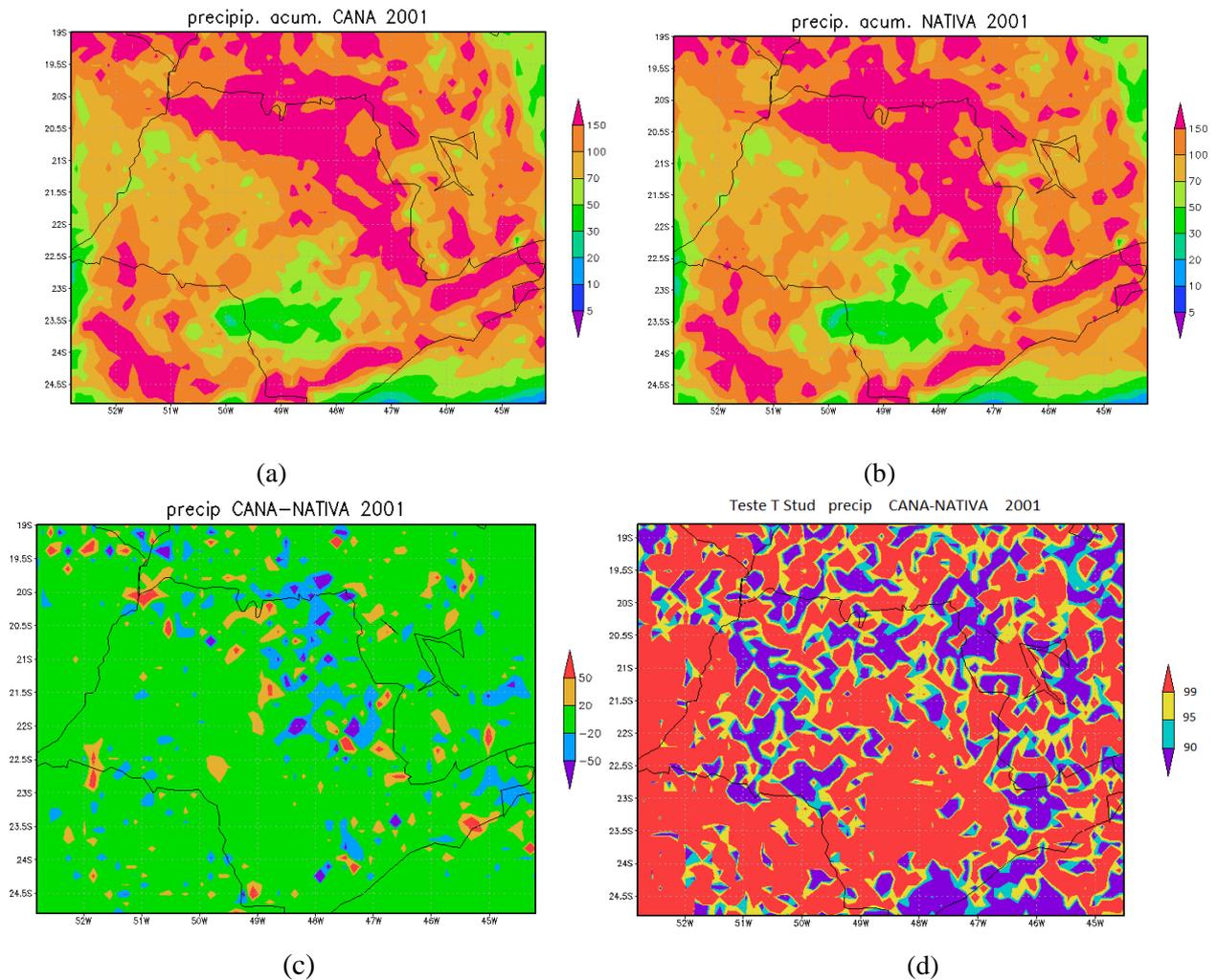


Figura 5.12 - Precipitação acumulada (mm) para o experimento CANA (a) e NATIVA (b) durante o mês de setembro 2001, e a diferença CANA-NATIVA (c), e o teste *t-Student* (d).

A precipitação simulada dos cenários CANA e NATIVA (figuras 5.12a-b) mostra maiores valores no norte e nordeste de SP, Mantiqueira e Litoral Sul. A diferença de precipitação da vegetação CANA-NATIVA (Figura 5.12c) mostra áreas com redução na precipitação e outras com aumento. No NNESP predomina ligeira redução na simulação da vegetação CANA-NATIVA. O teste *t-Student* (Figura 5.12d) indica significância estatística acima de 90% (tons avermelhados) em grande parte das regiões.

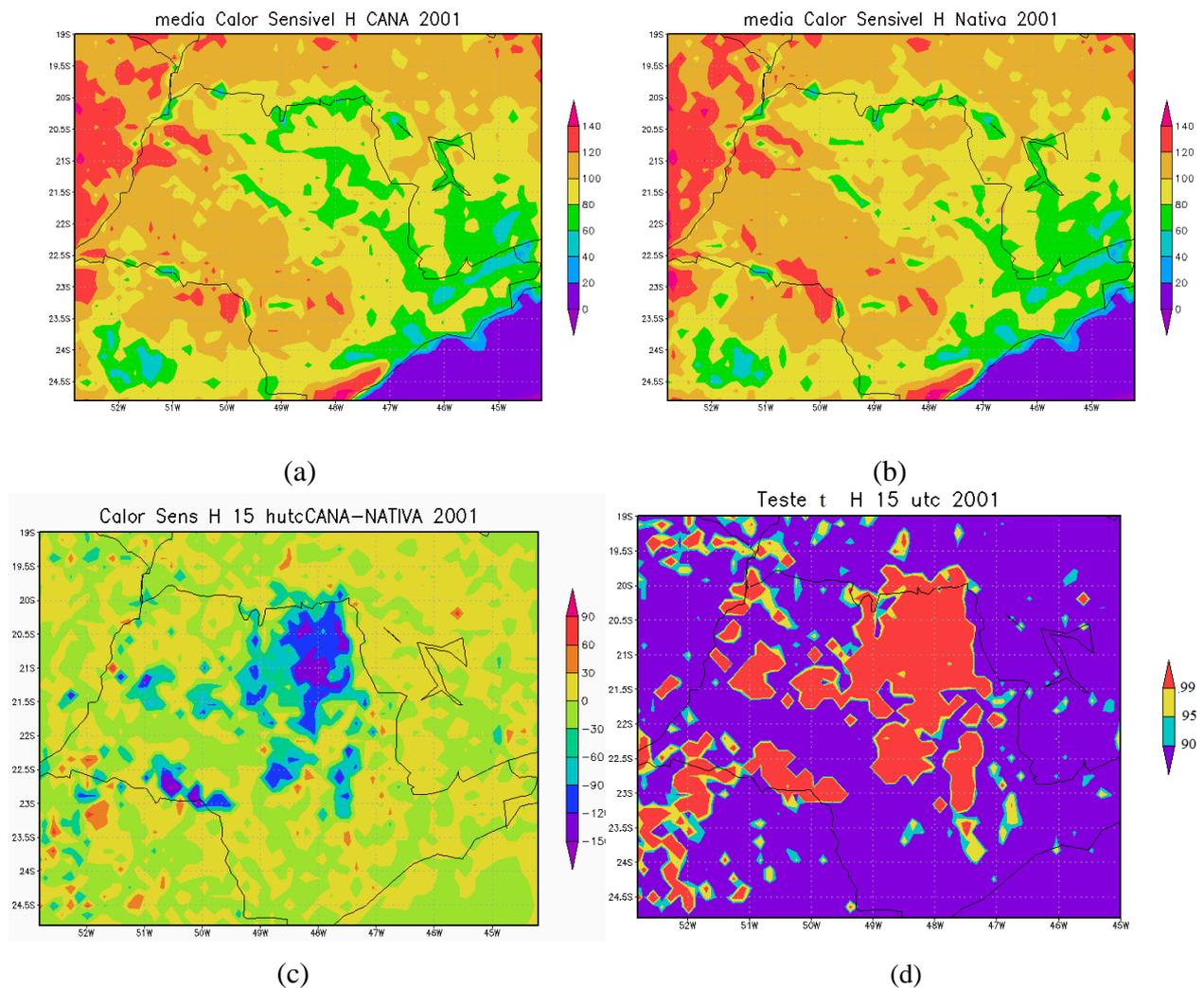


Figura 5.13 - Fluxo de calor sensível (H) médio mensal ($W m^{-2}$) em CANA (a) e NATIVA (b), diferença CANA- NATIVA das 15h UTC e o teste *t-Student* (d).

Na Figura 5.13 observam-se os fluxos de calor sensível simulados em CANA e NATIVA (Figuras 5.13a-b) com valores em torno dos $90 W m^{-2}$ no centro-norte do estado. O Teste *t-Student* para os valores das 15h UTC mostra que os valores são significativos em grande parte do domínio (Figura 5.13d). Os resultados estão de acordo com Negrón-Juárez (2004) que para dados observacionais de calor sensível entre vegetações de cana e cerrado encontrou que H teve valores ligeiramente menores nos meses secos de inverno, entre julho e setembro de 2001.

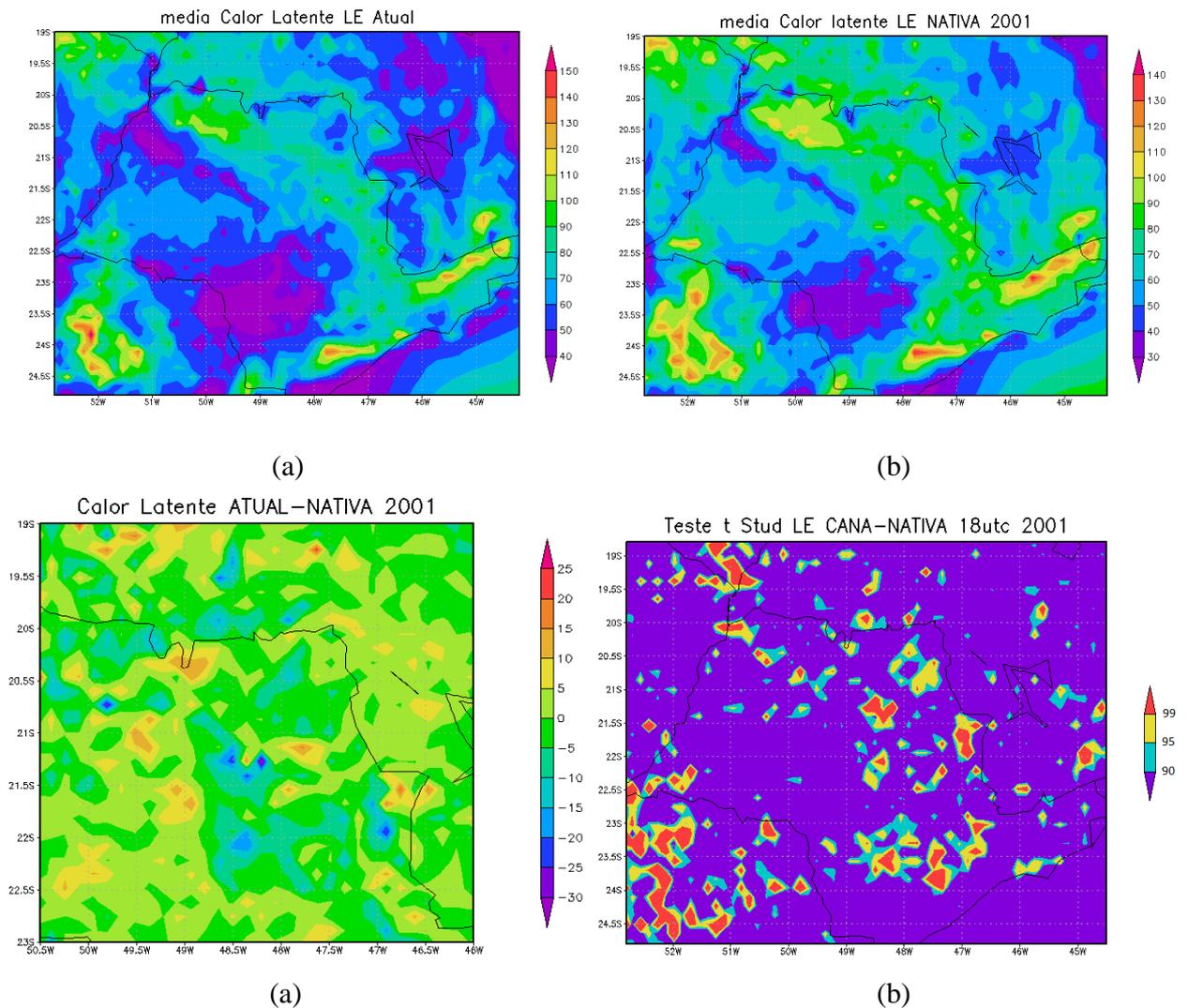


Figura 5.14 - Fluxo de Calor Latente (LE) médio mensal ($W m^{-2}$) em CANA (a) e NATIVA (b), “zoom” na região de estudo mostra a diferença CANA- NATIVA das 18h UTC (c) e o Teste t- de Student (d).

Como setembro de 2001 foi chuvoso os valores simulados do calor latente de evaporação (energia utilizada ou liberada na mudança de fase da água) são relativamente elevados (Figura 5.14), próximos de $100 W/m^2$, com magnitude semelhante ao calor sensível. A diferença de LE entre os experimentos CANA-NATIVA não mostrou tendência muito definida se for considerada uma área mais ampla, entretanto próximo da região de estudo no NNESP ocorre uma ligeira diminuição de 5 a $10 W/m^2$, porém, com significância estatística em pontos dispersos para as 18h UTC (Figura 5.14d).

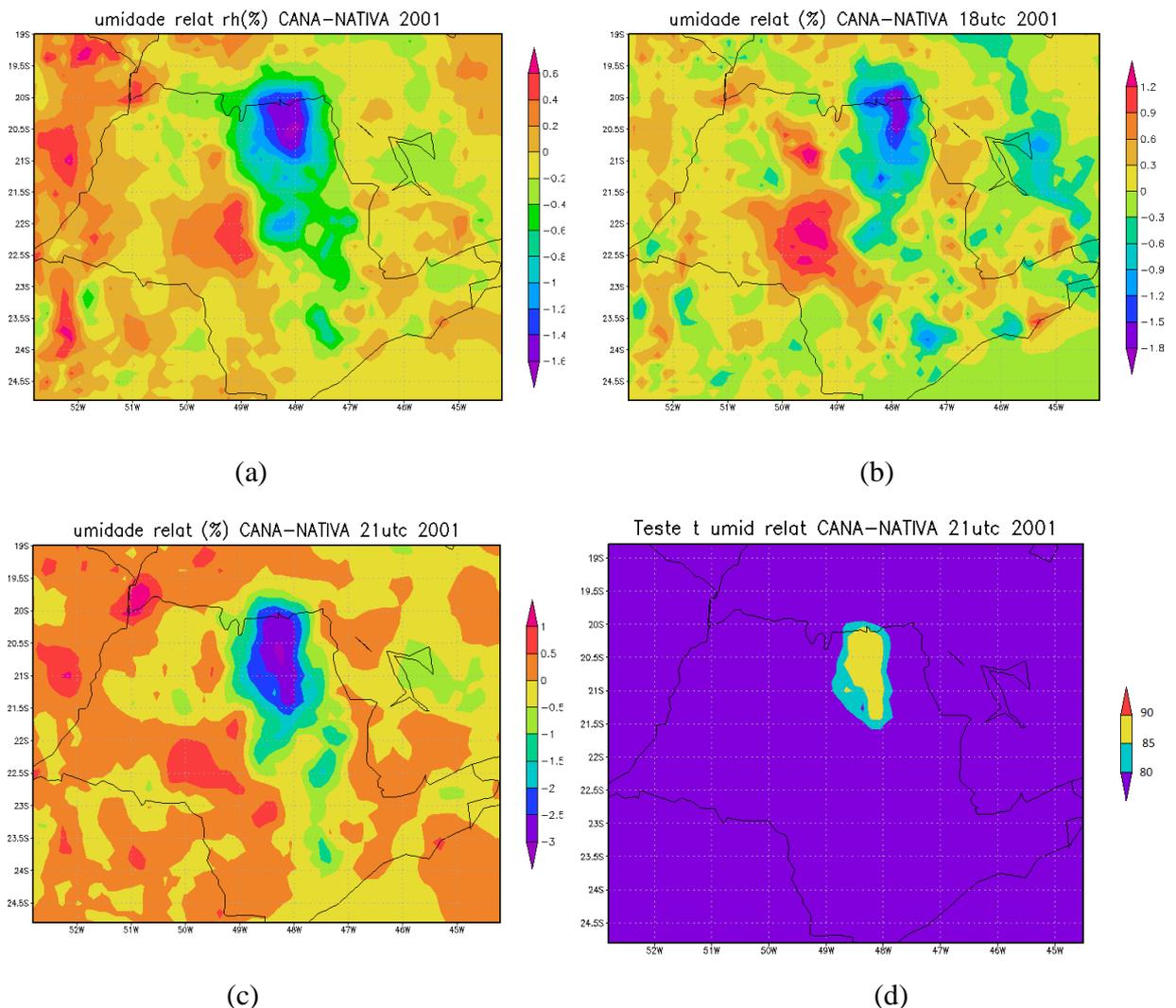


Figura 5.15 – Diferença da umidade relativa do ar média mensal (a) entre os experimentos CANA-NATIVA Setembro de 2001 e diferença da umidade relativa média diária às 18h e 21h UTC (b)-(c) e teste *t-Student* (significância acima de 80%) para a umidade relativa em 21h UTC (d)

A diferença dos valores de umidade relativa média mensal e para as 18h UTC (Figura 5.15 a,b) no experimento CANA-NATIVA (Figura 5.15) para o ano de 2001 indica a redução superior a 1% em uma ampla área no NNESP. Por outro lado, imediatamente a sudoeste observa-se um ligeiro aumento de cerca de 0,5%. O experimento sugere que a substituição da vegetação NATIVA pela atual (onde predomina vegetação tipo CANA e secundariamente Cerrado) ocasiona a formação de um gradiente de umidade. A análise da simulação da média diária do horário das 18h UTC e das 21h UTC (Figura 5.15b, c) revela gradiente de cerca de 3% entre a área central e extremo norte do estado de SP. A diferença da umidade é mais significativa às 21h UTC, como pode ser observado no Teste *t-Student* (Figura 5.15d).

