

RAFFI AGOP SISMANOGLU

**ESTIMATIVAS DA TAXA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO APLICANDO
UM MODELO NUMÉRICO DE MESOESCALA NA REGIÃO
DO TRIÂNGULO MINEIRO**

Tese apresentada à Universidade Federal
de Viçosa, como parte das exigências do
curso de Meteorologia Agrícola, para
obtenção do título de "*Magister Scientiae*".

**VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
DEZEMBRO – 1997**

**BIBLIOTECA
DEPTO. ENG. AGRÍCOLA**

**Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e
Classificação da Biblioteca Central da UFV**

T

S623e
1997

Sismanoglu, Raffi Agop, 1966-

Estimativas da taxa de evapotranspiração aplicando um modelo numérico de mesoescala na região do Triângulo Mineiro / Raffi Agop Sismanoglu. – Viçosa : UFV, 1997.
99p. : il.

Orientador: Gilberto Chohaku Sedyama

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa

1. Evapotranspiração - Triângulo Mineiro, Região do (MG).
2. Evapotranspiração - Estimativas. 3. Evapotranspiração - Previsão - Modelo de mesoescala. 4. Previsão de tempo. Modelo RAMS. 5. Penman-Monteith, Modelo de. 6. Atmosfera - Inicialização homogênea. I. Universidade Federal de Viçosa.
II. Título.

CDD. 19.ed. 551.572

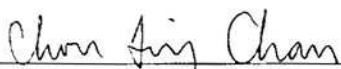
CDD. 20.ed. 551.572

RAFFI AGOP SISMANOGLU

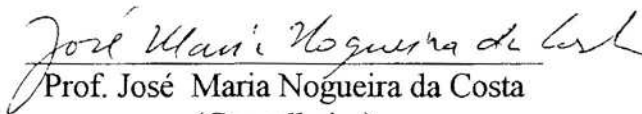
**ESTIMATIVAS DA TAXA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO APLICANDO UM
MODELO NUMÉRICO DE MESOESCALA NA REGIÃO DO TRIÂNGULO
MINEIRO**

Tese apresentada à Universidade
Federal de Viçosa, como parte das
exigências do curso de Meteorologia
Agrícola, para obtenção do título de
"Magister Scientiae".

APROVADA: 22 de setembro de 1997



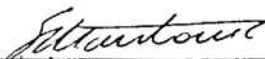
Dr.ª Chou Sin Chan
(Conselheira)



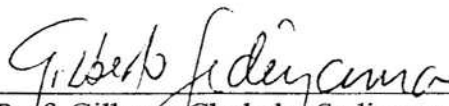
Prof. José Maria Nogueira da Costa
(Conselheiro)



Prof. Aristides Ribeiro



Prof. Everardo Chartuni Mantovani



Prof. Gilberto Chohaku Sedyama
(Orientador)

Aos meus pais, Agop Bedik e Thérèse, a meus irmãos, Melcon Parsik, Berc Trtat, Garo Isahak, Bogos Nubar, Hampartsum Bedik (*in memoriam*), Isabelle Oster e Yervant Edy, a meus sobrinhos, Jamie Oster, Melissa Oster, Karolina, Júlio César e Luis Caetano,

Ofereço.

À minha esposa, Maria Francisca da Silva Sismanoglu,

Dedico.

AGRADECIMENTO

Em especial à minha esposa e companheira Maria Francisca, pela paciência, pelo carinho e pela dedicação.

A meus pais e irmãos, pelos constantes incentivos.

À família Fontes Coutinho, ao Sr. José Firmino (Zé Rosa) e à D. Iracema Gonçalves, pela consideração, pela amizade e pelo estímulo durante a permanência em Viçosa.

À Universidade Federal de Viçosa, pela oportunidade de realizar este curso.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de estudos integral.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), pela bolsa de estudos complementar fornecida.

Ao Prof. Dr. Gilberto Chohaku Sedyama e ao Dr. José Eduardo Prates (SIMEPAR), pela orientação e pelas sugestões.

À Dr^a. Chou Sin Chan (INPE) e ao Prof. Dr. José Maria Nogueira da Costa, pelos ensinamentos e conselhos.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, por disponibilizar toda a infra-estrutura do CPTEC em Cachoeira Paulista.

Aos colegas do Curso em especial Adriana Confalone, Carlos Rodrigues (papagaio) e Gunter de A. Reschke, pelo companheirismo e estímulo à produção científica.

Aos companheiros do CPTEC, com destaque ao Jonas (NEC), Jorge L. Gomes, Rozante, Angélica, Fernando Lemos (FUNCATE), Yara e ao estagiário André, além do Saulo (USP), Vicente (FUNCEME), Drs. Bonatti, Carlos Nobre e Craig Tremback, pelas ajudas oferecidas no decorrer do trabalho.

BIOGRAFIA

RAFFI AGOP SISMANOGLU, filho de Agop Bedik Sismanoglu e Thérèse Sismanoglu, nasceu em 25 de setembro de 1966, em São Paulo, Capital.

Concluiu os cursos primário e secundário no Rio de Janeiro.

Em dezembro de 1989, concluiu o Bacharelado em Meteorologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Em março de 1995, iniciou a Pós-Graduação, em nível de Mestrado, em Meteorologia Agrícola, na Universidade Federal de Viçosa, MG.

No dia 22 de setembro de 1997, defendeu a dissertação de Mestrado, para obtenção do título de mestre.

Em setembro de 1997, ingressou nos quadros da Comissão Especial do Sistema de Meteorologia do Estado do Rio de Janeiro (SIMERJ).

CONTEÚDO

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS.....	xiii
LISTA DE SÍMBOLOS	xiv
EXTRATO.....	xviii
ABSTRACT	xx
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos	4
2. REVISÃO DE LITERATURA	5
2.1. Sensibilidade dos fluxos de superfície simulados para as mudanças nas parametrizações da superfície.....	5
2.2. Estimativas dos fluxos de calor latente e sensível a partir da temperatura do solo	5
2.3. Impacto da heterogeneidade da umidade na superfície aos fluxos de calor de mesoescala.....	6
2.4. Estimativa regional dos fluxos de calor e umidade acima do dossel a partir de dados de ar superior e de superfícies	7
2.5. Estimativas dos fluxos de calor latente e sensível na Amazônia	7
2.6. Estimativa regional da evapotranspiração num canavial, utilizando imagens do Landsat TM.....	9

3. MATERIAL E MÉTODOS	11
3.1. RAMS - Modelo Regional de Mesoescala.....	11
3.2. O modelo de interação solo-atmosfera	13
3.3. O modelo de interação vegetação-atmosfera	20
3.4. Fluxos na camada limite superficial	25
3.4.1. Fluxo de calor sensível	25
3.4.2. Fluxo de calor latente.....	26
3.4.3. Fluxo de “momentum”	27
3.5. Área de estudo.....	28
3.6. Cobertura vegetal da área de estudo.....	30
3.7. Cobertura edáfica da região de estudo.....	31
3.8. Topografia da região de estudo	31
3.9. Dados utilizados.....	31
3.10. Caso estudado	32
3.11. Testes das simulações e critério de avaliação	33
3.12. A equação de Penman-Monteith (PM FAO).....	33
3.13. Configuração do modelo numérico	35
3.13.1. Aspectos numéricos.....	35
3.13.2. Processos físicos	36
3.13.3. Inicialização homogênea da atmosfera.....	37
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
4.1. Campos de temperatura observados e simulados.....	41
4.2. Campos de umidade relativa observados e simulados.....	46
4.3. Análise comparativa entre os prognósticos e as observações da média sobre a região do domínio	56
4.4. Fluxo de calor latente simulado.....	58
4.5. Estimativa horária da taxa de evapotranspiração	59
4.6. Simulação na microrregião de Capinópolis.....	62
5. RESUMO E CONCLUSÕES	66
6. RECOMENDAÇÕES	68

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	70
APÊNDICE	76
APÊNDICE A.....	77
APÊNDICE B.....	80
APÊNDICE C	97

LISTA DE TABELAS

1. Sondagem extraída do modelo global do NCEP do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC, para inicialização homogênea da atmosfera no modelo..... 38
2. Tipos de vegetação utilizada nas simulações e respectivas propriedades físicas das culturas utilizadas no modelo 38
3. Sumário dos resultados prognosticados (PREV) dos campos de temperatura e umidade relativa do ar e das taxas de evapotranspiração, comparados com os respectivos campos observados (OBS) para a microrregião de Capinópolis, para janeiro de 1996..... 63

LISTA DE FIGURAS

1. Região principal de estudo em destaque, centro (19,26°S e 48,81°W) do Triângulo Mineiro e redondezas abrangendo 13 estações da rede do INMET	29
2. Cobertura vegetal do domínio principal do modelo, em ponto de grade, redominando a soja (10), cerrado (16), a floresta (4) e pastagem (2)	30
3. Topografia (m) de 5 km de resolução da região do Triângulo Mineiro assimilado pelo modelo	32
4. Perfil vertical da sondagem de temperatura do ar (°C) no centro do domínio principal do modelo para a inicialização homogênea, extraída do modelo global do NCEP do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC	39
5. Perfil vertical da sondagem da umidade relativa (%) no centro do domínio principal do modelo para a inicialização homogênea, extraída do modelo global do NCEP do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC	39
6. Perfil vertical da sondagem do vento meridional (m/s) ⁻¹ no centro do domínio principal do modelo para a inicialização homogênea, extraída do modelo global do NCEP do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC	40
7. Perfil vertical da sondagem do vento zonal (m/s) ⁻¹ no centro do domínio principal do modelo para a inicialização homogênea, extraída do modelo global do NCEP do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC	40
8. Interpolação do campo de temperatura das 12 UTC no início das simulações do experimento no modelo.....	43

9. Estado inicial da atmosfera interpretado pelo modelo por meio da inicialização homogênea da atmosfera no domínio principal	43
10. Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) observado das 18 UTC do dia 15.01.96 no domínio principal	44
11. Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) simulado para as 18 UTC do dia 15.01.96	44
12. Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) observado das 24 UTC do dia 15.01.96, no domínio principal	45
13. Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) simulado para as 24 UTC do dia 15.01.96.	45
14. Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) observado das 12 UTC do dia 16.01.96 no domínio principal	47
15. Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) simulado para as 12 UTC do dia 16.01.96	47
16. Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) observado das 18 UTC do dia 16.01.96 no domínio principal	48
17. Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) simulado para as 18 UTC do dia 16.01.96	48
18. Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) observado das 24 UTC do dia 16.01.96 no domínio principal	49
19. Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) simulado para as 24 UTC do dia 16.01.96	49
20. Campo de umidade relativa observado das 18 UTC do dia 15.01.96 no domínio principal	50
21. Campo de umidade relativa, simulado para as 18 UTC do dia 15.01.96	50
22. Campo de umidade relativa observado das 24 UTC do dia 15.01.96 no domínio principal	52
23. Campo de umidade relativa simulado para as 24 UTC do dia 15.01.96	52
24. Campo de umidade relativa, observado das 12 UTC do dia 16.01.96 no domínio principal	53
25. Campo de umidade relativa simulado para as 12 UTC do dia 16.01.96	53
26. Campo de umidade relativa observado das 18 UTC do dia 16.01.96 no domínio principal.	54

27. Campo de umidade relativa simulado para as 18 UTC do dia 16.01.96	54
28. Campo de umidade relativa observado das 24 UTC do dia 16.01.96 no domínio principal	55
29. Campo de umidade relativa simulado para as 24 UTC do dia 16.01.96	55
30. Comparação dos prognósticos do RAMS e das observações da umidade relativa. Os valores dos prognósticos e das observações foram obtidos da média sobre a região do domínio principal.....	57
31. Comparação dos prognósticos do RAMS e das observações da temperatura do ar. Os valores dos prognósticos e das observações foram obtidos da média sobre a região do domínio principal.....	57
32. Prognóstico do fluxo de calor latente (Wm^{-2}) no domínio principal do dia 15 de janeiro de 1996, 18 UTC.....	58
33. Previsão de 72 horas da evapotranspiração sobre a floresta a partir do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.....	60
34. Previsão de 72 horas da evapotranspiração sobre a soja a partir do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.....	60
35. Previsão de 72 horas da evapotranspiração sobre o cerrado a partir do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.....	61
36. Previsão de 72 horas da evapotranspiração sobre a pastagem a partir do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.....	61
1A. Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 15.01.96, 12 UTC	77
2A. Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 15.01.96, 15 UTC	77
3A. Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 15.01.96, 21 UTC	78
4A. Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 16.01.96, 09 UTC	78
5A. Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 16.01.96, 18 UTC	79
6A. Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 16.01.96, 21 UTC	79
1C. Prognóstico do fluxo de calor latente (w/m^2) do domínio principal do dia 15 de janeiro de 1996, 24 UTC.....	97

2C. Prognóstico do fluxo de calor latente (w/m^2) do domínio principal do dia 16 de janeiro de 1996, 12 UTC.....	97
3C. Prognóstico do fluxo de calor latente (w/m^2) do domínio principal do dia 16 de janeiro de 1996, 18 UTC.....	98
4C. Prognóstico do fluxo de calor latente (w/m^2) do domínio principal do dia 16 de janeiro de 1996, 24 UTC.....	98
5C. Prognóstico do fluxo de calor latente (w/m^2) do domínio principal do dia 17 de janeiro de 1996, 12 UTC.....	99

LISTA DE SÍMBOLOS

- C_d - calor específico volumétrico do solo seco ($\text{Jm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
- C_D - coeficiente de transferência turbulenta para o vapor (ms^{-1})
- c_p - calor específico a pressão constante ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)
- C_S - calor específico volumétrico ($\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$)
- c_w - capacidade calorífica do solo ($\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$)
- C_W - calor específico volumétrico da água ($\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$)
- D_η - difusividade hidráulica do solo (m^2s^{-1})
- k_η - condutividade hidráulica do solo seco (m/s)
- k_f - condutividade hidráulica do solo saturado
- η_G - umidade do solo na superfície (m^3m^{-3})
- η - conteúdo de umidade no solo (m^3m^{-3})
- η_f - conteúdo de umidade no solo na saturação (m^3m^{-3})
- E_{tr} - evapotranspiração real (mm/hora)
- E_g - evaporação na superfície do solo (mm/hora)
- F_r - fração normalizada de raízes (adimensional)
- L - calor latente de evaporação (Jkg^{-1})

P_g - pressão atmosférica na superfície do solo (hPa)
 Pr_g - precipitação pluviométrica na superfície do solo (mm)
 q_{av} - umidade específica na interação ar-vegetação ($kg\,kg^{-1}$)
 q_g - umidade específica na superfície ($kg\,kg^{-1}$)
 q_s - umidade específica na superfície à saturação ($kg\,kg^{-1}$)
 q_a - umidade específica do ar ($kg\,kg^{-1}$)
 q_r - umidade específica no nível de referência ($kg\,kg^{-1}$)
 q^* - escala de umidade específica ($kg\,kg^{-1}$)
 $Rl \downarrow$ - irradiância solar de ondas longas na superfície (Wm^{-2})
 $R_S \uparrow$ - irradiância solar de ondas curtas na superfície (Wm^{-2})
 R_l - radiação incidente de ondas longas na superfície (Wm^{-2})
 Rn_{sv} - saldo de radiação sobre o solo sem vegetação (Wm^{-2})
 Rn_{ss} - saldo de radiação no solo sombreado (Wm^{-2})
 Rn_v - saldo de radiação sobre a vegetação (Wm^{-2})
 R_v - constante universal dos gases para o vapor d'água ($Jkg^{-1}K^{-1}$)
 R_r - saldo de radiação no nível de referência (Wm^{-2})
 R_S - saldo de radiação de ondas curtas na superfície (Wm^{-2})
 Ru_g - escoamento superficial (mm/hora)
 t - tempo (s)
 T_S - temperatura na superfície do solo (K)
 T_v - temperatura na superfície do dossel (K)
 T_{SS} - temperatura na superfície do solo sombreado (K)
 u^* - escala de velocidade (ms^{-1})
 z_d - deslocamento do plano zero (m)
 z_o - parâmetro de rugosidade (m)
 ΔZ_G - espessura da camada de solo (m)
 z_r - altura do nível de referência (m)

α_G - albedo da superfície em questão (%)
 α_m - albedo médio entre o solo nu e sombreado (%)
 α_n - albedo do solo nu (%)
 α_V - albedo da vegetação (%)
 Δ - umidade fracional do solo (adimensional)
 ε_S - emissividade do solo (adimensional)
 η_S - umidade do solo à base de volume na capacidade de campo (m^3m^{-3})
 η_g - conteúdo de umidade no solo na base de volume (m^3m^{-3})
 η_f - umidade do solo em condições de saturação (m^3m^{-3})
 λ - condutividade térmica ($\text{Js}^{-1}\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}$)
 θ_G - temperatura em duas camadas do solo (K)
 θ_S - temperatura da última camada do solo (K)
 θ_V - temperatura potencial no nível do dossel (K)
 θ_* - escala de temperatura (K)
 ρ_a - massa específica do ar (kgm^{-3})
 ρ_w - massa específica da água (kgm^{-3})
 σ - constante de Stephan-Boltzmann ($\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$)
 ψ - potencial hídrico em determinado nível do solo (m)
 ψ_f - potencial hídrico do solo à saturação (m)
 ψ_g - potencial hídrico na superfície do solo (m)
 α - coeficiente para determinação de q_g (adimensional)
 π - constante matemática (3,1415)
 β - constante para determinação de q_g (adimensional)
 u_a - velocidade do vento no primeiro nível de referência (m/s)
 F - fluxo de umidade no solo (mm/hora)
 μ - fração da grade de solo sombreado (%)
 IAF - índice de área foliar (adimensional)
 d_S - condutância estomatal (s/m)

d_S^m - condutância estomatal mínima (s/m)

d_S^M - condutância estomatal máxima (s/m)

R_i - número de Richardson (adimensional)

$\phi_{H,M,E}$ -função de correção (F)

k - constante de Vón-Karman (0,41)

EXTRATO

SISMANOGLU, Raffi Agop, M.S., Universidade Federal de Viçosa, dezembro de 1997. **Estimativas da taxa de evapotranspiração aplicando um modelo numérico de mesoescala na região do Triângulo Mineiro.** Professor Orientador: Gilberto Chohaku Sedyama. Conselheiros: Chou Sin Chan e José Maria Nogueira da Costa.

A quantificação correta das perdas de água por evapotranspiração é importante ao adequado monitoramento da irrigação. Aplicando o modelo *Regional Atmospheric Modelling System* (RAMS), do Colorado State University, foram realizadas simulações e prognósticos da taxa de evapotranspiração horária (ET) na região do Triângulo Mineiro, analisando-se os campos de umidade e temperatura do ar, além das estimativas pelo método de Penman-Monteith para avaliar suas qualidades e a aplicabilidade de uma metodologia moderna voltada à agricultura. Configurando este modelo para as condições reais de topografia de alta resolução e de vegetação da região, com grade horizontal de 5 km de resolução, ele mostrou-se potencialmente útil para os prognósticos da ET. Os testes realizados apresentaram bons resultados para até 36 horas de prognósticos. Apesar de se tratar de um modelo meteorológico sofisticado e, conseqüentemente, complexo, a sua aplicação sobre microrregiões reduz a carga computacional, permitindo assim o seu uso operacional. Acoplado a um outro modelo regional, a “performance” do

RAMS poderá ser melhorada na medida em que a assimilação de dados com fins de atualização das condições de fronteira é permitida. O tratamento físico dos processos na interface solo-vegetação-ar deverá permitir um estudo regional das estimativas do índice de estresse hídrico, além dos balanços energético e hidrológico.

ABSTRACT

SISMANOGLU, Raffi Agop, M.S., Federal University of Viçosa, December 1997.
Evapotranspiration rate estimating aplying a mesoscale numerical model for Triangulo Mineiro region. Adviser: Gilberto Chohaku Sedyama.
Committee members: Chou Sin Chan and José Maria Nogueira da Costa.

The knowledge of actual evapotranspiration is very important for all agricultural purposes. Numerical simulations were performed using the Colorado State University "Regional Atmospheric Modelling System" model, for a non-homogeneous domain of vegetation and topography and homogeneous initialization of atmospheric fields. The model was used to validate and to provide the evapotranspiration forecast. Because of lack of micrometeorological observation data of turbulent heat fluxes exchanges between soil and atmosphere, the model was calibrated with high horizontal and vertical resolution by using daily climatological data, such as air temperature and. Comparisons between observed (Penman Monteith results) and simulated fields were made over a small domain on the Southwest of Minas Gerais, Brazil. The model showed good result, for 36 hour forecasts, without updating the boundary conditions. For agricultural purposes, this new methodology, which includes the complex physical processes of soil-atmosphere interaction, rather than simple empirical methods, showed to give good

estimates not only of evapotranspiration rates, but also of hydrological cycle, energy budget and water stress index, in a regional scale. The results can be improved by updating the lateral boundary conditions during the forecast run. The prognostic aspect of the methodology and the reasonable accuracy of the estimates favor the implementation of this work in a operational Meteorological Center.

1. INTRODUÇÃO

A principal importância da irrigação é o fornecimento de água a uma cultura quando a frequência e a precipitação total não forem suficientes para a reposição da água utilizada pela cultura. As necessidades hídricas de uma cultura dependem do seu estágio de desenvolvimento. Os níveis de água utilizados pela cultura em crescimento e desenvolvimento são normalmente menores quando comparados às demandas atmosféricas. Portanto, o conhecimento dos parâmetros que envolvem o uso de água é importante no programa de irrigação.

Segundo FOLEGATTI e GOMIDE (1995), as técnicas utilizadas para obtenção de informações necessárias ao adequado monitoramento da água na irrigação podem ser classificadas em três categorias: as que têm por base as características físico-químicas do solo; as que se baseiam nos dados meteorológicos, que não consideram a água perdida por drenagem abaixo das raízes das plantas e não utilizam outras informações diretas da planta; e as que têm por base dados obtidos em plantas.

Nos métodos convencionais para a estimativa da evapotranspiração, os dados meteorológicos utilizados no modelo são pontuais e a representatividade espacial é limitada, em função das características fisiográficas da região. O valor obtido da evapotranspiração, especialmente em áreas com grande heterogeneidade nas características topográficas e de vegetação, sofre a mesma limitação. Os

modelos baseados na relação complementar são eficazes para a estimativa regional (MORTON, 1983), porém não são recomendados em escala de tempo em base horária ou mesmo diária.

As primeiras tentativas de se acoplar um modelo de solo contendo as equações de difusão de calor e umidade, resolvidas explicitamente para prever a temperatura e umidade na interface solo-atmosfera, a um modelo numérico de circulação atmosférica, foram feitas por Sasamori, em 1970, utilizando a formulação proposta por Phillip, em 1957 (McCUMBER e PIELKE, 1981). Anteriormente HASTEAD et al. (1957), utilizando um computador analógico, simularam a evolução diurna da camada-limite planetária (CLP), arbitrando a temperatura da superfície. ESTOQUE (1963) realizou a mesma tentativa, utilizando um computador digital, fixando a temperatura da superfície e ajustando os termos do saldo de radiação, calor latente e sensível na equação do balanço de energia.

Vários autores (ANTHES, 1984; MAHFOUF et al., 1987; AVISSAR e PIELKE, 1989; TJERNSTROM, 1989; PRATES, 1997) chamam a atenção para os efeitos que as heterogeneidades nas condições de superfície, relacionadas às propriedades do solo e da vegetação, podem causar na circulação da atmosfera em escalas meso- β e meso- α . Sistemas de ventos locais desenvolvidos como resposta a gradientes térmicos horizontais resultantes da circulação de mesoescala não-clássica (CMNC) (SEGAL et al., 1989; SEGAL e ARRIT, 1982) podem atingir magnitude comparável a sistemas de brisa marítima clássica e, como mostrado por AVISSAR e CHEN (1993), causar perturbações dinâmicas no escoamento médio de grande escala. SELLER e MINTZ (1986) e DORMAN e SELLERS (1988) também ressaltam a necessidade de incluir, com detalhamento, os processos físicos associados às condições da superfície em modelos de circulação global.

Segundo ASHWORTH (1993), computadores voltados à modelagem estão se tornando cada vez mais importantes às ciências atmosféricas. "... a década de 80 foi o período em que as informações de satélites e os supercomputadores criaram a primeira real oportunidade de se explorar como o planeta 'trabalha' nas escalas global e regional. Na década de 90, as descobertas integrarão o conhecimento dos

sistemas do globo, para simular processos operando no ambiente natural e para estabelecer os limites da previsibilidade do ambiente..."

A partir do início da década de 70, experimentos de sensibilidade, utilizando-se modelos de circulação geral da atmosfera camada limite planetária (AGCM) e de circulação regional (modelos de mesoescala), estes em especial, revelam que as trocas de "momentum", calor e umidade entre a superfície e a atmosfera exercem fundamental influência na dinâmica e termodinâmica da atmosfera. Em particular, para a camada limite planetária (CLP) as características da superfície são de especial importância na medida em que determinam a partição de energia disponível na superfície entre calor latente e calor sensível (Razão de Bowen), afetando a disponibilidade de energia térmica, na forma de calor sensível, seu principal mecanismo forçante. A partir de evidências observacionais e de simulações numéricas dos efeitos no clima regional e global resultante de perturbações nas propriedades hídricas e radiativas da superfície, ANTHES (1984), MAFHOUF et al. (1987), SEGAL et al. (1989), AVISSAR e PIELKE (1989), CHANG e WETZEL (1991) e NOBRE et al. (1991) estimularam a pesquisa em modelagem da interação solo-atmosfera, levando ao desenvolvimento de modelos numéricos com uma representação físico-matemática, que incorpora os processos biológicos relacionados à vegetação e processos físicos do solo no mecanismo de transporte turbulento de meso e grande escala.

Na última década, com o desenvolvimento dos modelos numéricos de mesoescala que incluem, de forma detalhada, os processos de interação entre a superfície e a atmosfera, tornou-se possível a estimativa dos fluxos verticais de calor e massa na camada limite planetária em pontos de grade. Segundo PRATES (1995), tal possibilidade apresenta grande potencial de uso na agricultura e no manejo de bacias hidrográficas, podendo ser considerado grande avanço na medida em que se amplia a representatividade dos valores obtidos de evaporação e evapotranspiração e, principalmente, tornou-se possível o prognóstico da evapotranspiração com alguns dias de antecedência.

