

DORNELLES VISSOTTO JUNIOR

MODELAGEM NUMÉRICA PARA INTERAÇÕES  
SUPERFÍCIE-ATMOSFERA NO ESTADO DO  
PARANÁ

Curitiba

2003

DORNELLES VISSOTTO JUNIOR

MODELAGEM NUMÉRICA PARA INTERAÇÕES  
SUPERFÍCIE-ATMOSFERA NO ESTADO DO  
PARANÁ

Dissertação apresentada como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Ciências, Curso de Pós-Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia, Setores de Tecnologia e Ciências Exatas, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Maurício Felga Gobbi.

Co-orientador: Nelson Luís da Costa Dias.

Curitiba

2003


# TERMO DE APROVAÇÃO

DORNELLES VISSOTTO JUNIOR


## MODELAGEM NUMÉRICA PARA INTERAÇÕES SUPERFÍCIE-ATMOSFERA NO ESTADO DO PARANÁ


Dissertação aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Ciências no Curso de Pós-Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia dos Setores de Tecnologia e Ciências Exatas da Universidade Federal do Paraná pela seguinte banca examinadora:

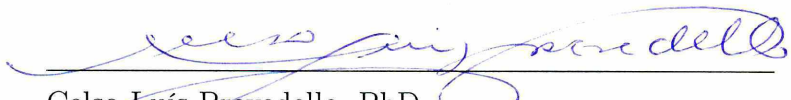
Orientador:

  
Maurício Felga Gobbi, PhD.  
Departamento de Transportes, UFPR

Co-orientador:

  
Nelson Luís da Costa Dias, PhD.  
Departamento de Transportes, UFPR

  
Paulo Henrique Caramori, PhD.  
Coordenador de Pesquisa, IAPAR

  
Celso Luís Prevedello, PhD.  
Departamento de Solos e Engenharia Agrícola, UFPR

Curitiba, 26 de agosto de 2003

# Dedicatória

Dedico esta tese a minha noiva Kauana,  
pelo apoio, dedicação e amor.

Te amo.

# Agradecimentos

Agradeço ao meu orientador Professor Maurício Felga Gobbi, por depositar em mim a confiança de um trabalho científico de alto nível e tornar possível a sua realização. A sua orientação desde o projeto final de graduação e as suas aulas expandiram a minha mente para o verdadeiro valor do conhecimento científico e possibilitaram o meu crescimento como pessoa, aluno e pesquisador.

Agradeço à minha família, pelo apoio, incentivo e compreensão, pelo discernimento de caráter e pelo amor dedicados a mim. Os valores passados desde a minha infância é que me tornaram uma pessoa justa e determinada. Tenho orgulho e satisfação de dizer que esta conquista é, em parte, de vocês.

Agradeço ao meu co-orientador Professor Nelson Luís da Costa Dias, pelo extensivo conhecimento científico empregado durante toda a fase da minha dissertação. O trabalho ao seu lado e, principalmente, o rigor de suas aulas no mestrado foram de extremo valor para a formação do meu caráter científico. Se hoje sou professor é porque me espelho, em grande parte, na sua imagem.

Agradeço ao Professor Celso Luís Prevedello, pelo apoio técnico e científico de sumária importância. O seu esforço e a sua dedicação, desde as aulas de laboratório até as conversas de corredor e a sua competência em física dos solos foram de extrema valia para o desenvolvimento desta dissertação.

Agradeço ao Professor Paulo Henrique Caramori por ter aceitado o convite para avaliar esta dissertação. É uma honra ter a sua participação tendo em vista a sua importância dentro do quadro científico nacional. As suas contribuições foram estratégicas para o discernimento das conclusões e potencialidades deste trabalho.

Agradeço ao LEMMA - Laboratório de Estudos em Monitoramento e Modelagem Ambiental, pelo apoio científico que tornou possível a minha dedicação exclusiva para a dissertação e pelo ambiente agradável de trabalho nestes últimos quatro anos.

Agradeço aos meus amigos do LEMMA e do SIMEPAR pelo apoio, incentivo, pelas palavras de motivação e também pelas horas de descontração, principalmente a Aislan

Zapzalka e a André Luciano Malheiros pelos estudos preliminares que permitiram o início desta dissertação em um estágio avançado de desenvolvimento, a Sandro Daniel Sanchez e a Akemi Kan pela manutenção da torre de monitoramento de fluxos e umidade e pelo processamento e disponibilidade dos dados e finalmente a Diana Cancelli pelo trabalho dedicado na adaptação dos solos do Estado do Paraná para as localidades das estações telemétricas do SIMEPAR.

Agradeço ao Instituto Tecnológico SIMEPAR - Sistema Meteorológico do Paraná, pela bolsa de desenvolvimento científico, pela disponibilidade de recursos e fornecimento de dados das estações telemétricas.

Agradeço ao CPGMNE - Curso de Pós Graduação em Métodos Numérico em Engenharia, por ter aceitado a minha transferência para o programa e pela qualidade de ensino ministrada nas disciplinas.

# Epígrafe

*“Mestre não é quem sempre ensina, mas quem de repente aprende.”*

Guimarães Rosa

*“Analisar os outros é conhecimento.*

*Conhecer-se a si mesmo é sabedoria.*

*Controlar os outros requer habilidade.*

*Dominar-se a si mesmo requer força interior.*

*Saber quando algo é suficiente*

*É riqueza de espírito.*

*Faz-te presente, observa o processo,*

*Permanece centralizado - e vence.”*

Lao-Tzu Tao

# Sumário

<b>Lista de Figuras</b>	<b>x</b>
<b>Lista de Tabelas</b>	<b>xxiii</b>
<b>Lista de Abreviaturas e Siglas</b>	<b>xx</b>
<b>Lista de Símbolos</b>	<b>xxii</b>
<b>Resumo</b>	<b>xxviii</b>
<b>Abstract</b>	<b>xxix</b>
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
<b>2 Revisão Bibliográfica</b>	<b>11</b>
2.1 Os efeitos de modificações da superfície da terra sobre o clima .....	12
2.2 Modelagem numérica .....	13
2.3 Variabilidade espacial e fluxos superficiais .....	14
2.4 A teoria de Similaridade de Monin-Obukhov .....	16
2.5 Fluxos no modelo de mesoescala .....	18
2.6 Difusividade hidráulica no solo .....	21
2.6.1 Linearização da equação do potencial mátrico .....	21
2.6.2 Solução geral .....	23
2.6.3 Solução particular .....	23
2.6.4 Profundidade de decaimento .....	24

2.7	Os modelos de interação superfície-atmosfera .....	25
2.8	O modelo ISBA .....	29
<b>3</b>	<b>Experimentos de Campo</b> .....	<b>33</b>
3.1	Local de medição .....	35
3.2	Série de dados utilizada .....	41
<b>4</b>	<b>Modelo de Interação Superfície-Atmosfera</b> .....	<b>47</b>
4.1	Descrição do modelo ISBA .....	47
4.1.1	Coeficiente térmico .....	49
4.1.2	Radiação líquida .....	51
4.1.3	Fluxo de calor sensível .....	52
4.1.4	Fluxo de calor latente .....	52
4.1.4.1	Evaporação do solo .....	53
4.1.4.2	Evapotranspiração nos vegetais .....	54
4.1.5	Parcelas de precipitação e escoamento na superfície das folhas .....	57
4.1.6	Umidade volumétrica superficial .....	57
4.1.7	Relações das propriedades hídricas do solo .....	58
4.1.8	Tipo de solo .....	59
4.1.9	Tipo de vegetação .....	60
4.2	Desenvolvimentos recentes do modelo ISBA .....	61
4.2.1	Parametrização para climas tropicais chuvosos .....	62
4.2.2	Drenagem gravitacional .....	63
4.2.3	Escoamento superficial ( <i>runoff</i> ) .....	66
4.2.3.1	Adaptações para o caso unidimensional .....	68
4.2.4	Coeficientes de transporte de escalares .....	69
4.2.5	Inclusão de nível de solo para a zona de subraízes .....	73

4.3	Adaptação do modelo ISBA para aplicação no Paraná .....	78
4.3.1	Parâmetros da física dos solos .....	79
4.3.2	Umidade relativa do ar na superfície do solo .....	87
4.3.3	O solo de SLOU .....	94
4.3.4	Adaptações das estações telemétricas do SIMEPAR .....	95
4.3.5	O novo modelo de interação superfície-atmosfera .....	99
<b>5</b>	<b>Resultados Obtidos</b>	<b>101</b>
5.1	Coerência numérica do modelo .....	102
5.2	Sensibilidade do modelo à inicialização .....	108
5.3	Calibração do modelo .....	113
5.3.1	Testes de sensibilidade aos parâmetros de vegetação .....	114
5.3.2	Testes de sensibilidade aos parâmetros de solo .....	118
5.3.3	Resultados do modelo para os períodos de calibração .....	123
5.4	Validação do modelo .....	130
5.5	Resultados do modelo para <i>now casting</i> de umidade do solo .....	136
<b>6</b>	<b>Conclusões e Recomendações</b>	<b>139</b>
	<b>Referências Bibliográficas</b>	<b>141</b>
	<b>Apêndice A – Implementação Numérica do Sistema de Equações</b>	<b>148</b>
A.1	Método de Runge-Kutta .....	149
	<b>Apêndice B – Resultados do Modelo para uma Série Longa de Dados</b>	<b>154</b>
B.1	Resultados do modelo para a série de dados de meados de fevereiro até final de março de 2001 .....	154
B.2	Resultados do modelo para a série de dados de início de abril até final de maio de 2002 .....	160

<b>Apêndice C – Resultados de <i>Now Casting</i> para o Ciclo Operacional</b>	<b>166</b>
C.1 <i>Now casting</i> de umidade superficial do solo.....	167
C.2 <i>Now casting</i> de umidade na zona de raízes do solo .....	169
C.3 <i>Now casting</i> de evapotranspiração .....	171
C.4 <i>Now casting</i> de Fluxo de calor sensível .....	173

# Lista de Figuras

1	Evolução da Camada-Limite Atmosférica. Figura adaptada de Stull (1988, p. 11). . . . .	4
2	Análise e Previsões do ARPS (linha cheia) e observações (linha tracejada) para Cambará em 30/12/2001 a partir das 00 UTC. . . . .	18
3	Análise e Previsões do ARPS (linha cheia) e observações (linha tracejada) para Cascavel em 29/06/2002 a partir das 00 UTC. . . . .	19
4	Análise e Previsões do ARPS (linha cheia) e observações (linha tracejada) para SLOU em 25/10/2001 a partir da 00 UTC. . . . .	20
5	Análise e Previsões do ARPS (linha cheia) e observações (linha tracejada) para SLOU em 27/10/2001 a partir das 00 UTC. . . . .	20
6	Vista do <i>fetch</i> de medição. . . . .	37
7	Vista da topografia, das torres de medição, do aterramento e dos sensores do solo. . . . .	38
8	Estação Meteorológica de Monitoramento de Fluxos e Umidade do Solo. . .	39
9	Radiação Líquida na estação SLOU. . . . .	44
10	Fluxo de calor sensível na estação SLOU. . . . .	44
11	Fluxo de calor latente na estação SLOU. . . . .	45
12	Fluxo de calor no solo na estação SLOU. . . . .	45
13	Temperatura à superfície na estação SLOU. . . . .	45
14	Temperaturas à 20 cm e 40 cm de solo na estação SLOU. . . . .	46
15	Precipitação e Umidade à 2 cm de solo na estação SLOU. . . . .	46
16	Precipitação e Umidades à 20 cm e 40 cm de solo na estação SLOU. . . . .	46
17	Modelo ISBA-2L. . . . .	48

18	Comparação entre as formulações de fração de água retida na vegetação: equação (4.24) ( $F_w$ por Noilhan e Planton (1989)) e equação (4.51) ( $F_w$ por Manzi e Planton (1994)) para $W_{rmax} = 5000$ e $LAI = 4.0$ .....	63
19	Modelo ISBA-3L.....	74
20	Ocorrências de precipitação e umidade do solo para o período de 15 de fevereiro de 2001 a 08 de março de 2001. A linha cheia espessa representa a precipitação ocorrida a cada meia hora não cumulativa. A linha tracejada fina, a linha cheia e a linha tracejada espessa representam a umidade do solo medida a 2 cm, 20 cm e a 40 cm respectivamente. ....	81
21	Diferença entre as formulações de Condutividade Hidráulica ( $K$ ) de Van Genuchten (1980) (linha cheia) e Noilhan e Planton (1989) (linha tracejada)..	84
22	Diferença entre as formulações de $C_2$ de Noilhan e Planton (1989) linha cheia espessa e Prevedello ( $d1 = 10, 20$ e $30$ cm) linha tracejada fina, linha cheia e linha tracejada espessa, respectivamente. ....	87
23	Umidade relativa do solo estimada para 2 cm (linha cheia) e calculada pelo ISBA (linha tracejada).....	89
24	Umidade relativa do solo estimada para 20 cm (linha cheia) e calculada pelo ISBA (linha tracejada). ....	89
25	Umidade relativa do solo estimada para 40 cm (linha cheia) e calculada pelo ISBA (linha tracejada). ....	90
26	Umidade relativa do solo estimada para 2 cm (linha cheia) e umidade relativa do ar (linha tracejada). ....	91
27	Estimativa de $h_u$ (pontos) e funções de ajuste de $h_u$ (linhas) para 2 cm comparados contra $y_a$ .....	92
28	Estimativa de $h_u$ (linha cheia) e funções de ajuste de $h_u$ (linha tracejada) para 2 cm comparados em relação ao tempo. ....	93
29	Fluxos do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo nulo. ....	103
30	Fluxos do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo nulo durante 600 iterações (36000 s). ....	103

31	Temperaturas do solo do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo nulo durante 600 iterações (36000 s). . . . .	104
32	Umidades do solo do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo nulo durante 600 iterações (36000 s). . . . .	105
33	Fluxos do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo não nulo durante 400 iterações (24000 s). . . . .	105
34	Fluxos do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo não nulo durante 400 iterações (24000 s). . . . .	106
35	Temperaturas do solo do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo não nulo durante 400 iterações (24000 s). . . . .	106
36	Umidades do solo do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo não nulo durante 400 iterações (24000 s). . . . .	107
37	Fluxos do modelo para condições de inicialização da temperatura. . . . .	109
38	Fluxos do modelo para condições de inicialização da temperatura. . . . .	109
39	Temperaturas do solo do modelo para condições de inicialização da temperatura. . . . .	110
40	Umidades do solo do modelo para condições de inicialização da temperatura. . . . .	110
41	Fluxos do modelo para condições de inicialização da umidade. . . . .	111
42	Fluxos do modelo para condições de inicialização da umidade. . . . .	111
43	Temperaturas do solo do modelo para condições de inicialização da umidade. . . . .	112
44	Umidades do solo do modelo para condições de inicialização da umidade. . . . .	112
45	Esquema do método de calibração. . . . .	113
46	Fluxos do modelo para o parâmetro veg. . . . .	114
47	Fluxos do modelo para o parâmetro veg. . . . .	115
48	Temperaturas do solo do modelo para o parâmetro veg. . . . .	115
49	Umidades do solo do modelo para o parâmetro veg. . . . .	116
50	Fluxos do modelo para parâmetros LAI e rugosidades. . . . .	116
51	Fluxos do modelo para parâmetros LAI e rugosidades. . . . .	117

52	Temperaturas do solo do modelo para parâmetros LAI e rugosidades. ....	117
53	Umidades do solo do modelo para parâmetros LAI e rugosidades. ....	118
54	Fluxos do modelo para os parâmetros de umidades do solo.....	119
55	Fluxos do modelo para os parâmetros de umidades do solo.....	119
56	Temperaturas do solo do modelo para os parâmetros de umidades do solo..	120
57	Umidades do solo do modelo para os parâmetros de umidades do solo. ....	120
58	Fluxos do modelo para o parâmetro de condutividade térmica do solo. ....	121
59	Fluxos do modelo para o parâmetro de condutividade térmica do solo. ....	121
60	Temperaturas do solo do modelo para o parâmetro de condutividade térmica do solo.....	122
61	Umidades do solo do modelo para o parâmetro de condutividade térmica do solo. ....	122
62	Resultado de radiação líquida do modelo calibrado para o primeiro período.	124
63	Resultado de fluxo de calor no solo do modelo calibrado para o primeiro período. ....	124
64	Resultado de fluxo de calor sensível do modelo calibrado para o primeiro período. ....	124
65	Resultado de fluxo de calor latente do modelo calibrado para o primeiro período. ....	125
66	Resultado de temperatura na interface do modelo calibrado para o primeiro período. ....	125
67	Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo calibrado para o primeiro período. ....	126
68	Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo calibrado para o primeiro período. ....	126
69	Resultado de umidade na zona de raízes do modelo calibrado para o primeiro período. ....	127
70	Resultado de radiação líquida do modelo calibrado para o segundo período.	127

71	Resultado de fluxo de calor no solo do modelo calibrado para o segundo período. ....	127
72	Resultado de fluxo de calor sensível do modelo calibrado para o segundo período. ....	128
73	Resultado de fluxo de calor latente do modelo calibrado para o segundo período. ....	128
74	Resultado de temperatura na interface do modelo calibrado para o segundo período. ....	128
75	Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo calibrado para o segundo período. ....	129
76	Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo calibrado para o segundo período. ....	129
77	Resultado de umidade na zona de raízes do modelo calibrado para o segundo período. ....	129
78	Resultado de radiação líquida do modelo validados para a calibração do primeiro período. ....	130
79	Resultado de fluxo de calor no solo do modelo validados para a calibração do primeiro período. ....	130
80	Resultado de fluxo de calor sensível do modelo validados para a calibração do primeiro período. ....	131
81	Resultado de fluxo de calor latente do modelo validados para a calibração do primeiro período. ....	131
82	Resultado de temperatura na interface do modelo validados para a calibração do primeiro período. ....	132
83	Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo validados para a calibração do primeiro período. ....	132
84	Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo validados para a calibração do primeiro período. ....	132
85	Resultado de umidade na zona de raízes do modelo validados para a calibração do primeiro período. ....	133

86	Resultado de radiação líquida do modelo validados para a calibração do segundo período. ....	133
87	Resultado de fluxo de calor no solo do modelo validados para a calibração do segundo período. ....	133
88	Resultado de fluxo de calor sensível do modelo validados para a calibração do segundo período. ....	134
89	Resultado de fluxo de calor latente do modelo validados para a calibração do segundo período. ....	134
90	Resultado de temperatura na interface do modelo validados para a calibração do segundo período. ....	134
91	Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo validados para a calibração do segundo período. ....	135
92	Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo validados para a calibração do segundo período. ....	135
93	Resultado de umidade na zona de raízes do modelo validados para a calibração do segundo período. ....	135
94	Umidades do solo para 19 de agosto de 2002 às 15 horas. ....	138
95	Fluxos superficiais para 19 de agosto de 2002 às 15 horas. ....	138
96	Método de Euler .....	150
97	Método do Ponto Médio .....	151
98	Método de Runge-Kutta de quarta ordem .....	152
99	Resultado de radiação líquida do modelo para fevereiro de 2001 .....	154
100	Resultado de fluxo de calor no solo do modelo para fevereiro de 2001 .....	155
101	Resultado de fluxo de calor sensível do modelo para fevereiro de 2001 .....	155
102	Resultado de fluxo de calor latente do modelo para fevereiro de 2001 .....	155
103	Resultado de temperatura na interface do modelo para fevereiro de 2001 ..	156
104	Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo para fevereiro de 2001 .....	156

105	Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo para fevereiro de 2001 .....	156
106	Resultados de umidade na zona de raízes do modelo para fevereiro de 2001	157
107	Resultado de radiação líquida do modelo para março de 2001 .....	157
108	Resultado de fluxo de calor no solo do modelo para março de 2001 .....	157
109	Resultado de fluxo de calor sensível do modelo para março de 2001 .....	158
110	Resultado de fluxo de calor latente do modelo para março de 2001 .....	158
111	Resultado de temperatura na interface do modelo para março de 2001 ....	158
112	Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo para março de 2001	159
113	Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo para março de 2001 .....	159
114	Resultados de umidade na zona de raízes do modelo para março de 2001 ..	159
115	Resultado de radiação líquida do modelo para abril de 2002 .....	160
116	Resultado de fluxo de calor no solo do modelo para abril de 2002.....	160
117	Resultado de fluxo de calor sensível do modelo para abril de 2002 .....	160
118	Resultado de fluxo de calor latente do modelo para abril de 2002.....	161
119	Resultado de temperatura na interface do modelo para abril de 2002.....	161
120	Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo para abril de 2002 .	161
121	Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo para abril de 2002 .....	162
122	Resultados de umidade na zona de raízes do modelo para abril de 2002 ...	162
123	Resultado de radiação líquida do modelo para maio de 2002 .....	162
124	Resultado de fluxo de calor no solo do modelo para maio de 2002 .....	163
125	Resultado de fluxo de calor sensível do modelo para maio de 2002 .....	163
126	Resultado de fluxo de calor latente do modelo para maio de 2002.....	163
127	Resultado de temperatura na interface do modelo para maio de 2002 .....	164
128	Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo para maio de 2002 .	164

129	Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo para maio de 2002 .....	164
130	Resultados de umidade na zona de raízes do modelo para maio de 2002 ...	165
131	Umidade superficial do solo para 19 de agosto de 2002 às 03 e 06 horas ...	167
132	Umidade superficial do solo para 19 de agosto de 2002 às 09 e 12 horas ...	167
133	Umidade superficial do solo para 19 de agosto de 2002 às 15 e 18 horas ...	168
134	Umidade superficial do solo para 19 de agosto de 2002 às 21 e 24 horas ...	168
135	Umidade na zona de raízes do solo para 19 de agosto de 2002 às 03 e 06 horas .....	169
136	Umidade na zona de raízes do solo para 19 de agosto de 2002 às 09 e 12 horas .....	169
137	Umidade na zona de raízes do solo para 19 de agosto de 2002 às 15 e 18 horas .....	170
138	Umidade na zona de raízes do solo para 19 de agosto de 2002 às 21 e 24 horas .....	170
139	Evapotranspiração para 19 de agosto de 2002 às 03 e 06 horas .....	171
140	Evapotranspiração para 19 de agosto de 2002 às 09 e 12 horas .....	171
141	Evapotranspiração para 19 de agosto de 2002 às 15 e 18 horas .....	172
142	Evapotranspiração para 19 de agosto de 2002 às 21 e 24 horas .....	172
143	Fluxo de calor sensível para 19 de agosto de 2002 às 03 e 06 horas.....	173
144	Fluxo de calor sensível para 19 de agosto de 2002 às 09 e 12 horas.....	173
145	Fluxo de calor sensível para 19 de agosto de 2002 às 15 e 18 horas.....	174
146	Fluxo de calor sensível para 19 de agosto de 2002 às 21 e 24 horas.....	174

# Lista de Tabelas

1	Classificação racional de Orlanski. ....	2
2	Modelos SVAT's. ....	26
3	Experimentos Instensivos de Campo de São Lourenço ....	36
4	Verificações de campo para o sítio experimental SLOU. ....	42
5	Tabela de coeficientes do ISBA para os tipos de solo de Clapp e Hornberger (1978). ....	50
6	Parâmetros de resistência estomática superficial para a soja. ....	56
7	Tabela de conversão de Wilson e Henderson-Sellers (1985) para tipo de solo USDA. ....	60
8	Tabela de conversão de Olson et al. (1985) para o tipo de vegetação USGS. ....	61
9	Valores padrões médios de composição do solo e dos parâmetros para cálculo do coeficiente $C_4$ no ISBA obtidos para os tipos de solo de Clapp e Hornberger (1978). ....	77
10	Coeficientes de regressão para cálculo de $C_{4ref}$ (equação (4.127)) do ISBA em função da composição do solo (tabela 9). ....	78
11	Coeficientes dos ajustes das curvas polinomiais. ....	92
12	Propriedades do solo de SLOU. ....	95
13	Classes de solo segundo EMBRAPA (1984) nas áreas de representação das estações telemétricas do SIMEPAR ....	96
14	Parâmetros de van Genuchten ajustados através das propriedades de solo para a camada 1 segundo EMBRAPA (1984) para as estações telemétricas do SIMEPAR ....	97

15	Parâmetros de van Genuchten ajustados através das propriedades de solo para a camada 2 segundo EMBRAPA (1984) para as estações telemétricas do SIMEPAR .....	98
16	Parâmetros de van Genuchten ajustados através das propriedades de solo para a camada 2 segundo EMBRAPA (1984) para as estações telemétricas do SIMEPAR .....	99
17	Condições de inicialização das variáveis aplicadas para o modelo.....	108
18	Condições de inicialização dos parâmetros de vegetação aplicadas para o modelo. ....	114
19	Condições de inicialização dos parâmetros de solo aplicadas para o modelo.	118

# Lista de Abreviaturas e Siglas

ABRACOS	- Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study
ALSIS	- Atmosphere-Land-Surface Interaction Scheme
ARME	- Amazon Region Micrometeorological Experiment
ARPS	- Advanced Regional Prediction System
BATS	- Biosphere Atmosphere Transfer Scheme
CLA	- Camada Limite Atmosférica
CM	- Camada de Mistura
CS	- Camada Superficial
EDO	- Equação Diferencial Ordinária
EMBRAPA	- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EXINC	- Experimento Intensivo de Campo
FAO	- Food and Agriculture Organization of the United Nations
GCM	- General Circulation Model
GED	- Global Ecosystems Database
IAPAR	- Instituto Agronômico do Paraná
ISBA	- Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere
LAPS	- Land Air Parameterization Scheme
LBA	- Large scale Biosphere-atmosphere experiment in Amazônia
LEMMA	- Laboratório de Estudos em Monitoramento e Modelagem Ambiental
MCTA	- Método de Covariâncias Turbulentas Atenuadas
MESOLIT	- Mesoescala sobre o Lago de Itaipu
NDVI	- Normalized Difference Vegetation Index
NS	- Navier-Stokes

PILPS	- Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes
PLATIN	- Plant-Atmosphere Interaction
PROGSURF	- Prognosis Surface Fluxes
RAMS	- Regional Atmospheric Modelling System
SiB	- Simple Biosphere model
SIMEPAR	- Sistema Meteorológico do Paraná
SLOU	- São Lourenço
SMO	- Similaridade de Monin-Obukhov
SSiB	- Simplified SiB
SVAT	- Soil Vegetation Atmosphere Transfer
USDA	- United State Department of Agriculture
USGS	- United State Geophysical and Soil Department
VIC	- Variable Infiltration Capacity
ZA	- Zona de Arrasto

# Lista de Símbolos

## Símbolos Romanos Minúsculos

$a_w$	- coeficiente para cálculo da pressão de saturação	
$a_{eq}$	- coeficiente para cálculo da umidade de equilíbrio	
$b$	- inclinação da curva de retenção	
$b_w$	- coeficiente para cálculo da pressão de saturação	
$c_p$	- calor específico do ar à pressão constante	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
$d$	- profundidade de decaimento	m
$d_1$	- profundidade da camada superficial do solo	m
$d_2$	- profundidade da zona de raízes	m
$d_3$	- profundidade da zona de sub-raízes	m
$d_r$	- altura média da vegetação	m
$e$	- neperiano	
$e_a$	- pressão parcial de vapor	Pa
$e_{sat}(T)$	- pressão de saturação de vapor a temperatura $T$	Pa
$g$	- aceleração da gravidade	$\text{m s}^{-2}$
$h$	- potencial hidráulico	m
$h_e$	- altura efetiva do solo	mm
$h_u$	- umidade relativa do ar na superfície do solo	
$h_v$	- coeficiente de Halstead	
$i$	- capacidade de infiltração	
$i_m$	- capacidade de infiltração máxima	
$m$	- parâmetro de ajuste de van Genuchten	
$n$	- parâmetro de ajuste de van Genuchten	
$p_h^*$	- potência da razão de rugosidade para calor	
$p_m^*$	- potência da razão de rugosidade para momento	

$p_q$	- coeficiente de restauração do fluxo	
$p_{atm}$	- pressão atmosférica	Pa
$p_{eq}$	- expoente para cálculo da umidade de equilíbrio	
$q$	- umidade específica	$\text{g m}^{-3}$
$q_{va}$	- umidade específica do ar	$\text{kg kg}^{-1}$
$q_{vsat}(T)$	- umidade específica de saturação à temperatura $T$	$\text{kg kg}^{-1}$
$t$	- tempo de integração	s
$t_0$	- tempo inicial	s
$u$	- velocidade horizontal	$\text{m s}^{-1}$
$veg$	- fração de solo coberta por vegetação	
$w$	- velocidade vertical	$\text{m s}^{-1}$
$y_a$	- umidade relativa do ar	
$z$	- altura vertical	m
$z_0$	- comprimento de rugosidade	m
$z_{0\tau}$	- coeficiente de rugosidade para momento	m
$z_{0H}$	- coeficiente de rugosidade para calor	m

### Símbolos Romanos Maiúsculos

$A$	- área total	$\text{m}^2$
$A(i)$	- fração de área com capacidade menor que $i$	
$A_1$	- constante de integração	
$A_2$	- constante de integração	
$B$	- parâmetro de superfície	
$C_1$	- parâmetro de propriedade hidráulica do solo	
$C_2$	- parâmetro de equilíbrio do perfil de umidade	
$C_3$	- parâmetro de restauração newtoniana	
$C_4$	- parâmetro de equilíbrio na interface	
$C_G$	- coeficiente térmico para o solo	$\text{K m}^2 \text{J}^{-1}$
$C_h^*$	- coeficiente da razão de rugosidade para calor	
$C_h$	- coeficiente de instabilidade para calor	

$C_m^*$	- coeficiente da razão de rugosidade para momento	
$C_m$	- coeficiente de instabilidade para momento	
$C_T$	- capacidade de calor da superfície	$K m^2 J^{-1}$
$C_V$	- coeficiente térmico para a vegetação	$K m^2 J^{-1}$
$C_w$	- capacidade específica de água no solo	$K m^2 J^{-1}$
$C_{1sat}$	- coeficiente $C_1$ solo saturado ( $W = W_{sat}$ )	
$C_{2ref}$	- coeficiente $C_2$ solo semi-saturado ( $W = 0.5W_{sat}$ )	
$C_{4b}$	- parâmetro de textura do solo	
$C_{4ref}$	- coeficiente de ajuste de grid	
$C'_{4ref}$	- coeficiente de referência de grade	
$C_{dh}$	- coeficiente de transferência de calor	
$C_{dq}$	- coeficiente de transferência de umidade	
$C_{Gsat}$	- coeficiente térmico de saturação para o solo	$K m^2 J^{-1}$
$D$	- difusividade hidráulica do solo	$m^3 m^{-3} s^{-1}$
$D_1$	- difusão vertical na base da camada de solo $d_1$	$s^{-1}$
$D_2$	- difusão vertical na base da camada de solo $d_2$	$s^{-1}$
$E$	- evaporação total	$kg m^{-2} s^{-1}$
$E_g$	- evaporação do solo	$kg m^{-2} s^{-1}$
$E_v$	- evapotranspiração da vegetação	$kg m^{-2} s^{-1}$
$E_r$	- evaporação da umidade na superfície das folhas	$kg m^{-2} s^{-1}$
$E_{tr}$	- transpiração da vegetação	$kg m^{-2} s^{-1}$
$F_1$	- fator de fotossíntese	
$F_2$	- fator de pressão hidráulica	
$F_3$	- fator de pressão de vapor	
$F_4$	- fator de temperatura do ar	
$F_h$	- curva de estabilidade para calor	
$F_m$	- curva de estabilidade para momento	
$F_W$	- fluxo de água no solo	$mms^{-1}$
$F_w$	- fração de vegetação úmida	

$G$	- fluxo de calor na superfície	$W m^{-2}$
$H$	- fluxo de calor sensível	$W m^{-2}$
$I$	- Variação da capacidade de infiltração	
$K$	- condutividade hidráulica	$mms^{-1}$
$K_2$	- drenagem gravitacional na base da camada $d_2$	$s^{-1}$
$K_3$	- drenagem gravitacional na base da camada $d_3$	$s^{-1}$
$K_r$	- condutividade hidráulica relativa	
$L$	- calor latente de evaporação	$J kg^{-1}$
$L_O$	- comprimento de Obukhov	m
$LE$	- fluxo de calor latente	$W m^{-2}$
$P$	- precipitação total	mm
$P_g$	- precipitação incidente na superfície do solo	$mms^{-1}$
$P_r$	- precipitação retida pela vegetação	$mms^{-1}$
$P_{ref}$	- precipitação de referência	mm
$Q$	- densidade de fluxo	$m^3 s^{-1}$
$Q_a$	- vazão mássica afluyente	$kg s^{-1}$
$Q_e$	- vazão mássica effuyente	$kg s^{-1}$
$R_a$	- resistência aerodinâmica	$s m^{-1}$
$R_G$	- radiação de ondas curtas incidentes	$W m^{-2}$
$R_n$	- radiação líquida na superfície	$W m^{-2}$
$R_r$	- <i>runoff</i> da vegetação	$kg m^{-2} s^{-1}$
$R_s$	- resistência estomática	
$R_{ab}$	- resistência do solo ao fluxo de massa	
$R_{GL}$	- radiação de ondas curtas incidentes limite	$W m^{-2}$
$R_{sfc}$	- <i>runoff</i> superficial	$ms^{-1}$
$R_{smax}$	- resistência superficial máxima	$s m^{-1}$
$R_{smin}$	- resistência superficial mínima	$s m^{-1}$
$S$	- massa de água armazenada	kg
$T_2$	- temperatura média na zona de raízes	K

$T_a$	- temperatura do ar	K
$T_s$	- temperatura na interface superfície-atmosfera	K
$V_a$	- velocidade do ar	$\text{m s}^{-1}$
$W$	- umidade volumétrica	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_2$	- umidade média na zona de raízes	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_3$	- umidade da zona de sub-raízes	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_g$	- umidade na camada superficial	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_l$	- limite numérico de $W$ para $C_2$	
$W_r$	- umidade volumétrica nas plantas	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_{2,3}$	- umidade na interface da zona de raízes	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_2^*$	- umidade média de restauração Newtoniana	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_{fc}$	- umidade de capacidade de campo	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_{geq}$	- umidade de equilíbrio das forças gravitacionais	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_{res}$	- umidade residual ( $W_{res} \approx W_{wilt}$ )	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_{rmax}$	- umidade máxima das plantas	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_{sat}$	- umidade de saturação	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$W_{wilt}$	- umidade de ponto de murchamento	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
$X_{are}$	- conteúdo de areia do solo	%
$X_{arg}$	- conteúdo de argila do solo	%

### Símbolos Gregos Minúsculos

$\alpha_s$	- albedo da superfície	
$\alpha$	- coeficiente do potencial mátrico	
$\kappa$	- constante de von Kármán	
$\mu$	- razão de rugosidade	
$\omega$	- velocidade angular da terra	$\text{rad s}^{-1}$
$\psi_h$	- função de estabilidade para calor	
$\psi_m$	- função de estabilidade para momento	
$\rho_w$	- massa específica da água	$\text{kg m}^{-3}$
$\rho$	- massa específica do ar	$\text{kg m}^{-3}$

$\sigma$	- constante de Stefan-Boltzman	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$
$\tau_d$	- período de oscilação diária	s
$\tau$	- fluxo de quantidade de movimento	$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$
$\theta_v$	- temperatura potencial virtual	K
$\theta$	- temperatura potencial	K
$\varepsilon_a$	- emissividade do ar	
$\varepsilon_g$	- emissividade do solo	
$\zeta$	- variável de estabilidade de Monin-Obukhov	

### Símbolos Gregos Maiúsculos

$\Psi$	- potencial mátrico para o solo	$\text{mm}^{-1}$
$\Theta$	- saturação efetiva	
$\beta$	- razão de secamento	

### Símbolos Gerais

$a_*$	- escala turbulenta para variável $a$
$\overline{a'b'}$	- covariância entre as flutuações de $a$ e $b$
$\bar{a}$	- média da variável $a$
$a'$	- flutuação turbulenta da variável $a$
$\mathbf{R}$	- razão entre os coeficientes de arrasto

# Resumo

Os modelos de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVAT) são utilizados para calcular os fluxos superficiais, temperaturas e umidades do solo e vegetação essenciais para a compreensão das interações superfície atmosfera, parte fundamental da dinâmica da camada limite atmosférica em modelos numéricos de previsão do tempo. Atualmente existe um grande número de SVAT's, cada qual com suas características específicas para determinadas aplicações. Neste trabalho, foi implementado o SVAT do modelo de mesoescala ARPS desacoplado do modelo atmosférico. O objetivo principal desta dissertação é a verificação e modificação do SVAT do ARPS para a adaptação do uso deste em regiões tropicais. Os objetivos secundários são desenvolver uma nova versão do SVAT capaz de prever com mais eficácia os processos físicos envolvidos na interação solo-vegetação-atmosfera para aprimorar as previsões do modelo de mesoescala ARPS e criar paralelamente um modelo de previsão *now casting* de umidade do solo para o Estado do Paraná para o potencial uso na agricultura.

O SVAT do ARPS consiste em cinco equações diferenciais ordinárias para temperatura média à superfície, temperatura média para o solo (zona de raízes), umidade da camada superficial do solo, umidade média do solo (zona de raízes) e água retida na vegetação e usa como forçantes a temperatura do ar, radiação solar incidente, umidade relativa do ar, velocidade do vento e precipitação. O modelo calcula simultaneamente os fluxos de calor e umidade no solo, a evapotranspiração e a radiação líquida à superfície. O método numérico empregado para iterar as equações utilizadas neste trabalho foi o Runge-Kutta de quarta ordem. Os dados de previsão do SVAT foram validados com dados medidos em uma estação de monitoramento de fluxos e umidade do solo, implantada na fazenda de São Lourenço (SLOU), em Santa Terezinha do Itaipu, oeste Paranaense. Os parâmetros do modelo que incluem características da vegetação e física dos solos foram adaptados para regiões de clima tropical num processo de calibração. As equações para a umidade do solo foram modificadas incluindo novos termos de escoamento superficial, drenagem gravitacional e difusividade vertical. Foi adicionada ainda mais uma equação para a umidade do solo profundo. Obteve-se assim um novo modelo com uma melhor previsão de fluxos e umidade do solo, o que tem grandes implicações na melhora da qualidade da previsão dos modelos de mesoescala, além do desenvolvimento de uma ferramenta potencial para o uso em Agrometeorologia.

**Palavras Chave:** SVAT, Modelagem numérica, Fluxos superficiais, Umidade do solo, Micrometeorologia, Mesoescala.

# Abstract

The Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) models are used to calculate surface fluxes, temperatures and humidities of soil and vegetation essentially for understanding surface-atmosphere interactions, basic part of the atmospheric boundary layer dynamics in weather numerical models. Nowadays there is a great number of SVAT models, each one with its specific characteristics for given applications. In this work it was implemented the SVAT of mesoscale model ARPS off-line atmospheric model. The main purpose of this dissertation is the verification and modification of the SVAT model of ARPS to adapt its use in tropical regions. The secondary purposes are to develop a new SVAT model with capabilities to predict more efficiently the physical processes involved in soil-vegetation-atmosphere interactions to improve the mesoscale model ARPS predictions and in parallel create a now casting model of soil humidity prediction for the State of Paraná for potential use in agriculture.

The SVAT model of ARPS consists of five partial differential equations for mean interface soil-vegetation temperature, mean deep soil temperature (root zone), mean surface soil humidity, mean deep soil humidity (root zone) and water storage in vegetation and the model uses as forcing parameters the air temperature, effective radiation, relative humidity of the air, wind velocity and precipitation rate. The model calculates simultaneously the heat and water mass flux in the soil, the evapotranspiration and the surface net radiation. The numerical method used to iterate the equations is the fourth order Runge-Kutta method. The SVAT model predictions were validated with measured data from the station of surface fluxes and soil humidity monitoring, located in the São Lourenço farm (SLOU), municipal district of Santa Terezinha do Itaipu, west of Paraná state. The model parameters that include vegetation and soil physics characteristics were adapted to tropical regions through a calibration procedure. The equations for soil humidity were modified including the new terms of runoff, gravitational drainage and vertical diffusivity. It was also included another equation for sub-root deep soil humidity. The new model generated better forecast of surface fluxes and soil humidities, with positive implications in the forecast quality of mesoscale models and the development of potential tool for agrometeorological use.

**Key Words:** SVAT, Numerical Modelling, Surface fluxes, Soil humidity, Micrometeorology, Meso-scale.

# 1 Introdução

As fortes mudanças do ambiente induzidas pela transformação natural do meio e também através da atuação antropogênica fizeram com que a importância de simular o meio ambiente que nos cerca crescesse nos últimos anos, tornando-se uma atividade muito importante econômica, científica e socialmente. Desde o início dos anos 80 observa-se o surgimento de uma grande variedade de modelos atmosféricos globais e regionais. O surgimento dos Modelos de Circulação Global representa um grande passo para a meteorologia, visto que simulam computacionalmente o movimento das grandes massas de ar responsáveis pelas variações do tempo a médio e longo prazo (alguns dias) devido às grandes escalas utilizadas na grade ( $\approx 100$  km), o que garante uma boa representatividade para regiões com escala de 4 vezes o tamanho de uma célula da grade (PIELKE, 1984). No entanto, os Modelos de Circulação Global não são representativos para pequenas regiões e cidades, bem como não podem representar fenômenos de ocorrência a curto prazo por não serem capazes de captar fenômenos meteorológicos de escalas de tempo menores que uma hora. Nestas escalas a importância de fatores locais como topografia, convecção e outros fenômenos de micro e mesoescala é muito alta. Dentro desta necessidade de se realizar previsões para regiões mais localizadas em uma escala muito menor que a dos modelos globais é que surgiu o desenvolvimento de modelos mais refinados.

A necessidade de refinar a representação de eventos atmosféricos através do aumento de resolução e a consideração dos processos físicos de interesse do sistema climático regional caminha em paralelo com a potência de cálculo dos computadores existentes, ou seja, a evolução da qualidade das previsões acompanha, quase naturalmente, o aumento

do desempenho e da capacidade computacionais. Em grades representativas de regiões com aproximadamente 4 km é possível prever eventos como tempestades, ondas de gravidade, fenômenos turbulentos e efeitos urbanos. Orlanski (ORLANSKI, 1975), propôs uma classificação racional das escalas dos fenômenos atmosféricos (tabela 1). Segundo esta classificação, a escala meso-alfa representa os eventos entre 200 e 2000 km com um período de 1 a 3 dias, a meso-beta representa fenômenos entre 20 e 200 km e períodos da ordem de 1 dia, e a meso-gama representa fenômenos entre 2 e 20 km com períodos de 30 minutos a algumas horas.

Escala espacial	classificação
10000 km – 2000 km	macro- $\beta$
2000 km – 200 km	meso- $\alpha$
200 km – 20 km	meso- $\beta$
20 km – 2 km	meso- $\gamma$
2 km – 200 m	micro- $\alpha$
200 m – 20 m	micro- $\beta$
20 m – 0 m	micro- $\gamma$

Tabela 1: Classificação racional de Orlanski.

Segundo Atkinson (1981), as escalas de perturbações atmosféricas de interesse em meteorologia atualmente são a meso- $\alpha$  (frentes, tempestades tropicais), a meso- $\beta$  (bandas de precipitação, sistemas de nuvens) e a meso- $\gamma$  (tempestades, turbulência, efeitos climáticos ligados à urbanização). A menor escala espacial desses fenômenos varia de 2 km a 200 km; conseqüentemente, o modelo numérico utilizado para realizar a previsão nestas escalas deverá possuir uma resolução entre 0,5 km e 50 km na horizontal. Para resolver problemas nestas resoluções surgiu o desenvolvimento de estudos avançados em modelos regionais que resolvessem os fenômenos de meteorologia denominados modelos de mesoescala.

Um dos principais problemas para o bom funcionamento dos modelos de mesoescala são as condições de contorno impostas sobre o domínio de escolha. Para as condições laterais e de topo é bastante razoável o uso de modelos de Circulação Globais, pois estes

são capazes de passar ao modelo os principais forçantes de escalas sinóticas. O problema principal voltou-se então para as condições de contorno na superfície. Com isto começaram a ser desenvolvidos os modelos de interação superfície-atmosfera, ou SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer).

As descrições a seguir têm por objetivo introduzir a terminologia e alguns conhecimentos básicos necessários para a compreensão dos processos de interação superfície-atmosfera.

Evapotranspiração é o termo genérico para indicar dois fenômenos ligeiramente diferentes de interesse em hidrologia e meteorologia: a evaporação de superfícies líquidas, tais como poças de água, rios, lagos naturais, lagos artificiais e solo úmido, e o processo de transpiração dos vegetais, através da atividade fotossintética. A evapotranspiração está associada aos balanços de massa ((1.1)) e de energia na superfície ((1.2), que pode ser a camada superficial de uma bacia hidrográfica inteira (a “evapotranspiração” da bacia), ou de um reservatório (a “evaporação” do lago).

Os balanços de massa e energia são dependentes dos processos de interação superfície-atmosfera através dos fluxos superficiais, como podemos ver pelas equações (1.1) e (1.2) abaixo:

$$(P - E)A + Q_a - Q_e = \frac{dS}{dt}, \quad (1.1)$$

$$R_n = H + LE + G, \quad (1.2)$$

onde  $P$  é a precipitação e  $E$  a evaporação,  $A$  a área horizontal exposta à atmosfera,  $Q_a$  e  $Q_e$  as vazões mássicas afluyente e efluente para o volume de controle,  $S$  a massa de água armazenada dentro do volume de controle,  $R_n$  a radiação líquida na superfície,  $H$  o fluxo de calor sensível para a atmosfera,  $L$  o calor latente de evaporação onde  $LE$  é o fluxo de calor latente e  $G$  o fluxo de calor da superfície para a base do volume de controle (solo ou água).

Estes fluxos superficiais são as principais variáveis dos modelos de interação superfície-

atmosfera e os principais forçantes das mudanças do estado da atmosfera que ocorrem na Camada Limite Atmosférica (CLA). A CLA é uma região de intensa turbulência da troposfera estendendo-se da superfície da terra até cerca de 1.000 ou 2.000 m no seu momento de máximo desenvolvimento, após o meio-dia solar.

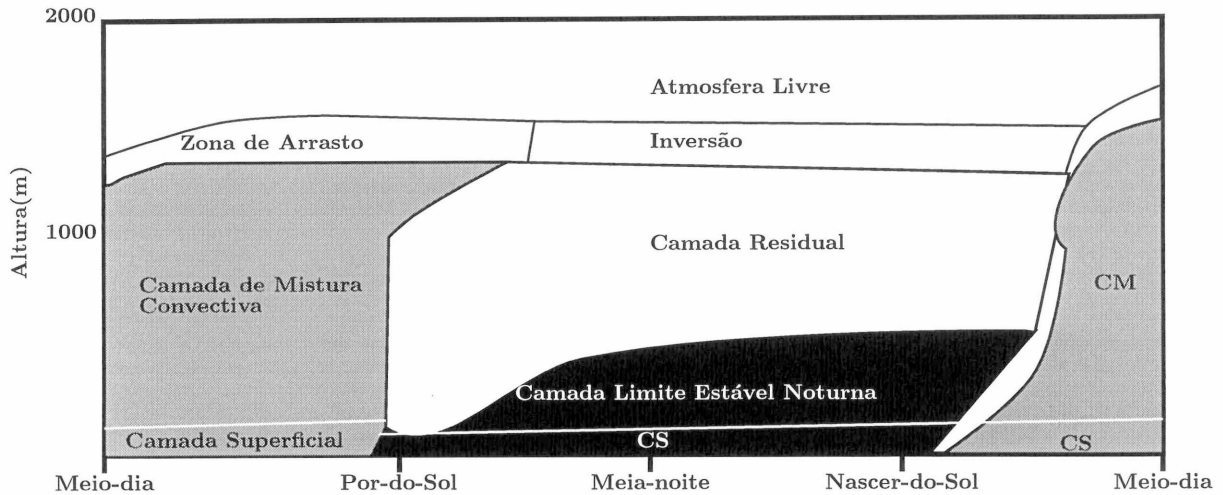


Figura 1: Evolução da Camada-Limite Atmosférica. Figura adaptada de Stull (1988, p. 11).

A figura 1, adaptada de Stull (1988), mostra o desenvolvimento da CLA ao longo do dia: uma camada superficial (CS) cuja espessura é da ordem de 100 m tem sua dinâmica controlada pelos fluxos superficiais de quantidade de movimento ( $\tau$ ), calor ( $H$ ) e vapor d'água ( $E$ ). Sobre ela, durante o dia forma-se uma camada de mistura (CM) ao longo da qual os perfis de temperatura potencial, umidade e velocidade são relativamente uniformes. A dinâmica da CM é dominada tanto pelos fluxos superficiais, quanto pela convecção livre que faz com que correntes de ar quente (as "térmicas") ascendente e descendente se desenvolvam na vertical, quanto pelos fluxos na zona de arrasto (ZA), que é uma espécie de camada superficial só que para o topo da CLA, e que estabelece a interface entre a CLA e a "atmosfera livre" sobre ela (STULL, 1994). Na atmosfera livre, a intensidade da turbulência é muito menor, e o vento pode ser razoavelmente bem previsto por uma solução não-viscosa das equações de Navier-Stokes (NS) num referencial rotatório, denominada vento geostrófico.

A Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (SMO) (GARRATT, 1994; DIAS, 1996) foi desenvolvida para explicar a dinâmica da Camada Superficial (CS) e se tornou popular em meados da década de 50 no Ocidente e vem sendo adotada desde a década de 60 como um instrumento padrão de análise micrometeorológica. Para analisar os registros turbulentos de grandezas meteorológicas, decompõe-se qualquer grandeza  $a$  em uma média  $\bar{a}$  e uma flutuação turbulenta  $a'$  (STULL, 1988):

$$a = \bar{a} + a' . \quad (1.3)$$

A média  $\bar{a}$  é o resultado daquilo que se obtém com instrumentos convencionais, tais como anemômetros ou termômetros de mercúrio, pois estes instrumentos possuem tempos de resposta lentos, e são incapazes de capturar toda a gama de escalas espaciais e temporais que estão presentes na turbulência atmosférica. Medir as flutuações turbulentas é muito mais difícil, e envolve instrumentos bem mais sofisticados: tipicamente, utiliza-se sensores com tempos de resposta da ordem de alguns centésimos de segundo, no máximo.

A turbulência transporta, na camada superficial, os fluxos de quantidade de movimento, calor e vapor de água por meio do campo de flutuações de velocidade. Se as flutuações turbulentas forem medidas suficientemente próximo da superfície da terra (a menos de 10 m de altura), os fluxos superficiais  $\tau$ ,  $H$  e  $E$  podem ser calculados por meio das covariâncias entre as flutuações de velocidade vertical  $w$  e velocidade horizontal  $u$ , temperatura potencial  $\theta$  e umidade específica  $q$  (BRUTSAERT, 1982; STULL, 1988) através de:

$$\tau = \rho u_*^2 = -\rho \overline{w'u'} , \quad (1.4)$$

$$H = \rho c_p u_* \theta_* = \rho c_p \overline{w'\theta'} , \quad (1.5)$$

$$E = \rho u_* q_* = \rho \overline{w'q'} , \quad (1.6)$$

onde  $a_*$  é a escala turbulenta da variável  $a$ ,  $\overline{a'b'}$  representa a covariância entre as flutuações de  $a$  e  $b$  e  $\rho$  é a massa específica do ar.

Estas equações definem novos tipos de escalas: escala de velocidade  $u_*$ , a escala de temperatura  $\theta_*$  e a escala de umidade específica  $q_*$ . A necessidade de utilizar covariâncias próximo à superfície decorre da definição destas escalas em função dos fluxos superficiais. Estas equações proporcionam a ligação entre a evapotranspiração entendida sob a perspectiva hidrológica, nas equações (1.1) e (1.2), e sob a perspectiva meteorológica.

As equações ((1.4)), ((1.5)) e ((1.6)) não só proporcionam a teoria necessária para que sejam realizadas medições atmosféricas diretas de evaporação, como também definem *escalas turbulentas*  $u_*$ ,  $\theta_*$  e  $q_*$  que tornam a compreensão da teoria SMO extremamente simples. Utilizando os conceitos de Análise Dimensional, as variáveis de interesse na CS são os fluxos superficiais  $\tau$ ,  $H$ ,  $E$ , os gradientes de grandezas médias  $d\bar{u}/dz$ ,  $d\bar{\theta}/dz$ ,  $d\bar{q}/dz$  e todos os momentos (estatísticos) que se deseja formar a partir das flutuações turbulentas.

A teoria SMO prevê que todos os grupos adimensionais formados a partir dessas grandezas são função da variável adimensional de estabilidade de Monin-Obukhov  $\zeta$ :

$$\zeta \equiv \frac{z}{L_O} = \frac{-\kappa g z \theta_{v*}}{\overline{\theta}_v u_*^2}, \quad (1.7)$$

onde  $z$ ,  $L_O$ ,  $\theta_{v*}$  e  $\overline{\theta}_v$  são funções da temperatura e umidade específica via a definição da temperatura virtual  $\theta_v$ :

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61q), \quad (1.8)$$

$g$  é a aceleração da gravidade e  $\kappa$  é a constante de von Kármán ( $\approx 0.4$ ). A variável  $\zeta$  descreve os efeitos de estratificação da atmosfera e das forças de empuxo resultantes. Quando  $\zeta < 0$ , a atmosfera é *instável*, que é a situação comum durante o dia;  $\zeta = 0$  indica uma atmosfera *neutra*, e  $\zeta > 0$  indica uma atmosfera *estável*, que é a situação dominante durante a noite ou durante uma inversão térmica.

A Teoria SMO mostra claramente que os três fluxos atmosféricos principais na superfície,  $\tau$ ,  $H$  e  $E$  estão ligados implicitamente na equação ((1.7)): não é possível calcular qualquer um dos três independentemente dos outros (embora seja possível *medi-los* independentemente).

A seguir serão introduzidos os conceitos básicos do modelo de mesoescala ARPS e do modelo de interação superfície-atmosfera usado nesta dissertação.

O modelo ARPS foi planejado visando uma profissionalização da área da previsão do tempo e apresenta boa documentação e cronogramas detalhados de evolução do projeto. Essas características o diferenciam de maneira muito vantajosa dos outros modelos. É um dos únicos modelos que possui versatilidade em termos dos computadores a serem utilizados, o que é um ponto estratégico a ser considerado.

Com o desenvolvimento da atividade de mesoescala no Instituto Tecnológico SIME-PAR, a clareza do projeto do ARPS devido à sua documentação e estratégia de concepção e, principalmente, sua versatilidade computacional, logo fizeram com que este passasse de um modelo de acompanhamento e pesquisa para o modelo de mesoescala utilizado em caráter operacional, conforme descrito em Dias et al. (2001), com uma grande aplicação sobre o Estado do Paraná, descrita em Gobbi et al. (2002).

Um dos principais componentes dos modelos de mesoescala, como visto acima, são os modelos de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVAT). O papel dos SVAT's é fundamental, pois eles permitem a completa especificação de modelos atmosféricos. As funções principais destes modelos são: o balanço de energia, ou seja, particionar a energia radiativa disponível na superfície em fluxos de calor sensível e latente; e o balanço de massa, ou seja, particionar a água precipitável em infiltração, escoamento superficial (*runoff*), umidade retida na vegetação e evaporação direta e a umidade do solo em drenagem lateral e gravitacional, umidade evapotranspirada pela vegetação e evaporação direta do solo.

O balanço de energia na superfície está estreitamente ligado com o balanço de massa na superfície devido à forte dependência da evapotranspiração com a umidade do solo. Desta maneira, para o bom desempenho do SVAT é necessário que ele calcule adequadamente também a umidade do solo e outros componentes do balanço de massa, como drenagem e escoamento superficial.

Esta dissertação se limitou a avaliar a capacidade de previsão do modelo SVAT do

ARPS especificamente para a estação experimental de São Lourenço (SLOU), localizada em Santa Terezinha do Itaipu ( $25^{\circ}20'S$ ,  $54^{\circ}26'E$ , 285 m) na região de Foz do Iguaçu. Uma das principais motivações deste trabalho foi o fato do modelo ARPS apresentar erros sistemáticos nas temperaturas à superfície, o que foi verificado estar atribuído ao modelo de interação superfície-atmosfera. A estação SLOU foi a primeira estação de monitoramento contínuo de fluxos e umidade do solo em todo o Estado do Paraná (DIAS et al., 1998b) com valores calibrados (DIAS et al., 2002), logo, se tornando o único ponto que pudesse fornecer os dados necessários para a validação do modelo.

No modelo de mesoescala ARPS se utiliza um simples SVAT baseado no esquema de transferência descrito em Noilhan e Planton (1989). O ISBA (Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere), como foi batizado, consiste em cinco equações diferenciais ordinárias para temperatura média à superfície, temperatura média para o solo (zona de raízes), umidade da camada superficial do solo, umidade média do solo (zona de raízes) e água retida na vegetação.

As vantagens do modelo ISBA do ARPS são a simplicidade com que ele trabalha a física dos solos e a fisiologia do metabolismo das plantas, sendo possível a adaptação deste a qualquer condição de solo e vegetação. As desvantagens são: a falta da componente de drenagem e a estimativa da componente de escoamento superficial; apenas dois níveis de solo acoplados à superfície e desacoplados entre si, o que limita a variabilidade da zona de raízes à evapotranspiração e o fluxo de umidade para solo profundo; a desconsideração da estabilidade atmosférica como fator influente no cálculo dos fluxos superficiais e a falta de uma parametrização de troca de vapor no solo.

Nesta dissertação trabalhou-se bastante na adaptação dos desenvolvimentos realizados pela comunidade científica de forma a melhorar a descrição dos processos de balanço de energia e de massa do modelo. Também trabalhou-se intensivamente na descrição da física dos solos do modelo (PREVEDELLO, 2002). Muitas das realizações da comunidade científica se reduzem ao hemisfério norte. Como é descrito em Prevedello (1996), a for-

mação físico-mineral é fundamental para o comportamento da física dos solos. Os solos do hemisfério sul têm uma formação bastante diferenciada dos solos do hemisfério norte, o que garante um comportamento dos parâmetros físicos bem diferenciado em condições similares dos fenômenos meteorológicos. Por exemplo, um solo que apresente uma determinada composição granulométrica no hemisfério norte (CLAPP; HORNBERGER, 1978; COSBY et al., 1984) pode apresentar diferentes propriedades hidráulicas de um solo no hemisfério sul com a mesma composição (PREVEDELLO, 1996).

O objetivo principal desta dissertação é a verificação da previsão dos fluxos superficiais e umidade do solo do modelo SVAT do ARPS com dados medidos na estação SLOU e a modificação do modelo, baseado em pesquisas científicas recentes, para a adaptação do uso para o Estado do Paraná.

Os objetivos secundários são propor uma nova versão do modelo SVAT capaz de prever com mais eficácia todos os processos físicos envolvidos na interação solo-vegetação-atmosfera para o uso em modelos de mesoescala, inclusive o ARPS, e criar um modelo de *now casting* de umidade do solo, para a implementação em um sistema para todo o Estado do Paraná utilizando-se da rede telemétrica do SIMEPAR, visando o uso em Agrometeorologia.

Sendo o Paraná um Estado com um forte potencial agrícola, este tipo de modelo pode ser utilizado como uma ferramenta estratégica para a tomada de decisões. A necessidade de uma ferramenta de *now casting* para a umidade do solo, na qual o agricultor pode encontrar as informações atualizadas das condições do solo, seja para o plantio, o manejo ou a irrigação, foi um dos principais motivadores desta pesquisa, como já mencionado. Outro motivador importante foi a má representatividade da previsão dos fluxos no modelo de mesoescala ARPS, onde há uma superestimativa para evaporação e uma subestimativa para o fluxo de calor sensível. Isto tem implicações diretas nas previsões das variáveis de superfície do modelo, como subestimativa da temperatura e superestimativa da umidade específica do ar.

No segundo capítulo é realizada uma referência bibliográfica contextualizando a dissertação dentro do quadro científico recente e apresentando os principais tópicos abordados. No terceiro capítulo são abordados de forma sucinta os experimentos de campo e o processamento de dados necessários para realização desta dissertação. No quarto capítulo são descritos de forma minuciosa o modelo ISBA do ARPS utilizado na abordagem desta dissertação, os desenvolvimentos mais recentes realizados no modelo ISBA e a metodologia e proposta de adaptação dos desenvolvimentos recentes em um novo modelo ISBA adaptado às condições encontradas no Estado do Paraná. No quinto capítulo é feita de forma sucinta a descrição do método numérico usado para a resolução do problema. No sexto capítulo encontram-se os principais resultados obtidos com os desenvolvimentos realizados no escopo desta dissertação, bem como a discussão de algumas questões científicas encontradas durante o processo. No sétimo capítulo a conclusão aborda as idéias defendidas nesta dissertação e por fim, no oitavo capítulo, são apresentadas algumas sugestões de continuidade desta pesquisa.

## 2 Revisão Bibliográfica

Neste capítulo serão abordados de forma sucinta os principais aspectos dos processos de interação superfície-atmosfera e a teoria de similaridade de Monin-Obukhov, os efeitos das modificações da superfície sobre o clima, a modelagem numérica e os experimentos de campo, a variabilidade espacial dos fluxos e uma breve revisão de física dos solos para a compreensão dos processos de fluxos sub-superficiais.

Recentemente, esquemas de transferência solo-vegetação-atmosfera têm se tornado uma poderosa ferramenta no auxílio a meteorologistas, ecologistas, agrônomos, produtores, etc. (MIHAILOVIĆ et al., 2002), principalmente para:

- aprimorar a simulação de tempo e clima;
- explorar os potenciais impactos climáticos resultantes da mudança da vegetação;
- previsão do microclima para o auxílio na colheita em plantações ou estufas.

Fica evidente que uma melhor compreensão da interação superfície-atmosfera trará benefícios diretos para as previsões agroclimáticas, tanto para a realização de *now casting* quanto para a modelagem e previsão atmosférica, bem como serve de auxílio fundamental para avaliar os impactos das modificações do uso do solo.

## 2.1 Os efeitos de modificações da superfície da terra sobre o clima

As modificações da superfície da terra e seus efeitos sobre o comportamento do tempo e clima é um assunto muito estudado hoje em dia, principalmente depois da inserção dos programas e legislações ambientais. O projeto MESOLIT MESOLIT (Mesoescala sobre o Lago de Itaipu) é um projeto criado inicialmente entre o SIMEPAR e Itaipu Binacional para estudos dos efeitos da atividade humana sobre o clima estudando os impactos da formação do Lago de Itaipu nas variações climáticas locais, hoje dirigido pelo LEMMA LEMMA (Laboratório de Estudos em Monitoramento e Modelagem Ambiental). Dias et al. (1997) durante a fase inicial deste projeto realizaram alguns estudos de revisão bibliográfica sobre os efeitos de modificações da superfície da terra sobre o clima. Serão apresentados aqui os principais resultados.

Os estudos da fase inicial do projeto MESOLIT demonstram que a cobertura florestal estimada para o Estado do Paraná esteja reduzida a menos de 10% da área total do Estado (DIAS et al., 1997), valor este muito aquém do padrão recomendado pela *Food and Agriculture Organization of the United Nations* (FAO) para regiões tropicais que é de 40% a 60%. Grande parte desta destruição da cobertura florestal se deu em função do modelo agrícola adotado a partir das décadas de 60 e 70. Os solos oriundos de regiões desflorestadas têm tanto a condutividade hidráulica como a capacidade de armazenamento de água no solo fortemente reduzidas nas camadas superficiais, além de aumentarem consideravelmente o transporte de sedimentos devido ao escoamento superficial, principalmente no Paraná, onde são registradas chuvas de até 250 mm por dia e 15% do total de chuvas ocorrem com intensidade superior a  $50 \text{ mmh}^{-1}$  (IAPAR, dados não publicados).

Os estudos mostram ainda que grandes modificações no balanço de água e nos parâmetros meteorológicos de meso e microescala locais podem ser rapidamente induzidas por modificações na superfície, podendo ter impactos também em outras localidades. Fica claro que as alterações da superfície da Terra no estado do Paraná têm sido profundas e

que não se conhece ainda os efeitos destas alterações sobre a atmosfera.

## 2.2 Modelagem numérica

A utilização de métodos numéricos para modelação de fenômenos físicos ganhou espaço nos mais variados ramos da ciência. Em meteorologia, modelos numéricos têm sido utilizados para os mais variados fins, tais como o estudo do comportamento da dinâmica da camada limite num vale montanhoso, a utilização de um modelo regional da atmosfera (RAMS) para estudar fluxos através de montanhas (YING et al., 1994) e a comparação de perfis de temperatura na camada limite em áreas rurais obtidos através de modelos numéricos contra os dados medidos (SALERMO; GIANOTTI, 1995). Modelar as interações entre a biosfera, atmosfera e o ciclo hidrológico é uma tarefa complexa devido à não-linearidade desses fenômenos e à gama de escalas envolvidas. Isto requer a utilização de modelos que vão desde a escala global até a microescala. Os modelos de circulação global da atmosfera reproduzem bem o clima nas escalas continentais e sub-continentais, mas não representam bem o clima em escalas regionais próximas à superfície da terra (KALMA; CALDER, 1994). Um dos problemas que provavelmente contribuem para este fato é a suavização da topografia nas escalas globais. O acoplamento de modelos numéricos de mesoescala aumenta a resolução local dos modelos globais, fazendo com que os modelos representem melhor os efeitos da topografia, permitindo também uma parametrização da superfície mais detalhada.

Estes modelos permitem a avaliação quantitativa do impacto de diferentes cenários de emissão de gases e uso do solo sobre o clima terrestre. Embora a física embutida nos modelos atmosféricos ainda precise de considerável refinamento em alguns aspectos (modelagem da turbulência, física de nuvens, processos convectivos), já é possível reproduzir diversos aspectos da dinâmica da atmosfera com considerável realismo. A maior parte dos estudos até hoje realizados sobre os efeitos de mudanças da superfície terrestre ou emissão de gases têm se preocupado apenas com mudanças globais.

## 2.3 Variabilidade espacial e fluxos superficiais

Tanto em estudos de campo quanto em exercícios de modelagem atmosférica com modelos numéricos de mesoescala, a importância da variabilidade espacial do tipo de superfície fica cada vez mais evidente, tanto do ponto de vista da complexidade requerida para a sua modelagem, quanto dos seus efeitos sobre a camada-limite atmosférica. A heterogeneidade da superfície é responsável pelo surgimento de circulações locais. O exemplo clássico é a brisa marítima (STULL, 1988); mas grandes lagos, rios (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1994b) e contrastes de umidade do solo também são capazes de induzir circulações.

No caso dos rios, por exemplo, vários estudos têm verificado o efeito das circulações de brisa sobre o clima local e as condições do tempo. A brisa fluvial é um mecanismo físico no qual o ar, devido ao contraste térmico entre a água e a terra, move-se em direção do continente durante o dia e vice-versa à noite. O princípio é semelhante à brisa do mar. Em estudo realizado no projeto ABLE, na Amazônia Central, comprovou-se a existência da circulação fluvial em alturas de até 2000 m devido a um gradiente térmico entre o rio e a floresta de  $-3^{\circ}\text{C}$  durante o dia e  $+6^{\circ}\text{C}$  à noite. Certamente estas influências são mais intensas nas regiões em que a largura do rio é maior, como próximo às confluências dos rios, produzindo uma brisa que pode ser percebida a mais de 20 km das margens do rio (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1994a). A partir de observações da ausência de nuvens e possível subsidência no período diurno, sugere-se que a convergência da brisa do rio pode deprimir a precipitação ao longo do rio e aumentá-la nas margens (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1994b).

Mesmo quando as condições iniciais de umidade e temperatura do solo são homogêneas, a heterogeneidade introduzida por diferentes propriedades óticas é capaz de disparar circulações de mesoescala não clássicas (PRATES, 1997). A importância de circulações locais e da interação entre o escoamento sinótico (de larga escala) e a brisa marítima foram estudados por Silva Dias e Machado (1997) em São Paulo, onde a variação de elevação

devido à Serra do Mar é um fator importante.

Os efeitos da variabilidade espacial, como os contrastes de umidade do solo com a superfície circundante de mata nativa e campos agrícolas, se fazem sentir pelas diferenças nos fluxos superficiais de quantidade de movimento, calor sensível e calor latente sobre cada tipo de superfície. Por isto, é fundamental conseguir parametrizar estes fluxos corretamente nos exercícios de modelagem para comparação de cenários. Com este objetivo, no presente trabalho foram analisados todos os dados disponíveis que possam auxiliar na correta parametrização dos fluxos. Estes dados foram obtidos em campanhas intensivas de medição micrometeorológica (DIAS et al., 1998b; OKAWA, 1998; OKAWA; DIAS, 1998; DIAS et al., 1998a, 1999; OKAWA et al., 1999). Nestas, foram quantificados os comprimentos de rugosidade típicos de campos agrícolas (soja, aveia) e o albedo de cada superfície, os fluxos  $R_n$  e  $G$  que foram também utilizados para a calibração do SVAT.

Uma das maiores dificuldades da parametrização dos fluxos superficiais diz respeito à interação da fisiologia das plantas com a disponibilidade de água no solo. A atividade fisiológica da planta é representada geralmente por uma resistência estomática  $R_s$ , um conceito que se deve originalmente a Monteith (1973), e que hoje em dia está incorporado em modelos climáticos globais, modelos de previsão de tempo globais e modelos de mesoescala. A abordagem “meteorológica” para a resistência estomática modela  $R_s$  apenas em termos de fatores físicos do solo e da atmosfera, a saber: índice de área foliar, radiação solar, ponto de murchamento, capacidade de campo, déficit de vapor d’água e temperatura do ar, entre outros; a abordagem fisiológica envolve a modelagem da resposta da planta em termos de sua atividade fotossintética e da concentração de  $CO_2$  dentro e na superfície das folhas. A abordagem meteorológica tende a prevalecer em modelos de mesoescala, enquanto que modelos climáticos têm tendido a utilizar a abordagem fisiológica (NIYOI; RAMAN, 1997).

É importante frisar que a capacidade dos esquemas de resistência estomática de reproduzir as observações é ainda muito baixa, conforme pode ser observado no trabalho

de Niyogi e Raman (1997), o que enfatiza a necessidade de realizar medições in-situ de fluxos para representar melhor as interações superfície-atmosfera.

De forma geral, os resultados produzidos por diferentes esquemas de parametrização da superfície terrestre tendem a apresentar uma grande dispersão (KOSTER; MILLY, 1997). No entanto, dado um esquema fixo de parametrização das trocas superfície-atmosfera, Stieglitz et al. (1997) observaram que a climatologia dos fluxos superficiais de calor latente e sensível não é muito dependente da representação detalhada dos processos hidrológicos e de seu controle topográfico. Isto é importante porque aponta para a possibilidade de representar bem os fluxos superficiais em modelos de mesoescala sem a necessidade de acoplar modelos hidrológicos sofisticados, acoplamento este que não existe nos modelos de mesoescala utilizados no SIMEPAR, a saber os modelos RAMS (PIELKE, 1992) e ARPS (XUE et al., 1995).

É importante notar entretanto que estas conclusões podem não ser válidas para regiões mais áridas, onde a diferença entre a evapotranspiração real e a potencial pode ser muito grande.

## 2.4 A teoria de Similaridade de Monin-Obukhov

Nesta seção será descrita de forma sucinta a Teoria SMO. Ela é fundamental para o entendimento dos cálculos de fluxos superficiais baseados em medições micrometeorológicas.

Conforme mostra a equação (1.3), um fenômeno físico pode ser representado por uma média e suas flutuações turbulentas. O que os sensores micrometeorológicos podem medir são as flutuações turbulentas. A Teoria de SMO funciona baseada em análise dimensional das covariâncias entre flutuações turbulentas e as hipóteses fundamentais são:

- o escoamento é quase estacionário na média:

$$\frac{\partial \bar{a}}{\partial t} = 0, \quad (2.1)$$

- o escoamento é unidirecional:

$$\vec{u} = (\bar{u}, 0, 0), \quad \bar{v} = \bar{w} = 0, \quad (2.2)$$

- o escoamento é homogêneo em  $x$  e  $y$ , na média:

$$\frac{\partial \bar{a}}{\partial x} = \frac{\partial \bar{a}}{\partial y} = 0. \quad (2.3)$$

Nestas condições, a advecção local de qualquer grandeza na direção  $x$  é nula:

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{a}}{\partial x} = 0. \quad (2.4)$$

Em particular, os fluxos superficiais de quantidade de movimento  $\tau$ , de calor  $H$  e massa de vapor de água  $E$  são constantes ao longo de  $x$ . Do ponto de vista de teoria da turbulência, os fluxos superficiais são covariâncias turbulentas, próximos à superfície, em que uma das variáveis é a flutuação da velocidade vertical (equações (1.4), (1.5) e (1.6)) (OBUKHOV, 1971,1946).

Uma importante notação na Similaridade de Monin-Obukhov é a consideração de funções adimensionais para os gradientes de escalares da forma:

$$\phi_v = \frac{z}{c_*} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} = F(\zeta) \quad (2.5)$$

onde  $\phi_v$  será o gradiente adimensional para o calor ( $v = H$ ) e para a umidade ( $v = E$ ),  $c$  assumirá  $\theta$  e  $q$  respectivamente e  $F(\zeta)$  é uma função adimensional.

Em geral,  $\phi_H = \phi_E$  na maioria dos casos estudados, porém, em condições de superfície com alta rugosidade ou cobertura vegetal diversificada, estes valores podem ser de ordem de grandeza diferentes devido as diferentes rugosidades para calor e umidade. Para este trabalho será adotado a mesma rugosidade para calor e umidade. Quando tem-se

condições de atmosfera neutra, essas funções assumem valores constantes. Quando tem-se condições de convecção livre, essas funções podem ser determinadas analiticamente. O problema é que raramente a atmosfera se comporta em condições neutras e de convecção livre, principalmente durante o dia. Buscou-se na maioria dos estudos de medições micrometeorológicas (BUSINGER et al., 1971; KADER; YAGLOM, 1990) interpolar funções polinomiais de  $\zeta$  diferentes para cada regime de estabilidade. Uma descrição detalhada destas funções pode ser encontrada na seção 4.2.4.

## 2.5 Fluxos no modelo de mesoescala

O modelo de mesoescala ARPS apresentava problemas sistemáticos de subestimativa das temperaturas à superfície. As figuras 2(a) e 3(a) nos mostram esta deficiência, que também se refletia para as outras variáveis de superfície do modelo, como podemos visualizar pelas figuras 2(b) e 3(b) para as umidades. Também é possível notar que a intensidade desta subestimativa varia entre cada estação, demonstrando que a subestimativa é dependente de fatores locais, como podemos ver a distinção entre Cambará (figura 2) e Cascavel (figura 3).

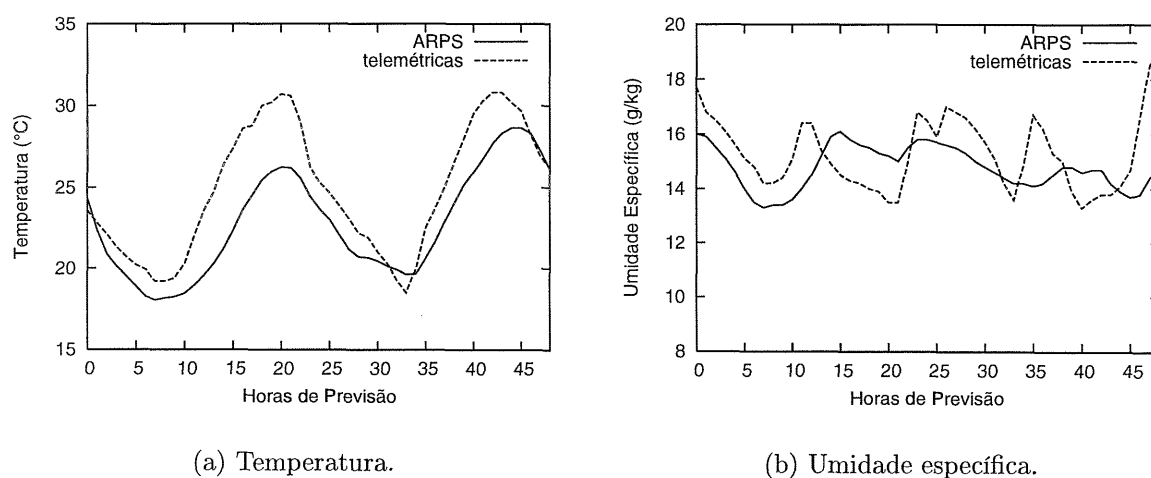


Figura 2: Análise e Previsões do ARPS (linha cheia) e observações (linha tracejada) para Cambará em 30/12/2001 a partir das 00 UTC.

Foi realizado um intenso trabalho sobre as parametrizações físicas do modelo. Foram

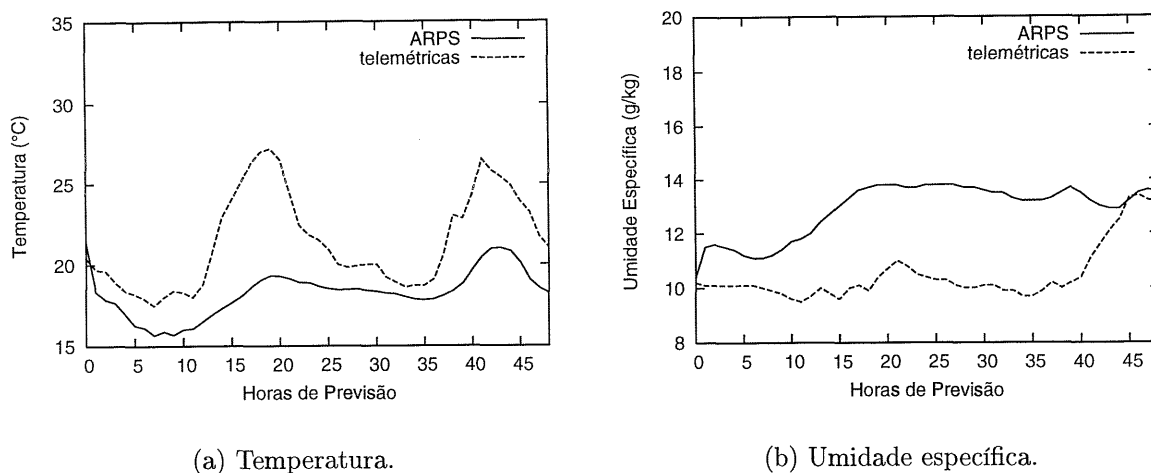


Figura 3: Análise e Previsões do ARPS (linha cheia) e observações (linha tracejada) para Cascavel em 29/06/2002 a partir das 00 UTC.

realizados testes de inicialização do modelo de mesoescala para diferentes modelos globais de inicialização e isto não implicou na melhora das subestimativas. Verificou-se que as variáveis de solo do modelo global NCEP utilizado na inicialização eram problemáticas. Mudou-se o esquema de inicialização das variáveis de solo do modelo ARPS para uma inicialização parametrizada, não assimilando os dados do modelo Global. A inicialização da temperatura do solo passou a ser feita através de um *off set* da temperatura do ar e as umidades do solo através de uma fração da umidade de saturação do solo. Esse não é um esquema de inicialização ideal, principalmente para um modelo operacional. Porém, a mudança do esquema de inicialização apresentou uma melhora nos resultados que apesar de pouco significativa direcionou o problema para o modelo de interação superfície-atmosfera.

Se uma inicialização correta das variáveis do solo implicou numa melhora, que embora não tenha sido substancial, foi verificada, a razão do problema era o fluxo superficial do modelo. Verificou-se uma superestimativa sistemática em todas as previsões analisadas dos fluxos de vapor d'água (evapotranspiração) como se nota pelas figuras 4(b) e 5(b) que era causada pela superestimativa das umidades do solo, bem como havia uma subestimativa também sistemática do fluxo de calor sensível, como nota-se pelas figuras 4(a) e 5(a).

O modelo de interação superfície-atmosfera não estava cumprindo bem o seu papel.

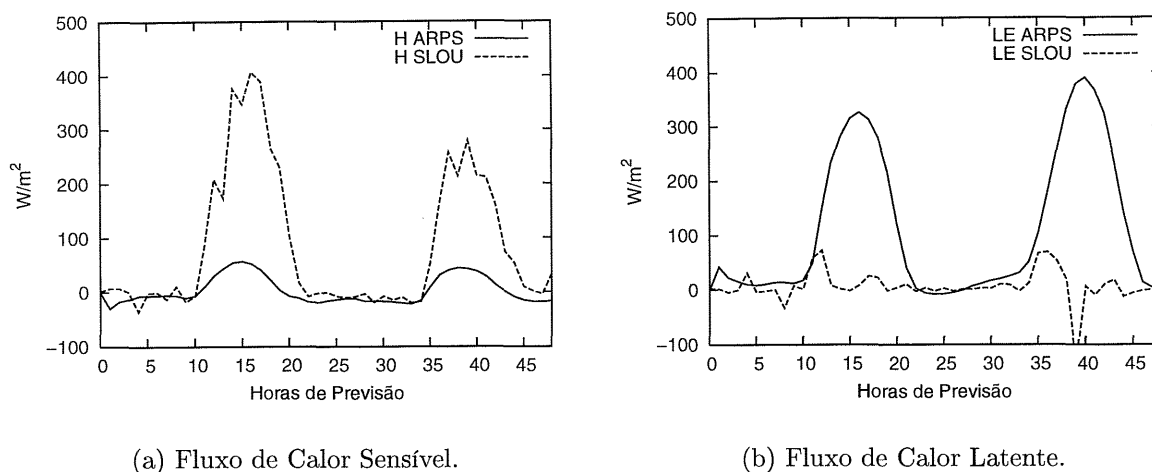


Figura 4: Análise e Previsões do ARPS (linha cheia) e observações (linha tracejada) para SLOU em 25/10/2001 a partir da 00 UTC.

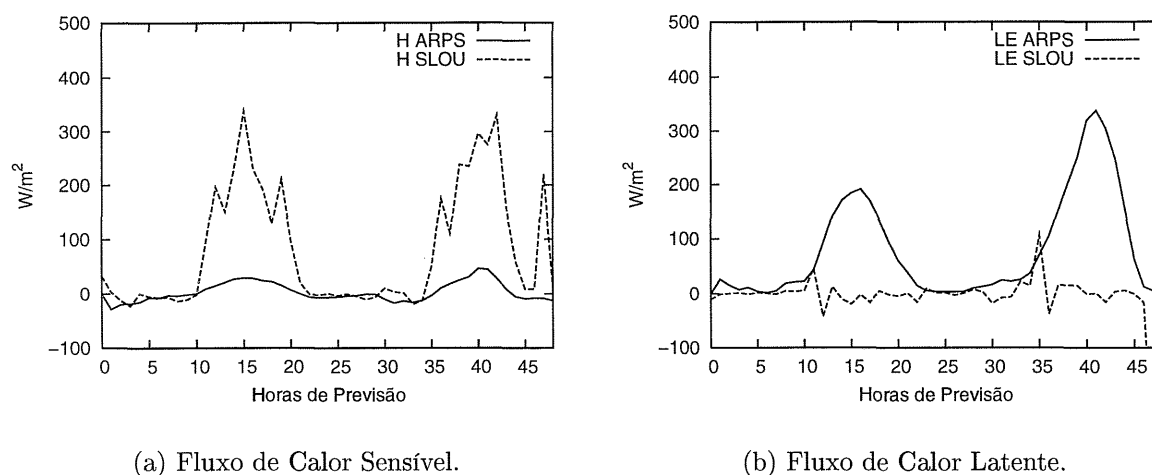


Figura 5: Análise e Previsões do ARPS (linha cheia) e observações (linha tracejada) para SLOU em 27/10/2001 a partir das 00 UTC.

Isto explica o fato das subestimativas da temperatura do ar no primeiro nível do modelo apresentadas nas figuras 2(a) e 3(a), que estão diretamente relacionadas com a disponibilidade de energia na atmosfera para o aquecimento, pois há uma deficiência no fluxo de calor sensível na superfície modelado pelo ARPS causando um déficit de energia na atmosfera.

Uma visão análoga pode ser feita agora para a umidade específica do ar no primeiro

nível da superfície apresentada pelas figuras 2(b) e 3(b). Como há um excesso de vapor d'água disponibilizado para a atmosfera através do excesso de evapotranspiração modelada, haverá conseqüentemente um aumento na umidade específica do ar junto à superfície.

## 2.6 Difusividade hidráulica no solo

Admitindo que as propriedades hidráulicas do solo são homogêneas para a camada de solo considerada pode-se adotar a seguinte equação diferencial da difusão para expressar o potencial mátrico em função do tempo  $t$  e do espaço  $z$ :

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{K}{C_w} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2}, \quad (2.6)$$

onde  $\Psi$  representa o potencial mátrico para o solo,  $K$  a condutividade hidráulica e  $C_w$  a capacidade específica da água no solo.

### 2.6.1 Linearização da equação do potencial mátrico

A equação que governa o movimento vertical de água no solo é proveniente da combinação da equação da continuidade:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial z}, \quad (2.7)$$

onde  $W$  é a umidade volumétrica do solo e  $Q$  a densidade de fluxo; com a equação de Buckingham-Darcy:

$$Q = -K \frac{\partial h}{\partial z}, \quad (2.8)$$

onde  $h$  é o potencial hidráulico e pode ser expresso como  $h = \Psi + z$  resultando na equação de Richards:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial h}{\partial z} \right). \quad (2.9)$$

Esta equação é não linear. Ao se considerar o potencial mátrico como função da umidade  $\Psi = \Psi(w)$  e a umidade como função da profundidade e do tempo  $W = W(z, t)$

tal que  $\Psi = \Psi[W(z, t)]$ , para  $t$  constante as funções  $\Psi$  e  $W$  são contínuas e deriváveis de forma que aplicando a regra da cadeia se obtém:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial z} = \frac{d\Psi}{dW} \frac{\partial W}{\partial z}. \quad (2.10)$$

Aplicando a equação (2.10) em (2.9) resulta:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K \left( \frac{d\Psi}{dW} \frac{\partial W}{\partial z} + 1 \right) \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{d\Psi}{dW} \frac{\partial W}{\partial z} + K \right). \quad (2.11)$$

Definindo:

$$K \frac{d\Psi}{dW} = K \frac{1}{C_w}, \quad (2.12)$$

obtém-se:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K}{C_w} \frac{\partial W}{\partial z} + K \right). \quad (2.13)$$

Considerando que  $W$  e  $\Psi$  se relacionam pela curva de retenção e que esta relação é unívoca, a equação (2.13) pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K}{C_w} \frac{\partial \Psi}{\partial z} + K \right). \quad (2.14)$$

Admitindo as hipóteses de que é possível desprezar a componente gravitacional (termo em  $z$ ) no potencial hidráulico  $h$  e que tanto  $K$  como  $C_w$  não tem dependência com a profundidade, obtém-se a equação (2.6).

A vantagem é que esta linearização (equação (2.6)) torna a equação (2.9) em uma equação diferencial ordinária com solução analítica, mediante condições de fronteira. As desvantagens são que a negligência da componente gravitacional limita acentuadamente a possibilidade da equação (2.6) representar os principais processos dinâmicos da água no solo, particularmente nas regiões mais úmidas (tropicais).

Desta maneira, para se obter um bom comportamento a aplicação da equação (2.6) se limita a algumas hipóteses:

- Uma fina camada da superfície do solo, ou até onde as suas propriedades podem ser consideradas quase que homogêneas;
- que o fluxo de água nesta camada de solo ocorra fundamentalmente sob o gradiente de potencial mátrico, tal como acontece no processo da evaporação da água do solo.

### 2.6.2 Solução geral

Admitindo as hipóteses de aplicação da equação (2.6) pode-se admitir que o fluxo de água na superfície do solo  $z = 0$  para o período de um dia  $0 < t < 24h$  ocorre por uma variação senoidal no perfil temporal do potencial mátrico sob a forma:

$$\Psi(z, t) = \bar{\Psi}(z) + \Psi_0 \text{sen}(\omega t), \quad (2.15)$$

onde  $\bar{\Psi}$  é uma função linear de  $z$  e  $\omega$  é a velocidade angular da Terra.

Quando se supõe que o lençol freático encontra-se distante o suficiente da superfície do solo, no limite de  $z \rightarrow \infty$ :

$$\lim_{z \rightarrow \infty} \Psi(z, t) = 0, \quad (2.16)$$

de forma que obtém-se a solução geral definida por:

$$\Psi(z, t) = A_1 \exp\left(A_2 \frac{K}{C_w} t\right) \exp\left[\pm \left(A_2^{\frac{1}{2}} z\right)\right], \quad (2.17)$$

onde  $A_1$  e  $A_2$  são constantes.

### 2.6.3 Solução particular

Pela condição de contorno em (2.15) se deseja uma função senoidal. Quando se admite:

$$A_2 = \frac{i\omega C_w}{K}, \quad (2.18)$$

e aplica-se (2.18) em (2.17), obtém-se:

$$\Psi(z, t) = A_1 \exp(i\omega t) \exp\left[\pm \left(\left(i\omega \frac{C_w}{K}\right)^{\frac{1}{2}} z\right)\right]. \quad (2.19)$$

Para satisfazer a condição (2.16) é natural considerar apenas o termo negativo na segunda exponencial da equação (2.19). Considerando ainda:

$$i = \exp\left(i\frac{\pi}{2}\right) = \cos\left(\frac{\pi}{2}\right) + i\text{sen}\left(\frac{\pi}{2}\right), \quad (2.20)$$

$$i^{\frac{1}{2}} = \exp\left(i\frac{\pi}{4}\right) = \cos\left(\frac{\pi}{4}\right) + i\text{sen}\left(\frac{\pi}{4}\right) = \frac{(1+i)}{2^{\frac{1}{2}}}, \quad (2.21)$$

e a relação de Euler para o exponencial de um número complexo, a equação (2.19) pode ser reescrita como:

$$\begin{aligned} \Psi(z, t) = & A_1 \cos\left[\omega t - \left(\frac{\omega C_w}{2K}\right)^{\frac{1}{2}} z\right] + \\ & i\text{sen}\left[\omega t - \left(\frac{\omega C_w}{2K}\right)^{\frac{1}{2}} z\right] \exp\left[-\left(\frac{\omega C_w}{2K}\right)^{\frac{1}{2}} z\right]. \end{aligned} \quad (2.22)$$

Na equação (2.22) tanto a parte real quanto a parte imaginária são soluções para a equação (2.6). Como (2.6) é uma equação diferencial ordinária, a combinação linear das soluções independentes da equação também é solução, logo:

$$\Psi(z, t) = A_1 + A_2 \exp\left[-\left(\frac{\omega C_w}{2K}\right)^{\frac{1}{2}} z\right] \text{sen}\left[\omega t - \left(\frac{\omega C_w}{2K}\right)^{\frac{1}{2}} z\right], \quad (2.23)$$

também é solução. Observando a condição (2.15) nota-se que  $A = \bar{\Psi}$  e  $A_2 = \Psi_0$ . Desta forma a equação (2.23) se torna a solução particular para o potencial mátrico da seguinte forma:

$$\Psi(z, t) = \bar{\Psi} + \Psi_0 \exp\left[-\left(\frac{\omega C_w}{2K}\right)^{\frac{1}{2}} z\right] \text{sen}\left[\omega t - \left(\frac{\omega C_w}{2K}\right)^{\frac{1}{2}} z\right]. \quad (2.24)$$

Na equação (2.24) o termo que precede o seno representa a amplitude de oscilação da tensão de água no solo com a profundidade, que decai exponencialmente. Esta solução é importante para a determinação do termo que se segue na subseção 2.6.4.

## 2.6.4 Profundidade de decaimento

A Profundidade de decaimento (*damping*) denotada por  $d$  é a profundidade na qual a amplitude de tensão da água no solo (termo que precede o seno em (2.24)) decai para

$\Psi_0 e^{-1} \approx 0,367\Psi_0$ , ou seja, para esta condição a umidade do solo sofrerá uma oscilação periódica em função da natureza do solo somente. Desta forma:

$$d = \sqrt{\frac{2K}{\omega C_w}}. \quad (2.25)$$

É possível a estimativa da profundidade de decaimento para flutuações diárias, mensais ou anuais. A avaliação da magnitude desta profundidade é de essencial importância, uma vez que é a responsável pela variação da umidade do solo quando este encontra-se em regime de decaimento gravitacional somente.

## 2.7 Os modelos de interação superfície-atmosfera

Nesta seção será realizada uma breve descrição de alguns modelos de transferência solo-vegetação-atmosfera que foram estudados para o escopo desta dissertação. Será apresentado de forma sucinta o método utilizado na formulação destes modelos, a finalidade para a qual se destinam, os pontos fortes e os pontos fracos de acordo com a visão dos autores.

Existem vários SVAT's elaborados para fins de previsão de fluxos e umidade do solo, conforme apresentado na tabela 2. Cada qual se destina a uma aplicação específica visando a atender as necessidades de modelagem de mesoescala, modelagem hidrológica, previsão de umidade do solo ou até mesmo modelagem eco-fisiológica. Para os estudos desta dissertação foram abordados exclusivamente os modelos de transferência solo-vegetação-atmosfera destinados à modelagem de mesoescala em virtude do fato de que as parametrizações de processos nesses modelos visam atender à representação de fenômenos de curto prazo (algumas horas), foco de nosso interesse, e os modelos para previsão de umidade do solo. Abaixo encontra-se descrito o propósito de cada modelo e uma revisão da metodologia empregada na sua formulação.

O modelo SiB (SELLERS et al., 1986) é um modelo de biosfera que representa os pro-

Tabela 2: Modelos SVAT's.

SiB	Simple Biosphere model
SSiB	Simplified SiB
LAPS	Land Air Parameterization Scheme
BATS	Biosphere Atmosphere Transfer Scheme
PLATIN	Plant-Atmosphere Interaction
ALSIS	Atmosphere-Land-Surface Interaction Scheme
PROGSURF	Prognosis Surface Fluxes

cessos de interação solo-vegetação-atmosfera. Este modelo foi concebido para o cálculo da transferência de energia, massa e momento entre a atmosfera e a superfície e projetado para uso em modelos de circulação geral (GCM). O SiB se caracteriza principalmente por incorporar uma biofísica realista na formulação do balanço de energia na superfície com um alto nível de sofisticação. A estratégia adotada na formulação do SiB foi modelar a vegetação por si própria e deixar a vegetação determinar as maneiras com que a superfície da terra interage com a atmosfera. Desta forma é um modelo complexo que inclui fatores morfológicos como tipo de árvores, tipo de solo, profundidade de raízes; e fatores fisiológicos como fração de folhas verdes, controle de temperatura para funcionamento dos estômatos, refletância e transmissividade das folhas, coeficiente de atrito do dossel, refletância e condutividade hidráulica do solo, entre outros. Dentre as suas atribuições está a partição da vegetação em duas camadas distintas, uma camada de dossel alta caracterizada pela representação da sazonalidade da vegetação e uma camada de dossel baixa caracterizada pela representação da cobertura de superfície de grama e outras vegetações herbáceas.

Como o SiB é um modelo bastante complexo, com a necessidade de parametrizações de processos eco-fisiológicos que na maioria das vezes, principalmente em modelagem, não são conhecidos, foi concebida uma versão simplificada SSiB (XUE et al., 1991). Uma descrição sucinta do modelo e suas aplicações para o Brasil foram realizadas recentemente por Candido (2002). Além de tornar o SiB mais viável computacionalmente, algumas modificações foram realizadas nos processos de parametrização, principalmente na for-

mulação biofísica da vegetação, dentre as quais se destacam a simplificação do cálculo da resistência estomática, a parametrização dos fluxos superficiais linearizada a partir da teoria de similaridade de Monin-Obukhov e a redução do número de níveis de vegetação para apenas um. As variáveis prognósticas do modelo continuaram as mesmas, com as temperaturas do dossel e da superfície do solo, água retida no dossel e à superfície e umidade do solo em 3 camadas, onde as duas primeiras podem se encontrar dentro da zona de raízes e uma camada de armazenamento subjacente onde os processos de transferência de umidade do solo para cima e para baixo se dão somente por difusão hidráulica e drenagem gravitacional. O modelo é construído ainda para trabalhar sobre condições de baixas temperaturas possibilitando a representação de neve.

As temperaturas são resolvidas pelo método da partição de energia, onde é desconsiderado o fluxo de calor no solo e a temperatura é obtida como função direta da radiação líquida menos os fluxos superficiais. O modelo não resolve a temperatura para o solo profundo, por isto não há a necessidade de se parametrizar os processos de troca de calor no solo. A água retida é resolvida pela equação de balanço de massa. As umidades nas três camadas isotérmicas de solo é resolvida por difusão hidráulica e por drenagem gravitacional, com as propriedades hidráulicas do solo obtidas através da condutividade hidráulica do solo, derivados de Clapp e Hornberger (1978).

O LAPS descrito em Mihailović (1996) é um modelo biofísico que também representa os processos de interação superfície-atmosfera. A vegetação é tratada neste modelo como um bloco constante de material poroso compreendido entre duas camadas constantes, o contorno superior, topo da camada de vegetação, e o contorno inferior, base da camada de vegetação. Foi um modelo concebido tanto para o uso em modelos atmosféricos quanto para o uso desacoplado. Ele foi desenvolvido com o compromisso de descrever os principais processos físicos envolvidos com um menor número de parâmetros de entrada necessários. O modelo possui sete variáveis prognósticas: as temperaturas de dossel, superfície do solo e solo profundo, água retida na vegetação, e três umidades de solo, utilizando o mesmo

esquema do SiB (SELLERS et al., 1986).

As temperaturas do dossel e de solo profundo também são resolvidas pelo método de partição da energia, enquanto que a temperatura à superfície utiliza o fluxo de calor no solo, que é obtido pelo método *force-restore* (DEARDORFF, 1978). A água retida é obtida pela equação de balanço de massa. As umidades de solo, diferente de Sellers et al. (1986), receberam também uma parametrização hidrológica.

O BATS descrito em Yang e Dickinson (1996) foi originalmente concebido para o uso em um modelo climático (DICKINSON et al., 1986), mas sua filosofia, no que diz respeito a alguns aspectos da parametrização física, foi adotada para outros modelos de interação superfície atmosfera, inclusive o ISBA. O modelo é baseado na compreensão do processo biológico em escalas de plotagem. O modelo usa componentes separadas do modelo para as partes radiativa (balanço de energia) e hidrológica (balanço de massa). O modelo BATS possui sete variáveis prognósticas, as temperaturas de dossel, superfície do solo e solo profundo, água retida na vegetação, água do solo na camada de superfície, água do solo na zona de raízes e água total do solo.

As temperaturas e o tratamento da interceptação de precipitação da vegetação foram obtidas considerando algumas das aproximações de Deardorff (1978). Originalmente, o tipo de vegetação era determinado por alguns parâmetros. Aprimoramentos na representação da evapotranspiração incluíram uma hidrologia do solo baseada na física dos solos e uma formulação conceitual mais realista para a aerodinâmica e resistência da superfície.