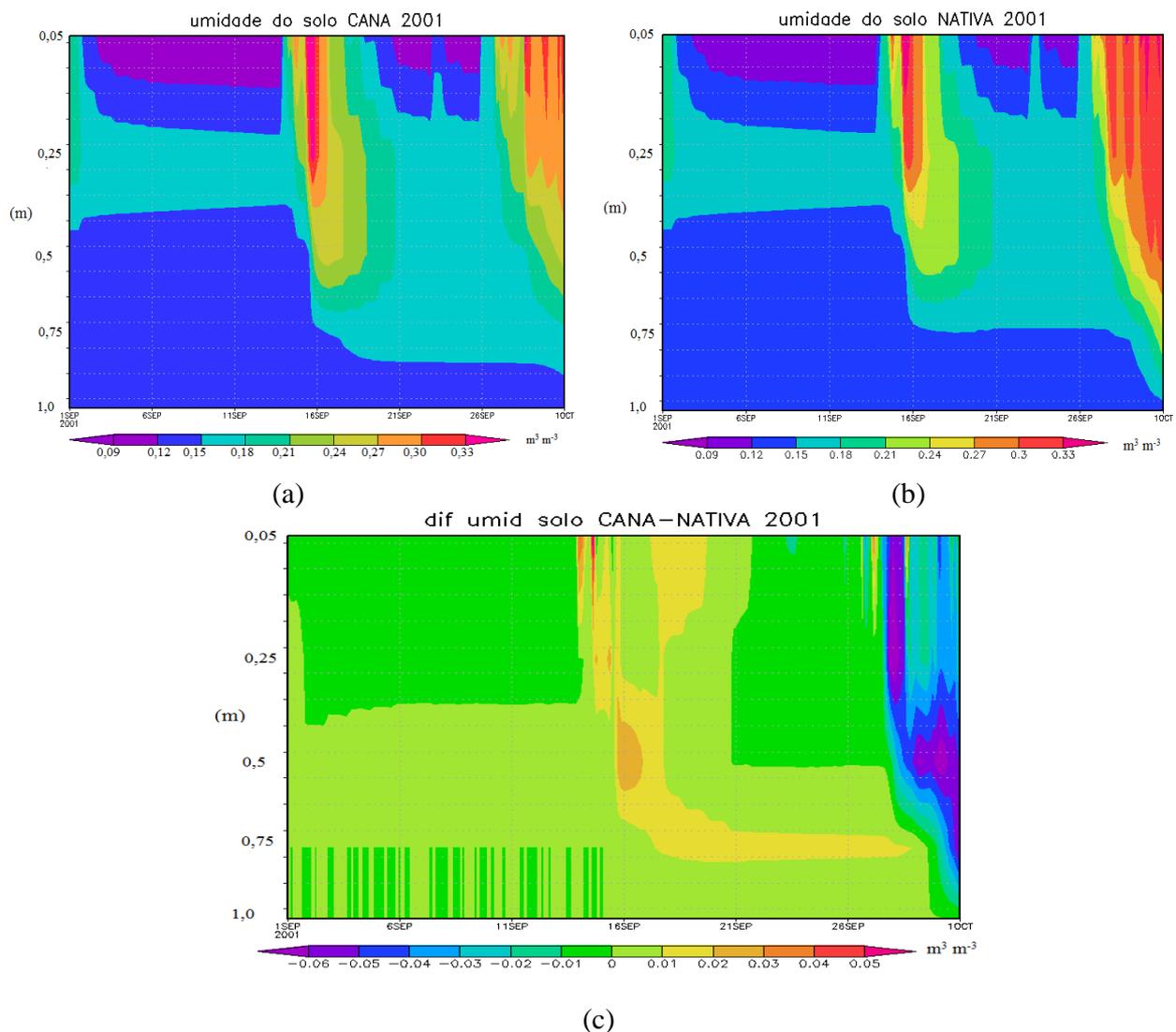


Figura 5.16 – Umidade do solo (em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) entre 5 cm (parte superior) e 1 metro (parte inferior) de profundidade para os experimentos CANA (a) e NATIVA (b) no ano de 2001 e diferença entre as simulações (c).

A umidade do solo (Figura 5.16) mostra valores que variam entre $0,1 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ e $0,3 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ ao longo do mês de setembro de 2001. Percebe-se dois períodos (meados e final do mês) com valores acima dos $0,25 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, épocas em que houve precipitação mais intensa. A diferença entre os experimentos CANA-NATIVA é muito pequena, porém mostra ligeiro aumento da umidade do solo no início da 2ª quinzena e depois ligeira diminuição no final do mês (Figura 5.16c).

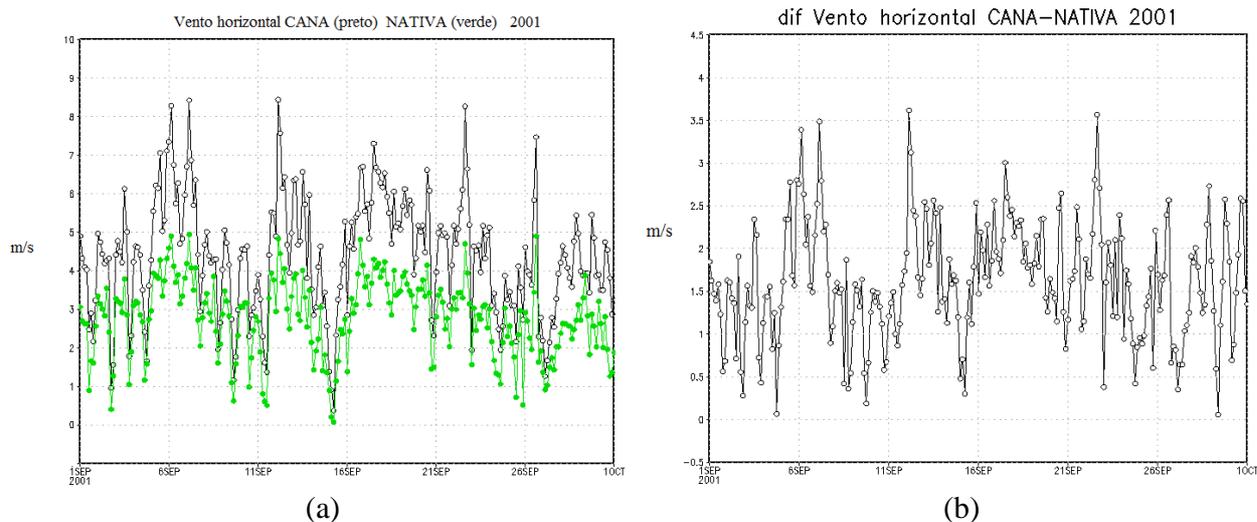


Figura 5.17 - Vento horizontal (a) e diferença do vento (em m/s) em (b) entre CANA-NATIVA em setembro de 2001. Valores em preto correspondem ao experimento CANA e em verde NATIVA.

A magnitude do vento horizontal diminui consideravelmente no experimento CANA em relação à NATIVA. Nas Figuras 5.17 a-b observa-se que em todo o período o vento foi menos intenso em CANA, devido à menor rugosidade da vegetação mais rasteira (1,5 m) contra a vegetação de cerca de 20-30 m de altura de NATIVA. É interessante observar as flutuações na diferença da velocidade do vento entre as duas vegetações. É possível perceber, inclusive que a situação meteorológica de entrada de frente fria em meados e final do mês provoca diferentes ritmos de variabilidade e ajuda a modular a série temporal.

temperaturas CANA(branco) NATIVA(verde) Setembro 2001

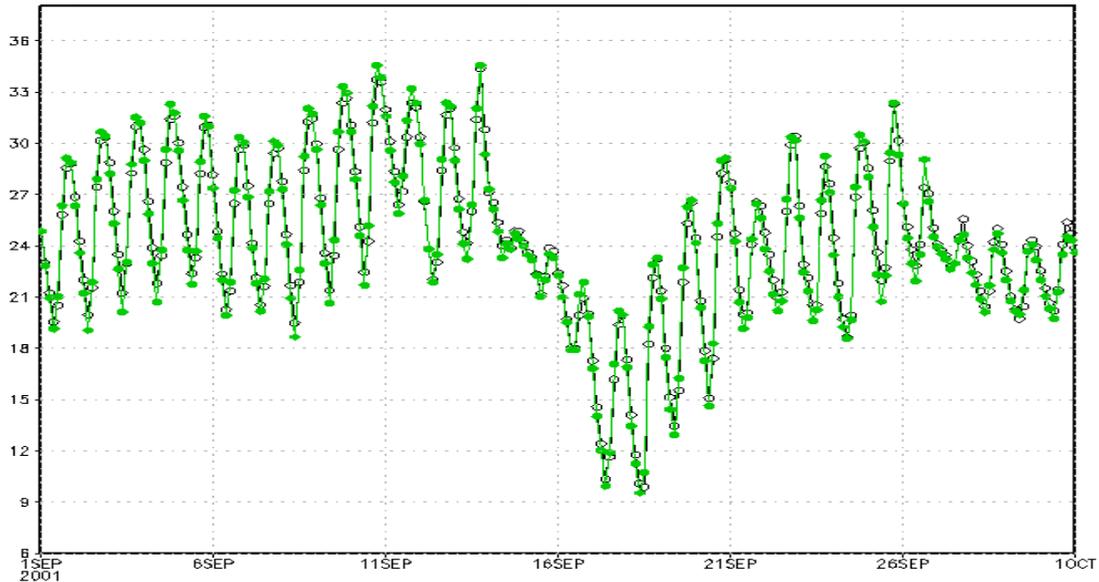


Figura 5.18 - Simulação das temperaturas diárias, durante o mês de setembro de 2001. No eixo x a data e no eixo y a temperatura (em °C).

No mês de setembro de 2001 as temperaturas estiveram elevadas até 13 de setembro quando uma forte frente fria trouxe chuva e acentuada queda nas temperaturas. Daí em diante até o dia 19 houve predomínio da massa de ar frio. Entre os dias 20/09 e 26/09 as temperaturas voltaram a se elevar sendo que no final do mês houve outro período de declínio das temperaturas.

Observa-se que entre os dias 27-30, inclusive, nos dias de menor amplitude térmica, as temperaturas da tarde são maiores na simulação CANA em comparação com NATIVA, situação que também ocorre nos dias 14 e 15. Este resultado sugere uma maior investigação em relação à resposta da vegetação sob diferentes condições de temperatura, umidade e vento, uma vez que o balanço médio mensal (aqui mostrado) pode diferir em relação a curtos períodos dentro de uma estação. Os resultados concordam qualitativamente com Negrón-Juarez (2004) que encontrou que a CANA é mais quente na estação chuvosa e mais fria na estação seca.

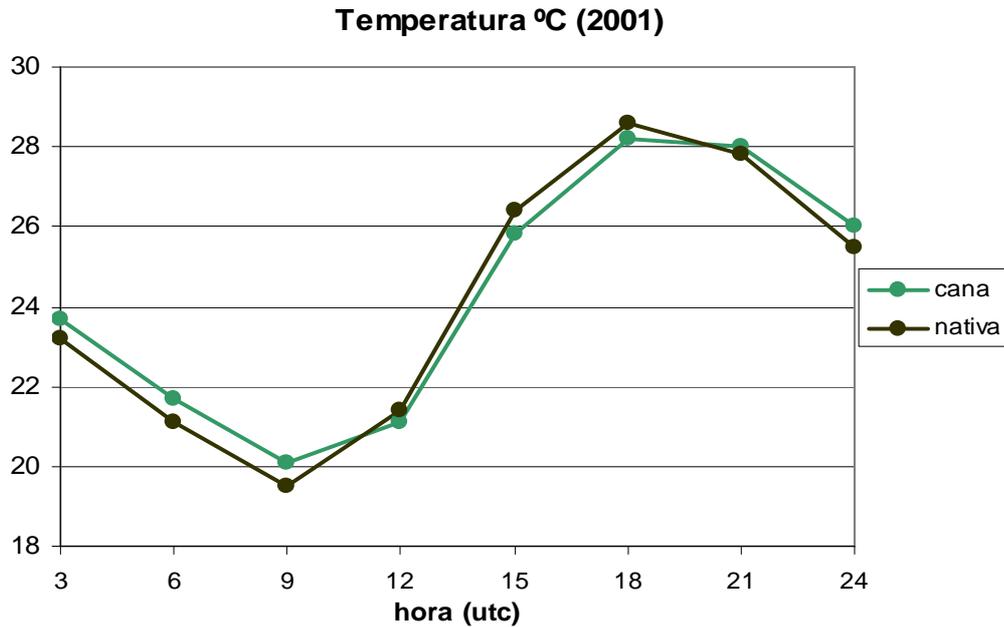


Figura 5.19 - Ciclo diurno da temperatura (°C) nos experimentos CANA (azul) e NATIVA (vermelho) na região do NNESP para o experimento setembro de 2001. No eixo x a hora (UTC) e no eixo y a temperatura.

A Figura 5.19 mostra a evolução do ciclo diurno através da média diária da temperatura e observa-se que a menor e maior temperatura ocorrem às 09 UTC e 18 h UTC, respectivamente, para o experimento NATIVA, e 09h UTC e entre 18-21h UTC para o experimento CANA. A amplitude térmica foi relativamente menor em CANA. É interessante notar que apesar da baixa resolução temporal horária (dados a cada 3 horas) percebe-se um retardo na máxima de CANA, que conserva temperaturas elevadas entre às 18h e 21h UTC, com temperaturas que ficam mais altas às 21h UTC em relação à NATIVA. No horário da mínima (09 h UTC) ocorre a maior diferença, em torno de 0,5°C.

5.4.3 Experimento setembro 2007

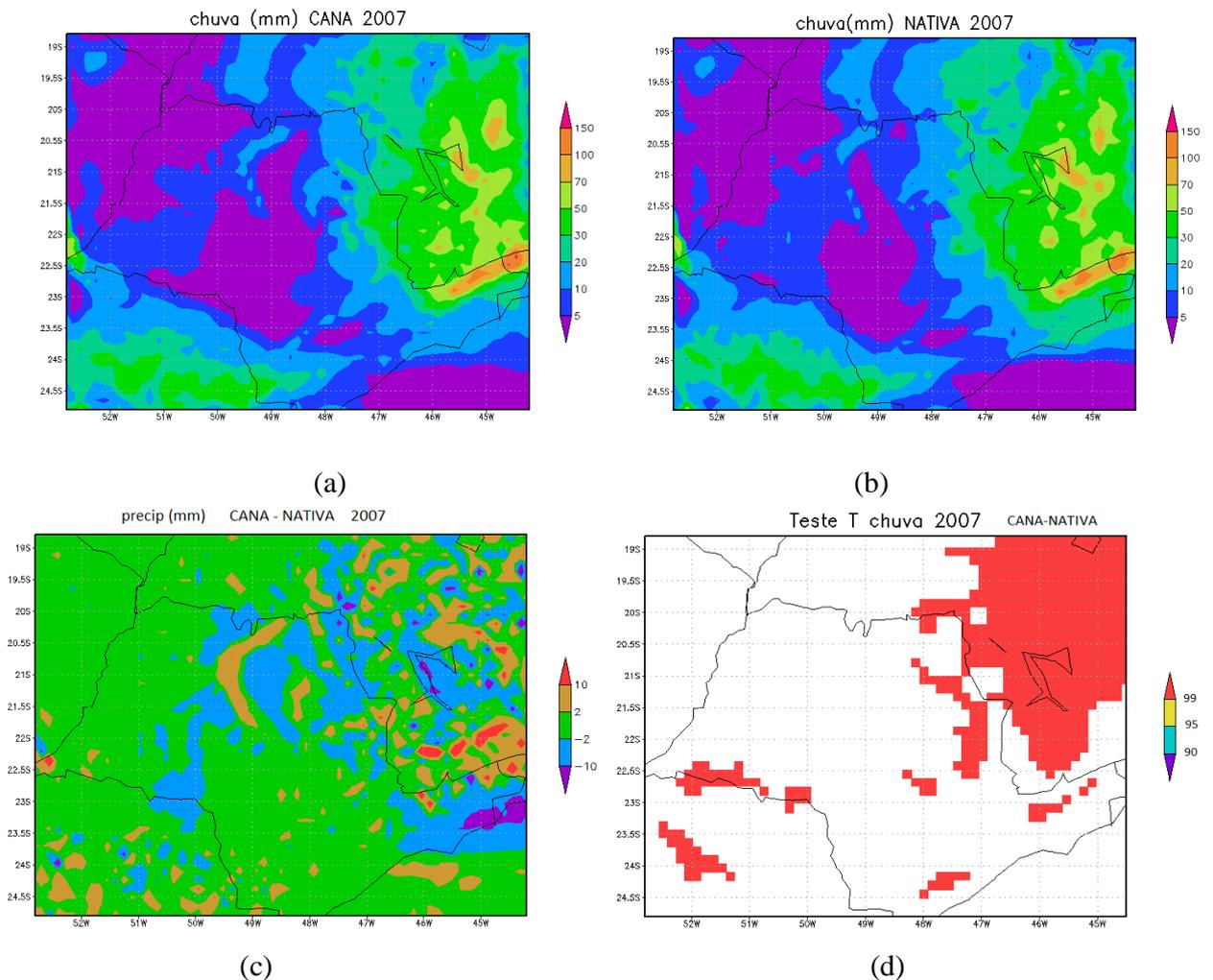


Figura 5.20 - Precipitação acumulada (mm) para o experimento CANA (a) e NATIVA (b) durante o mês de setembro 2007 em (c) a diferença CANA-NATIVA e o teste *t-Student* (d).

A distribuição espacial da precipitação nos experimentos numéricos realizados para o ano de 2007 (Figura 5.19) são relativamente semelhantes, porém com precipitação na simulação CANA ligeiramente inferior na região de estudo, entre 2 e 10 mm (cerca de 5 mm). No litoral norte é que está a maior diferença, sendo que na simulação CANA a chuva é cerca de 10 mm menor em relação ao experimento NATIVA. Em contrapartida no extremo sul de MG as chuvas são maiores no experimento CANA. O teste *t-Student* realizado indicou significância estatística inferior a 90% em grande parte do domínio, porém, com valores acima de 90% em parte do norte-nordeste, próxima da região de estudo (Figura 5.20d)

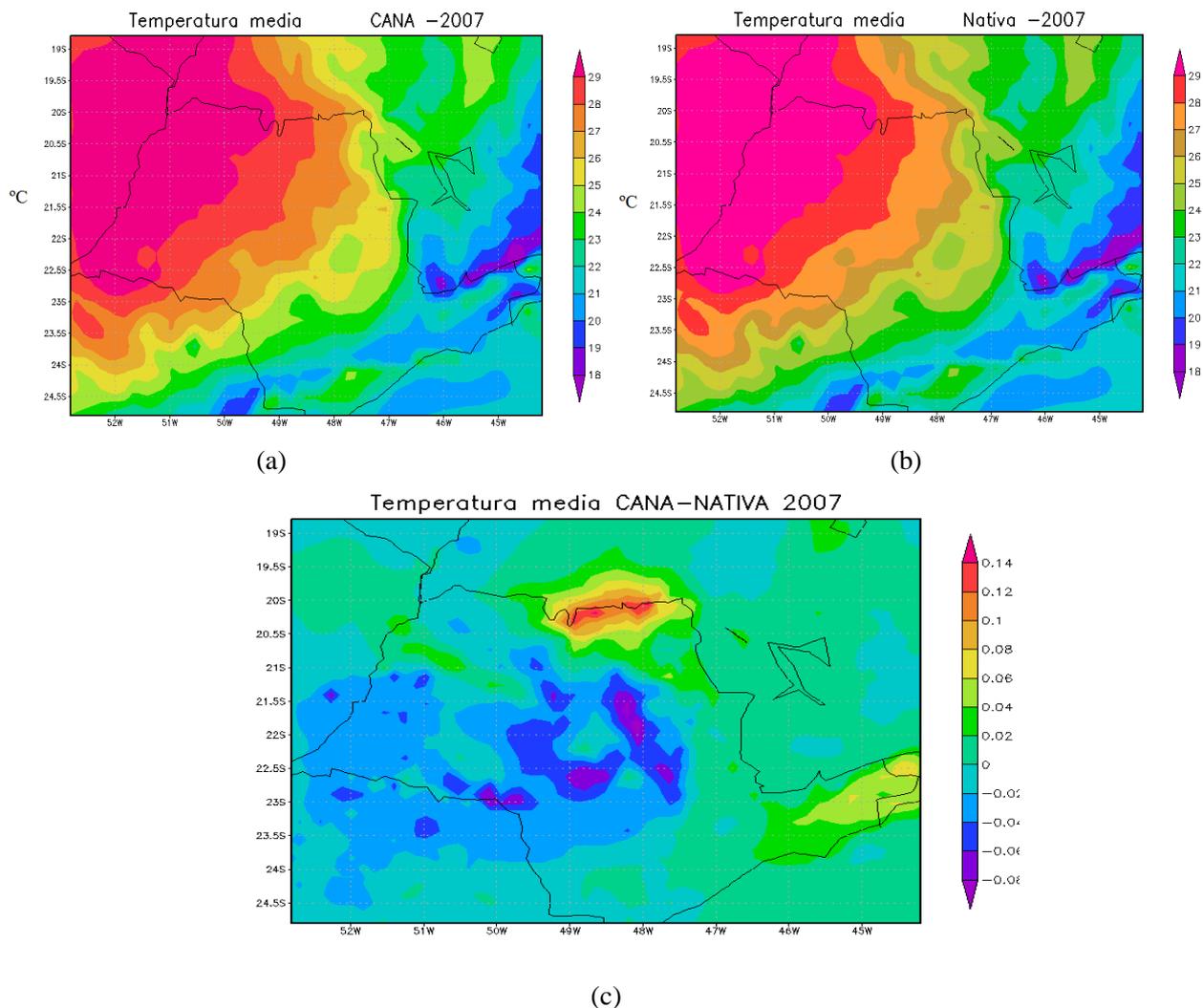


Figura 5.21 - O mesmo que Figura 5.10 exceto para a temperatura média dos experimentos CANA-NATIVA e a diferença de temperatura média CANA-NATIVA em °C.