1.1. Objetivos

- Configurar e utilizar o modelo *Regional Atmospheric Modellig System* - V.3b, a fim de possibilitar a obtenção da estimativa das taxas de evapotranspiração na região do Triângulo Mineiro (MG).
- Avaliar a qualidade dos prognósticos horários e diários da taxa de evapotranspiração na região considerada.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Sensibilidade dos fluxos de superfície simulados para as mudanças nas parametrizações da superfície

XUE et al. (1996) validaram o *Simplified Simple Biosphere Model* (SSiB) utilizando dados meteorológicos observacionais de fluxos turbulentos e de algumas propriedades da vegetação, obtidos do projeto ABRACOS, sobre uma área desmatada de antiga floresta. O SSiB é acoplado aos modelos de circulação global, cujos parâmetros são os fluxos de calor latente, de calor sensível e de “momentum” trocados entre a superfície e a atmosfera, que interagem diretamente na dinâmica da atmosfera.

Os resultados mostram que o SSiB é capaz de simular os fluxos observados realisticamente. As diferenças entre os fluxos de calor latente e de calor sensível simulados e observados são menores que 10 Wm^{-2} .

2.2. Estimativas dos fluxos de calor latente e sensível a partir da temperatura do solo

KIMURA e SHIMIZU (1994) estimaram os fluxos de calor latente e sensível a partir da temperatura do solo, desenvolvendo um modelo linear da interação atmosfera-solo de transferência de calor. Utilizando-se esse modelo, a

disponibilidade de umidade na superfície do solo pode ser estimada a partir das variações diurnas da temperatura superficial do solo e do fluxo de radiação solar, se for conhecido o coeficiente de trocas turbulentas. O modelo estima também as variações diurnas dos fluxos de calor latente e sensível. Se a disponibilidade de umidade no solo for conhecida, o coeficiente de trocas turbulentas (parâmetro de estabilidade) pode ser estimado de modo similar. A vantagem desse modelo linear é de ele não necessitar de valores horários de temperatura do ar como parâmetros de entrada, que são difíceis de serem obtidos por sensores remotos e, inclusive, a sua interpolação sobre terrenos complexos, em função do contraste na distribuição da radiação solar. Por outro lado, a acurácia nestes tipos de modelos não é alta, em função de algumas simplificações consideradas e da precisão nos sensores remotos. O modelo é aplicado apenas em superfícies sem vegetação, logicamente limitando sua aplicabilidade.

2.3. Impacto da heterogeneidade da umidade na superfície aos fluxos de calor de mesoescala

CHEN e AVISSAR (1994) mostraram o impacto causado aos fluxos de calor de mesoescala, em função da heterogeneidade na distribuição de umidade na superfície (solo), citando COLLINS e AVISSAR (1994), que identificaram as características da superfície que têm maior impacto, predominantemente, na redistribuição de energia em forma de fluxo turbulento de calor latente e sensível na superfície do solo. Constataram que o teor de umidade, parâmetro de rugosidade e o albedo e que, quando a vegetação cobre o solo, o índice de área foliar e a condutância estomatal formam as características mais importantes. Dentre estas, a umidade do solo, que expressa a umidade disponível para evaporação, tem a mais importante função no solo sem vegetação no período diurno e em condições de ausência de nebulosidade.

É importante enfatizar que a condutância estomatal e a disponibilidade de umidade no solo possuem efeitos similares aos fluxos turbulentos de calor na camada da superfície. Quando as plantas estão sofrendo estresse hídrico e os estômatos fechados, a condutância estomatal é zero e a superfície do solo é similar

a uma superfície com umidade zero. Quando o estômato se abre, a superfície do solo aproxima-se da superfície, com umidade de 100%. Desde que o tempo de resposta das plantas e o da umidade do solo são tipicamente muito maiores do que os processos diurnos, os fluxos turbulentos na camada superficial são muito mais afetados pelas condições iniciais de umidade do solo e, ou, pelas condições estomáticas das plantas.

2.4. Estimativa regional dos fluxos de calor e umidade acima do dossel a partir de dados de ar superior e de superfícies

De acordo com os estudos de BARR e STRONG (1996), métodos de balanço do ar superior podem ser utilizados para a estimativa das densidades dos fluxos de calor latente e sensível em escala regional. Nesses estudos foram utilizados séries de dados de sondagens das localidades de Kenaston e Saskatoon, Canadá, em condições de tempo chuvoso, acima de um dossel homogêneo. Foi a primeira metodologia em que se aplicaram sondagens de ar superior para as estimativas dos fluxos de calor.

Foram utilizados dois métodos independentes para se estabelecerem as condições do solo: o balanço de energia pelo método de Bowen e o método de Priestley-Taylor. Os métodos concordaram em 20% entre si nas duas áreas e forneceram a razão de Bowen média de 0,33.

Erros aleatórios e incertezas na advecção horizontal foram parcialmente responsáveis pela alta variabilidade dos balanços estimados, mas estes termos aproximam-se de zero quando se trata de longos períodos.

2.5. Estimativas dos fluxos de calor latente e sensível na Amazônia

A partir de medições micrometeorológicas obtidas entre 22 e 25 de julho de 1993, durante a campanha do Projeto Abracos (PA), SILVA DIAS e REGNIER (1996) calibraram o modelo *Regional Atmospheric Modelling System* (RAMS), por meio das medições dos fluxos turbulentos de calor registrados acima da floresta

tropical e acima da pastagem, com o objetivo de dar validade aos fluxos simulados pelo modelo numérico. Para isto, foram comparados os componentes do balanço de energia na superfície e simulada a circulação local em Rondônia, na estação seca.

A configuração do modelo RAMS, utilizando a versão 3a, baseou-se no uso de uma grade cartesiana com resolução horizontal de 20 km nas direções X e Y, cobrindo uma área de 800 km por 1.000 km ao sul da Floresta da Bacia Amazônica, em Rondônia. A grade vertical, com 25 níveis, foi construída com o primeiro nível de referência a 80 m, com um fator de incremento geométrico de 1,2 até o nível de 2.000 m, mantendo-se essa resolução constante até 24.000 m, no topo do modelo. Observa-se que o primeiro nível de referência aos fluxos turbulentos encontra-se acima da cobertura média vegetal. Para os estudos na CLP, foram utilizadas as parametrizações de MELLOR e YAMADA (1982) para a turbulência e uma formulação não-hidrostática e completamente compressível da atmosfera. O teor de umidade no solo foi inicializado arbitrariamente no modelo, em função da falta de registro desse parâmetro no experimento. Foram simuladas, sucessivamente, as situações com e sem desmatamento. Na simulação de controle (SC), todos os pontos da grade do domínio numérico foram considerados como cobertos por floresta tropical. Na simulação de desmatamento (SD), os 84 pontos correspondentes à área desmatada, como definida pela imagem do Landsat, analisada no INPE, foram definidos como pastagem. Para simular o impacto de diferentes coberturas vegetais, foram necessários os esquemas de vegetação do RAMS para representar as diferenças entre a pastagem e a floresta.

A floresta possui um sistema radicular profundo e, portanto, o relativo baixo teor de umidade no solo durante a inicialização não induziu, necessariamente, na redução da transpiração através dos estômatos, quando então houve compensação para a extração de água pelas raízes pelos níveis mais profundos do solo. A concordância entre os valores estimados e medidos dos fluxos de calor é satisfatória.

Baixos valores de fluxos de calor latente foram observados durante as simulações, causado pela advecção de ar seco, que acarretou aumento na taxa de transpiração da vegetação, e pelo vento (moderado a forte), que aumentou o

coeficiente aerodinâmico. Essa tendência não foi reproduzida pelas simulações. A transpiração na pastagem é meramente reduzida pelo estresse hídrico do solo. Apesar da discordância entre os fluxos de calor sensível simulados e medidos acima da pastagem, optou-se por conservar essa inicialização superestimada da umidade do solo seco, de modo a intensificar a amplitude da circulação local induzida pelo gradiente horizontal do fluxo de calor turbulento.

Um aspecto importante a ser analisado nos domínios não-homogêneos de vegetação e topografia refere-se às circulações locais forçadas, em que se mostra que a diferença nos fluxos de superfície entre uma área com floresta e uma desmatada, onde uma pastagem cresceu no lugar da vegetação nativa, produz uma interação complexa com as circulações produzidas pela topografia e pelo escoamento de grande escala.

A combinação desses efeitos leva ao aumento da magnitude e da profundidade dos movimentos ascendentes, aos gradientes horizontais de velocidade do vento, da temperatura e da umidade e a uma camada de mistura mais profunda. Essas características indicam um possível sério impacto no transporte vertical de “momentum”, calor e umidade, que não é uma função apenas da turbulência local, mas depende dos gradientes horizontais associados à vegetação e à sua distribuição sobre a topografia.

2.6. Estimativa regional da evapotranspiração num canavial, utilizando imagens do Landsat TM

YANG et al. (1997) estimaram a evapotranspiração num canavial na costa nordeste, em New South Wales, nos Estados Unidos, utilizando dados meteorológicos e dados de sensores remotos. O método meteorológico fornece uma estimativa pontual da evapotranspiração, enquanto o sensoriamento remoto pode estender o ponto do modelo para uma escala regional. O método de balanço de energia combinado com dados de sensoriamento remoto e dados meteorológicos permite a avaliação da evapotranspiração em base geograficamente variável e o método do balanço hídrico propicia um meio de validação do modelo.

Modelos teóricos baseados no balanço de energia e nos princípios do

balanço hídrico foram empregados e comparados para estimar a evapotranspiração diária (ET) num canavial. Dados do Landsat TM foram utilizados para extrair os parâmetros mais importantes na estimativa da ET, como albedo da superfície, índice de vegetação e temperatura da superfície. Foram utilizadas medições contínuas de estações automáticas nos diversos estádios da cultura. As estimativas finais da ET foram avaliadas por um modelo de balanço hídrico, utilizando dados do solo e do dossel. Pelos resultados constata-se que a ET da cana-de-açúcar pode ser estimada, utilizando uma tabela de águas rasas a partir do método proposto.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. RAMS – Modelo Regional de Mesoescala

Segundo PRATES (1994), a modelagem numérica apresenta-se hoje como um poderoso método na pesquisa de variados fenômenos, nos diversos campos do conhecimento, especialmente aqueles não reproduzíveis em condições controladas. Particularmente nas Ciências Atmosféricas, pioneira no uso de métodos computacionais para a solução numérica das equações que governam o comportamento dos fluidos em um espectro de movimentos que se estende dos turbulentos de pequena escala até aqueles de dimensão planetária. Na meteorologia, os modelos numéricos são amplamente utilizados não apenas na pesquisa, mas também quotidianamente no sistema operacional de previsão do tempo e em análises climáticas.

Para este trabalho foi escolhido o modelo de mesoescala - RAMS (*Regional Atmospheric Modelling System*) como ferramenta principal, instalado no Super Computador NEC SX-3R, do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), para descrever os processos complexos da atmosfera. O RAMS é um código numérico altamente versátil desenvolvido por cientistas do Colorado State University e pela divisão ASTER - Mission Research Corporation (WALKO e TREMBACK, 1993),

para simular e prognosticar fenômenos meteorológicos. Seus principais componentes são: (1) um modelo atmosférico que realiza as simulações; (2) um pacote de análise de dados que prepara os dados iniciais para o modelo atmosférico a partir de dados meteorológicos observados; e (3) um pacote de pós-processamento. O modelo atmosférico é construído em torno dos conjuntos completos das equações diferenciais parciais, derivado da equação de Navier-Stokes aplicada à atmosfera (incluindo processos úmidos) na forma não-linear. São mantidas como variáveis prognósticas (dependentes do tempo) as componentes horizontal e vertical da velocidade; u , v e w ; a temperatura potencial da água no estado líquido e, ou, sólido; a razão de mistura de água líquida, de chuva e de gotículas, e cristais de gelo. São diagnosticadas a temperatura potencial, temperatura do ar, razão de mistura de vapor d'água e a pressão atmosférica.

São incluídas ainda parametrizações de processos físicos como: difusão turbulenta (MANTON e COTTON, 1977; LOUIS, 1979); radiação solar e terrestre (CHEN e COTTON, 1983; MAHRER e PIELKE, 1977); difusão de calor e umidade no solo (em vários níveis) (MAHRER e PIELKE, 1977; McCUMBER e PIELKE, 1981; TREMBACK e KESSLER, 1985); interação atmosfera-vegetação (AVISSAR e MAHRER, 1988; AVISSAR e PIELKE, 1989; LEE e PIELKE, 1992); e processos úmidos (desde a parametrização de cúmulos de grande escala até microfísica de nuvens) (TREMBACK, 1990).

As equações são resolvidas pelos método das diferenças finitas (HALTINER e WILLIAMS, 1980), utilizando vários esquemas de diferenciação, de modo a maximizar a eficiência numérica do código. Sumariamente, utiliza para diferenciação no tempo o esquema *leapfrog* com precisão de segunda ou quarta ordem, aplicando *time-splitting* nos termos responsáveis pela propagação de ondas acústicas, no caso não-hidrostático, e ondas de gravidade externa e de Lamb, no caso hidrostático. A integração é efetuada, combinando-se o esquema avançado-retardado (horizontal) e Crank-Nicolson (vertical) (PAEGLE et al., 1976). O operador advecção na forma de fluxo é integrado no esquema avançado *upstream* de sexta ordem da seguinte forma: na vertical, utilizando o método de Crowley (1968), que não exige espaçamento constante na grade; e na horizontal, reduz-se a

forma advectiva para espaçamento constante (TREMBACK et al., 1987). As parametrizações são integradas com esquema avançado.

A grade utilizada na versão tridimensional é do tipo C de Arakawa descrita por MESINGER e ARAKAWA (1976). Todas as variáveis termodinâmicas e de umidade são calculadas nos pontos de grade, enquanto as componentes da velocidade u , v , w , em $1/2 \Delta x$, $1/2 \Delta y$ e $1/2 \Delta z$, respectivamente.

No sistema de projeção de mapa, a grade horizontal utiliza a projeção polar-estereográfica, onde o pólo da projeção sofre rotação em uma área próxima ao centro do domínio, assim minimizando a distorção da projeção na principal área de interesse.

O sistema de coordenada vertical empregado segue a topografia, sigma- Z , e é definido por GAL-CHEN e SOMMERVILLE (1975) e CLARK, (1977).

3.2. O modelo de interação solo-atmosfera

No RAMS, a superfície é dividida em três classes: água, solo sem vegetação e superfície vegetada. A parametrização da camada superficial necessita dos valores da temperatura e umidade da superfície para as três classes. Para a superfície líquida a temperatura é mantida constante no tempo e varia no espaço, enquanto a variável de umidade utilizada na parametrização é a razão de mistura saturada, definida em função da pressão à superfície e da temperatura da água.

De acordo com PRATES (1994), os processos físicos que ocorrem na camada entre a superfície do solo e a profundidade de aproximadamente três metros são parametrizados com o objetivo básico de calcular a temperatura e umidade na interface do solo-atmosfera. A partir desses elementos, pode-se estimar os fluxos verticais de calor latente e sensível, que são importantes mecanismos de troca de energia entre a superfície e a atmosfera.

O esquema de parametrização dos fluxos de calor e umidade no interior do solo, sem vegetação, utilizado no RAMS, foi desenvolvido por TREMBACK e KESSLER (1985) a partir do modelo multi-camadas proposto por MAHRER e PIELKE (1977) e McCUMBER e PIELKE (1981). A transferência de calor e

umidade de uma camada para outra é permitida apenas verticalmente. As equações prognósticas da temperatura do solo e da umidade são derivadas das respectivas equações de difusão resolvidas explicitamente. A difusividade de vapor d'água, a condutividade hidráulica e o potencial hídrico do solo saturado são tomados como parâmetros para caracterizar o tipo de solo. A solução destas equações e o balanço de energia na superfície fornecem os valores da temperatura e umidade, necessárias ao acoplamento com a atmosfera.

No caso da existência de cobertura vegetal, o modelo inclui uma parametrização da influência das raízes na extração de água do solo, afetando, portanto, a taxa de variação de umidade e transpiração.

Conforme notado por LEE e PIELKE (1992), nos momentos em que a temperatura da superfície do solo é máxima, maior do que no ar e nas camadas mais profundas, o fluxo de umidade tende a se dirigir para estes níveis causando rápida secagem na superfície. Isto produz um forte gradiente no potencial hídrico, o que pode dar origem a problemas de instabilidade numérica e de natureza física. Se estabelece rapidamente uma camada que, em razão dos poros estarem preenchidos com ar, dificulta a evaporação e isola termicamente as camadas inferiores. Nestes casos, a temperatura tende a atingir altos valores. Para reduzir este efeito deve-se utilizar alta resolução próximo da superfície (de 2 a 30 cm), com a primeira camada de, no máximo, 5 cm de espessura, para evitar a secagem em apenas um passo de tempo, o que poderá resultar em uma situação de estresse hídrico "numérico" na vegetação, causando um aumento na resistência ao fluxo de água e a conseqüente redução na transpiração.

A equação prognóstica para a temperatura na superfície do solo, obtida a partir do balanço de energia, pode ser escrita como (TREMBACK e KESSLER, 1985):

$$C_S \Delta Z_G \frac{\partial \theta_G}{\partial t} = \alpha_G R_S \downarrow + R_l \downarrow - \epsilon \sigma T_G^4 + \rho_a c_p u^* \theta^* + \rho_a L u^* q^* - C_S \lambda \frac{\partial \theta_S}{\partial z} \quad \text{eq.1}$$

em que C_S é o calor específico volumétrico, em função da umidade do solo, podendo ser expresso como:

$$C_S = (1 - \eta_r) C_d + \eta_S C_w \quad \text{eq.2}$$

em que

η_S = umidade do solo (base de volume) $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$;

η_r = umidade do solo na saturação (base volume) $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$;

C_d = calor específico do solo seco ($\text{Jm}^{-3} \text{K}^{-1}$);

C_w = calor específico da água ($\text{Jm}^{-3} \text{K}^{-1}$);

θ_G = temperatura do solo entre duas camadas (K);

T_G = temperatura do solo na superfície (K);

ΔZ_G = espessura da camada de solo onde ocorre o fluxo (m);

t = tempo (segundos);

$R_{S\downarrow}$ = densidade de fluxo de radiação de ondas curtas, para baixo (W.m^{-2});

$R_{L\downarrow}$ = densidade de fluxo de radiação de ondas longas, para baixo (W.m^{-2});

ε = emissividade do solo (adimensional);

σ = constante de Stefan-Boltzman ($\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$);

ρ_a = densidade do ar (kgm^{-3});

c_p = capacidade calorífica do ar a pressão constante ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$);

λ = difusividade térmica ($\text{J s}^{-1}\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}$);

α_G = albedo da superfície []; e

θ_S = temperatura da última camada de solo (K).

Os fluxos turbulentos de calor sensível e latente na camada superficial são, respectivamente, $\rho_a c_p (u^* \theta^*)$ e $\rho_a L (u^* q^*)$, obtidas com as funções empíricas propostas por LOUIS (1979), apresentadas no item (3.4). As quantidades u^* , q^* , θ^* são, respectivamente, as escalas de velocidade, umidade específica e temperatura potencial definidas por LOUIS (1979).

A difusão vertical de calor no interior do solo é obtida por:

$$\frac{\partial \theta_S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial \theta_S}{\partial z} \right) \quad \text{eq.3}$$

θ_S foi definido anteriormente e λ a difusividade térmica do solo em (m^2s^{-1}), definida como:

$$\lambda = \frac{\exp[(-\log|\Psi| + 2,7)] 4,186.10^7}{C_S}, \quad \text{para } \log|\Psi| \leq 5,1$$

ou

$$\lambda = \frac{0,00041}{C_S} 4,186.10^7, \quad \text{para } \log|\Psi| \geq 5,1 \quad \text{eq.4}$$

em que

Ψ é o potencial hídrico no solo (m).

A equação de difusão tem como condições de contorno para θ_s :

- i) a temperatura no nível mais profundo (último nível) é mantida constante;
- ii) na superfície (primeiro nível) é obtida a partir do balanço de energia.

A parametrização do movimento de água no solo e na interface solo-atmosfera, na forma líquida e de vapor, é descrita por TREMBACK e KESSLER (1985), incluindo-se os termos de extração de água pelas raízes (AVISSAR e MAHRER, 1988) e escoamento superficial (runoff). Na superfície, a umidade do solo (η_G) é estimada a partir da equação prognóstica:

$$\frac{\partial \eta_G}{\partial t} = \frac{\rho_a u^* q^*}{\rho W} - \frac{\left[D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} + k_\eta \right]}{\Delta z} \quad \text{eq.5}$$

em que a difusividade de umidade (D_η) e a condutividade hidráulica (k_η) são expressas pelas equações de CLAPP e HORNBERGER (1978):

$$D_{\eta} = k_{\eta} \left[\frac{\partial \psi}{\partial \eta} \right] = \frac{-bk_f \psi_f}{\eta} \left[\frac{\eta}{\eta_f} \right]^{b+3} \quad \text{eq. 6}$$

$$k_{\eta} = k_f \left[\frac{\eta}{\eta_f} \right]^{2b+3} \quad \text{eq. 7}$$

$$\psi = \psi_f \left(\frac{\eta_f}{\eta} \right)^b, \quad \text{eq. 8}$$

em que ψ é o potencial hídrico, b é um parâmetro dependente do tipo de solo (tabelado) e η é o conteúdo de umidade no solo, expresso em termos de volume de água por volume de solo. Os demais termos são como definidos anteriormente (f representa condição de saturação).

Para o cálculo da umidade específica na superfície do solo, necessária para a estimativa do fluxo de calor latente na interface solo-atmosfera, é utilizada uma combinação das equações propostas por PHILIP (1957) e DEARDOFF (1978), conforme LEE e PIELKE (1982).

A equação clássica de fluxo proporcional ao gradiente para o vapor é escrita como:

$$E_g = \rho_a C_D u_a (q_g - q_a), \quad \text{eq. 9}$$

em que ρ_a (em kgm^{-3}) é a densidade do ar; u_a (em ms^{-1}) a velocidade do vento e C_D [] o coeficiente de transferência turbulenta para o vapor. E_g é a taxa de evaporação, q_g e q_a são, respectivamente, a umidade específica na superfície e no ar, e q_s é a umidade específica de saturação à temperatura da superfície

De acordo com LEE e PIELKE (1992), os dois métodos utilizados no RAMS para o cálculo da umidade específica na superfície do solo são, por meio do método proposto por PHILIP (1957), mostrados na equação 10, e por meio do método proposto por DEARDOFF (1978), na equação 11.

$$q_g = \alpha q_s(T_g) = \exp\left(\frac{g' \psi_g}{R_v T_g}\right) q_s(T_g) \quad \text{eq.10}$$

em que T_g (em °C) é a temperatura da superfície do solo, g' (em ms^{-2}) a aceleração gravitacional, R_v (em $\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$) a constante universal dos gases para o vapor e ψ_g (em m) o potencial hídrico na superfície do solo.

Segundo DEARDOFF (1978):

$$q_g = \beta q_s(T_g) + (1 - \beta) q_a \quad \text{eq.11}$$

em que o coeficiente β é obtido por LEE e PIELKE (1992):

$$\beta = \left[\frac{1}{4} \left(1 - \cos\left(\pi \frac{\eta_g}{\eta_s} \right) \right)^2 \right] \quad \text{se} \quad \eta_g < \eta_s \quad \text{ou}$$

$$\beta = 1 \quad \text{se} \quad \eta_g \geq \eta_s, \quad \text{eq.12}$$

em que η_g é o conteúdo de água no solo, base de volume (em m^3m^{-3}), e η_s é o conteúdo de água no solo, base de volume (em m^3m^{-3}) na capacidade de campo.

Combinando-se os dois métodos das equações 10 e 11 e substituindo-os na equação 9, obtêm-se as expressões para a evaporação na superfície do solo:

$$E_g = \rho_a C_D u_a [\alpha q_s(T_g) - q_a] \quad \text{ou}$$

$$E_g = \rho_a C_D u_a \beta [q_s(T_g) - q_a] \quad \text{eq.13}$$

Na equação anterior, α pode ser comparada com a umidade relativa e β à condutância suplementar, em função da presença de uma película de solo seco na superfície.

Para os níveis no interior do solo (S) a equação de difusão de umidade tem a forma:

$$\frac{\partial \eta_S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} + k_\eta \right] \quad \text{eq.14}$$

e o efeito da extração de água pelas raízes é incluído por meio da expressão:

$$\eta_S(t + \delta t) = \eta_S(t) - F_r E_{tr} \quad \text{eq.15}$$

em que F_r é a fração normalizada de raízes em cada camada, calculada por uma equação empírica, função do tipo de vegetação proposta por TREMBACK e KESSER (1985), e E_{tr} a evapotranspiração real. Neste caso, as condições de contorno são:

- i) a umidade no nível mais profundo (último) é mantida constante, simulando um lençol freático;
- ii) o fluxo de umidade para o interior do solo, F , é ajustado ao balanço hídrico:

$$F = Pr_g - (E_g + Ru_g) \quad \text{eq.16}$$

em que E_g é a evaporação, Pr_g a precipitação e Ru_g o escoamento superficial.

A fração normalizada F_r é determinada de acordo o esquema abaixo:

$$F_r = \left[A \cdot XEQL \left(e^{\frac{3}{B \cdot (XEQL)}} - 1 \right) \right] \cdot 5 \cdot 10^{-3}$$

em que $XEQL = 0,7 + CSLZ(-20)$

$$CSLZ = \sum_{L=1}^{199} (1 - 200) \cdot 5 \cdot 10^{-3}, \quad A = 384,59 - 441,59 + 138,03 \cdot B^2,$$

$$B = 7,52 - 17,27 \cdot (UPRTIO) + 12,97 \cdot (UPRTIO)^2 \quad e$$

$$UPRTIO = \sum_{N=1}^{NV} \frac{ROOT(1,N)}{ROOT(1,N)+1}$$

A variável $ROOT(1,N)$ é constante para cada tipo de vegetação (soja = 3, cerrado = 5, floresta = 10 e pastagem = 8). NV é o número de classes de vegetação (4) e as demais variáveis, A , B , $UPRTIO$, $CSLZ$ e $XEQL$, são auxiliares e definidas no código do modelo.