O modelo PLATIN utilizado em Grünhage e Haenel (1997) foi concebido para estimar a dose de absorção de poluentes do ar sob condições ambientes. Ele é baseado no balanço de energia da vegetação chamado aproximação das grandes folhas combinado com um submodelo de transporte de gases. Neste modelo não há a representação em forma de equações diferenciais, mais sim por meio de funções de resistência, assim como a resistência elétrica, para representar os processos de troca de energia. O modelo é baseado em três resistências: uma resistência atmosférica turbulenta que quantifica o transporte no perfil

atmosférico de altura  $z$ ; uma resistência para escoamento quase-laminar que quantifica a diferença entre o transporte de momento e de calor; e uma resistência da superfície ou da vegetação que descreve a influência do ecossistema sobre o transporte.

O modelo ALSIS de Irannejad e Shao (1998) foi um modelo planejado primordialmente para a previsão de umidade do solo baseado na solução da equação de Richards para o fluxo de umidade. Um importante potencial deste modelo é a inclusão da heterogeneidade vertical dos parâmetros hidráulicos do solo modelando o fluxo sobre condições não saturadas utilizando a equação de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980) para a curva de retenção. Apresenta uma superestimativa da evapotranspiração à noite.

O modelo PROGSURF de Ács e Hantel (1998) consiste em uma camada de vegetação e três níveis de solo. A previsão de temperatura é realizada pela equação de condução de calor em conjunto com o método *force-restore*. Os fluxos turbulentos são parametrizados pelas leis de gradientes usando o conceito de resistência. A resistência estomatal é calculada envolvendo parâmetros de demanda atmosférica e de umidade disponível. A umidade do solo é resolvida pela equação de Richardson.

## 2.8 O modelo ISBA

Nesta seção será realizada uma revisão bibliográfica dos desenvolvimentos realizados para obter-se o modelo ISBA, com uma breve descrição dos principais trabalhos científicos abordados nesta dissertação.

Neste modelo as equações para as temperaturas são baseadas no método *Force-Restore* proposto por Bhumralkar (1975) e Blackadar (1976). Em Deardorff (1977) foi desenvolvido um método análogo para as umidades do solo, testados posteriormente em Deardorff (1978) com a inclusão de uma camada de vegetação. O ISBA aproveita os métodos descritos acima e os desenvolvimentos de Clapp e Hornberger (1978) na física dos solos e desenvolve um modelo para uso em modelos de circulação geral (GCM) que utiliza como

forçantes a temperatura do ar, radiação solar incidente, umidade relativa do ar, velocidade do vento e precipitação. Para isto o modelo calcula simultaneamente os fluxos de calor e umidade no solo e a evapotranspiração, bem como a radiação líquida à superfície.

A validação do modelo foi realizada na maior parte para experimentos realizados em regiões do hemisfério norte (CALVET et al., 1998; HABETS et al., 1999), que possui características de solo bem diferentes dos solos tropicais do hemisfério sul, o que limita a aplicabilidade das calibrações obtidas nos testes para a região de interesse (estação SLOU). O Projeto PILPS descrito em Henderson-Sellers et al. (1993) iniciado em 1992, que conta hoje com 30 grupos de modelação dos processos de superfície participantes, tem realizado diversos estudos não apenas de comparação entre os modelos de interação superfície-atmosfera mas também avanços relevantes na compreensão dos processos físicos e da dinâmica da evolução destes processos, bem como testes em vários experimentos com uma enorme variabilidade de tipos de solo, porém, poucos chegam a se aproximar às características de solos tropicais.

Recentemente muitos estudos envolvendo o projeto LBA refletem as condições de solo características de regiões tropicais, mas a forte distinção entre a formação do ecossistema Amazônico e os ecossistemas de cultivo encontrados no estado do Paraná e a própria formação geológica diferenciada impossibilitam o uso das propriedades físicas dos solos obtidas no LBA para a aplicação ao solo de SLOU. Foi necessário uma série de experimentos laboratoriais, ainda em fase de concretização, para caracterizar as propriedades físicas do solo de SLOU que possibilitaram a correta implantação do modelo ISBA.

Em um trabalho anterior do LEMMA, Gobbi et al. (1998) realizaram testes do modelo ISBA original Noilhan e Planton (1989) para a mesma estação SLOU. Neste caso específico, observou-se um comportamento razoável do modelo, mas somente em alguns dias específicos. No trabalho de Gobbi et al. (1998) não foi realizada uma validação do modelo ISBA original para períodos distintos de dados, não sendo possível a aplicação do mesmo modelo para outros períodos de dados. Nesta dissertação buscou-se calibrar

o modelo para períodos de dados distintos possibilitando o uso em qualquer período do ano.

A robustez do sistema de medição contínua de fluxos e umidade do solo foi adquirida com tempo e experiência. Até se chegar aos resultados de Dias et al. (2002) ainda não se tinha a confiabilidade nos dados adquiridos. A compreensão e recalibração das curvas dos aparelhos de medição foram realizadas intensivamente até se chegar a um sistema robusto e confiável, com dados de qualidade. A confiança na qualidade dos dados possibilitou a correta validação do modelo.

Os desenvolvimentos recentes do ISBA vieram a aprimorar o modelo de Noilhan e Planton (1989). A falta de componente de drenagem foi resolvida e testada especificamente para o ISBA em Mahfouf e Noilhan (1996) e Noilhan e Mahfouf (1996) incluindo um termo de drenagem gravitacional a equação de umidade do solo.

A questão dos níveis de solo foi resolvido por Boone et al. (1999) com a inclusão de mais um nível de solo no modelo e o acoplamento entre os níveis através das equações de difusividade no solo.

Para a componente de *runoff* foram realizados vários estudos avançados com o objetivo de se acoplar SVAT's ou as saídas dos mesmos com modelos hidrológicos. Com relação ao modelo ISBA foram abordados os estudo realizado por Habets et al. (1999), que acoplaram o modelo ISBA em uma escala regional a um modelo hidrológico MOD-COU, e Habets e Saulnier (2001) que utilizaram a parametrização de *runoff* do modelo hidrológico TOPMODEL no ISBA. O estudo hidrológico para a estimativa de *runoff* realizado por Todini (1996) foi abordado durante o desenvolvimento do novo modelo de interação superfície-atmosfera para a compreensão de algumas variáveis hidrológicas.

Os parâmetros para os cálculos dos coeficientes de arrasto baseados em função das rugosidades e da estabilidade atmosférica foram abordados por Louis (1979) e Irannejad e Shao (1998) e suas adaptações e implementações para o ISBA foram realizadas por Mascart et al. (1995) e Noilhan e Mahfouf (1996).

A transferência de água do solo sob a forma de vapor e a adsorção para condições extremamente secas foi o tema abordado em Giordani et al. (1996). Estes processos são essenciais quando a umidade do solo encontra-se no patamar abaixo do ponto de murchamento, onde os processos de troca de água sob a forma de vapor podem ser importantes.

Neste trabalho, o ISBA também foi aprimorado com os estudos dos processos que governam a física dos solos de Prevedello (2002), onde são caracterizados os processos de difusividade hidráulica em termos das propriedades físicas do solo, obtendo-se uma representatividade mais aproximada para os processos de transferência de umidade no solo.

### 3 Experimentos de Campo

Estudos fundamentados fisicamente sobre mudanças no uso da superfície e suas consequências climáticas são uma alternativa atraente, e em linha com numerosos estudos da camada-limite atmosférica e sua interação com a superfície que têm sido realizados desde o início da década de 1980 em diversas partes do mundo. Alguns exemplos deste tipo de estudo são:

- HAPEX, realizado entre maio e julho de 1986 no sudoeste da França;
- FIFE, realizado entre maio e novembro de 1987 em Kansas, EUA e continuado em 1989;
- BOREAS, realizado no Canadá entre fevereiro e setembro de 1994, e abril e outubro de 1996;
- ABLE, realizado entre julho e agosto de 1985 e entre abril e maio de 1987 em Manaus, Brasil.

Estes estudos tiveram uma grande ênfase experimental e tenderam a concentrar as medições em campanhas intensivas com a duração de algumas semanas. Tipicamente, eles envolvem:

1. o monitoramento contínuo de grandezas meteorológicas e hidrológicas tais como precipitação, vazão, temperatura do ar, umidade do ar, velocidade e direção do vento, pressão atmosférica e radiação solar em uma rede de estações de superfície automáticas, com medições em alta resolução temporal e espacial;

2. o monitoramento de fluxos superficiais e do balanço de energia da superfície em campanhas intensivas de medição;
3. o monitoramento da camada-limite atmosférica com radiosondagens de alta resolução, sondadores acústicos, *lidar* e radar;
4. o uso de aviões para medições intensivas de grandezas dentro da camada-limite atmosférica, e para o sensoriamento remoto da superfície;
5. o uso de satélites para o sensoriamento remoto da superfície e da atmosfera.

Um dos resultados importantes destes esforços tem sido a geração de dados a respeito do estado da superfície e de sua parametrização para a geração de condições de contorno utilizáveis pelos modelos computacionais da atmosfera.

Um dos exemplos mais bem sucedidos deste tipo de estudo, é o projeto ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study), que foi realizado na Amazônia entre 1991 e 1994 e sucedeu os esforços pioneiros do ARME (Amazon Region Micrometeorological Experiment), de 1983 a 1985 (GASH et al., 1996). Segundo Culf et al. (1996), um dos maiores objetivos do ABRACOS era comparar as medições realizadas sobre a parte devastada da floresta amazônica com medições similares realizadas sobre a parte não devastada, ou seja, quando se analisa o impacto de diferentes usos da superfície sobre o clima, é preciso monitorar fisicamente a resposta da atmosfera a estes usos. De fato, Nobre et al. (1996) observam que, devido à forte interação dos processos da superfície terrestre com a atmosfera, é tão importante estudar a camada-limite atmosférica quanto aqueles processos.

Estudos comparativos como o de Nobre et al. (1996) mostram uma grande diferença no comportamento da camada-limite atmosférica sobre a floresta amazônica nativa e sobre regiões desmatadas de pastagem; nestas últimas, a amplitude térmica (CULF et al., 1996), e a espessura da camada-limite atmosférica (NOBRE et al., 1996) tendem a ser maiores.

Pode-se argumentar que a medição contínua dos fluxos superficiais de massa e energia através de sistemas robustos e confiáveis capazes de gerar séries de longa duração (semanas, meses e anos), em contraste com as séries de curta duração (horas, dias ou no máximo semanas) típicas de campanhas micrometeorológicas, são uma importante ferramenta para o estudo e a quantificação dos impactos nas interações superfície-atmosfera advindos do uso do solo.

A seguir são descritos os experimentos de campo utilizados para a calibração dos dados da estação de monitoramento de fluxos e umidade do solo usados nesta dissertação para a validação do novo modelo de interação superfície-atmosfera. Alguns parâmetros utilizados pelo modelo também foram determinados em experimentos de campo e são descritos a seguir, bem como algumas metodologias necessárias para a compreensão e o processamento dos dados de turbulência.

### 3.1 Local de medição

Nesta seção será realizado um breve sumário da escolha do local de medição e dos equipamentos de monitoramento de fluxos superficiais e umidades do solo. Maiores detalhes podem ser encontrados nos relatórios técnicos que descrevem os experimentos de campo e a obtenção dos dados de medição (DIAS et al., 1997, 1998b).

A escolha do local de medição e dos equipamentos de medição, além da montagem da torre e processamento de dados, foi realizado pelo LEMMA através do projeto MESOLIT, um estudo para verificar os impactos sobre o clima regional advindos da criação do lago de Itaipu. Para a escolha do local e validação dos dados de medição, foram realizados uma série de experimentos de campo denominados EXINC(Experimento Intensivo de Campo). A tabela 3.1 mostra os períodos de realização de cada experimento.

No experimentos EXINC-1 e EXINC-2 do projeto Mesolit montou-se uma torre de 6 m, ainda em caráter experimental, no local onde hoje está a estação de monitoramento

Experimentos	Data
EXINC-1	13/12/1997 a 20/12/1997
EXINC-2	13/01/1998 a 15/01/1998
EXINC-3	24/11/1998 a 29/11/1998
EXINC-4	23/07/2000 a 31/07/2000
EXINC-5	29/10/2000 a 04/11/2000
EXINC-6	04/12/2000 a 12/12/2000
EXINC-7	15/02/2001 a 18/02/2001
EXINC-8	24/07/2001 a 28/07/2001

Tabela 3: Experimentos Instensivos de Campo de São Lourenço

de fluxos e umidade do solo, e uma torre portátil de 2 m de altura a cerca de 100 m da torre maior. Para o experimento intensivo de campo EXINC-3 realizado entre os dias 24 e 29 de novembro de 1998 é que montou-se a torre fixa de 10 m de altura para monitoramento de fluxos e umidade do solo, além da mesma torre portátil de 2 m de altura a cerca de 10 m da torre maior. Nos demais experimentos de campo foram realizados melhoramentos na estação de monitoramento e novas campanhas de coleta de dados com a torre portátil.

O local escolhido para a instalação foi um platô com excelente pista de vento (*fetch*) em todas as direções e caracteriza-se por uma topografia plana nas direções Leste-Norte-Oeste e levemente ondulada nas direções Oeste-Sul-Leste. Uma estrada separava na ocasião a soja mais alta (cerca de 16 cm, com 30 cm de espaçamento) ao sul (figura 6(a)), e soja menos desenvolvida (10 cm, com 30 cm de espaçamento) ao norte do local de medição (figura 6(b)). As culturas dos dois lados da estrada se alternam com o decorrer do ano entre trigo, milho e soja, podendo haver culturas distintas ou a ocorrência de solo nú em um dos lados e cultivo no outro. A algumas centenas de metros das torres o terreno inclina-se suavemente para baixo, conforme pode ser visto na figura 7(a).

Na torre de 10 m da fazenda foram realizadas medições contínuas de grandezas médias; além disso, na torre de 10 m foi instalado um sistema simplificado de medição de turbulência que consiste de um anemômetro de hélice vertical e um termopar, que propiciou medições do fluxo de calor sensível  $H$ .



(a) Ao sul do ponto de medição.

(b) Ao norte do ponto de medição.

Figura 6: Vista do *fetch* de medição.

A torre portátil de 2 m foi utilizada para medir flutuações turbulentas de velocidade vertical, temperatura e densidade de vapor d'água, além de temperatura e umidade relativa médias do ar. A figura 7(b) mostra as duas torres de medição.

A figura 7(c) mostra o trabalho cuidadoso de aterramento da torre de 10 m; na verdade, ela é uma instalação padrão SIMEPAR, com proteção contra descargas elétricas e painel solar. As únicas diferenças em relação às estações meteorológicas do SIMEPAR são a ausência de telemetria e a medição de um número muito maior de parâmetros. A telemetria é necessária para a transmissão de dados via ondas satélites. Como o número de parâmetros medidos é muito maior, haveria um custo significativo para a transmissão dos dados. Os dados da torre são armazenados em módulos de memórias comportados em um sistema de aquisição de dados (*datalogger*) que são recuperados periodicamente e copiados diretamente para o PC. Após a checagem dos dados os módulos são limpos e estão prontos para armazenar mais dados.

A figura 7(d) mostra a preparação dos sensores de solo para a medição de umidade, temperatura e fluxo de calor no solo. A determinação das profundidades de medição são de fundamental importância para a representatividade das medições.

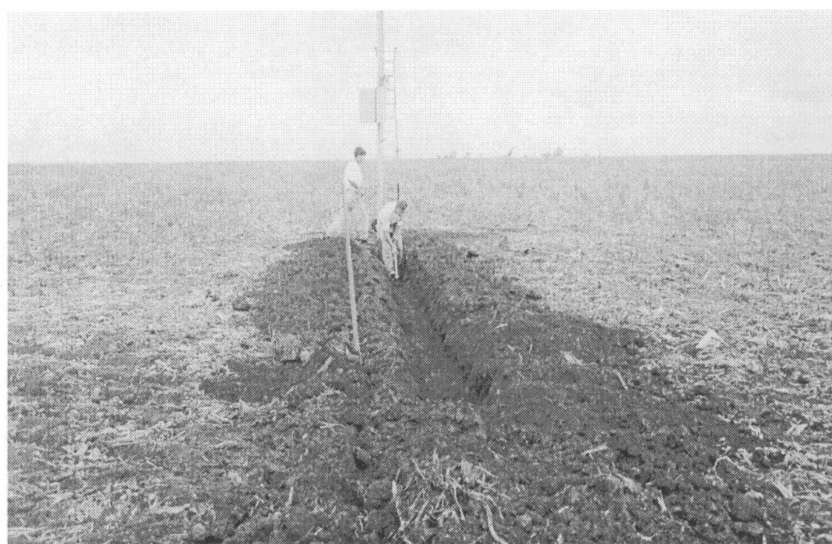
Para os objetivos desta dissertação serão utilizados os dados experimentais da estação meteorológica de monitoramento de fluxo e umidade SLOU. Nas figuras 8(a) e 8(b) pode-



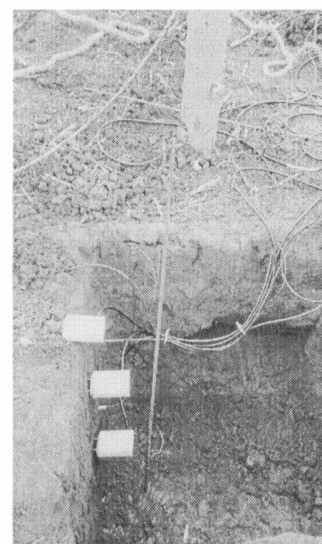
(a) Topografia suavemente ondulada.



(b) Torres de 2 e 10 m.



(c) Aterramento da torre.



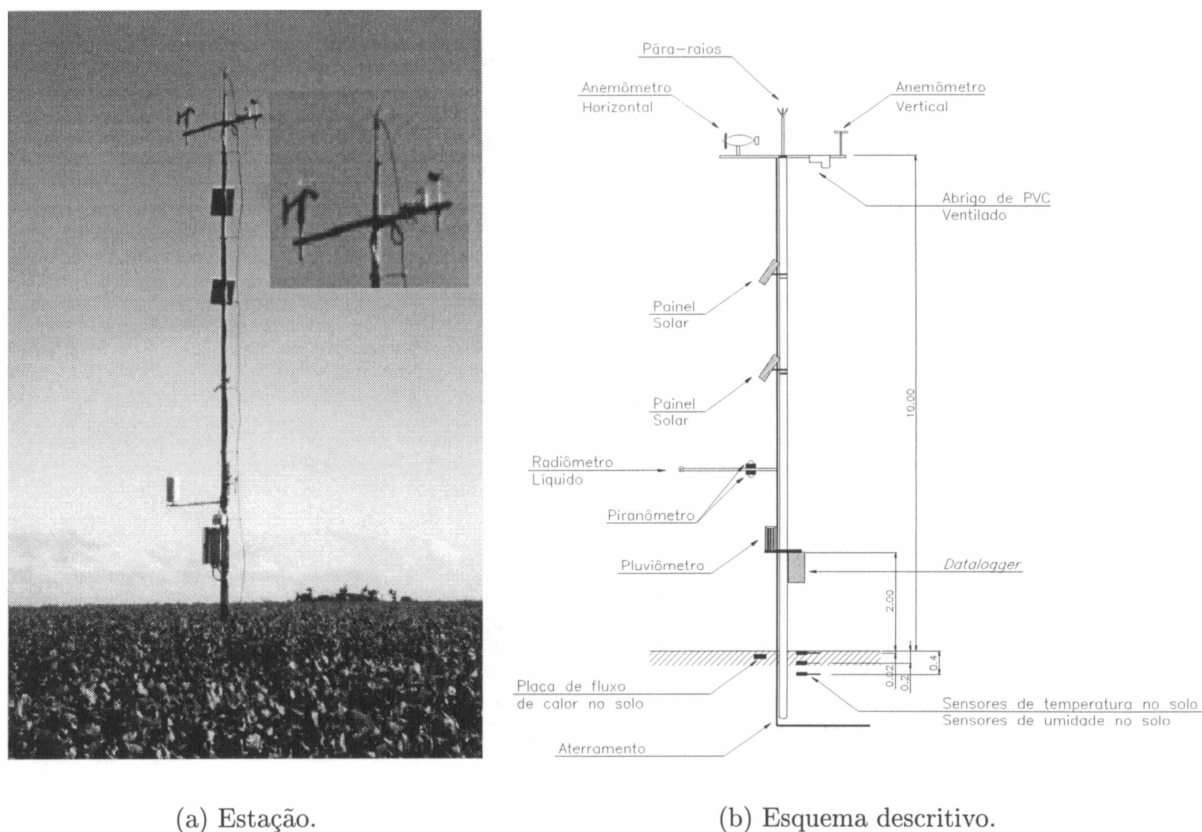
(d) Sensores de temperatura e umidade do solo.

Figura 7: Vista da topografia, das torres de medição, do aterramento e dos sensores do solo.

se ver a estação e sua representação esquemática.

Para o processamento dos dados medidos é necessário a escolha de uma metodologia de estimativa de fluxos superficiais com base nos dados medidos de turbulência. Com experiência de alguns anos de medição, Dias et al. (2002) compuseram um conjunto suficientemente robusto e barato de sensores para poder ser aplicado em campanhas de medição de longa duração aplicando o método de covariâncias turbulentas atenuadas (MCTA).

Estes dados são coletados por uma série de sensores de medição, armazenados em módulos de memória através de um equipamento para processamento e armazenamento



(a) Estação.

(b) Esquema descritivo.

Figura 8: Estação Meteorológica de Monitoramento de Fluxos e Umidade do Solo.

de medições de sinais de estações experimentais e pós-formatados a cada 30 dias para um banco de dados. Na figura 8(a) visualiza-se esquematicamente os equipamentos da estação de medição e na figura 8(b) descreve-se o esquema de uma estação de medição de fluxos com o MCTA em terra, equipada com os seguintes sensores:

1. Anemômetro vertical de hélice (YOUNG 27106) para a velocidade vertical do vento  $w_p$ , sua média  $\bar{w}_p$  e suas flutuações instantâneas  $w'_p$ .
2. Sensor capacitivo (Campbell CS500) para as flutuações de umidade relativa,  $y'_p$ , e conseqüentemente as flutuações de umidade específica  $q'_p$ ; este sensor também é utilizado para a umidade relativa média  $\bar{y}_p$ , a umidade específica média  $\bar{q}_p$  e dispõe de um termistor de platina para a temperatura média do ar  $\bar{\theta}_a$  a 10 m, *instalado num abrigo ventilado de PVC* (DIAS et al., 2002) a 10 m.
3. Termopar (Campbell FWTC3) para as flutuações  $\theta'_p$  de temperatura do ar, *instalado*

*no mesmo abrigo ventilado de PVC*(DIAS et al., 2002).

4. Termopar (Campbell FWTC3) para as flutuações  $\theta'_e$  de temperatura do ar, *externo ao abrigo ventilado*(DIAS et al., 2002), posicionado a cerca de 10 cm abaixo da hélice de poliestireno do anemômetro de hélice.
5. Piranômetro (LICOR LI-200X) para radiação solar incidente  $R_{si}$ .
6. Piranômetro (LICOR LI-200X) para radiação solar refletida  $R_{sr}$ .
7. Radiômetro líquido (REBS Q7.1) para a radiação líquida  $R_n$ .
8. Anemômetro de hélice (YOUNG 03001) para a velocidade média horizontal do vento  $\bar{u}$  e direção média do vento  $\bar{d}_u$ .
9. 2 Placas (Campbell HFT3) para o fluxo de calor no solo  $G$ .
10. 3 sensores (Campbell 107) para a temperatura do solo  $T_i$ , nas profundidades  $i = 2$  cm, 20 cm e 40 cm.
11. 3 sensores TDR (Campbell CS615L) para a umidade do solo  $W_i$ , na profundidade  $i$ .

Os sensores 1 a 4 formam o conjunto básico utilizado no MCTA; os sensores 5 a 11 complementam a lista de grandezas normalmente medidas numa estação meteorológica (exceto pressão atmosférica), aumentada por medições adicionais de radiação e grandezas de solo. Em operação, os sensores 1 a 4 medem a 10 Hz, enquanto que os sensores 5 a 11 medem a 0,1 Hz. As médias de 30 minutos de todas as grandezas medidas são gravadas, além da matriz de covariância de  $w_p$ ,  $\theta_e$ ,  $\theta_p$  e  $q_p$ . A cada meia hora é realizado um cálculo estatístico sobre os dados para a obtenção dos valores médios e covariâncias turbulentas e estes são armazenados no módulo de memória.

Os dados obtidos através do MCTA na estação SLOU foram calibrados e validados com dados medidos pelos EXINC's (DIAS et al., 1998a; OKAWA; DIAS, 1998; OKAWA et

al., 1998; OKAWA, 1998). Para os EXINC's foram utilizados equipamentos mais sofisticados de medição. Para as três componentes de velocidade foi utilizado o anemômetro sônico tri-dimensional. Para a umidade foi utilizado o higrômetro de criptônio. Para as temperaturas continuaram sendo utilizados os termopares, que têm uma resposta razoável (OKAWA et al., 1999; DIAS et al., 1999).

## 3.2 Série de dados utilizada

Para a escolha da série de dados a ser utilizada foram necessários alguns requisitos. Em primeiro lugar é imprescindível conhecer exatamente as características da composição vegetal da superfície. Por se tratar a fazenda São Lourenço de uma fazenda sob o manejo de plantio direto, não há a preparação do terreno para o plantio, ou seja a semeadura é realizada sob o solo nas mesmas condições de pós-colheita. Isto possibilita o plantio de mais de uma safra anual para o mesmo terreno, safra que varia de acordo com cada época do ano. Além disto, próximo à torre, do outro lado da estrada (figura 6(a)), a fazenda permite a composição de um plantio distinto diferente do plantio realizado na área onde está localizada a estação.

A caracterização do tipo de cobertura vegetal é de fundamental importância para a determinação de dois parâmetros do modelo: o veg e o LAI. O parâmetro veg representa a fração de cobertura vegetal por área de solo, podendo variar de 0, solo nú, a 1, solo totalmente coberto por vegetação. O parâmetro LAI (Leaf Area Index) ou índice de área foliar indica a fração de folhas disponíveis para a atividade fotossintética por área de vegetação, podendo variar de 0 a um número muito alto.

A escolha de dias com condições de tempo estáveis favorecem a manipulação dos parâmetros de calibração do modelo. O modelo exposto a condições extremas de tempo pode ter uma calibração tendenciosa ocasionada pela predominância de alguns processo mediante condições específicas.

Para minimizar os efeitos acima, foi monitorada, durante um longo período, as características do plantio ao entorno da estação, bem como as condições de tempo predominantes para o período, conforme pode ser visto na tabela 4.

Data	Vegetação	Outros	veg	LAI
19/07/2001	Milho - 2 semanas para colheita	Poucas chuvas nos últimos dias e solo compacto	0.95	6
29/10/2001	Soja - brotando	Tempo nublado e solo compacto	0.1	1
03/12/2001	Soja a 40 cm		0.7	2
14/01/2002	Soja a 70 cm- início da floração	Bastante chuva nos últimos dias	0.9	3
20/03/2002	Milho - recém germinado	Estiagem prolongada e solo muito seco e descoberto	0.1	0.1
29/04/2002	Milho a 80 cm	Pouquíssima chuva nos últimos 60 dias e solo muito seco	0.5	2
24/05/2002	Milho a 160 cm	Tempo bom com frio e nada plantado do outro lado da estrada	0.9	5
07/08/2002	Milho - fase de secamento	Tempo bastante seco	0.95	5
03/10/2002	Após colheita	Trigo secando do outro lado da estrada	0.9	0.1
18/11/2002	Soja - recém plantada		0.1	0.1
23/12/2002	Soja a 80 cm		0.5	2
30/01/2002	Soja - ponto máximo de desenvolvimento		0.95	4
23/04/2003	Milho a 180 cm		0.95	6

Tabela 4: Verificações de campo para o sítio experimental SLOU.

Os parâmetros veg e LAI da tabela 4 foram adaptados de Anadranistakis et al. (2000). Deve ser feita a consideração dos parâmetros para épocas após a colheita pelo fato do sistema de manejo do solo adotado ser o de plantio direto. Este sistema de manejo implica numa redução da evaporação direta do solo ocasionada pelo resto de palhas que permanecem sobre a superfície do solo após a colheita. Nestes casos, deve-se considerar uma cobertura vegetal sob o solo, o que refletirá num parâmetro veg grande (a maior parte do solo permanece coberta), embora esta cobertura vegetal esteja morta, o que refletirá num parâmetro de LAI próximo a zero.

Existe uma extensa série de dados que é medida na estação SLOU desde o ano de 1998. O modelo foi testado com resultados similares para todos os períodos para os quais foi calibrado corretamente. Para o uso nesta dissertação, conforme descrito acima, serão utilizados dois períodos para caracterizar a eficácia do modelo quando aplicado a diferentes situações de tempo e vegetação.

O primeiro período escolhido se caracteriza de 24 de fevereiro de 2001 às 09:00hs até 08 de março de 2001 às 09:00hs. Este período representa a época após a colheita onde não há preparo para o plantio. Como a região adota o sistema de manejo de plantio direto, muita palha que sobra do cultivo após a colheita permanece sobre o solo. Pode-se observar um fluxo de calor latente baixo para estes dias e um fluxo de calor sensível alto. É mostrado no gráfico um período um pouco anterior à colheita para a comparação dos fluxos. Também é um período sem a ocorrência de chuvas.

O segundo período se caracteriza de 29 de julho de 2001 às 09:00hs até 20 de agosto de 2001 às 09:00hs. Este período representa uma época onde o cultivo está em crescimento pleno. Pode-se observar um fluxo de vapor d'água equivalente ao primeiro período para estes dias e um fluxo de calor sensível um pouco menor ao comparar estes dados com os dados do período anterior.

Pode-se observar nas figuras abaixo a distinção entre as variáveis forçantes e prognósticas do modelo medidas na estação SLOU que caracterizam os dois ambientes distintos.

Observe que a radiação líquida na estação de SLOU tem uma grande variação para os dois períodos considerados. Isto tem um impacto significativo no comportamento dos fluxos devido ao balanço de energia.

Note que, também advindos da diferença de radiação líquida, os fluxos de calor são extremamente diferentes.

As figuras 11(a) e 11(b) mostram a paridade entre a evapotranspiração. Apesar da diferença de radiação ser extremamente elevada, ainda assim a evaporação para o período

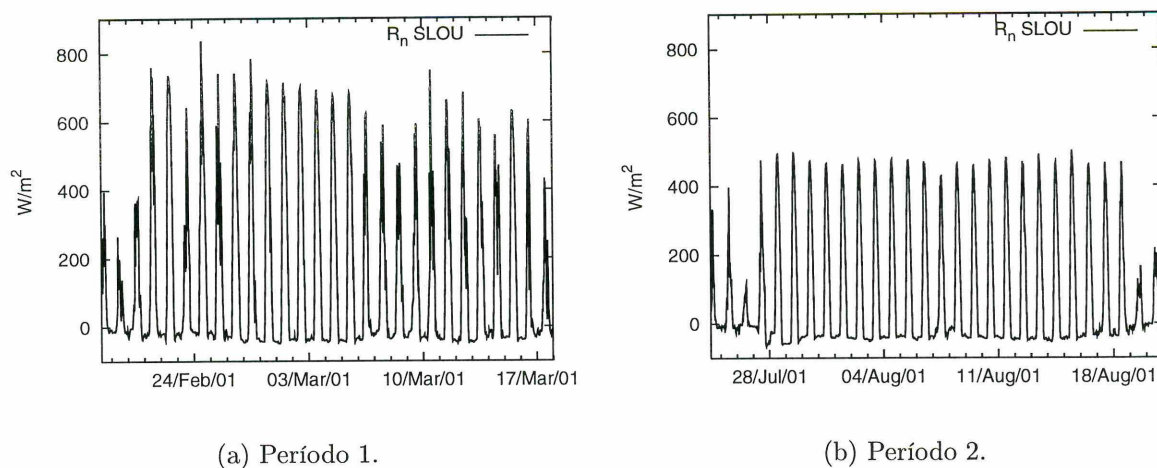


Figura 9: Radiação Líquida na estação SLOU.

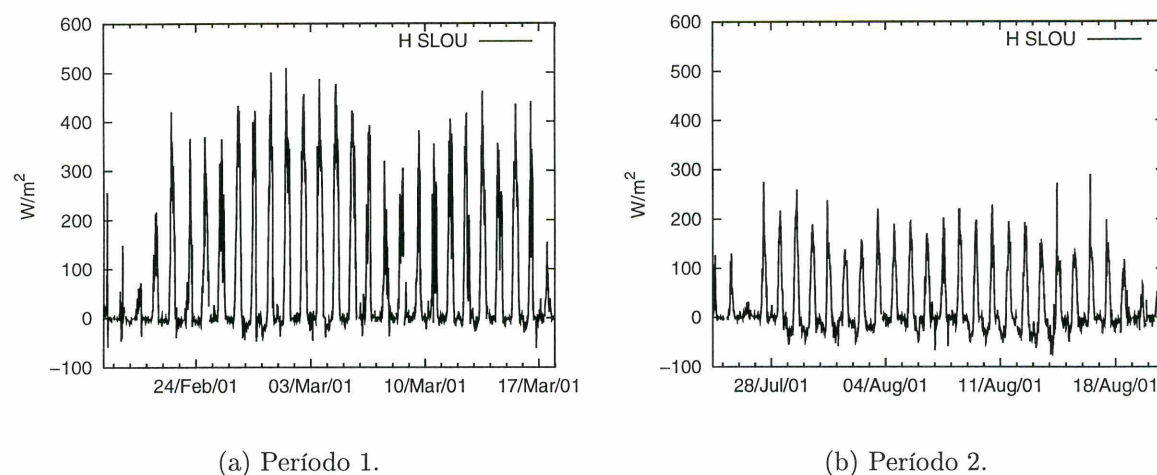


Figura 10: Fluxo de calor sensível na estação SLOU.

2 é equivalente ao período 1.

As figuras 12(a) e 12(b) mostram a diferença significativa entre os fluxos de calor no solo. Isto é um efeito sazonal, ou seja, no inverno, como a radiação líquida na superfície é menor, há uma tendência do solo armazenar mais calor. Pela baixa disponibilidade térmica do ar, há um fornecimento de energia maior do solo para a atmosfera aumentando o fluxo de calor no solo com relação ao verão.

A calibração do modelo para cada um destes períodos está descrita em seção apropriada no capítulo de resultados.

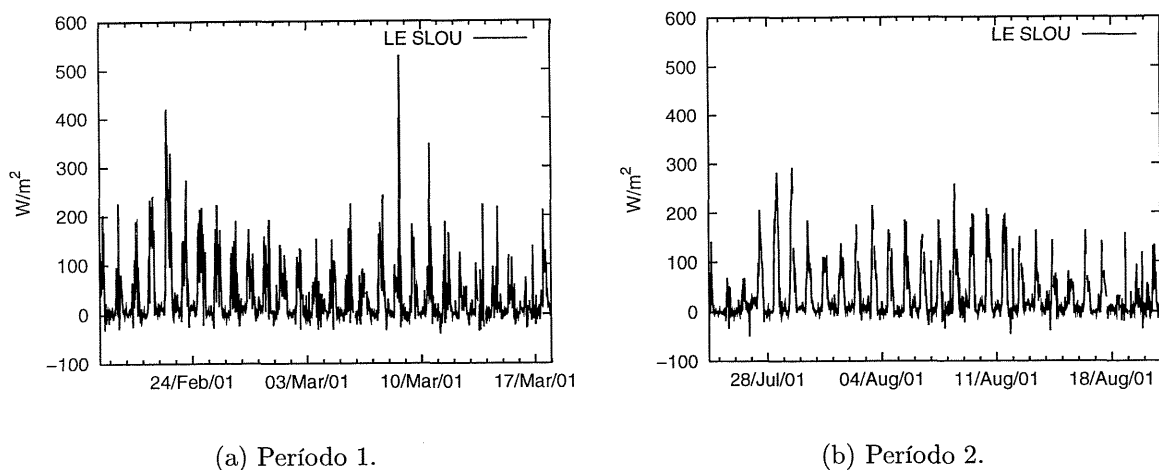


Figura 11: Fluxo de calor latente na estação SLOU.

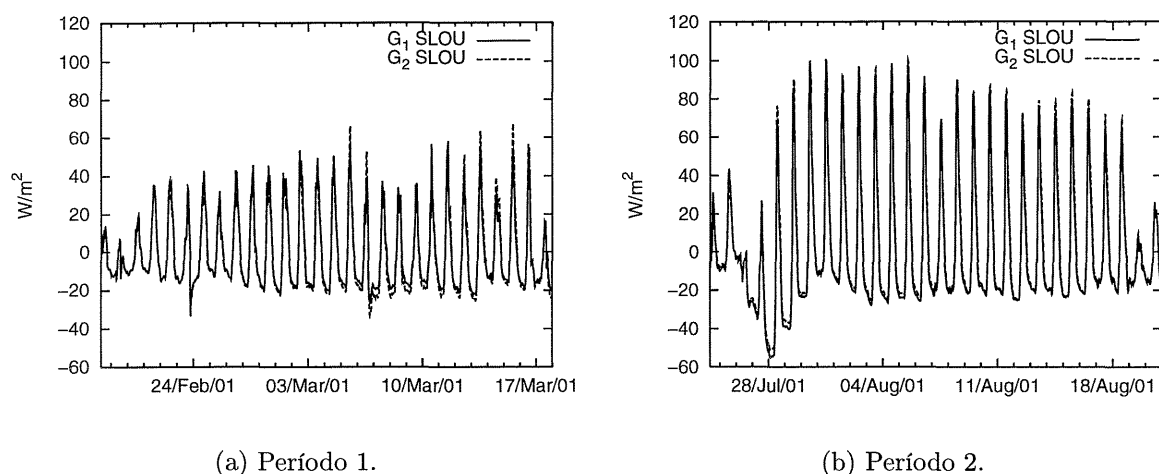


Figura 12: Fluxo de calor no solo na estação SLOU.

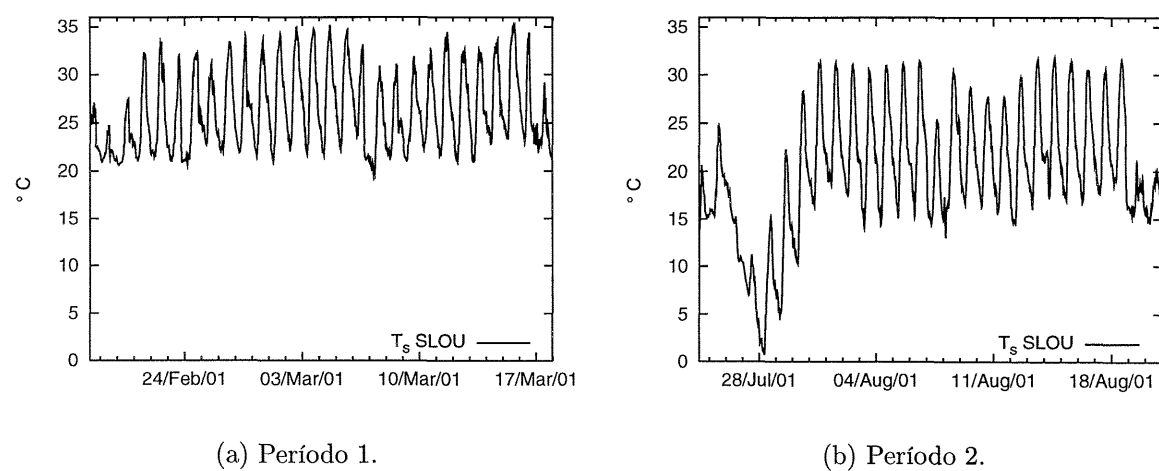


Figura 13: Temperatura à superfície na estação SLOU.

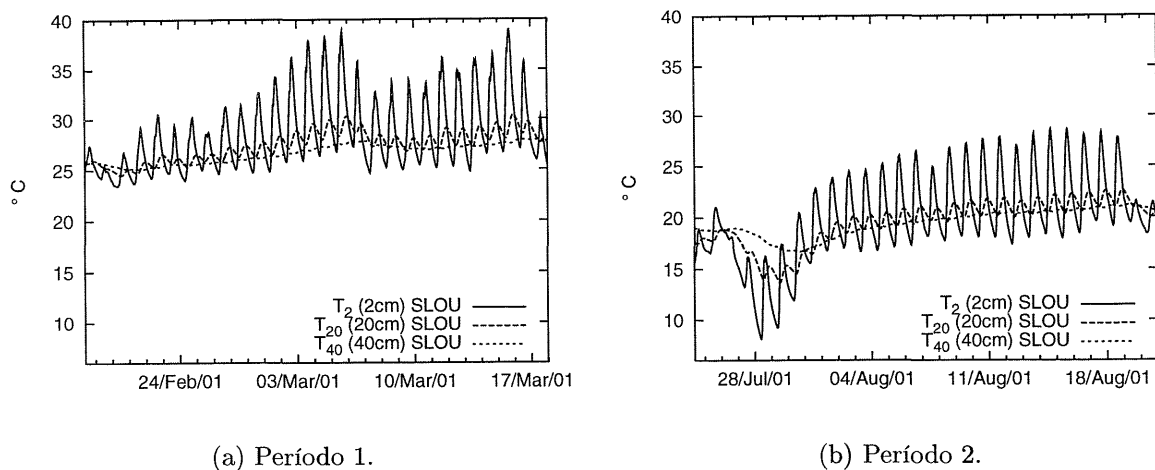


Figura 14: Temperaturas à 20 cm e 40 cm de solo na estação SLOU.

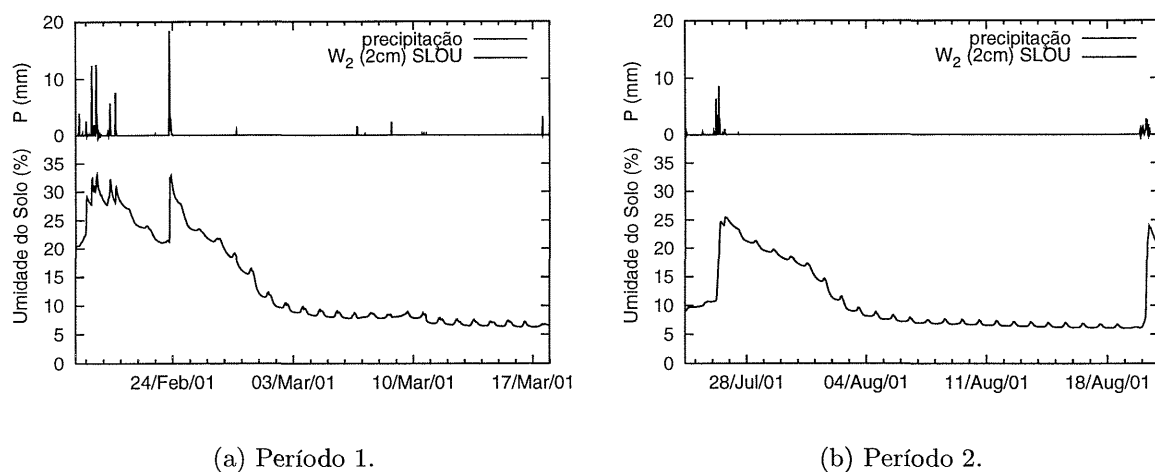


Figura 15: Precipitação e Umidade à 2 cm de solo na estação SLOU.

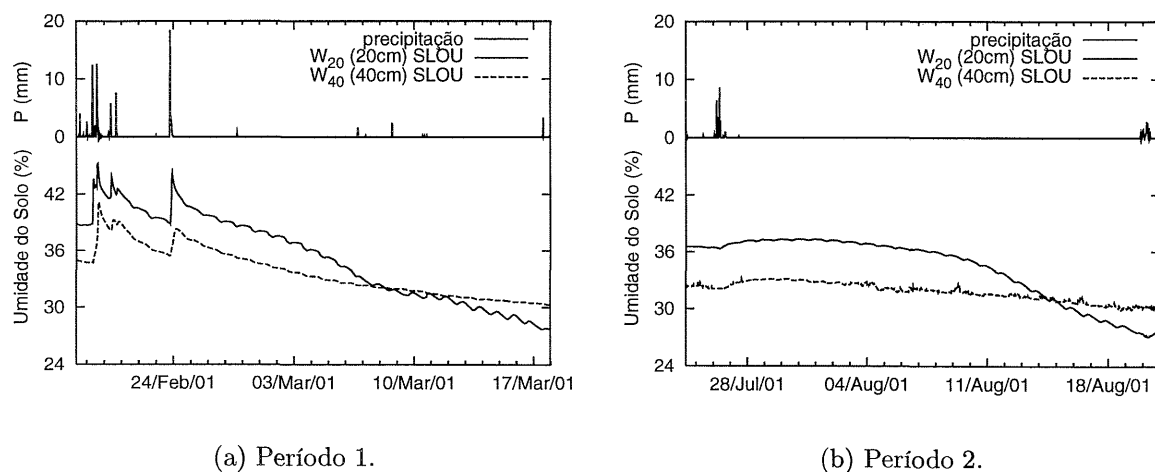


Figura 16: Precipitação e Umidades à 20 cm e 40 cm de solo na estação SLOU.

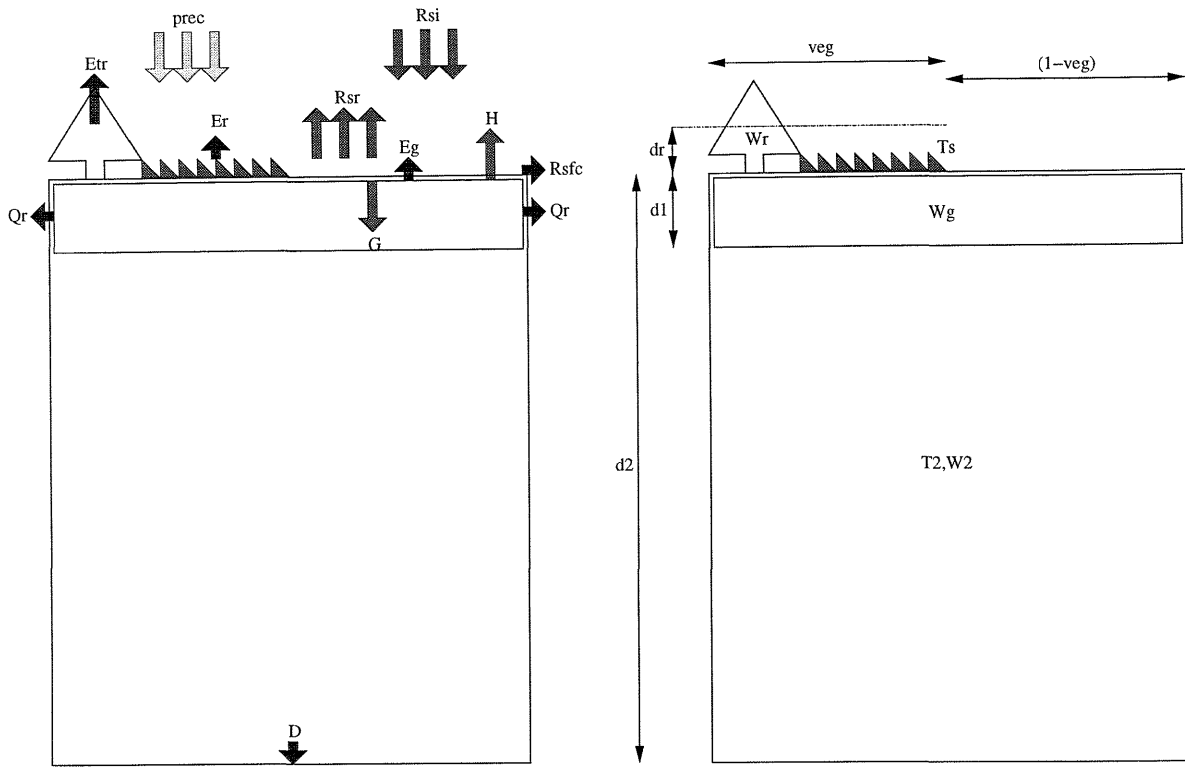
## 4 Modelo de Interação Superfície-Atmosfera

Neste capítulo será abordado toda a descrição e as metodologias propostas para a implementação do novo modelo de interação superfície atmosfera. O capítulo está dividido em três grandes seções. A primeira descreverá em detalhes o modelo ISBA original implementado no modelo de mesoescala ARPS. A segunda seção descreverá minuciosamente os principais desenvolvimentos divulgados pela comunidade científica para aprimorar o modelo ISBA. Na terceira seção serão descritas as inovações propostas introduzidas na formulação do modelo ISBA e a metodologia empregada para a adaptação do modelo ISBA às características locais do Estado do Paraná.

### 4.1 Descrição do modelo ISBA

O modelo ISBA é baseado em Noilhan e Planton (1989). A partir de dados de temperatura do ar, umidade relativa do ar, velocidade do vento, precipitação e radiação solar incidente e refletida, o modelo particiona as variáveis utilizando balanços de energia e umidade da interface Terra-Atmosfera. Para uma compreensão melhor do funcionamento do modelo, as figuras 17(a) e 17(b) mostram respectivamente o esquema do modelo e as variáveis utilizadas. A este modelo se dará a denominação de ISBA-2L.

O modelo integra cinco equações diferenciais parciais capazes de prever no tempo as temperaturas da superfície e do solo e as umidades superficial do solo, da zona de raízes



(a) Esquema do Modelo ISBA-2L.

(b) Variáveis do Modelo ISBA-2L.