No campo de temperatura média (Figura 5.21) observa-se um aumento da temperatura no norte do estado de SP (CANA – NATIVA), em torno de 0,1°C. Entre o Vale do Paraíba e litoral norte o aumento é desprezível e não chega a 0,1°C. No centro e sudoeste (ao sul da área modificada com cana) há uma ligeira diminuição que não chega a ser menor do que 0,1°C. A exemplo da simulação do ano de 2001 o teste *t-Student* realizado para a diferença temperaturas médias em 2007 indicou significância estatística inferior a 90%.

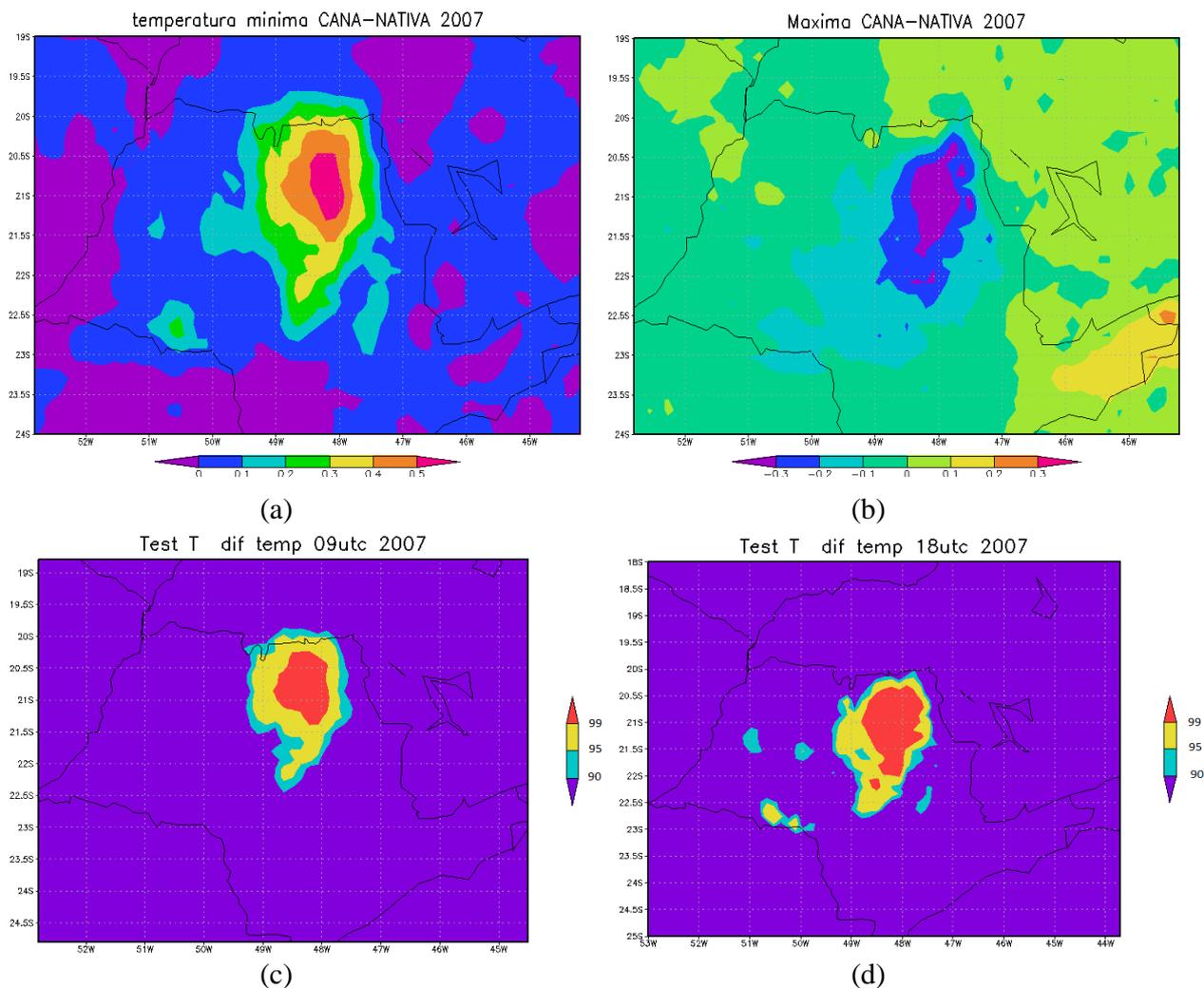


Figura 5.22 - Diferença da temperatura mínima (a) e máxima (b) experimentos CANA-NATIVA em setembro de 2001 (valores em °C), e teste *t-Student* às 09h UTC e 18h UTC (c)-(d).

No campo de temperatura mínima (Figura 5.22a) houve um significativo aumento de até 0,5°C no centro-norte de São Paulo, nas proximidades da área substituída pela vegetação CANA. Aumento menos significativo é observado em áreas do sudoeste e oeste do estado.

A temperatura máxima (Figura 5.22b) mostrou diminuição entre -0,2°C e -0,3°C na área próxima da substituição por vegetação CANA nos arredores do centro-norte de São Paulo. Observa-se, portanto, ligeira diminuição do ciclo diurno nas temperaturas, com aumento da temperatura mínima e ligeira diminuição da temperatura máxima, sendo que o saldo é de ligeira elevação das temperaturas na parte mais norte do estado.

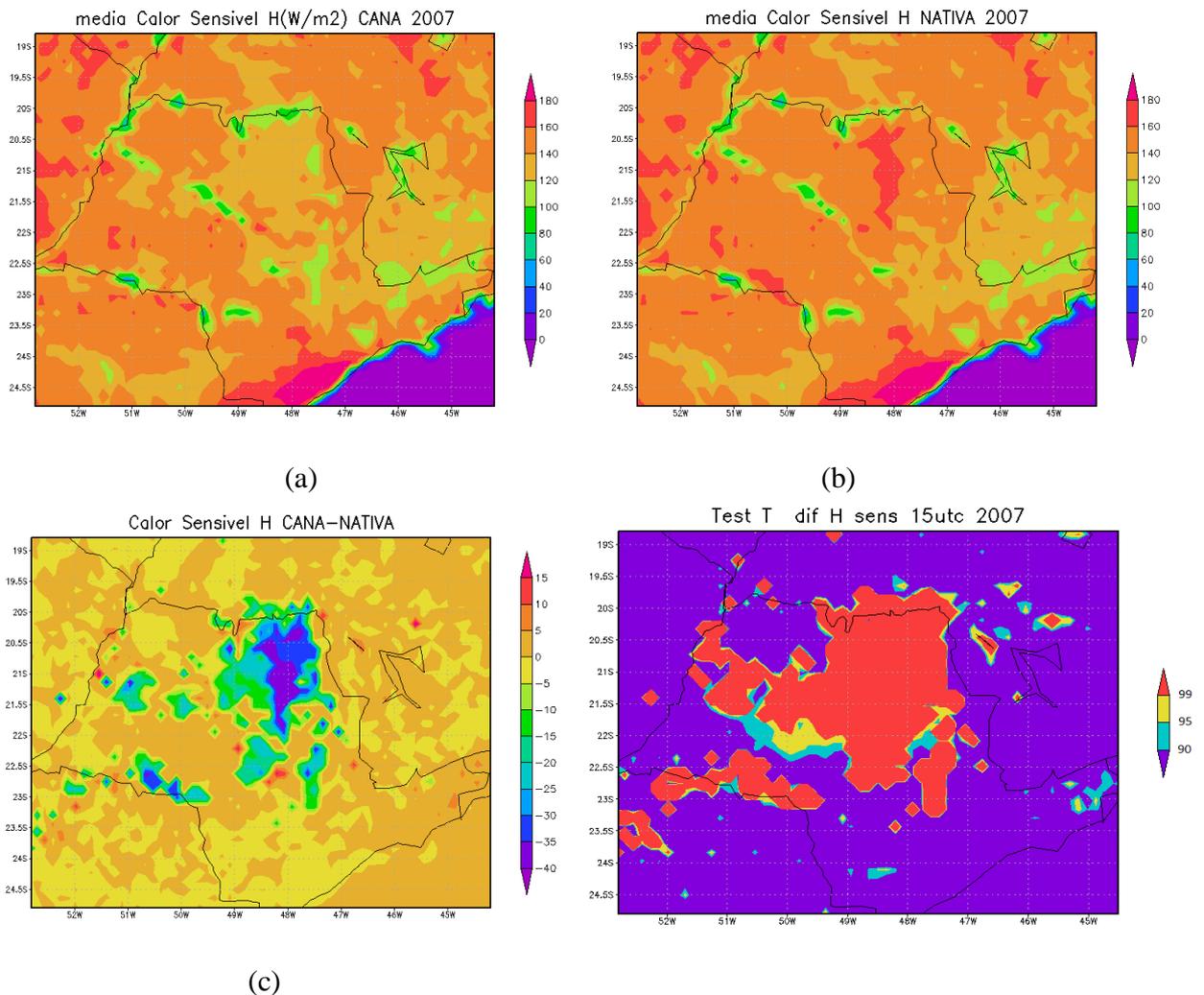


Figura 5.23 - O mesmo que Figura 5.13 exceto para o fluxo de calor sensível (H) médio ($W m^{-2}$) e a diferença (c) CANA- NATIVA às 15h UTC.

Na Figura 5.23 observa-se o que o fluxo de calor sensível (H) tem valores mais elevados no experimento NATIVA na região de alteração mais significativa da vegetação no NNEESP, $160 w/m^2$, contra $130 W/ m^2$ do experimento CANA. As diferenças foram significativas em uma ampla área (Figura 5.23d). Sob condições mais secas, parece haver um maior aquecimento do ar perto do meio-dia na vegetação Nativa. Investigação posterior acerca do ciclo diurno e balanço de radiação, revela que a vegetação CANA mantém quase que estabilizada a temperatura entre 18-21h UTC no ano de 2007, horário em que as temperaturas são similares.

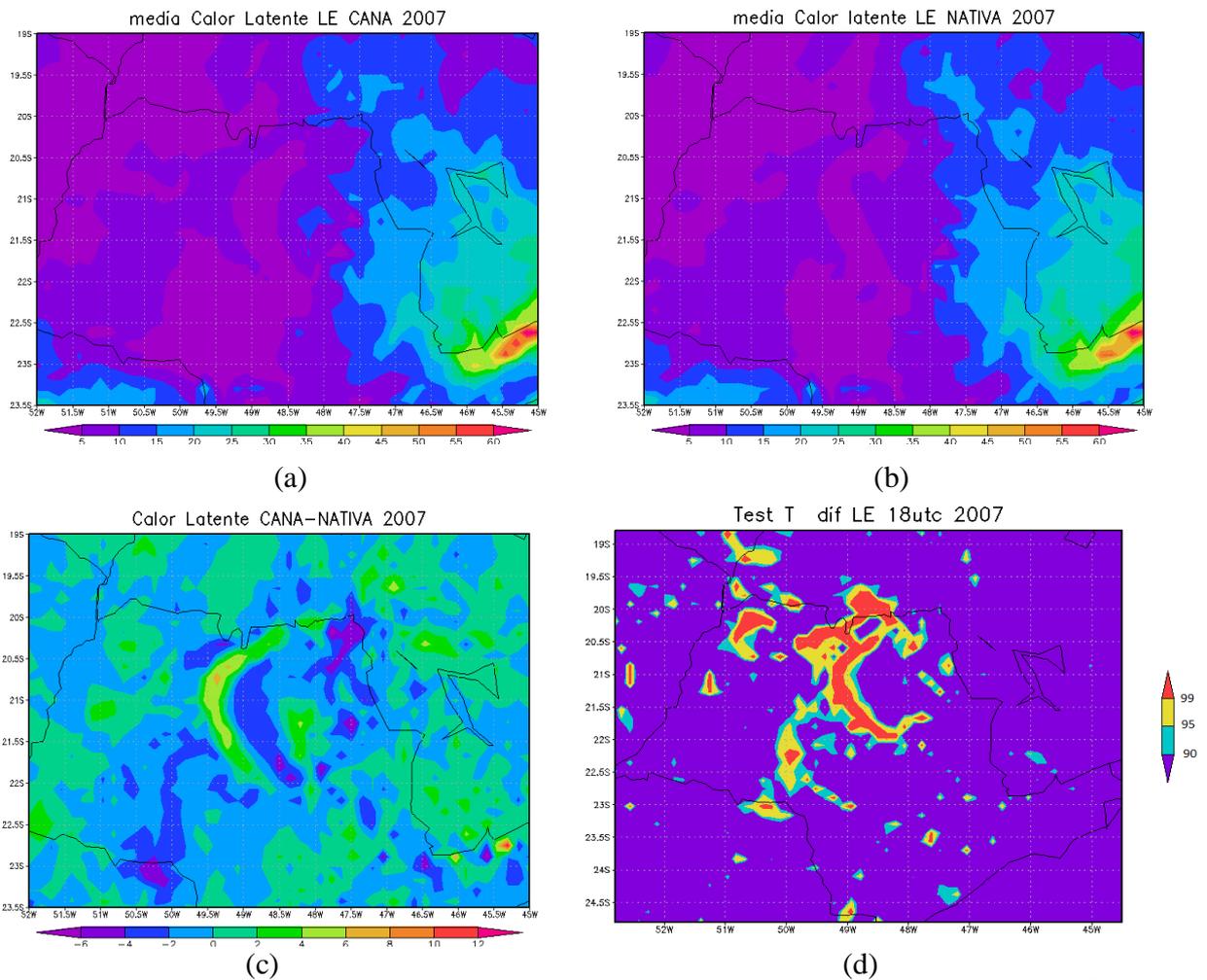


Figura 5.24 - O mesmo que Figura 5.14 exceto para o fluxo de calor latente em 2007 (W/m^2).

Os valores de calor latente são similares, porém ligeiramente menores no experimento CANA, pois naquela área do nordeste do estado existiu menos precipitação. Algumas áreas com valores positivos aparecem a oeste da região nordeste, entretanto o predomínio é de valores um pouco menores no extremo norte-nordeste. Neste ano, em particular, os fluxos foram mais repartidos no aquecimento do ar, portanto com maiores valores de calor sensível.

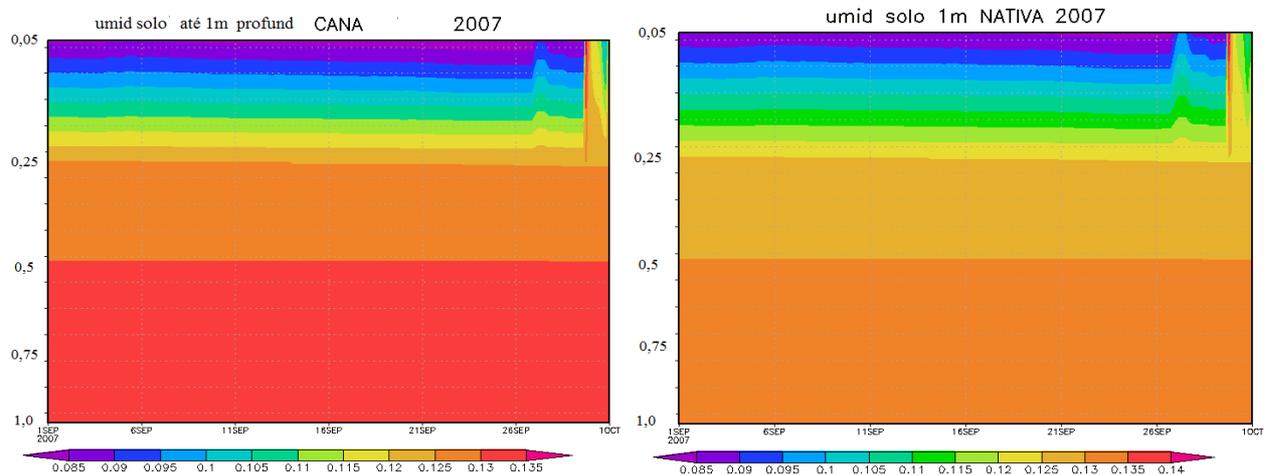


Figura 5.25 – Umidade do solo (em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) entre 5 cm e 1 metro de profundidade para os experimentos CANA (a) e NATIVA (b) no ano de 2007.

A umidade do solo teve pouca diferença entre as duas simulações por causa do predomínio do tempo seco (Figura 5.25)

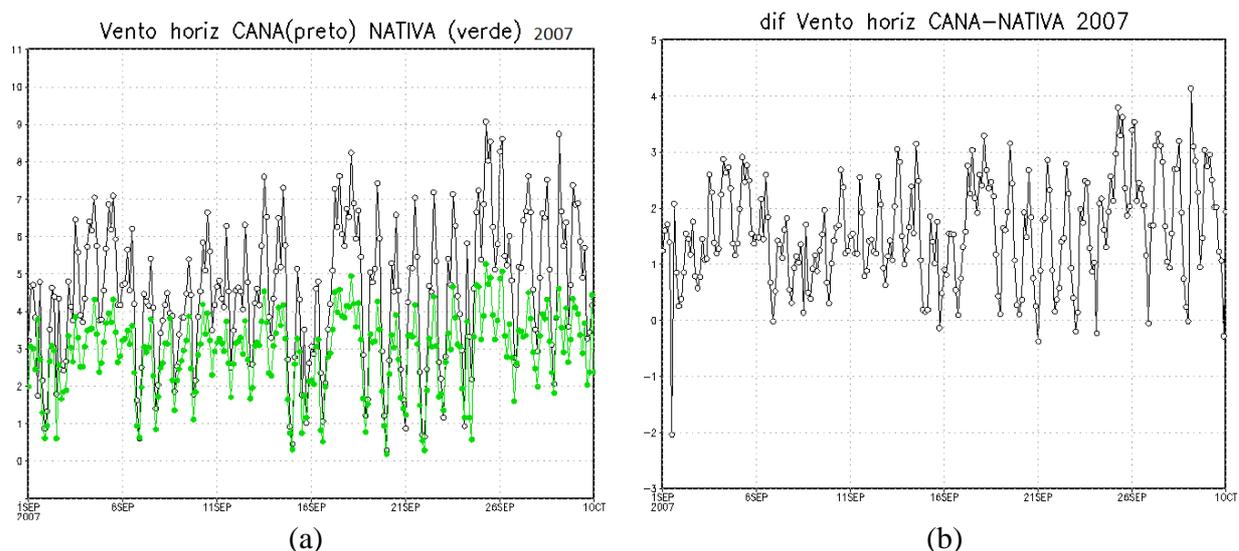


Figura 5.26 - Vento horizontal (a) e diferença do vento (em m/s) em (b) entre CANA-NATIVA em setembro de 2007.