3.3. O modelo de interação vegetação-atmosfera

Mecanismos físicos como transportes verticais de “momentum”, e calor latente e sensível da superfície para a atmosfera são drasticamente modificados na presença da vegetação. Segundo REGNIER (1993), a cobertura vegetal é um filtro ativo das trocas entre dois reservatórios: o solo e a atmosfera. A ação desse filtro dependerá do estado dos dois reservatórios e do tempo. Em especial, no processo de transferência de água do solo para a atmosfera, a vegetação desempenha papel importante em vários aspectos:

- i) exerce controle na taxa de transferência por meio da evapotranspiração;
- ii) aumenta o volume de solo explorado para extração de água pelo sistema radicular;
- iii) armazena uma fração da precipitação (função da arquitetura da planta e intensidade da chuva), e sendo esta condensada diretamente na superfície das folhas, e em seguida evaporada;
- iv) contribui para o armazenamento de água no solo, na medida em que favorece a infiltração;
- v) contribui na transferência de calor sensível e latente para o ambiente; e
- vi) contribui na transferência radiativa, absorvendo a radiação fotossinteticamente ativa, absorve e emite a radiação difusa e reflete, absorve e transmite a radiação solar.

Para fins de modelagem, pode-se considerar como relevantes nos processos de interação da superfície com a atmosfera as seguintes características da vegetação:

i) *Parâmetros Fisiológicos:*

- resistência estomatal ao fluxo de vapor como função da incidência de luz solar, temperatura e potencial hídrico; e
- resistência ao fluxo de água líquida do sistema vascular da planta incluindo o sistema radicular.

ii) *Parâmetros Morfológicos:*

- índice de área foliar; e
- arquitetura da planta.

iii) *Parâmetros Físicos:*

- propriedade de refletância das folhas em diferentes comprimentos de onda;
- transmissividade das folhas;
- coeficiente de arrasto do dossel;
- parâmetro de rugosidade, é uma característica da superfície (solo ou vegetação) que afeta direta e indiretamente as trocas turbulentas de calor latente e sensível; e
- capacidade térmica do dossel.

Alguns desses parâmetros são naturalmente de difícil obtenção, inviabilizando, às vezes, a sua utilização de forma explícita nas equações.

No RAMS, o modelo de vegetação implementado por TREMBACK (1990) e que foi desenvolvido com base nas propostas de AVISSAR e MAHRER (1985), com modificações extraídas do *Biosphere Atmosphere Transfer Scheme* (BATS) (DICKINSON et al., 1980), possui duas etapas bem distintas. Na primeira, utiliza as equações do balanço hídrico e de energia e os valores dos fluxos de calor sensível e latente do espaço de tempo anterior para atualizar a temperatura da vegetação e os perfis da temperatura e umidade do solo nu e encoberto. Numa segunda, calcula-se os fluxos de calor sensível e latente a partir dos valores atualizados da temperatura e umidade do solo e da vegetação.

No RAMS, nas áreas do domínio onde existe cobertura vegetal são efetuados três tipos de balanço de radiação, em função das diferentes propriedades radiativas das superfícies:

i) *fração não sombreada*:

Na malha, a fração de solo sombreado (μ) é definida como uma característica do tipo de vegetação e o solo nu é dado por $(1 - \mu)$. Para este, a equação do balanço de radiação é expressa por:

$$R_{n_{SV}} = (1 - \alpha_m) R_S + \varepsilon_S (R_l - \varepsilon_S \sigma T_S^4) \quad \text{eq.17}$$

em que $R_{n_{SV}}$ é o saldo de radiação sobre o solo sem vegetação, R_S e R_l são a radiação incidente de ondas curtas e longas, respectivamente, T_S e ε_S a temperatura e a emissividade do solo (depende do comprimento de onda e varia de acordo com as características da superfície), respectivamente, e α_m representa o albedo médio entre o solo nu e o sombreado:

$$\alpha_m = (1 - \mu) \alpha_n + \mu \alpha_v \quad \text{eq.18}$$

em que α_v é o albedo da vegetação e α_n o albedo do solo nu dependente da umidade do solo, sendo definido como:

$$\alpha_n = 0,31 - 0,17\Delta, \text{ se } \Delta \leq 0,5 \quad \text{e}$$

$$\alpha_n = 0,14, \text{ se } \Delta > 0,5,$$

em que $\Delta = \left(\frac{\eta}{\eta_S} \right)$ é a umidade relativa (fracional) do solo.

O albedo depende do ângulo zenital do sol, da distribuição espectral da radiação solar incidente na superfície, e se tal radiação é direta ou difusa, das características da superfície (vegetação, solo, água, deserto, neve) e da umidade disponível.

ii) *Solo sombreado:*

O saldo de radiação sobre um solo sombreado é dado por:

$$Rn_{SS} = t_v (1 - \alpha_m) R_s + \varepsilon_s \left[(1 - \varepsilon_v) R_l + \varepsilon_v \sigma T_v^4 \right] - \varepsilon_s \sigma T_{SS}^4 \quad \text{eq.19}$$

em que $t_v = 2^{-IAF}$ representa a parametrização da extinção da radiação de ondas curtas através do dossel, em função do índice de área foliar (IAF) definido como a razão entre a área total das folhas de uma planta e a área projetada no solo (adimensional), T_{SS} é a temperatura do solo sombreado (em K), ε_v é a emissividade da vegetação, e σ é a constante de Stefan-Boltzmann.

Os balanços radioativos (Rn_{SS} e Rn_{SV}) são utilizados para calcular os dois fluxos de calor no interior da camada do solo nu e do sombreado. Esses dois fluxos servirão, inclusive, de condições de fronteira às equações prognósticas da temperatura do solo nu e do sombreado.

iii) *Sobre a vegetação:*

O saldo de radiação sobre a região coberta por vegetação é dado por:

$$Rn_v = (1 - \alpha_v - t_v) R_s + \varepsilon_v \left(R_l + \varepsilon_s \sigma T_{SS}^4 \right) - 2\varepsilon_v \sigma T_v^4 \quad \text{eq.20}$$

Cada balanço é realizado como se a malha de grade fosse homogênea, e o resultado final é ponderado pelas respectivas frações ocupadas de cada tipo de cobertura. Como no caso da temperatura do solo, o saldo de radiação, Rn_v , é utilizado na equação prognóstica da temperatura do dossel e é obtida pela expressão:

$$C_v \frac{\partial T_v}{\partial t} = L E t_r + H_v + Rn_v \quad \text{eq.21}$$

em que H_v é o fluxo de calor sensível da vegetação, L o calor latente de vaporização, $E t_r$ a evapotranspiração e C_v a capacidade térmica do dossel vegetativo, definido como:

$$C_v = k c_w \rho_w IAF \quad \text{eq.22}$$

em que k é uma constante de proporcionalidade determinada empiricamente e c_w e ρ_w são, respectivamente, a capacidade calorífica e a densidade volumétrica da água. Com a temperatura da vegetação, T_v , calcula-se a umidade específica do ar na interface vegetação-atmosfera:

$$q_{av} = d_s q_s(T_v) + (1 - d_s) q_r \quad \text{eq.23}$$

em que $q_s(T_v)$ é a umidade específica de saturação na superfície da folha a uma temperatura T_v da vegetação, q_r a umidade específica no nível de referência do modelo e d_s o fator que representa a condutância estomatal, definido como:

$$d_s = \frac{(d_s^m + (d_s^M - d_s^m) f_{RS} f_{T_v} f_c f_\psi f_D)}{d_s^M} \quad \text{eq.24}$$

em que d_s^m e d_s^M são a condutância estomatal mínima (estômato totalmente fechado, transpiração exclusivamente através da cutícula) e máxima (estômato totalmente aberto), respectivamente. São valores determinados experimentalmente e dependentes da espécie vegetal. Os termos f_x são funções que quantificam a influência de fatores do ambiente relacionados com o mecanismo de fechamento e abertura do estômato, em que D é o déficit hídrico entre o interior da câmara estomática e o ar, ψ é o potencial hídrico médio do solo e C a concentração do dióxido de carbono. A expressão geral tem a forma:

$$f_x = (1 + \exp(-c(x - b)))^{-1} \quad \text{eq.25}$$

Por exemplo, no caso de f_{RS} , que representa a atenuação da radiação solar global (ondas curtas) por meio do dossel, para o IAF maior que 1, tem-se:

$$f_{RS} = \frac{1}{IAF} \sum_1^{IAF} \left[1 + \exp \left[c \left(\frac{R_S}{2^{IAF}} - b \right) \right] \right]^{-1} \quad \text{eq.26}$$

As constantes c e b são obtidas experimentalmente. Nas condições desenvolvidas neste trabalho foram utilizados valores encontrados em AVISSAR e MAHRER (1985) para a planta do fumo. Os balanços de radiação estão na unidade em Wm^{-2} .

3.4. Fluxos na camada limite superficial

De acordo com o trabalho de PRATES (1994), o cálculo dos fluxos de calor latente (E) e sensível (H) e “momentum” (M), no nível de referência para o interior da camada de fluxo constante, baseia-se na parametrização proposta por BUSINGER et al. (1971) e nas modificações realizadas por LOUIS (1979).

3.4.1. Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível é definido por: $H = \rho_a c_p (u^* \theta^*)$,

$$\text{com} \quad u^* \theta^* = \frac{C_H^2}{R} \Phi_H (R_i) u_r |\Delta \theta|$$

$$\text{e} \quad \Delta \theta = \theta_r - \theta_v \quad \text{eq.27}$$

em que ρ_a é a densidade do ar (em kgm^{-3}), c_p o calor específico do ar (em $Jm^{-3}K^{-1}$), R_i , R , C_H e Φ_H são definidos no item 3.4.3, u_r é a velocidade do vento no primeiro nível de referência (m/s), θ_r e θ_v são, respectivamente, as temperaturas no primeiro nível de referência e no interior da interface vegetação-atmosfera (K).

A escala de velocidade é dada por $u^* = \sqrt{|w'u'|}$.

Os fluxos são valores médios em cada ponto da grade, logo as velocidades dos fluxos ($w' u'$) podem ser escritas por:

$$|w' u'| = -\cos\left(\frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}}\right) + \left(f_w(u^{*2})_w + f_g(u^{*2})_g + f_{veg}(u^{*2})_{veg} + f_s(u^{*2})_s\right)$$

em que os índices w , g , veg e s referem-se a água, solo nu, vegetação e solo sombreado, respectivamente, f é a fração da grade de cada componente, e u e v são, respectivamente, os componentes zonal e meridional do vento em cada ponto de grade. Além disso, $f_{veg} = f_s$ e $f_w = (1 - f_g - f_{veg})$, e

$$\theta^* = -\frac{w'\theta'}{u^*}$$

em que

$$w'\theta' = -\left[f_w(u^*\theta^*)_w + f_g(u^*\theta^*)_g + f_{veg}IAF(u^*\theta^*)_{veg} + f_s(u^*\theta^*)_s\right]$$

em que os índices w , g , veg e s têm o mesmo significado dos indicados anteriormente.

3.4.2. Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente é definido por: $E = \rho_a L(u^* q^*)$

$$\text{com } u^* q^* = \frac{C_E}{R} \Phi_E(R_i) u_r |\Delta q| \quad \text{e}$$

$$\Delta q = q_r - q_v \quad \text{eq.28}$$

em que q^* é a escala de umidade específica, expressa por:

$$q^* = -\frac{w'q'}{u^*}$$

em que

$$w'q' = - \left[f_w (u^* q^*)_w + f_g (u^* q^*)_g + f_{veg} (u^* q^*)_{veg} + f_s (u^* q^*)_s \right]$$

e os índices w, g, veg, s e os termos L e ρ_a têm o mesmo significado conforme mencionado anteriormente. O termo C_E está definido no item a seguir.

3.4.3. Fluxo de “momentum”

O fluxo de “momentum” é definido por $M = \rho u^{*2}$

$$\text{em que} \quad u^{*2} = C_D^2 u_r^2 \Phi_M(R_i) \quad \text{eq.29}$$

Os coeficientes de transferência turbulenta são definidos como:

$$C_D^2 = \left[\frac{k}{\ln \left(\frac{z_r - z_d}{z_o} \right)} \right]^2 \quad \text{e}$$

$$C_H = C_E = \frac{C_D}{R}$$

em que R representa a razão entre os coeficientes de arrasto para “momentum” e calor na condição-limite de estabilidade neutra, estimado por BUSINGER et al. (1971) como 0,74, sendo z_d o deslocamento do plano zero (em m), z_o o parâmetro de rugosidade (em m), z_r o primeiro nível de referência do modelo (em m) e k a constante de *Von-Karman* [].

As funções que corrigem os fluxos para casos de estratificação estável e, ou, instável, em função do número de Richardson volumétrico (R_i), são (LOUIS, 1979):

$$F = 1 - \frac{bR_i}{1 + c|R_i|^{1/2}}, \quad \text{para condição instável } \theta_v \geq \theta_r \quad \text{eq.30}$$

$$F = \frac{1}{(1 + b'R_i)^2}, \quad \text{para condição estável } \theta_v \leq \theta_r \quad \text{eq.31}$$

em que o número de Richardson volumétrico é definido por:

$$R_i = \frac{g'(z_r - z_d)\Delta\theta}{\overline{\theta}(u_r^2)}, \quad \text{com } \Delta\theta = \theta_r - \theta_v \quad \text{eq.32}$$

Nas equações 30 e 31, as constantes são definidas como:

$$b = 2b' = 9,4 \text{ e } c = C^* a^2 b \left(\frac{z}{z_0} \right)^2, \quad \text{em que } C^* = 7,4 \text{ para "momentum" e } 5,3 \text{ para}$$

calor latente e sensível. As funções de correção ($\Phi_{M, E, H}$) são as mesmas para os três fluxos, g' é a aceleração da gravidade (em ms^{-2}) e $\bar{\theta}$ a temperatura média na interface vegetação-atmosfera. Os fluxos de calor sensível, latente e de "momentum" estão expressos em Wm^{-2} .

Algumas características da vegetação utilizadas neste trabalho como fração máxima do solo coberto com vegetação, máxima e mínima condutância estomática, albedo na faixa de comprimento de onda até $0,7 \mu\text{m}$ e acima deste valor são obtidas das 18 classes de cobertura vegetal relacionadas em DICKINSON et al. (1980).

3.5. Área de estudo

A Figura 1 mostra em hachurado a região de estudo do Triângulo Mineiro (Triângulo), centrada em $19,26^\circ\text{S}$ e $48,81^\circ\text{W}$. Esta região é uma área estrategicamente situada em relação aos grandes centros produtores, e dotada de infra-estrutura de qualidade para o escoamento e a produção de grãos. Com clima

favorável, sua agricultura é a mais produtiva e avançada do Estado de Minas Gerais, notadamente na produção e comercialização da soja, principalmente no município de Capinópolis.

Em função do critério adotado para as avaliações dos resultados simulados da evapotranspiração neste trabalho, será considerado, inclusive, um domínio maior, definido no quadrado abcd na Figura 1, abrangendo 13 estações meteorológicas da rede do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) que circunvizinham a região de estudo.

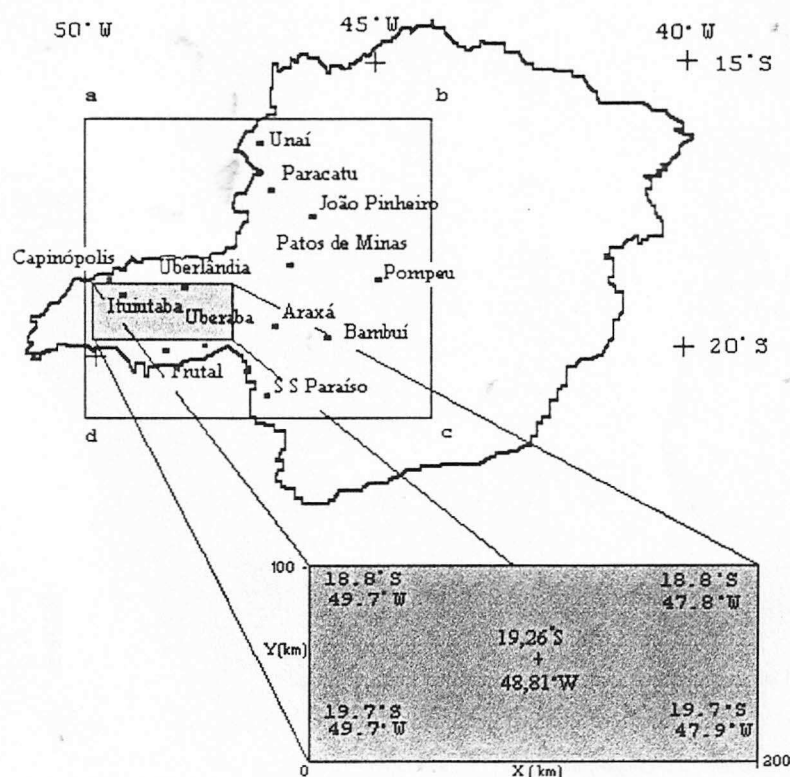
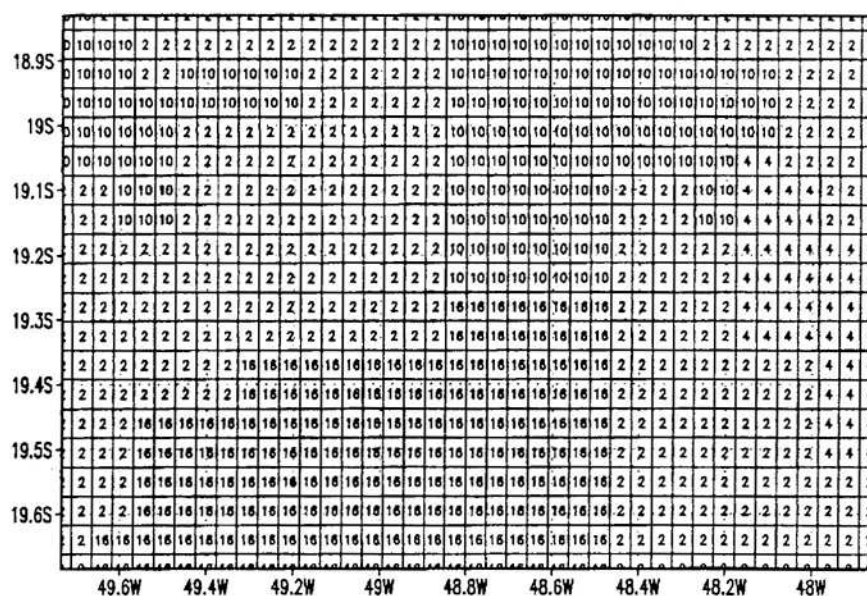


Figura 1 - Região principal de estudo em destaque, centro (19,26°S e 48,81°W) do Triângulo Mineiro e redondezas abrangendo 13 estações da rede do INMET.

3.6. Cobertura vegetal da área de estudo

A Figura 2 mostra as principais classes de vegetação, extraídas do Projeto Ambiental (MINAS GERAIS, 1982), em ponto de grade, que compõem o domínio da região estudada, cujas dimensões são 200 km na direção zonal e 100 km na direção meridional. Os respectivos códigos de identificação são originários do BATS. Notadamente as predominantes são:

- i) área cultivada, dominada pela soja, principalmente na região de Capinópolis e Uberlândia;
- ii) pequena parte a leste do domínio ocupada por florestas;
- iii) grande área de pastagem em Uberaba; e
- iv) área caracterizada por cerrado.



Fonte: Projeto de Diagnóstico Ambiental, mapa 7, SETEC, Minas Gerais, 1982.

Figura 2 - Cobertura vegetal do domínio principal do modelo, em ponto de grade, predominando a soja (10), o cerrado (16), a floresta (4) e pastagem (2).

3.7. Cobertura edáfica da região de estudo

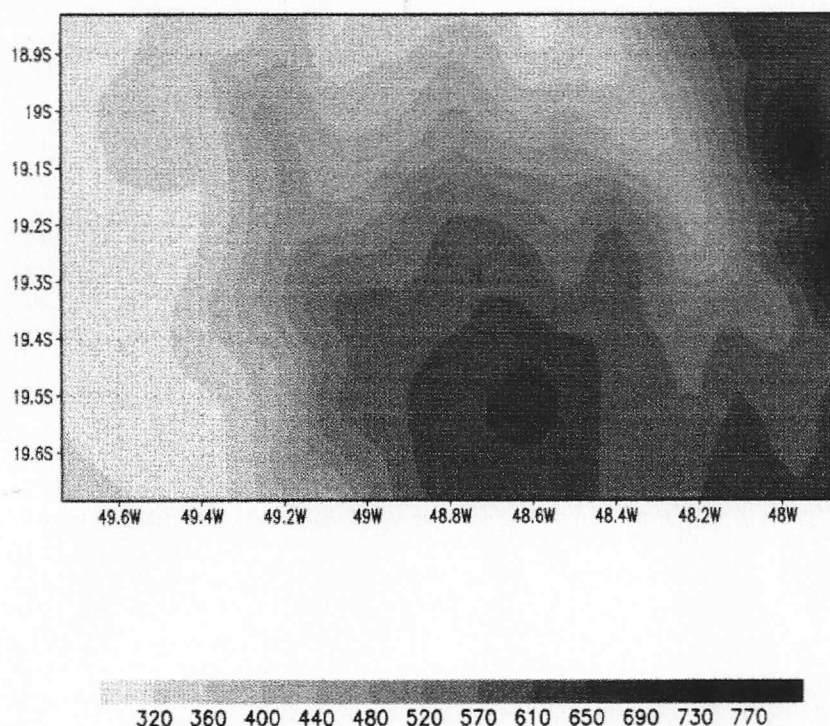
De acordo com EMBRAPA (1982), o tipo de solo predominante na região em estudo é o Latossolo Vermelho-Escuro álico A, moderado, textura média, fase cerrado, relevo plano e suave ondulado. Esse tipo de solo apresenta baixos teores de silte e ausência de minerais primários pouco resistentes ao intemperismo e que constituem reserva potencial de nutrientes para as plantas. De modo geral, os Latossolos são muito porosos, bastante permeáveis e resistentes à erosão. São, em síntese, solos de ótimas propriedades físicas.

3.8. Topografia da região de estudo

O relevo possui importância significativa em vários fenômenos meteorológicos; conseqüentemente, no RAMS seus efeitos são incluídos, a fim de aproximar ao máximo as condições reais nas simulações. Em função das características da malha da região em estudo (isto é, espaçamento de 1 km entre as grades) e dos processos físicos envolvidos nas simulações, torna-se necessário o uso de um arquivo de topografia com alta resolução. Utilizou-se a topografia gerada pelo *U. S. Geological Survey's* e o *Earth Resources Observation Systems*, de 30 segundos-de-arco (aproximadamente de 900 m), de resolução para todo o Globo. Especificamente para a América do Sul, os arquivos foram elaborados pela *Defense Mapping Agency* (Figura 3).

3.9. Dados utilizados

Em função do critério adotado para a avaliação dos resultados simulados da evapotranspiração, foram utilizadas observações climatológicas de médias diárias de temperatura (°C), umidade relativa (%), direção e velocidade do vento, precipitação total (mm), insolação (horas de brilho solar) e nebulosidade (fração de cobertura de nuvens) das 13 Estações Climatológicas da rede do INMET: Bambuí (20,00°S,



Fonte: *U.S. Geological Survey's*.

Figura 3 - Topografia (m) de 5 km de resolução da região do Triângulo Mineiro assimilado pelo modelo.

45,9°W), Unaí (16,37°S, 46,88°W), Capinópolis (18,68°S, 49,56°W), João Pinheiro (17,70°S, 46,17°W), Uberlândia (18,92°S, 48,28°W), Uberaba (19,75°S, 47,91°W), Frutal (20,03°S, 48,93°W), São Sebastião do Paraíso (20,96°S, 47,00°W), Pompeu (19,21°S, 45,00°W), Patos de Minas (18,60°S, 46,56°W), Paracatu (17,22°S, 46,87°W), Araxá (19,56°S, 46,90°W) e Ituiutaba (19,00°S, 49,35°W). Para os dados de temperatura do solo, foram atribuídos (ao modelo) os valores encontrados na estação de Capinópolis.

3.10. Caso estudado

No presente trabalho procedeu-se um estudo de caso para situação meteorológica de 15 a 17 de janeiro de 1996, caracterizado por uma situação climatológica normal em termos de precipitação.

3.11. Testes das simulações e critério de avaliação

Os parâmetros do modelo numérico poderiam ser melhor ajustados caso houvesse disponibilidade de dados micrometeorológicos observados e medidos de fluxos de calor latente e sensível. Com tais observações poder-se-iam verificar a qualidade das simulações e avaliá-las. Como alternativa utilizou-se o modelo de Penman-Monteith, padrão FAO (PM-FAO), para as estimativas das taxas de evapotranspiração da cultura da soja. O conhecimento das estimativas da evapotranspiração teórica, em base diária, serve de comparação do comportamento diário dos valores estimados e prognosticados pelo modelo. Contudo, numa primeira etapa, o principal critério de avaliação dos resultados simulados leva em consideração as demais variáveis envolvidas e prognosticadas no processo como a temperatura, umidade relativa do ar e velocidade do vento à superfície. Os resultados devem ser analisados e comparados com os valores observados, a fim de se caracterizar ao máximo o ambiente observado e o simulado. Numa segunda etapa, são feitos os diagnósticos e prognósticos da evapotranspiração na microrregião de Capinópolis, situada próximo à região principal, aplicando o modelo de PM-FAO, para a cultura da soja (variedade Capinópolis), por ser a cobertura vegetal predominante. Portanto, além dos dados climatológicos, é necessário conhecer os valores médios dos parâmetros morfológicos e fisiológicos da soja. Em função do período estudado (15 a 17 de janeiro), e conhecendo-se aproximadamente o estágio da cultura nessa época, são atribuídos valores encontrados em experimento de campo com a mesma variedade, realizado por CONFALONE et al. (1997) no campus da Universidade Federal de Viçosa. Portanto, são utilizados IAFs iguais a 3,5, e a altura da cultura para os cálculos das resistências aerodinâmicas foi de 0,70 m.