Figura 17: Modelo ISBA-2L.

e da vegetação:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau_d}(T_s - T_2), \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau_d}(T_s - T_2), \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau_d}(W_g - W_{geq}), \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}(P_g - E_g - E_{tr}), \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_r}(P_r - (E_v - E_{tr}) - R_s), \quad (4.5)$$

onde  $T_s$  é a temperatura na interface superfície-atmosfera em K,  $T_2$  a temperatura média na zona de raízes em K,  $C_T$  é a capacidade de calor da superfície em  $\text{K m}^2 \text{J}^{-1}$  e  $\tau_d$  o período do ciclo diurno do solo em s. As parcelas  $R_n$ ,  $H$ , e  $LE$  são respectivamente a radiação líquida, o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente provenientes do balanço de energia na superfície da Terra em  $\text{W m}^{-2}$ . A umidade volumétrica  $W_g$  é a

umidade em  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  na camada superficial do solo de profundidade  $d_1$  em m e depende da precipitação que atinge o solo  $P_g$  em  $\text{mms}^{-1}$ , da evaporação do solo  $E_g$  em  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , de  $W_{geq}$  que é a umidade de equilíbrio de forças gravitacionais e capilares em  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  e da massa específica da água  $\rho_w$  em  $\text{kg m}^{-3}$ . A precipitação que atinge o solo, por sua vez, é a diferença entre a precipitação total  $P$  e o *runoff* superficial  $R_{sfc}$  em  $\text{m s}^{-1}$  e representa a água total disponível para a infiltração.  $C_1$  é o coeficiente que é principalmente uma função das propriedades hidráulicas do solo próximo à superfície e  $C_2$  é o coeficiente que caracteriza a velocidade com que o perfil de umidade é repostado ao equilíbrio. Na camada de solo de profundidade  $d_2$  em (zona de raiz), que para SLOU é igual a 0,5 m, a umidade média na zona de raízes  $W_2$  em  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  depende também da transpiração da fração seca das folhas  $E_{tr}$  em  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . A umidade nas plantas  $W_r$  em  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  equilibra precipitação líquida  $P_r$  em  $\text{mms}^{-1}$  e a evapotranspiração da vegetação  $E_v$  em  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$  menos a transpiração  $E_{tr}$ , ou seja, o saldo de fluxo de umidade sobre a fração de vegetação *veg* de altura  $d_r$  em m que para o caso de cultivo varia para cada período. O escoamento de água nas folhas  $R_r$  em  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$  acontece quando a umidade na vegetação excede o seu limite.

Cada tipo de solo e vegetação possui características próprias, por isso é necessário que as constantes utilizadas estejam bem calibradas de acordo com o tipo de solo e vegetação dominantes, sendo que a qualidade dos resultados depende de uma boa análise desses parâmetros. A seguir serão apresentados os parâmetros e equações utilizados pelo ISBA para simular os processos de interação superfície-atmosfera.

#### 4.1.1 Coeficiente térmico

O coeficiente térmico da interface solo-vegetação é dado por:

$$C_T = \frac{1}{\frac{1 - veg}{C_G} + \frac{veg}{C_V}}, \quad (4.6)$$

sendo o coeficiente térmico da vegetação  $C_V = 10^{-3} \text{ K m}^2 \text{ J}^{-1}$  e o coeficiente térmico para o solo  $C_G$  em  $\text{K m}^2 \text{ J}^{-1}$  dado pela expressão:

$$C_G = C_{Gsat} \left( \frac{W_{sat}}{W_2} \right)^{b/(2 \ln 10)}, \quad (4.7)$$

onde o coeficiente térmico de saturação  $C_{Gsat}$  em  $\text{K m}^2 \text{ J}^{-1}$ , a umidade de saturação  $W_{sat}$  em  $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$  e a inclinação da curva de retenção  $b$  são dependentes da textura do solo e estão tabelados em Noilhan e Planton (1989), e reproduzidos neste trabalho (tabela 5).

Tipo do Solo	$C_{Gsat}^{(1)}$	$C_{1sat}$	$C_{2ref}$	$a_{eq}$	$b$	$p_{eq}$	$W_{sat}$	$W_{fc}$	$W_{wilt}$
Areia	3,222	0,082	3,9	0,387	4,05	4	0,395	0,135	0,068
Areia franca	3,057	0,098	3,7	0,404	4,38	4	0,410	0,150	0,075
Franco arenoso	3,560	0,132	1,8	0,219	4,90	4	0,435	0,195	0,114
Franco siltoso	4,418	0,153	0,8	0,105	5,30	6	0,485	0,255	0,179
Franco	4,111	0,191	0,8	0,148	5,39	6	0,451	0,240	0,155
Franco argilo arenoso	3,670	0,213	0,8	0,135	7,12	6	0,420	0,255	0,175
Franco argilo siltoso	3,593	0,385	0,4	0,127	7,75	8	0,477	0,322	0,218
Franco argiloso	3,995	0,227	0,6	0,084	8,52	10	0,476	0,325	0,250
Argilo arenoso	3,058	0,421	0,3	0,139	10,40	8	0,426	0,310	0,219
Argilo siltoso	3,729	0,375	0,3	0,075	10,40	10	0,482	0,370	0,283
Argila	3,600	0,342	0,3	0,083	11,40	12	0,482	0,367	0,286
SLOU	3,600	0,302	0,42	0,102	8,8	8,58	0,48	0,40	0,2125

<sup>(1)</sup> O coeficiente térmico  $C_{Gsat}$  deve ser multiplicado por  $10^{-6}$

Tabela 5: Tabela de coeficientes do ISBA para os tipos de solo de Clapp e Hornberger (1978).

Para a tabela 5,  $a_{eq}$  é o coeficiente e  $p_{eq}$  o expoente da fórmula de  $W_{geq}$ , ambos adimensionais.

Para a estação de São Lourenço, foram realizados várias séries de ensaios laboratoriais para a determinação das propriedades hídricas do solo. Foram obtidos resultados através de inúmeras amostras deformadas de solo utilizadas para a determinação da curva de retenção e através de três corpos de prova não deformados retirados ao lado da estação SLOU, de dimensões aproximadas de  $40 \text{ cm} \times 40 \text{ cm} \times 20 \text{ cm}$  de comprimento, largura e profundidade respectivamente, para a determinação de de umidade no ponto de murchamento  $W_{wilt}$  em  $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ , umidade na capacidade de campo  $W_{fc}$  em  $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$  e  $W_{sat}$ .

Ainda são necessários alguns experimentos com as amostras não deformadas com uma melhor acurácia na determinação destas propriedades, o que demandará tempo e esforço. Os valores obtidos até então não são os valores finais, mas são bastante satisfatórios e confiáveis e podem ser confrontados na última linha da tabela 5.

### 4.1.2 Radiação líquida

O balanço de energia é de fundamental importância para o estudo da evaporação e evapotranspiração, pois representa a disponibilidade de energia da superfície para transformar a água em vapor. A radiação líquida pode ser medida com o uso de um radiômetro líquido, mas para uma formulação compatível com as medições de radiação incidente, a radiação líquida  $R_n$  será calculada pela fórmula:

$$R_n = (R_{si} - R_{sr}) + \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_g \sigma T_s^4, \quad (4.8)$$

em que  $R_{si}$  e  $R_{sr}$  são as radiações solares incidente e refletida respectivamente medidas pelo piranômetro em  $\text{W m}^{-2}$ ,  $\sigma = 5,67 \times 10^{-8}$  é a constante de Stefan-Boltzman,  $T_a$  é a temperatura atmosférica medida,  $\varepsilon_a = 0,725 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$  é a emissividade do ar,  $\varepsilon_g = 0,970 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$  é a emissividade do solo.

Considerando  $\alpha_s$  o albedo da superfície como a razão entre a radiação refletida e a radiação incidente, tal que:

$$\alpha_s = \frac{R_{sr}}{R_{si}}. \quad (4.9)$$

Substituindo a equação (4.9) na equação (4.8) obtém-se:

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_{si} + \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_g \sigma T_s^4, \quad (4.10)$$

uma equação para cálculo da radiação líquida em função somente da radiação incidente e do albedo, o que será muito útil para a implementação do modelo para as estações telemétricas do SIMEPAR, onde só se tem medidas de radiação incidente. O albedo, por sua vez, é extremamente dependente do tipo de superfície, e se torna mais um parâmetro

para estudos futuros.

### 4.1.3 Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível é calculado por:

$$H = \rho c_p C_{dh} V_a (T_s - T_a), \quad (4.11)$$

onde  $\rho = 1,2 \text{ kg m}^{-3}$  é a densidade do ar,  $c_p = 1.005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  é o calor específico do ar a pressão constante,  $V_a$  é a velocidade do vento medida pelo anemômetro em  $\text{m s}^{-1}$  e  $C_{dh} = 0,0045$  é o coeficiente de transferência turbulenta de calor e pode ser obtido por:

$$C_{dh} = \frac{\kappa^2}{\ln\left(\frac{z}{z_{0r}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0H}}\right)}, \quad (4.12)$$

sendo  $\kappa = 0,4$  a constante de von Kármán,  $z = 10 \text{ m}$  é a altura de medição das variáveis meteorológicas,  $z_{0r} = 0,064 \text{ m}$  (DIAS, 1994) e  $z_{0H} = 0,008661 \text{ m}$  (DIAS, 1994) comprimentos de rugosidade para momento e calor respectivamente. Este coeficiente é válido somente para condições neutras. Nesta dissertação abordou-se o cálculo do coeficiente também para condições instáveis e estáveis.

### 4.1.4 Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente é definido como a soma da evaporação do solo  $E_g$  com a evapotranspiração da vegetação  $E_v$  multiplicada pelo calor latente de evaporação da água  $L = 2,462 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ , ficando:

$$LE = L(E_g + E_v), \quad (4.13)$$

As evaporações são calculadas como demonstrado a seguir.

#### 4.1.4.1 Evaporação do solo

A evaporação do solo é dada por:

$$E_g = (1 - veg)\rho_a C_{dq} V_a [h_u q_{vsat}(T_s) - q_{va}], \quad (4.14)$$

sendo  $q_{va}$  a umidade específica do ar em  $\text{kg kg}^{-1}$ ,  $q_{vsat}(T)$  a umidade específica de saturação do solo em  $\text{kg kg}^{-1}$  à temperatura  $T_s$ , o coeficiente de transferência turbulenta para a umidade  $C_{dq}$  é assumido igual ao valor do coeficiente de transferência para o calor  $C_{dh} = 0,0045$  (BRUTSAERT, 1982) obtido pela equação (4.12), e  $h_u$  é a umidade relativa do ar na superfície do solo dada por:

$$h_u = \begin{cases} 1 & \text{se } W_g \geq W_{fc}, \\ 0,5 \left[ 1 - \cos \left( \pi \frac{W_g}{W_{fc}} \right) \right] & \text{se } W_s < W_{fc}. \end{cases} \quad (4.15)$$

Quando não se tem a medida da capacidade de campo para a umidade do solo  $W_{fc}$ , uma aproximação bastante razoável é assumir  $W_{fc} = 0,75W_{sat}$ . Para o cálculo da umidade específica utiliza-se:

$$q_{va} = 0,622 \frac{e_a}{p_{atm}}, \quad (4.16)$$

onde  $p_{atm}$  é a soma das pressões parciais do ar seco e do vapor d'água que representa a pressão atmosférica média em Pa e pode ser calculada em função da altitude  $z$ :

$$p_{atm} = 101325 \left( \frac{288,0 - 0,0065z}{288,0} \right)^{5,256}, \quad (4.17)$$

e a pressão parcial de vapor  $e_a$  é calculada com a expressão:

$$e_a = y_a e_{sat}(T_a), \quad (4.18)$$

sendo  $y_a$  a umidade relativa do ar medida e  $e_{sat}(T)$  é a pressão de saturação de vapor d'água em Pa à temperatura  $T_s$  do solo ou  $T_a$  do ar, calculada por:

$$e_{sat}(T_{s,a}) = 611 \exp \left[ \frac{a_w(T_{s,a} - 273,15)}{(T_{s,a} - b_w)} \right], \quad (4.19)$$

Os valores de  $a_w$  e  $b_w$  são:

$$a_w = \begin{cases} 17,270 & \text{se } T_{s,a} \geq 273,15, \\ 21,875 & \text{se } T_{s,a} < 273,15, \end{cases} \quad (4.20)$$

$$b_w = \begin{cases} 35,500 & \text{se } T_{s,a} \geq 273,15, \\ 7,500 & \text{se } T_{s,a} < 273,15. \end{cases} \quad (4.21)$$

O cálculo da umidade específica de saturação  $q_{vsat}(T_{s,a})$  à temperatura do solo  $T_s$  ou do ar  $T_a$  é feito da mesma forma que ((4.16)) mas considerando a pressão de saturação  $e_{sat}(T_{s,a})$  no lugar de  $e_a$ .

#### 4.1.4.2 Evapotranspiração nos vegetais

Existem duas situações em que ocorre a evapotranspiração nos vegetais, uma determinada pelo fluxo negativo, quando há a condensação do ar na superfície das folhas e a demanda é então da atmosfera para a vegetação, e outra determinada pelo fluxo positivo, onde a demanda de umidade se dá da vegetação para a atmosfera.

A evapotranspiração nos vegetais é determinada por:

$$E_v = veg\rho_a h_v [q_{vsat}(T_s) - q_{va}], \quad (4.22)$$

onde  $h_v$  é o coeficiente de Halstead determinado para as duas situações acima respectivamente como:

$$h_v = \begin{cases} 1 & \text{se } q_{vsat}(T_s) \leq q_{va}, \\ \frac{(1-F_w)R_a}{R_a+R_s} + F_w & \text{se } q_{vsat}(T_s) > q_{va}, \end{cases} \quad (4.23)$$

onde  $R_a$  é a resistência aerodinâmica em  $\text{sm}^{-1}$  e  $F_w$  é a fração de vegetação úmida e pode ser obtida por:

$$F_w = \left[ \frac{W_r}{W_{rmax}} \right]^{2/3}, \quad (4.24)$$

e a máxima umidade nas plantas  $W_{rmax}$  em  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  é:

$$W_{rmax} = \frac{0,2}{\rho_w d_r} veg LAI, \quad (4.25)$$

em que o índice de área foliar LAI varia com a cobertura vegetal.

Para o primeiro supõe-se que o fluxo de umidade se dá na sua taxa potencial de absorção e a evapotranspiração nos vegetais é dada pela seguinte fórmula:

$$E_v = veg\rho_a[q_{vsat}(T_s) - q_{va}], \quad (4.26)$$

e que a transpiração nos vegetais é nula:

$$E_{tr} = 0. \quad (4.27)$$

Para o segundo caso a evapotranspiração é determinada pela soma dos efeitos da transpiração  $E_{tr}$  e da evaporação direta da superfície das folhas  $E_r$  em  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pela aplicação da equação (4.23) na equação (4.22):

$$E_v = E_{tr} + E_r. \quad (4.28)$$

A parcela da transpiração é dada por:

$$E_{tr} = veg\rho_a \frac{1 - F_w}{R_a + R_s} [q_{vsat}(T_s) - q_{va}], \quad (4.29)$$

e a evaporação direta da fração de vegetação úmida na superfície das folhas é:

$$E_r = veg\rho_a \frac{F_w}{R_a} [q_{vsat}(T_s) - q_{va}], \quad (4.30)$$

Note também que quando  $W_r = W_{rmax}$ , a fração de vegetação úmida é igual a 1 ( $F_w = 1$ ) e o processo que governará a evapotranspiração será somente a evaporação direta  $E_r$  e diz-se que o fluxo de umidade ocorre na sua taxa potencial de evaporação.

A resistência aerodinâmica é parametrizada por:

$$R_a = \frac{1}{C_{dq}V_a}, \quad (4.31)$$

sendo necessário uma limitação de  $R_a$  para o caso de velocidade nula. A resistência

superficial para evapotranspiração dada por:

$$R_s = \frac{R_{smin}}{LAI \cdot F_1 F_2 F_3 F_4}, \quad (4.32)$$

em que o fator  $F_1$  mede a influência da fotossíntese e é dado por:

$$F_1 = \frac{f + R_{smin}/R_{smax}}{1 + f}, \quad (4.33)$$

sendo:

$$f = 0,55 \frac{R_G}{R_{GL}} \frac{2}{LAI}, \quad (4.34)$$

onde  $R_G$  é a radiação de ondas curtas que chega ao solo em  $\text{W m}^{-2}$ , as resistências superficiais máxima  $R_{smax}$  e mínima  $R_{smin}$  em  $\text{sm}^{-1}$  e o limite de radiação de ondas curtas incidente  $R_{GL}$  em  $\text{W m}^{-2}$  são dependentes da vegetação e para o caso da soja estão definidos na tabela 6.

Parâmetro de Resistência	Valor para a Soja
$R_{smax}$	5000
$R_{smin}$	40
$R_{GL}$	100

Tabela 6: Parâmetros de resistência estomática superficial para a soja.

O fator  $F_2$  avalia a pressão hidráulica induzida por diferença de umidade no solo e vale:

$$F_2 = \begin{cases} 1 & \text{se } W_2 > W_{fc}, \\ (W_2 - W_{wilt}) / (W_{fc} - W_{wilt}) & \text{se } W_{wilt} \leq W_2 \leq W_{fc}, \\ 0 & \text{se } W_2 < W_{wilt}. \end{cases} \quad (4.35)$$

A pressão de vapor da atmosfera é representada pelo fator  $F_3$ :

$$F_3 = \begin{cases} 1 - 60(q_{vsat}(T_a) - q_{va}) & \text{se } q_{vsat}(T_a) - q_{va} \leq 0,0125, \\ 0,25 & \text{caso contrário.} \end{cases} \quad (4.36)$$

O fator  $F_4$  leva em conta a temperatura do ar na resistência estomática sendo:

$$F_4 = 1 - 0,0016(298,0 - T_a)^2. \quad (4.37)$$

#### 4.1.5 Parcelas de precipitação e escoamento na superfície das folhas

A parcela de precipitação que é interceptada pela vegetação é:

$$P_r = vegP, \quad (4.38)$$

e a precipitação que atinge o solo:

$$P_g = (1 - veg)P + R_r. \quad (4.39)$$

Quando a umidade  $W_r$  extrapola a umidade máxima  $W_{rmax}$  da cobertura vegetal ocorre escoamento superficial  $R_r$  na vegetação. Este excesso de água escoar para o solo e vale:

$$R_r = (W_r - W_{rmax}) \frac{\rho_w d_r}{\Delta t}, \quad (4.40)$$

onde  $\Delta t$  é o tempo que este excesso irá contribuir para aumentar a precipitação que alcança o solo, ou seja, é a diferença entre o tempo total do intervalo de dados e o valor do intervalo de tempo utilizado pela integração numérica escolhida.

#### 4.1.6 Umidade volumétrica superficial

Quando forças capilares e gravitacionais se equilibram tem-se na superfície do solo uma umidade dada pela função polinomial:

$$y = x - a_{eq} \cdot x^{p_{eq}} (1 - x^{8p_{eq}}), \quad (4.41)$$

em que:

$$y = \frac{W_{geq}}{W_{sat}}, \quad (4.42)$$

$$x = \frac{W_2}{W_{sat}}, \quad (4.43)$$

que resulta em:

$$W_{geq} = W_2 - a_{eq} W_{sat} \left[ \frac{W_2}{W_{sat}} \right]^{p_{eq}} \left[ 1 - \left( \frac{W_2}{W_{sat}} \right)^{8p_{eq}} \right], \quad (4.44)$$

Os coeficientes para umidade da superfície (equação (4.3)) são determinados por:

$$C_1 = C_{1sat} \left[ \frac{W_{sat}}{W_g} \right]^{\frac{b}{2}+1}, \quad (4.45)$$

$$C_2 = C_{2ref} \left[ \frac{W_2}{W_{sat} - W_2 + W_l} \right], \quad (4.46)$$

onde  $C_{1sat}$  e  $C_{2ref}$  dependem do tipo de solo e se encontram tabelados em Noilhan e Planton (1989), e reproduzidos neste trabalho (tabela 5), assim como a inclinação da curva de retenção  $b$  e os parâmetros adimensionais  $a_{eq}$  e  $p_{eq}$ . Para limitar  $C_2$  na saturação, ou seja, que não resulte um denominador nulo (equação (4.46)) quando  $W_2 = W_{sat}$ , um parâmetro  $W_l$  de pequeno valor ( $10^{-3}$ ) é introduzido.

#### 4.1.7 Relações das propriedades hídricas do solo

A proposta inicial de Noilhan e Planton (1989) que utiliza a abordagem desenvolvida por Campbell (1974) e aprimorada por Clapp e Hornberger (1978) atribui para a curva de retenção a partir da relação da equação (2.6) as seguintes equações:

$$\Psi = \Psi_{sat} \left( \frac{W_{sat}}{W} \right)^b, \quad (4.47)$$

$$K = K_{sat} \left( \frac{W}{W_{sat}} \right)^{2b+3}. \quad (4.48)$$

Esta abordagem foi sugerida devido a soluções aproximadas ajustadas a partir de dados medidos para uma variedade de solos. Por se tratar de uma média experimental,

muitas vezes não representam fisicamente as propriedades hídricas reais medidas para os solos.

#### 4.1.8 Tipo de solo

O levantamento de tipo de solo no ISBA, quando não determinado por experimento de campo ou qualquer outra fonte de informação geográfica local, pode ser adquirido com dados globais do GED (Global Ecosystems Database) baseado na classificação de Wilson e Henderson-Sellers (1985) com resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$ , que podem ser interpolados com análise de Barnes para o ponto de simulação do modelo ISBA. Alguma informação se perde com este tipo de análise, mas quando não há informação suficiente a respeito de uma determinada região este tipo de classificação é um forte ponto de partida até que possa ser realizado algum estudo mais específico sobre o comportamento de solos da região.

Para a adaptação do modelo ISBA nos modelos GCM e de mesoescala foi necessário a reclassificação do tipo de solo para a categoria de classificação do USDA que é consistente com o modelo de mesoescala ARPS, com a finalidade de reimplementar operacionalmente o novo ISBA no modelo de mesoescala. A tabela 7 mostra as conversões utilizadas.

USDA	Definição	Wilson e Henderson-Sellers (1985)
1	areia	
2	areia franca	11 17 23
3	franco arenoso	14 20 26 27
4	franco siltoso	
5	franco	12 18 24
6	franco argilo arenoso	15 21 28
7	franco argilo siltoso	
8	franco argiloso	13
9	argilo arenoso	19 25
10	argilo siltoso	16 22
11	argila	29 30 31
12	gelo	34
13	água	00

Tabela 7: Tabela de conversão de Wilson e Henderson-Sellers (1985) para tipo de solo USDA.

#### 4.1.9 Tipo de vegetação

O levantamento de tipo de vegetação no ISBA para cálculo dos índices correlacionados como rugosidade, índices de área foliar e de cobertura vegetal, quando não determinado por experimento de campo ou qualquer outra fonte de informação geográfica local, pode ser obtido com dados globais do GED baseada na classificação de Olson et al. (1985) com resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$  para o tipo de vegetação e segundo a classificação de Kidwell (1990) com resolução de  $10' \times 10'$  para a média mensal de *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI). Ambos os dados podem ser interpolados com análise de Barnes para o ponto de simulação do ISBA.

Para a adaptação do modelo ISBA nos modelos GCM e de mesoescala foi necessário a reclassificação do tipo de vegetação para a categoria de classificação do *United State Geophysical and Soil Department* (USGS) que é consistente com o modelo de mesoescala ARPS. Observe pela tabela 8 as conversões utilizadas.

Depois de processado o tipo de vegetação são calculados o índice de área foliar, a rugosidade e o índice de cobertura vegetal com base nos arquivos de tipo de vegetação e

USGS	Definição	Oslon	grama/árvore	Rugosidade( m)
01	deserto	01 08 50 69 71	grama	0.002
02	tundra	42 53	grama	0.02
03	gramado	16 30 37 40 52	grama	0.01
04	gramado com arbusto	02 41 43 49	árvore	0.1
05	gramado com árvore	58	árvore	0.15
06	floresta decídua	24 25 26 27 29 56 61	árvore	0.75
07	floresta verde	06 20 21 22 23 46 47 48 57 60 62	árvore	1.0
08	floresta chuvosa	32 33 54	árvore	2.0
09	gelo	17 70	grama	0.005
10	cultivo	28 31 36 38 39 55	grama	0.02
11	pântano	44 45	grama	0.02
12	mini arbusto	59 63 64	grama	0.06
13	semi deserto	51	grama	0.04
14	água	00 65 66 67 68 72 73	grama	0.001

Tabela 8: Tabela de conversão de Olson et al. (1985) para o tipo de vegetação USGS.

de NDVI. O índice de área foliar ainda recebe um aspecto peculiar no seu cálculo. Ele é derivado para vegetação herbácea e para cobertura por árvores. Para vegetação herbácea a relação é:

$$LAI = \frac{\ln\left(\frac{1 - \frac{NDVI}{0.915}}{0.83}\right)}{0.96}, \quad (4.49)$$

e para cobertura por árvores:

$$LAI = 1.625 \exp \frac{NDVI}{0.34}. \quad (4.50)$$

Os arquivos de NDVI foram atualizados com um periodicidade mensal devido à sazonalidade climatológica. Desta forma há uma melhor caracterização das condições da vegetação para cada um dos meses do ano.

## 4.2 Desenvolvimentos recentes do modelo ISBA

Nesta seção serão abordados, especificamente, os desenvolvimentos do modelo ISBA que sucederam a proposta de Noilhan e Planton (1989). Serão abordados somente os

desenvolvimentos realizados pela comunidade científica com alguns desdobramentos algébricos que porventura estejam implícitos nos artigos. Estes desenvolvimentos serão adaptados para o novo modelo na seção 4.3. As inovações realizadas serão descritas na seção 4.3.

### 4.2.1 Parametrização para climas tropicais chuvosos

Durante o desenvolvimento do ISBA para aplicação em Modelos de Circulação Geral (GCM) (MANZI; PLANTON, 1994), algumas pequenas mudanças em relação à formulação original de Noilhan e Planton (1989) foram necessárias para melhor representar as florestas de Clima Tropical Chuvoso, em específico, a Floresta Amazônica. Foi realizada uma calibração 1D do modelo com dados do experimento ARME (GASH et al., 1996).

Em primeiro lugar, a adaptação do coeficiente  $C_{veg}$  para representar o ciclo diurno e calcular o armazenamento de calor pelas folhas. Para o estudo de Manzi e Planton (1994), foram examinados uma seqüência de períodos e chegou-se a um valor apropriado em  $C_{veg} = 2 \times 10^{-5} \text{ K m}^2 \text{ J}^{-1}$ .

A segunda mudança foi na fração de vegetação coberta pela água interceptada, onde a equação (4.24) deu lugar a:

$$F_w = \frac{W_r}{(1 - \beta)W_r + \beta W_{rmax}}. \quad (4.51)$$

Nesta equação  $\beta$  controla a razão de secamento da água interceptada pela vegetação. Quanto maior o valor de  $\beta$ , mais difícil é para esvaziar o reservatório. A idéia básica é que a água retida pela vegetação nas camadas mais baixas das folhas é evaporada numa taxa muito mais lenta, assim  $F_w$  deve diminuir menos quanto menor for o seu valor. Esta razão deve depender da densidade vertical de folhas, mas pode ser parametrizado em função do índice de área foliar  $LAI$  como:

$$\beta = 1 + \frac{7}{3}LAI. \quad (4.52)$$

Estas mudanças são apropriadas para a representação da evapotranspiração após eventos de chuva. Outras mudanças específicas foram realizadas para a floresta tropical e para modelo GCM e não são aqui apresentadas.

Pode-se ver pela figura 18 a diferença na fração de água retida na vegetação pelas duas formulações (equações (4.24) e (4.51)).

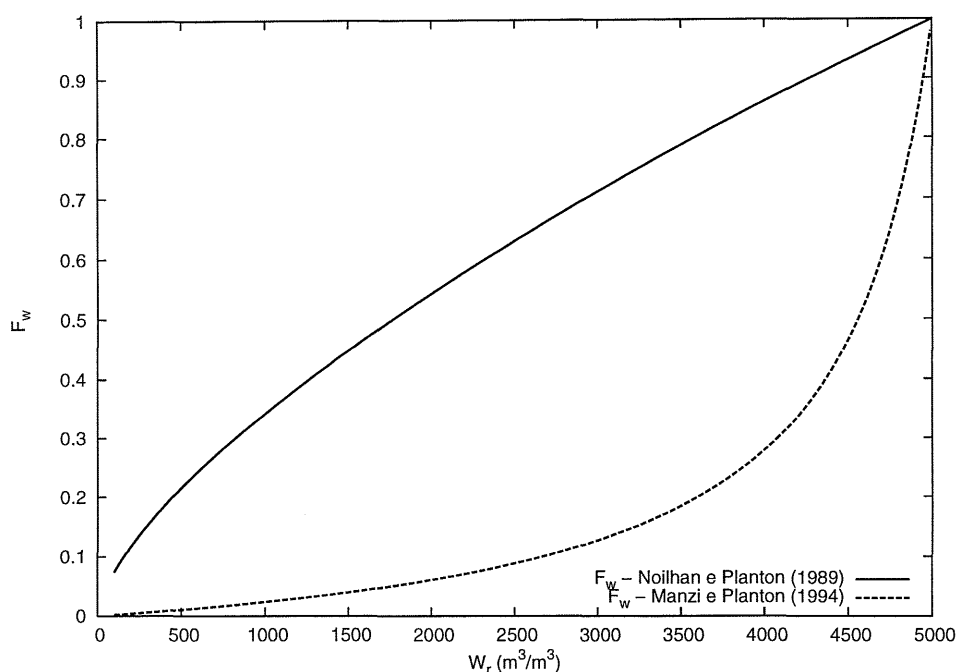


Figura 18: Comparação entre as formulações de fração de água retida na vegetação: equação (4.24) ( $F_w$  por Noilhan e Planton (1989)) e equação (4.51) ( $F_w$  por Manzi e Planton (1994)) para  $W_{rmax} = 5000$  e  $LAI = 4.0$ .

## 4.2.2 Drenagem gravitacional

A componente de drenagem gravitacional é essencial para resolver o balanço de massa do modelo. Tal componente também é fundamental para a determinação da água disponível nos níveis de solo. Como a proposta de Noilhan e Planton (1989) era a previsão de curto-prazo, a consideração de que não há fluxo no limite da camada profunda de solo é bastante razoável, uma vez que quando se trabalha em condições semi-áridas com pouco regime e intensidade das chuvas quase toda a água disponível nos solos advinda da precipitação só se perde pela evapotranspiração. A mesma consideração não pode ser

generalizada ou usada, em particular, para o solo da estação SLOU, onde se encontra um regime de chuvas bastante regular, com uma intensidade razoável. O solo, portanto, trabalha essencialmente com altas concentrações de água, ou seja, com uma umidade elevada, muito elevada se comparada com as condições dos solos de regiões semi-áridas. Para o nosso caso, a drenagem gravitacional representa efetivamente uma perda de água do solo para o solo profundo ou lençóis freáticos.

Para a estimativa da drenagem gravitacional, Mahfouf e Noilhan (1996) fez a consideração que toda a perda de água da coluna se dará através do forçante gravitacional na base da camada de solo. Desta forma, fazendo a analogia com o método *force-restore*, a umidade  $w_2$  é obtida por um termo de restauramento Newtoniano, escrito da seguinte forma:

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = -C_3 \frac{W_2 - W_{fc}}{\tau_d}. \quad (4.53)$$

Assim,  $C_3$  é o parâmetro que correlacionará as propriedades de solo. Ao usar a equação (2.7) integrada entre  $z = 0$  e  $z = d_2$  obtém-se:

$$\int_0^{d_2} \frac{\partial W}{\partial t}(z) dz = Q(z = 0) - Q(z = d_2). \quad (4.54)$$

Supondo que o fluxo superficial será nulo de forma que todo o movimento de água pela coluna seja induzida pelas forças gravitacionais e usando a equação (2.8), pode-se deduzir que, próximo à saturação, o potencial mátrico será muito menor que o potencial gravitacional  $\Psi < z$  tal que uma aproximação razoável para o potencial hidráulico será  $h = z$ , ou seja, o potencial hidráulico será determinado somente pelo potencial gravitacional, ficando a equação (2.8):

$$Q = -K \frac{\partial h}{\partial z} = -K \frac{\partial \Psi + z}{\partial z} \approx -K \frac{\partial z}{\partial z} = -K. \quad (4.55)$$

Sabe-se que, por definição, a umidade total da coluna de solo  $d_2$  pode ser determinada

pela soma de todas as parcelas de  $W$  ao longo da coluna. Isto, sob a forma integral, dará:

$$W_2 = \frac{1}{d_2} \int_0^{d_2} W(z) dz, \quad (4.56)$$

fazendo a consideração de que o perfil de umidade do solo é uma função suave e continuamente derivável, ao aplicar a equação (4.56) no lado esquerdo da equação (4.54) pode-se escrever:

$$\int_0^{d_2} \frac{\partial W}{\partial t}(z) dz = \frac{\partial \int_0^{d_2} W(z) dz}{\partial t} = \frac{\partial W_2}{\partial t}, \quad (4.57)$$

substituindo (4.55) e (4.57) em (4.54) finalmente se obterá:

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = -\frac{K}{d_2}. \quad (4.58)$$

A equação (4.58) pode ser integrada no tempo partindo da saturação usando a relação da equação (4.48), de forma que a umidade volumétrica no tempo  $t$  será:

$$W_2(t) = W_{sat} \left[ 1 + (2b + 2) \frac{K_{sat}}{d_2 W_{sat}} \right]^{-1/(2b+2)}. \quad (4.59)$$

Da mesma forma, ao se integrar a equação (4.53) se encontrará uma umidade volumétrica  $W_2^*$  para um tempo  $t = \tau_d/C_3$ , inicializando à saturação até a restauração Newtoniana:

$$W_2^* = W_{fc} + \frac{W_{sat} - W_{fc}}{e}, \quad (4.60)$$

onde  $e$  é o neperiano. Observe que o termo de restauração Newtoniana tende a fazer com que a umidade da camada de solo decaia até uma umidade natural de equilíbrio que é a umidade de capacidade de campo. Substituindo a equação (4.60) em (4.59) obtém-se uma estimativa para o coeficiente  $C_3$ :

$$C_3 = \frac{\tau_d(2b + 2)K_{sat}}{d_2 W_{sat} \left[ \left( \frac{W_2^*}{W_{sat}} \right)^{-2b-2} - 1 \right]}, \quad (4.61)$$

Desta forma, um termo de drenagem gravitacional pode ser definido para a equação

(4.4), representando a perda do excesso de umidade da camada. Assim:

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr}) - \frac{C_3}{\tau_d} \max[0, (W_2 - W_{fc})]. \quad (4.62)$$

### 4.2.3 Escoamento superficial (*runoff*)

Não é essencial determinar a componente de escoamento superficial ou *runoff* especificamente para o processo de interação superfície-atmosfera. A correta determinação da parcela de precipitação que terá infiltração efetiva no solo é suficiente para resolver tal processo. Entretanto, como o escoamento superficial é uma variável essencial sob o ponto de vista hidrológico, principalmente para o balanço hídrico, e como está diretamente relacionado com a parcela de precipitação que terá infiltração efetiva, será adotada esta abordagem para o fechamento do balanço de massa do modelo ISBA. Esta abordagem já havia sido apresentada por Habets et al. (1999), que mostra o acoplamento do modelo ISBA em uma macro escala hidrológica a um GCM utilizando um esquema que representa a heterogeneidade da topografia, cobertura vegetal e tipo de solo chamado *Variable Infiltration Capacity* (VIC) (WOOD et al., 1997) e pelo trabalho de Habets e Saulnier (2001), que utilizou a parametrização de *runoff* do modelo hidrológico TOPMODEL (BEVEN; KIRKBY, 1979) acoplado ao modelo ISBA.

Para Habets et al. (1999) foi desenvolvido um esquema que preserva a heterogeneidade do solo/vegetação para cada célula de cálculo, isto para um desenvolvimento espacial, como é maioria dos modelos hidrológicos, utilizando-se para isto do modelo VIC. Neste modelo supõe-se a capacidade de infiltração variando de acordo com a área, ou célula de cálculo, como:

$$i = i_m [1 - (1 - A(i))^{1/B}], \quad (4.63)$$

onde  $i$  é a capacidade de infiltração,  $i_m$  a capacidade de infiltração máxima,  $A(i)$  a fração de área com capacidade de infiltração menor que  $i$  e  $B$  é o parâmetro de superfície e dependente do passo de tempo e pode ser função da topografia.

Pode-se considerar a variação da capacidade de infiltração  $I$  definida por valores limites da umidade, de forma que um ponto de partida para a capacidade de infiltração seja a umidade de ponto de murchamento, visto que raramente a umidade se encontrará abaixo deste valor. Sendo assim:

$$I = I_m[1 - (1 - A(I))^{1/B}], \quad (4.64)$$

$$I = i - W_{wilt}h_e, \quad (4.65)$$

$$I_m = i_m - W_{wilt}h_e. \quad (4.66)$$

onde  $h_e$  é a altura do solo  $d_2$  dimensionalizada para a precipitação ( $h_e = d_2 \times 10^3$ ).

Desta forma, o *runoff* para uma precipitação  $P$  ocorrendo no intervalo de um passo de tempo em um solo com umidade inicial de  $W_2$  com uma capacidade de infiltração associada  $i_0$  será:

$$Q_r = \int_{I_0}^{I_0+P} A(I)dI. \quad (4.67)$$

A quantidade máxima de água retida pelo solo será então:

$$W_{sat}h_e = \int_0^{I_m} (1 - A(I))dI + W_{wilt}h_e \Leftrightarrow (W_{sat} - W_{wilt})h_e = \frac{I_m}{1+B}. \quad (4.68)$$

Assumindo que a capacidade máxima de infiltração ocorrerá para uma precipitação de referência  $P_{ref}$ :

$$P_{ref} = (1+B)(W_{sat} - W_{wilt})h_e \left(1 - \frac{W_2 - W_{wilt}}{W_{sat} - W_{wilt}}\right)^{\frac{1}{B+1}}. \quad (4.69)$$

pode-se determinar o escoamento superficial através de:

$$Q_r = \begin{cases} P - (W_{sat} - W_2)h_e & \text{se } P > P_{ref}, \\ P - (W_{sat} - W_2)h_e + \left(\frac{P_{ref} - P}{(W_{sat} - W_{wilt})(B+1)}\right)^{1+B} & \text{se } 0 < P \leq P_{ref}, \\ 0 & \text{se } P = 0. \end{cases} \quad (4.70)$$

A equação (4.70) demonstra que o *runoff* depende da umidade do solo, dos parâmetros

físicos do solo e também do parâmetro de superfície  $B$ . Para parâmetros de física dos solos fixos, nota-se que há um acréscimo de *runoff* de acordo com o acréscimo do parâmetro de superfície.

#### 4.2.3.1 Adaptações para o caso unidimensional

Esta seção descreverá a adaptação da variável de *runoff* para o caso unidimensional. As equações de *runoff* foram introduzidas para o acoplamento do ISBA com modelos hidrológicos considerando uma distribuição espacial de pontos, ou seja, o modelo considera uma variabilidade espacial para o cálculo da taxa de infiltração e *runoff*. Para o caso unidimensional, ou pontual, a variabilidade espacial pode ser desconsiderada sob a hipótese de que o caso unidimensional pode representar uma área unitária de propriedades uniformes, de modo que as equações foram adaptadas para uma representação pontual.

O Esquema de *runoff* do ISBA é baseado no modelo VIC (WOOD et al., 1997). Quando admite-se para este modelo uma área unitária e homogênea, é possível imaginar que a curva de infiltração se tornará uma curva diretamente proporcional à disponibilidade hídrica do solo ou a condutividade hidráulica do mesmo, sem a variabilidade espacial, ou seja, a adoção desta hipótese é uma condicionante simplificadora para o modelo. Pontualmente, devemos considerar também toda a área unitária com capacidade máxima de infiltração.

Para o modelo de Habets et al. (1999) as hipóteses aplicadas para a implementação das equações para modelo pontual foram:

- Para análises localizadas (pontuais) é possível adimensionalizar a área (área unitária):

$$A(I) = 1, \quad (4.71)$$

- Localmente a influência da superfície é desprezível:

$$B = 0, \quad (4.72)$$

Com estas considerações, a equação (4.63) fica:

$$i = i_m, \quad (4.73)$$

e as equações (4.64) ficarão:

$$I = I_m. \quad (4.74)$$

Revisando o trabalho de Wood et al. (1997) e usando as equações (4.64), tem-se que:

$$I = I_m = i_m - i, \quad (4.75)$$

$$i = W_2 h_e, \quad (4.76)$$

$$i_m = W_{sat} h_e. \quad (4.77)$$

Desta forma:

$$I = (W_{sat} - W_2) h_e. \quad (4.78)$$

modificando a equação (4.69) para:

$$P_{ref} = (W_{sat} - W_2) h_e = I. \quad (4.79)$$

de tal forma que a equação (4.70) fica:

$$Q_r = \begin{cases} P - (W_{sat} - W_2) h_e & \text{se } P > P_{ref}, \\ P - (W_{sat} - W_2) h_e + \left( \frac{P_{ref} - P}{(W_{sat} - W_{wilt})} \right) & \text{se } 0 < P \leq P_{ref}, \\ 0 & \text{se } P = 0. \end{cases} \quad (4.80)$$

Uma descrição análoga ao método VIC é feita no modelo ARNO (TODINI, 1996) com mais detalhes.

#### 4.2.4 Coeficientes de transporte de escalares

Os coeficientes de transporte de escalares são de fundamental importância para o cálculo dos fluxos superficiais, principalmente quando estes fluxos são calculados em escalas

de horas ou minutos. Neste caso, os fluxos podem sofrer variações de acordo com a estabilidade atmosférica as quais não são perceptíveis ao adotar-se um coeficiente constante para esta estimativa. Neste trabalho optou-se por desenvolver o cálculo dos coeficientes de transporte de escalares baseando-se nos desenvolvimentos de Businger et al. (1971) corrigidos por Dyer (1979) e parametrizados por Louis (1979) para a inclusão em modelos atmosféricos. Uma modificação levando em consideração as diferentes rugosidades para transporte de momento e de calor foi realizada por Mascart et al. (1995).

O experimento de Businger et al. (1971) consistiu em estabelecer a relação entre a variável de estabilidade  $\zeta$  e as funções adimensionais para perfis médios dentro da CS. Um estudo da dedução destes perfis foi realizado por Dias (1996). Ao integrar os perfis médios entre a altura de rugosidade  $z_0$  e a altura  $z$  obtém-se:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \psi_m \left( \frac{z}{L_O} \right) + \psi_m \left( \frac{z}{L_O} \right) \right], \quad (4.81)$$

$$\delta\theta = \theta(z) - \theta(z_0) = \mathbf{R} \frac{\theta_*}{\kappa} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) \psi_h \left( \frac{z}{L_O} \right) + \psi_h \left( \frac{z}{L_O} \right) \right], \quad (4.82)$$

onde  $\psi_m$  e  $\psi_h$  são as funções de estabilidade para momento de calor respectivamente,  $\mathbf{R}$  a razão entre os coeficientes de arrasto para momento e calor no limite onde a atmosfera é neutra e o comprimento de Obukhov  $L_O$  definido como:

$$L_O = \frac{\overline{\theta u_*^2}}{\kappa g \theta_*}. \quad (4.83)$$

As funções de estabilidade Businger para a relação do perfil de fluxos têm a seguinte forma para condições instáveis:

$$\psi_m(\zeta) = \ln \left[ \left( \frac{1+x_m}{2} \right)^2 \left( \frac{1+(x_m)^2}{2} \right) \right] - 2 \arctg(x_m) + \frac{\pi}{2}, \quad (4.84)$$

$$\psi_h(\zeta) = \ln \left[ \left( \frac{1+x_h}{2} \right)^2 \right], \quad (4.85)$$

com:

$$x_i = (1 - \gamma_i \zeta)^{1/4} \quad \text{para } i = m, h, \quad (4.86)$$

e para condições estáveis:

$$\psi_m(\zeta) = -\beta\zeta, \quad (4.87)$$

$$\psi_h(\zeta) = \frac{-\beta\zeta}{\mathbf{R}}. \quad (4.88)$$

Substituindo as equações (4.81) e (4.82) em (4.83) se obterá:

$$L_O = \frac{\bar{\theta}u^2 \left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L_O}\right) + \psi_m\left(\frac{z}{L_O}\right) \right]}{g\delta\theta \left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \psi_h\left(\frac{z}{L_O}\right) + \psi_h\left(\frac{z}{L_O}\right) \right]}. \quad (4.89)$$

Sabendo que o número de Richardson para escoamentos médios é a razão entre os termos de produção de ECT por empuxo e por gradiente de temperatura, tal que:

$$Ri_B = \frac{gz\delta\theta}{\bar{\theta}u^2}. \quad (4.90)$$

Quando se observa as equações (4.89) e (4.90) nota-se uma relação implícita entre o comprimento de Obukhov e o número de Richardson. Assim, pode-se formalizar as escalas das equações (1.4) e (1.5) escrevendo:

$$u_*^2 = C_{DN}u^2 F_m\left(\frac{z}{z_0}, Ri_b\right), \quad (4.91)$$

$$u_*\theta_* = \frac{C_{DN}}{\mathbf{R}}u\delta\theta F_h\left(\frac{z}{z_0}, Ri_b\right), \quad (4.92)$$

$$(4.93)$$

onde:

$$C_{DN} = \left( \frac{\kappa^2}{\left(\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)\right)^2} \right)^{1/2}, \quad (4.94)$$

é o coeficiente de arrasto para condições neutras e  $\mathbf{R} = 0.74$  (BUSINGER et al., 1971). As funções  $F_m$  e  $F_h$  representam as curvas de estabilidade para momento e calor respectivamente. Em Louis (1979) essas curvas são calculadas numericamente em termos do número de Richardson para várias relações  $z/z_0$  e depois foi ajustada às curvas uma mesma função

analítica para duas situações, condições instáveis:

$$F = 1 - \frac{bRi_b}{1 + c |Ri_b|^{1/2}}, \quad (4.95)$$

e condições estáveis:

$$F = \frac{1}{(1 + b'Ri_b)^2}. \quad (4.96)$$

Para cada função ajustada foram obtidos diferentes coeficientes ( $b, b', c$ ) para momento e calor. Em Noilhan e Mahfouf (1996) esses procedimentos foram refeitos levando-se em consideração diferentes rugosidades para calor  $z_{0h}$  e momento  $z_0$ . Com isto:

$$F_m = \begin{cases} 1 - \frac{10Ri_b}{1 + C_m |Ri_b|^{1/2}} & \text{se } Ri \leq 0, \\ \left(1 + \frac{10Ri_b}{(1 + 5Ri_b)^{1/2}}\right)^{-1} & \text{se } Ri > 0, \end{cases} \quad (4.97)$$

$$F_h = \begin{cases} \left(1 - \frac{15Ri_b}{1 + C_h |Ri_b|^{1/2}}\right) \left(\frac{\ln(z/z_0)}{\ln(z/z_{0h})}\right) & \text{se } Ri \leq 0, \\ \frac{1}{1 + 15Ri_b(1 + 5Ri_b)^{1/2}} \left(\frac{\ln(z/z_0)}{\ln(z/z_{0h})}\right) & \text{se } Ri > 0, \end{cases} \quad (4.98)$$

O número de Richardson definido na equação (4.90) pode ser aproximado pela variável de estabilidade de Obukhov (BUSINGER et al., 1971) que para condições instáveis a aproximação vale:

$$Ri_b = \zeta, \quad (4.99)$$

e para condições estáveis:

$$Ri_b = \frac{\zeta(0.74 + 4.7\zeta)}{(1 + 4.7\zeta)^2}. \quad (4.100)$$

Os coeficientes  $C_m$  e  $C_h$  representam os ajustes das curvas para condições instáveis para momento e calor respectivamente e são obtidos por:

$$C_m = 10C_m^* C_{DN}(z/z_0)^{p_m}, \quad (4.101)$$

$$C_h = 15C_h^* C_{DN}(z/z_0)^{p_h} \left[ \frac{\ln(z/z_0)}{\ln(z/z_{0h})} \right], \quad (4.102)$$

onde  $C_m^*$  e  $C_h^*$  são os coeficientes da razão de rugosidade para momento e calor respectivamente e  $p_m^*$  e  $p_h^*$  são as potências da razão de rugosidade para momento e calor respectivamente, e são funções da razão  $\mu$  tal que  $\mu = \ln(z/z_0h)$ , obtendo-se:

$$C_m^* = 6.8741 + 2.6933\mu - 0.3601\mu^2 + 0.0154\mu^3, \quad (4.103)$$

$$C_h^* = 3.2165 + 4.3431\mu + 0.5360\mu^2 - 0.0781\mu^3, \quad (4.104)$$

$$p_m = 0.5233 - 0.0815\mu + 0.0135\mu^2 - 0.0010\mu^3, \quad (4.105)$$

$$p_h = 0.5802 - 0.1571\mu + 0.0327\mu^2 - 0.0026\mu^3. \quad (4.106)$$

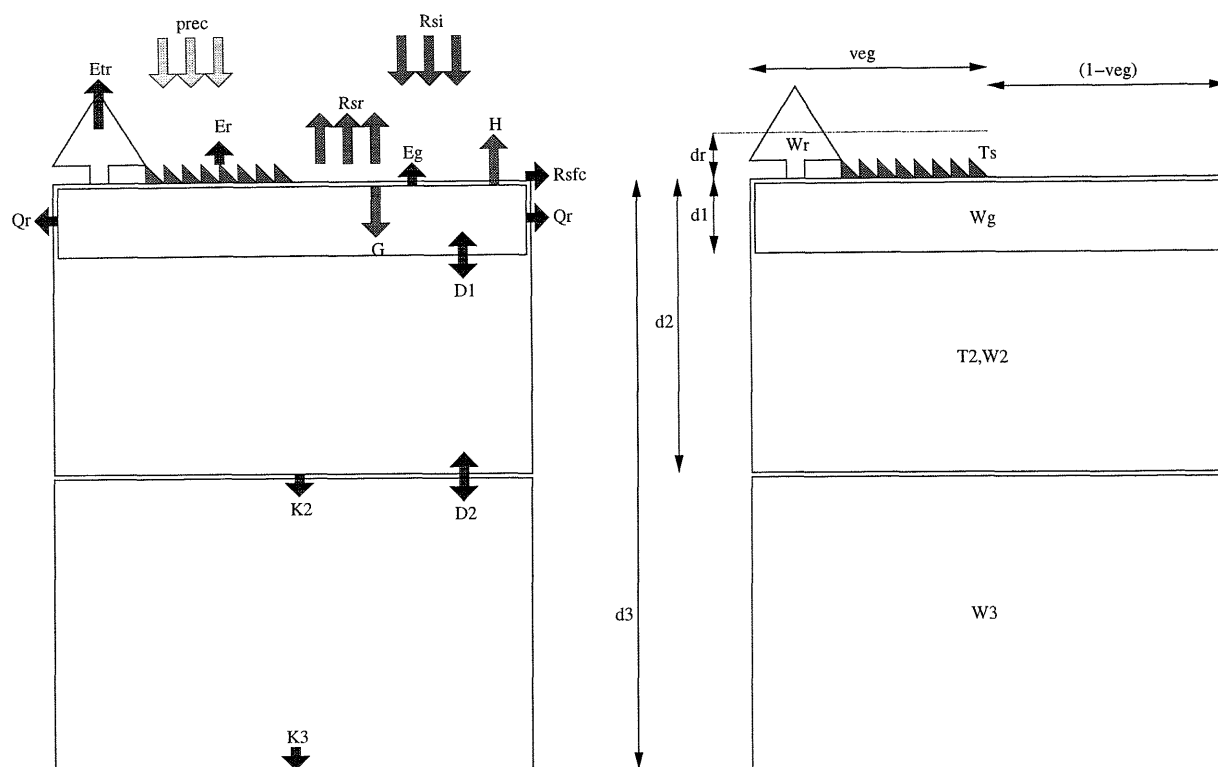
Com isto encerra-se toda a formulação necessária para calcular iterativamente os coeficientes de arrasto em função da estabilidade atmosférica.