A magnitude do vento horizontal também diminuiu consideravelmente no experimento CANA em relação à NATIVA no ano de 2007. Nas Figuras 5.26 a-b observam-se que em todo o período o vento foi menos intenso em CANA, com desvios ainda maiores em relação ao experimento anterior.

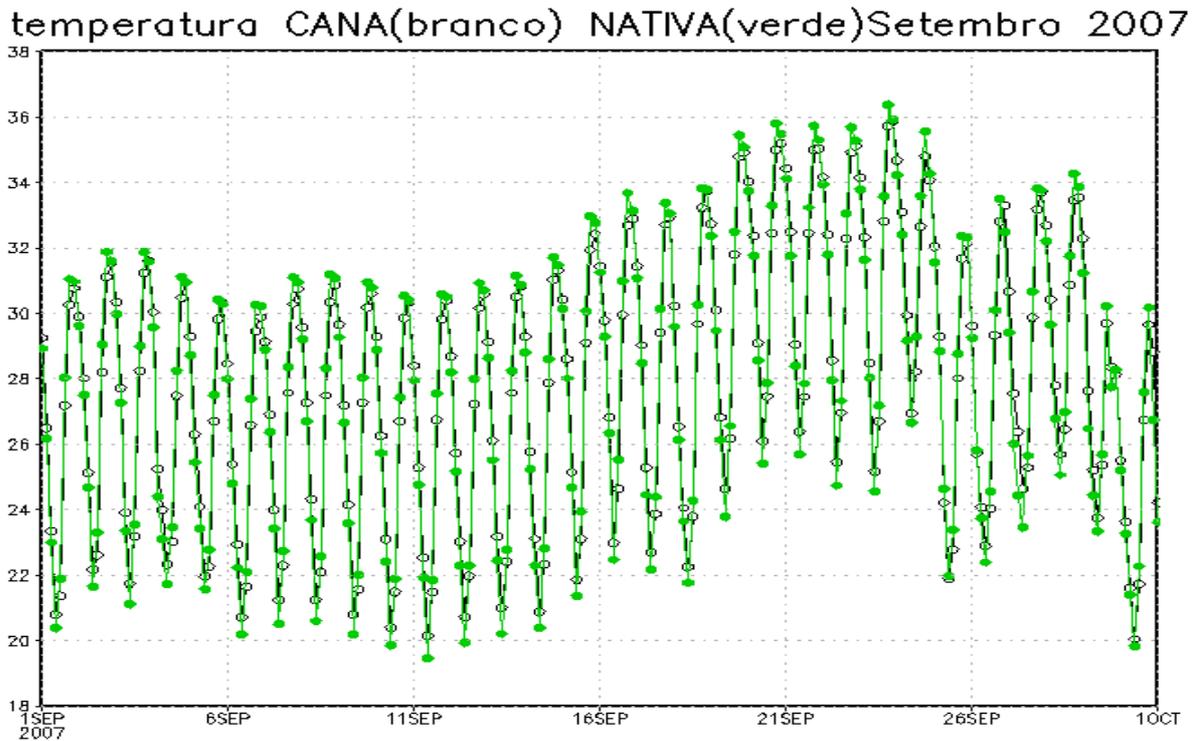


Figura 5.27 - Simulação das temperaturas diárias, durante o mês de setembro de 2007. No eixo x a data e no eixo y a temperatura (em °C).

O mês de setembro de 2007 teve predomínio das temperaturas elevadas, principalmente as máximas. Entre os dias 19 e 24 (Figura 5.27) ocorrem os maiores valores do período, com mínimas em torno de 25°C e máximas ao redor de 35°C. A partir do dia 25 há um período em que as temperaturas sofrem influência mais significativa da nebulosidade, e por isto as máximas já não estão tão elevadas.

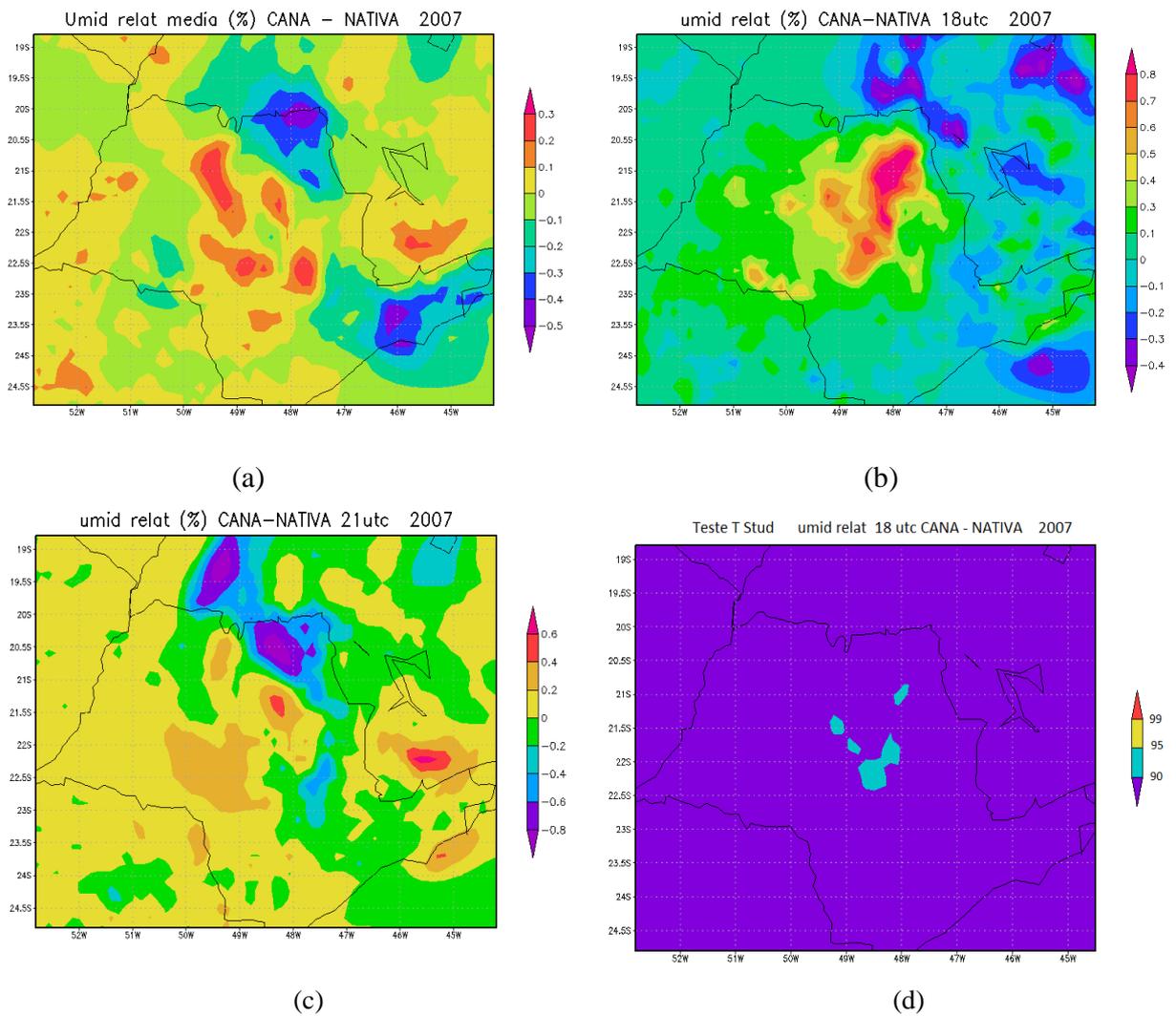


Figura 5.28 – Diferença da umidade relativa do ar média mensal (a) entre os experimentos CANA-NATIVA Setembro de 2007 e diferença da umidade relativa média diária às 18h e 21h UTC (b)-(c) e teste *t-Student* para a umidade em 18h UTC (d)

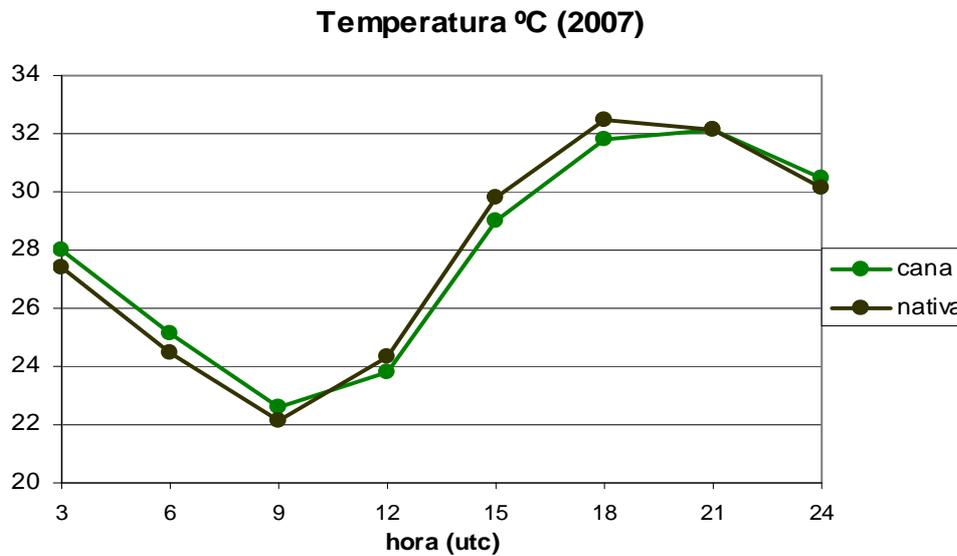


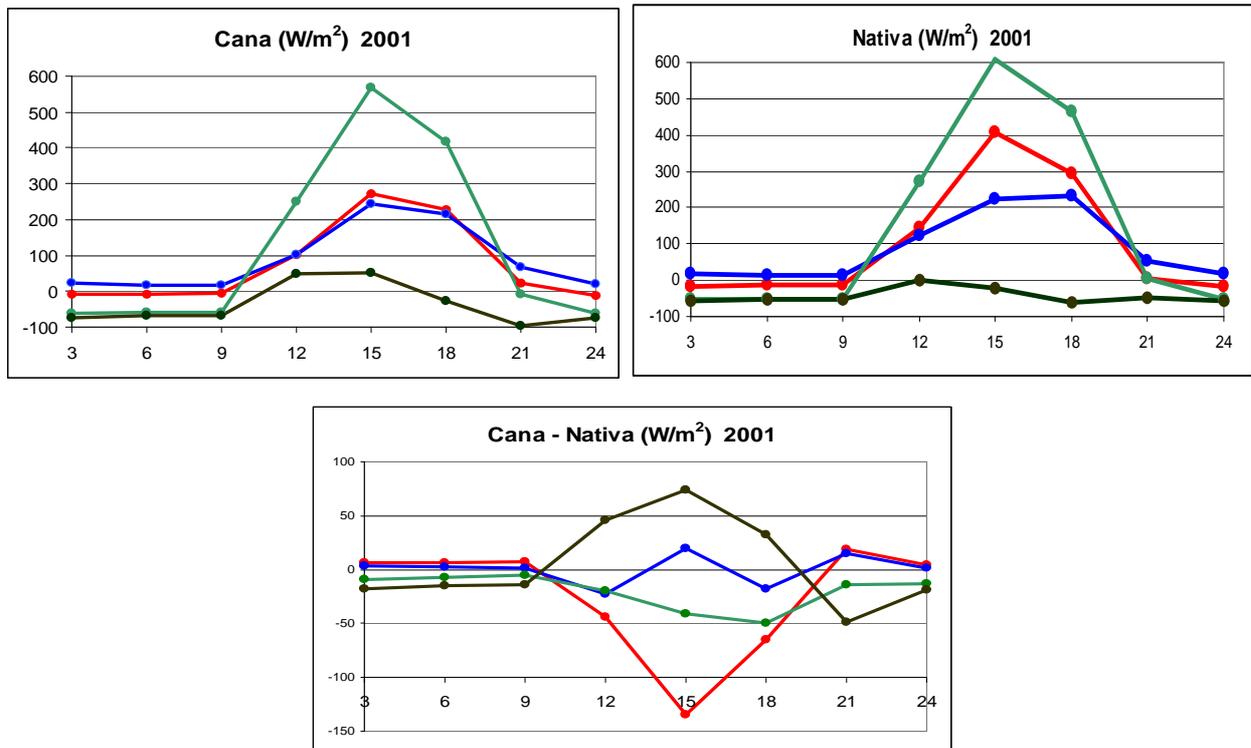
Figura 5.29 - Ciclo diurno da temperatura (°C) nos experimentos CANA (verde) e NATIVA (preto) em 2007 no ponto central da região com maior variabilidade das temperaturas (20,8°S – 48,2°W). NNEP. No eixo x a hora (UTC) e no eixo y a temperatura em °C.

A Figura 5.29 mostra a evolução da média diária mensal do ciclo diurno da temperatura do ar no ano de 2007 e observa-se que a menor temperatura ocorre às 09 UTC e 18 h UTC para o experimento NATIVA, e 09h UTC e 21h UTC para o experimento CANA. Às 21h UTC a temperatura média mensal é semelhante nos dois experimentos. Apesar da menor amplitude térmica de CANA em relação ao experimento NATIVA, observa-se, entretanto, que aumenta o retardo no aquecimento da vegetação CANA. Estes resultados concordam qualitativamente com Araújo (2010), que encontrou temperaturas mínimas mais elevadas na simulação de agosto de 2007. Mesmo que a temperatura máxima tenha sido mais elevada observou-se que a máxima ocorre mais cerca de 1 a 2 horas mais tarde em relação à vegetação NATIVA.

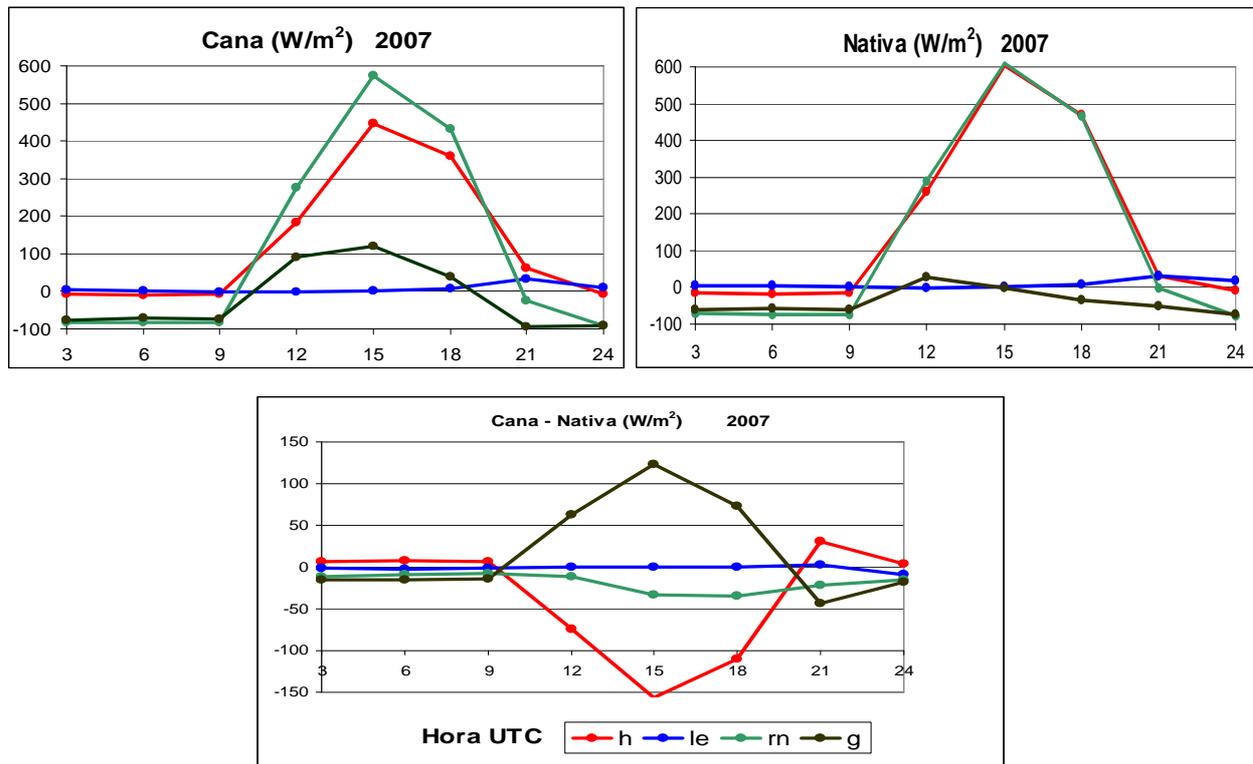
5.4.4 Balanço dos fluxos de radiação e o ciclo diurno do vento

Na figura 5.30 observa-se o balanço de radiação para os anos de 2001 e 2007. O termo G (fluxo de calor no solo) foi obtido a partir do resíduo do cálculo do balanço de energia ($G = R_n - H - LE$), onde R_n é o saldo de radiação, H é o calor sensível (aquecimento do ar) e LE o calor latente

de evaporação. Os resultados referem-se aos valores médios do ponto de grade em 20,8°S / 48,2°W, área central que sofreu os maiores desvios nas temperaturas e fluxos de calor. No período de setembro de 2001 (parte superior da Figura 5.28a) Rn teve valores que chegaram a 567 W/m² na simulação CANA e a 608 W/m² na simulação NATIVA. Os máximos de H e LE nas simulações CANA (NATIVA) variaram de 272 (407) e 244 (232) W/m², respectivamente. O fluxo de calor no solo foi maior em CANA do que NATIVA, 50 W/m² contra 02 W/m², respectivamente. Nota-se que os fluxos de H e LE foram semelhantes em CANA, enquanto que H foi maior em NATIVA. Como visto anteriormente, H mostrou-se o principal termo responsável pelo ligeiro maior aquecimento do ar entre o meio-dia e início da tarde de NATIVA em relação à CANA.



(a)



(b)

Figura 5.30 - Ciclo diurno médio do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G), em $W\ m^{-2}$, para as simulações CANA e NATIVA nos anos de 2001 (a) e 2007 (b).

No ano de 2007, sob condições mais secas, o balanço de radiação mostra máximos de R_n de 575 (608) W/m^2 em CANA (NATIVA), respectivamente, perto das 15 UTC. Os máximos de H e LE nas simulações CANA (NATIVA) foram de 447 (603) e 34 (31) w/m^2 , respectivamente. Desta vez, observou-se que os fluxos de H foram predominantemente maiores do que LE nos dois cenários do ano de 2007, com diferença a favor de NATIVA.