3.12. A equação de Penman-Monteith (PM-FAO)

Esta formulação estima a evapotranspiração por intermédio de um método combinado de balanço de radiação com o termo aerodinâmico.

De acordo com Smith (1991), citado por SEDIYAMA (1996), a fórmula original de Penman-Monteith pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\lambda ET = \frac{\delta(R_n - G) + \rho c_p (e_a - e_d) \frac{1}{r_a}}{\delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)}$$

em que

λET = fluxo de calor latente de evaporação [$\text{kJ m}^{-2} \text{s}^{-1}$];

R_n = fluxo de saldo de radiação à superfície [$\text{kJ m}^{-2} \text{s}^{-1}$];

G = fluxo de calor no solo [$\text{kJ m}^{-2} \text{s}^{-1}$];

ρ = densidade absoluta do ar [kg m^{-3}];

c_p = calor específico do ar úmido [$\text{kJ kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$];

$(e_a - e_d)$ = déficit de pressão de vapor [kPa];

r_a = resistência aerodinâmica do ar [sm^{-1}];

r_c = resistência do dossel da planta [sm^{-1}];

δ = declividade da curva de pressão de vapor de saturação [kPa °C^{-1}];

γ = constante psicrométrica [kPa °C^{-1}]; e

λ = calor latente de evaporação [MJ Kg^{-1}].

O valor da resistência da cultura (r_c) foi determinado a partir da seguinte relação (SMITH, 1991):

$$r_c = \frac{100}{0,5 \bullet \text{IAF}}$$

em que IAF é o índice da área foliar da cultura.

3.13. Configuração do modelo numérico

A seguir a configuração final do modelo RAMS para o experimento.

3.13.1. Aspectos numéricos

- duração das simulações: 72 horas;
- número de pontos de grade no eixo x (latitudinal): 41;
- número de pontos de grade no eixo y (longitudinal): 21;
- número de pontos de grade no eixo z (vertical): 52, com primeiro nível de referência de 20 m, seguindo uma grade telescópica de 1,2 de taxa de incremento até 500 m e mantendo esse incremento até 17.000 m no topo do modelo. O alto número de níveis na vertical segue o argumento de OLA et al. (1990), que mostraram a necessidade de manter a consistência entre a resolução horizontal e vertical das grades em modelagem numérica, a fim de se evitar a geração de ondas gravitacionais espúrias;
- número de camadas no solo: 11, com a seguinte espessura (m): 0,0; 0,03; 0,06; 0,09; 0,12; 0,16; 0,20; 0,25; 0,30; 0,40; e 0,50;
- número de grades: apenas uma grade principal (sem grades aninhadas);
- resolução na direção x: 5 km;
- resolução na direção y: 5 km;
- espaço de tempo de integração numérica: dois segundos, em função da resolução da grade;
- início da simulação: 15 de janeiro de 1996, às 12 UTCs;
- latitude do centro da grade: 19,26°S;
- longitude do centro da grade: 48,81°W, em que a grade horizontal utiliza a projeção polar-estereográfica, em que o pólo da projeção sofre rotação para uma área próxima ao centro do domínio, minimizando assim a distorção da projeção no domínio principal;
- inicialização dos campos: homogêneo a partir de uma sondagem vertical;
- diferenciação finita no tempo: esquema *leapfrog*;

- atmosfera não hidrostática e anelástica;
- força de Coriolis mantida;
- condição de fronteira lateral: Orlanski, em que a propagação de ondas gravitacionais é computada em cada célula de grade na fronteira lateral;
- condição de fronteira no topo: rígida, em função da configuração não-hidrostática aplicada no modelo; e
- temperatura média do ar (climatológica) da região: 298 K, necessária no processo de interação vegetação-atmosfera.

3.13.2. Processos físicos

- parametrização da radiação de ondas longas e curtas: utilizou-se esquemas de parametrização de Chen, descritos por MAHRER e PIELKE (1977), que trata o espalhamento da radiação de ondas curtas pelo oxigênio, ozônio e dióxido de carbono, além da absorção pelo vapor d'água. Os esquemas de ondas longas tratam da emissão e absorção na faixa do infravermelho pelo vapor d'água e dióxido de carbono;
- frequência de atualização da radiação: 20 minutos;
- variação longitudinal da radiação de ondas curtas: ativada;
- parametrização de cúmulos: ativada de acordo com as propostas de Kuo;
- velocidade vertical na base de núvens convectivas: $0,2 \text{ cm s}^{-1}$;
- nível de microfísica: especifica o nível de complexidade da umidade que deverá ser ativada no modelo. A opção de ativação da advecção, difusão e fluxo de água na superfície foi escolhida em função dos efeitos radioativos do vapor d'água;
- parâmetro do coeficiente de difusão por turbulência: Mellor-Yamada, em que a difusão vertical é parametrizada prognosticando a energia cinética turbulenta e a difusão horizontal é baseada na formulação de Smagorinsky;
- coeficiente de deformação horizontal: 0,13, necessário para o cálculo do comprimento de escala da difusão horizontal, sendo definido pelo produto desse coeficiente pelo espaçamento da grade na direção x, em função das parametrizações de Mellor-Yamada; e

- razão de deformação na horizontal K_h / K_m : 3, utilizada para multiplicar o coeficiente de difusão de “momentum” para se obter um coeficiente escalar. O coeficiente escalar deve ser três vezes maior do que o coeficiente de “momentum” nas camadas convectivas, para haver mistura adequada em todos os campos.

3.13.3. Inicialização homogênea da atmosfera

Os campos atmosféricos iniciais são tratados de forma homogênea em todo o domínio, extraindo-se um perfil de sondagem equivalente ao centro do domínio principal do modelo (19,26°S e 48,81°W), por meio das análises do modelo global do NCEP (National Center for Environmental Predictions) das 12 UTCs do dia 15 de janeiro de 1996. As variáveis relativas ao nível de pressão necessárias para inicialização são: umidade relativa, componentes zonal e meridional do vento e temperatura do ar. A Tabela 1 mostra os dados com os respectivos valores, cujos perfis verticais estão plotados nas Figuras 4, 5, 6 e 7.

A sondagem do perfil de temperatura (Figura 4) mostra a ocorrência de inversão térmica a partir da superfície. O perfil de umidade relativa (Figura 5) apresenta valores elevados a partir de 400 hPa, em função das baixas temperaturas. Um sistema anticiclônico atuava sobre o centro da região, ocasionando tempo bom, sem nebulosidade. O padrão do vento em altitude (Figura 6) mostra que o componente de leste predomina em toda coluna, enquanto o de sul ocorre a partir do nível de 500 hPa.

Tabela 1 - Sondagem extraída do modelo global do NCEP do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC, para inicialização homogênea da atmosfera no modelo

Pressão (hPa)	Temperatura absoluta (K)	Umidade relativa	Componente u (ms ⁻¹)	Componente v (ms ⁻¹)
1000	294,8	0,77	-3,67	-2,31
925	296,8	0,75	-4,75	-3,66
850	291,7	0,69	-6,06	-9,20
700	281,2	0,40	-4,52	-4,20
500	265,5	0,14	-5,05	-3,40
400	254,8	0,09	-5,30	6,80
300	241,1	0,27	-8,80	17,20
250	231,3	0,55	-7,77	19,03
200	220,8	0,62	-13,05	19,95
150	206,4	0,64	-17,05	18,32
100	194,6	0,75	-8,90	9,50
50	204,9	0,03	-8,60	4,48
30	215,5	0,005	-16,13	-0,40
10	228,8	0,005	-32,30	-3,13
3	244,4	0,005	-45,60	5,50

Tabela 2 – Tipos de vegetação utilizada nas simulações e respectivas propriedades físicas das culturas utilizadas no modelo

Tipo	Albedo (dec)	IAF	Zo (m)	Emissividade	Fração de solo coberto (%)
Floresta	0,10	6,0	1,00	0,95	0,80
Cerrado	0,10	6,0	0,30	0,97	0,70
Soja	0,24	4,0	0,17	0,95	0,85
Pastagem	0,26	2,0	0,07	0,96	0,80

Fonte: DICKINSON et al., 1980.

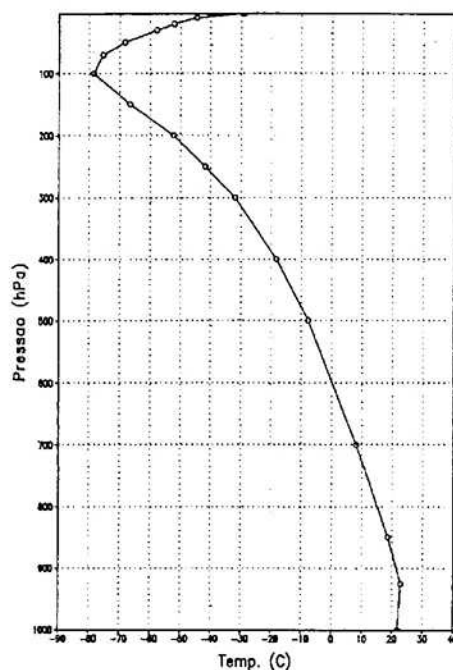


Figura 4 - Perfil vertical da sondagem de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) no centro do domínio principal do modelo para a inicialização homogênea, extraída do modelo global do NCEP do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.

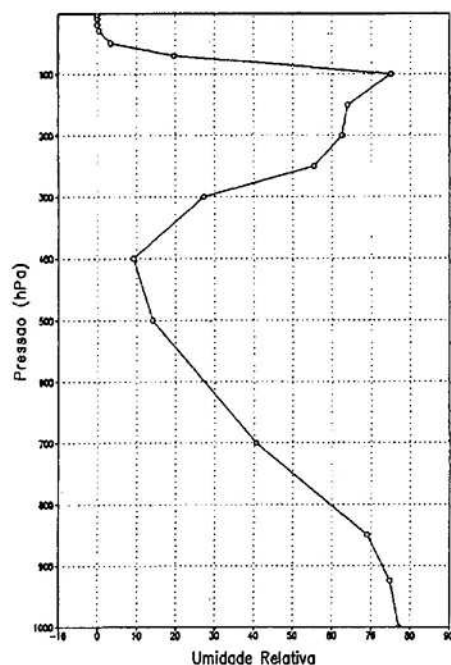


Figura 5 - Perfil vertical da sondagem da umidade relativa (%) no centro do domínio principal do modelo para a inicialização homogênea, extraída do modelo global do NCEP do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.

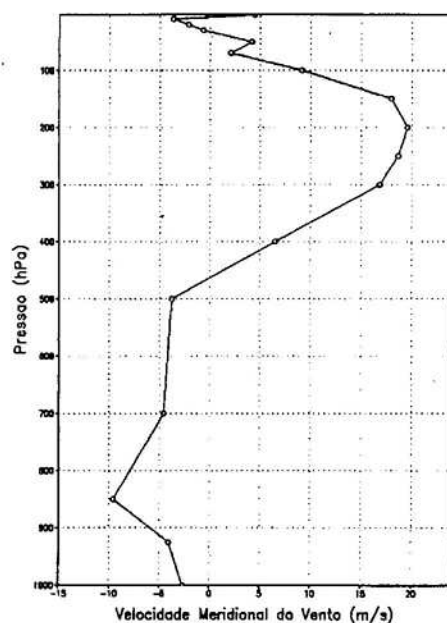


Figura 6 - Perfil vertical da sondagem do vento meridional (ms^{-1}) no centro do domínio principal do modelo para a inicialização homogênea, extraída do modelo global do NCEP do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.

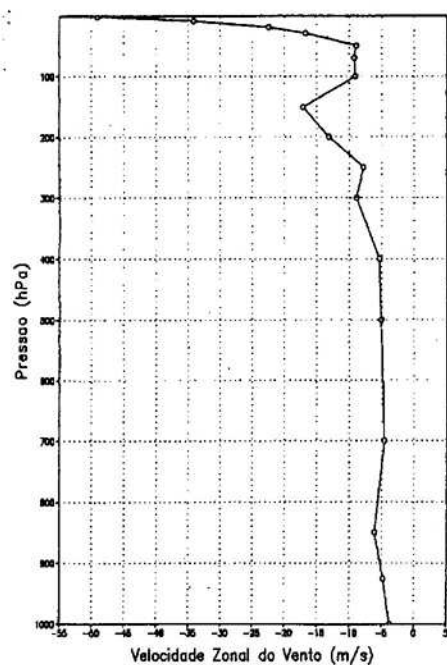


Figura 7 - Perfil vertical da sondagem do vento zonal (ms^{-1}) no centro do domínio principal do modelo para a inicialização homogênea, extraída do modelo global do NCEP do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Para a visualização dos campos observados e simulados, foram utilizados os softwares *SURFER* e o *Grid Analysis and Display System* (GrADS), respectivamente.

O GrADS (DOTY, 1995) é uma ferramenta interativa para a análise e visualização de dados meteorológicos que implementam um modelo de quatro dimensões (latitude, longitude, nível e tempo). O acesso, a manipulação e a visualização dos dados foram realizados em ambiente UNIX (DEC- *workstation*), programando um *script* descritor.

A seguir serão mostrados os campos simulados pelo modelo a cada 6 h de integração. Estes campos são comparados com os observacionais. Inicialmente são mostrados os campos atmosféricos de temperatura e umidade relativa ao nível da superfície; em seguida, o campo de fluxo de energia e os perfis da evapotranspiração de cada cultura.

4.1. Campos de temperatura observados e simulados

A análise dos campos simulados de temperatura e de fluxos de calor no período do experimento tem por finalidade verificar a qualidade e a confiabilidade das simulações. A Figura 8 representa o estado inicial do campo de temperatura

observado e retirado do código SYNOP, das 12 UTC do dia 15 de janeiro de 1996 (início da simulação), no domínio. Apesar de o gráfico da Figura 9 mostrar bastante estrutura, o campo é bastante homogêneo, isto é, apresenta pouquíssima variação no gradiente horizontal. A inicialização horizontal homogênea foi feita, utilizando-se perfis verticais da temperatura (T), do componente zonal (u), do componente meridional (v) e da umidade relativa (ur), obtidos da análise do NCEP. A Figura 9 mostra o campo equivalente obtido da análise do NCEP. Os campos das Figuras 8 e 9 não coincidem, pois a simulação inicia-se com a atmosfera homogênea.

A Figura 10 mostra o campo de temperatura observado (aproximado) para as 18 UTC do dia 15.01.96. Já a Figura 11 apresenta o campo de temperatura simulado na mesma data. Observa-se que o modelo reproduziu valores abaixo dos observados, com diferença em torno de 2°C. Normalmente em modelagem atmosférica as simulações e os prognósticos do período de máxima insolação em um domínio de alta resolução sofrem limitações e restrições, em função dos efeitos de ondas curtas induzidas. As previsões das primeiras horas sofrem grandes variações no tempo, pois os campos do instante inicial tendem a se ajustar ao ambiente controlado do modelo, estabilizando-se posteriormente. Porém, observando-se os campos simulados após 12h de integração pelo modelo e os observados no período das 24 UTC do dia 15.01.96, nas Figuras 12 e 13, respectivamente, percebe-se que o modelo reproduziu razoavelmente bem o campo esperado. Os campos reproduzidos pelo modelo seguem os contornos da orografia (Figura 3).

Apesar da baixa densidade de dados observacionais, os campos de temperatura (Figura 12) são representativos em relação à topografia local. A tendência de maiores temperaturas no setor sul do domínio e a formação de um núcleo de ar frio (na parte mais elevada da topografia), predominantemente no setor nordeste, são verificadas tanto nos campos observados quanto nos simulados.

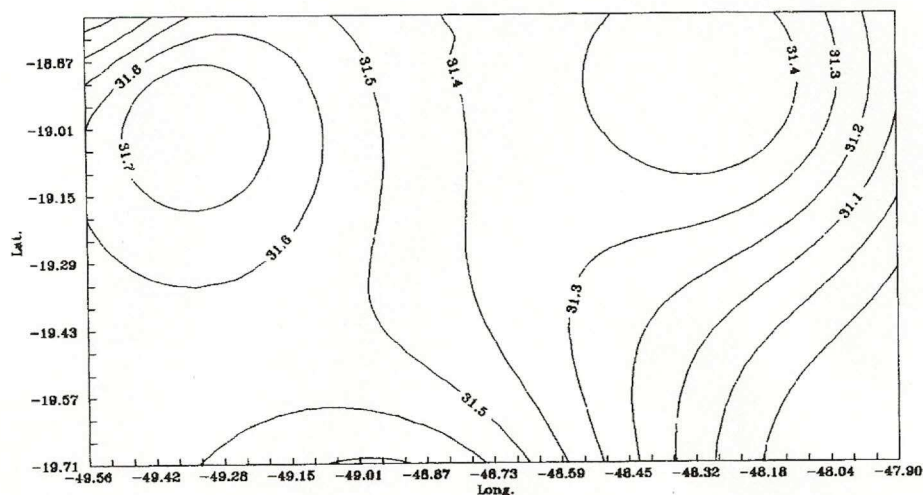


Figura 10 - Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) observado das 18 UTC do dia 15.01.96 no domínio principal.

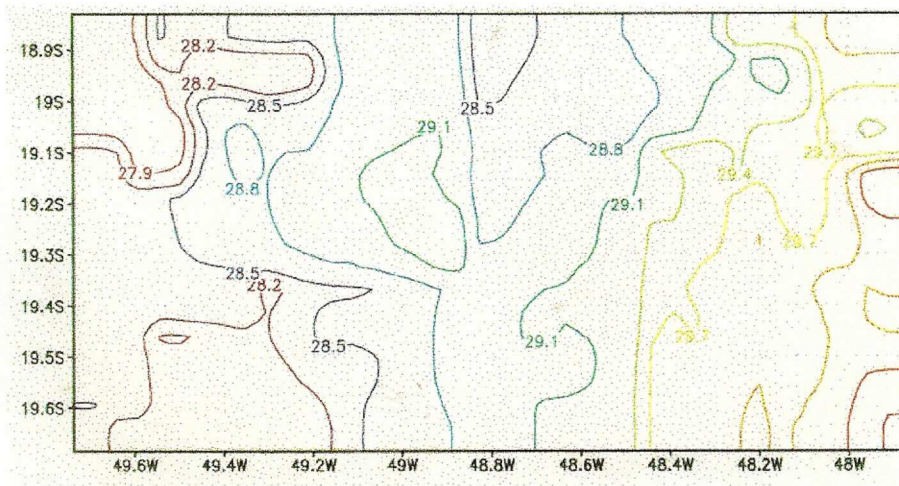


Figura 11 - Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) simulado para as 18 UTC do dia 15.01.96.

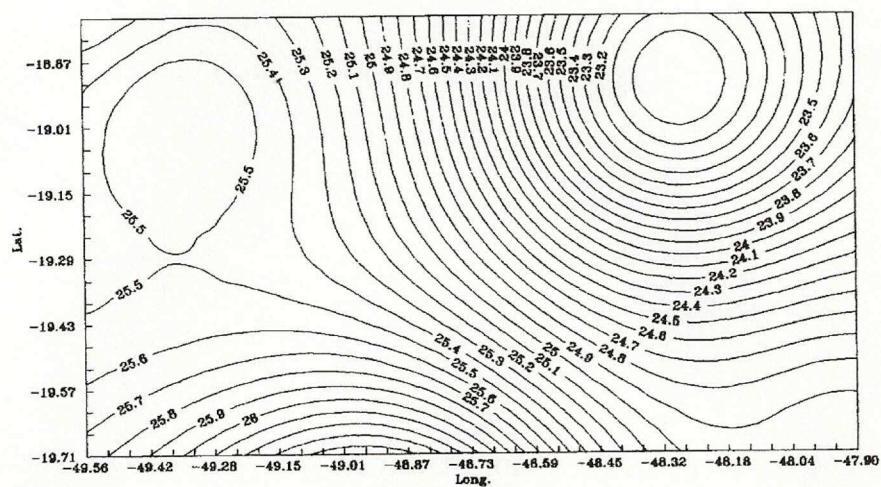


Figura 12 - Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) observado das 24 UTC do dia 15.01.96 no domínio principal.

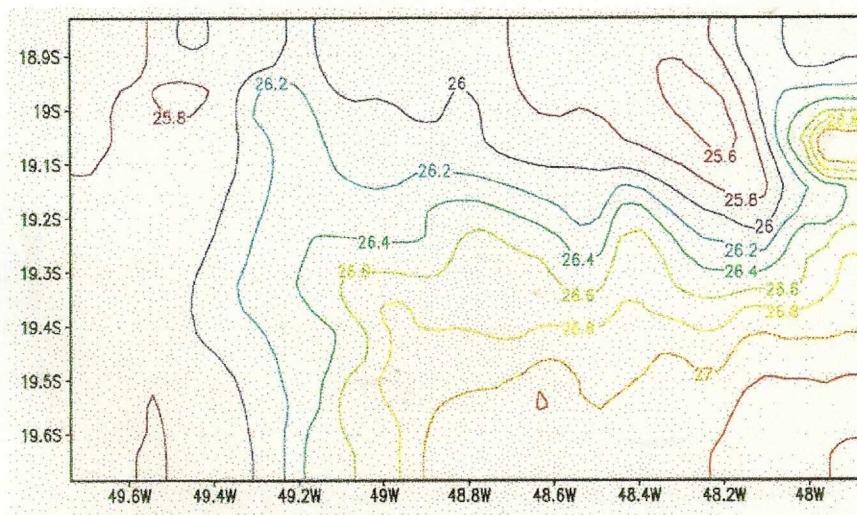


Figura 13 - Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), simulado para as 24 UTC, do dia 15.01.96.

Analisando-se o ciclo diurno de temperatura, a amplitude máxima (18 UTC) não se ajustou bem com o esperado. Esta diferença pode ser causado por dois motivos: 1) a falta de detalhamento físico correto do tipo de solo não-homogêneo da região, em termos de condutividade hidráulica e de capacidade térmica, necessárias como condições iniciais; e 2) o elevado teor de umidade inicial do solo que reteve mais calor. Os valores relativamente superestimados do fluxo de calor latente conforme o exemplo da Figura 32 mostram menor contribuição do saldo de radiação para o termo do fluxo de calor sensível. As demais figuras dos fluxos de calor latente não serão mostradas aqui.

Na simulação das 12 UTC do dia 16.01.96, 24 horas após o modelo mantém-se ajustado e reproduzindo razoavelmente os campos observados, conforme mostram as Figuras 14 e 15, respectivamente. Um aspecto importante a ser analisado refere-se à qualidade dos campos observados quanto à representatividade regional esperada, que sofre restrições em função da baixa densidade de dados encontrada na região, principalmente nas fronteiras.

Nota-se, portanto, que para as 18 UTC, no horário de temperatura máxima, o modelo subestima as temperaturas, enquanto próximo ao horário das temperaturas mínimas (aproximado), para as 12 UTC, o modelo superestima, isto é, indica a pequena amplitude térmica do ciclo diurno simulado pelo modelo.

A simulação das 18 UTC do dia 16.01.96, em função dos problemas anteriormente mencionados, não reproduz bem os campos, conforme as Figuras 16 e 17.

A simulação das 24 UTC do dia 16.01.96, reproduz bem os campos, conforme as Figuras 18 e 19.

4.2. Campos de umidade relativa observados e simulados

A seguir serão ilustrados os campos simulados de umidade relativa no período de simulação.

A Figura 20 ilustra o campo de umidade relativa às 18 UTC do dia 15.01.96. A Figura 21 mostra o campo de umidade relativa simulado para o mesmo período.

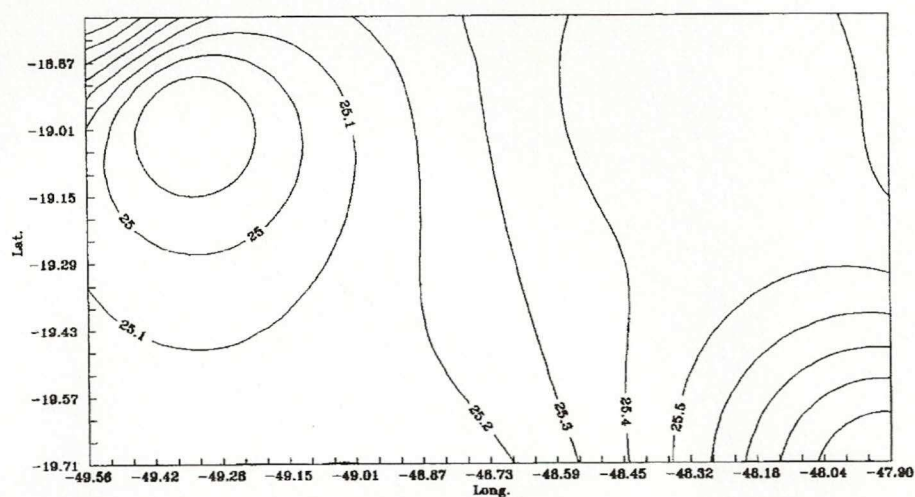


Figura 14 - Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) observado das 12 UTC do dia 16.01.96 no domínio principal.

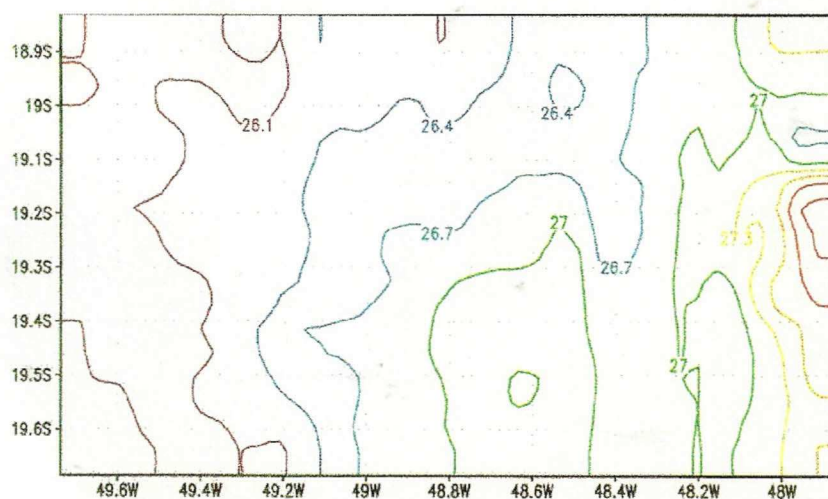


Figura 15 - Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) simulado para as 12 UTC do dia 16.01.96.