#### 4.2.5 Inclusão de nível de solo para a zona de subraízes

A idéia principal de Boone et al. (1999) foi estabelecer a distinção entre os reservatórios de água do solo para a zona de raízes e para a zona de subraízes visando minimizar a má representação das difusões verticais para condições extremas. O déficit de umidade do solo em alguns períodos, onde a zona de raízes do solo apresenta um forte secamento em função do crescimento das plantas, era superestimado devido a demanda evaporativa atmosférica. Esta deve ser suprida pela difusão vertical de água dos solos profundos para a zona de raízes de forma que zona de raízes fornecerá água para o sistema apenas para ascensão capilar. Com a inclusão de mais um nível de solo abaixo da zona de raízes é possível distinguir a água disponível no solo que irá para a transpiração dos vegetais bem como atender a demanda evaporativa para a atmosfera.

Para isto foi incluída uma terceira camada de solo com interface somente com a base da zona de raízes e não com a superfície, como nas outras duas camadas. A este novo modelo dá-se a denominação de ISBA-3L. A diferença entre os dois modelos pode ser visualizada pelas figuras 17(a) e 19(a). Com a inclusão de mais uma camada, algumas variáveis novas foram incorporadas ao modelo, conforme pode ser visto comparando as

figuras 17(b) e 19(b).



(a) Esquema do Modelo ISBA-3L.

(b) Variáveis do Modelo ISBA-3L.

Figura 19: Modelo ISBA-3L.

Na figura 19(a),  $D_1$  e  $D_2$  representam a difusão vertical de umidade do solo entre as camadas,  $K_2$  e  $K_3$  representam a drenagem gravitacional de umidade do solo,  $I$  que é a taxa de infiltração  $I = P_g - R_{sfc}$ . Na figura 19(b),  $d_3$  representa a altura da zona de sub-raízes para a qual o solo não sofre alteração devido à oscilação diurna da umidade e a variação da umidade do solo com relação ao tempo pode ser desconsiderada,  $W_3$  é a umidade média para a camada de sub-raízes compreendida entre  $d_2$  e  $d_3$ .

Esta mudança fez com que mais uma equação diferencial ordinária fosse acrescentada às cinco equações originais de Noilhan e Planton (1989), de forma que a descrição das

equações será agora definida por (BOONE et al., 1999):

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau_d}(T_s - T_2), \quad (4.107)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau_d}(T_s - T_2), \quad (4.108)$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau_d}(W_g - W_{geq}), \quad (4.109)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}(P_g - E_g - E_{tr}) - D_2 - K_2, \quad (4.110)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2}(K_2 + D_2) - K_3, \quad (4.111)$$

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_r}(P_r - E_r - R_s). \quad (4.112)$$

Pode-se perceber que as equações para temperatura não se modificam. Não foi necessário a definição de mais uma equação para a temperatura porque a zona de sub-raízes não sofre influência considerável da oscilação diurna de temperaturas, de forma que a variação de temperatura para a zona de sub-raízes não será significativa para o balanço de energia bem como não influenciará nas oscilações diurnas de umidade. Nota-se também que  $D_1$  está associado com o último termo do lado direito da equação (4.3), tal que:

$$D_1 = \frac{C_2}{\tau_d}(W_g - W_{geq}), \quad (4.113)$$

e que os termos de drenagem gravitacional podem ser determinados em contrapartida de Mahfouf e Noilhan (1996) apenas com a consideração da razão entre a coluna total de solo e a altura da camada de solo considerada, tal que:

$$K_2 = \frac{C_3 d_3}{\tau_d d_2} \max[0, (W_2 - W_{fc})], \quad (4.114)$$

$$K_3 = \frac{C_3 d_3}{\tau_d (d_3 - d_2)} \max[0, (W_3 - W_{fc})]. \quad (4.115)$$

A difusão entre as camadas de solo  $d_2$  e  $d_3$  pode ser considerada da mesma forma que para  $d_1$  e  $d_2$  a menos do equilíbrio de umidade e do coeficiente que deve ser mudado, tal

que:

$$D_2 = \frac{C_4}{\tau_d}(W_2 - W_3), \quad (4.116)$$

onde  $C_4$  é o parâmetro de equilíbrio na interface. Quando se supõe que apenas a difusão é o fluxo dominante na coluna de solo, obtém-se, em conjunto com a lei de Buckingham-Darcy (equação (2.8)):

$$F_W(z = 0) = I = E_g = E_{tr} = 0, \quad (4.117)$$

$$F_W(z = d_3) = \rho q = \rho \left( D \frac{\partial W}{\partial z} \right), \quad (4.118)$$

onde  $F_W$  é o fluxo de água no solo que por sua vez é função da profundidade  $z$ , de forma que pode-se reescrever as equações (4.110) e (4.111) como:

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = -\frac{C_4}{\tau_d}(W_2 - W_3), \quad (4.119)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2} \frac{C_4}{\tau_d}(W_2 - W_3). \quad (4.120)$$

As considerações acima são de que não há *runoff*, a não ser em caso de saturação do solo, e de que pode-se negligenciar a drenagem. A simples subtração das equações (4.119) e (4.120) em:

$$\frac{\partial W_2 - W_3}{\partial t} = -\frac{d_3}{d_3 - d_2} \frac{C_4}{\tau_d}(W_2 - W_3), \quad (4.121)$$

que integrada resulta numa equação que descreve o gradiente de umidade para o tempo  $t$  como:

$$(W_2 - W_3)(t) = (W_2 - W_3)(t_0) \exp \left[ -\frac{C_4 d_3 (t - t_0)}{(d_3 - d_2) \tau_d} \right], \quad (4.122)$$

onde  $t_0$  é o tempo inicial de integração.

Com isto pode-se definir uma umidade média para a interface da camada integrando-se a equação (4.122) para o tempo de restauração Newtoniana. Boone et al. (1999) estabeleceram uma série de testes para vários tipos de solo e chegaram a uma função aproximada para a determinação da umidade média na interface da zona de raízes  $W_{2,3}$ ,

de forma que obtêve-se:

$$\overline{W}_{2,3} = [W_2^{p_q}(d_2/d_3) + W_3^{p_q}(d_3 - d_2)/d_3]^{1/p_q}, \quad (4.123)$$

onde  $p_q$  é um coeficiente de restauração do fluxo. Com a equação (4.123) é possível estabelecer uma relação ajustada para  $C_4$  na equação (4.122) com apenas dois parâmetros, de forma que obtém-se:

$$C_4 = C_{4ref} \overline{W}_{2,3}^{-C_{4b}}. \quad (4.124)$$

Na equação (4.124), o expoente  $C_{4b}$  depende somente da textura do solo enquanto o coeficiente  $C_{4ref}$  depende também da disposição das camadas de solo. Boone et al. (1999) chegaram à seguinte equação de ajuste linear para o coeficiente:

$$C_{4ref} = 2C'_{4ref}/(d_2d_3), \quad (4.125)$$

onde  $C'_{4ref}$  é o coeficiente de referência para uma configuração padrão de grade ( $d_2 = 1$  m e  $d_3 = 2$  m) utilizada. A tabela 9 mostra os valores obtidos por Boone et al. (1999) para os diferentes tipos de solo de Clapp e Hornberger (1978) com composição do solo determinada por Cosby et al. (1984).

Tipo do Solo	Argila(%)	Areia(%)	Silte(%)	$C'_{4ref}$	$C_{4b}$
Areia	3	92	5	25096	5.8
Areia franca	6	82	12	19485	6.0
Franco arenoso	10	58	32	4623	6.4
Franco siltoso	13	17	70	736	6.9
Franco	18	43	39	518	6.4
Franco argilo arenoso	27	58	15	3835	7.8
Franco argilo siltoso	34	10	56	546	8.3
Franco argiloso	34	32	34	2257	9.3
Argilo arenoso	42	52	6	18526	10.6
Argilo siltoso	47	6	47	3059	11.1
Argila	58	22	20	6089	11.5

Tabela 9: Valores padrões médios de composição do solo e dos parâmetros para cálculo do coeficiente  $C_4$  no ISBA obtidos para os tipos de solo de Clapp e Hornberger (1978).

Boone et al. (1999) ainda realizaram uma formulação alternativa considerando os tipos

de solo descritos em Cosby et al. (1984). Nesta formulação foi realizada uma regressão das curvas obtidas para os coeficientes  $C_{4b}$  e  $C_{4ref}$  com relação aos parâmetros mais característicos de composição física dos solos ( $X_{arg}$  conteúdo de argila do solo e  $X_{are}$  conteúdo de areia do solo). O coeficiente  $C_{4b}$  foi obtido através de uma regressão linear direta com o conteúdo de argila:

$$C_{4b} = 5.14 + 0.115X_{arg}. \quad (4.126)$$

Para o coeficiente  $C_{4ref}$  foi realizado uma regressão de mínimos quadrados multivariada de modo que se estabelecesse uma relação entre o logaritmo do coeficiente e os conteúdos de argila e areia da seguinte forma:

$$C_{4ref} = \frac{2(d_3 - d_2)}{(d_2 d_3^2)} \log^{-1} \left[ \beta_0 + \sum_{j=1}^3 (\beta_j X_{are} + \alpha_j X_{arg}) \right], \quad (4.127)$$

onde a tabela 4.2.5 mostra os coeficientes obtidos pela regressão.

$j$	$\beta_j$	$\alpha_j$
0	$4.42 \times 10^0$	-
1	$4.88 \times 10^{-3}$	$-2.57 \times 10^{-1}$
2	$5.93 \times 10^{-4}$	$8.86 \times 10^{-3}$
3	$-6.09 \times 10^{-6}$	$-8.13 \times 10^{-5}$

Tabela 10: Coeficientes de regressão para cálculo de  $C_{4ref}$  (equação (4.127)) do ISBA em função da composição do solo (tabela 9).

Com isto encerra-se a descrição do avanço nas formulações do ISBA desde Noilhan e Planton (1989) que foram adotadas no modelo implementado nesta dissertação.

### 4.3 Adaptação do modelo ISBA para aplicação no Paraná

Esta seção apresentará as inovações realizadas na formulação do ISBA para a sua melhor representatividade dos solos tropicais, em particular, para a sua aplicação no Estado do Paraná. A adaptação do modelo ISBA foi realizada essencialmente nos parâmetros de

física dos solos, uma vez que a representatividade desses parâmetros para os solos tropicais não foi verificada. Realizou-se uma série de experimentos com o solo da estação SLOU nos quais se determinou a composição granulométrica, a curva de retenção, as umidades de saturação, a capacidade de campo e o ponto de murchamento, a condutividade hidráulica, entre outros. O que se verificou é que para a mesma classificação de solos de Clapp e Hornberger (1978), as propriedades físico-hidráulicas do solo de SLOU têm um comportamento bem diferente. Isto tem um impacto direto no comportamento das equações (4.3) e (4.4) pois os coeficientes  $C_1$  e  $C_2$  dependem fortemente da natureza do solo, além da umidade.

### 4.3.1 Parâmetros da física dos solos

Nesta seção será descrita a adaptação dos parâmetros de física dos solos do ISBA realizada por Prevedello (2002) para a representação de solos nas condições locais do Estado do Paraná. Em condições localizadas onde a análise é pontual, ou de área unitária e homogênea, pode-se especificar melhor os parâmetros que caracterizam os solos, o que permite reproduzir razoavelmente bem os comportamentos observados durante os experimentos de campo realizados em SLOU. Deardorff (1977), baseado num solo de clima temperado previamente estudado por Jackson (1973) e considerando as profundidades  $d_1 = 10$  cm e  $d_2 = 50$  cm, havia sugerido:

$$C_1 = \begin{cases} 0.5 & \text{se } \frac{W}{W_{sat}} \geq 0.75, \\ 14 - 22.5 \left( \frac{W}{W_{sat}} - 0.15 \right) & \text{se } 0.15 < \frac{W}{W_{sat}} < 0.75, \\ 14 & \text{se } \frac{W}{W_{sat}} \leq 0.15, \end{cases} \quad (4.128)$$

$$C_2 = 0.9. \quad (4.129)$$

Note que os três estágios clássicos de evaporação do solo (PREVEDELLO, 1996) são representados por Deardorff (1977). No primeiro estágio, representado pela equação (4.128), a evaporação da água no solo supre a demanda evaporativa máxima (evaporação poten-

cial) com a umidade e as propriedades que controlam o fluxo de água no solo. No segundo estágio, representado pela equação (4.128), a evaporação da água no solo é influenciada pelo decréscimo de umidade no solo através da condutividade hidráulica. No terceiro estágio, representado pela equação (4.128), a taxa de evaporação de água no solo é governada pela transferência de água na forma de vapor e pela adsorção da água no solo.

As equações (4.128), (4.128), (4.128) e (4.129) são extremamente limitadas para as estimativas dos coeficientes. Reconhecendo este fato, Noilhan e Planton (1989) estabeleceram condições de contorno com restrições aos fluxos de água no topo e na base da camada de solo. Estas condições requerem a conservação total de massa de água na coluna de solo em um período onde não ocorra a saturação ao longo do perfil de umidade, ou seja, toda a água disponível é absorvida ou evaporada somente.

$$W(0) = P_g - E_g = 0, \quad (4.130)$$

$$W(d_2) = \rho_w K \left( \frac{\Psi}{z} - 1 \right) = 0. \quad (4.131)$$

As condições (4.130) e (4.131) permitiram a obtenção de uma solução para a equação (4.3):

$$(W_g - W_{geq})(t) = (W_g - W_{geq})(t_0) e^{-C_2(t-t_0)/\tau_d}. \quad (4.132)$$

Nota-se que pela equação (4.132) o coeficiente  $C_2$  caracteriza a taxa com que os perfis de umidade atingem o seu equilíbrio. Os resultados das estimativas para diferentes perfis de umidade realizados para diferentes tipos de solo acusaram uma forte dependência de  $C_2$  com a umidade  $W_2$ , o que levou Noilhan e Planton (1989) à equação (4.46). Porém, há algumas limitações para condições extremas de umidade. Quando a umidade do solo encontra-se próximo ao ponto de murchamento as trocas de vapor são extremamente importantes e não são consideradas no ISBA original, sendo solucionado em Braud et al. (1993) e Giordani et al. (1996). Esta é uma situação crítica para os solos tropicais, apesar

da regularidade do regime de chuvas bem como das altas capacidades de acúmulo de água dos solos. A cobertura vegetal fortemente evaporativa e a alta taxa de condutividade hidráulica do solo fazem com que em algumas situações o solo encontre-se próximo e até abaixo do ponto de murchamento para profundidades próximas à superfície (ver figura 20 linha tracejada fina para umidade do solo a 2 cm).

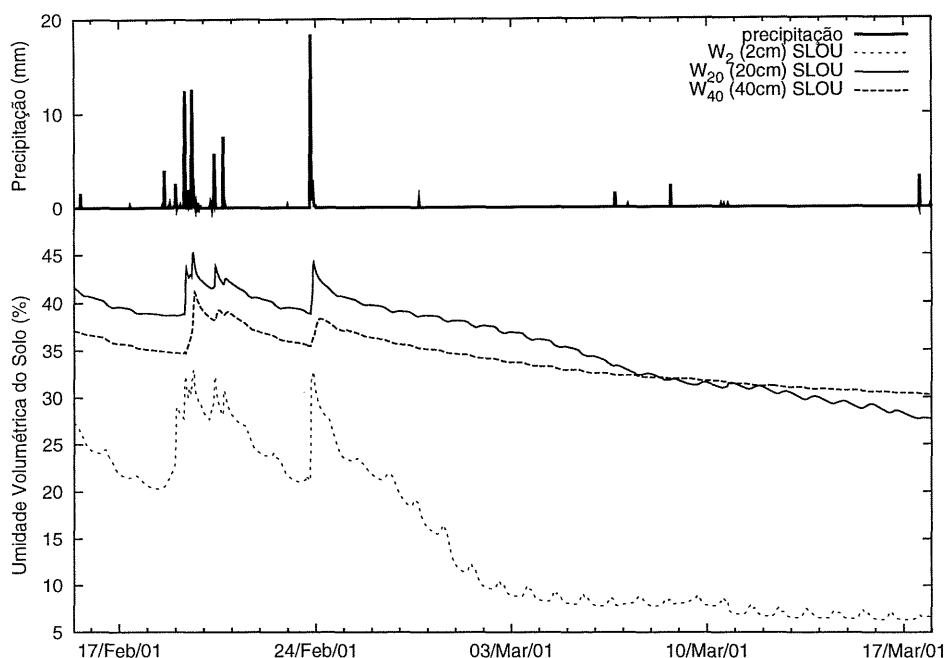


Figura 20: Ocorrências de precipitação e umidade do solo para o período de 15 de fevereiro de 2001 a 08 de março de 2001. A linha cheia espessa representa a precipitação ocorrida a cada meia hora não cumulativa. A linha tracejada fina, a linha cheia e a linha tracejada espessa representam a umidade do solo medida a 2 cm, 20 cm e a 40 cm respectivamente.

Para umidades próximas à saturação, a condutividade hidráulica determinada pela curva de retenção é o fator físico fundamental para a descrição do processo. De fato, como se nota na equação (4.47), quando a umidade se aproxima da saturação, tem-se  $\Psi = \Psi_{sat}$ , sendo que, nesta relação,  $\Psi_{sat}$  não pode ser nulo, o que é questionável para uma ampla variedade de solos (CLAPP; HORNBERGER, 1978). Para  $C_1$ , Noilhan e Planton (1989) também propuseram relações alternativas através da equação (2.6) obtendo a equação (4.45).

É possível notar na equação (4.45) que há o acréscimo de  $C_1$  quando há a diminuição

de  $W$ , uma vez que a condutividade hidráulica também decai. Noilhan e Planton (1989) concluíram que as estimativas numéricas foram bem correlacionadas com as expressões analíticas obtidas para diferentes situações atmosféricas, sugerindo que a hipótese da homogeneidade das propriedades hidráulicas do solo é suficiente.

Foram utilizadas para a adaptação do modelo ISBA às condições de solo de ambientes tropicais as abordagens de Van Genuchten (1980) para estimativa da curva de retenção e Mualem (1976) para a condutividade hidráulica.

A primeira abordagem considera o regime de fluxo nos solos para situações não saturadas e consiste de uma aproximação numérica da curva de retenção de água nos solos independente da natureza textural ou estrutural do solo com parâmetros ajustáveis e de fácil determinação através de experimentos de laboratório. Esta abordagem tem se mostrado a que melhor representa a curva de retenção de água nos solos, principalmente para solos tropicais (PREVEDELLO, 1996), e é representada por:

$$W = W_{res} + \frac{W_{sat} - W_{res}}{(1 + (\alpha |\Psi|)^n)^m}, \quad (4.133)$$

onde  $\alpha$  (coeficiente do potencial mátrico),  $W_{res}$  (umidade residual),  $m$  e  $n$  (parâmetros de ajuste de van Genuchten) são parâmetros independentes da natureza textural ou estrutural do solo e são estimados pelo ajuste da (4.133) aos dados medidos em laboratório.

Esta equação reescrita ficará:

$$\Psi(\Theta) = \frac{\left[ \left( \frac{W_{sat} - W_{wilt}}{W - W_{wilt}} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}}{\alpha}, \quad (4.134)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n}, \quad (4.135)$$

$$\Theta = \frac{W - W_{wilt}}{W_{sat} - W_{wilt}}, \quad (4.136)$$

onde  $\Theta$  representa a saturação efetiva do.

A segunda abordagem é amplamente utilizada (PREVEDELLO, 1996) para o cálculo

da condutividade hidráulica relativa do solo a partir da curva de retenção:

$$K_r = \frac{K}{K_{sat}} = \Theta^{\frac{1}{2}} \left[ \frac{\int_0^{\Theta} \frac{1}{\Psi(\Theta)} d\Theta}{\int_0^1 \frac{1}{\Psi(\Theta)} d\Theta} \right]^2, \quad (4.137)$$

onde  $K_r$  representa a condutividade hidráulica relativa. Substituindo (4.134) em (4.137) obtém-se as seguintes funções hidráulicas:

$$K(\Theta) = K_{sat} \Theta^{\frac{1}{2}} \left[ 1 - \left( 1 - \Theta^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (4.138)$$

$$\left| \frac{d\Psi}{dC_w} \right| = \frac{1-m}{\alpha m (W_{sat} - W_{wilt})} \Theta^{-\frac{1}{m}-1} \left( \Theta^{-\frac{1}{m}} - 1 \right)^{-m}, \quad (4.139)$$

$$D(\Theta) = \frac{(1-m)K_{sat}}{\alpha m (W_{sat} - W_{wilt})} \Theta^{\frac{1}{2}-\frac{1}{m}} \left[ \left( 1 - \Theta^{\frac{1}{m}} \right)^{-m} + \left( 1 - \Theta^{\frac{1}{m}} \right)^m - 2 \right], \quad (4.140)$$

onde  $D$  representa a difusividade hidráulica do solo.

Substituindo a equação (4.47) em (4.137) obtém-se:

$$K = K_{sat} \left( \frac{W}{W_{sat}} \right)^{2b+\frac{5}{2}}, \quad (4.141)$$

Esta equação difere de (4.48) evidenciando o fato de que a abordagem teórica seguida por Noilhan e Planton (1989) não foi derivada da teoria de Mualen (1976).

A figura 21 mostra que a equação (4.48) produziu valores de condutividade bastante diferentes do que aqueles registrados pela equação (4.140). A escolha de um modelo que representará a curva de retenção de água no solo deve ser criteriosa a fim de se evitar a propagação de erros na quantificação dos fluxos de massa. Essa observação também é válida para os coeficientes que têm forte relação com as propriedades hidráulicas do solo.

Utilizando a equação utilizada por Gao et al. (1996) para descrever a dinâmica da água para a troca iônica num ecossistema de pastagens,

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{1}{d_1} (P_g - E_g) - \frac{1}{R_{ab} d_1} (\Psi_g - \Psi_{geq}), \quad (4.142)$$

onde  $R_{ab}$  é a resistência do solo ao fluxo de massa, nota-se que o fluxo é dominado não

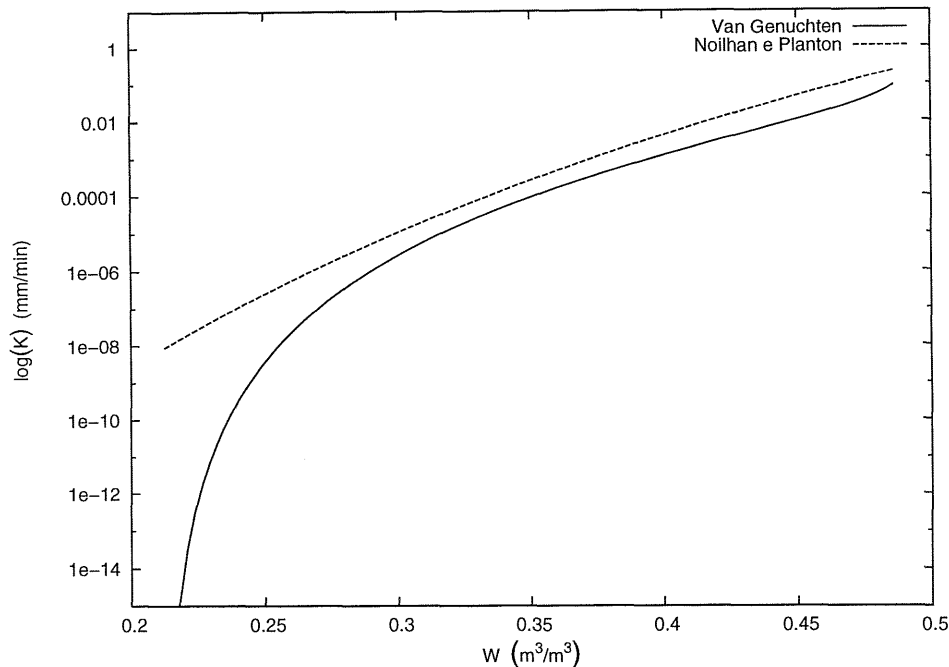


Figura 21: Diferença entre as formulações de Condutividade Hidráulica ( $K$ ) de Van Genuchten (1980) (linha cheia) e Noilhan e Planton (1989) (linha tracejada).

apenas pela quantidade de umidade disponível, mas pela característica do potencial mátrico, o que é uma consideração bastante razoável para a camada superficial do solo, onde as características de porosidade são bastante diferentes daquelas de solos mais profundos.

Admitindo que, para a umidade superficial, toda a água fornecida pelo sistema sob a forma de precipitação é utilizada apenas para a evapotranspiração, ou seja, considerar que o método *force-restore* sugerido por Bhumralkar (1975) e Blackadar (1976) é válido para a umidade também, pode-se fazer uma análise da origem dos coeficientes  $R_{ab}$  para a equação (4.142) e  $C_2$  para a equação (4.3) e comparar os resultados obtidos.

Sob esta consideração a equação (4.3) fica:

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = -\frac{C_2}{\tau_d}(W_g - W_{geq}), \quad (4.143)$$

e a equação (4.142) fica:

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = -\frac{1}{R_{ab}d_1}(\Psi_g - \Psi_{geq}). \quad (4.144)$$

Uma analogia com a Lei de Ohm da eletricidade para a equação (4.144) conclui que

a resistência do solo ao fluxo pode ser determinada através de uma resistividade do meio  $r$ , que por sua vez representa o inverso da condutividade do meio  $K$ , multiplicado pela distância correspondente ao percurso do fluxo  $d$ . Admitindo que o fluxo será determinado por duas resistências em série, uma para a superfície com índice  $a$  e outra para a base da camada de solo com índice  $b$ . Assim pode-se escrever que:

$$R_{ab} = r_a d_a + r_b d_b = \frac{d_a}{K_a} + \frac{d_b}{K_b} = \frac{K_b d_a + K_a d_b}{K_a K_b}. \quad (4.145)$$

Dividindo a equação (4.144) por (4.143) e explicitando  $C_2$ :

$$C_2 = \frac{\tau_d (\Psi_g - \Psi_{geq})}{R_{ab} d_1 (W_g - W_{geq})} = \frac{\tau_d}{R_{ab} d_1} \frac{\Delta \Psi}{\Delta W}. \quad (4.146)$$

Note que o termo do lado direito de (4.146) que envolve diferenciais de potencial mátrico e de umidade pode ser aproximado por diferenças finitas. Admitindo a equação (2.9) de Richards para a camada de solo superficial entre  $z = 0$  e  $z = d_1$  e integrando em  $z$  obtém-se:

$$\int_0^{d_1} \frac{\partial W}{\partial t} dz = K \frac{\partial \Psi}{\partial z} \Big|_{d_1} - K \frac{\partial \Psi}{\partial z} \Big|_0. \quad (4.147)$$

Ao admitir a hipótese de que a variação de umidade com o tempo não tem dependência com a profundidade, tal que:

$$\int_0^{d_1} \frac{\partial W}{\partial t} dz = \frac{\partial W}{\partial t} \int_0^{d_1} dz = \frac{\partial W}{\partial t} d_1, \quad (4.148)$$

onde  $d_1$  denota a profundidade de decaimento das flutuações diárias da água no solo de forma que pode-se aplicar (2.16):

$$K \frac{\partial \Psi}{\partial z} \Big|_{d_1} = 0, \quad (4.149)$$

chega-se para a equação (4.147):

$$\frac{\partial W}{\partial t} d_1 = -K \frac{\partial \Psi}{\partial z} \approx -K \frac{\Delta \Psi}{d_1}. \quad (4.150)$$

Dividindo a equação (4.150) por (4.143) e novamente explicitando-se o coeficiente  $C_2$

tem-se:

$$C_2 \approx \frac{\tau_d D}{d_1^2}, \quad (4.151)$$

com:

$$D \approx K \frac{\Delta \Psi}{\Delta W}, \quad (4.152)$$

donde se conclui que  $C_2$  é cerca de  $d_1^2$  vezes menor que a difusividade hidráulica do solo.

As análises das equações (4.146) e (4.151) mostram que o coeficiente  $C_2$  depende da espessura da camada de solo envolvida no processo em ambas. Esta consideração não é contemplada pela formulação original de Noilhan e Planton (1989), o que torna as equações (4.146) e (4.151) formulações alternativas para a estimativa do coeficiente  $C_2$ .

Será adotada a formulação descrita na equação (4.151) de forma que em conjunto com a equação (4.140) obtém-se uma estimativa do coeficiente  $C_2$  em conformidade com as características físicas do solo determinada pela formulação de Van Genuchten (1980), com:

$$C_2 \approx \frac{\tau_d(1-m)K_{sat}}{d_1^2 \alpha m (W_{sat} - W_{wilt})} \Theta^{\frac{1}{2} - \frac{1}{m}} \left[ \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}}\right)^{-m} + \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}}\right)^m - 2 \right], \quad (4.153)$$

A figura 22 mostra a diferença no comportamento do coeficiente  $C_2$  nas equações (4.153) para as profundidades  $d_1 = 10, 20$  e  $30$  cm e (4.46) considerando umidades de solo elevadas. Observe que há uma grande variedade do comportamento do coeficiente com a profundidade.

Esta nova abordagem se mostra muito mais eficiente para descrever o comportamento da física dos solos em condições não saturadas (PREVEDELLO, 1996) e, principalmente, pode ser ajustada em conformidade com os parâmetros de solo determinados em laboratório, o que garante um comportamento mais verídico.

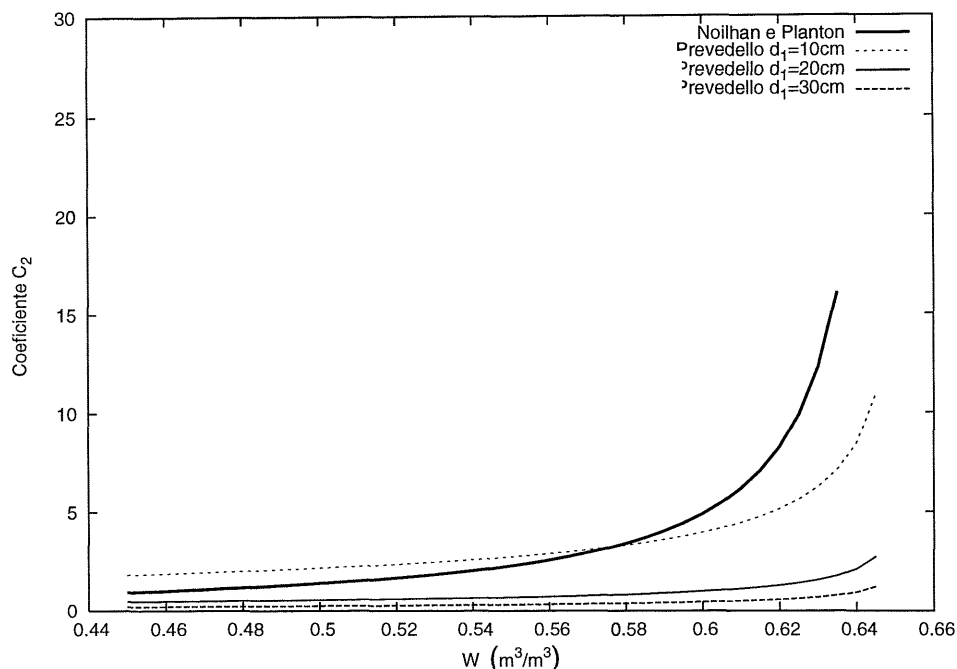


Figura 22: Diferença entre as formulações de  $C_2$  de Noilhan e Planton (1989) linha cheia espessa e Prevedello ( $d_1 = 10, 20$  e  $30$  cm) linha tracejada fina, linha cheia e linha tracejada espessa, respectivamente.

### 4.3.2 Umidade relativa do ar na superfície do solo

A umidade relativa do ar na superfície do solo ou simplesmente umidade relativa do solo representa a umidade relativa da porção de ar presente na camada de solo superficial de altura  $d_1$ . Geralmente a abordagem na formulação da umidade relativa do solo é uma relação empírica, visto que sua determinação analítica é baseada em hipóteses simplificadoras. Esta propriedade foi estudada porque foi verificado que o modelo ISBA apresentava uma superestimativa do valor absoluto da evaporação quando o fluxo de vapor d'água era negativo, o que geralmente ocorre em períodos noturnos, devido à componente de evaporação do solo  $E_g$ . Pela equação (4.14) é possível verificar que o único termo possível de ser negativo é o termo de balanço de umidade específica:

$$h_u q_{vsat}(Ts) - q_{va}, \quad (4.154)$$

Este termo indica o déficit de umidade específica do ar, direcionando o fluxo evapora-

tivo, e será negativo quando a umidade específica do ar for maior que a umidade específica do solo, ou seja, o ar, por estar mais úmido, fornecerá umidade para o solo. Este processo é muito importante para culturas agrícolas.

Um estudo comparativo de Mahfouf e Noilhan (1991) abordou algumas formulações mais usadas nos modelo de interação superfície-atmosfera sobre dados medidos em campo. O trabalho de Lee e Pielke (1992) ajustou os coeficientes da equação descrita por Kondo et al. (1990) obtendo uma relação empírica para os dados medidos. Para o caso de SLOU foi verificado que nenhuma das formulações adotadas nos estudos acima puderam representar corretamente a função da umidade relativa do ar na superfície do solo. Adotou-se a determinação da umidade relativa do ar na superfície do solo através de uma estimativa empírica com os dados medidos em SLOU.

Para a estimativa da umidade relativa do ar na superfície do solo se utilizou a equação (4.14) reescrita como:

$$h_u = \frac{1}{q_{vsat}(Ts)} \left( \frac{E_g}{(1 - veg)\rho_a C_{dq} V_a} + q_{va} \right), \quad (4.155)$$

Através da equação (4.155) foram realizados vários testes comparativos com as formulações citadas nos trabalhos acima, verificando-se que nenhuma delas representava o comportamento da função umidade relativa do solo.

Foi verificado que a dependência de  $h_u$  com a umidade do solo não se comporta como descrito pela equação (4.15). Pode-se notar que a umidade relativa do solo obtida pela equação (4.155) com dados medidos para os níveis de solo de 2 cm (figura 23), 20 cm (figura 24) e 40 cm (figura 25) para os dois períodos de dados tem um comportamento diferente da equação 4.15 do modelo ISBA.

Pode-se observar através das figuras 24 e 25 que para quase todo o período existe uma superestimativa da umidade relativa do solo prevista pela formulação original do modelo ISBA. Isto reflete fortemente na superestimativa da evaporação, verificada como um problema no modelo ISBA original. Com uma correta determinação da umidade

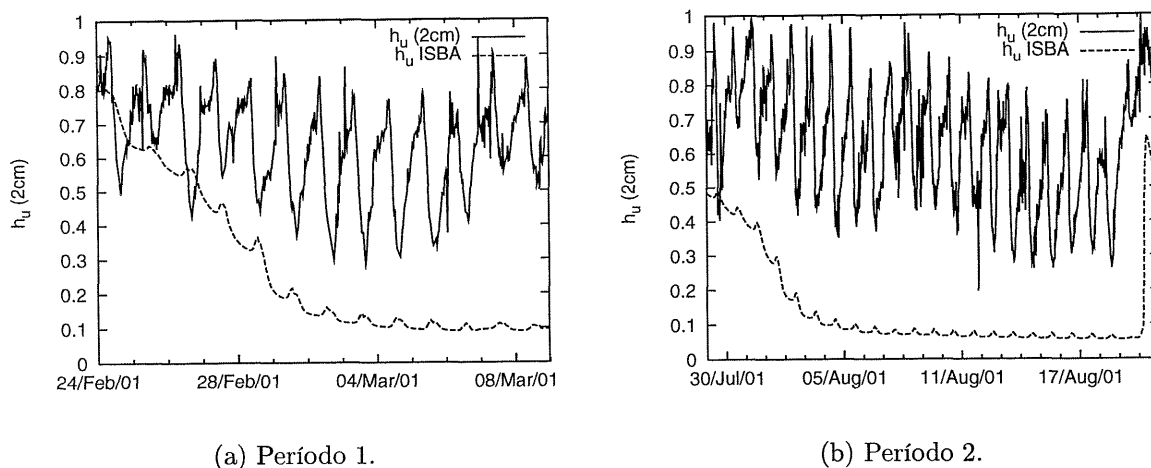


Figura 23: Umidade relativa do solo estimada para 2 cm (linha cheia) e calculada pelo ISBA (linha tracejada).

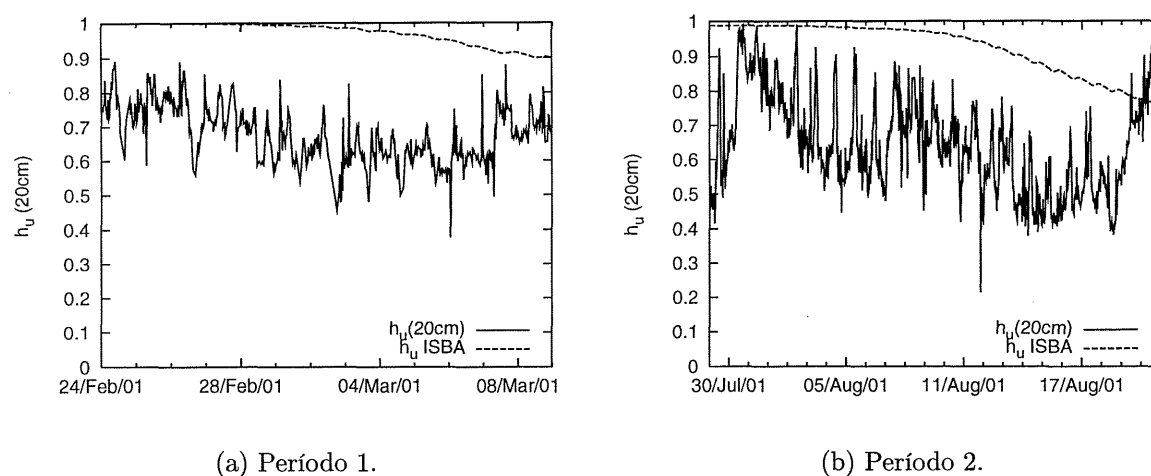


Figura 24: Umidade relativa do solo estimada para 20 cm (linha cheia) e calculada pelo ISBA (linha tracejada).

relativa do solo é possível minimizar o erro na estimativa da evaporação direta do solo.

Verificou-se que existe uma forte dependência de  $h_u$  com a umidade relativa do ar, principalmente para a camada superficial do solo. Esta dependência pode ser verificada nas figuras 26(a) e 26(b).

Para a estimativa de  $h_u$  para a aplicação específica a SLOU foram ajustadas curvas de regressão polinomial de  $h_u$  com a umidade relativa do ar  $y_a$  somente para a camada

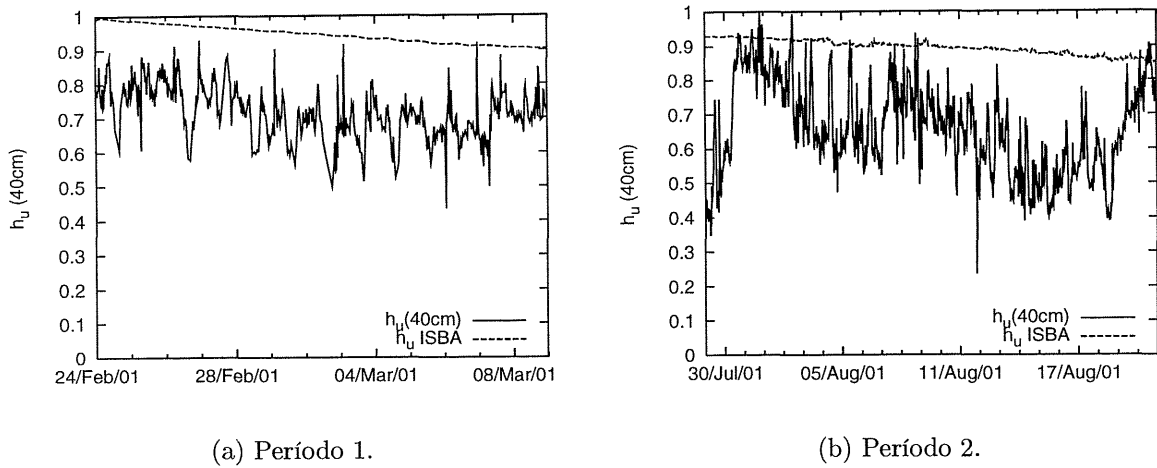


Figura 25: Umidade relativa do solo estimada para 40 cm (linha cheia) e calculada pelo ISBA (linha tracejada).

superficial do solo (2 cm) através da série:

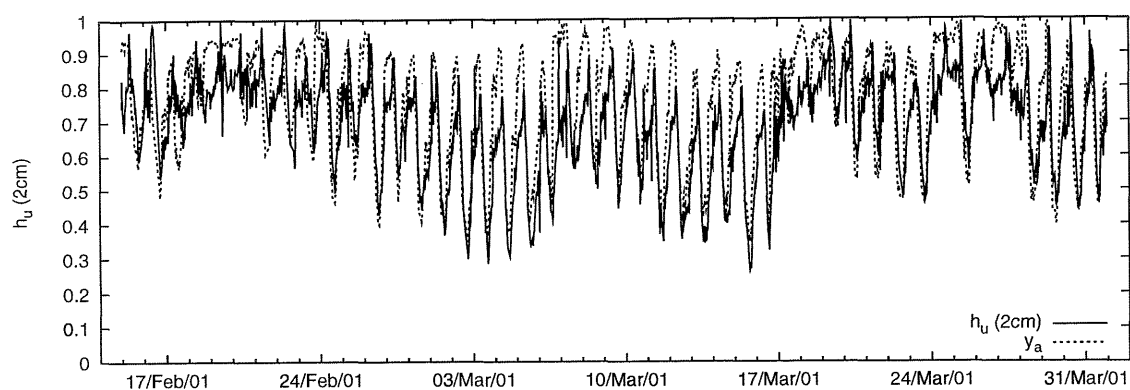
$$h_u = a_n y_a^n + a_{n-1} y_a^{n-1} + \dots + a_{n-(n-1)} y_a^{n-(n-1)} + a_0, \quad (4.156)$$

onde  $n$  é o grau do polinômio de ajuste.

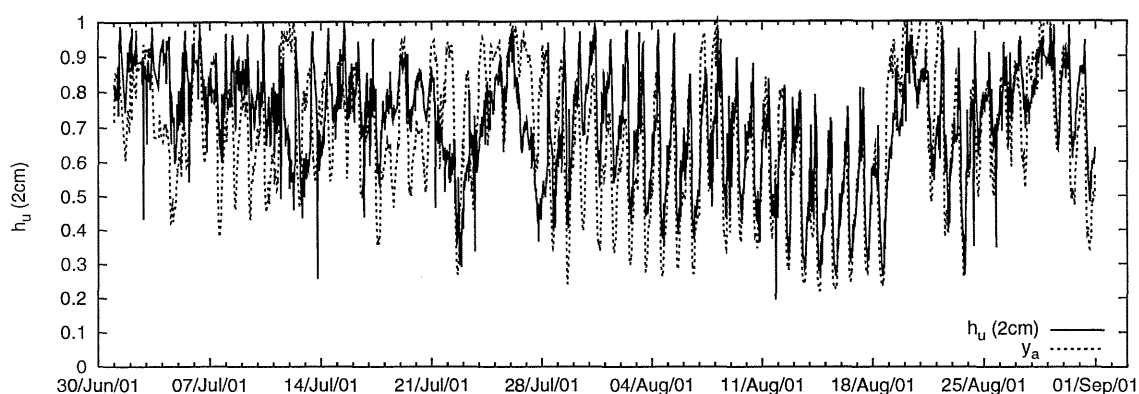
Foram realizados os ajustes para  $n = 1$ ,  $n = 2$ ,  $n = 3$  e  $n = 4$ . Para o ajuste de  $n = 1$  foi adotada também a equação considerando  $a_0 = 0$ . Os parâmetros obtidos e as estimativas dos erros de viés (*BIAS*) e raiz média quadrática (*RMS*) estão na tabela 11 para o período 1 e para o período 2.

Como critério para a estimativa da umidade relativa do ar na superfície do solo foi adotada a equação de ajuste para  $n = 2$  visto que as estimativas de erro para esta função se encontram num patamar aceitável e pouco diferente dos ajustes para polinômios de ordem superior. Os resultados dos ajustes podem ser comparados nas figuras 27(a) e 27(b).

Ainda devem ser realizados testes e experimentos de campo específicos para a correta determinação da função  $h_u$ . Para o caso de SLOU o ajuste funcionou melhorando as estimativas dos fluxos de umidade quando negativos, durante a noite, e minimizando o efeito



(a) Período 1.



(b) Período 2.

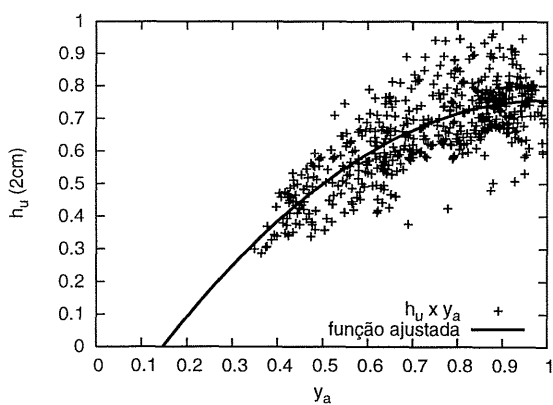
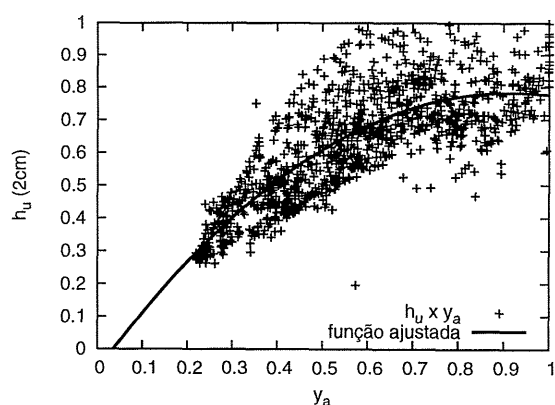
Figura 26: Umidade relativa do solo estimada para 2 cm (linha cheia) e umidade relativa do ar (linha tracejada).

de superestimativa da evaporação do solo durante o dia. Os resultados da comparação de  $h_u$  calculado com  $h_u$  estimado pela curva de ajuste podem ser observados na figura 28.

Os ajustes foram implementados para *now casting* de umidade do solo. Por se tratarem de uma análise preliminar e específica para os dados medidos em SLOU, não foi possível validar os ajustes para as estações telemétricas do SIMEPAR.