O fluxo de calor no solo G foi ainda maior em CANA do que NATIVA, 121 W/m^2 contra 28 W/m^2 , respectivamente. Estes resultados de G são coerentes com os experimentos de Araújo (2010), que também destacou a importância de G no balanço radiativo. O fluxo de calor G aquece o solo de maneira mais intensa na vegetação CANA em relação à NATIVA e quando a diferença na intensidade do vento, e, por conseguinte, a mistura turbulenta diminui (Figura 5.31) e o calor do solo é transmitido de maneira mais eficiente para o ar.

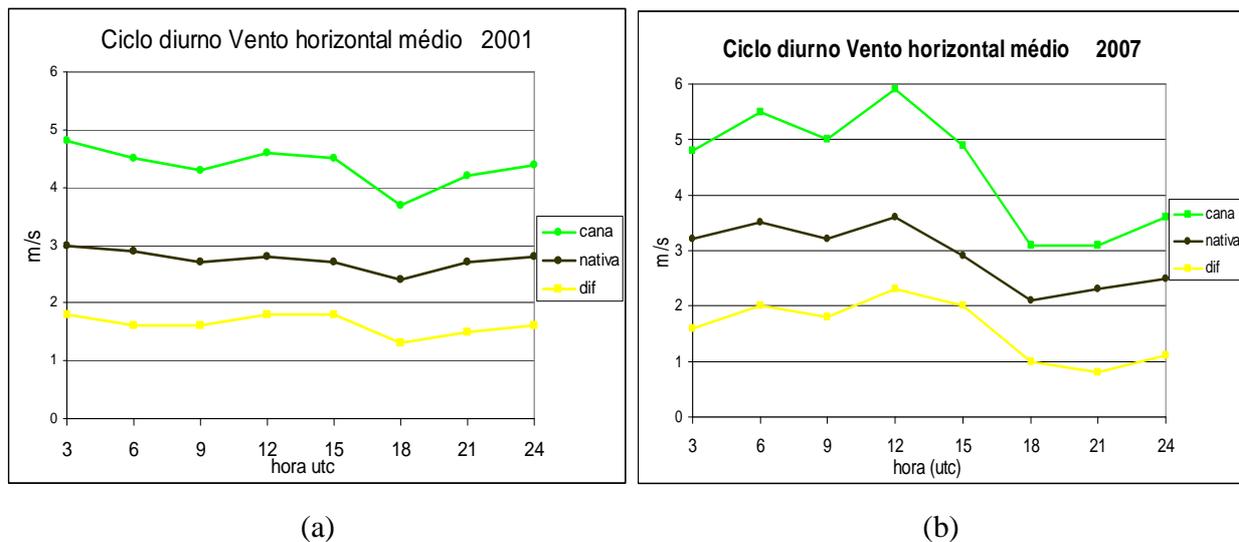


Figura 5.31 – Ciclo diurno médio do vento horizontal e diferença do vento (em m/s) entre os experimentos CANA-NATIVA para setembro de 2001 (a) e setembro de 2007 (b). Valores em verde correspondem ao experimento CANA e em preto NATIVA, diferença em amarelo e hora em UTC.

A menor rugosidade, com altura de vegetação em 1,5 m da vegetação CANA contra 20-30 m em média da vegetação NATIVA e a conseqüente maior intensidade do vento (Figura 5.29) parece ter sido importante na conservação no menor aquecimento diurno das temperaturas durante a primeira parte do dia, especialmente até 18 UTC. Por outro lado, a manutenção de condições de vento mais fortes (cerca de 2 m/s a mais de CANA em relação à NATIVA) e a mistura da camada de ar próximo da superfície auxiliou na inversão das diferenças de temperaturas que ocorre a partir das 21h UTC, com diferenças de CANA que passam a ser gradativamente maiores do que em NATIVA durante a noite e restante da madrugada. O ciclo diurno médio do vento zonal e da velocidade de atrito foi investigado por Rocha (1998) e Negrón-Juarez (2004) e os resultados são qualitativamente similares, com relato de ventos máximos na cana perto do meio-dia e máximo secundário à noite, e sugerem que possa haver influência de circulações secundárias e possivelmente jatos noturnos locais.

6. CONCLUSÕES

Através de séries temporais observacionais de temperatura e precipitação e de campos de reanálise com variáveis oceânicas e atmosféricas foi investigada a variabilidade climática das décadas recentes entre os anos de 1961 a 2010 na região norte-nordeste do estado de São Paulo, com ênfase na investigação do comportamento do período seco de inverno e possíveis alterações climáticas em função da alteração da vegetação.

Na parte observacional do capítulo 4 ficou nítido que as temperaturas sofreram (sobretudo as mínimas) uma considerável elevação entre as décadas de 1960 e 2000, com tendência linear positiva da temperatura máxima de $0,06^{\circ}\text{C}/\text{década}$, valor inferior ao considerável aumento da mínima de $0,22^{\circ}\text{C}/\text{década}$. Por outro lado, um importante resultado se refere à modulação das temperaturas de acordo com a variabilidade Interdecadal do Pacífico (PDO) e especialmente, da Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO). Observa-se que depois da mudança para a fase negativa da PDO e da fase positiva da AMO (anos de 1998 e 1995) as séries de temperatura mínima e máxima mensal do norte do estado de São Paulo se apresentam praticamente estabilizadas, até mesmo com ligeira tendência de diminuição a partir desta última década de 2000.

As temperaturas mínimas mais baixas mensais ocorrem preferencialmente nos anos em que os índices oceânicos estão, em sua maioria, com valores neutros ou ligeiramente frios. Em relação à TSM 3.4 observou-se uma tendência mais favorável à neutralidade, ou seja, em anos mais frios não há tendência de ocorrência nem de El Niño nem de La Niña. Um resultado de destaque em grande escala é o campo de potencial de velocidade em altos níveis indicou a alternância da área favorável às chuvas (divergência em altos níveis) entre o Pacífico - Indonésia e a área desfavorável (convergência em altos níveis) que se estendeu pela América do Sul, especialmente. Este padrão está associado a um trem de ondas provenientes do Pacífico e ao fortalecimento da Alta pressão na posição climatológica do chamado Ciclo Semi-Anual no Atlântico Sul, próximo do extremo sul da América do Sul, e a presença de uma baixa pressão ao norte (esta mais visível nas figuras no campo do geopotencial).

Padrões de frio e calor:

Em geral os anos mais frios de mínima e de máxima estação associados à intensificação de um trem de ondas que cruza o Pacífico Sul e entra pelo sul do continente, com intensificação da alta pressão no Atlântico Sul e concomitante desintensificação da alta pressão na região subtropical (favorece o transporte de ar frio para a região Sudeste do País). Margeando o continente Antártico o sinal do geopotencial é negativo (padrão positivo de Oscilação Antártica). Por outro lado os anos mais quentes de máxima e de mínima estação associados à intensificação de um trem de ondas no Pacífico Sul não tão bem configurado e que apresenta sinal relativamente oposto ao caso anterior, com a intensificação das altas pressões subtropicais (bloqueio de frentes frias que ficam mais retidas no sul do Brasil). Margeando o continente antártico há um cinturão de altas pressões enquanto que em torno de 50°S as pressões são baixas (padrão positivo da Oscilação Antártica).

Padrões de anos secos sem chuva: monitoramento da variabilidade intrasazonal e do ciclo semianual

Os padrões de TSM dos compostos referentes aos anos com dias prolongados sem chuva indicaram anomalias negativas no Pacífico Leste e Central, com temperaturas ligeiramente negativas no Atlântico Sul, entre as latitudes de 15°S e 45°S. Próximo da Península Antártica há um núcleo frio negativo, que também aparece próximo à Linha de Data. Ao norte da Península Antártica há uma transição entre águas mais quentes para as águas ligeiramente mais frias observadas entre a costa do Uruguai e do Brasil. O padrão global com número de onda 1 da oscilação intrasazonal (convergência em altos níveis sobre o hemisfério leste, a leste de 120°W, especialmente sobre América do Sul, enquanto divergência em altos níveis é observada no hemisfério oriental, arredores da África e Oceano Índico) em grande escala favorece o fortalecimento da subsidência em baixos níveis entre as Américas, diminuição das chuvas sobre esta região que inclui grande parte do continente sul-americano. Este resultado indica que o monitoramento e projeção da fase (seca ou úmida) da variabilidade intrasazonal em grande escala é de grande importância no alerta e previsão de ocorrência dos períodos prolongados sem chuva no NNESP.

Com dados do índice de vegetação por Diferença Normalizada – NDVI- utilizou-se a transformada em Ondeletras para detectar as principais escalas de variabilidade da cobertura vegetal e identificou-se a importância das oscilações quase-semi anuais, preponderantes na intensificação dos períodos secos de inverno entre junho a setembro.

No capítulo 5 os experimentos numéricos consolidaram algumas premissas e colocaram outros questionamentos acerca do impacto do desmatamento na variabilidade da precipitação e da temperatura. Com o uso de modelagem atmosférica foram testados os impactos causados pela substituição de uma vegetação nativa (essencialmente Mata Atlântica e Cerrado) por uma vegetação com características similares à cana-de-açúcar. Foram simulados dois anos com condições climáticas distintas, 2001 mais frio e úmido e 2007 mais quente e seco. Os experimentos indicaram um significativo aumento da temperatura mínima (da ordem de $+0,5^{\circ}\text{C}$) e uma ligeira diminuição da temperatura máxima (entre $-0,1^{\circ}\text{C}$ e $-0,3^{\circ}\text{C}$), resultando em um aumento líquido da temperatura média de cerca de $0,1$ a $0,2^{\circ}\text{C}$ no norte do estado de São Paulo.

A distribuição da precipitação nos experimentos numéricos realizados para os anos de 2001 e de 2007 mostrou ligeira diminuição na área do NNESP, entre 2 e 10 mm (cerca de 5 mm) em 2007 e cerca de 5 a 10 mm em 2001, contudo apresentaram baixa significância estatística. A umidade do ar mínima durante o dia teve uma diminuição de cerca de 2% no ano mais úmido de 2001. Resultado de destaque foi a formação de um gradiente de umidade entre a área mais seca e a área ligeiramente mais úmida no sudoeste, com valores de cerca de 3%.

A modulação no ciclo diurno parece ocorrer em função da menor resistência estomática da vegetação CANA em relação à vegetação NATIVA e do aumento da intensidade do vento horizontal, que mistura a camada de ar e arrefece a taxa de aumento da temperatura próxima da superfície. Quanto às mínimas elas ocorreram às 09 UTC para os dois experimentos, já as temperaturas máximas simuladas para o experimento CANA se verificaram entre 18UTC e próximo das 21UTC enquanto que, no experimento NATIVA, ocorreram antecipadamente às 18 UTC.

Os fluxos de calor sensível (H) tiveram valores mais elevados no experimento NATIVA na região de alteração mais significativa da vegetação no NNESP, 160 W/m^2 , contra 130 W/m^2 do experimento CANA. Os valores de calor latente são similares, porém ligeiramente menores no experimento CANA, pois naquela área existiu menos precipitação. A diferença principal entre os experimentos simulados é que, como setembro de 2001 foi mais chuvoso, houve um aumento nos valores simulados de calor latente, próximos de 100 W/m^2 . A diferença mostra ligeira diminuição de 5 a 10 W/m^2 .

Os experimentos numéricos de apoio com o modelo SIB2 (Apêndice A1) indicaram que a elevação da temperatura traz impacto na assimilação e fixação de carbono pelas plantas, e acentua a conversão dos processos de calor latente e sensível na região de cerrado e ressaltaram a importância da variabilidade do ciclo sazonal. O estudo de caso efetuado com a transformada de wavelet para os dados diários de NDVI revelou que o período sem chuvas de setembro de 2007 (aqui também investigado com o modelo BRAMS) esteve associado com a fase seca da oscilação quase semi-anual (banda espectral de 90-180 dias), observada na Figura B.3.

Sob o ponto de vista das Políticas Públicas relacionadas aos resultados aqui obtidos pode-se dizer:

1) a tendência de estabilização recente das temperaturas deve ser melhor investigada e medidas de ação em escala regional também deve ser consideradas, tais como o controle do desmatamento também em pequenas e médias cidades.

2) O aumento na frequência de ocorrência dos dias secos deve ser levada em consideração sob o planejamento estratégico das culturas e atividades agrícolas impactadas. A previsão com certa antecedência (no início do inverno) acerca da intensificação e prolongamento dos períodos secos durante e fins da estação pode ser muito útil na tomada de decisão dos setores agrícolas, com vistas à economia em irrigação, especialmente.

3) O aumento mais significativo de temperatura nas madrugadas (séries observacionais e experimentos numéricos) também deve ser considerada no planejamento estratégico da sociedade. Mais pesquisas devem ser realizadas a respeito do impacto do acelerado plantio da cana-de-açúcar.

Os resultados sugerem, portanto, que a variabilidade natural climática intrínseca, do oceano e atmosfera, pode estar sendo subestimada. Deve-se ter cautela em afirmar que o efeito estufa, prioritariamente induzido pela liberação de CO₂, seja o principal causador do aumento de temperaturas globais. Contudo, não se afasta a possibilidade de influência de gases de efeito estufa na modulação das temperaturas, porém reitera-se que neste estudo a variabilidade natural e as mudanças no uso da terra parecem ter influência prioritária na modulação do clima das décadas recentes.

Os estudos acerca dos padrões oceânicos e atmosféricos em relação ao incremento do período seco de inverno, da variabilidade das chuvas e temperaturas agregaram esforços no entendimento dos aspectos locais e regionais climáticos do NNESP. Foi possível avançar no entendimento de alguns mecanismos de controle das variações climáticas dentro do contexto regional e global, o que representa um avanço científico e uma contribuição para a sociedade, no sentido de dar apoio à detecção de condições extremas de frio, calor e estiagens.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anderson, T. W. & Finn, J. D. The new statistical analysis of data. Springer-Verlag, New York, 1996. No. of pages: 712

Amorin, M.C.C.T e V. Dubreuil, H. Quenol, J.L.S.Neto, 2009: Características das ilhas de calor em cidades de porte médio: exemplos de Presidente Prudente (Brasil) e Rennes (França).

Andreoli, R. V., and M. T. Kayano, 2005: ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. *Int. J. Climatol.*, 25:2017-2030.

Impacto das mudanças climáticas no zoneamento agroclimático do café no Brasil, 2004: Assad, E. D., H. S. Pinto, J. Z. Junior e Ana M. H. Ávila. *Pesq. agropec. bras.*, Brasília, v.39, n.11, p.1057-1064, nov. 2004.

Barbosa, H. A., PRIETO, J. I. P. Recepção, processamento e aplicação de dados METEOSAT de segunda geração na universidade federal de alagoas In: XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 2007, Aracaju. XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 2007.

Barbosa, H. A., HUETE, A.R. and BAETHGEN, W. E. A 20-Year Study of NDVI Variability Over the Northeast Region of Brazil. *Journal of Arid Environments* 67, 288-307. 2006.

Bonatti, J.P. e Silva Dias, P.L. 1982: Um modelo espectral barotrópico global com iniciação por modos normais. INPE-2584-PRE/232.

Butt, N., P. A. de Oliveira, and M. H. Costa (2011), Evidence that deforestation affects the onset of the rainy season in Rondonia, Brazil, *J. Geophys. Res.*, 116, D11120, doi:10.1029/2010JD015174.

CABRAL, F. C. Estudo numérico sobre os impactos da expansão de áreas de pastagem e cultivo de soja nas circulações locais da região amazônica. São Paulo, 2008. 95f. Dissertação de Mestrado – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

Cardoso, A. O.; Silva Dias, P. L.; 2000: A Influência da temperatura da superfície do mar no clima de inverno na cidade de São Paulo. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia.*

Correia, F. W; Manzi, A. ; Candido, L.A.; Santos, R.M.; Pauliquevis Theotônio: Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal, *Ciência e Cultura*, 2007.

Cochrane, M.A. 2003. Fire science for rainforests. *Nature* 421: 913-919.

Cochrane, M.A., A. Alencar, M.D. Schulze, C.M. Souza Jr., D.C. Nepstad, P. Lefebvre e E.A. Davidson. 1999. Positive feedbacks in the fire dynamic of closed canopy tropical forests. *Science* 284: 1832-1835.

Coltri, P.P. Influência do uso e cobertura do solo no clima de Piracicaba, São Paulo: análise de séries históricas, ilhas de calor e técnicas de sensoriamento remoto. 2006. 166p. (Dissertação em Fitotecnia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2006.

Coltri , P.P, G. D.N. Velasco , J. L. Polizel, V. A. Demetrio, N. J. Ferreira: Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE, p. 5151-5157.

Cotton, W. R. and Co-authors, 2003: RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteor. Atmos. Phys.*, 82, 5-29.

Egler, Claudio A. G.; 2001: Mudanças recentes no uso e na cobertura da terra no Brasil. Seminário; “Dimensões Humanas de Mudanças Ambientais Globais: perspectivas brasileiras”, Campinas, UNICAMP, junho de 2001. – LAGET-UFRJ Pesquisador do CNPq

Enfield, D.B., A.M. Mestas-Nunez, and P.J. Trimble, 2001: The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S., *Geophys. Res. Lett.*, 28: 2077-2080.

Eva, H.D; E.E.de Miranda, C.M.Di Bella, V.Gond, O.Huber et al.(2002): Vegetation Map of South America. Joint Research Centre. EUR EN 20159, European Commission: Luxembourg.

Fearnside, P. M, 2006-2007: As Mudanças Climáticas Globais e a Floresta Amazônica. *Contribuição para: A Biologia e as Mudanças Climáticas Globais no Brasil.* Marcos Buckeridge (ed.), Universidade de São Paulo, São Paulo.

Figueroa, S.N.R., 1997: Estudos dos Sistemas de Circulação de Verão sobre a América do Sul e suas Simulações com Modelos Numéricos. Tese de Doutorado em Meteorologia, INPE – São José dos Campos (SP), 191p.

Gurgel, H. C, N.J. Ferreira e A. J. B. Luiz, 2003: Estudo da variabilidade do NDVI sobre o Brasil, utilizando-se a análise de agrupamentos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.7, n.1, p.85-90.

Hare, S.R. e R.C. Francis. 1995: [Climate Change and Salmon Production in the Northeast Pacific Ocean](#). In: R.J. Beamish [ed.] Ocean climate and northern fish populations. Can. spec. Pub. Fish. Aquat. Sci. 121, pp. 357-372.

Índice de vegetação por diferença normalizada, encontrado no site da DSA/ Cptec: http://satelite.cptec.inpe.br/ndvi/info_ndvi.jsp, 06 dezembro 2009.

JOLY, C. A.; AIDAR, M. P. M.; KLINK, C. A.; MCGRATH, D. G.; MOREIRA, A. G.; MOUTINHO P.; NEPSTAD, D. C.; OLIVEIRA, A. A.; POTT, A.; RODAL, M. J. N; SAMPAIO, E. V. S. B. Evolution of the Brazilian phytogeography classification systems: implications for biodiversity conservation. *Ciência e Cultura*, 51(5/6): 331-348, 1999.

Negrón-Juarez, R.N.: Variabilidade Climática Regional e controle da vegetação no Sudeste: um estudo de observações sobre cerrado e cana-de-açúcar e modelagem numérica da atmosfera. Tese de Doutorado, abril de 2004. IAG-USP.

Kalnay, E. e colaboradores, 1996: The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.

Kayano, M. and V. Kousky, 1999: Intraseasonal (30-60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. *Tellus*, 51, 373-386.

Knutson, T. and K. Weickmann, 1987: 30-60 day atmospheric oscillations: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1407-1436.