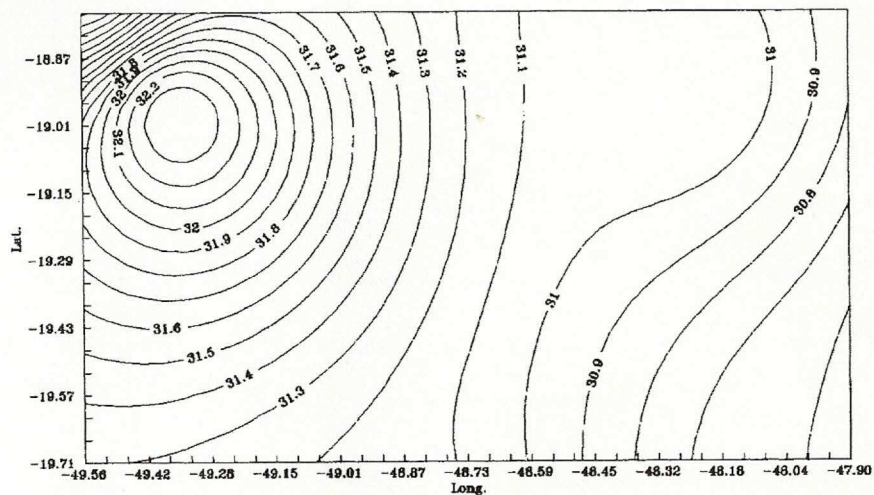


Figura 16 - Campo de temperatura (°C) observado das 18 UTC do dia 16.01.96 no domínio principal.

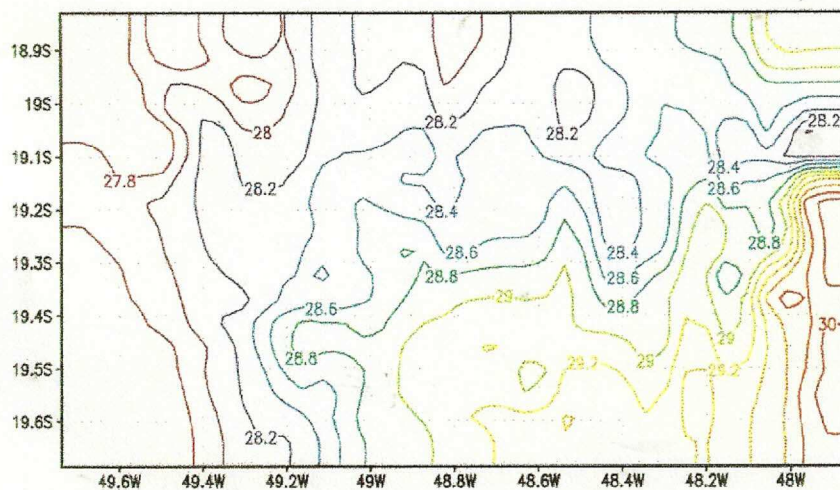
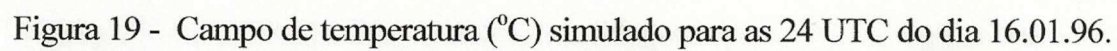
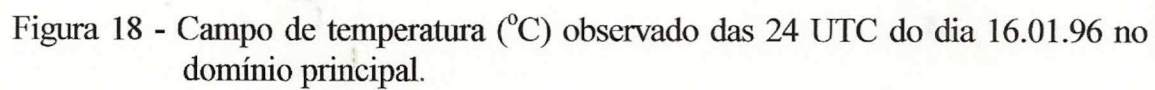


Figura 17 - Campo de temperatura (°C) simulado para as 18 UTC do dia 16.01.96.



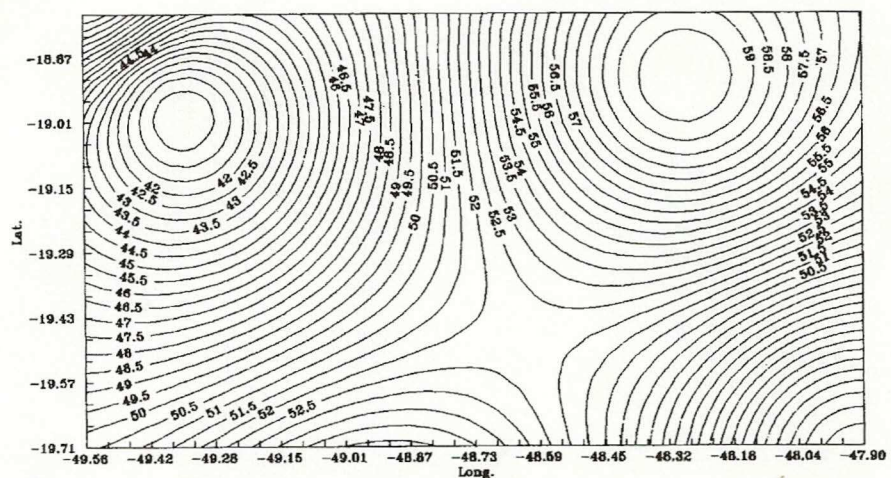


Figura 20 - Campo de umidade relativa observado das 18 UTC do dia 15.01.96 no domínio principal.

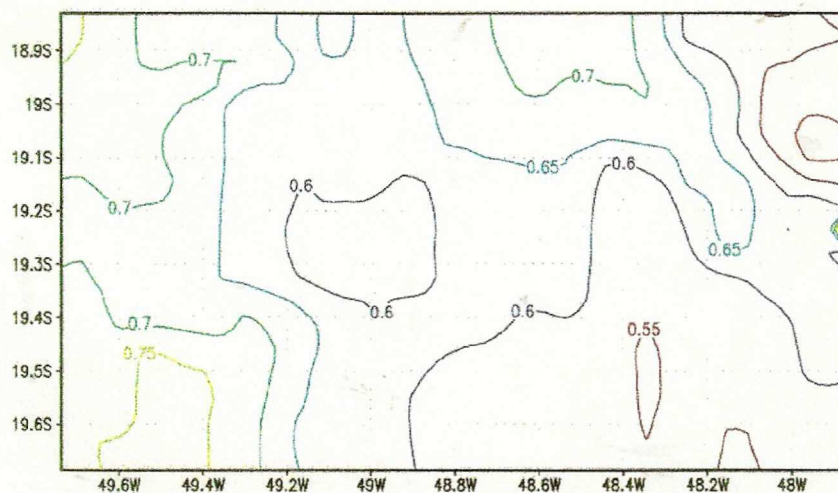


Figura 21 - Campo de umidade relativa simulado para as 18 UTC do dia 15.01.96.

Observa-se que o modelo não reproduziu bem o campo esperado, geralmente subestimando o campo de temperatura anteriormente citado.

Com 12 horas de integração, o campo de umidade simulado tende a se aproximar do observado (Figuras 22 e 23). Apesar das dificuldades mencionadas anteriormente com relação à densidade e distribuição espacial dos dados observacionais, que prejudicam a representatividade fiel dos campos, alguns pontos positivos podem ser mencionados: a formação de um núcleo com tendência de alta umidade relativa (acima de 85%) no setor nordeste, a tendência de menores valores na direção sul e um núcleo no setor oeste do domínio foram identificados tanto no campo observado (Figura 22) quanto no simulado (Figura 23).

Na simulação das 12 UTC do dia 16.01.96, 24 horas de integração após, o modelo mantém-se ajustado, apresentando concordância com o campo observado, conforme mostram as Figuras 24 e 25, respectivamente. A formação de dois núcleos, um no setor nordeste e outro a leste da região, além da tendência de diminuição dos valores da umidade relativa na parte sul do domínio, pode ser verificada, coincidentemente, em ambas as Figuras.

As Figuras 26, 27, 28 e 29 mostram, respectivamente, os campos de umidade relativa observados das 18 UTC do dia 16.01.96, reproduzidos das 18 UTC do dia 16.01.96, observados das 24 UTC do dia 16.01.96 e reproduzidos pelo modelo das 24 UTC do dia 16.01.96. Semelhantes às simulações de temperatura, as simulações para o horário das 18 UTC para a umidade relativa foram mais discrepantes, comparando-as com as observações. As Figuras 28 e 29 mostram as mesmas tendências regionais, conforme notado nas integrações anteriores: dois núcleos na parte leste e nordeste e os menores valores na direção sul do domínio.

Nota-se que até neste período o modelo reproduziu bem os campos. Após 36 horas de simulações, o modelo, apesar de estável numericamente, não reproduz os campos observados. Como era esperado, dependendo do tipo de configuração aplicada, as simulações são confiáveis em até 48 horas de previsão, no máximo, uma vez que não se aplicou atualização de dados na fronteira do domínio.

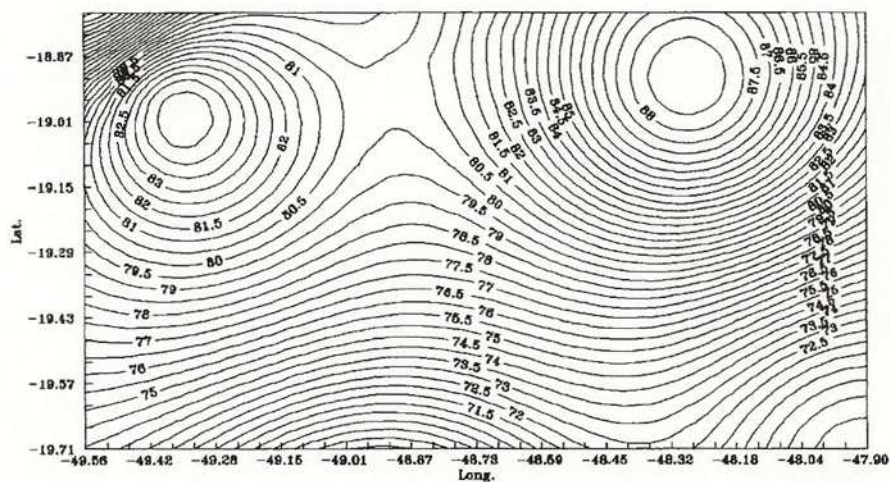


Figura 22 - Campo de umidade relativa observado das 24 UTC do dia 15.01.96 no domínio principal.

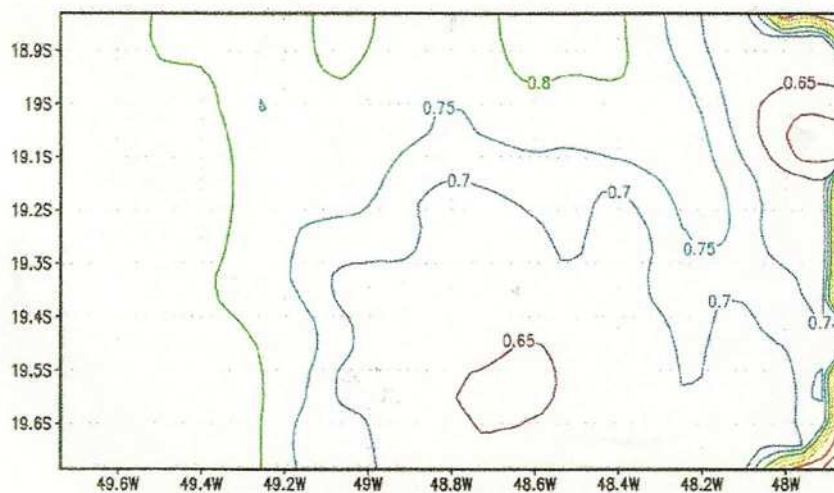


Figura 23 - Campo de umidade relativa simulado para as 24 UTC do dia 15.01.96.

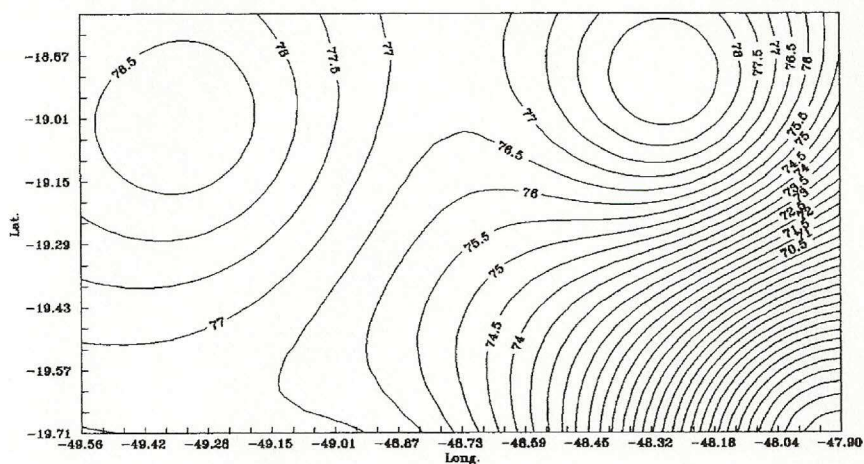


Figura 24 - Campo de umidade relativa observado das 12 UTC do dia 16.01.96 no domínio principal.

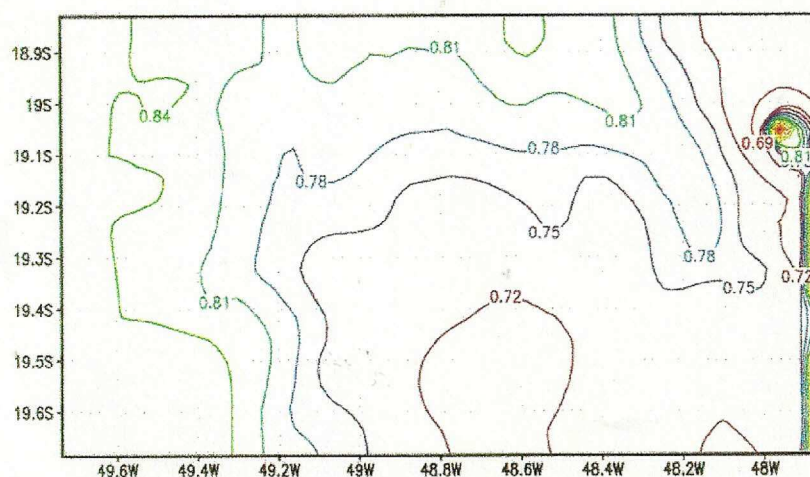


Figura 25 - Campo de umidade relativa simulado para as 12 UTC do dia 16.01.96.

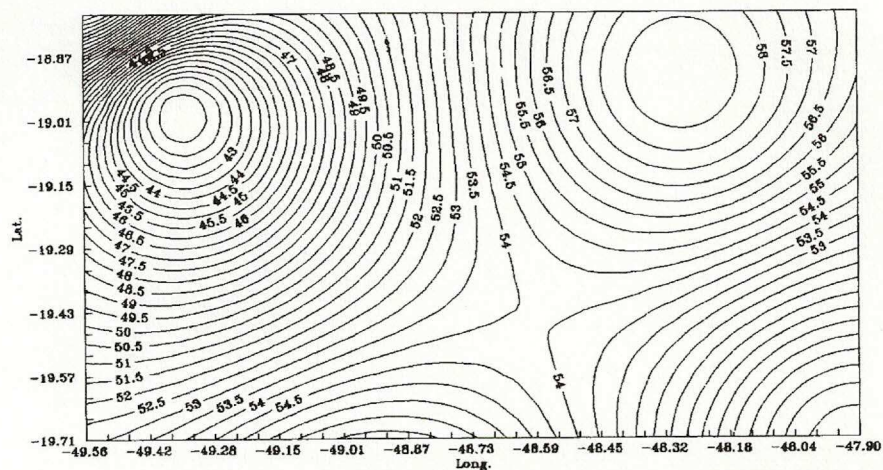


Figura 26 - Campo de umidade relativa observado das 18 UTC do dia 16.01.96 no domínio principal.

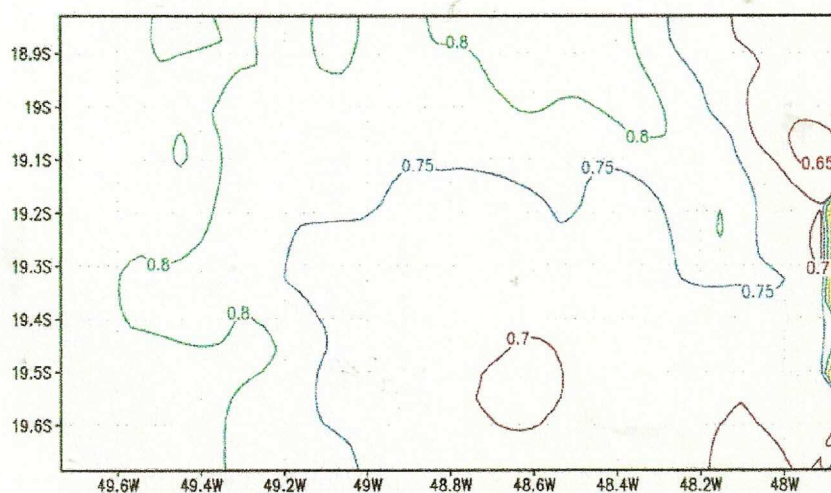


Figura 27 - Campo de umidade relativa simulado para as 18 UTC do dia 16.01.96.

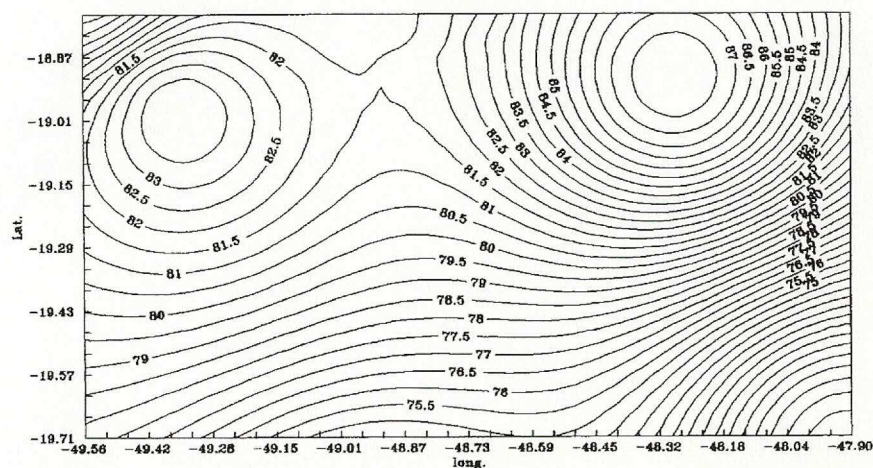


Figura 28 - Campo de umidade relativa observado das 24 UTC do dia 16.01.96 no domínio principal.

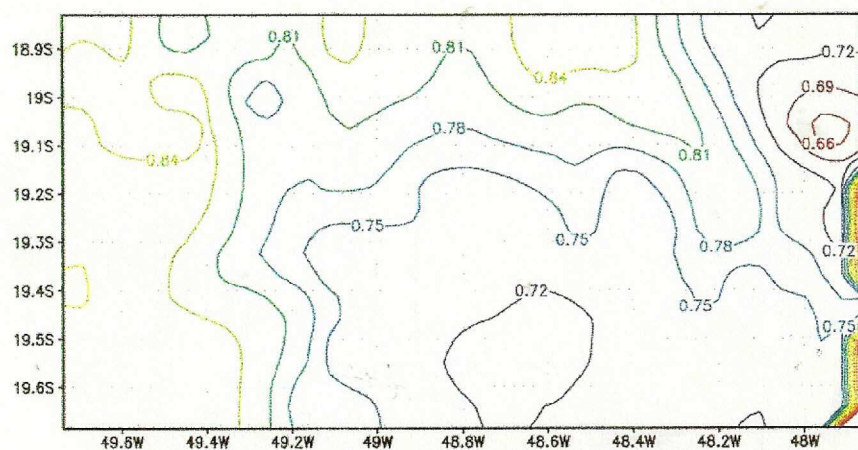


Figura 29 - Campo de umidade relativa simulado para as 24 UTC do dia 16.01.96.

Quanto maior a resolução da grade do modelo, menor a previsibilidade dos processos que ocorrem dentro do domínio. Esta restrição é devida às limitações dos esquemas de parametrização do modelo e da escassez de dados de superfície durante a inicialização do modelo.

4.3. Análise comparativa entre os prognósticos e as observações da média sobre a região do domínio

Apesar de as respostas do modelo à sua configuração mostrarem-se satisfatórias (até determinado tempo), de acordo com as figuras anteriores, a análise comparativa do sinal das tendências dos campos médios simulados e observados é importante.

As Figuras 30 e 31 mostram a variação temporal dos prognósticos e das observações dos campos de umidade relativa e de temperatura, respectivamente, para 48 horas de integração. Nesta etapa foram determinadas as médias regionais respectivas das Figuras 8 a 29, incluindo as observações e simulações do dia 17 de janeiro, 12 UTC, permitindo a comparação gráfica destes campos.

A representação espacial das médias dos prognósticos do RAMS e das observações mostra boa concordância nas 36 horas de rodada do modelo para o campo de temperatura e também de 36 horas para o campo de umidade. Os processos físicos para os prognósticos da umidade relativa são mais complexos e variáveis e, conseqüentemente, mais difíceis de serem alcançados quando comparados aos da temperatura do ar. As tendências dos campos simulados da umidade relativa e da temperatura não representam e não se ajustam às tendências esperadas após esse tempo, trocando de sinal, justificando a falta de assimilação de dados ou mostrando falhas na configuração, em termos de aspectos numéricos. Entretanto, a tendência do campo de temperatura mantém-se perto da observada em até 36 horas de previsão útil.

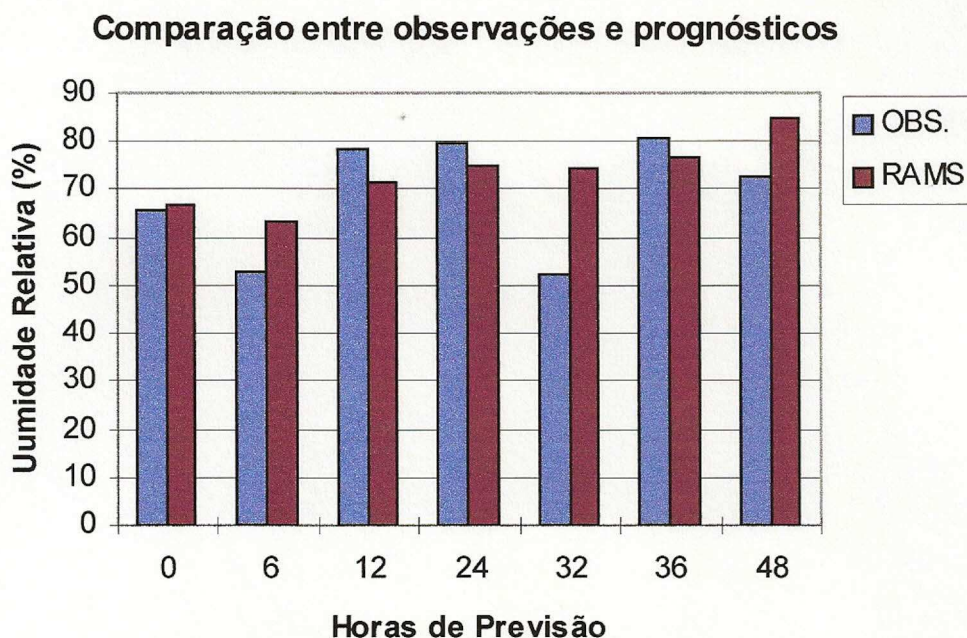


Figura 30 - Comparação dos prognósticos do RAMS e das observações da umidade relativa. Os valores dos prognósticos e das observações foram obtidos da média sobre a região do domínio principal.

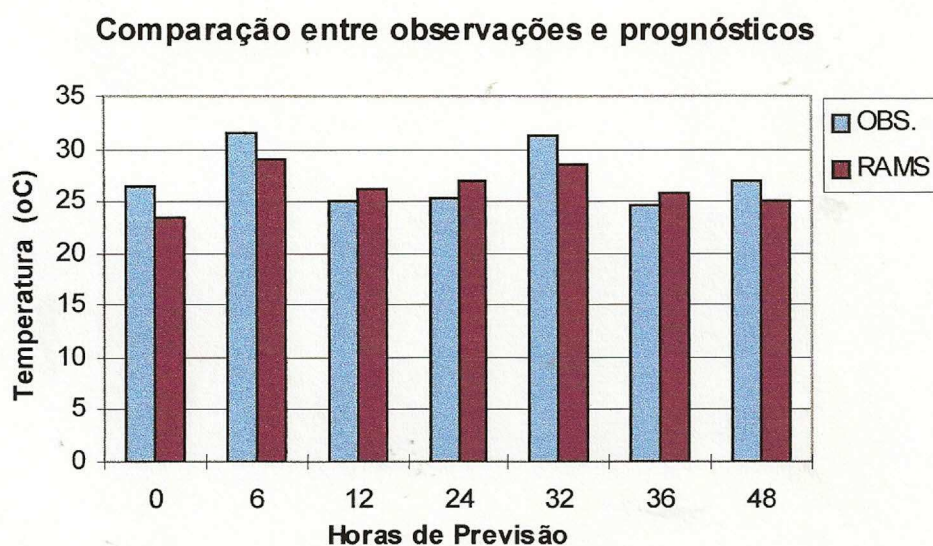


Figura 31 - Comparação dos prognósticos do RAMS e das observações da temperatura do ar. Os valores dos prognósticos e das observações foram obtidos da média sobre a região do domínio principal.

4.4. Fluxo de calor latente simulado

O fluxo de calor latente regional reproduzido pelo modelo segue nitidamente o perfil da distribuição da vegetação. A Figura 32 mostra a simulação de seis horas para as 18 UTC do dia 15.01.96. O fluxo simulado é aproximadamente homogêneo para cada tipo de vegetação correspondente. A orografia não influenciou diretamente os fluxos.

Os vários testes realizados mostraram a sensibilidade do modelo de solo e vegetação quanto às características físicas do solo e de suas propriedades. A umidade do solo é o parâmetro mais importante nas estimativas da evapotranspiração. Conseqüentemente, a caracterização realística do solo na configuração do modelo, quanto ao perfil da temperatura e umidade e das suas propriedades, é importante para a qualidade dos prognósticos, pois influencia nas parametrizações dos processos hídricos e térmicos do solo.