Primeiro período de dados								
$n$	$a_4$	$a_3$	$a_2$	$a_1$	$a_0$	BIAS	RMS	MAXDIFF
1	–	–	–	0.8768	0.0	-0.01577	0.1025	0.3057
1	–	–	–	0.6175	0.2006	-0.0079	0.0910	0.2556
2	–	–	-1.0522	2.0904	-0.2840	-0.0038	0.0866	0.2827
3	–	-0.9834	0.9767	0.7478	-0.0007	-0.0033	0.0865	0.2865
4	-8.7753	23.2227	-23.3745	11.3003	-1.6576	-0.0040	0.0863	0.2840
Segundo período de dados								
$n$	$a_4$	$a_3$	$a_2$	$a_1$	$a_0$	BIAS	RMS	MAXDIFF
1	–	–	–	1.0371	0.0	-0.0281	0.1393	0.4253
1	–	–	–	0.6378	0.2580	-0.000029	0.1102	0.4284
2	–	–	-1.016	1.8556	-0.0651	0.000026	0.1014	0.4695
3	–	0.5864	-2.0787	2.4474	-0.1646	0.0000019	0.1013	0.4705
4	10.0654	-23.9236	19.0173	-5.0798	0.7643	0.0000041	0.0998	0.4867

Tabela 11: Coeficientes dos ajustes das curvas polinomiais.

(a)  $h_u \times y_a$  período 1.(b)  $h_u \times y_a$  período 2.Figura 27: Estimativa de  $h_u$  (pontos) e funções de ajuste de  $h_u$  (linhas) para 2 cm comparados contra  $y_a$ .

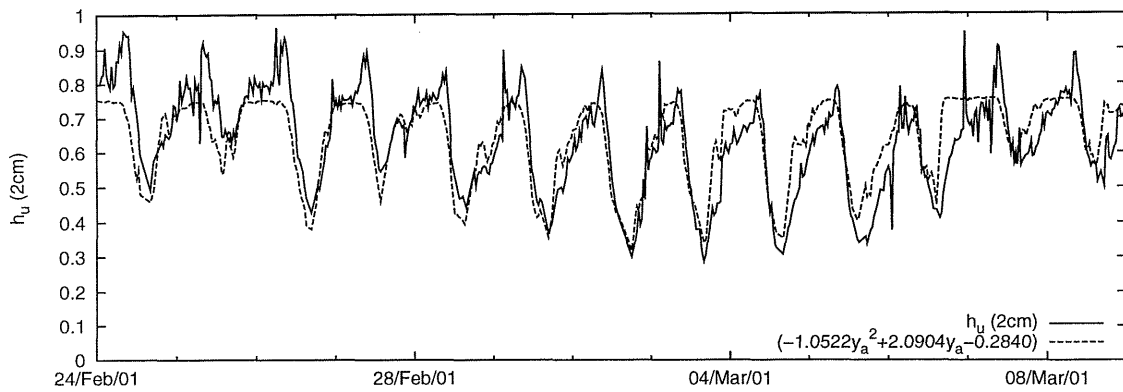
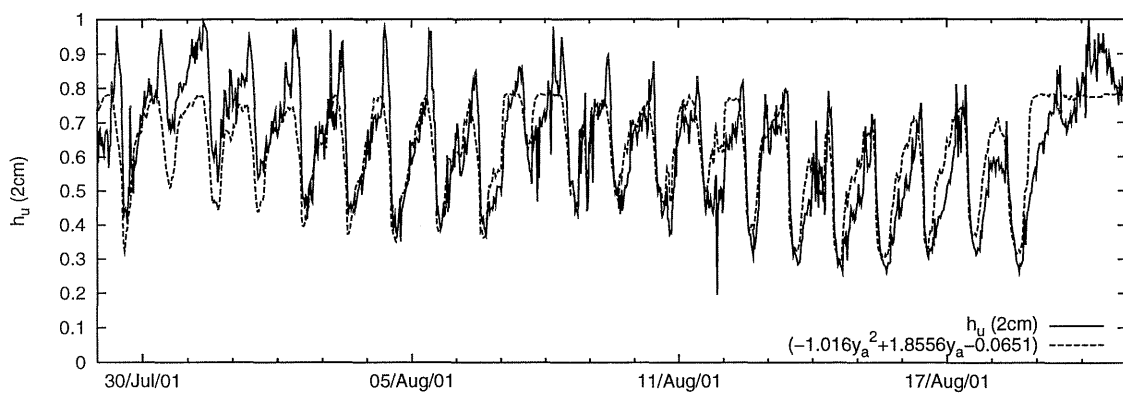
(a)  $h_u$  e  $y_a$  período 1.(b)  $h_u$  e  $y_a$  período 2.

Figura 28: Estimativa de  $h_u$  (linha cheia) e funções de ajuste de  $h_u$  (linha tracejada) para 2 cm comparados em relação ao tempo.

### 4.3.3 O solo de SLOU

O solo do local de medição na fazenda São Lourenço vem sendo analisado laboratorialmente para várias amostras deformadas e, mais recentemente, para amostras indeformadas. Os resultados das amostras indeformadas têm se apresentado diferentes das amostras deformadas. As amostras indeformadas preservam a natureza estrutural do solo, o que influencia diretamente a dinâmica da água no solo e justifica os resultados serem diferentes.

A dificuldade de realizar ensaios com amostras indeformadas está na obtenção das amostras, uma vez que para preservar a natureza estrutural de um solo é necessário todo um rigor de amostragem, esta deve ser realizada apenas por pessoal qualificado, além de um corpo de prova para amostras indeformadas ter dimensões bem maiores que os corpos de prova para análises deformadas.

Para esta dissertação serão utilizados os resultados das amostras deformadas para os ajustes dos parâmetros independentes de Van Genuchten e determinação de condutividade hidráulica na saturação. Foram realizados inúmeros experimentos de curva de retenção com estas amostras. Também serão utilizados os dados de propriedades como umidade de saturação, capacidade de campo, ponto de murchamento, porosidade total e massa específica de solo seco obtidos para as amostras indeformadas com os ajustes de van Genuchten para amostras deformadas, apenas como primeira aproximação.

Serão realizados em pesquisas futuras os experimentos de curva de retenção para amostras indeformadas. Os resultados obtidos encontram-se na tabela 12 e não representam a condição de campo, pois não foram obtidos somente com resultados de amostras indeformadas.

Propriedade	Valor Experimental
Indeformada	
$W_{sat}$	0.4800 m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>
$W_{fc}$	0.4095 m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>
$W_{wilt}$	0.2125 m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>
porosidade total	0.48
massa esp. solo seco	1447 kg m <sup>-3</sup>
massa esp. partículas	2780 kg m <sup>-3</sup>
Deformada	
$\alpha$	28.469 m <sup>-1</sup>
$n$	1.3814
$K_s$	36 cm/dia

Tabela 12: Propriedades do solo de SLOU.

#### 4.3.4 Adaptações das estações telemétricas do SIMEPAR

Nesta seção será descrito o ajuste dos parâmetros de solo do modelo para as 34 estações telemétricas do SIMEPAR. O ajuste do tipo de solo, a estimativa das propriedades hídricas e a determinação dos coeficientes independentes de Van Genuchten foram realizados através de uma análise da granulometria classificada pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA (EMBRAPA, 1984) para o Paraná. A tabela 13 descreve a classificação dos tipos de solo para as estações telemétricas do SIMEPAR.

Nesta classificação a granulometria é dada para três camadas de solo: a primeira camada entre 0 e 15 cm, a segunda entre 25 e 80 cm e a terceira entre 90 e 150 cm. Os tipos de solo foram ajustados para os parâmetros  $\alpha$ ,  $n$ ,  $W_{sat}$ ,  $W_{res}$  e  $K_s$  de Van Genuchten através do programa Hydrus-2D (PREVEDELLO; LOYOLA, 2002) e para as propriedades de  $W_{fc}$ ,  $W_{wilt}$  e tamanho de poros por Prevedello (PREVEDELLO, 1999). Os resultados estão representados pelas tabelas 14, 15 e 16 para as camadas de solo respectivamente. O número da estação é correspondente à numeração descrita na tabela 13.

É interessante observar que as propriedades de solo sofrem alterações significativas

Estação	Tipo de solo (EMBRAPA)	Localidade
1	Ca1	Antonina
2	LRe1	Apucarana
3	LRd1	Assis Chateaubriand
4	TRe3	Cambará
5	LRa5	Campo Mourão
6	PVa5	Cândido de Abreu
7	LRd5	Cascavel
8	PV12	Cerro Azul
9	Ca8	Curitiba
10	Ra9	Foz do Areia
11	LRd1	Foz do Iguaçu
12	PE5	Guaíra
13	LBa4	Guarapuava
14	LEa9	Jaguariaíva
15	Ca36	Lapa
16	LRd2	Londrina
17	LRd1	Maringá
18	TRe1	Nova P. do Iguaçu
19	Ca30	Palmas
20	LRd6	Palmital
21	LRe1	Palotina
22	LEd3	Paranavaí
23	LRa2	Pato Branco
24	HOa1	Piraquara
25	LEa8	Ponta Grossa
26	RE9	Salto Caxias
27	LRd3	Salto Osório
28	LRe1	Santa Helena
29	TRe2	São M. do Iguaçu
30	PVa22	Teixeira Soares
31	LEa4	Telêmaco Borba
32	LRd5	Toledo
33	LEd2	Umuarama
34	TBSa2	União da Vitória

Tabela 13: Classes de solo segundo EMBRAPA (1984) nas áreas de representação das estações telemétricas do SIMEPAR

devido às diferentes composições granulométricas. Isto reflete o fato de que as propriedades hídricas, admitidas como constantes para as camadas de solo do modelo ISBA, sofrem variações de acordo com a espessura da camada de solo. A razão para isto é a natureza diferenciada da formação do solo para cada camada. Resultados embasados na

Estação	Valores Hydrus-2D					Valores Prevedello		
	$\alpha$ cm <sup>-1</sup>	$n$	$W_{sat}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$W_{res}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$K_s$ cm/dia	$W_{fc}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$W_{wilt}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	poros mm
1	0.0225	1.3450	0.3959	0.0677	11.5000	0.3169	0.1117	0.1842
2	0.0206	1.1908	0.4993	0.0999	15.5500	0.4543	0.2337	0.2854
3	0.0219	1.1823	0.4907	0.0985	16.1400	0.4495	0.2349	0.3169
4	0.0146	1.3221	0.4891	0.0980	16.9600	0.4017	0.1669	0.1265
5	0.0199	1.1586	0.5086	0.1029	17.2600	0.4744	0.2672	0.3296
6	0.0343	1.4326	0.3818	0.0470	44.1600	0.2808	0.0695	0.2355
7	0.0209	1.1876	0.4972	0.0995	17.1000	0.4535	0.2348	0.2942
8	0.0197	1.2964	0.4322	0.0849	5.4700	0.3617	0.1492	0.1830
9	0.0141	1.3274	0.4983	0.1006	17.6800	0.4078	0.1695	0.1205
10	0.0123	1.3884	0.5002	0.1006	14.2100	0.3915	0.1533	0.0916
11	0.0219	1.1823	0.4907	0.0985	16.1400	0.4495	0.2348	0.3169
12	0.0093	1.5138	0.3974	0.0530	14.6200	0.2767	0.0802	0.0565
13	0.0202	1.1767	0.5105	0.1029	17.6300	0.4696	0.2514	0.3012
14	0.0266	1.2992	0.3748	0.0674	14.6900	0.3117	0.1186	0.2552
15	0.0204	1.2906	0.4302	0.0846	5.6500	0.3616	0.1501	0.1928
16	0.0203	1.1675	0.5073	0.1024	17.2200	0.4700	0.2578	0.3188
17	0.0219	1.1823	0.4907	0.0985	16.1400	0.4495	0.2349	0.3169
18	0.0142	1.3261	0.4912	0.0986	17.0900	0.4023	0.1669	0.1217
19	0.0196	1.1970	0.5157	0.1040	18.5100	0.4670	0.2384	0.2634
20	0.0209	1.1876	0.4972	0.0995	17.1000	0.4535	0.2348	0.2942
21	0.0206	1.1908	0.4993	0.0999	17.5500	0.4543	0.2337	0.2854
22	0.0241	1.1889	0.4716	0.0958	14.2700	0.4290	0.2193	0.3371
23	0.0196	1.2015	0.5098	0.1024	19.0090	0.4602	0.2320	0.2579
24	0.0271	1.2831	0.3797	0.0693	13.5900	0.3200	0.1260	0.2919
25	0.0271	2.0647	0.3694	0.0594	160.380	0.1989	0.0599	0.1112
26	0.0095	1.4616	0.4543	0.0852	12.1200	0.3362	0.1226	0.0622
27	0.0209	1.1876	0.4972	0.0995	17.1000	0.4535	0.2348	0.2942
28	0.0206	1.1908	0.4993	0.0999	17.5500	0.4543	0.2337	0.2854
29	0.0173	1.2688	0.4793	0.0956	16.1600	0.4101	0.1817	0.1750
30	0.0317	1.3931	0.3827	0.0495	34.2200	0.2909	0.0790	0.2340
31	0.0250	1.3052	0.3707	0.0682	14.9200	0.3071	0.1178	0.2266
32	0.0198	1.1700	0.5196	0.1062	17.7600	0.4806	0.2632	0.3065
33	0.0296	1.7670	0.3729	0.0554	96.9200	0.2255	0.0584	0.1413
34	0.0186	1.2252	0.5197	0.1053	23.4500	0.4604	0.2219	0.2260

Tabela 14: Parâmetros de van Genuchten ajustados através das propriedades de solo para a camada 1 segundo EMBRAPA (1984) para as estações telemétricas do SIMEPAR.

heterogeneidade vertical dos parâmetros do solo podem refletir melhores resultados.

Um estudo aprofundado da heterogeneidade vertical das propriedades do solo de SLOU ainda deve ser realizado. Ajustando o modelo ISBA para considerar a heterogeneidade vertical através de parâmetros de solo diferenciados para cada camada, a re-

Estação	Valores Hydrus-2D					Valores Prevedello		
	$\alpha$ cm <sup>-1</sup>	$n$	$W_{sat}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$W_{res}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$K_s$ cm/dia	$W_{fc}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$W_{wilt}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	poros mm
1	0.0201	1.3376	0.4088	0.0752	7.22	0.3303	0.1238	0.1675
2	0.0202	1.1562	0.5028	0.1021	16.94	0.4699	0.2662	0.3396
3	0.0208	1.1626	0.501	0.1012	16.57	0.4659	0.2583	0.3362
4	0.0201	1.1664	0.5082	0.1028	17.32	0.4712	0.2596	0.3177
5	0.0188	1.1521	0.5073	0.1043	17.66	0.4756	0.2752	0.3244
6	0.0266	1.2544	0.4024	0.0787	10.83	0.3479	0.1492	0.2825
7	0.0206	1.1622	0.5027	0.1016	16.76	0.4676	0.2599	0.3338
8	0.0221	1.2255	0.4631	0.0933	14.81	0.4101	0.1903	0.2618
9	0.0114	1.4074	0.4867	0.0964	13.59	0.3754	0.1444	0.0819
10	0.0129	1.3616	0.4908	0.0982	15.11	0.3914	0.1567	0.1017
11	0.0102	1.4999	0.3953	0.0507	15.71	0.2772	0.0786	0.0632
12	0.02	1.1638	0.5098	0.1033	17.46	0.4737	0.2630	0.3210
13	0.0199	1.1662	0.5121	0.1038	17.61	0.4749	0.2622	0.3149
14	0.0267	1.2531	0.3807	0.0734	14.06	0.3293	0.1408	0.2848
15	0.0191	1.275	0.4524	0.0898	9.18	0.3851	0.1663	0.1893
16	0.0196	1.1583	0.5095	0.1038	17.53	0.4754	0.2688	0.3252
17	0.0208	1.1626	0.501	0.1012	16.57	0.4659	0.2583	0.3362
18	0.0201	1.1641	0.5082	0.1028	17.32	0.4721	0.2617	0.3220
19	0.0195	1.2028	0.5139	0.1034	19.12	0.4632	0.2332	0.2550
20	0.0206	1.1622	0.5027	0.1016	16.76	0.4676	0.2599	0.3338
21	0.0202	1.1562	0.5028	0.1021	16.94	0.4699	0.2662	0.3396
22	0.0225	1.1747	0.4884	0.0985	15.53	0.4499	0.2395	0.3392
23	0.0199	1.1736	0.5193	0.1056	17.78	0.4790	0.2594	0.3018
24	0.0268	1.247	0.3823	0.0744	14.32	0.3325	0.1444	0.2922
25	0.0262	1.5918	0.3687	0.0602	50.72	0.2480	0.0692	0.1452
26	0.0115	1.4076	0.4599	0.0885	11.68	0.3539	0.1340	0.0826
27	0.0206	1.1622	0.5027	0.1016	16.76	0.4676	0.2597	0.3338
28	0.0202	1.1562	0.5028	0.1021	16.94	0.4697	0.2662	0.3396
29	0.0207	1.1686	0.5039	0.1015	16.88	0.4664	0.2544	0.3229
30	0.0386	1.5283	0.3841	0.0417	65.56	0.2614	0.0536	0.2302
31	0.0266	1.2204	0.3841	0.0779	16.77	0.3416	0.1597	0.3318
32	0.0193	1.1603	0.516	0.106	17.77	0.4808	0.2713	0.3163
33	0.0249	1.5717	0.3672	0.062	44.48	0.2509	0.0723	0.1410
34	0.0194	1.2033	0.5238	0.1065	18.14	0.4721	0.2382	0.2531

Tabela 15: Parâmetros de van Genuchten ajustados através das propriedades de solo para a camada 2 segundo EMBRAPA (1984) para as estações telemétricas do SIMEPAR

apresentação da difusividade no solo deve ser mais precisa, caracterizando melhor o perfil de umidades.

Estação	Valores Hydrus-2D					Valores Prevedello		
	$\alpha$ cm <sup>-1</sup>	$n$	$W_{sat}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$W_{res}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$K_s$ cm/dia	$W_{fc}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$W_{wilt}$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	poros mm
1	0.01	1.448	0.456	0.0861	12.03	0.3408	0.1253	0.0669
2	0.0206	0.1653	0.5033	0.1015	16.81	0.4670	0.2572	0.3277
3	0.0206	1.1653	0.5033	0.1015	16.81	0.4670	0.2572	0.3277
4	0.0198	1.1904	0.5135	0.1034	18.21	0.4674	0.2421	0.2748
5	0.019	1.1518	0.5061	0.1039	17.56	0.4746	0.2744	0.3285
6	0.0271	1.2333	0.4151	0.0834	11.94	0.3653	0.1651	0.3112
7	0.0199	1.161	0.509	0.1033	17.43	0.4739	0.2654	0.3248
8	0.0176	1.3095	0.4415	0.0864	6.06	0.3657	0.1496	0.1576
9	0.0103	1.4428	0.4823	0.0943	12.97	0.3627	0.1359	0.0695
10	0.0142	1.3312	0.4759	0.0944	13.22	0.3880	0.1590	0.1202
11	0.0079	1.5455	0.3992	0.0518	18.44	0.2715	0.0775	0.0461
12	0.016	1.301	0.4683	0.0928	10.89	0.3907	0.1649	0.1467
13	0.02	1.1668	0.5098	0.1033	17.46	0.4626	0.2603	0.3153
14	0.0271	1.2486	0.384	0.0744	14.02	0.3334	0.1439	0.2938
15	0.0117	1.3953	0.4734	0.0927	12.92	0.3680	0.1421	0.0859
16	0.0196	1.156	0.5071	0.1033	17.4	0.4740	0.2697	0.3299
17	0.0206	1.1653	0.5033	0.1015	16.81	0.4670	0.2572	0.3277
18	0.0198	1.1904	0.5135	0.1034	18.21	0.4674	0.2421	0.2748
19	0.1013	1.1912	0.5056	0.1013	18.03	0.4599	0.2375	0.2724
20	0.0199	1.161	0.509	0.1033	17.43	0.4739	0.2654	0.3248
21	0.0206	1.1653	0.5033	0.1015	16.81	0.4670	0.2572	0.3277
22	0.0222	1.1616	0.4916	0.0997	15.55	0.4575	0.2530	0.3610
23	0.0198	1.1705	0.5181	0.1056	17.8	0.4790	0.2618	0.3056
24	0.0271	1.2563	0.3944	0.0761	11.88	0.3403	0.1443	0.2859
25	0.0268	1.518	0.3697	0.0597	40.57	0.2603	0.0736	0.1620
26	0.0117	1.3953	0.4734	0.0927	12.92	0.3679	0.1421	0.0860
27	0.0199	1.161	0.509	0.1033	17.43	0.4739	0.2654	0.3248
28	0.0206	1.1653	0.5033	0.1015	16.81	0.4670	0.2572	0.3277
29	0.02	1.2052	0.499	0.0998	19.03	0.4489	0.2236	0.2586
30	0.0271	1.2333	0.4151	0.0834	11.94	0.3653	0.1651	0.3112
31	0.0278	1.2015	0.3922	0.0811	18.3	0.3542	0.1733	0.3657
32	0.0192	1.1583	0.5148	0.106	17.77	0.4804	0.2728	0.3186
33	0.0255	1.466	0.3682	0.062	30.7	0.2694	0.0812	0.1659
34	0.0193	1.2074	0.5239	0.1065	18.65	0.4607	0.2353	0.2471

Tabela 16: Parâmetros de van Genuchten ajustados através das propriedades de solo para a camada 2 segundo EMBRAPA (1984) para as estações telemétricas do SIMEPAR

#### 4.3.5 O novo modelo de interação superfície-atmosfera

Esta seção tem por objetivo descrever o sumário das modificações realizadas no modelo ISBA aplicadas para o Estado do Paraná.

O novo modelo utilizado constitui-se basicamente das equações (4.1), (4.2), (4.3), (4.4)

e (4.5) descritas na seção 4.1 e formuladas por Noilhan e Planton (1989). Nestas equações são incorporadas as modificações e realizações subsequentes da comunidade científica que complementaram o modelo descritas na seção 4.2. Foram utilizadas a formulação para umidade retida na vegetação, descrita na seção 4.2.1 e realizada por Manzi e Planton (1994), a formulação para drenagem gravitacional, descrita na seção 4.2.2 e realizada por Mahfouf e Noilhan (1996), a formulação para escoamento superficial, descrita na seção 4.2.3 e realizada por Habets et al. (1999), a formulação dos coeficientes de transporte de escalares, descrita na seção 4.2.4 e realizada por Mascart et al. (1995) e, por fim, a formulação da camada de solo para a zona de subraízes, com a inclusão de mais uma equação (4.111) e a modificação das equações (4.3) e (4.4) para (4.109) e (4.110) respectivamente, descrita na seção 4.2.5 e realizada por Boone et al. (1999).

Consistem inovações realizadas nesta dissertação e inclusas no modelo a adaptação da formulação de escoamento superficial para o caso unidimensional descrita na seção 4.2.3.1, as modificações na formulação do coeficiente  $C_2$  e das relações das propriedades hídricas do solo descritas na seção 4.3.1 e a modificação no cálculo da umidade relativa do ar na superfície do solo ( $h_u$ ) descrita na seção 4.3.2.

Consistem modificações descritas nesta dissertação e inclusas no modelo os parâmetros de solo para a estação SLOU, obtidos através de ensaios laboratoriais realizados pelo LEMMA (PREVEDELLO, 2003) e descritas na seção 4.3.3, e a adaptação da base cartográfica da EMBRAPA para as estações telemétricas do SIMEPAR com a determinação das propriedades físico-hídricas para o solo, realizada pelo LEMMA (CANCELLI, 2003) e descritas na seção 4.3.4.

## 5 Resultados Obtidos

Neste capítulo serão apresentados os principais resultados obtidos com a utilização do modelo de interação superfície-atmosfera aplicado para a estação de SLOU. Primeiramente serão apresentados alguns testes de sensibilidade do modelo para atestar a coerência numérica. Em seguida são apresentados os testes de sensibilidade às condições de inicialização. Dando seqüência é apresentada a calibração do modelo para os períodos de dados propostos. A validação do modelo encontra-se em um apêndice separado, onde é realizada a previsão para uma extensa série de dados com uma única inicialização dos parâmetros.

Para as variáveis no solo, as comparações devem ser qualitativas, pois não é possível realizar, para SLOU, medições compatíveis com o modelo numérico. A temperatura na interface solo-vegetação-atmosfera  $T_s$  do modelo foi comparada com a temperatura do ar medida na estação SLOU. A temperatura do solo do modelo  $T_2$  foi comparada com as temperaturas no solo medidas a 2 cm, 20 cm e 40 cm. Estas comparações servem para evidenciar as oscilações diárias de temperatura e realizar uma análise do comportamento térmico do modelo. As umidades do solo  $W_g$  e  $W_2$  do modelo representam as umidades médias nas camadas  $d_1 = 10$  cm e  $d_2 = 50$  cm respectivamente. A umidade  $W_g$  foi comparada somente com a umidade do solo medida a 2 cm porque para a camada  $d_1$  as oscilações diárias próximo a superfície é que são determinantes para o balanço hídrico. A umidade  $W_2$  foi comparada com as umidades a 20 cm e 40 cm para evidenciar os fluxos difusivos e a drenagem gravitacional para a camada de solo da zona de raízes. Esta última não sofre influência significativa, na média, da camada superficial de solo de solo, não sendo comparada com a umidade a 2 cm.

Para os fluxos superficiais, as comparações devem ser quantitativas e qualitativas, pois são medidos dados diretos de Radiação Líquida e Fluxos de Calor Latente, Sensível e no Solo.

## 5.1 Coerência numérica do modelo

Para a coerência numérica submeteu-se o modelo a uma inicialização constante que serviu como forçante por um longo período de tempo, com a finalidade de verificar se a estabilidade numérica do processo iterativo não afetaria a evolução numérica das equações prognósticas. Isto é verificado observando se as saídas prognósticas do modelo tendem a um estado de equilíbrio ou regime permanente (*steady-state*).

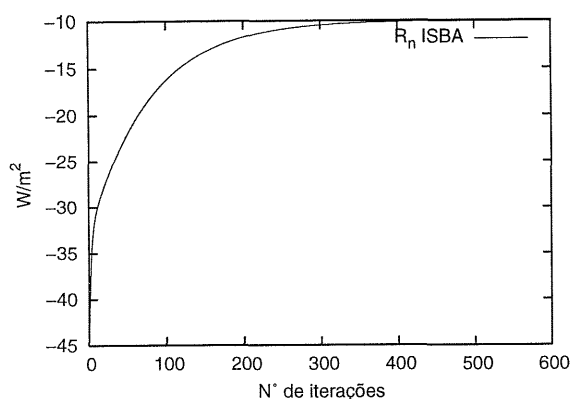
Para esta análise foram utilizadas duas situações distintas de forçante. Um período com forçante radiativo nulo e outro período com forçante radiativo não nulo. Para tal, como critério na escolha dos forçantes, resolveu-se adotar do dia 15 de fevereiro de 2001 a medição das 00:00hs para o forçante nulo e a medição das 12:00hs para forçante não nulo. Os forçantes foram aplicados ao modelo durante 2000 iterações e os resultados obtidos estão descritos a seguir.

Pode-se observar o comportamento do modelo para forçante radiativo nulo nas figuras 29, 30, 31 e 32.

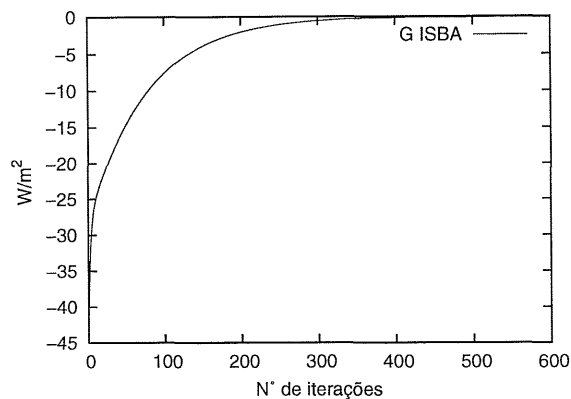
Note que o fluxo de calor no solo (figura 29(b)) tende a se tornar nulo. Isto se verifica com as temperaturas (figuras 31(a) e 31(b)) que tendem a um patamar constante, ou seja, se não há variação da temperatura com o tempo não há fluxo de calor no solo. Note também que a soma do fluxo de calor (figura 30(a)) com o fluxo de vapor d'água (figura 30(b)) fecha o balanço de energia (figura 29(a)).

Pode-se observar o comportamento do modelo para forçante radiativo não nulo pelas figuras 33, 34, 35 e 36 .

Note que, assim como para as condições de forçante radiativo nulo, o fluxo de calor no

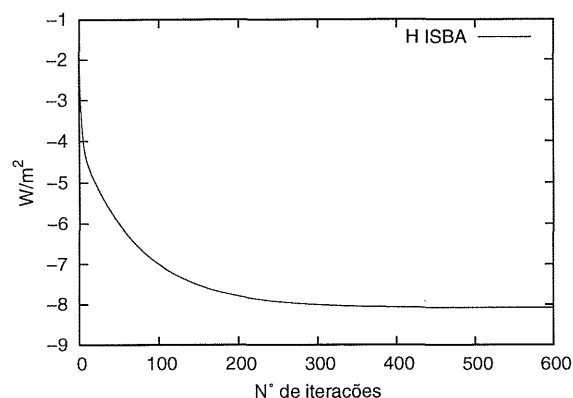


(a) Radiação Líquida.

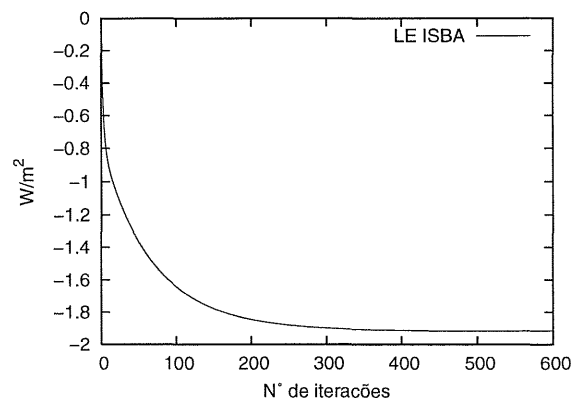


(b) Fluxo de Calor no Solo.

Figura 29: Fluxos do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo nulo.



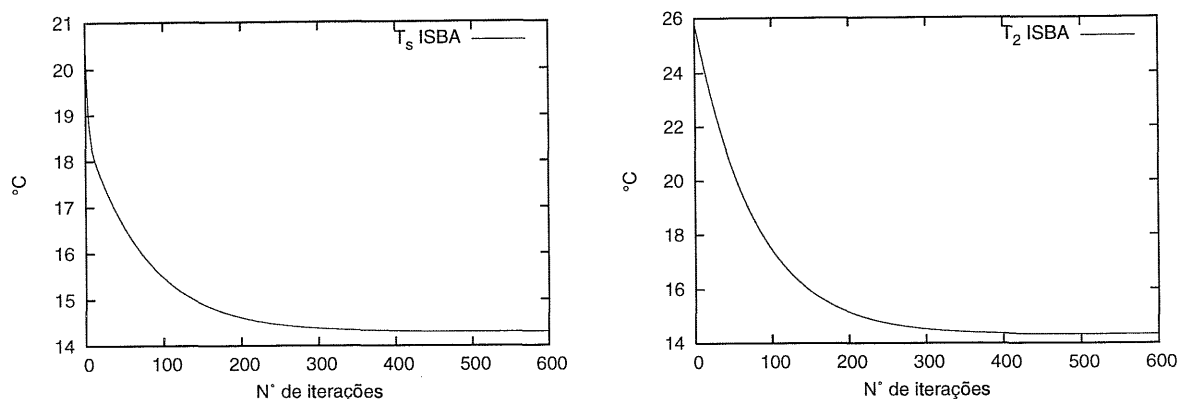
(a) Fluxo de Calor Sensível.



(b) Fluxo de Calor Latente.

Figura 30: Fluxos do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo nulo durante 600 iterações (36000 s).

solo tende a ser nulo (figura 33(b)) e o balanço de energia se dá pela soma do fluxo de calor (figura 34(a)) com o fluxo de vapor d'água (figura 34(b)) em radiação líquida (33(a)). O que difere é o comportamento das umidades do solo porque o fluxo de vapor d'água é positivo para o forçante não nulo, ou seja, o solo está fornecendo água para a atmosfera. Isto fica bastante evidente nas umidades superficiais (figuras 32(a) e 36(a)) e umidade da zona de raízes (figuras 32(b) e 36(b)), porque são as camadas de solo que fornecem umidade através de evaporação direta do solo e transpiração dos vegetais respectivamente.



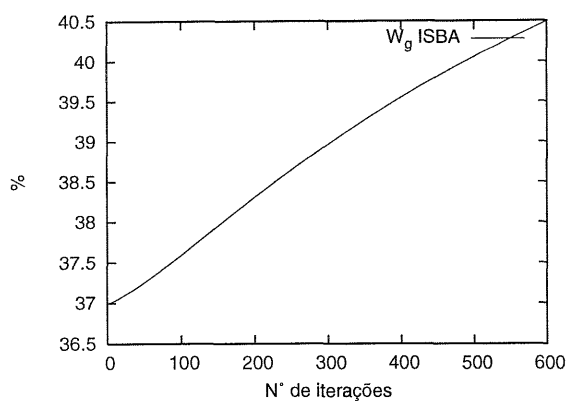
(a) Temperatura na Interface.

(b) Temperatura na Zona de Raízes.

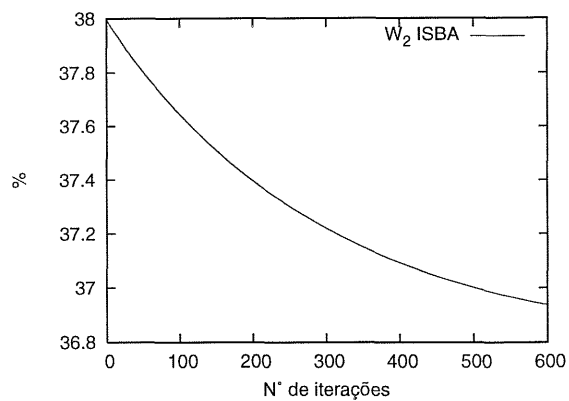
Figura 31: Temperaturas do solo do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo nulo durante 600 iterações (36000 s).

Para as duas condições de forçantes constantes, pode-se observar que as variáveis de energia do modelo chegam a um estado de equilíbrio, também chamado de regime permanente (*steady-state*). Isto é plausível se pensarmos no balanço de energia (1.2). A radiação líquida é a fonte de energia para o balanço. Sendo constante, é natural esperarmos que com o tempo as outras variáveis também fiquem constantes. Isto se reflete quando as temperaturas do solo ficam constantes, visto que o fluxo de calor no solo é função do gradiente de temperaturas, logo, para o fluxo de calor ser constante as temperaturas têm que ficar constantes.

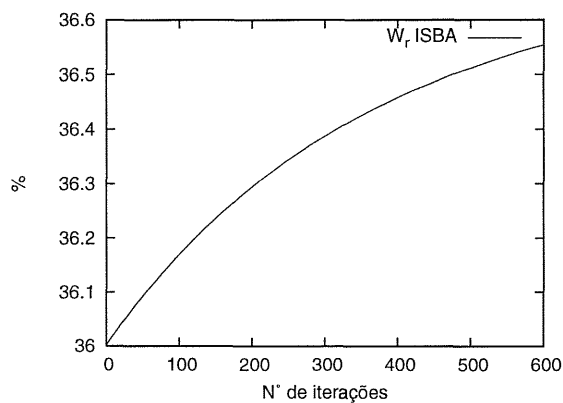
Para as umidades do solo o comportamento é um pouco diferente. Embora o modelo entre num estado de equilíbrio energético, isto não significa que ele entrará num estado de equilíbrio de fluxo de massa. Mesmo sem os forçantes dos gradientes energéticos ainda existirá a atuação das forçantes gravitacionais no solo, que tendem a levar a água para as camadas mais profundas. Além disto, nos forçantes radiativos nulos, a umidade superficial do solo também sofre influência da umidade relativa do ar. Por este motivo as umidades no solo não entram necessariamente em regime permanente.



(a) Umidade na camada superficial de solo.

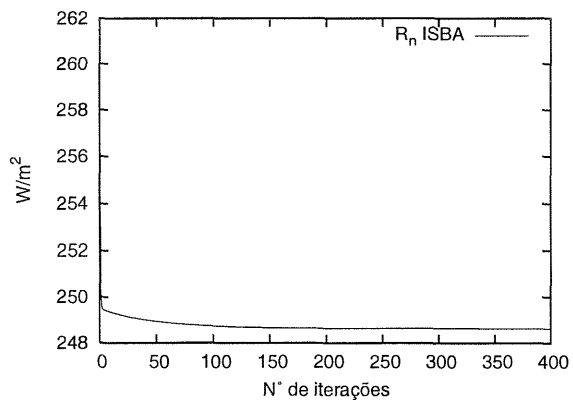


(b) Umidade na Zona de Raízes.

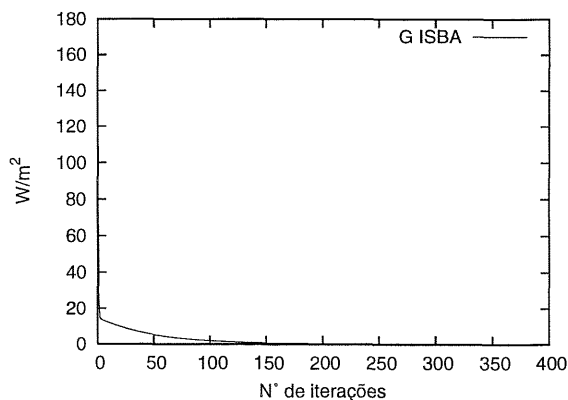


(c) Umidade na Zona de Subraízes.

Figura 32: Umidades do solo do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo nulo durante 600 iterações (36000 s).

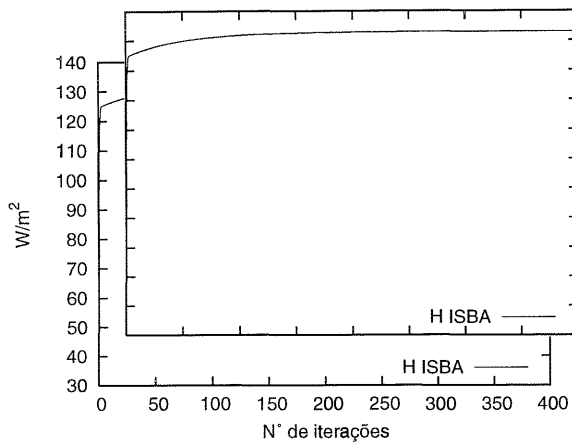


(a) Radiação Líquida.

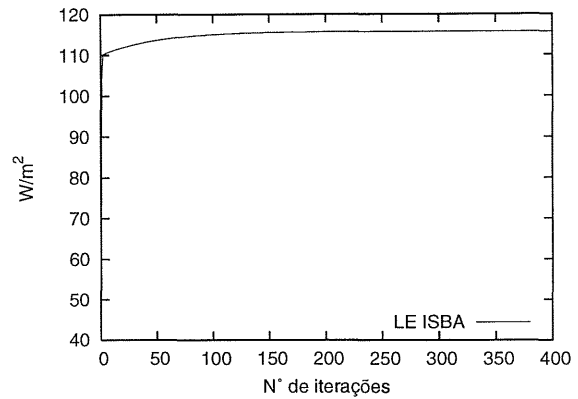


(b) Fluxo de Calor no Solo.

Figura 33: Fluxos do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo não nulo durante 400 iterações (24000 s).

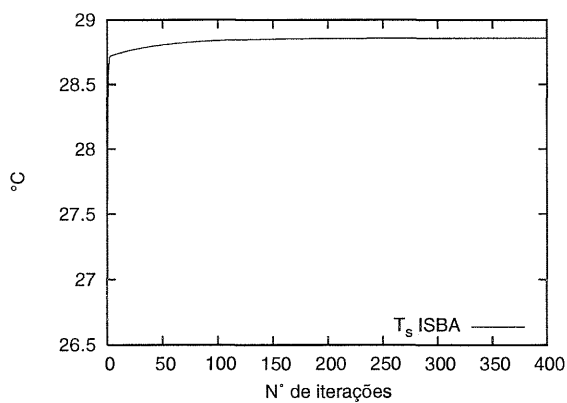


(a) Fluxo de Calor Sensível.

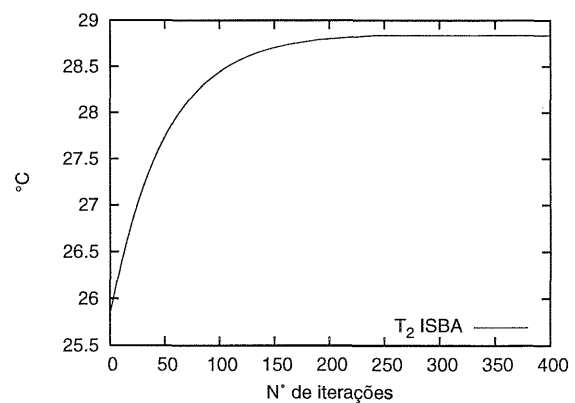


(b) Fluxo de Calor Latente.

Figura 34: Fluxos do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo não nulo durante 400 iterações (24000 s).

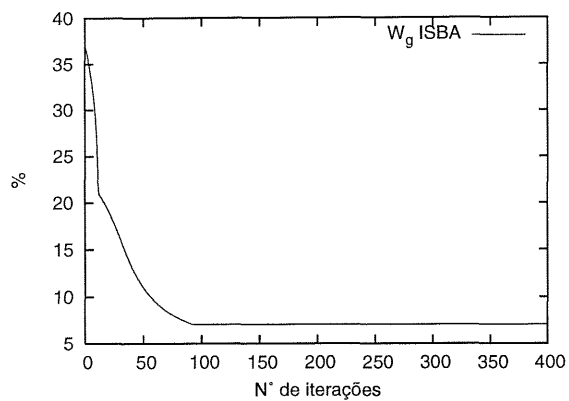


(a) Temperatura na Interface.

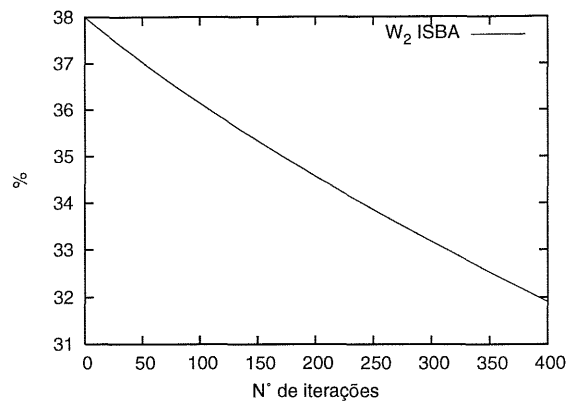


(b) Temperatura na Zona de Raízes.

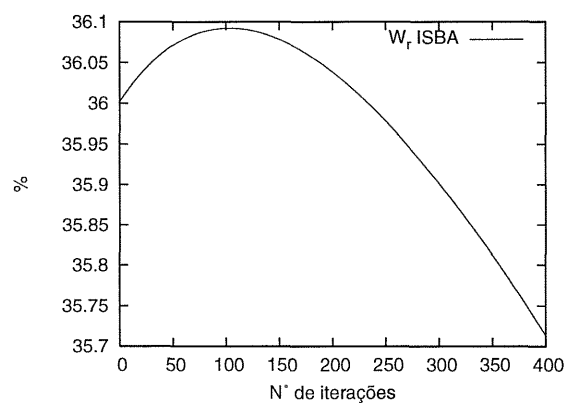
Figura 35: Temperaturas do solo do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo não nulo durante 400 iterações (24000 s).



(a) Umidade na camada superficial de solo.



(b) Umidade na Zona de Raízes.



(c) Umidade na Zona de Subraízes.

Figura 36: Umidades do solo do modelo para condições de contorno constantes e forçante radiativo não nulo durante 400 iterações (24000 s).

## 5.2 Sensibilidade do modelo à inicialização

Foram realizados com o modelo ISBA testes de sensibilidade do modelo para várias condições de inicialização. Como o interesse no modelo surgiu da modelagem de meso-escala, e esta representa os fenômenos de ocorrência em escalas de tempo bem curtas (algumas horas), e como o modelo foi elaborado para o *now casting* de umidade do solo, o conhecimento da sensibilidade do modelo às condições de inicialização é de fundamental importância para o conhecimento da resposta do modelo em curtos espaços de tempo.

	Condição 1	Condição 2	Condição 3	Condição 4	Condição 5
init_tg	298,5	308,5	288,5	298,5	298,5
init_t2	299,0	309,0	289,0	299,0	299,0
init_wg	0,331	0,331	0,331	0,431	0,231
init_w2	0,381	0,381	0,381	0,481	0,281
init_w3	0,376	0,376	0,376	0,476	0,276
init_wr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Tabela 17: Condições de inicialização das variáveis aplicadas para o modelo.

Na tabela 17 a condição 1 é a configuração do modelo obtida pelos dados medidos na estação SLOU para a inicialização do modelo. Com base nesta configuração ideal foram feitos os testes de sensibilidade da inicialização para temperatura (condições 2 e 3) e umidade do solo (condições 3 e 4). Os resultados para temperatura e umidade foram apresentados em gráficos separados.

Para os testes de sensibilidade do modelo variando as inicializações das temperaturas  $T_s$  e  $T_2$  para mais (condição 2) e para menos (condição 3), os impactos na previsão dos fluxos e radiação não são muito elevados (figuras 37(a), 38(a), 38(b) e 37(b)). Já para as temperaturas do solo as diferenças são bastante consideráveis para as primeiras horas, mas os resultados convergem para a solução do modelo com a inicialização através dos dados medidos (figuras 39(a) e 39(b)). Isto se explica pelo fato das variáveis forçantes do modelo serem as mesmas aplicadas em ambas as condições, forçando o modelo a uma solução semelhante. Para as umidades do solo (figuras 40(a) e 40(b)) as diferenças são

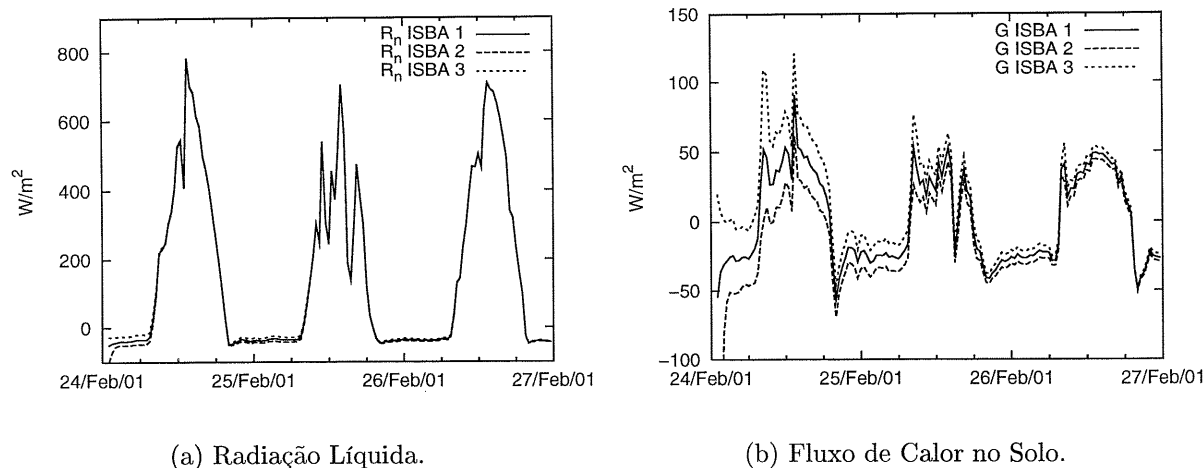


Figura 37: Fluxos do modelo para condições de inicialização da temperatura.

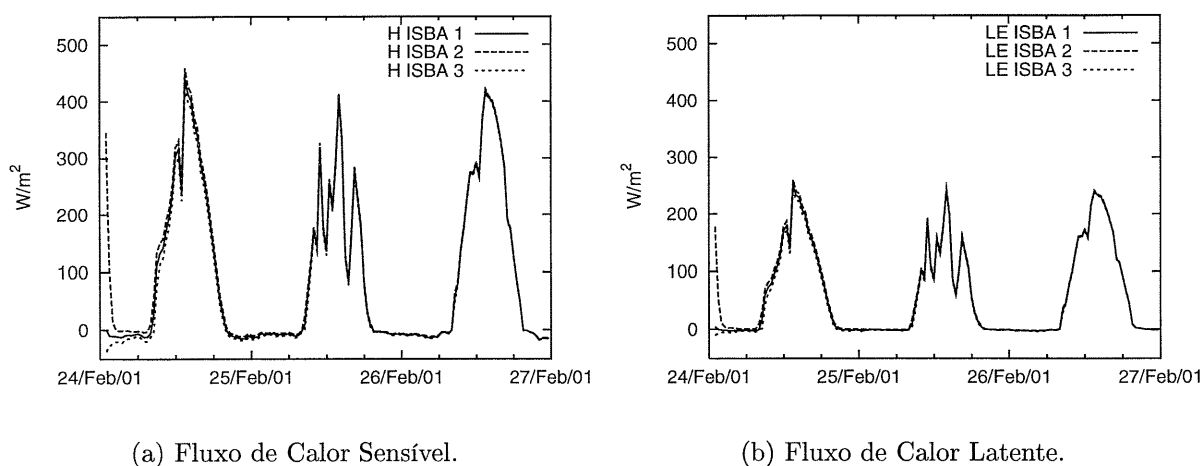


Figura 38: Fluxos do modelo para condições de inicialização da temperatura.

amenas, não apresentando nenhuma distorção.