Krishnamurti, T.N., M. Tewari, D.R. Chakraborty, J. Marengo, P. L. Silva Dias, e P. Satyamurti, 1999: Downstream Amplification: A possible precursor to major freeze events over Southeastern Brazil. *Weather Forecasting*, 242-270.

Lemos, M.C.; T.J.Finan, R. W.Fox, D.R. Nelson e J.Tucker, 2002: The Use of Seasonal Climate Forecasting in Policymaking: Lessons from Northeast Brazil, *Climatic Change*, 55 (4), 479-507.

Loarie, Scott R., David B. Lobell, Gregory P. Asner, Qiaozhen Mu, Christopher B. Field, 2011: Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil, *Nature Climate Change* 1, 105-109, (2011) doi:10.1038/nclimate1067.

Madden, R.A e P.R. Julian, 1994: Observations of the 40 -50 day tropical oscillation- a review. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 814-837.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **78**, 1069-1079.

Maloney, E.D., e S.K. Esbensen, 2003: The Amplification of East Pacific Madden-Julian oscillation convection and wind anomalies during June- November. *J. Climate*, 16, 3482-3497.

Minobe, S. 1997: A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophysical Research Letters*, Vol 24, pp 683-686.

Morlet, J., 1982: Wave propagation and sampling theory. *Geophys.*, 47, 222-236, 1982.

Nepstad, D.C., P Lefebvre, U.L Silva Jr., J. Tomasella, P. Schlesinger, L. Solorzano, P. Moutinho, D. Ray & J.G. Benito. 2004. Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: A basin-wide analysis. *Global Change Biology* 10(5): 704-712.

Neto, J.L. S.; T.H. Yamabe e J. T. G. Tomaselli, 2009 : Análise da influência da atividade vulcânica na variabilidade das temperaturas médias mensais do estado de São Paulo, Brasil. Laboratório de Climatologia da Universidade Estadual Paulista – UNESP

Nigam, S., B. Guan, and A. Ruiz-Barradas, 2011, Key role of the Atlantic Multidecadal Oscillation in 20th century drought and wet periods over the Great Plains, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L16713, doi:10.1029/2011GL048650.

Nogués-Paegle, J.; Mo, K.C.: Alternating Wet and Dry Conditions Over South America during Summer. *Mon.Wea.Rev.*, 125, 279-290, 1997.

Oliveira, A. e C.A.Nobre, 1986: Interactions between Frontal Systems in South America and tropical convection over the Amazon. Extended Abstracts, Second Int. Conf. On Southern Hemisphere Meteorology. Wellington, New Zealand. *Amer.Meteor. Soc.* 56-59.

Oliveira, r. a.; Daros, e.; Zambon, j. l. c.; Weber, h.; ido, o. t.; Zuffellatoribas, k. c.; Koehler, h. s.; silva, d. k. t. Crescimento e desenvolvimento de três cultivares de cana-de-açúcar, em cana-planta, no estado do Paraná. *Scientia Agraria, Curitiba*, v. 5, n. 1/2, p. 87-94, 2004

Pérez Arrau, C. 2007. Cinq exemples de terrains de jeux synthétiques et de températures associées par une image thermique Landsat 5, Discussion publique sur des terrains synthétiques a Westmount Park, Westmount, Canada. Disponível em <http://www.urbanheatlands.com>.

Prentice, I. C., W. Cramer, S. P. Harrison, R. Leemans, R. A. Monserud, and A. M. Solomon (1992), A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties, and climate, *J. Biogeogr.*, 19, 117–134.

Quartaroli, C.F., C. Criscuolo, M.C. Hott e M. Guimarães; 2006: Alterações no Uso e Cobertura das Terras no Nordeste do estado de São Paulo no Período de 1988 a 2003. Embrapa Monitoramento por Satélite. Campinas SP-57p, 55, ISSN 0103-78110.

Robert O'Brien, Anne Marie Goetz, Jan Aart Scholte, Marc Williams, 2000: *Contesting Global Governance: Multilateral Economic Institutions and Global Social Movements*. Publicado por Cambridge University Press. 260 pp.

Rocha H.R. Modelagem e observações das relações biosfera-atmosfera na região Sudeste. Tese de Doutorado, 1998, IAG/USP.

Rocha H.R, Freitas HC, Rosolem R, Negrón-Juárez RI, Tannus R, Ligo MA, Cabral OM, and Silva Dias MAF. Measurements of CO₂ exchange over a woodland savanna (Cerrado sensu stricto) in southeast Brazil. *Biota Neotropica*, 2002, Vol 2, No 1, 1- 11.

Rosolem R., O impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: um estudo de caso para a Rodovia Cuiabá-Santarém, Programa de Pós-Graduação em Ecologia de Agroecossistemas, Escola Superior Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 2005, Dissertação de Mestrado

Rui, H. and B. Wang, 1990: Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies, *J. Atmos. Sci.*, 47, 357-379.

Schneider, M., E. B. de Souza, O. Sanchez-Ccoyllo e P. L. Silva Dias, 2002: Impacto da Oscilação de Madden-Julian: Simulações Numéricas com um modelo Barotrópico. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu.

Schneider, M A, 2004: A Intrasazonalidade nas Regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil Durante os Meses de Inverno. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo - IAG, SP, 121 pp.

Salazar, L.F, C. A. Nobre e M. D. Oyama, 2007: Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America, *Geophys. Res. Lett.*, L09708, doi:10.1029/2007GL029695.

Saad, I.S, 2008: Efeitos da extensão e posição do desmatamento em meso-escala sobre a circulação atmosférica e a chuva na Amazônia. Universidade de São Paulo, 2008, Dissertação de Mestrado, 80p.

Sellers, J. P., S.O. Los, C.J. Tucker, C.O. Justice, D.A. Dazlich, G.J. Collatz and D.A. Randell, 1996. A revised land surface parametrization (SiB 2) for atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data, *J. Climate*, 9, 706-737.

Taschetto, A., Wainer, I., and Raphael, M.: Interannual variability associated with Semiannual Oscillation in southern high latitudes, *J. Geophys. Res.*, 112, D02106, doi:10.1029/2006JD007648, 2007. 188

Torrence, Christopher e G.P. Compo, 1998: A practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of Am. Met. Society*, Vol. 79, 61-78.

Torrence, C.; Webster, P.J. 1999: Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *J.Climate*, 12, 2679-2690, 1999.

Trenberth, Kevin E. and David P. Stepaniak; 2000: Indices of El Niño Evolution. *J. Climate*, 14, 1697-1701.

Tucker, C. J., J. E. Pinzon, and M. E. Brown (2004), Global Inventory Modeling and Mapping Studies, NA94apr15b.n11-VIg, 2.0, Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, 04/15/1994.

Van Loon, H.: The half yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter, *J. Atmos. Sci.*, 24, 472–486, 1967. 187, 188, 191

Victor, Mauro Antônio Moraes; Antônio C. Cavalli, João R. Gillaumon, Renato S.Filho; 2005: Cem anos de devastação: revisitada 30 anos depois/Ministério do Meio Ambiente. Secretaria de Biodiversidade e Florestas. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2005. 72 p, 23 cm.

Vitorino, M.I., 2003: Análise das Oscilações Intrasazonais sobre a América do Sul e Oceanos adjacentes utilizando a Análise de Ondeletras. Tese de Doutorado, INPE, 9822- TDI/865, São José dos Campos, SP.

Webster, P., e C. Hoyos, 2004: Prediction of monsoon rainfall and river discharge on 15-30 day time scales. *Am. Met Society*, 1745- 1765.

Weng, H. e K. M. Lau, 1994: Wavelets, period doubling, and time- frequency localization with application to organization of convection over Tropical Western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2523-2541.

Wolter, K., and M.S. Timlin, 1993: Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/N MC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, 52-57. Multivariate Enso Index: Disponível em. <http://www.cdc.noaa.gov/~kew/MEI/mei.html>.

APÊNDICE A- TESTES DE SENSIBILIDADE COM MODELO NUMÉRICO DE TRANSFERÊNCIA SOLO-VEGETAÇÃO-ATMOSFERA SIB2 (SIMPLE BIOSPHERE MODEL)

A.1 – Introdução

Um novo conjunto de parametrizações adicionadas ao SIB2 (Sellers et.al., 1995) incorpora diversas melhorias em relação ao SIB1 (Sellers et.al, 1986). A principal motivação na formulação do SIB2 era fornecer estimativas mais realísticas de fluxos de calor sensível e latente sobre o continente, além de estimativas mais consistentes de taxas de assimilação de carbono em grande escala. Assim, através do SIB2, será possível executar alguns experimentos realizados sobre uma

região de Cerrado que simulem de maneira razoavelmente satisfatória a interação solo-vegetação-atmosfera compreendida no período de verão e inverno.

A.1.1 Dados e metodologia

Análise da rodada controle e comparação com dois experimentos com variações de +2°C e -2°C na temperatura do ar. Análise do ciclo diurno e sazonal de algumas variáveis de saída do modelo, tais como H_C fluxo de calor sensível calculado ($W m^{-2}$), LE_C fluxo de calor latente calculado ($W m^{-2}$), Fc_C fluxo total de CO_2 calculado ($\mu mol CO_2 m^{-2} s^{-1}$), An_C assimilação líquida de CO_2 ($\mu mol CO_2 m^{-2} s^{-1}$).

Bioma: Cerrado restrito no norte de São Paulo. Período do experimento: 16/11/2000 a 31/08/2001, compreendendo um período de 289 dias. Análise em separado para os meses de janeiro (dias 47 a 77) e julho (dias 228 a 258)

A.1.2 - Forçante_ temperatura do ar

Rodada *Controle* e experimentos $Temp_{+2^\circ C}$ e $Temp_{-2^\circ C}$. Período da rodada: 16/11/2000 a 31/08/2001; Análise 1/01/2000 a 31/01/2000 – dias 47 a 77

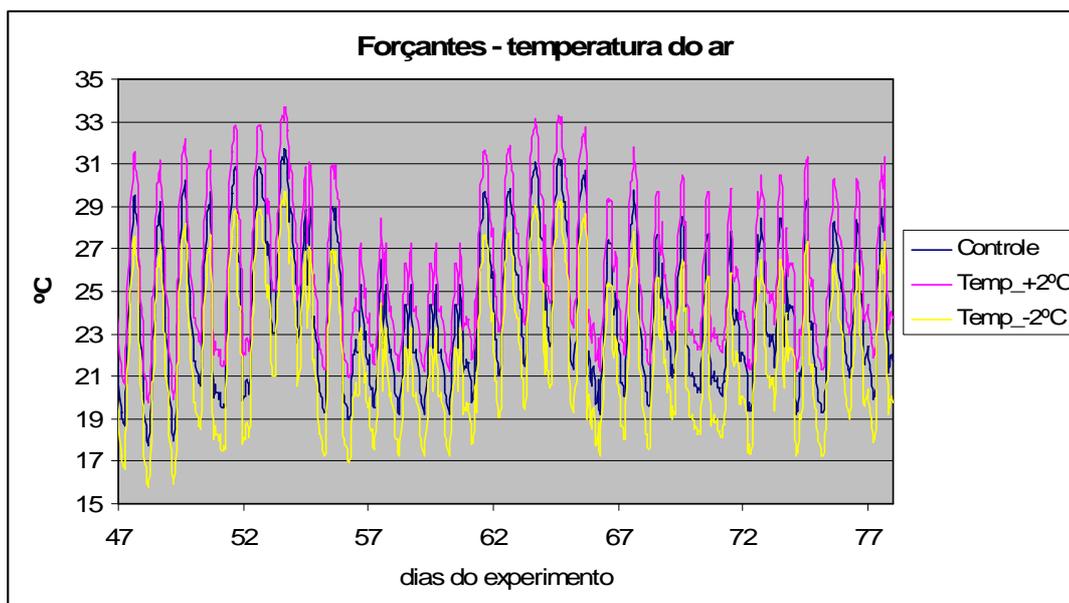


Figura A.1 - Evolução da temperatura do ar em °C (eixo y) para a rodada controle (azul), e experimentos temp_+2°C (vermelho) e temp_-2°C (amarelo), período de 01 a 31 de janeiro de 2001 (dias 47 a 77 do experimento).

Na figura A.1 observa-se *um zoom* na temperatura do ar para o período de janeiro, representativo das condições de verão, época chuvosa no cerrado.

A.1.3 RESULTADOS

A.1.4 O Ciclo sazonal

Será primeiramente analisado as condições dos fluxos de calor sensível (H), latente (LE) e o fluxo total de CO₂ ($\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) referentes ao mês de janeiro de 2001, a partir dos experimentos Temp_+2°C, Temp_-2°C e a rodada controle.

Percebe-se no campo de temperatura da rodada controle (condições pré-definidas do modelo) que há algumas flutuações durante o período, com extremos que oscilam de aproximadamente 18°C a 31°C (figura A.1). No que se refere aos fluxos de calor, observa-se que os valores de calor sensível (H) do experimento Temp_+2°C estimados pelo modelo diminuiram ligeiramente em relação à rodada controle e também em relação ao experimento Temp_-2°C, especialmente nos meses de verão (figura A.2).

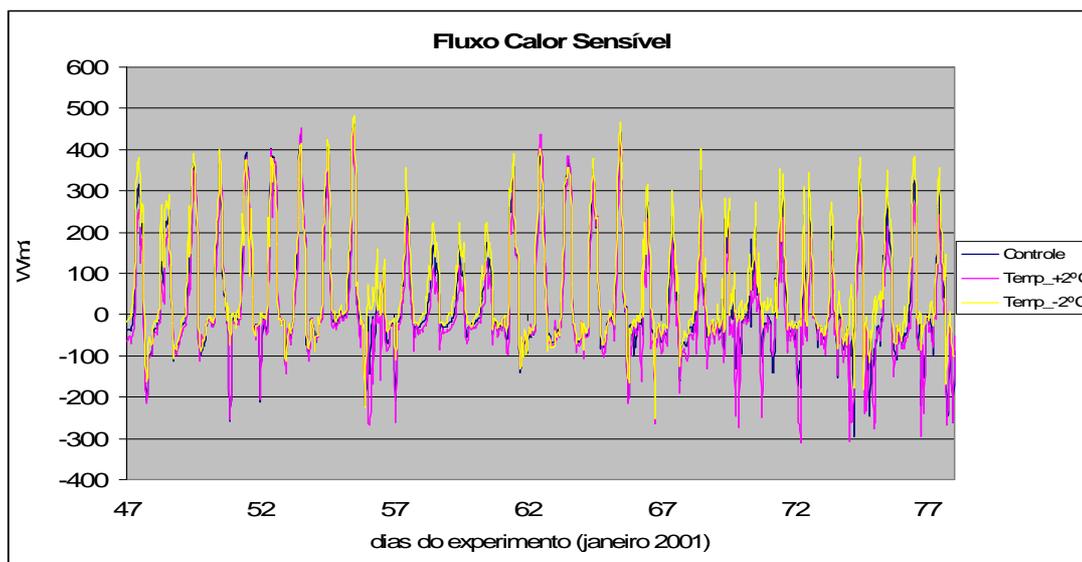


Figura A.2 - O mesmo que para figura A.1, exceto para a variável de fluxo de calor sensível (unidades em W/m²).

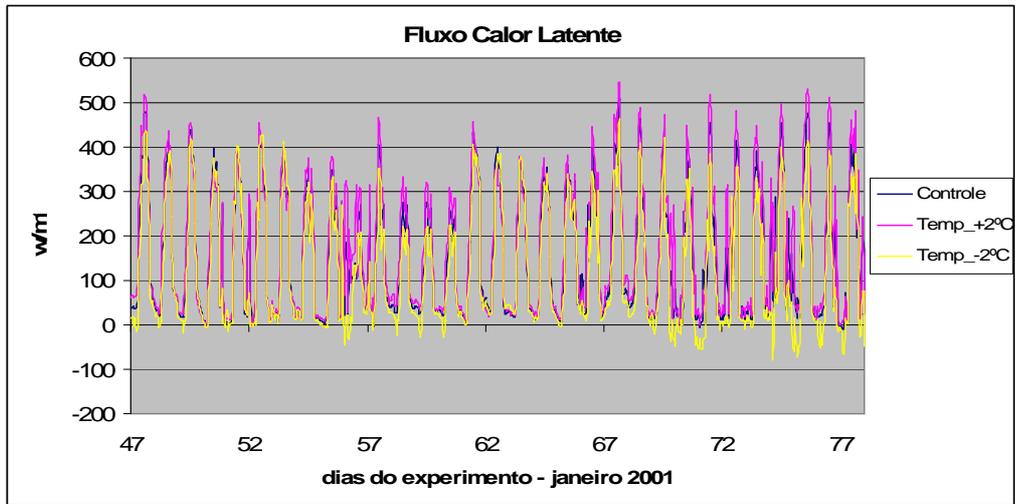


Figura A.3 - O mesmo que para figura A.1, exceto para a variável de fluxo de calor latente (unidades em W/m^2).

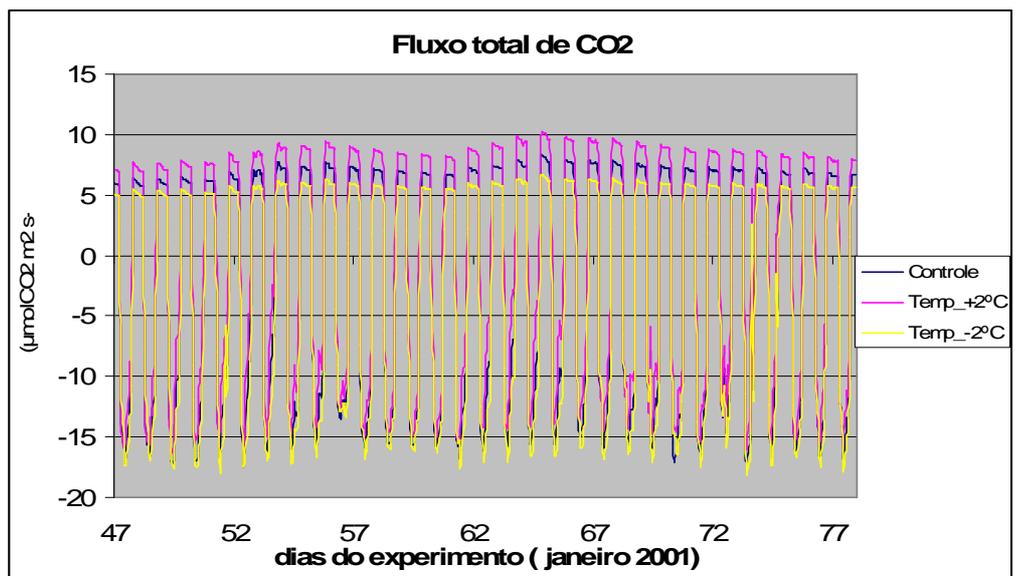


Figura A.4 - O mesmo que para figura A.1, exceto para a variável de fluxo total de CO_2 , (unidades em $\mu molCO_2 m^2 s^{-1}$).

Nesse mesmo período de janeiro de 2001, em contrapartida, houve um considerável aumento, do fluxo de calor latente LE (figura A.3). Assim, o indicativo é de que o aumento de $+2^\circ C$ na forçante acentuou o processo de conversão de energia de calor latente através da evapotranspiração da vegetação, enquanto que comparativamente na época de verão, houve uma redução da energia utilizada como calor sensível, associada a maior nebulosidade e precipitação.