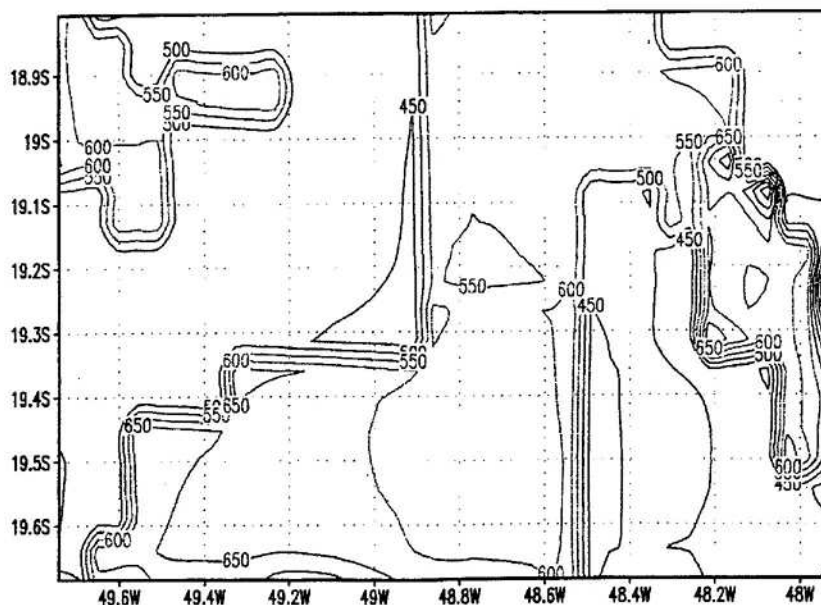


Figura 32 - Prognóstico do fluxo de calor latente (Wm^{-2}) no domínio principal do dia 15 de janeiro de 1996, 18 UTC.

4.5. Estimativa horária da taxa de evapotranspiração

A partir da regionalização do fluxo de calor latente, a taxa de evapotranspiração equivalente foi determinada para cada uma das culturas, obtendo-se um perfil típico da variação diurna do ciclo. Cada ponto foi escolhido no centro da região predominante de cada cultura: soja (18,9°S, 49,5°W), floresta (19,3°S, 48,0°W), pastagem (19,2°S, 49,2°W) e cerrado (19,5°S, 49,2°W).

As Figuras 33, 34, 35 e 36 mostram a variação temporal da taxa de evapotranspiração da floresta, da soja, do cerrado e da pastagem, respectivamente. Os prognósticos são das 12 UTC do dia 15.01.96 às 12 UTC do dia 17.01.96.

A floresta apresentou a maior taxa de evapotranspiração, totalizando 25 mm no período. Isso advém do fato de refletir menos (absorver mais) radiação solar e emitir menos radiação de onda longa, isto é, em razão do menor albedo deste tipo de vegetação, conseqüentemente, armazena mais energia para aquecimento e evaporação. Esse fato é evidenciado também no trabalho de NOBRE et al. (1996). A pastagem totalizou 20 mm, a soja 19 mm e o cerrado 21 mm de evapotranspiração.

Em todas as culturas, a variação temporal da evapotranspiração é governada pelo ciclo diurno da radiação solar, com o valor máximo aproximadamente às 13 horas local. Este comportamento pode estar relacionado também com a ausência de nebulosidade nas simulações, uma vez que ele possui efeito direto no balanço de energia sobre a cultura. Normalmente a vegetação rasteira não sombreia o solo completamente, exceto em caso de avançado estágio de desenvolvimento. As necessidades hídricas de uma cultura podem continuar crescendo com o aumento do IAF, mesmo quando esse se apresenta elevado o suficiente para sombrear o solo completamente. Logo, é notória a relação entre E_t e IAF, conforme os dados utilizados da Tabela 2, concordando com as observações de Sá et al. (1996), citado por NOBRE et al. (1996). Outro aspecto importante refere-se à altura da cultura: quanto maior mais eficiente será a troca de energia com o ambiente, em função do parâmetro de rugosidade, responsável pela mistura turbulenta. Entretanto, os esquemas de parametrização unidimensional dos processos de interação solo-atmosfera utilizados no modelo podem falhar quando o runoff, em superfícies

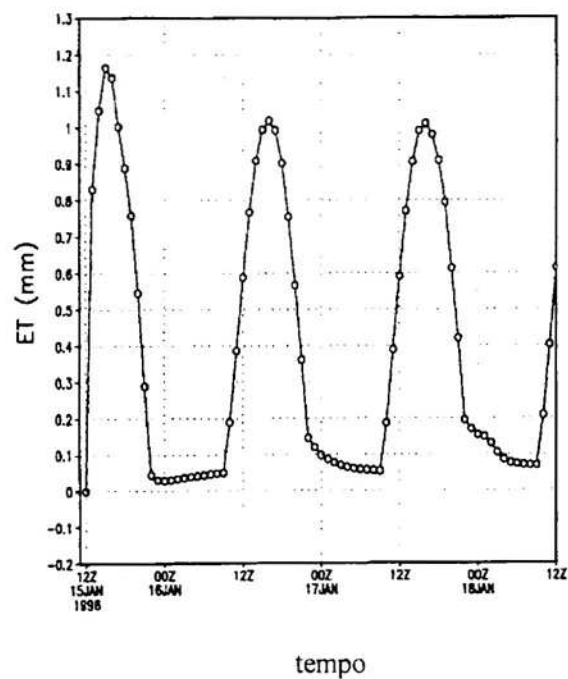


Figura 33 - Previsão de 72 horas da evapotranspiração sobre a floresta a partir do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.

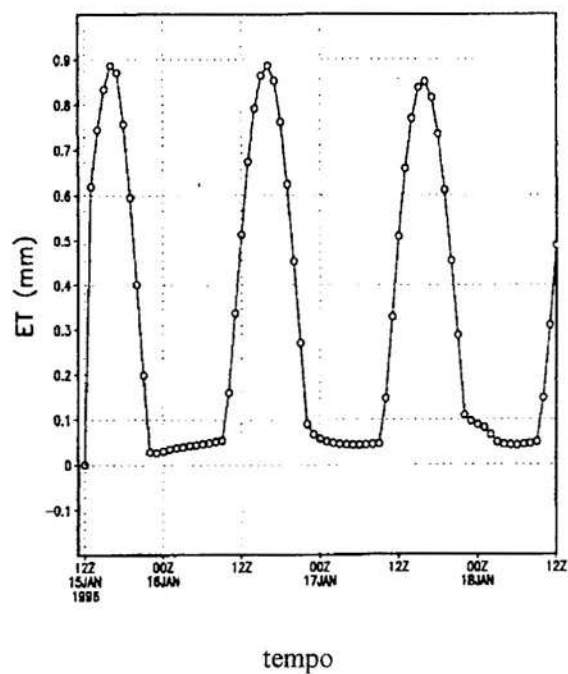


Figura 34 - Previsão de 72 horas da evapotranspiração sobre a soja a partir do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.

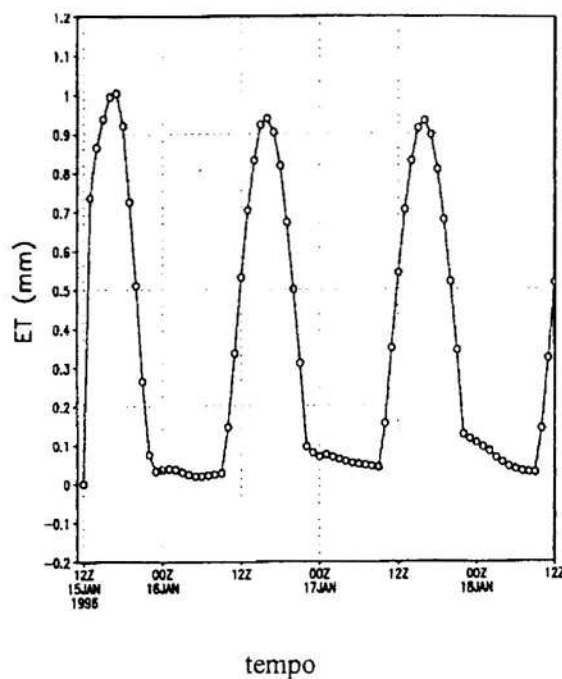


Figura 35 - Previsão de 72 horas da evapotranspiração sobre o cerrado a partir do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.

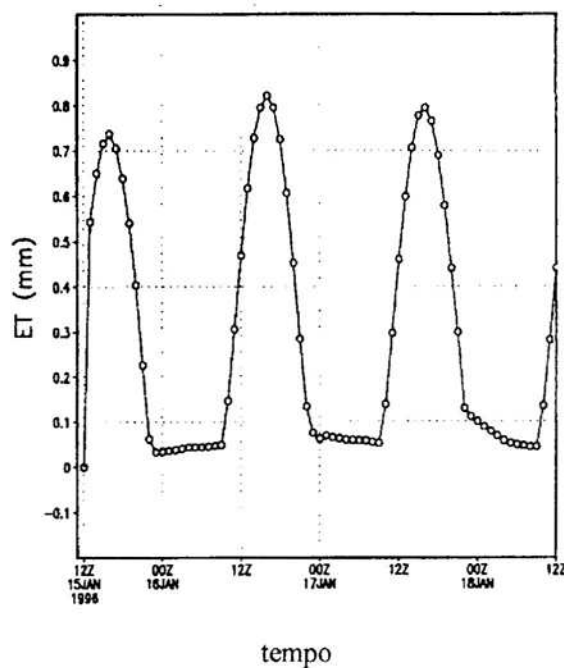


Figura 36 - Previsão de 72 horas da evapotranspiração sobre a pastagem a partir do dia 15 de janeiro de 1996, 12 UTC.

inclinadas, e os movimentos subterrâneos da água, que forem importantes componentes do balanço hidrológico, não forem considerados.

Os comportamentos diurnos da taxa de E_t prognosticada da floresta e da pastagem mostram-se fisicamente consistentes de acordo com o esperado pelos resultados obtidos por RESCHKE (1996), em que o saldo de radiação acima da floresta, no horário de máxima radiação, é 22,6% maior do que na pastagem. A fração do saldo de radiação utilizada na transferência de calor sensível varia de 29% na pastagem a 19% na floresta, e a estimativa da energia armazenada no dossel, em porcentagem do saldo de radiação na floresta, é maior que na pastagem.

4.6. Simulações na microrregião de Capinópolis

Conforme mencionado anteriormente, numa segunda etapa o modelo foi configurado de acordo com o padrão do domínio principal em termo dos processos físicos e aspectos numéricos, porém com as características fisiográficas da região de Capinópolis, onde a cultura da soja é mantida homogênea. Os prognósticos dos campos de temperatura e umidade do ar e da evapotranspiração foram obtidos em um domínio de 15 pontos de grades latitudinal e longitudinal, com resolução espacial de 1 km.

A Tabela 3 apresenta os resultados dos prognósticos dos campos da temperatura e umidade do ar próximo da superfície neste microdomínio, em comparação com os campos observados no horário das 12, 18 e 24 UTC dos dias 15, 16, 17 e 18 de janeiro de 1996, além das taxas de evapotranspiração (mm por dia) do período.

Os prognósticos da taxa de evapotranspiração (mm por dia) foram comparados com as estimativas do modelo de PM-FAO, utilizando a cultura da soja como referência para os dias 15, 16 e 17 de janeiro de 1996.

Tabela 3 - Sumário dos resultados prognosticados (PREV) dos campos de temperatura e umidade relativa do ar e das taxas de evapotranspiração, comparados com os respectivos campos observados (OBS) para a microrregião de Capinópolis, para janeiro de 1996

Dia/Hora (UTC)	Temperatura (°C)		Umidade Relativa (%)		Evapotranspiração (mm por dia)	
	OBS	PREV	OBS	PREV	OBS ¹	PREV
15 – 12:00	25,8	23,5	65,0	66,0		
18:00	31,2	28,1	51,0	61,5		
24:00	25,2	26,0	69,0	66,0	6,8	5,5
16 – 12:00	25,8	23,8	78,0	82,1		
18:00	30,6	26,2	60,0	77,9		
24:00	24,6	25,5	77,0	75,1	6,7	5,6
17 – 12:00	25,6	22,5	78,0	99,0		
18:00	29,0	24,8	66,0	86,0		
24:00	24,0	25,6	89,0	79,8	5,3	5,5
18 – 12:00	24,6	22,7	79,0	99,0		

1. Determinada de acordo com a equação de Penman-Monteith para a cultura da soja.

Os prognósticos apresentados na Tabela 3 são valores pontuais (sobre a estação de Capinópolis), e os dados observacionais são da mesma estação. Analisando-se os prognósticos das variáveis temperatura e umidade relativa do ar, percebe-se razoável concordância com as observações, com exceção no horário das 18 UTC, nas previsões de 48 horas. A partir desse horário, os prognósticos afastam-se significativamente das observações, em função da falta de realimentação de dados externos ao domínio no curso dos prognósticos. Os valores prognosticados da taxa de evapotranspiração (E_t) apresentam boa concordância com as estimativas de PM-FAO. Porém, comparando-se esses resultados com os prognósticos obtidos sobre o domínio principal, na região de predominância da soja (Figura 34) a totalização no período previsto (três dias), de 21,0 mm de E_t , não apresenta melhor aproximação

com as estimativas pelo PM-FAO, que totalizam 18,8 mm. Porém, os prognósticos para a região de Capinópolis, para o mesmo período da E_t totalizando 16,6 mm, aproximam-se mais dos valores de PM-FAO. Este fato mostra a influência da resolução da grade horizontal quando se deseja representar os processos na interação solo-atmosfera. Conforme notado no trabalho de MÖLDERS e RAABE (1996), geralmente uma grade de alta resolução horizontal representa melhor esses processos (com distribuição mais estruturada) do que uma grade de baixa resolução.

Conforme mencionado e de acordo com a Tabela 3, os prognósticos acumulados da E_t para 72 horas totalizam 16,6 mm. Comparando-os com os estimados no mesmo período, percebe-se a discrepância de 10% nos valores, mostrando um padrão de erro aceitável. Novamente nesse caso, pode-se verificar a similaridade no comportamento da tendência dos campos de temperatura e umidade relativas semelhantes às das Figuras 30 e 31.

Apesar de as demais variáveis não se ajustarem bem no modelo nas 72 horas de prognósticos, porém em função dos esquemas de parametrização dos processos do solo e da vegetação ligados às trocas de fluxos de calor, os resultados da E_t nesse período podem ser significativos. Esse fato foi verificado quando a previsão foi estendida para 120 horas.

A ausência de dados observacionais de fluxos de calor latente e sensível e de uma assimilação de dados, de modo a manter a atualização dos campos atmosféricos nas fronteiras do domínio do modelo, além da falta de conhecimento das condições físico-morfológicas do solo e da vegetação, impede a calibração mais detalhada e realística do modelo, quando então os fluxos prognosticados e observados poderiam ser melhor comparados e interpretados.

Outros fatores reproduzidos numericamente ou decorrentes das propriedades físicas que podem ter influenciado nas estimativas da E_t foram os ventos fortes prognosticados, eles não se comparam bem com os observados. Este problema pode ser decorrente de propriedades físicas mal definidas, como alta resolução da orografia resistência do dossel pressão de vapor alto ou baixo e porcentagem de cobertura de água em cada ponto de grade. Os erros nos campos dos ventos influencia na advecção do calor sensível e nas estimativas da evapotranspiração. Além disso, a

ausência de nebulosidade (em função dos processos de microfísica) verificada nas simulações, que pode ter superestimado os fluxos.

A discrepância entre as estimativas de PM-FAO e os prognósticos do RAMS pode ser melhor interpretada, assumindo que o “ambiente natural controlado” pelo PM-FAO é mais realístico do que o “ambiente numericamente estimado”.

A partir dos resultados obtidos tanto para a área do domínio principal quanto para a do microdomínio de Capinópolis, percebe-se a habilidade de o modelo representar os processos físico-biológicos da evapotranspiração em área homogênea ou não. Conseqüentemente, o modelo mostra ser uma ferramenta útil para o monitoramento da irrigação em culturas irrigáveis e na eventual reposição de água ao solo, principalmente o considerando não-homogêneo.

5. RESUMO E CONCLUSÕES

Visando introduzir um novo método na agricultura, aplicou-se um modelo numérico de mesoescala para a avaliação das qualidades das estimativas e dos prognósticos da taxa de evapotranspiração. Para tanto, utilizou-se como ferramenta principal o *Regional Atmospheric Modelling System* (RAMS), configurado de acordo com as características fisiográficas da região do Triângulo Mineiro, Minas Gerais, cujo domínio principal, com resolução horizontal de 5 km, foi gradeado com 41 pontos longitudinal e 21 latitudinalmente. Os campos atmosféricos inicializaram-se constantes por meio de uma sondagem extraída das análises globais do NCEP. A avaliação dos resultados numéricos teve como base observações locais, interpolados estes para a malha dos dados de temperatura e umidade relativa do ar nos horários sinóticos das estações climatológicas do Instituto Nacional de Meteorologia. Numa segunda etapa, o modelo foi reconfigurado para a microrregião de Capinópolis, com vegetação homogênea da cultura da soja, objetivando a comparação numérica com as estimativas do método de Penman-Monteith, versão FAO. Nesta fase, o microdomínio foi gradeado com 15 pontos latitudinais e longitudinais, com resolução espacial de 1 km.

As principais conclusões desta pesquisa foram:

- 1) A aplicação desta nova metodologia na agricultura poderá representar um avanço nos métodos de monitoramento da irrigação.
- 2) O modelo mostrou-se sensível quanto aos processos de interação solo-atmosfera, evidenciando a importância do conhecimento dos parâmetros do solo.
- 3) A inicialização homogênea da atmosfera proporcionou resultados satisfatórios dos campos analisados, quando comparados com os observados, para até 36 horas de prognósticos.
- 4) O conhecimento realístico das características físicas do solo, cujas propriedades são altamente variáveis, e morfológica da vegetação e do seu estado atual durante as rodadas é importante no tratamento dos processos, influenciando diretamente na performance dos resultados.
- 5) Dentro dos limites da configuração do modelo e apesar da escassez de dados, as estimativas da taxa de evapotranspiração apresentaram razoável concordância com o método de PM-FAO.
- 6) Pode-se verificar que as diferenças entre os campos observados e simulados são menores que 5% na maioria dos casos, que 15% em alguns e que muitas vezes está abaixo do erro aceito.

RECOMENDAÇÕES

Em função da versatilidade e potencialidade do modelo RAMS, determinadas linhas de pesquisa voltadas para a agricultura poderão ser exploradas pela modelagem numérica. Por exemplo, o modelo poderá ser aplicado para as estimativas e os prognósticos dos balanços energético e hidrológico a nível regional.

O tratamento físico dos processos na interface solo-vegetação-atmosfera, implementados no RAMS, deverá permitir um estudo regional das estimativas do índice de estresse hídrico e do coeficiente de cultura.

Outro aspecto importante refere-se à combinação entre esquemas de parametrizações bi e tridimensionais dos processos na interface solo-atmosfera do RAMS, que poderia ser implementada melhorando a sensibilidade dos fluxos, apesar de requerer maior carga computacional. Rotineiramente se acoplada a um outro modelo regional, por exemplo o ETA, a “performance” do modelo poderá ser melhorada na medida em que a assimilação de dados com fins de atualização das condições de fronteira for permitida.

Outras simulações envolvendo diferentes condições climáticas (seco, úmido ou envolvendo algum episódio) poderão ser realizadas, melhorando a interpretação e conclusão dos resultados.

Mantendo o esquema da inicialização homogênea da atmosfera, outros testes do modelo poderão ser realizados, alterando o período estudado, dentro da mesma condição climática, para melhor avaliar a evapotranspiração.

Quando se dispõe de dados de coeficiente de cultura (k_c), a “performance” do RAMS poderá ser testada por outros métodos de estimativa da evapotranspiração.

Realizar experimentos em diferentes campos, objetivando medir os parâmetros do solo e da vegetação e em distintas condições climáticas, seria importante para a modelagem numérica na medida em que se amplia a representatividade desses elementos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANTHES, R.A. Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions. **J. Climate. Appl. Meteorol.**, Boston, v.23, n. 4, p. 541-554, 1984.
- ASHWORTH, M. Parallel processing in environmental modelling. In: HOFFMANN, G., KAURANNE, T. **Parallel supercomputing in atmospheric science**. Reading, UK: World Scientific, 1993. p.1-15.
- AVISSAR, R., MAHRER, Y. A model to simulate response of plant stomata to environmental conditions. **Agr. For. Meteorol.**, v.34, n. 1, p. 21-29, 1985.
- AVISSAR, R., MAHRER, Y. Mapping frost-sensitive areas with a tree-dimensional local-scale numerical model - part I: Physical and numerical aspects. **J. Appl. Meteorol.**, Boston, v.27, n. 4, p. 400-413, 1988.
- AVISSAR, R., CHEN, F. Development and analysis of prognostic equations for mesoscale kinetic energy and mesoscale (subgrid scale) fluxes for large-scale atmospheric models. **J. Atmos. Sci.**, v.50, n. 22, p.3751-3774,1993.
- AVISSAR, R., PIELKE, R. A. A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical model and its impact on regional meteorology. **Mon. Weather Rev.**, Boston, v.117, n. 7, p. 2113-2136, 1989.
- BARR, G. A., STRONG, G. S. Estimating regional surface heat and moisture fluxes above prairie cropland from surface and upper-air measurements. **J. Appl. Meteorol.**, Boston, v. 35, n. 10, p. 1716-1734, 1996.

- BUSINGER, J. A., WINGAARD, J.C., IMUZI, E.F. et al. Flux profile relationships in the atmosphere surface layer. **J. Atmos. Sci.**, v. 28, n. 10, p. 181- 187, 1971.
- CHANG, J. T., WETZEL, P.J., Effects of spatial variations of soil moisture and vegetation on the evolution of a prestorm environment: a numerical case study. **Mon. Weather Rev.**, v.119, n. 6, p.1368-1390, 1991.
- CHEN, F. AVISSAR, R. The impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes. **J. Appl. Meteorol.**, v. 33, n. 4, p. 477-489, 1994.
- CHEN, C., COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus - capped mixed layer. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 25, n. 3, p. 289-321,1983.
- CLAPP, R., HORNBERGER, G. Empirical equations for some soil hydraulic properties. **Water Resour. Res.**, v.14, n. 4, p.601-604, 1978.
- CLARK, T. L. A small-scale dynamic model using a terrain-following coordinate transformation. **J. Comput. Phys.**, v. 24, n. 2, p.186-215, 1977.
- COLLINS, D., AVISSAR, R. An evaluation with the fourier amplitude sensitivity test (FAST) of which land-surface parameters are of greatest importance for atmospheric modelling. **J. Climate**, v. 7, n.5, p. 681-703, 1994.
- CONFALONE, A., COSTA, L.C., PEREIRA, C. R. Uso eficiente de la radiación en soja en distintas fases fenológicas bajo estress hídrico. In: REUNION ARGENTINA, 7; LATINOAMERICANA DE AGROMETEOROLOGIA, 1, 1997, Buenos Aires. **Anais ...** Buenos Aires: Facultad de Agronomía. UBA, 1997. p.57-58.
- DEARDOFF, J.W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. **J. Geophys. Res.**, v.83, n. A4, p. 1889-1903, 1978.
- DICKINSON, R. E., SELLERS, A.H., KENNEDY, P.J. et al. **Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model**. Boulder, Colorado: s.n., 1980. 200p. (Ncar Technical Notes).
- DORMAN, J.L., SELLERS, P.J. A global climatology of albedo roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the simple biosphere model (SiB). **J. Appl. Meteorol.**,v.28, n. 7, p. 833-855, 1988.
- DOTY, B. **The grid analysis and display system - GrADS**. Norwich, UK: University of East Anglia, 1995. 148p

- EMBRAPA. **Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro, RJ: SNLCS/EMBRAPA, 1982. 526p. (Boletim de Pesquisas, 1).
- ESTOQUE, M.A. A numerical model of the atmospheric boundary layer. **J. Geophys. Res.**, v.68, n. 4, p.1103-1113, 1963.
- FOLEGATTI, M.V., GOMIDE, R. L. Uso da termometria infravermelha no monitoramento do estresse hídrico de culturas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 9, 1995, Campina Grande. **Mini curso ...** Campina Grande: SBA, 1995. 26p.
- GAL-CHEN, T., SOMERVILLE, R.C.J. On the use of a coordinate transformation for the solution of the navier-stokes equations. **J. Comput. Phys.**, v. 17, n. 2, p. 209-228, 1975.
- HALTINER, G. J., WILLIAMS, R.T. **Numerical prediction and dynamic meteorology**. New York: John Wiley & Sons, 1980. 477p.
- HASTEAD, M.H., RICHMAN, R., COVEY, W. et al. A preliminary report on the design of a computer for micrometeorology. **J. Meteorol.**, v. 14, n. 4, p. 308-325, 1957.
- KIMURA, F., SHIMIZU, M. D. Estimation of sensible and latent heat fluxes from soil surface temperature using a linear air-land transfer model. **J. Appl. Meteorol.**, v. 33, n. 4, p. 477-489, 1994.
- LEE, T.J., PIELKE, R.A. Estimating the soil surface specific humidity. **J. Appl. Meteorol.**, v. 31, n. 5, p. 480-484, 1992.
- LOUIS, J.F. A parametric model of vertical eddy flux in the atmosphere. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 17, n.2, p.187-202, 1979.
- McCUMBER, M.C., PIELKE, R.A. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: soil layer. **J. Geophys. Res.**, v.86, n. A11, p. 9929-9938, 1981.
- MAHFOUF, J.F., RICHARD, E., MASCART, P. The influence of soil vegetation on the development of mesoscale circulation. **J. Climate. Appl. Meteorol.**, v.26, n. 11, p. 1483-1495, 1987.
- MAHRER, Y., PIELKE, R.A. Numerical study of the airflow over irregular terrain. **Beitr. Phys. Atm.**, v.50, n. 2, p.98-113, 1977.