Para os testes de sensibilidade do modelo variando as inicializações de umidade para mais (condição 4) e para menos (condição 5), os impactos na previsão para os fluxos não são muito elevados (figuras 41(a), 42(a) e 42(b)) exceto para o fluxo de calor, onde a variação é bastante grande (figura 41(b)). Isto evidencia a influência da umidade do solo no balanço de energia. Para as temperaturas do solo (figuras 43(a) e 43(b)) os impactos são um pouco maiores e apresentam uma divergência com relação à solução com inicialização correta. Isto se explica pela diferença que a umidade do solo causa no

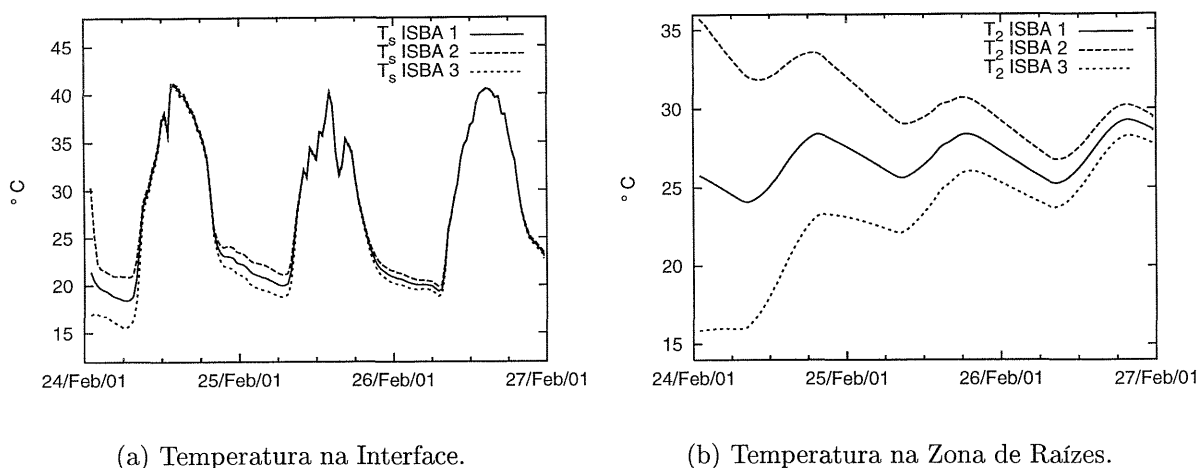


Figura 39: Temperaturas do solo do modelo para condições de inicialização da temperatura.

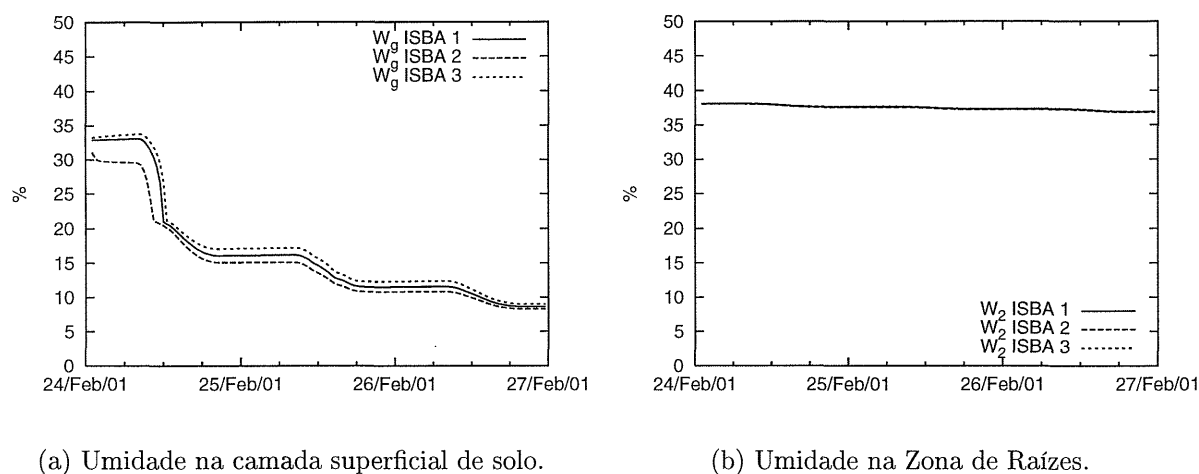


Figura 40: Umidades do solo do modelo para condições de inicialização da temperatura.

processo de distribuição de energia. Para as umidades do solo as diferenças são muito consideráveis (figuras 44(a) e 44(b)).

É interessante observar também a pequena influência que a umidade do solo tem sobre a evapotranspiração (figura 42(b)). Quando o modelo é inicializado com uma umidade mais baixa que a umidade ideal, haverá menos disponibilidade hídrica do solo para a evaporação. Neste caso, utiliza-se um período após uma forte ocorrência de chuva (figuras 15(a) e 16(a)) e o que se verifica é que, mesmo com uma inicialização abaixo da umidade ideal, a umidade do solo, ainda que subestimada, é suficiente para fornecer água para o

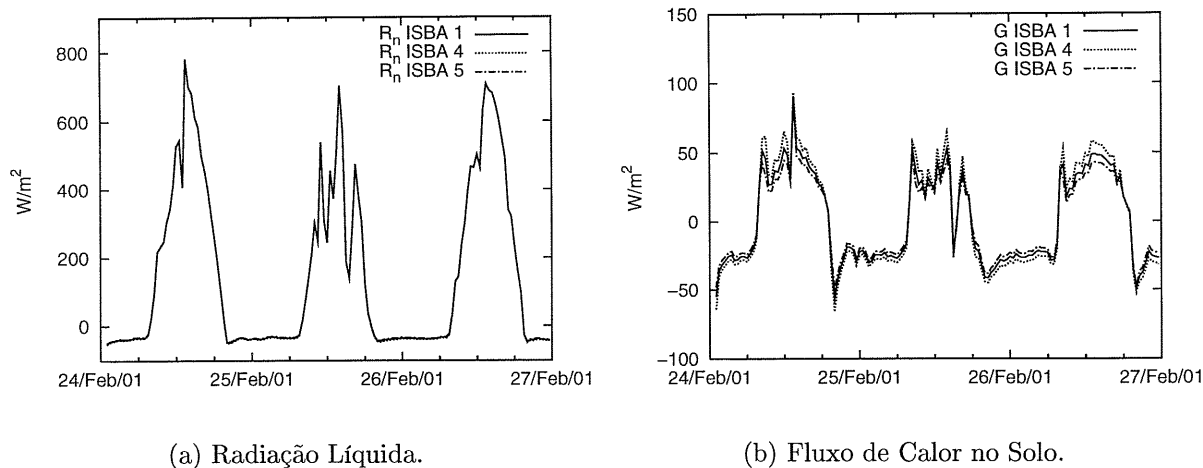


Figura 41: Fluxos do modelo para condições de inicialização da umidade.

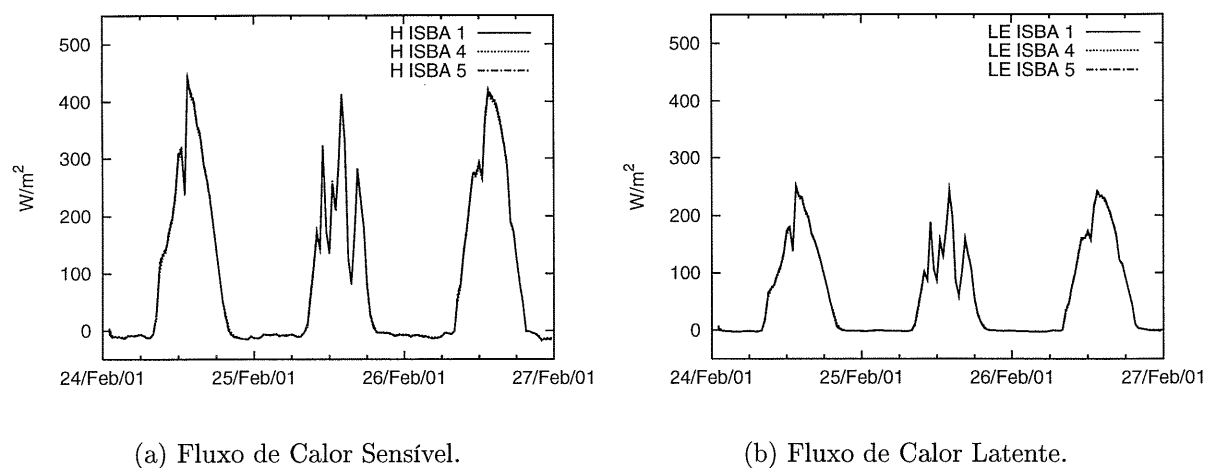


Figura 42: Fluxos do modelo para condições de inicialização da umidade.

processo de evapotranspiração.

Conclui-se que para altas umidades no solo, estas não interferirão no processo de evapotranspiração. Apesar disto, os impactos da previsão às condições iniciais podem ser elevados para ambos os casos, principalmente para os primeiros dias. Assim, uma boa condição inicial é um fator fundamental para o bom comportamento do modelo também a médio e longo prazo e um fator determinante da boa previsão quando se tratando de modelagem de mesoescala, onde os fenômenos de ocorrência se encontram em períodos de até um dia.

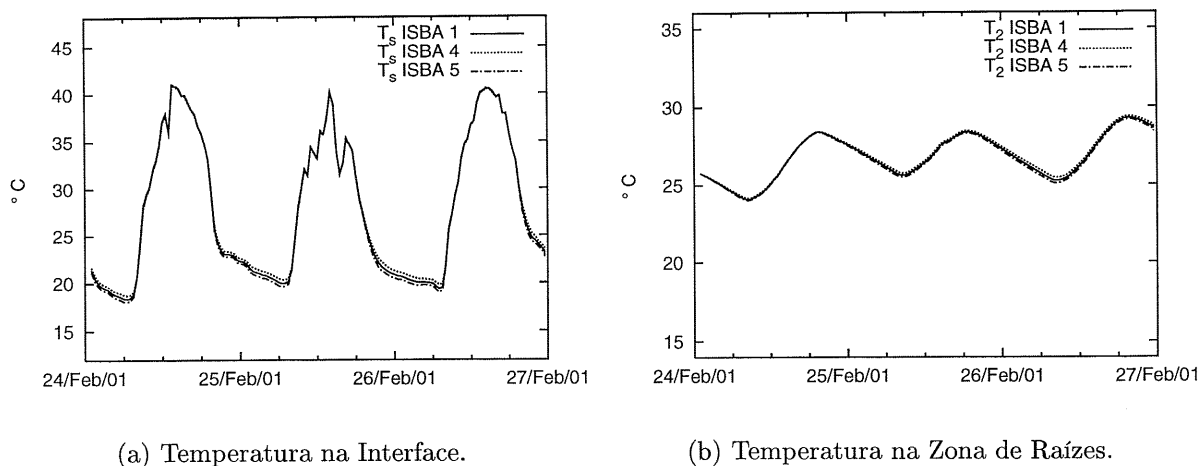


Figura 43: Temperaturas do solo do modelo para condições de inicialização da umidade.

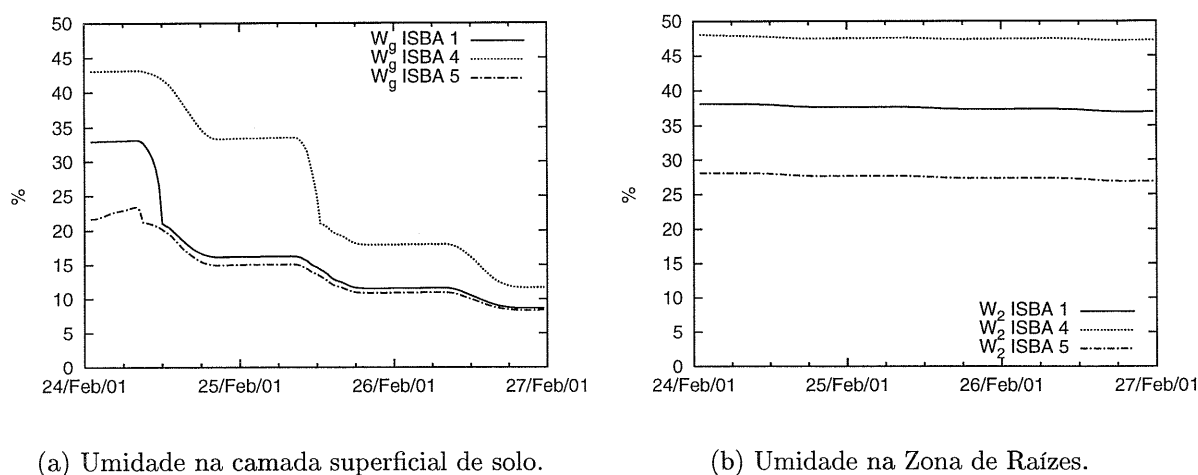


Figura 44: Umidades do solo do modelo para condições de inicialização da umidade.

É possível perceber que os impactos no modelo são maiores às variações de inicialização de umidade do solo que às variações de inicialização de temperatura. Enquanto as inicializações erradas de temperatura tendem ao estado de previsão dado pela correta inicialização (condição 1) para as variáveis prognósticas de temperatura (figura 39(b)) e mantém uma pequena diferença para as umidades (figura 44(b)), as inicializações erradas de umidade tendem a divergir para as temperaturas (figura 43(b)) e manter o erro da inicialização para as umidades (figura 44(b)). Uma correta inicialização, principalmente das umidades do solo, é um fator importante para o bom desempenho do modelo de interação superfície-atmosfera.

## 5.3 Calibração do modelo

Nesta seção será apresentada a calibração do modelo para a interface superfície-atmosfera através dos parâmetros de vegetação e solo. O método de calibração foi manual e bastante simples (figura 45) e consistiu em realizar várias simulações (ciclos) variando os parâmetros de solo ou vegetação, ou ambos, dependendo das variáveis para as quais o modelo apresenta maior deficiência, até se chegar numa previsão otimizada para o período. Uma análise das condições locais durante o período de medição representa um grande passo na calibração, pois possibilita uma primeira previsão com parâmetros previamente estabelecidos que correspondem a valores muito próximos dos parâmetros quando calibrados. Uma boa parametrização já na inicialização diminui bastante o ciclo de calibração.

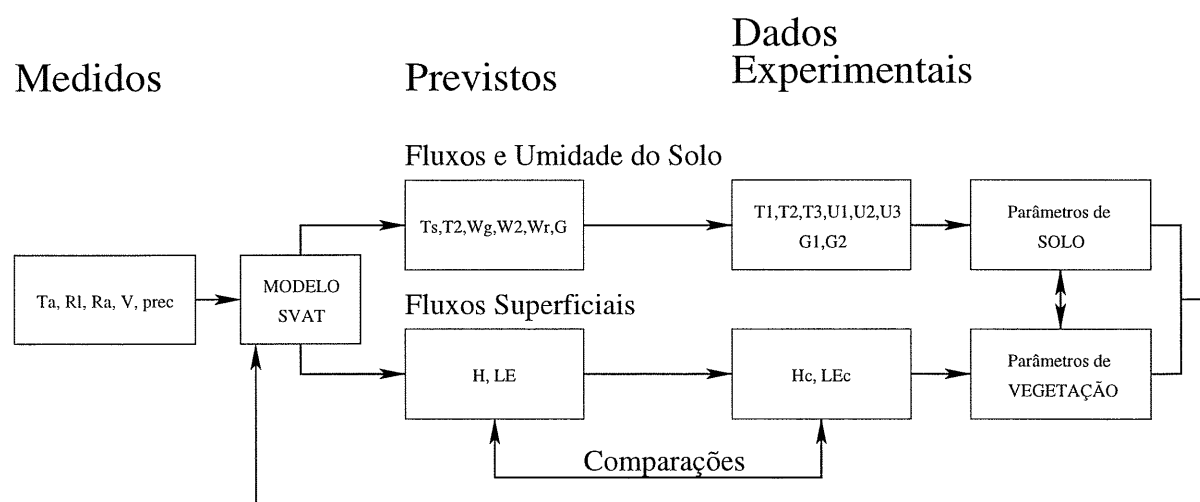


Figura 45: Esquema do método de calibração.

Uma primeira análise para a implementação do ciclo de calibração foi testar a sensibilidade do modelo para os parâmetros de solo e vegetação, avaliando o impacto das variações dos parâmetros nas variáveis de previsão do modelo. A seguir serão descritos os resultados obtidos durante a implementação do ciclo de calibração. Primeiramente foi testada a sensibilidade do modelo aos parâmetros de vegetação, e posteriormente é analisada a sensibilidade do modelo aos parâmetros de solo e por fim são apresentados os resultados calibrados para os períodos de dados propostos.

### 5.3.1 Testes de sensibilidade aos parâmetros de vegetação

Esta seção se propôs a realizar testes de sensibilidade do modelo a parâmetros de vegetação para verificar qual a resposta do modelo quando submetido a diferentes ecossistemas. Os parâmetros avaliados foram o  $veg$ , LAI e a rugosidade da superfície.

	Condição 1	Condição 2	Condição 3	Condição 4	Condição 5
$z_0$	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1
$z_{0H}$	0,001	0,001	0,001	0,001	0,01
$veg$	0,85	0,99	0,01	0,85	0,85
LAI	0,01	0,01	0,01	6,0	0,01

Tabela 18: Condições de inicialização dos parâmetros de vegetação aplicadas para o modelo.

Todos os casos tiveram a inicialização de suas variáveis de solo dadas pela condição 1 da tabela 17. Para a tabela 18 a condição 1 representa a condição de parametrização de vegetação que apresentou os melhores resultados para o período de dados. Desta parametrização ideal foram feitas quatro variações, duas para o parâmetro  $veg$ , aumentando (condição 2) e diminuindo (condição 3), uma para o parâmetro LAI (condição 4) e a última para os parâmetros de rugosidade (condição 5).

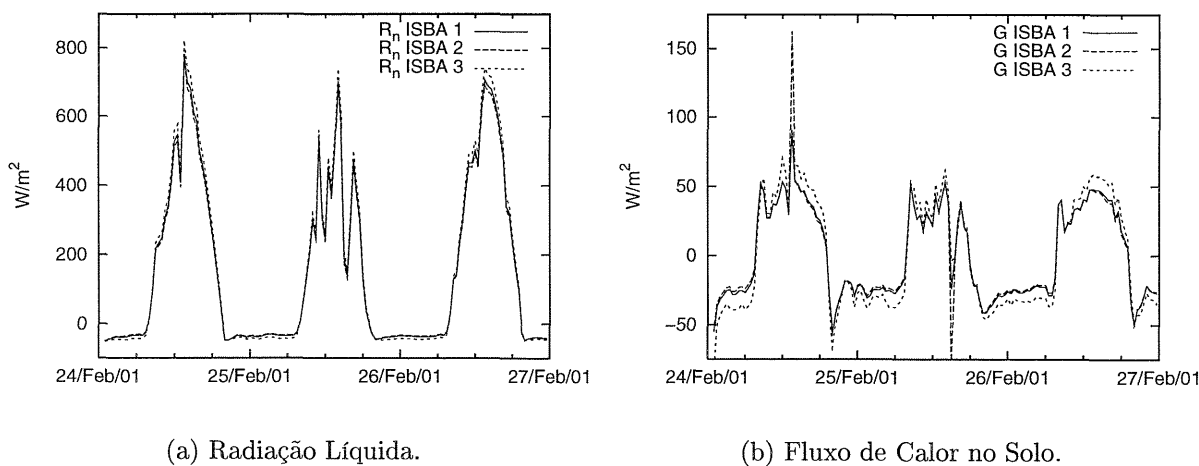


Figura 46: Fluxos do modelo para o parâmetro  $veg$ .

Para os testes de sensibilidade do modelo variando os parâmetros de vegetação para

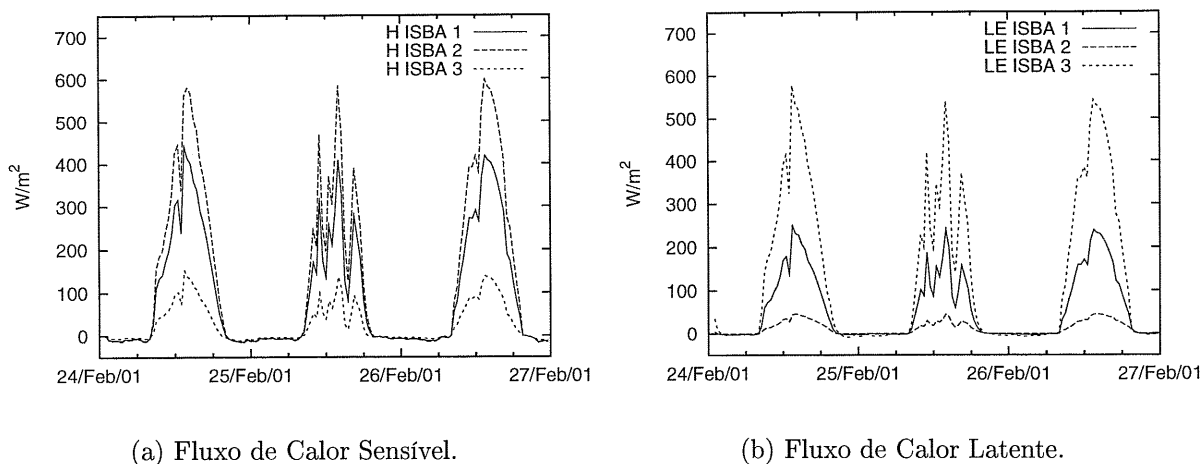


Figura 47: Fluxos do modelo para o parâmetro veg.

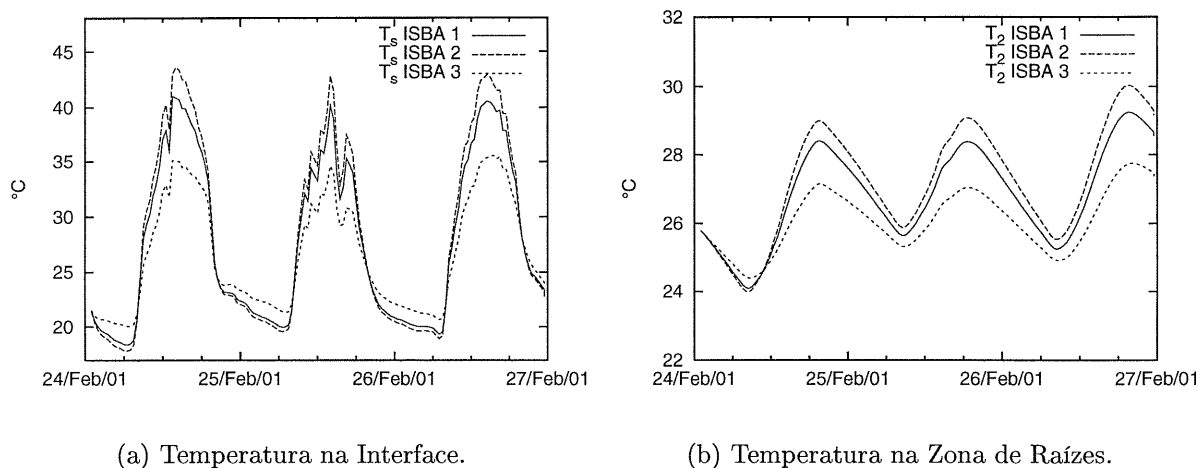
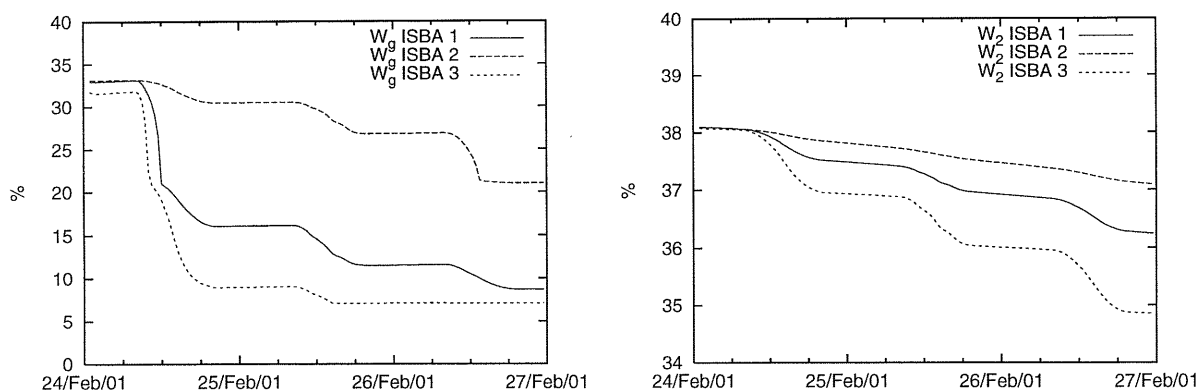


Figura 48: Temperaturas do solo do modelo para o parâmetro veg.

mais (condição 2) e para menos (condição 3), tem-se que a diferença da previsão para a radiação líquida e para o fluxo de calor no solo (figuras 46(a) e 46(b)) é pequena porém para os fluxos de calor e de vapor d'água (figuras 47(a) e 47(b)) é muito grande. Para as temperaturas do solo, (figuras 48(a) e 48(b)), as diferenças são também bastante consideráveis, assim como para as umidades do solo (figuras 49(a) e 49(b)).

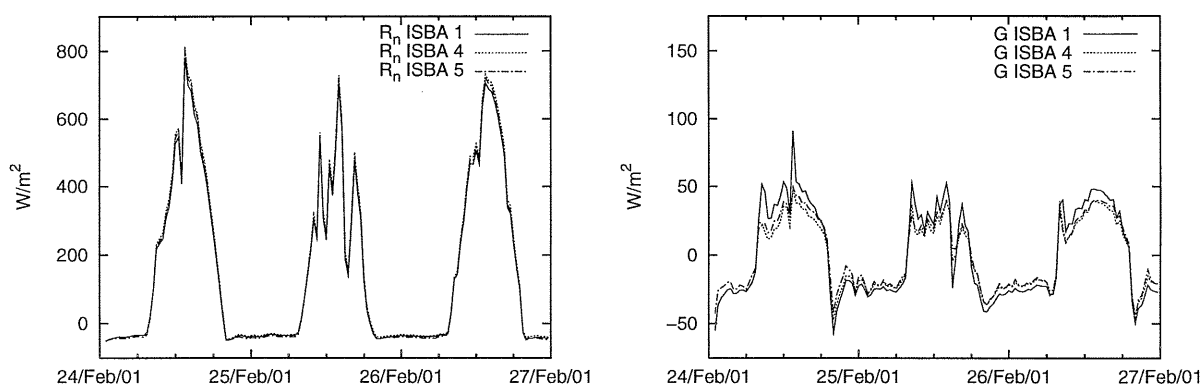
Para os testes de sensibilidade do modelo variando o parâmetro de LAI para mais (condição 4) e variando as rugosidades para momento e calor para mais (condição 5), os impactos na previsão não são muito elevados para a radiação líquida e os fluxos de calor no



(a) Umidade na camada superficial de solo.

(b) Umidade na Zona de Raízes.

Figura 49: Umidades do solo do modelo para o parâmetro veg.



(a) Radiação Líquida.

(b) Fluxo de Calor no Solo.

Figura 50: Fluxos do modelo para parâmetros LAI e rugosidades.

solo, de calor e de vapor d'água (figuras 50(a), figura 50(b), 51(a) e 51(b)) sendo maiores para a variação do LAI que para a variação das rugosidades. Para as temperaturas do solo (figuras 52(a) e 52(b)) e também para as umidades do solo (figuras 53(a) e 53(b)) as variações causam uma diferença significativa, porém, muito menor que para as variações de veg.

Para uma correta aplicação do modelo de interação superfície-atmosfera é essencial o conhecimento da cobertura vegetal presente no solo. Também fica explícito com estes testes de sensibilidade que é necessário obter o máximo de informações possíveis a respeito

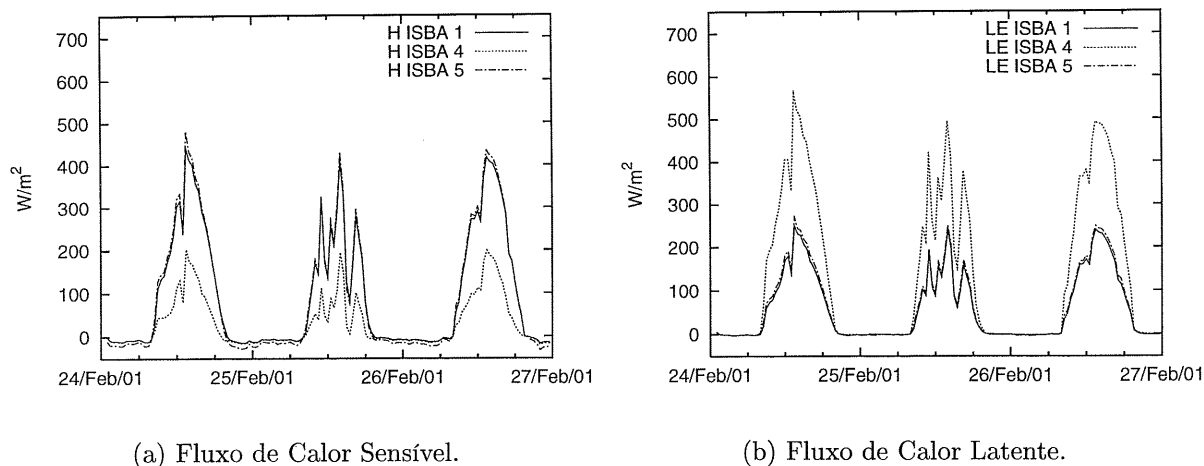


Figura 51: Fluxos do modelo para parâmetros LAI e rugosidades.

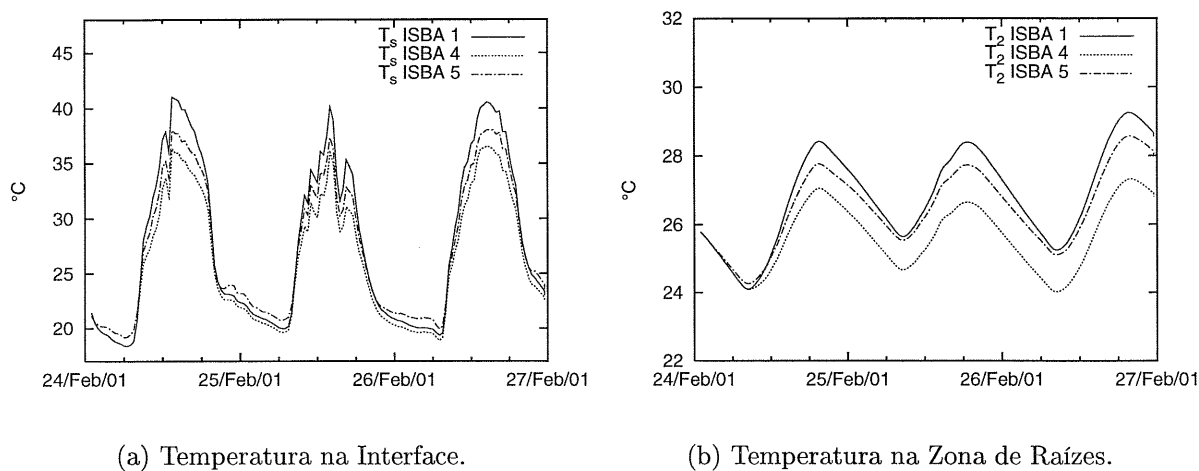
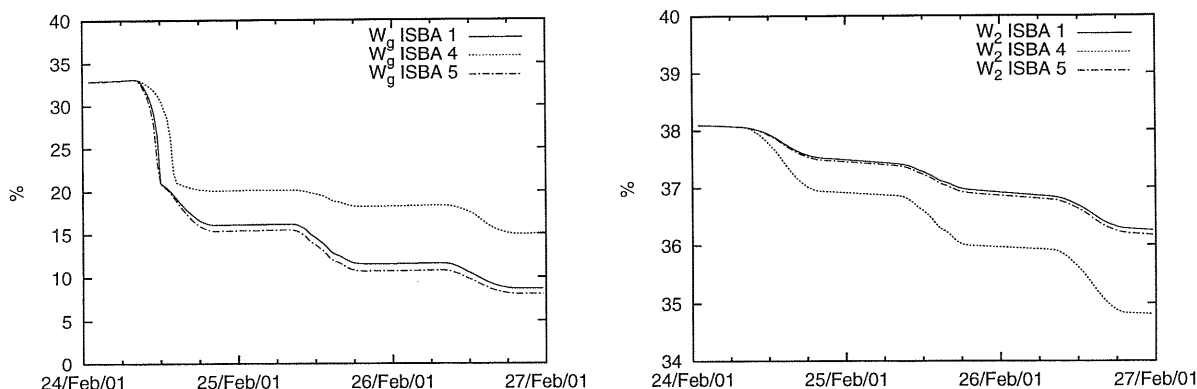


Figura 52: Temperaturas do solo do modelo para parâmetros LAI e rugosidades.

do local onde se pretende implementar o modelo, pois ficou caracterizado que análises subjetivas levando em conta informações acerca do manejo e uso do solo são de fundamental importância para a aplicação e correta calibração dos parâmetros de vegetação.

O bom conhecimento da sazonalidade de culturas e do tipo de cobertura vegetal também se verifica como um ponto estratégico para a correta aplicação do modelo, visto que o mesmo é extremamente dependente de uma correta análise da cobertura vegetal.



(a) Umidade na camada superficial de solo.

(b) Umidade na Zona de Raízes.

Figura 53: Umidades do solo do modelo para parâmetros LAI e rugosidades.

### 5.3.2 Testes de sensibilidade aos parâmetros de solo

Nesta seção são apresentados resultados de testes de sensibilidade do modelo aos parâmetros de solo. Os parâmetros avaliados foram o  $W_{sat}$ ,  $W_{fc}$ ,  $W_{wilt}$  e  $C_{Gsat}$ .

	Condição 1	Condição 2	Condição 3	Condição 4	Condição 5
$W_{sat}$	0,652	0,752	0,552	0,652	0,652
$W_{fc}$	0,485	0,585	0,385	0,485	0,485
$W_{wilt}$	0,213	0,313	0,113	0,213	0,213
$C_{Gsat}$	0,0000036	0,0000036	0,0000036	0,000036	0,00000036

Tabela 19: Condições de inicialização dos parâmetros de solo aplicadas para o modelo.

Todos os casos tiveram a inicialização de suas variáveis de solo dadas pela condição 1 da tabela 17. Para a tabela 19 a condição 1 representa a condição de parametrização de solo que melhor representa os processos de distribuição de água e de energia no solo para o período de dados. Desta parametrização foram feitas quatro variações, duas para os parâmetros de umidade  $W_{sat}$ ,  $W_{fc}$  e  $W_{wilt}$ , aumentando em  $0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (condição 2) e diminuindo em  $0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (condição 3) e duas para o parâmetro  $C_{Gsat}$ , aumentando em 10 vezes (condição 4) e diminuindo em 10 vezes (condição 5).

Para os testes de sensibilidade do modelo variando os parâmetros de umidade do solo para mais (condição 2) e para menos (condição 3), tem-se que as diferenças da previsão

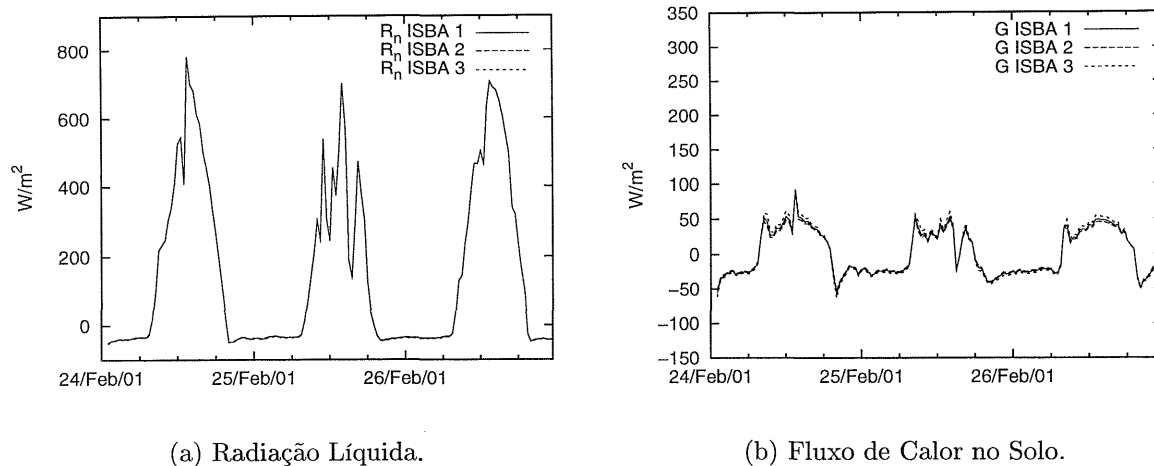


Figura 54: Fluxos do modelo para os parâmetros de umidades do solo.

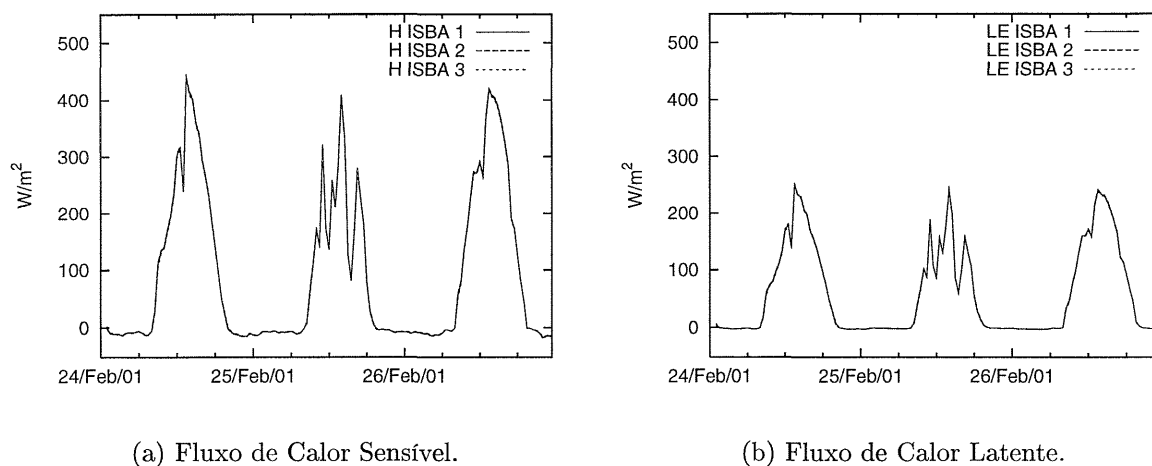
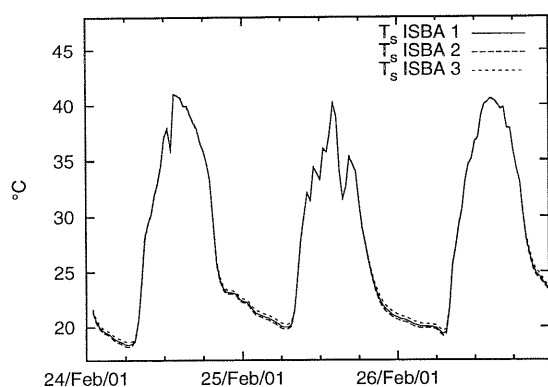


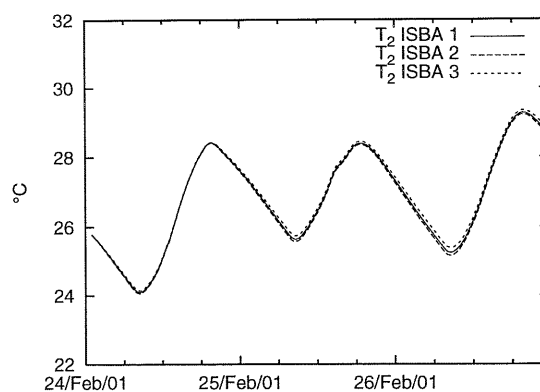
Figura 55: Fluxos do modelo para os parâmetros de umidades do solo.

para a radiação líquida e os fluxos de calor e de vapor d'água (figuras 54(a), figuras 55(a) e 55(b)) são quase imperceptíveis, porém o mesmo não ocorre com o fluxo de calor no solo (54(b)). Isto quer dizer que os parâmetros de umidade do solo influenciam o fluxo de calor. Como há o impacto no fluxo de calor no solo, as temperaturas do solo (figuras 56(a) e 56(b)) também são afetadas, em escalas bem menores. Para as umidades do solo (figuras 57(a) e 57(b)) o impacto é maior pois os parâmetros de umidade do solo é que determinam o comportamento físico para a difusão de água no solo.

Para os testes de sensibilidade do modelo variando o parâmetro  $C_{Gsat}$  para mais

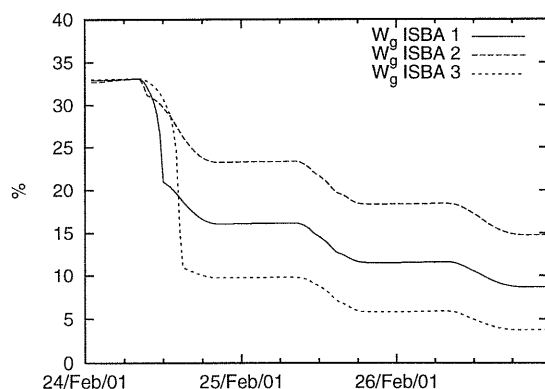


(a) Temperatura na Interface.

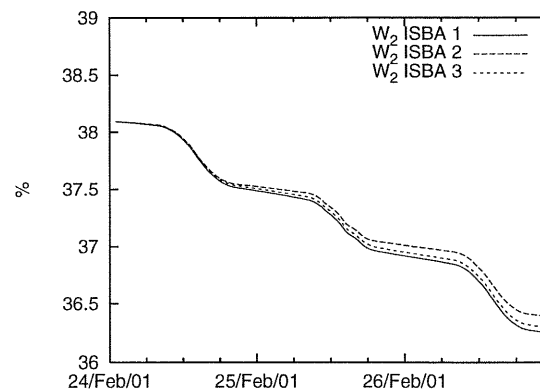


(b) Temperatura na Zona de Raízes.

Figura 56: Temperaturas do solo do modelo para os parâmetros de umidades do solo.



(a) Umidade na camada superficial de solo.



(b) Umidade na Zona de Raízes.

Figura 57: Umidades do solo do modelo para os parâmetros de umidades do solo.

(condição 4) e para menos (condição 5), os impactos na previsão são muito elevados para a radiação líquida e os fluxos de calor no solo, calor e vapor d'água (figuras 58(a), figura 58(b), 59(a) e 59(b)), principalmente quando diminui-se este parâmetro. Isto porque o inverso deste parâmetro é proporcional a condutividade térmica do solo. O primeiro impacto disto é no fluxo de calor no solo e conseqüentemente, por balanço de energia, nos demais fluxos.

Quando este parâmetro é aumentado a condutividade térmica do solo diminui, aumentando as variações de temperatura na superfície do solo (figura 60(a)) e diminuindo

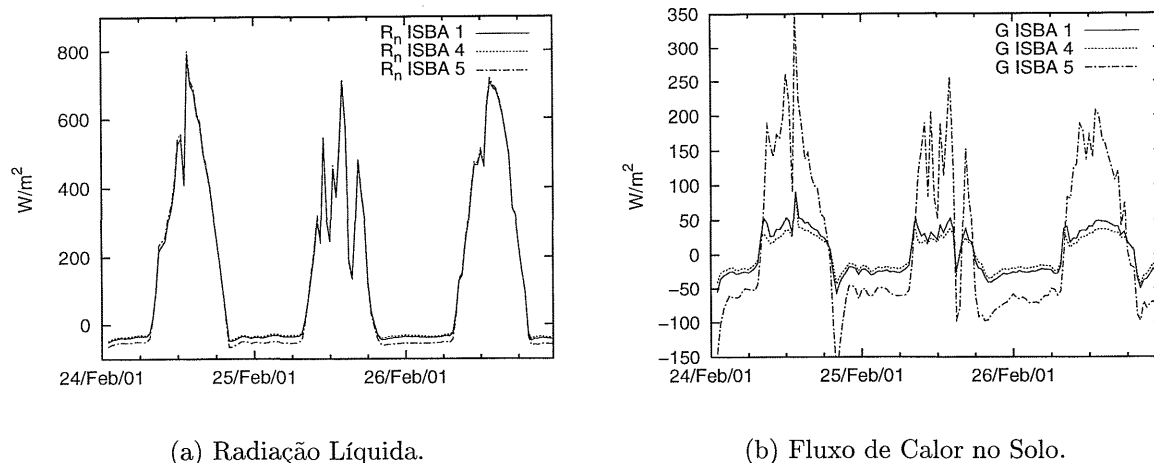


Figura 58: Fluxos do modelo para o parâmetro de condutividade térmica do solo.

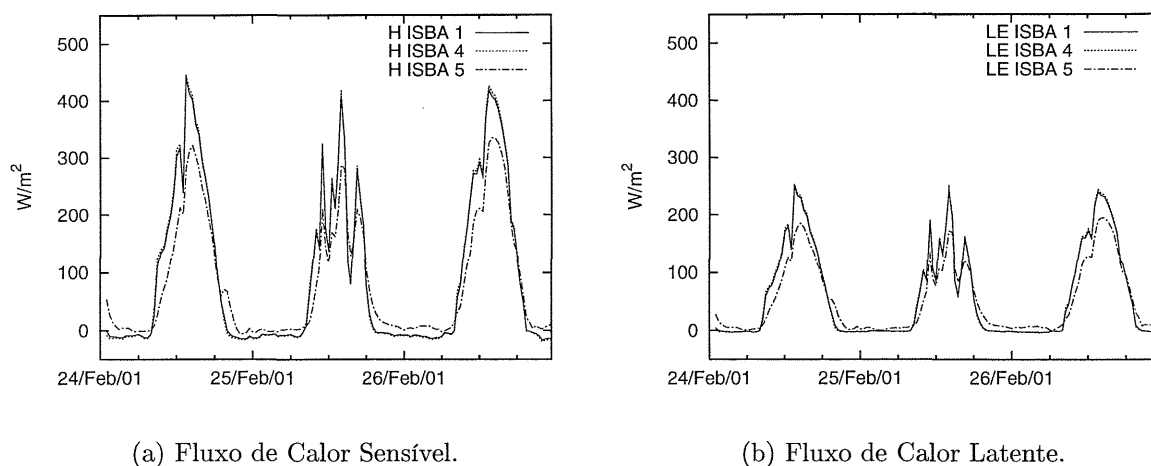


Figura 59: Fluxos do modelo para o parâmetro de condutividade térmica do solo.

o patamar de temperaturas para a zona de raízes (figura 60(b)). Por outro lado, quando este parâmetro é diminuído, aumenta a condutividade térmica do solo, aumentando a sensibilidade do solo à perda e ganho de energia, com amplitudes de temperatura na superfície bem menores e, em contrapartida, patamares maiores para a zona de raízes. Para as umidades do solo (figuras 61(a) e 61(b)) as variações do parâmetro  $C_{Gsat}$  causam uma diferença significativa e são muito maiores para quando há o aumento da condutividade térmica do solo ( $C_{Gsat}$  menor).

Para uma correta aplicação do modelo de interação superfície-atmosfera é essencial

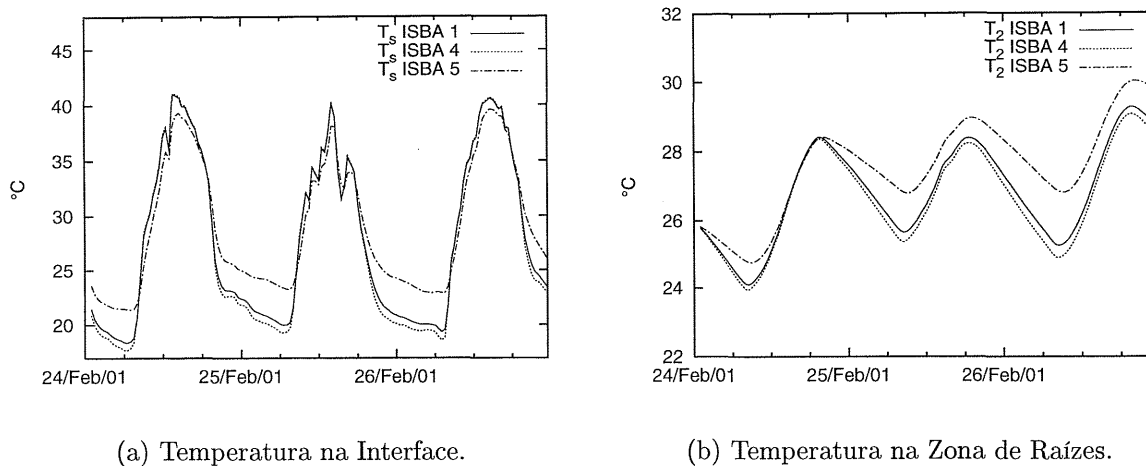


Figura 60: Temperaturas do solo do modelo para o parâmetro de condutividade térmica do solo.