Na figura A.4 encontram-se os valores obtidos de fluxo total de CO₂ para janeiro de 2001, de onde se pode deduzir uma relação direta entre o aumento de temperatura e aumento do fluxo total de CO₂ favorecido pelo aumento da fotossíntese. Os valores máximos alcançados pelos experimentos Temp_+2°C, controle e Temp_-2°C no mês de janeiro de 2001 foram de aproximadamente 9,5, 7 e 6 μmolCO₂ m² s⁻¹, respectivamente.

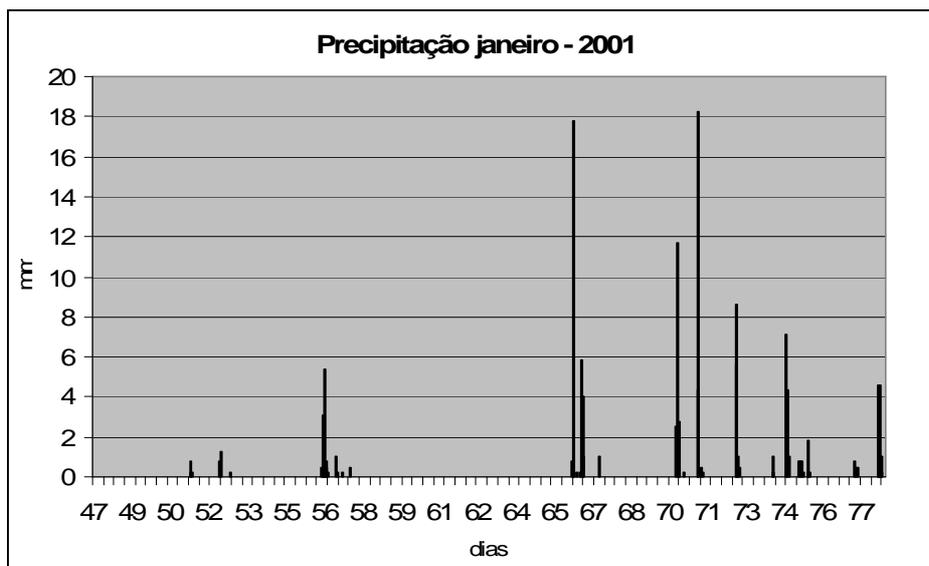


Figura A.5 - Precipitação diária, em milímetros, para o mês de janeiro 2001.

Constata-se que no período mais chuvoso (Figura A.5), dias 66 a 77 (dias 20 a 31 de janeiro) e principalmente de 24 a 31 de janeiro (dias 70 a 77) os fluxos de calor sensível (H) são maiores para o experimento Temp_-2°C (Figura A.2). Por outro lado, como seria de se esperar, houve a repartição da energia em benefício dos fluxos de calor latente (LE), oriunda da maior evapotranspiração da vegetação no período chuvoso (figura A.3).

A.1.4 - Experimentos Temp_+2°C, Temp_-2°C e controle para 1/07/2001 a 31/07/2001 – dias 228 a 258

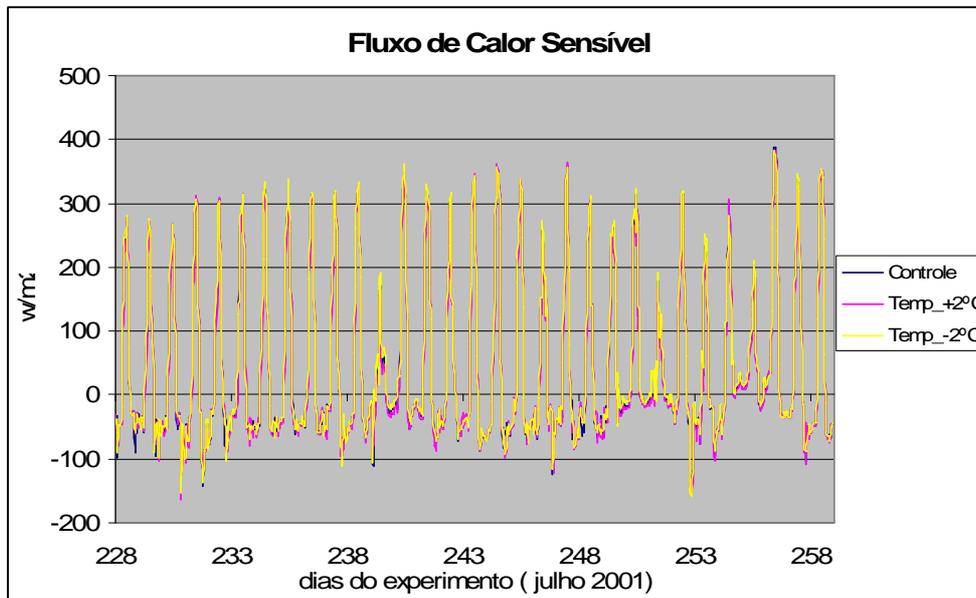


Figura A6 - O mesmo que para Figura A.2, exceto para a variável de fluxo de calor sensível H (unidades em W/m^2) em julho de 2001, dias 228 a 258.

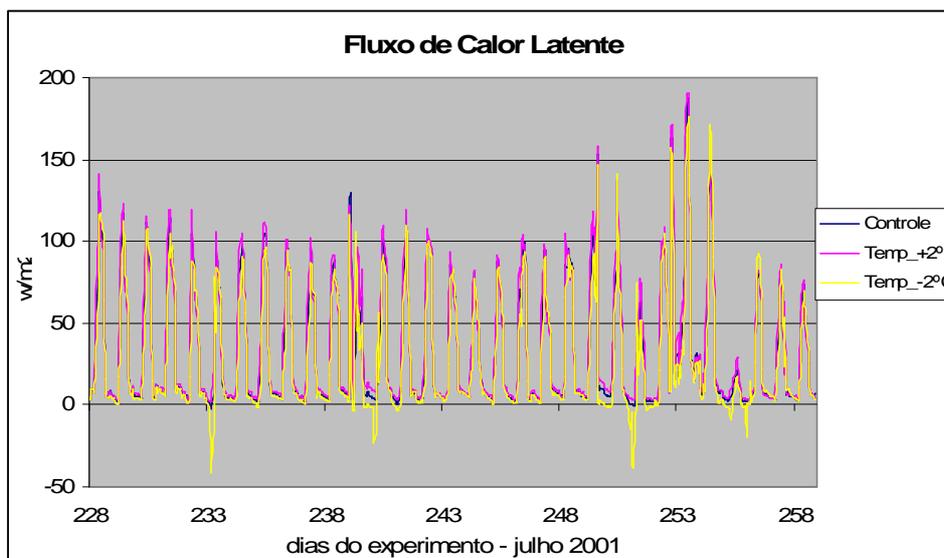


Figura A.7 - O mesmo que para figura A.3, exceto para a variável de fluxo de calor sensível (unidades em W/m^2) em julho de 2001.

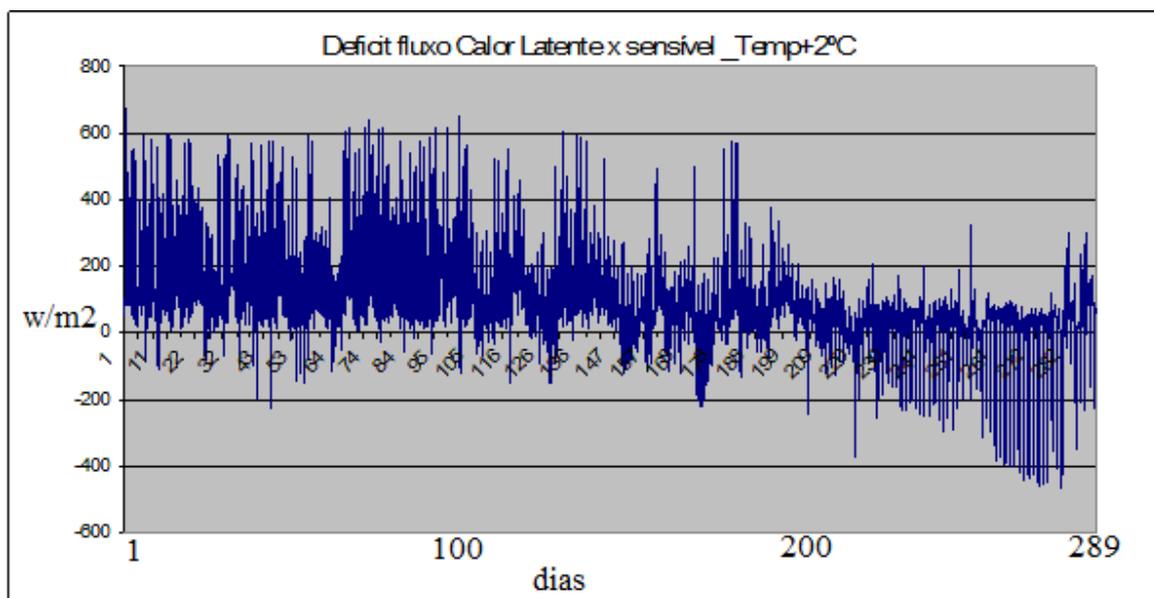


Figura A.8 - Diferença entre o fluxo calor latente e o fluxo de calor sensível, para o experimento Temp_+2°C, período 16/11/2000 a 31/08/2001 (dias 1 a 289). No eixo y os desvios em W/m²

Procedimento análogo do que fora executado anteriormente, desta vez, será realizado na análise para o mês de julho de 2001, dias 228 a 258. No caso dos fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H), observa-se que as ordens de grandeza e os valores dos fluxos são similares, comparando-se a rodada controle com os experimentos Temp_+2°C e Temp_-2°C (Figuras A.6 e A.7). No entanto, quando se investiga a variabilidade sazonal dos fluxos observada entre janeiro e julho é notável como os valores de calor latente LE diminuem em relação aos valores dos fluxos de calor sensível H, e chegam a apresentar quase a metade do valor em relação ao calor sensível (Figura A.8).

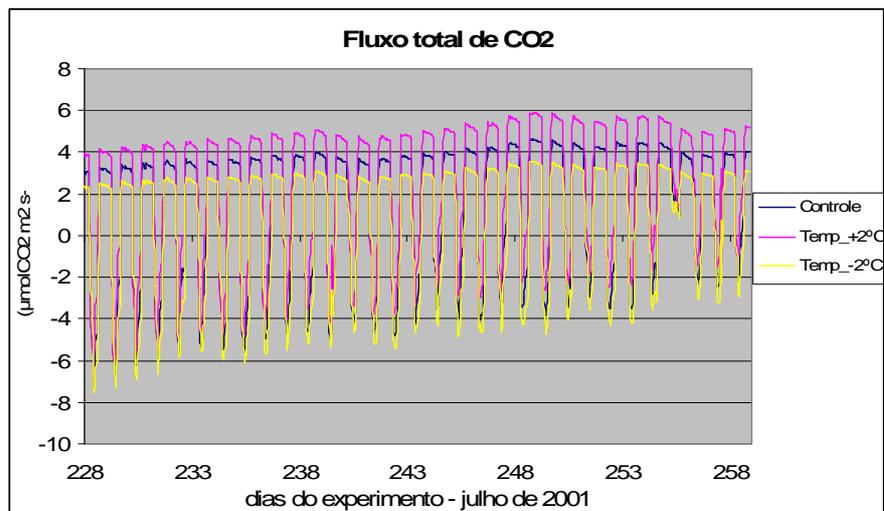


Figura A.9 - O mesmo que para Figura A.4, exceto para a variável de fluxo total de CO₂ (unidades em $\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) em julho de 2001.

Na Figura A.9, por sua vez, encontram-se os valores obtidos de fluxo total de CO₂ nos experimentos Temp_+2°C, controle e Temp_-2°C para julho de 2001. Mais uma vez fica clara a relação direta entre a variação da temperatura e o fluxo total de CO₂. Na época de inverno com menores temperaturas e menos umidade no solo e no ar a evapotranspiração é menor. Assim, os valores máximos alcançados pelos experimentos Temp_+2°C, controle e Temp_-2°C são menores em relação aos encontrados anteriormente no verão, foram de aproximadamente 6, 4,5 e 3,5 $\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, respectivamente, contra 9,5, 7 e 6 $\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ de janeiro de 2001. Padrão semelhante foi reportado por (Rocha et al. 2002) e Negrón-Juarez (2004).

A.1.5 Aumento da assimilação e dos fluxos de carbono

Ordens de grandeza e o Ciclo diurno

Para efeitos de detectar oscilações mais bruscas e a curva diária das variáveis foi realizado um “zoom” em determinados períodos, correspondentes ao centro dos meses de janeiro e julho. Observa-se que os maiores fluxos são encontrados, em média, entre 11 horas e 16 horas, horário de maior insolação e aquecimento do ar, o que favorece também a troca turbulenta e o desenvolvimento da camada limite planetária.

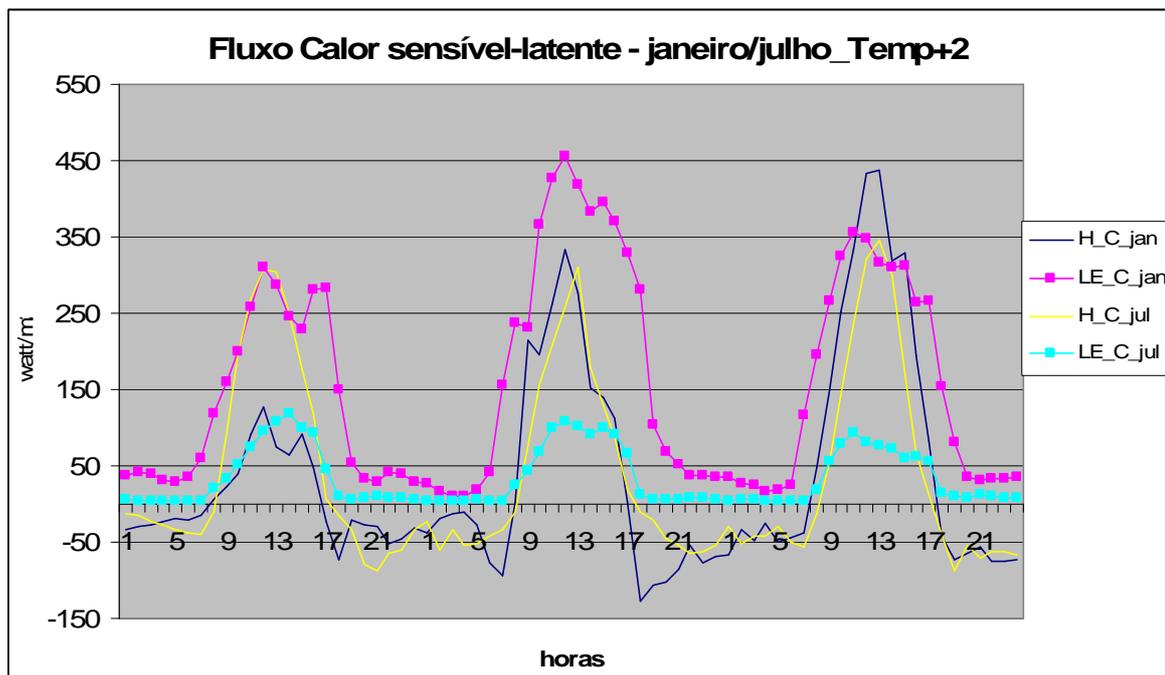


Figura A.10 - Evolução do ciclo diurno dos fluxos de calor sensível (H_C) e latente (LE_C) nos dias 14 a 16 de janeiro de 2001 (azul e vermelho), e 14 a 16 de julho (amarelo e azul claro). Na abscissa as horas e na ordenada a unidade de medida em Watt/m^2

Durante a noite os fluxos de calor sensível chegam a apresentar valores negativos, representativos do resfriamento da camada de ar junto ao solo.

A.1.6 Discussões finais e conclusões

Os experimentos conduzidos demonstram que o aumento de temperatura acentuou, sobretudo, o processo de conversão de energia nos fluxos de calor latente, que ficaram exemplificados, especialmente, quando da investigação do ciclo sazonal, entre a época de janeiro e julho. Assim, ficou clara a relação direta entre o aumento de temperatura e aumento do fluxo total de CO_2 .

APÊNDICE B - ANÁLISE DA VARIABILIDADE DIÁRIA DA FRAÇÃO DA COBERTURA VEGETAL SOBRE O NORTE DO ESTADO DE SÃO PAULO E NA CAPITAL SÃO PAULO, ENTRE JANEIRO DE 2007 E NOVEMBRO DE 2009

A dinâmica dos padrões temporais e espaciais da vegetação são de grande importância para os sistemas de modelagem dos processos de interação com a atmosfera e o entendimento da variabilidade sazonal e interanual de diferentes ecossistemas. Os dados de NDVI aqui utilizados foram disponibilizados pelo Laboratório de Processamento de Imagens (LAPIS) da Universidade Federal de Alagoas (UFAL) que desenvolve (operacionaliza) o índice diário de vegetação (NDVI) estimado com imagens multi-espectrais do satélite METEOSAT Segunda Geração (MSG-2). As imagens MSG-2 (SEVIRI) são obtidas pela Estação de recepção do ICAT – instalada desde abril de 2007. O índice diário de vegetação é estimado a partir dos canais do visível e do infravermelho próximo do MSG-2 (METEOSAT-9) para calcular as imagens NDVI a partir da composição de imagens pelo valor máximo (MVC).

As imagens multi-espectrais do sensor SEVIRI possuem características fundamentais, tais como sua alta resolução temporal, garantia de cobertura global e gratuidade das imagens, que permitem auxiliar as pesquisas em sistemas terrestres. Em princípio, as 96 imagens diariamente disponíveis desse sensor podem servir como base para geração de outros produtos além dos aplicados ao monitoramento meteorológico de curta duração, como o monitoramento da vegetação global a partir do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI). O mapeamento e monitoramento do NDVI é de fundamental importância em estudos globais da vegetação e vem sendo amplamente utilizado nas estimativas remotas de evapotranspiração e da temperatura da superfície continental. Além disso, esse índice é preferível para o monitoramento da vegetação global por compensar parcialmente a variação nas condições de iluminação, inclinação da superfície terrestre e aspectos das visadas do sensor (Barbosa et al 2006, Barbosa 2006).

O processo inicia-se com a conversão do formato bruto para outro formato compatível com os processos subsequentes. Em seguida é feita a calibração radiométrica das imagens, transformando os valores de nível de cinza para reflectância aparente (no topo da atmosfera) para as bandas VIS0.6 (Ref1), VIS0.8 (Ref2), NIR1.6 (Ref3) e temperatura de brilho para as bandas IR3.9 (T4) e IR10.8 (T9). Uma das funções da máscara de nuvens é reduzir variações bruscas no comportamento dos índices de vegetação em composições máximas, conforme relatado por Barbosa et al. (2006). Esta técnica consiste na utilização de mosaicos gerados a partir de imagens diárias. Concluída essas etapas, tem-se a imagem NDVI diária, que é armazenada de acordo com os procedimentos usuais. Durante todo o processo, devem ser feitos “check-in’s” para a detecção de valores fora da faixa

especificada ou para valores perdidos (“missing values”). Condições de erros fatais resultam na exclusão de dados e as condições de erros não fatais são “flagged” por píxel.