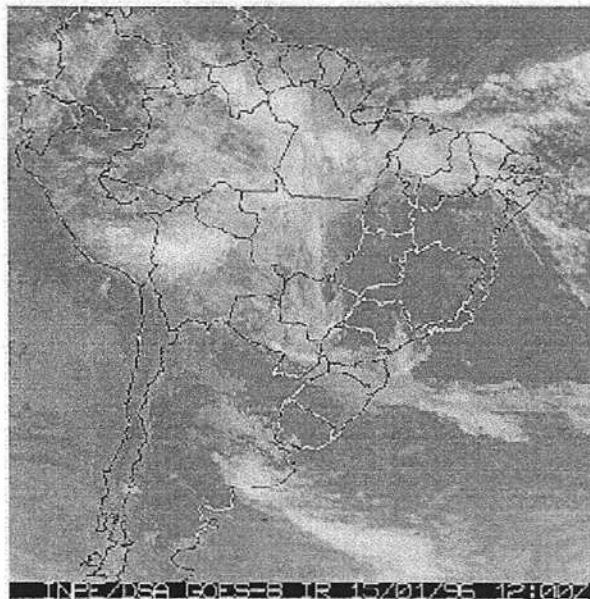
- MANTON, M.J., COTTON, W. R. Parameterization of the atmospheric surface layer. **J. Atmos. Sci.**, v. 34, n. 2, p.331-334, 1977.
- MELLOR, G. J., YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Rev. Geophys. Space Phys.**, v. 20, n.4, p.851-875, 1982.
- MESINGER, F., ARAKAWA, C. **Numerical methods used in atmospheric models**. Geneva: WMO/ISCU Joint Organizing Committee, 1976. 64p. (GARP publications series, 14).
- MINAS GERAIS. Secretaria de Ciência e Tecnologia. **Uso da terra. I.G.A. Projeto diagnóstico ambiental**, mapa 7. Belo Horizonte, 1982.
- MÖLDERS, N., RAABE, A. Numerical investigations on the influence of subgrid-scale surface heterogeneity on evapotranspiration and cloud processes. **J. Appl. Meteorol.**, Boston, v. 35, n.6, p. 782-794, 1996.
- MORTON, F. I. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hidrology. **J. Hydrol.**, v. 66, n. 1/4, p. 1-76, 1983.
- NOBRE, C.A, SELLERS, P.J., SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climatic change. **J. Climate.**, Boston, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.
- NOBRE, C.A., GASH, J.H.C., ROBERTS, J.M., et al. Conclusions from ABRACOS. In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J. M. et al. (Eds.). **Amazon deforestation and climate**. Chichester, UK: John Wiley & Sons, 1996. p. 586-595.
- OLA, P., PERSON, G., WARNER, T. T. Model generation of spurious gravity waves due to inconsistency of the vertical and horizontal resolution. **Mon. Weather Rev.**, Boston, v. 119, n.11, p. 917-930, 1990.
- PAEGLE, J., ZDUNKOWSKI, W.G., WELCH, R.M. Implicit differencing of predictive equations of the planetary boundary layer. **Mon. Weather Rev.**, Boston, v. 104, n. 10, p. 1321-1324, 1976.
- PHILIP, J. R. Evaporation and moisture and heat fields in the soil. **J. Meteorol.**, Wiltshire, v.14, n. 4, p. 354-366, 1957.
- PRATES, J.E. **Controles associados à distribuição espacial da precipitação no verão no estado de Minas Gerais: aspectos fisiográficos e meteorológicos**. São Paulo, SP: USP, 1994. 180p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, 1994.

- PRATES, J.E. Estimativas regional dos fluxos de calor latente e sensível utilizando um modelo numérico de mesoescala. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 9, 1995, Campina Grande. **Anais....** Campina Grande: UFPb, 1995. p. 397-399.
- PRATES, J. E. Avaliação do efeito do contraste de vegetação na circulação local. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 10, 1997, Piracicaba. **Anais ...** Piracicaba: SBA, 1997. P. 567-569.
- REGNIER, P. **Modélisation du calcul des flux de chaleurs sensibles et latentes du "regional atmospheric modelling system"**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1993. 27p. (Rapport des travaux de recherche en préparation de la thèse de doctorat).
- RESCHKE, G.A. **Influência do desmatamento no balanço de radiação e nos fluxos de calor sensível e calor latente em Ji-Paraná, Rondônia**. Viçosa, MG: UFV, 1996. 51p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, 1996.
- SÁ, T.D.A., COSTA, P.R., McWILLIAM, A.L.C. Forest and pasture conductances in southern Pará, Amazonia. In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J. M. et al. (Eds.). **Amazon deforestation and climate**. Chichester, UK: John Wiley & Sons, 1996. p. 241-263.
- SEDIYAMA, G.C. **Evapotranspiration: necessidade de água para as plantas cultivadas**. Brasília, DF: ABEAS, 1996. 179p. (Curso por tutoria à distância. Curso de Engenharia e Manejo de Irrigação. Modulo, 2)
- SEGAL, M., AVISSAR, R., McCUMBER, M.C. et al. Evaluation of vegetation on the circulation and modification of mesoscale circulation. **J. Atmos. Sci.**, v.45, n. 17, p. 2268-2292, 1989.
- SEGAL, M., ARRITT, R.W. Nonclassical mesoscale circulations caused by surface sensible heat flux gradients. **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, v.73, n. 10, p.1593-1604, 1982.
- SELLERS, P.J., MINTZ, Y. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. **J. Atmos. Sci.**, v.43, n. 6, p.505-531, 1986.
- SILVA DIAS, M.A.F., REGNIER, P. Simulations of mesoscale circulations in a deforested area of Rondônia in the dry season. . In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J. M. et al. (Eds.). **Amazon deforestation and climate**, Chichester, UK: John Wiley & Sons, 1996. p. 531-547.

- SMITH, M. **Report on the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements.** FAO: Rome, 40p.1991.
- TJERNSTROM, M. Some tests with a surface energy balance scheme including a bulk parameterization for vegetation in a mesoscale model. **Boundary-Layer Meteor.**, v. 48, n. 9, p.33-68, 1989.
- TREMBACK, C.J. **Numerical simulation of a mesoscale convective complex: model development and numerical results.** Fort Collins: Colorado State University, 1990. 247p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Colorado State University, 1990.
- TREMBACK, C.J., KESSER, R. **A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical model.** Preprint 7th AMS conference on numerical weather predictions June 17-20: Montreal, Quebec, Canada, Amer. Meteorol. Soc.: Boston, p. 355-358, 1985.
- TREMBACK, C. J., POWELL, J., COTTON, W.R. et al. The forward in time upstream advection scheme: extension to higher orders. **Mon. Weather Rev.**, v. 115, n. 2, p. 540-555, 1987.
- WALKO, L.R., TREMBACK, C. J. **RAMS - the regional atmospheric modelling system V. 3b: user's guide.** Fort Collins, CO: Aster Inc., 1993. 102p.
- XUE, Y. M, BASTABLE, H. G., DIERMEYER, P. A. et al. Sensitivity of simulated surface fluxes to changes in land surface parameterization – a study using ABRACOS data. **J. Appl. Meteorol.**, v. 35, n. 3, p. 386-400, 1996.
- YANG, X., ZHOU, Q. MELVILLE, M.D. Estimating local sugarcane evapotranspiration using Landsat TM imagery and VITT concept. **Int. J. Remote Sens.**, v. 18, n. 2, p. 453-459, 1997.

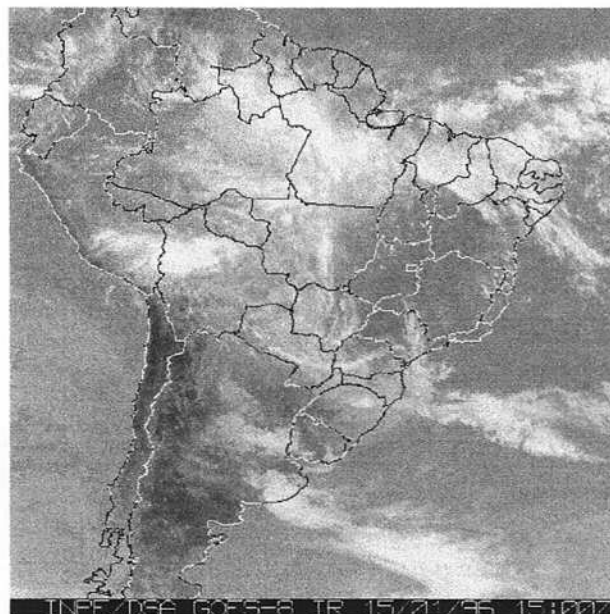
APÊNDICE

APÊNDICE A



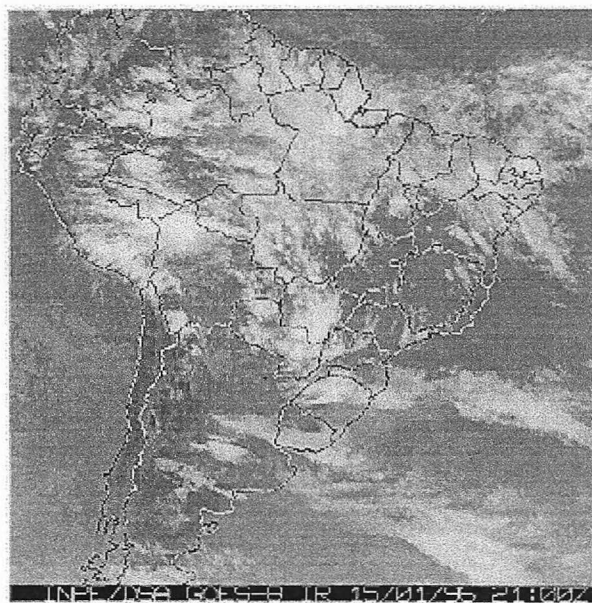
Fonte: Divisão de Satélites Ambientais - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Figura 1 A - Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 15.01.96, 12 UTCs.



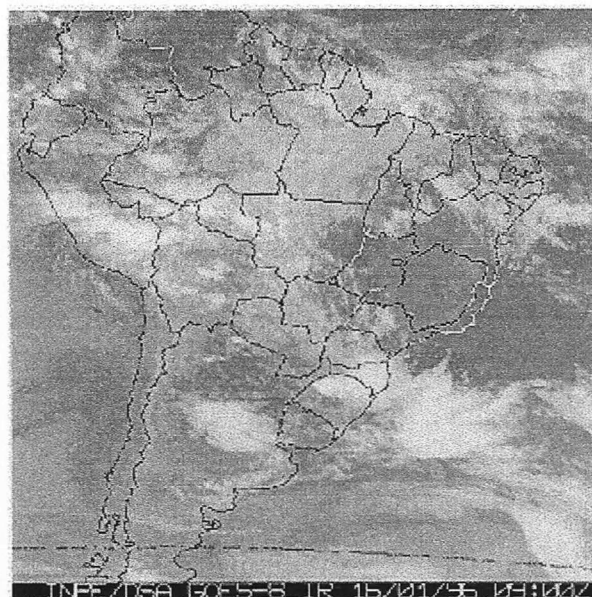
Fonte: Divisão de Satélites Ambientais - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Figura 2 A - Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 15.01.96, 15 UTCs.



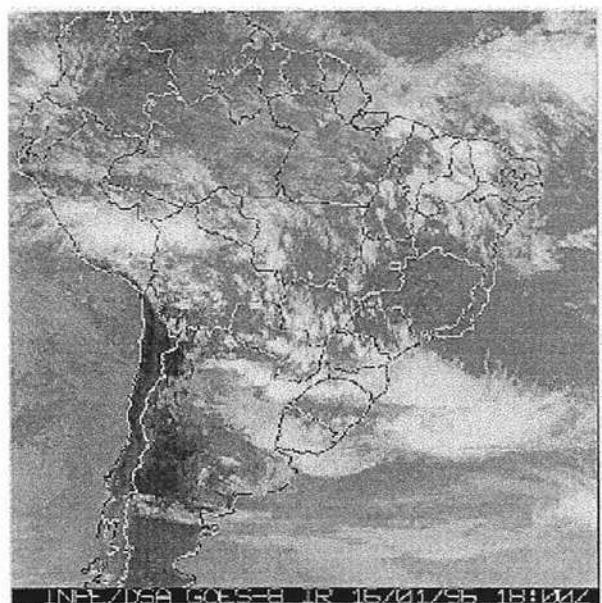
Fonte: Divisão de Satélites Ambientais - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Figura 3 A - Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 15.01.96, 21 UTCs.



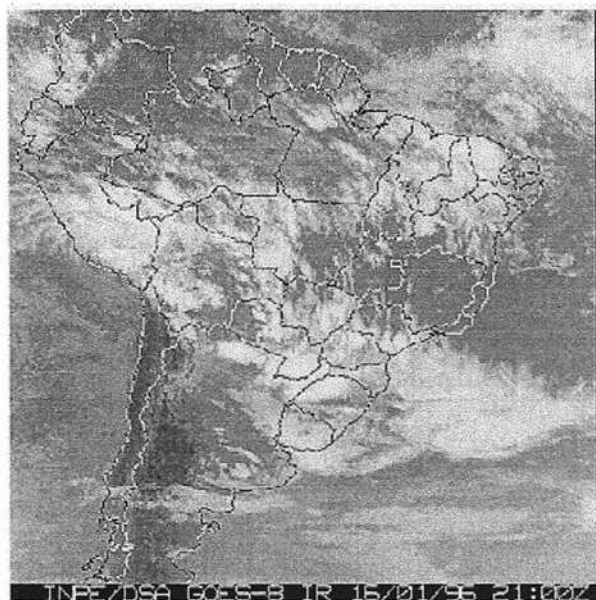
Fonte: Divisão de Satélites Ambientais - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Figura 4 A - Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 16.01.96, 09 UTCs.



Fonte: Divisão de Satélites Ambientais - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Figura 5 A - Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 16.01.96, 18 UTCs.



Fonte: Divisão de Satélites Ambientais - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Figura 6 A - Foto do satélite GOES-8, IR, do dia 16.01.96, 21 UTCs.

APÊNDICE B

\$MODEL_GRIDS

! Simulation title (64 chars)

EXPNAME = 'EVAPOTRANSPIRACAO REGIONAL TRIANGULO
MINEIRO ',

IOTYPE = 0, ! -1=diagnostic, 0=normal run

RUNTYPE = 'INITIAL', ! type of run: MAKESFC, INITIAL, HISTORY,
or MAKEVFILE

TIMEUNIT = 'h', ! 'h','m','s' - Time units of
! TIMMAX, TIMSTR, VTIME

TIMMAX= 48., ! Final time of simulation

NGRIDS = 1, ! Number of grids to run

NNXP = 41, ! Number of x gridpoints
NNYP = 21, ! Number of y gridpoints
NNZP = 52, ! Number of z gridpoints
NNZG = 11, ! Number of soil gridpoints

NXTNEST = 1, 1, 2, 3, ! Grid number which is the next
! coarser grid

! Coarse grid specifications

IHTRAN = 1, ! 0-Cartesian, 1-Polar stereo

DELTAX = 5000.,
DELTAY = 5000., ! X and Y grid spacing

DELTAZ = 20., ! Z grid spacing (set to 0. to use ZZ)
DZRAT = 1.2, ! vertical grid stretch ratio
DZMAX = 500., ! maximum delta Z for vertical stretch

ZZ=0., 25., 75., 150., 250., 500., 750., 1000., 1500., 2000., 2500.,
3250., 4000., 5000., 6000.,

```

! Vertical levels if DELTAZ = 0

DTLONG = 5.,      ! Coarse grid long timestep
NRATIO = 1,       ! Small timestep ratio

IMONTH1 = 1,      ! Month
IDATE1 = 15,      ! Day
IYEAR1 = 96,      ! Year
STRTIM = 12.0,    ! GMT of model TIME = 0.

! Nest ratios between this grid
! and the next coarser grid.
NSTRATX = 1, 5, 6, 4,      ! x-direction
NSTRATY = 1, 1, 6, 4,      ! y-direction
NNDTRAT = 1, 2, 3, 3,      ! time

NESTZ = 0,              ! contort coarser grids if negative
NSTRATZ=4,4,3,3,3,3,2,2,2,2,1,1,1,1, !
! CENTRO DE CAPINOPOLIS - CASO 1 SOJA

! POLELAT = -18.68,
! POLELON = -49.57,
! CENTLAT = -18.68,
! CENTLON = -49.57,

! CENTRO TRIANGULO MINEIRO

POLELAT = -19.26,      ! Latitude of pole point
POLELON = -48.81,      ! Longitude of pole point

CENTLAT = -19.26,
CENTLON = -48.81,

! CENTRO DO ARQUIVO t15S56W do mktopo.f

! POLELAT = -23.00,
! POLELON = -49.00,
! CENTLAT = -23.00,
! CENTLON = -49.00,

! POLELAT = -19.0,
! POLELON = -48.0,
! CENTLAT = -19.0,
! CENTLON = -48.0,
! Grid point on the next coarser

```

```

! nest where the lower southwest
! corner of this nest will start.
! IF NINEST or NJNEST = 0, use CENTLAT/LON
NINEST = 1, 17, 0, 0,      ! i-point
NJNEST = 1, 1, 0, 0,      ! j-point
NKNEST = 1, 1, 1, 1,      ! k-point

NNSTTOP = 1, 1, 1, 1,      ! Flag (0-no or 1-yes) if this
NNSTBOT = 1, 1, 1, 1,      ! nest goes the top or bottom of the
                        ! coarsest nest.

GRIDU = 0., 0., 0., 0.,    ! u-component for moving grids
GRIDV = 0., 0., 0., 0.,    ! v-component for moving grids
                        ! (still not working!)

```

SEND

SMODEL_FILE_INFO

```

! History file input

TIMSTR= 0.,      ! time of history start (see TIMEUNIT)
HFILIN = 'saida2/evapot.h60h', ! input history file name

! History/analysis file output

IOUTPUT= 1,      ! 0-no files, 1-save in ASCII, 2-save in binary
HFILOUT='saida/evapot.h',      ! history file prefix
AFILOUT='saida/evapot.a',      ! analysis file prefix
HFUNITS='h', AFUNITS='h',      ! history/anal file units (M,m,H,h,S,s)
FRQHIS =3600., FRQANL =3600., ! history/anal file frequency

! Variable initialization input

INITIAL = 1,      ! Initial fields - 1=horiz.homogeneous, 2=variable
VTIME = 0., 12., 24., ! model times for varfiles (See TIMEUNIT)
VARFIL ='isan/iv15-jul-91-00','isan/iv15-jul-91-12','isan/iv16-jul-91-00',
IVWIND = 0,      ! initial winds ( only 0 works)

NUDLAT = 5,      ! number of points in the lateral bnd region
TNUDLAT = 0.,    ! nudging time scale (s) at lateral boundary
TNUDCENT = 0.,   ! nudging time scale (s) in center of domain
TNUDTOP = 0.,    ! nudging time scale (s) at top of domain

```

ZNUDTP = 15000., ! nudging at top of domain above this height (m)

! Printed output controls

FRQPRT = 3600., ! Printout frequency

FRQIPR = 99900., ! Integral print frequency

FRQIST = 93600., ! Integral store frequency

ISTPFL = 1, ! Timestep message frequency flag

INITFLD = 1, ! Initial field print flag 0=no print, 1=print

INPRTFL = 1, ! Namelist print flag 0=no print, 1=print

! Input topography variables

SFCFILES = 'NONE', ! File path and prefix for surface characteristic
! files.

ITOPTFLG = 1,0,1,1,2, ! 2 - Fill data in "ruser"

IPCTLFLG = 2,0,1,1,2, ! 1 - Interp data from latlon dataset

ISSTFLG = 2,0,0,0,0, ! 0 - Interpolate from coarser grid

IVEGTFLG = 2,0,1,1,1,

!

! The following only apply for IxxxxFLG=1

!

! ITOPTFN = '/pesqhome/sps02/rams/rams3b/data/topo10m/H',

ITOPTFN = '/home/sps05/raffi/topo30/T',

IPCTLFN = '/pesqhome/sps02/rams/rams3b/data/pct110m/L',

ISSTFN = '/pesqhome/sps02/rams/rams3b/data/sst/SJUL',

IVEGTFN = '/pesqhome/sps02/rams/rams3b/data/usgs/DATA/V',

SILAVWT = 0.0, 0., 0.,0., ! Weighting of topo silhouette averaging

TOPTWVL = 4.0, 4., 4.,4., ! Topo wavelength cutoff in filter

PCTLWVL = 2.0, 2., 2.,2., ! Land pct wavelength cutoff in filter

SSTWVL = 2.0, 2., 2.,2., ! Land pct wavelength cutoff in filter

MKCOLTAB = 0, ! make microphysics collection table: 0 = no, 1 = yes

COLTABFN = '/pesqhome/sps02/rams/rams3b/data/micro/ct2.0', ! collection
table filename to read or write

EVPTABFN = '/pesqhome/sps02/rams/rams3b/data/micro/et2.0', ! evaporation
table filename to read

\$END

\$MODEL_OPTIONS

NADDSC = 0,0,0,0, ! Number of additional scalar species (<= 5)

NTOPSMTH = 0, ! Number of passes for topography smoother

IZFLAT = 0, ! Width of flat margin around domain (in grid points)

! Numerical schemes

ITMDIFF = 2, ! 1=forward, 2=leapfrog, 3=hybrid

NONHYD = 1, ! nonhydrostatic=1, hydrostatic=0

SSPCT = 0.33, ! Sound speed fraction for the nonhydrostatic model

IMPL = 1, ! Implicit flag for acoustic model - 0=off, 1=on

ICNTEQ = 2, ! Hyd - continuity equation - 1 -incomp, 2 -anelastic

WTKD = 1., ! Klemp/Durran - current timestep weighting

ICORFLG = 1, ! Coriolis flag/2D v-component - 0=off, 1=on

IBCTOP = 0, ! top boundary condition

! 0-wall on top(nonhyd) 2-prognostic sfc prs(hyd)

! 1-Klemp-Durran(nonhyd/hyd) 3-material surface(hyd)

! era 3-Orlanski

IBND = 3, ! Lateral boundary condition flags

JBND = 3, ! 1-Klemp/Wilhelmson, 2-Klemp/Lilly, 3-Orlanski

! 4-cyclic

CPHAS = 20., ! Phase speed if IBND or JBND = 1

LSFLG = 0, ! Large-scale gradient flag for variables other than

! normal velocity:

! 0 = zero gradient inflow and outflow

! 1 = zero gradient inflow, radiative b.c. outflow

! 2 = constant inflow, radiative b.c. outflow

! 3 = constant inflow and outflow

NFPT = 0, ! Rayleigh friction - number of points from the top

DISTIM = 60., ! - dissipation time scale

TIMSCL = 0., !0 - Initial wind spin-up - time scale

KSPIN = 33, !33 - below this level (velocity)

KMSPIN = 10, !10 - below this level (momentum)

IPRSPLT = 0, ! precipitation time-split scheme - 0=off, 1=on

IADVL = 2, ! Order of advection - Leapfrog - 2 or 4

IADV = 2, ! Order of advection - Forward - 2 or 6

IPGRAD = 1, ! Pressure gradient scheme for topo.: 1-transform

! 2-interpolate

FILT4 = 0. , ! Fourth order filter coefficient (0 - off)
 ! (> 0 timestep at which 2 delta waves are
 ! totally removed)
 FXLONG = 0.0000, ! Long filter coefficient 0=off
 FYLONG = 0.0000, ! Long filter coefficient 0=off

! Radiation parameters

ISWRTYP = 1, ! Shortwave radiation type 0-none, 2-Mahrer/Pielke, 1-Chen
 ILWRTYP = 1, ! Longwave radiation type 0-none, 2-Mahrer/Pielke, 1-Chen
 RADFRQ = 1200., ! Frequency of radiation tendency update in seconds
 LONRAD = 1, ! Longitudinal variation of shortwave (0-no, 1=yes)

! Cumulus parameterization parameters

NNQPARM = 1, 0, 0, 0, ! convective parameterization flag
 ! 0-off, 1-on
 CONFRQ = 1200., ! Frequency of conv param. updates in seconds
 WCLDBS = 1.0, ! vertical motion needed at cloud base for convection

! Surface layer and soil parameterization

ISFCL = 1, ! surface layer/soil/veg model
 ! 0-specified surface layer gradients / sem solo ..
 ! 1-soil/vegetation model

NVGCON = 10, ! Vegetation type
 ! 1 -- Crop/mixed farming 2 -- Short grass
 ! 3 -- Evergreen needleleaf tree 4 -- Deciduous needleleaf tree
 ! 5 -- Deciduous broadleaf tree 6 -- Evergreen broadleaf tree
 ! 7 -- Tall grass 8 -- Desert
 ! 9 -- Tundra 10 -- Irrigated crop
 ! 11 -- Semi-desert 12 -- Ice cap/glacier
 ! 13 -- Bog or marsh 14 -- Inland water
 ! 15 -- Ocean 16 -- Evergreen shrub
 ! 17 -- Deciduous shrub 18 -- Mixed woodland

! TSEASN = 295.62 (Capinopolis + Uberaba + Joao Pinheiro)/3

TSEASN = 295.62, ! Average seasonal temp
 TVGOFF = 0., ! Initial veg temp offset
 VWTRCON = .000, ! Initial veg water storage (not working)

UBMIN = 0.25, ! Minimum U value to use in computing U_*
 PCTLCON = 1.0, ! constant land percentage if for all domain
 NSLCON = 7, ! constant soil type if for all domain

! 1=sand 2=loamy sand 3=sandy loam
! 4=silt loam 5=loam 6=sandy clay loam
! 7=silty clay loam 8=clay loam 9=sandy clay
! 10=silty clay 11=clay 12=peat

ZROUGH = 0.09, ! constant roughness if for all domain
ALBEDO = 0.24, ! constant albedo when not running soil model
SEATMP = 289., ! constant water surface temperature

DTHCON = -0., ! constant surface layer temp gradient for no soil
DRTCON = .000, ! constant surface layer moist gradient for no soil
SOILDZ = 0., ! soil model grid spacing
SLZ = -.50, -.40, -.30, -.25, -.20, -.16, -.12, -.09, -.06, -.03, 0., ! soil grid levels