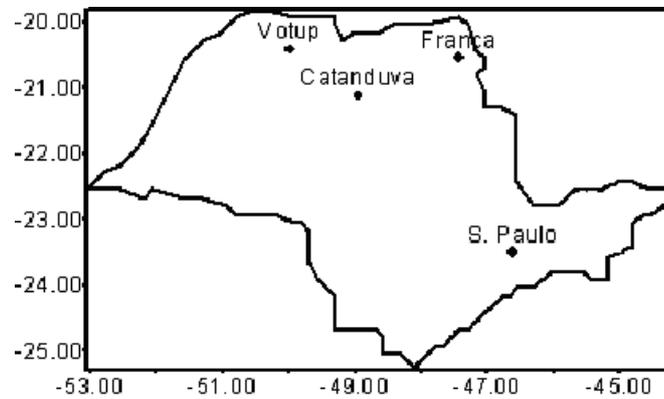
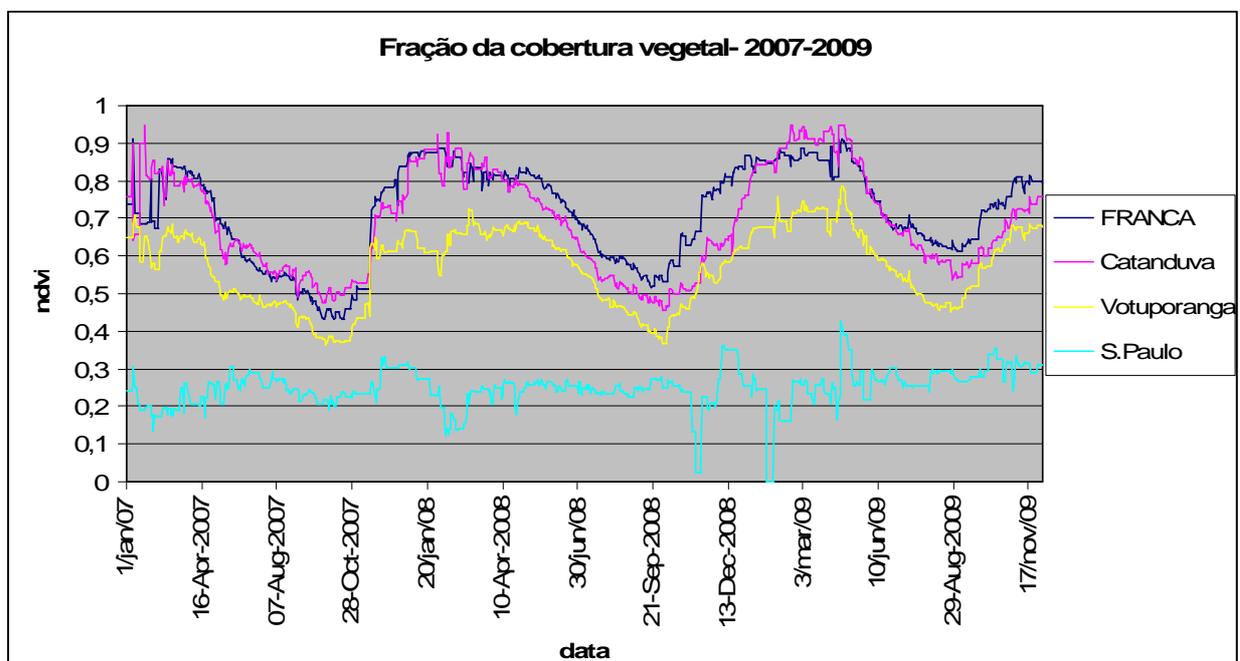
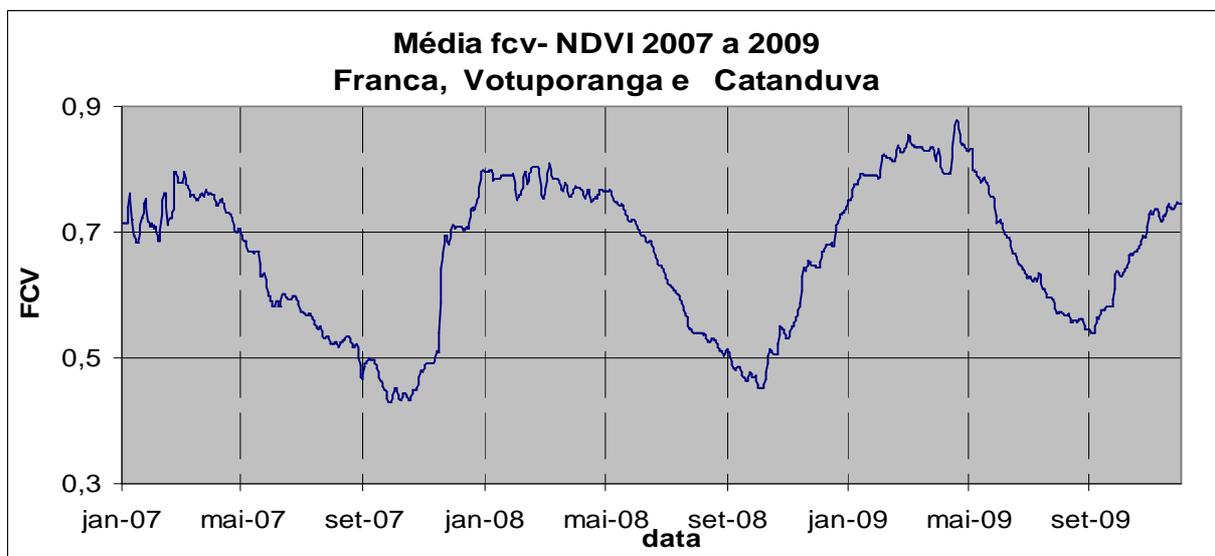


Figura B.1 - Estações meteorológicas utilizadas e localização geográfica do experimento com a fração da cobertura vegetal obtida pelo NDVI.

As estações meteorológicas utilizadas no experimento são Franca, Catanduva, Votuporanga e São Paulo.



(a)



(b)

Figura B.2 - Análise da variabilidade diária da fração da cobertura vegetal (FCV) sobre Franca, Catanduva, Votuporanga (norte de São Paulo) e São Paulo, entre janeiro de 2007 e novembro de 2009. Na abscissa a data e na ordenada a FCV. Em 4.9 (b) a média da FCV na are norte de estudo.

Os dados diários de NDVI (Figura B.2) realçam a variabilidade e a marcha do ciclo anual da vegetação sobre a cidade de Votuporanga, norte de São Paulo. Na análise sobre o norte do estado observa-se que os mínimos do NDVI nos anos de 2007 e 2008 ocorreram entre o final de setembro e início de outubro, enquanto que no ano de 2009 os valores mínimos ocorreram entre o final de agosto e início de setembro. Os valores mínimos precoces e a antecipação do aumento dos valores deveram-se ao período mais chuvoso entre o inverno e primavera no estado de São Paulo durante o ano de 2009.

Neste estudo a Transformada de Ondeletas apresenta amplitudes proeminentes que vão de uma semana até à banda anual e permitem a investigação dos espectros com interação de escala. Os resultados para a região NSP indicam que há uma forte influência do ciclo anual seguido pela banda semi-anual (especialmente na região de Franca). Observa-se também, em alguns casos, há interação entre os ciclos semi-anual e as escalas intrasazonal e sinótica, especialmente durante eventos extremos. Por outro lado, os resultados mais importantes sobre a cidade SP são as bandas mais energéticas encontradas nas escalas semi-anual e intrasazonal.

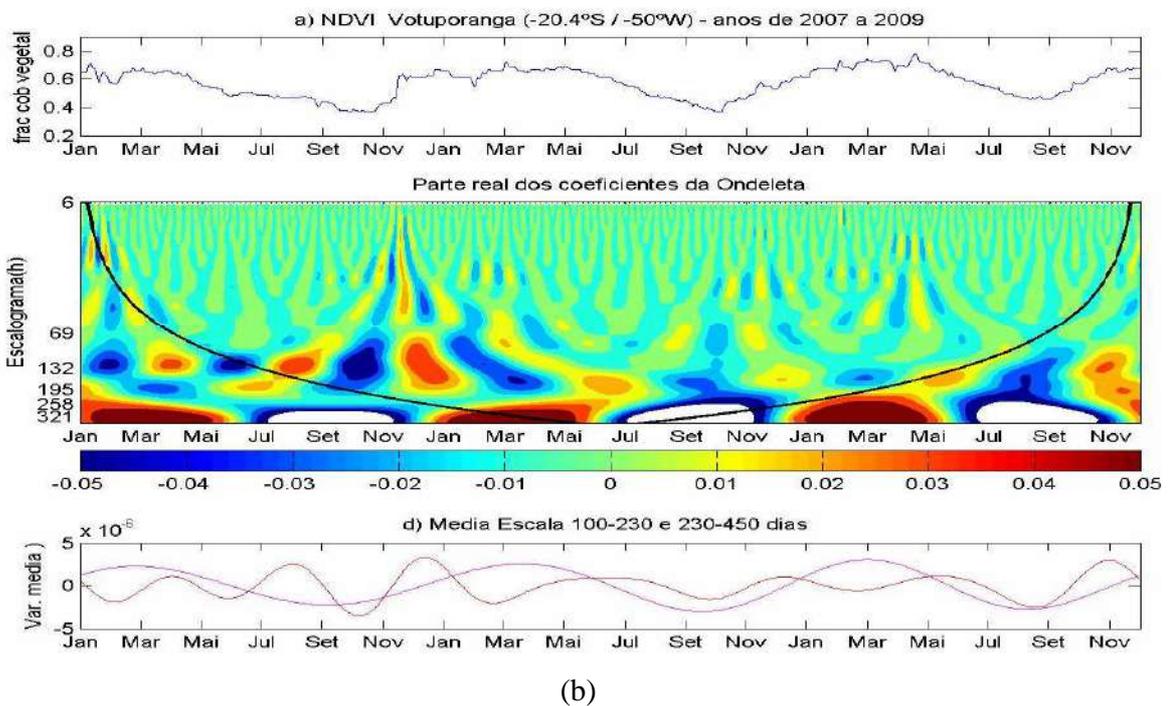
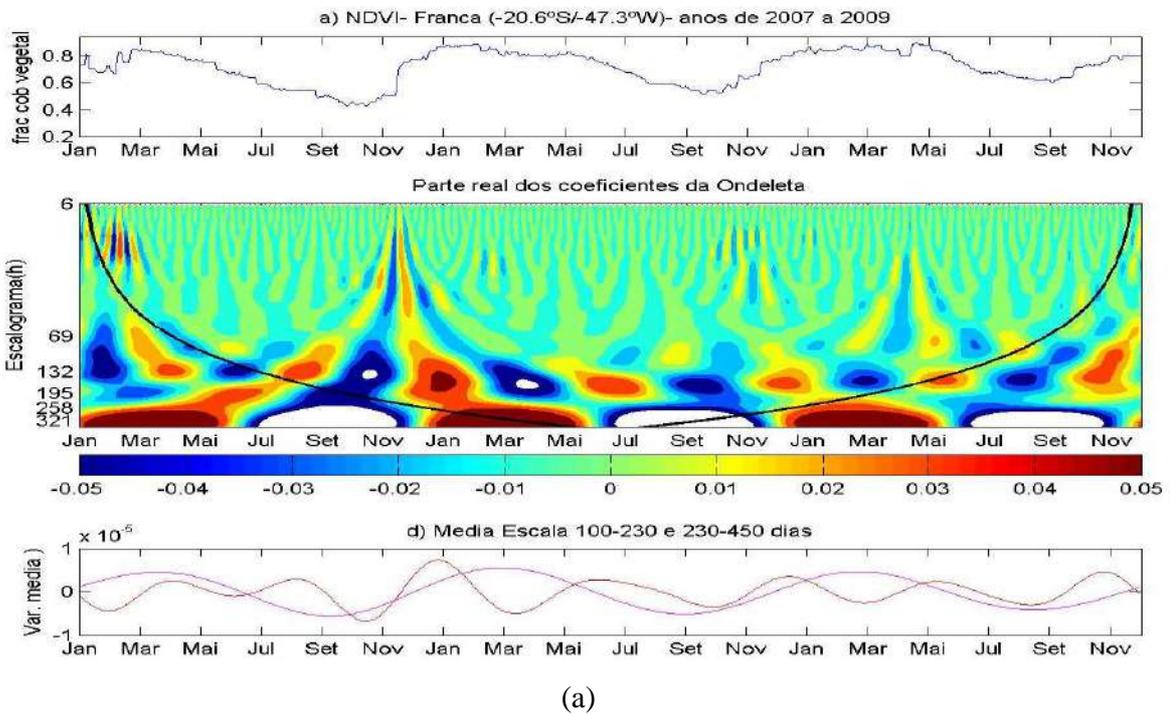


Figura B.3 - Acima a série original da fração de cobertura vegetal diária obtida pelo NDVI na cidade de Franca (a) e Votuporanga (b) entre 2007 a 2009, no centro o escalograma (em dias) e abaixo a média nas bandas 100-230 e 230-450 dias.

Os resultados para Franca (Figura B.3a) mostram a amplitude principal dos coeficientes da wavelet entre as bandas anual e semi-anual. Como esperado, a energia (expresso aqui como a fase

alternando máximos e mínimos dos coeficientes da wavelet) destaca o ciclo anual na região NSP. O ciclo semi-anual, por sua vez, pode ser considerado como uma banda importante na modulação do sinal da série original de Franca. De acordo com o método de filtragem, visto como a amplitude alternando positivas e negativas fases do sinal entre as bandas 100-230 dias (aproximadamente semi-anual) e 230-450 dias (anual). A banda semi-anual mostra mais amplitude no final do ano de 2007, período de um incremento acentuado no índice da FCV do NDVI que estabelece o início da temporada úmida de 2007-2008. É importante notar que em geral os valores de FCV-NDVI aumentam acentuadamente no final da primavera e início do verão.

Quanto aos resultados para Votuporanga (Figura B.3b) podem ser considerados semelhantes aos encontrados na região de Franca (Figura B.3a), especialmente no que se refere à oscilação de banda larga entre os ciclos semi-anual e anual. Uma vez mais a interação dos mínimos do índice FCV-NDVI nestas duas bandas são determinantes para a ocorrência dos mínimos do índice original. Nesse período com regime de forte transição, pode ser observado que as oscilações intrasazonais e submensais têm um impacto relativo sobre o sinal bruto do FCV-NDVI. A partir de uma análise mais rigorosa do escalograma de Votuporanga surge uma possível oscilação intermediária, cerca de 100-120 dias, além da encontrada na banda semi-anual.

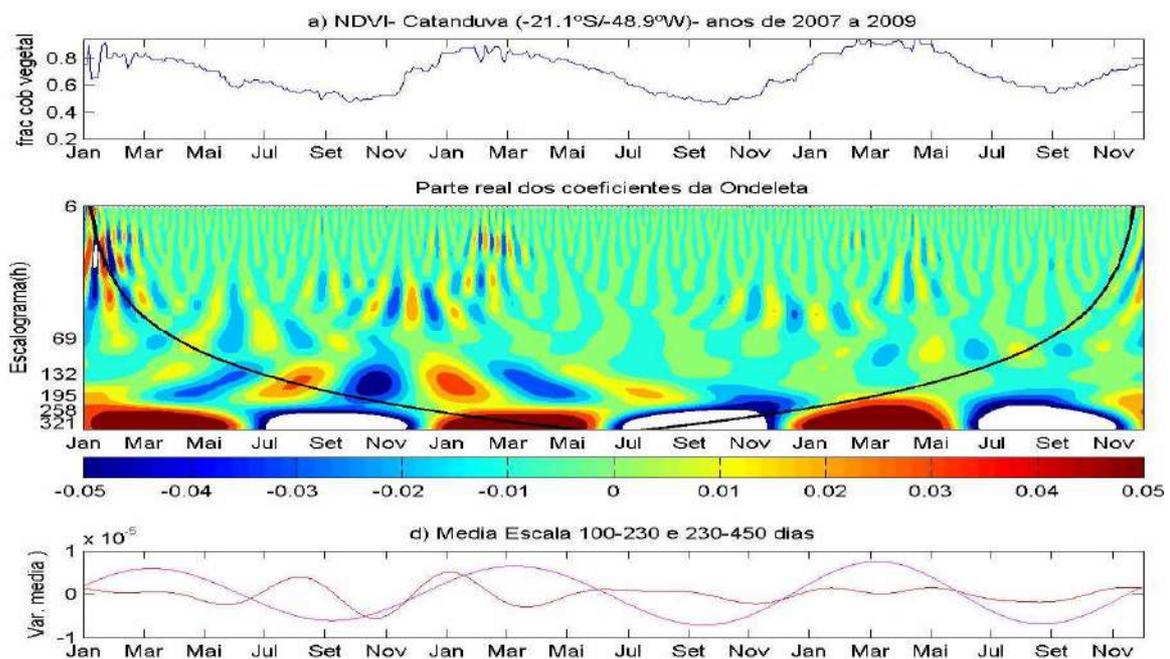


Figura B.4 - O mesmo que figura B.3, exceto para a cidade de Catanduva.

Alguns aspectos gerais discutidos anteriormente aparecem na região de Catanduva, (Figura B.4) à exceção da ausência ou da fraca amplitude observada na oscilação semi-anual, após novembro de 2008, como pode ser visto diretamente na figura do escalograma ou no método de filtragem.

B.1 Conclusões

Em um estudo de caso, algumas escalas predominantes de oscilação no período 2007-2009 foram identificadas. Os resultados para o índice NDVI na região NSP reforçam a existência da forte influência do ciclo anual seguido pela banda semi-anual (especialmente na região de Franca). Foi discutida com particular interesse a transição abrupta do índice NDVI, no período 2007-2008. Foi observada uma interação clara entre as bandas anual, semi-anual e submensal. Detectou-se que essa interação pode ocorrer principalmente durante eventos extremos. Por outro lado, os resultados mais interessantes sobre a metrópole urbana da cidade de SP são as bandas mais energéticas encontradas nas escalas semi-anual e submensal.

APÊNDICE C - O teste *t-Student*

O teste *t-Student* é um teste que verifica se os valores médios entre dois grupos diferem estatisticamente, levando-se também em consideração a variabilidade da distribuição de cada grupo. Além da diferença entre as médias de cada amostra, o teste-t leva em consideração a variância (S) e o número de graus de liberdade (n-1), que dependem do tamanho das amostras (n). A fórmula utilizada é:

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}}$$

em que \bar{X} é o valor médio do grupo X; \bar{Y} é o valor médio do grupo Y; n_i é o número de amostras de cada grupo, para X (n_1) e Y (n_2), respectivamente; e S^2_i é a variância de cada grupo,

respectivamente para $X (S_1)$ e $Y (S_2)$. Para a análise dos resultados, o teste-t necessita da escolha de um intervalo de confiança e o número de graus de liberdade. Os intervalos de confiança iguais ou maiores que 90 %, 95 % e 99 % foram adotados para que as diferenças fossem consideradas significativas estatisticamente. A partir destes níveis de confiança e do número de graus de liberdade $(n-1)$ obtém-se um valor de referência t_r , o qual pode ser obtido em Anderson & Finn (1996). A hipótese de que dois grupos são estatisticamente diferentes é corroborada se t for maior que t_r .

Os campos médios de cada variável apresentam variação espacial de acordo com os pontos de grade no domínio de estudo. O teste-t analisa a diferença entre os grupos, porém restritos à mesma posição na grade de cada cenário. Portanto, o teste-t utilizado é chamado de pareado e é empregado especialmente quando cada dado de um grupo apresenta uma relação única com o seu correspondente do outro grupo analisado, formando um par. O teste-t torna-se confiável para grupos com distribuições normais. Para grupos com número de amostras alto e, principalmente, quando o número de graus de liberdade é superior a 30, a distribuição é aproximadamente normal.