! initial soil moisture

SLMSTR = .95,.93,.90,.80,.80,.70,.70,.65,.65,.50,.50,
! SLMSTR = .67,.65,.64,.60,.55,.54,.51,.50,.46,.45,.40,
STGOFF = -2.1, -0.5, 1.2, 1.8, 2.6, 1.9, 1.2, 0.6, 0., 0.8, 1.1,
! tar = 25.8, 18z=31.2 ; 24z=25.2

! Initial soil temperature offset from lowest
! atmospheric level

! Eddy diffusion coefficient parameters

IDIFFK = 1, ! K flag:
! 1 - Horizontal deformation/ Vertical Mellor-Yamada
! 2 - Anisotropic deformation (horiz and vert differ)
! 3 - Isotropic deformation (horiz and vert same)
! 4 - Deardorff TKE (horiz and vert same)

CSX = .13, ! Adjustable parameter, deformation horiz. K's coefficient
CSZ = .13, ! Adjustable parameter, deformation vert. K's coefficient

XKHKM = 3.0, ! Ratio of horizontal K_h to K_m for deformation
ZKHKM = 3.0, ! Ratio of vertical K_h to K_m for deformation
AKMIN = 3.0, ! Ratio of minimum horizontal eddy viscosity coefficient
! to typical value from deformation K

! Microphysics

NLEVEL = 1, 0, 1,1,1, ! moisture complexity level
 INUCPRG = 0, 0, 0,0,0, ! Prognose ice nuclei (0-no, 1-yes)

ICLOUD = 0, 4, 0,0,0, ! Microphysics flags
 IRAIN = 0, 2, 0,0,0, !-----
 IPRIS = 0, 5, 0,0,0, ! 0 - no species
 ISNOW = 0, 2, 0,0,0, ! 1 - diagnostic concn.
 IAGGR = 0, 2, 0,0,0, ! 2 - specified mean diameter
 IGRAUP = 0, 2, 0,0,0, ! 3 - specified y-intercept
 IHAIL = 0, 2, 0,0,0, ! 4 - specified concentration
 ! 5 - prognostic concentration

CPARM = .3e9, .3e9, 0., 0., 0.,
 RPARM = .1e-2, .1e-2, 0., 0., 0., ! Microphysics parameters
 PPARM = 0., 0., 0., 0., 0., !-----
 SPARM = .1e-2, .1e-2, 0., 0., 0., ! Characteristic diameter,
 APARM = .1e-2, .1e-2, 0., 0., 0., ! number concentration, or
 GPARM = .1e-2, .1e-2, 0., 0., 0., ! y-intercept
 HPARM = .3e-2, .3e-2, 0., 0., 0.,

AMI0 = 1.e-12, ! minimum crystal mass (kg)

! gnus for: cloud rain pris snow aggr graup hail
 GNU = 2., 2., 2., 2., 2., 2., 2., ! gamma shape parms

SEND

\$MODEL_SOUND

! Sounding specification

! Flags for how sounding is specified

IPSFLG=0, ! specifies what is in PS array
 ! 0 - pressure (mb), 1 - heights (m), PS(1)=sfc press(mb)

ITSFLG=1, ! specifies what is in TS array
 ! 0 - temp(C), 1 - temp(K), 2 - pot. temp(K)

IRTSFLG=3, ! specifies what is in RTS array
 ! 0 - dew pnt.(C), 1 - dew pnt.(K), 2 - mix rat(g/kg)
 ! 3 - relative humidity on %, 4 - dew pnt depression(K)

IUSFLG=0, ! specifies what is in US and VS arrays
 ! 0 - u,v component(m/s), 1 - umoms-direction, vmoms-speed

IUSRC = 0, ! source of wind profile:

! 0 - umoms, vmoms, valid at sounding levels (PS)

! -1 - usndg, vsndg, valid at model levels (Z)

! ##### SONDAGEM DAS 00 UTC - 15/1/96

! HS = 0.,

! PS = 1000., 950., 850., 700., 500., 400., 300., 250., 200., 150., 100., 50., 30.,
10., 3.,

! TS = 294.1, 296.4, 291.1, 282.9, 265.3, 254.9, 242.1, 232.1, 219.2, 206.3,
193.8, 206.8, 214.7,
! 229.0, 245.0,

! RTS = 91., 82., 81.9, 26.4, 8., 7., 53., 60., 97., 44., 78., 2., .0005, .0005,
.0005,

! US = -3.49, -5.28, -9.83, -8.77, -11.7, -11.3, -9.3, -16.5, -15.7, -13.4, -9.7, -8.3,
-14.6,
! -40.0, -47.0,

! VS = -.62, -1.02, -3.16, -4.04, -3.11, 3.3, 14.5, 16., 20.2, 23.5, 7.9, -1.8, 1.8,
3.82, .07,

! #####

! ##### SONDAGEM DAS 12 UTC - 15/1/96 NCEP/ CPTEC

! HS = 0.,

PS = 943., 925., 850., 700., 500., 400., 300., 250., 200., 150., 100., 50.,
30., 10., 3.,

TS = 298.8, 296., 291.7, 281.2, 265.5, 254.8, 241.1, 231.3, 220.8, 206.4, 194.6, 204.9,
215.5, 228.8, 244.4,

RTS = 67., 67., 69., 40., 14., 9., 27., 55., 62., 64., 75., 3.,
0.5, 0.5, 0.5,

US = -0.3, -1.8, -2.1, -4.5, -5., -5.3, -8.8, -7.8, -13., -17., -8.9, -8.6, -16.1, -12.3, -15.6,

VS = -0.0, -1.7, -2.2, -4.2, -3.4, 6.8, 17.2, 19., 20., 18.3, 9.5, 4.5, -0.4, -3.1, 5.5,

USNDG = 0., ! Wind components if IUSRC = -1

VSNDG = 0., !

KMEAN1 = 0, ! lower model level for calculation of (umean,vmean)
 KMEAN2 = 0, ! upper model level for calculation of (umean,vmean)

UMEAN = 0.0, ! u-component for Galilean transformation
 VMEAN = 0.0, ! v-component for Galilean transformation

SEND

\$MODEL_PRINT

! Specifies the fields to be printed during the simulation

NPLT = 3, ! Number of fields to be printed at each time
 ! for various cross-sections (limit of 50)

IPLFLD = 'TEMP','WP','RELHUM',

! Field names - see table below

! PLFMT(6) = '0PF7.2', ! Format specification if default is unacceptable

IXSCTN = 1,1,1,3

! Cross-section type (1=XZ, 2=YZ, 3=XY)

ISBVAL = 1,1,1,11

! Grid-point slab value for third direction

! The following variables can also be set in the \$SPRNT namelist: IAA,
 ! IAB, JOA, JOB, NAAVG, NOAVG, PLTIT, PLCONLO, PLCONHI, and
 PLCONIN.

SEND

C 'UP' - UP(M/S) 'RC' - RC(G/KG) 'PCPT' - TOTPRE
 C 'VP' - VP(M/S) 'RR' - RR(G/KG) 'TKE' - TKE
 C 'WP' - WP(CM/S) 'RP' - RP(G/KG) 'HSCL' - HL(M)
 C 'PP' - PRS(MB) 'RA' - RA(G/KG) 'VSCL' - VL(M)
 C 'THP' - THP(K)
 C 'THETA' - THETA(K) 'RL' - RL(G/KG) 'TG' - TG (K)
 C 'THVP' - THV(K) 'RI' - RI(G/KG) 'SLM' - SLM (PCT)
 C 'TV' - TV(K) 'RCOND' - RD(G/KG) 'CONPR' - CON RATE
 C 'RT' - RT(G/KG) 'CP' - NPRIS 'CONP' - CON PCP
 C 'RV' - RV(G/KG) 'RTP' - RT'(G/KG) 'CONH' - CON HEAT
 C 'CONM' - CON MOIS
 C 'THIL' - Theta-il (K) 'TEMP' - temperature (K)
 C 'TVP' - Tv (K) 'THV' - Theta-v (K)
 C 'RELHUM' - relative humidity (%) 'SPEED' - wind speed (m/s)
 C 'FTHRD' - radiative flux convergence (??)
 C 'MICRO' - GASPRC

```

C 'Z0' - Z0 (M) 'ZI' - ZI (M) 'ZMAT' - ZMAT (M)
C 'USTARL'-USTARL(M/S) 'USTARW'-USTARW(M/S) 'TSTARL'-TSTARL
(K)
C 'TSTARW'-TSTARW(K) 'RSTARL'-RSTARL(G/G) 'RSTARW'-
RSTARW(G/G)
C 'UW' - UW (M*M/S*S) 'VW' - VW (M*M/S*S)
C 'WFZ' - WFZ (M*M/S*S) 'TFZ' - TFZ (K*M/S)
C 'QFZ' - QFZ (G*M/G*S) 'RLONG'- RLONG
C 'RSHORT'-RSHORT

```

\$ISAN_CONTROL

```

MSTAGE = 1, 1, 1, ! Main switches for
! pressure, isentropic, "varfile" processing

```

```

NATIMES = 1, ! Number of times on which to perform analysis

```

```

IAHOUR = 12, ! Hours to analyze
IADATE = 15, ! Dates
IAMONTH = 7, ! Months
IAYEAR = 91, ! Years

```

```

! NCAR archived data file names

```

```

IAPR = 'ncar/Y08164', ! Input pressure level dataset

```

```

IARAWI = 'ncar/Y08200', ! Archived rawinsonde file name

```

```

IASRFCE = 'ncar/Y08190', ! Archived surface obs file name

```

```

! File names and dispose flags

```

```

IFNPRS = 'ip', ! Pressure file name prefix
IOFLGP= 1, ! Dispose flag: 0 = no write, 1 = write

```

```

IFNISN = 'ii', ! Isentropic file name prefix
IOFLGI= 1, ! Dispose flag: 0 = no write, 1 = write

```

```

IFNSIG = 'is', ! Sigma-z file name prefix
IOFLGS= 1, ! Dispose flag: 0 = no write, 1 = write

```

```

IFNVAR = 'iv', ! "Variable initialization" file name prefix
IOFLGV= 1, ! Dispose flag: 0 = no write, 1 = write

```

```

$END

```

```

$ISAN_PRESSURE

```



```

!-----
!  Pressure grid information:
!-----

NPRX=29,      ! number of grid points in x (lon) direction
NPRY=25,      ! number of grid points in y (lat) direction
NPRZ=10,      ! number of pressure levels

PDATA='NMC',  ! 'NMC' or 'ECMWF' if from NCAR archives.

WPLON = -150.0, ! West longitude bound of pressure data access
SPLAT =  10.0,  ! South latitude bound
           ! Latitude and longitude bounds are north and east
           ! if positive, south and west if negative.

SPCNPRX = 2.5,  ! East-west grid spacing of pressure data
SPCNPRY = 2.5,  ! North-south spacing

           ! Pressure levels (mb) in input dataset to access
LEVPR = 1000,850,700,500,400,300,250,200,150,100,

$END

-----
      Isentropic and sigma-z processing
-----

$ISAN_ISENTROPIC

!-----
!  Specify isentropic levels
!-----

NISN  = 32,    ! number of isentropic levels
LEVTH = 280,282,284,286,288,290,292,294,296,298,300,303,306,309,312,
       315,318,321,324,327,330,335,340,345,350,355,360,380,400,420,
       440,460,

!-----
!  Analyzed grid information:
!-----

NIGRIDS = 2,    ! number of RAMS grids to analyze

TOPSIGZ = 20000., ! sigma-z coordinates to about this height

```

HYBBOT = 4000., ! Bottom (m) of blended sigma-z/isentropic layer in
varfiles

HYBTOP = 6000., ! Top (m) of blended sigma-z/isentropic layer

SFCINF = 1000., ! Vertical influence of surface observation analysis

SIGZWT = 1., ! Weight for sigma-z data in varfile:

! 0.= no sigz data, 1.=full weight from surface to HYBBOT

NFEEDVAR = 1, ! 1 = feed back nested grid varfile info, 0 = don't

!-----

! Observation number limits:

!-----

MAXSTA=150, ! maximum number of rawindsondes (archived +
special)

MAXSFC=1000, ! maximum number of surface observations

NONLYS = 0, ! Number of stations only to be used

IDONLYS ='76458', ! Station ID's used

NOTSTA = 0, ! Number of stations to be excluded

NOTID ='r76458', ! Station ID's to be excluded

! Prefix with 'r' for rawindsonde, 's' for surface

STASEP = .1, ! Minimum surface station separation in degrees.

! Any surface obs within this distance

! of another obs will be thrown out unless it has

! less missing data, in which case the other obs

! will be thrown out.

ISTAPLT = 0, ! If ISTAPLT = 1, soundings are plotted;

ISTAREP = 0, ! If ISTAREP = 1, soundings are listed;

! no objective analysis is done.

! If ISTAREP/ISTAPLT = 0, normal processing is done

IUPPER = 1, ! 1-Do upper air analysis, 0-Only do surface

IGRIDFL = 1, ! Grid flag = 0, if no grid point data, only obs

! 1, if all grid point data and obs

! 2, if partial grid point and obs

! 3, if only grid data

GRIDWT = .01, .01,
! Relative weight for the gridded pressure data compared
! to the observational data in the objective analysis

GOBSEP = 5.0, ! Grid-observation separation (degrees)
GOBRAD = 5.0, ! Grid-obs proximity radius (degrees)

WVLNTH = 1200., 900.,
! Used in S. Barnes objective analysis.
! Wavelength in km to be retained to the RESPON
! percent from the data to the upper air grids.
SWVLNTH = 750., 300.,
! Wavelength for surface objective analysis

RESPON = .90, .9,
! Percentage of amplitude to be retained.

\$END

Graphical processing

SISAN_GRAPH

! Main switches for plotting

IPLTPRS = 1, ! Pressure coordinate horizontal plots
IPLTISN = 1, ! Isentropic coordinate horizontal plots
IPLTSIG = 1, ! Sigma-z coordinate horizontal plots
IPLTSTA = 0, ! Isentropic coordinate "station" plots

!-----
! Pressure plotting information
!-----

ILFT1I = 0, ! Left boundary window
IRGT1I = 18, ! Right boundary window
IBOT1J = 3, ! Bottom boundary window
ITOP1J = 13, ! Top boundary window
! Window defaults to entire domain if one equals 0.

NPLEV = 2, ! Number of pressure levels to plot
IPLEV = 1000,500,

```

! Levels to be plotted
NFLDU1 = 4,      ! Number of fields to be plotted
IFLDU1 = 'U','THETA','GEO','RELHUM',    ! Field names
CONU1 = 0.,0.,0.,0.,    ! Field contour increment
IVELU1 = 2,0,0,0,      ! Velocity vector flag

!-----
! Isentropic plotting information
!-----
ILFT3I = 0,      ! Left boundary window
IRGT3I = 18,     ! Right boundary window
IBOT3J = 3,      ! Bottom boundary window
ITOP3J = 13,     ! Top boundary window
! Window defaults to entire domain if one equals 0.

! Upper air plots:

IUP3BEG = 320,   ! Starting isentropic level for plotting
IUP3END = 380,   ! Ending isentropic level
IUP3INC = 60,    ! Level increment

NFLDU3 = 5,      ! Number of fields to be plotted
IFLDU3 = 'U','V','PRESS','GEO','RELHUM', ! Field names
CONU3 = 0.,0.,   ! Field contour increment
IVELU3 = 1,0,    ! Velocity vector flag

!-----
! Surface plotting information
!-----
! Uses isentropic plotting window info

NFLDS3 = 5,      ! Number of surface fields to plot
IFLDS3 = 'U','V','PRESS','GEO','RELHUM', ! Field names
CONS3 = 0.,0.,0.,0.,0., ! Field contour increment
IVELS3 = 1,0,0,0,0,    ! Velocity vector flag

!-----
! Sigma-z plotting information
!-----
! Uses isentropic plotting window info

ISZBEG = 2,      ! Starting sigma-z level for plotting
ISZEND = 8,      ! Ending sigma-z level

```

ISZINC = 6, ! Level increment

NFLDSZ = 5, ! Number of fields to be plotted

IFLDSZ = 'U','V','PRESS','THETA','RELHUM', ! Field names

CONSZ = 0.,0., ! Field contour increment

IVELSZ = 1,0, ! Velocity vector flag

!-----

! "Station" plotting information

!-----

NPLTRAW = 25, ! Approximate number of raw rawinsonde plots per
! frame. 0 turns off plotting.

NSTIS3 = 2, ! number of station surface plots

ISTIS3 = 'PRESS','RELHUM','MIXRAT', ! field names

!-----

! Cross-section plotting information

!-----

NCROSS3 = 0, ! number of cross section slabs

ICRTYP3 = 2,1, ! type of slab: 1=E-W, 2=N-S

ICRA3 = 1,1, ! left window

ICRB3 = 35,43, ! right window

ICRL3 = 22,25, ! cross section location

NCRFLD3 = 3, ! number of plots on each cross section

ICRFLD3 = 'MIXRAT','RELHUM','THETA', ! field names

THCON3 = 5.,5.,5., ! contour interval of isentropes

ACON3 = 0.,0.,0., ! contour interval of other field

SEND

!-----

! Field values for graphical stage

!-----

!

! Pressure Isentropic Station Sigma-z

!-----

! U U U U

! V V V V

! TEMP PRESS PRESS PRESS

! GEO GEO TEMP THETA

! RELHUM RELHUM RELHUM RELHUM

!	MIXRAT	MIXRAT	MIXRAT
!	THETA	THETA	
!	SPEED	SPEED	
!	ENERGY	ENERGY	
!	THETA E	THETA E	
!	SPRESS	SPRESS	
!			

APÊNDICE C

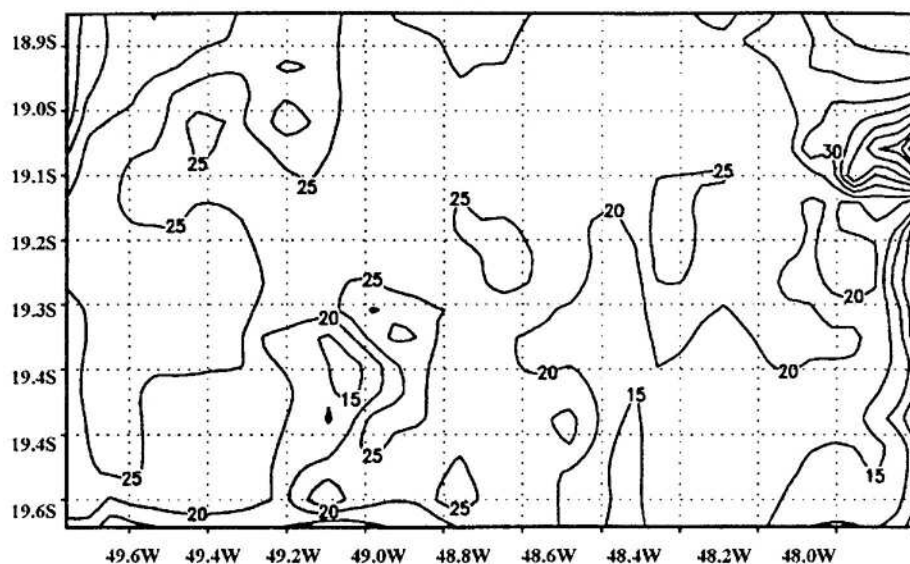


Figura 1C – Prognóstico do fluxo de calor latente (w/m^2) do domínio principal do dia 15 de janeiro de 1996, 24 UTC.

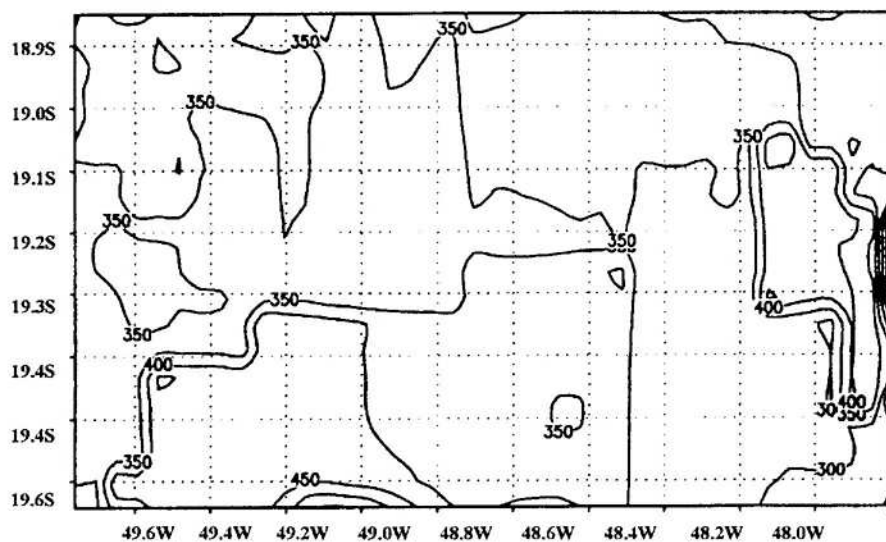


Figura 2C – Prognóstico do fluxo de calor latente (w/m^2) do domínio principal do dia 16 de janeiro de 1996, 12 UTC.

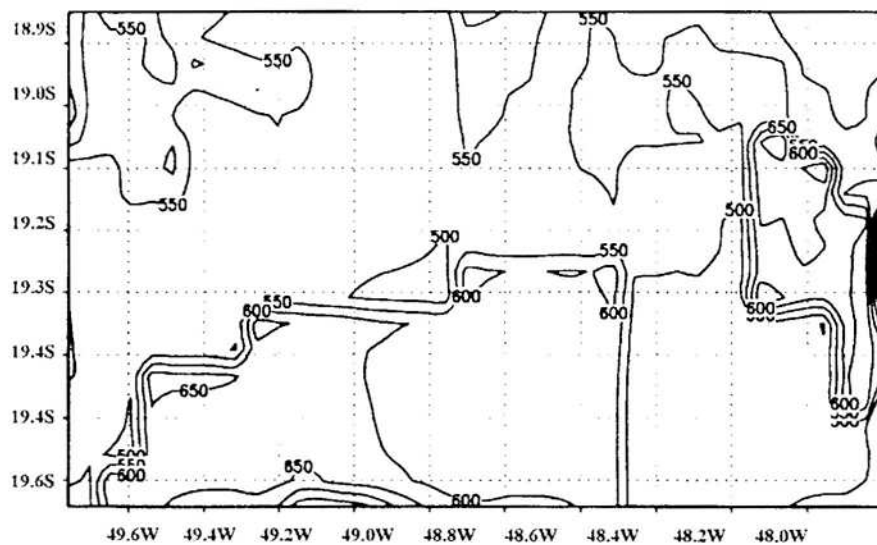


Figura 3C – Prognóstico do fluxo de calor latente (w/m^2) do domínio principal do dia 16 de janeiro de 1996, 18 UTC.

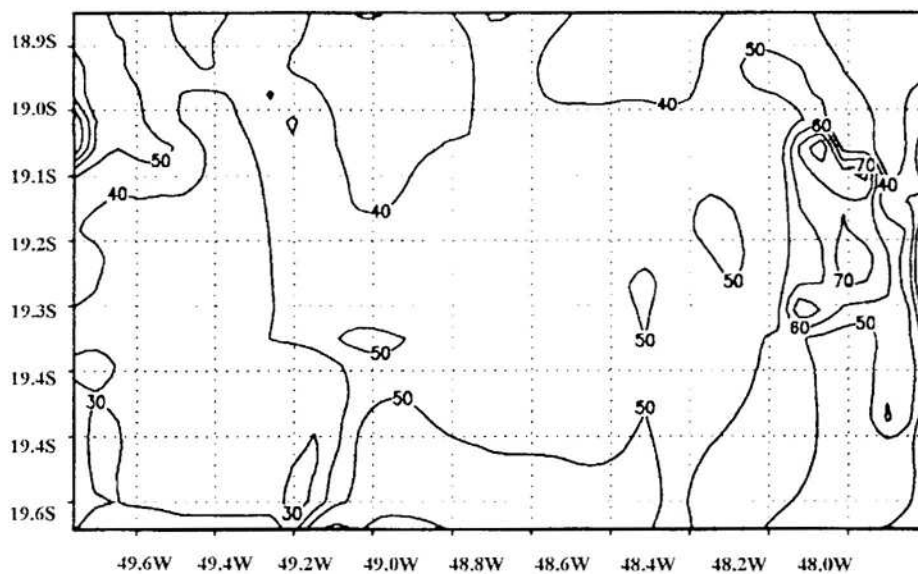


Figura 4C – Prognóstico do fluxo de calor latente (w/m^2) do domínio principal do dia 16 de janeiro de 1996, 24 UTC.

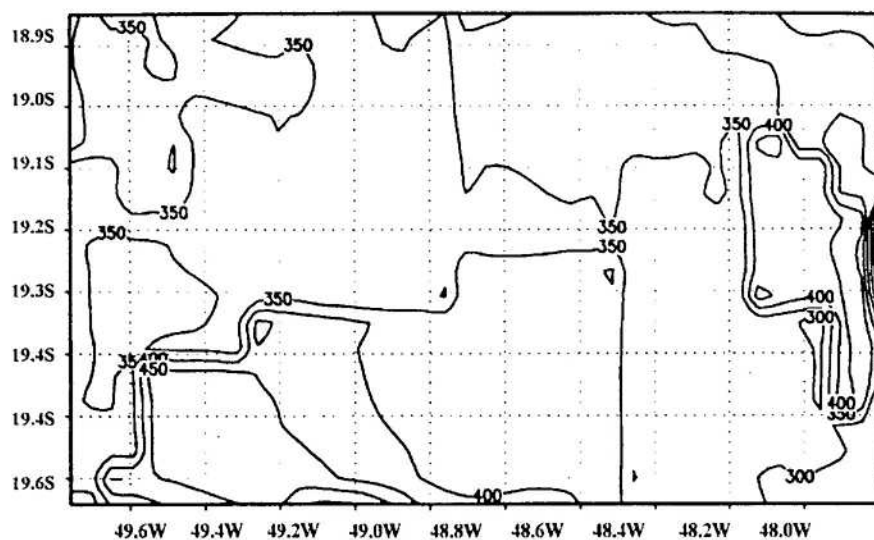


Figura 5C – Prognóstico do fluxo de calor latente (w/m^2) do domínio principal do dia 17 de janeiro de 1996, 12 UTC.