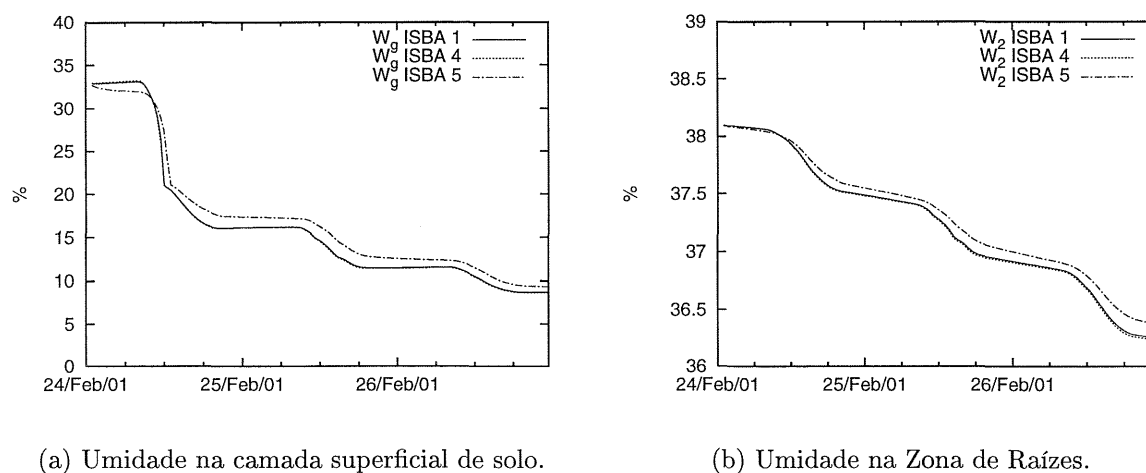


Figura 61: Umidades do solo do modelo para o parâmetro de condutividade térmica do solo.

o conhecimento das propriedades hídricas e térmicas solo. Também fica caracterizado acima que é necessário obter o máximo de informações possíveis a respeito do local onde se pretende implementar o modelo, pois ficou caracterizado que análises dos parâmetros levando em conta informações acerca do tipo do solo são de fundamental importância para a aplicação e correta calibração dos parâmetros do solo.

### 5.3.3 Resultados do modelo para os períodos de calibração

Foi aplicada a metodologia de calibração descrita acima para os períodos de dados escolhidos. Para o primeiro período de dados a calibração realizada indicou os seguintes parâmetros para o modelo:

- $z_0 = 0,01$
- $z_{0H} = 0,001$
- $veg = 0,90$
- $LAI = 0,02$
- $C_{Gsat} = 0,000007200$
- $d_r = 0,1$

Como este período representa a fazenda logo após a colheita da cultura de soja, o que se observa é uma intensa redução da evapotranspiração ocasionada pelo manejo do solo (sistema de plantio direto). O sistema de plantio direto apresenta maior taxa de infiltração de água da chuva e, devido a permanente cobertura do solo, reduz consideravelmente as perdas por evaporação, resultando em maior armazenamento e oferta de água para as plantas (HECKLER; SALTON, 2002). Não é razoável estimar a evapotranspiração supondo que o solo está nú, já que o solo apresenta-se coberto por palha residual da colheita, e esta palha cobre uma fração significativa do solo.

A solução para este caso foi considerar o solo coberto por uma vegetação com índice de área foliar extremamente baixo. O que de fato ocorre é que o solo realmente se apresenta coberto por uma vegetação, o que indica que o parâmetro  $veg$  deve ser maior que zero, e que esta vegetação está morta, ou seja, o índice da área foliar para a evapotranspiração deve ser nulo. No caso, considerou-se um valor numericamente próximo de zero para o LAI.

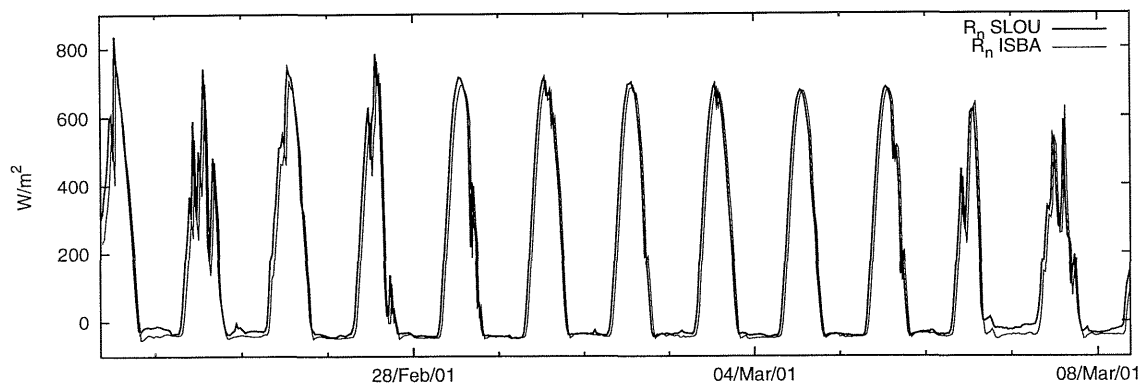


Figura 62: Resultado de radiação líquida do modelo calibrado para o primeiro período.

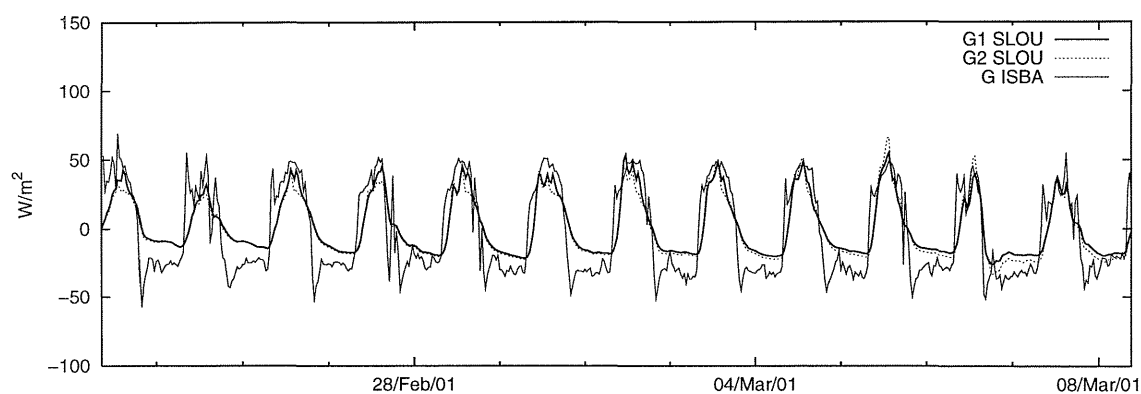


Figura 63: Resultado de fluxo de calor no solo do modelo calibrado para o primeiro período.

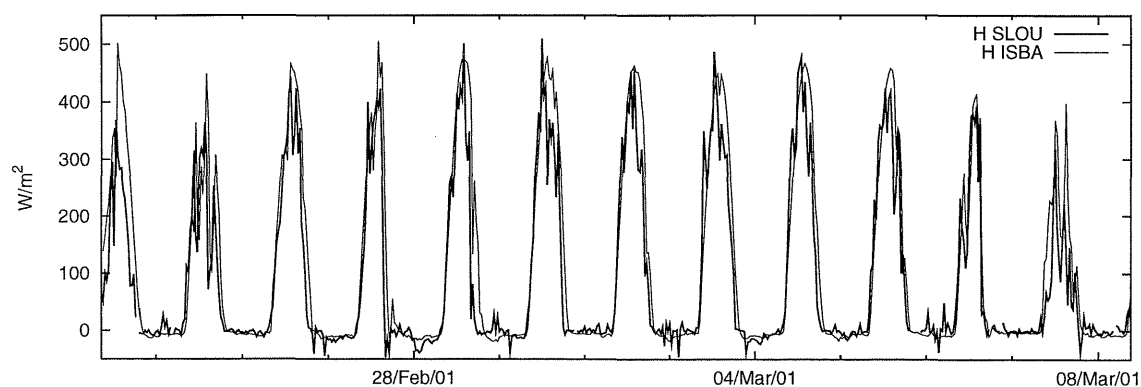


Figura 64: Resultado de fluxo de calor sensível do modelo calibrado para o primeiro período.

Para o segundo período de calibração foram obtidos os seguintes parâmetros para o modelo:

- $z_0 = 0,08$

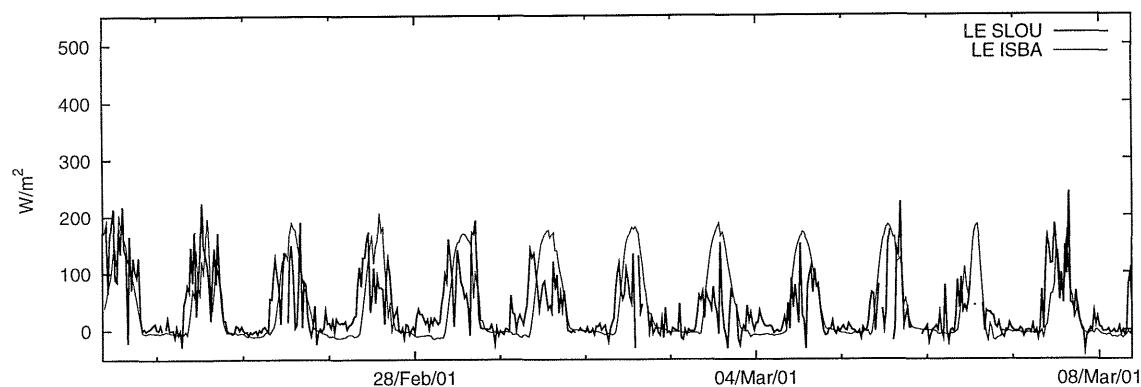


Figura 65: Resultado de fluxo de calor latente do modelo calibrado para o primeiro período.

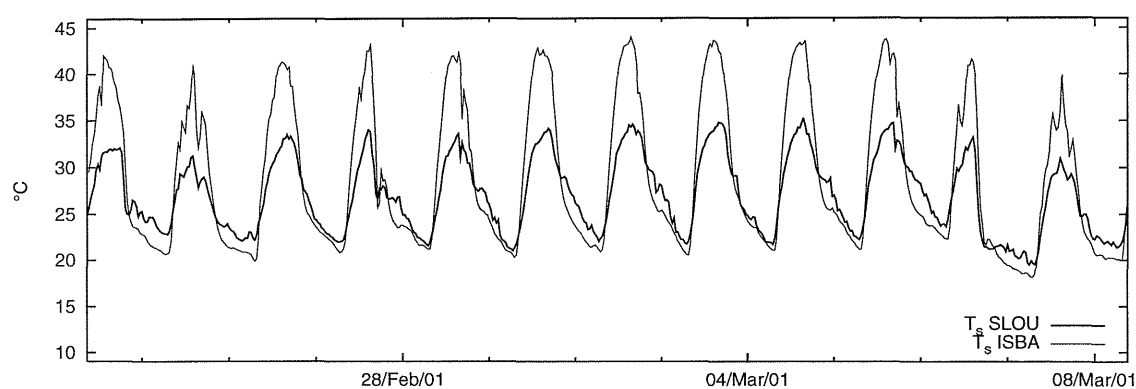


Figura 66: Resultado de temperatura na interface do modelo calibrado para o primeiro período.

- $z_{0H} = 0,008$
- $veg = 0,95$
- $LAI = 1,0$
- $C_{Gsat} = 0,000000450$
- $d_r = 2,0$

Este é um período característico antes da colheita do milho, uma fase de secamento, na qual o milho já está plenamente desenvolvido e suas folhas estão secando. Este período se caracteriza por baixos fluxos de vapor d'água porque as folhas de milho cobrem quase toda a superfície de solo, sendo que mesmo com alta radiação, as folhas exercem muita sombra.

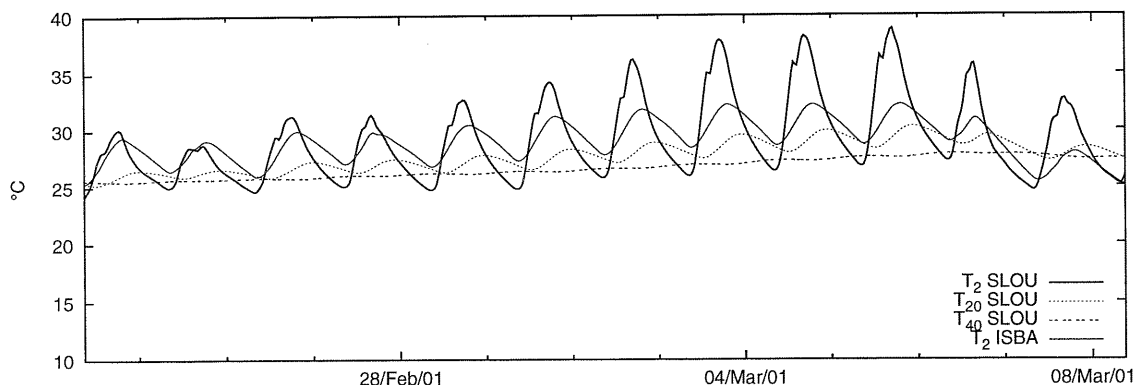


Figura 67: Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo calibrado para o primeiro período.

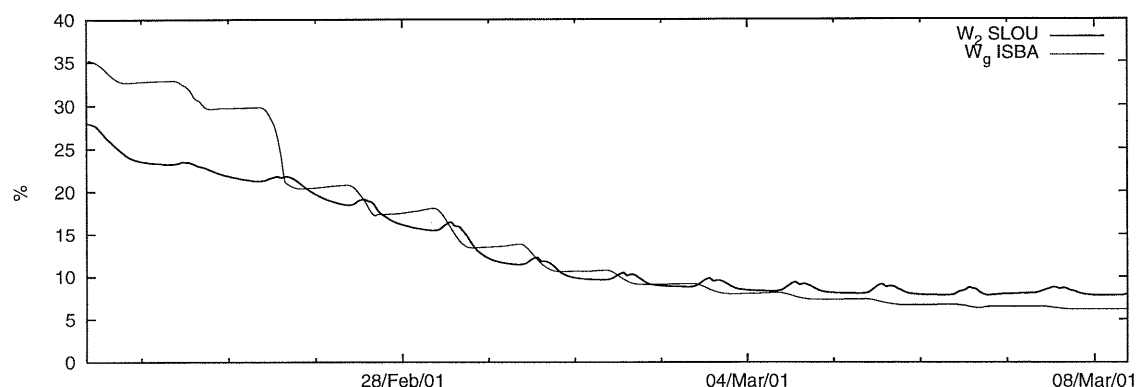


Figura 68: Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo calibrado para o primeiro período.

As folhas em fase de secamento também apresentam baixa atividade fotossintética, o que é representado pelo índice LAI e faz com que a evapotranspiração dos vegetais seja baixa. A cobertura de folhas secas também serve como uma estufa para a radiação incidente, que mesmo baixa causa fluxos no solo bastante elevados. Para esta representação calibrou-se o coeficiente térmico do solo aumentando a sua capacidade de condutividade térmica, visto que o solo tem propriedades térmicas que variam de acordo com o ambiente no qual está incluso.

As figuras 64, 65, 68 e 69 para o primeiro período de dados e 72, 73, 76 e 77 para o segundo período mostram que é possível fazer uso eficiente do modelo de interação superfície-atmosfera, tanto para a previsão dos fluxos superficiais quanto para a previsão das umidades do solo, desde que seja feita uma correta calibração dos parâmetros de solo

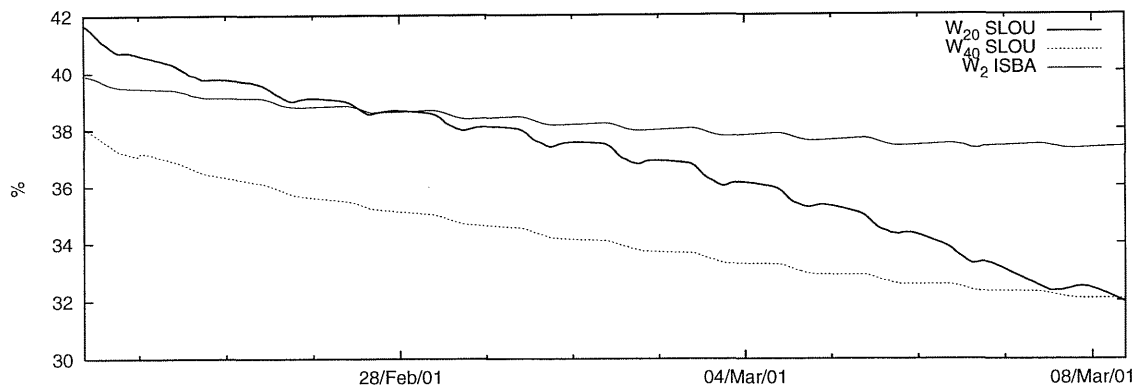


Figura 69: Resultado de umidade na zona de raízes do modelo calibrado para o primeiro período.

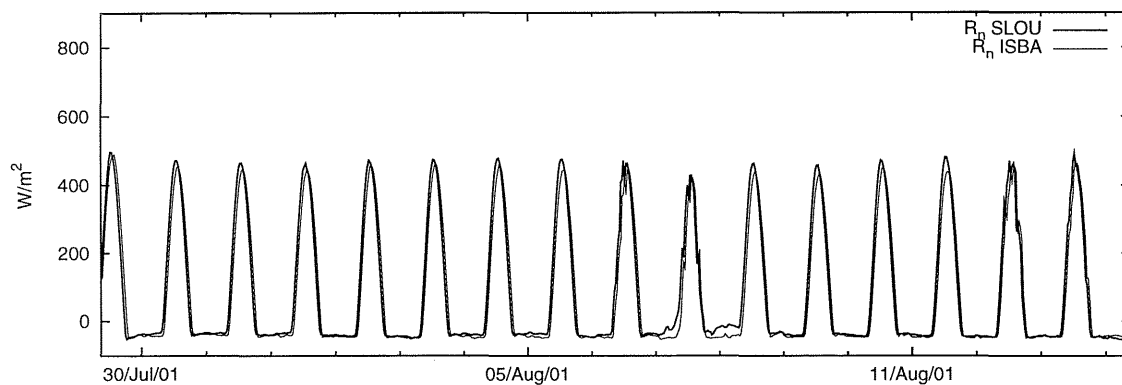


Figura 70: Resultado de radiação líquida do modelo calibrado para o segundo período.

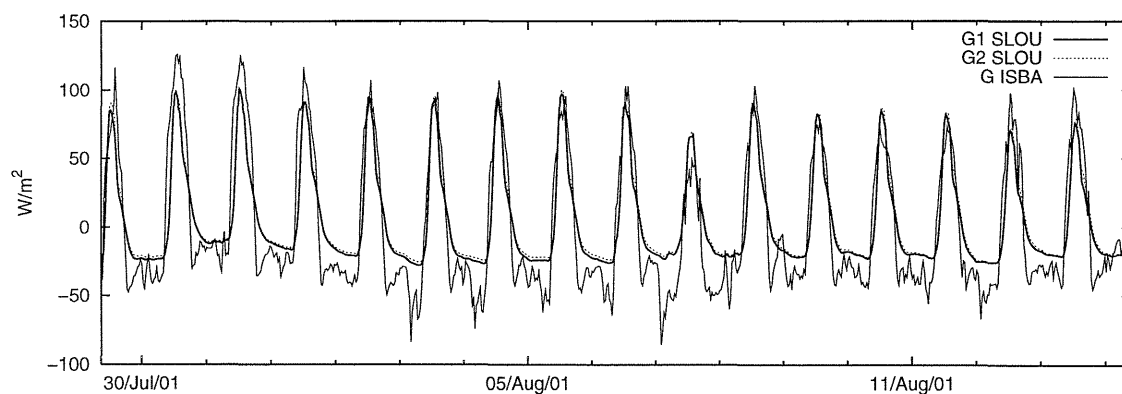


Figura 71: Resultado de fluxo de calor no solo do modelo calibrado para o segundo período.

e vegetação.

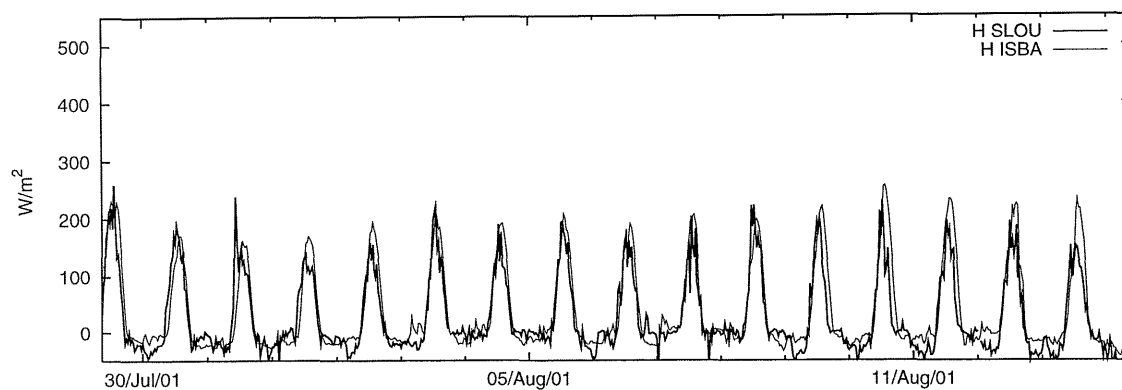


Figura 72: Resultado de fluxo de calor sensível do modelo calibrado para o segundo período.

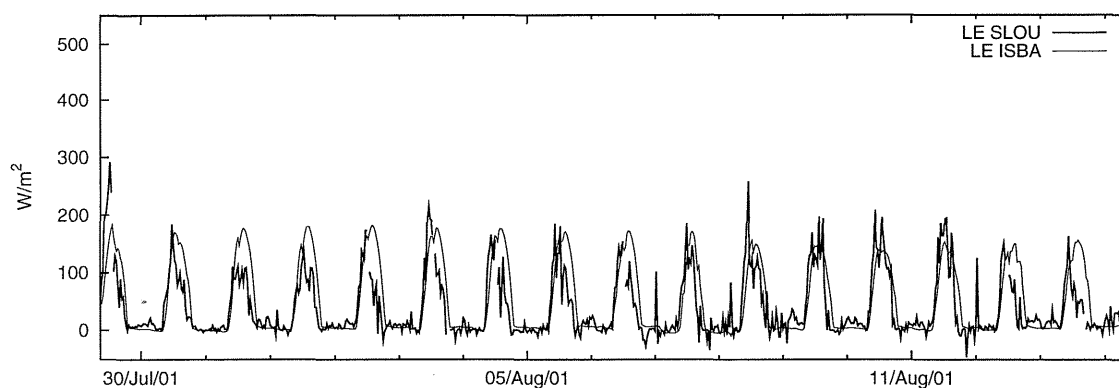


Figura 73: Resultado de fluxo de calor latente do modelo calibrado para o segundo período.

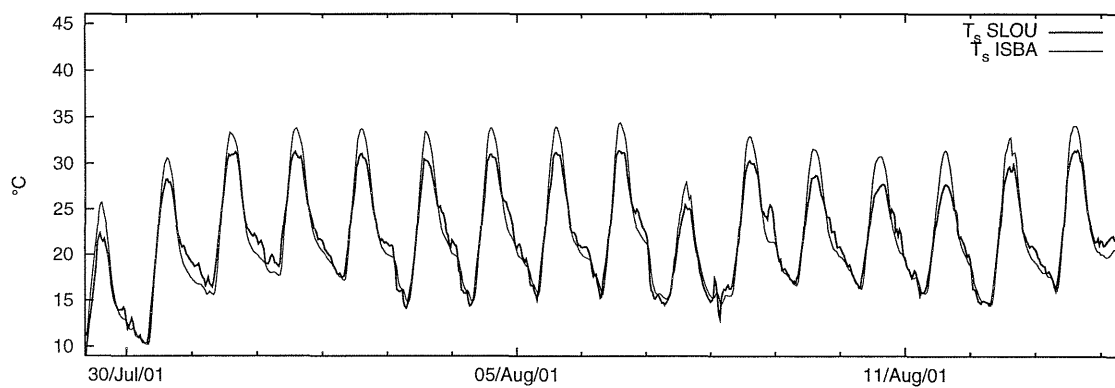


Figura 74: Resultado de temperatura na interface do modelo calibrado para o segundo período.

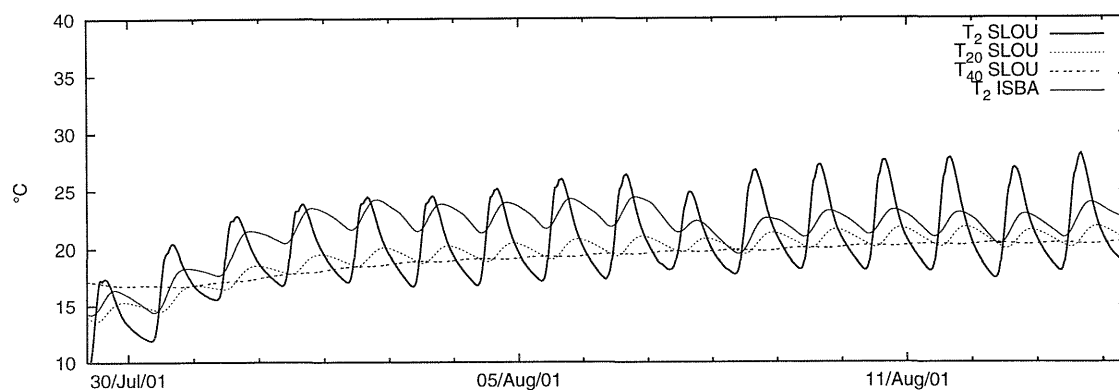


Figura 75: Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo calibrado para o segundo período.

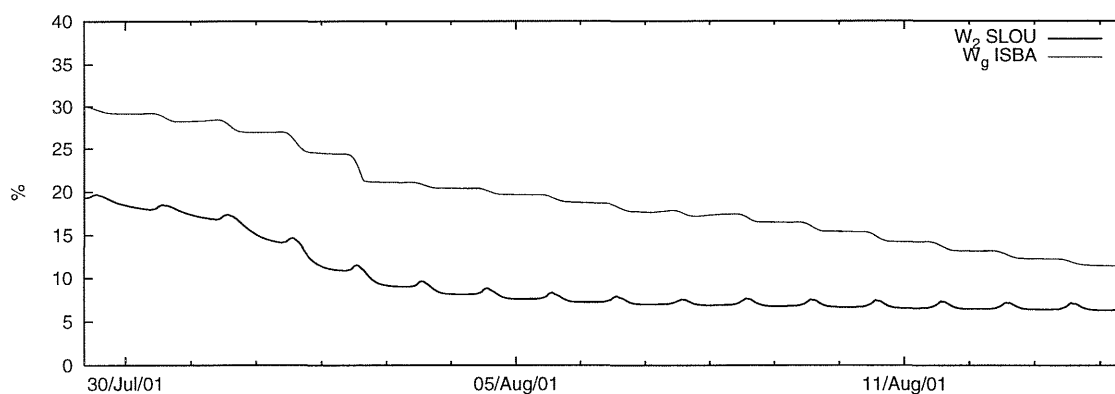


Figura 76: Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo calibrado para o segundo período.

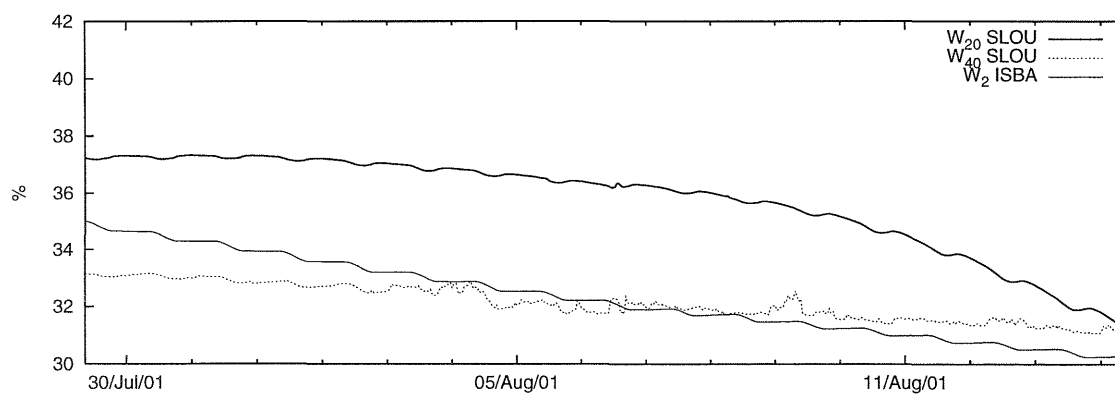


Figura 77: Resultado de umidade na zona de raízes do modelo calibrado para o segundo período.

## 5.4 Validação do modelo

Para a validação do modelo, a calibração da seção anterior foi usada para períodos de dados com características de solo e vegetação semelhantes aos dos períodos usados na calibração. Os resultados servem para validar o modelo e a calibração. Note nas figuras abaixo que o modelo representou satisfatoriamente os fluxos e umidades do solo.

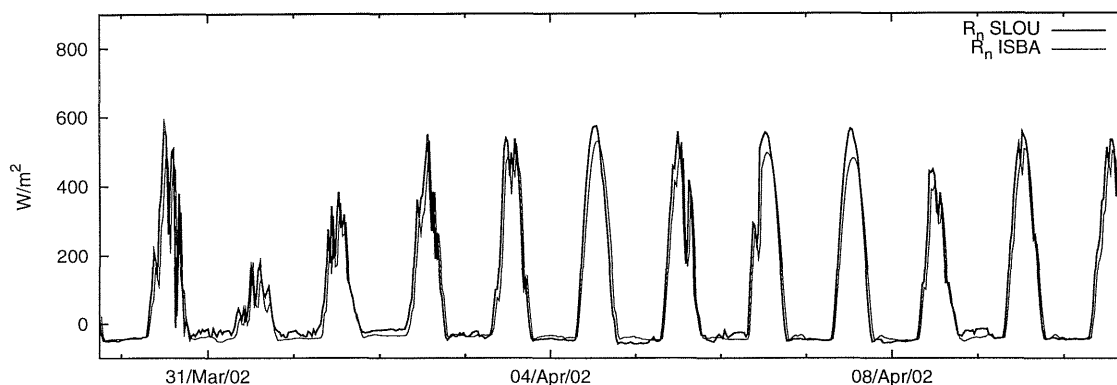


Figura 78: Resultado de radiação líquida do modelo validados para a calibração do primeiro período.

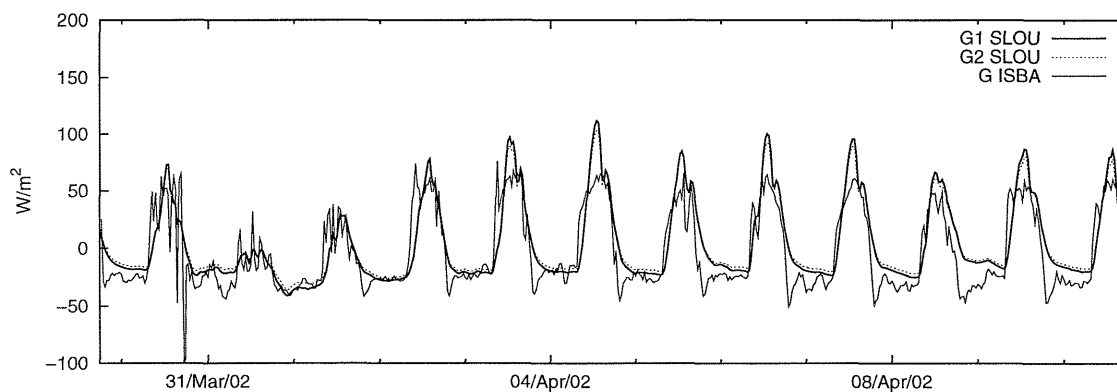


Figura 79: Resultado de fluxo de calor no solo do modelo validados para a calibração do primeiro período.

É possível mostrar através das figuras 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84 e 85 que o modelo para a calibração do primeiro período apresentou resultados muito satisfatórios, comprovando que a calibração utilizada está representando as características de solo e vegetação corretamente. Nas figuras 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92 e 93 a calibração para o segundo período se verifica eficiente para a representação dos processos de distribuição de água e calor no

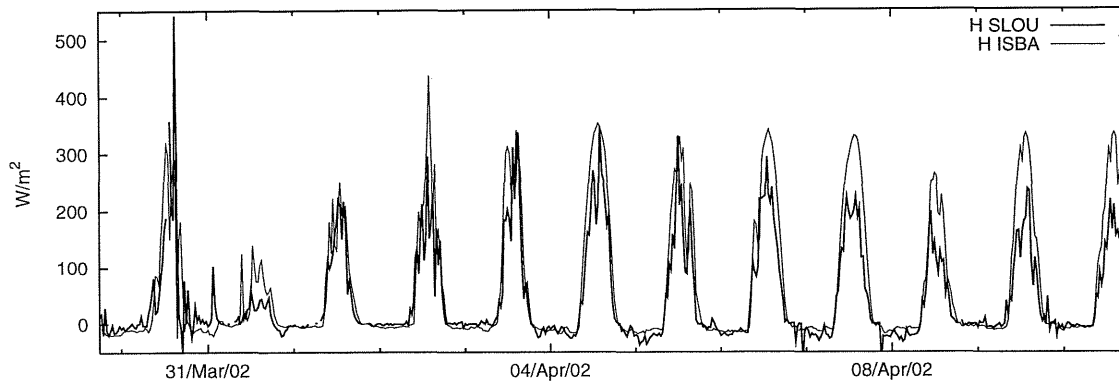


Figura 80: Resultado de fluxo de calor sensível do modelo validados para a calibração do primeiro período.

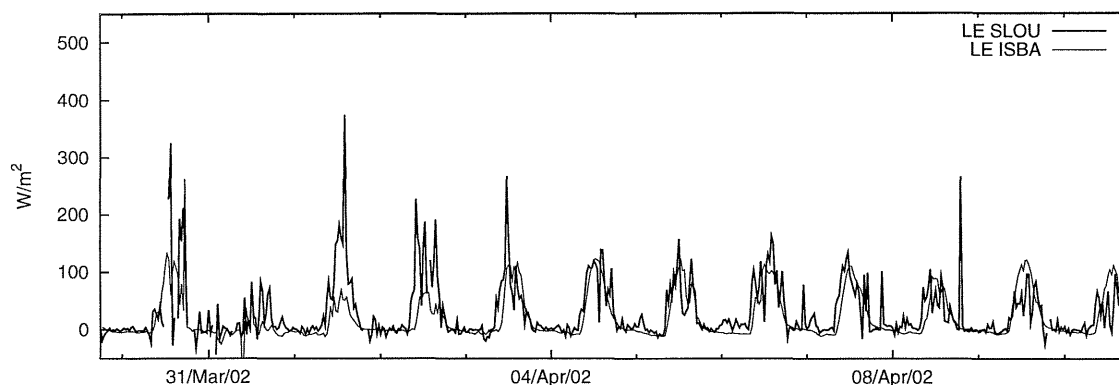


Figura 81: Resultado de fluxo de calor latente do modelo validados para a calibração do primeiro período.

solo, porém, não representa com tanta acurácia os fluxos de calor e vapor d'água. Uma das razões é o fato do período apresentar um regime de chuvas. Quando há nebulosidade o modelo de interação superfície-atmosfera não consegue representar bem o balanço de energia. Apesar dos resultados serem bons, o modelo ainda precisa ser melhor ajustado para períodos com nebulosidade.

Resultados para uma série mais longa de dados perdem a representatividade após alguns dias em função da sazonalidade dos parâmetros de vegetação. Exemplos de tais resultados podem ser encontrados no apêndice B.

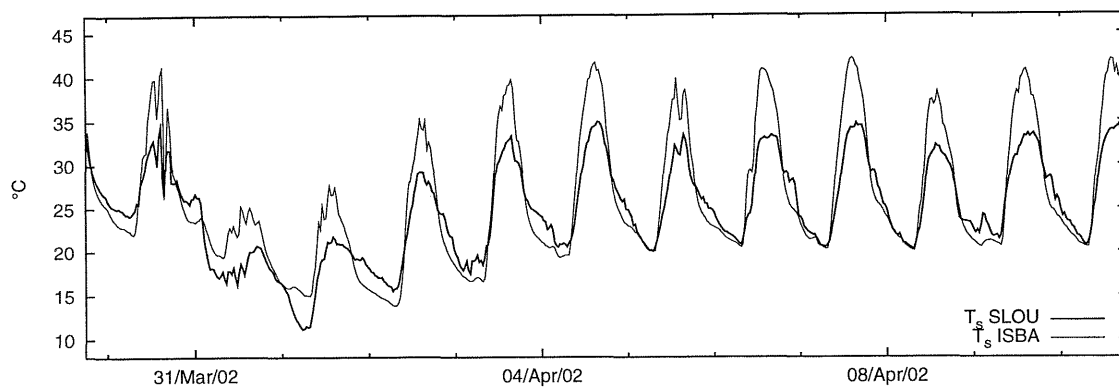


Figura 82: Resultado de temperatura na interface do modelo validados para a calibração do primeiro período.

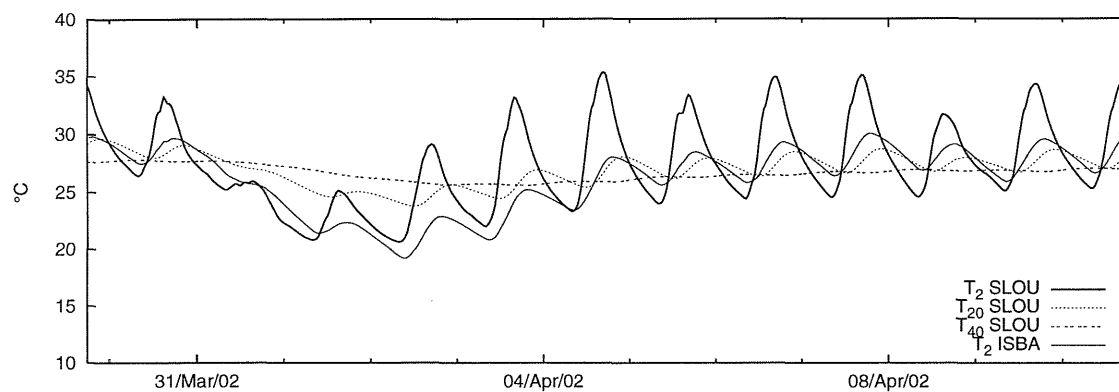


Figura 83: Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo validados para a calibração do primeiro período.

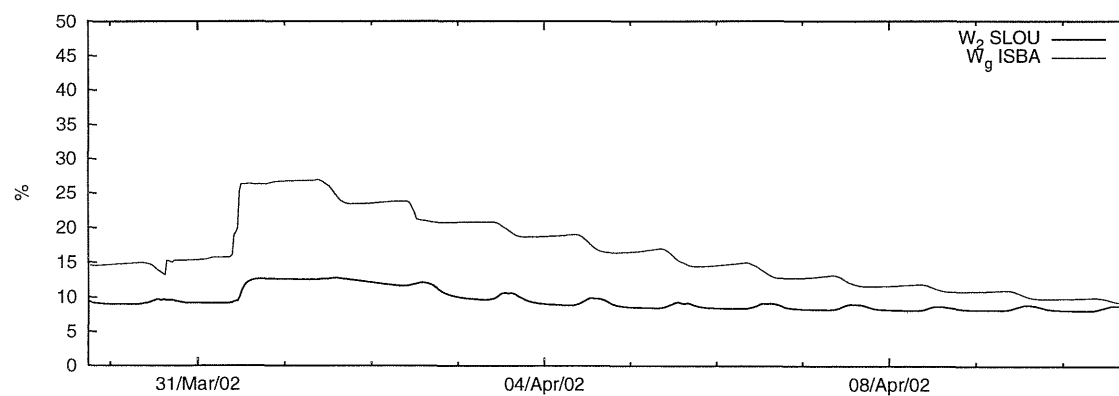


Figura 84: Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo validados para a calibração do primeiro período.

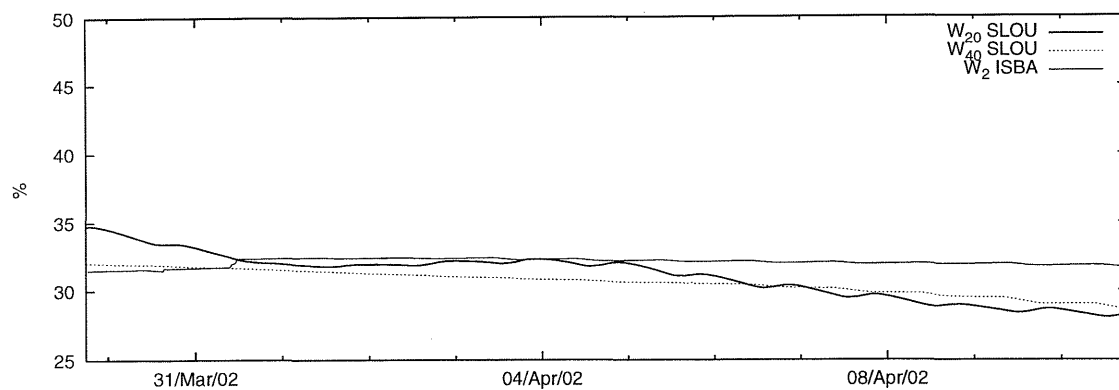


Figura 85: Resultado de umidade na zona de raízes do modelo validados para a calibração do primeiro período.

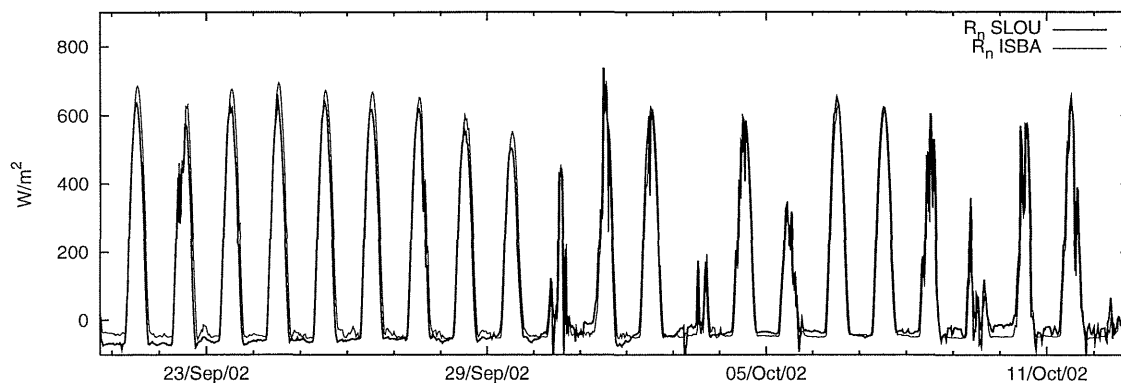


Figura 86: Resultado de radiação líquida do modelo validados para a calibração do segundo período.

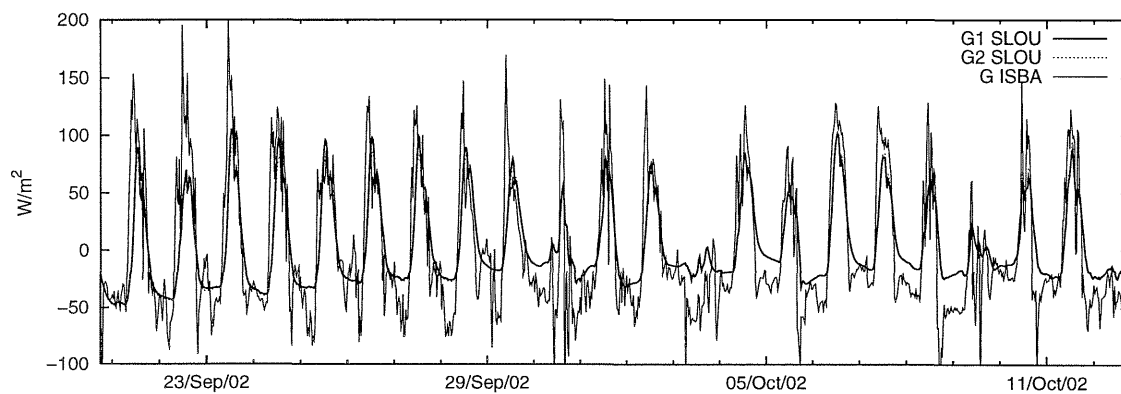


Figura 87: Resultado de fluxo de calor no solo do modelo validados para a calibração do segundo período.

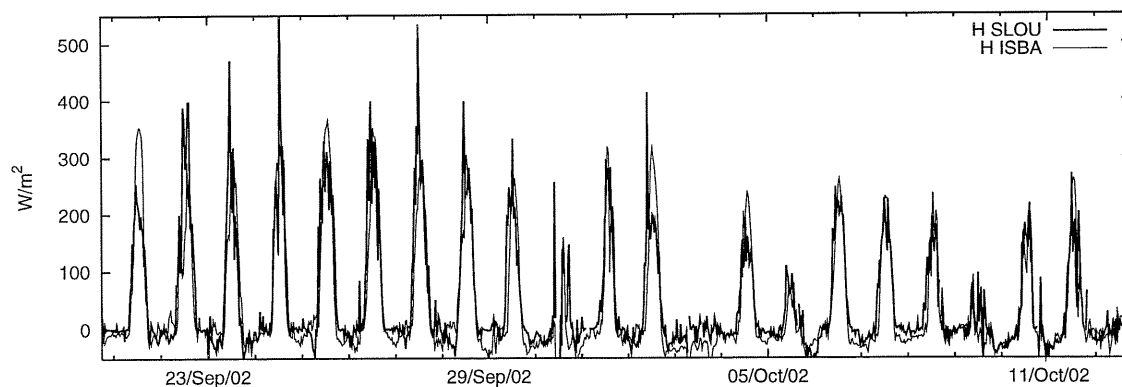


Figura 88: Resultado de fluxo de calor sensível do modelo validados para a calibração do segundo período.

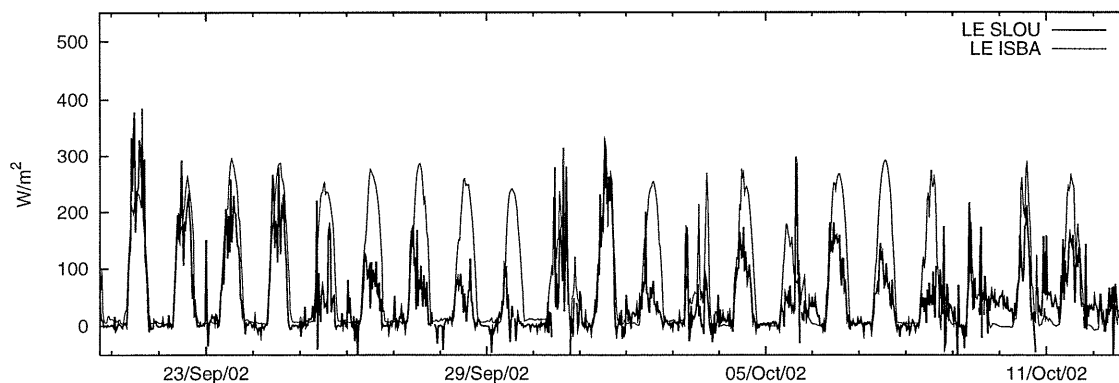


Figura 89: Resultado de fluxo de calor latente do modelo validados para a calibração do segundo período.

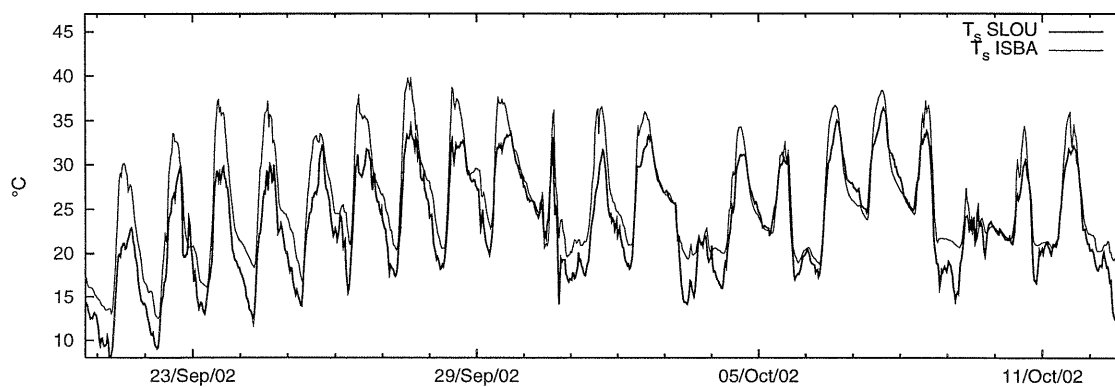


Figura 90: Resultado de temperatura na interface do modelo validados para a calibração do segundo período.

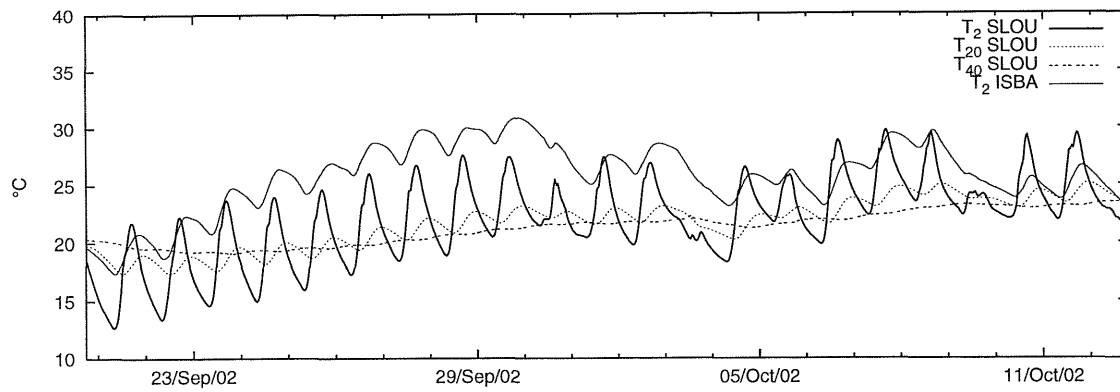


Figura 91: Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo validados para a calibração do segundo período.

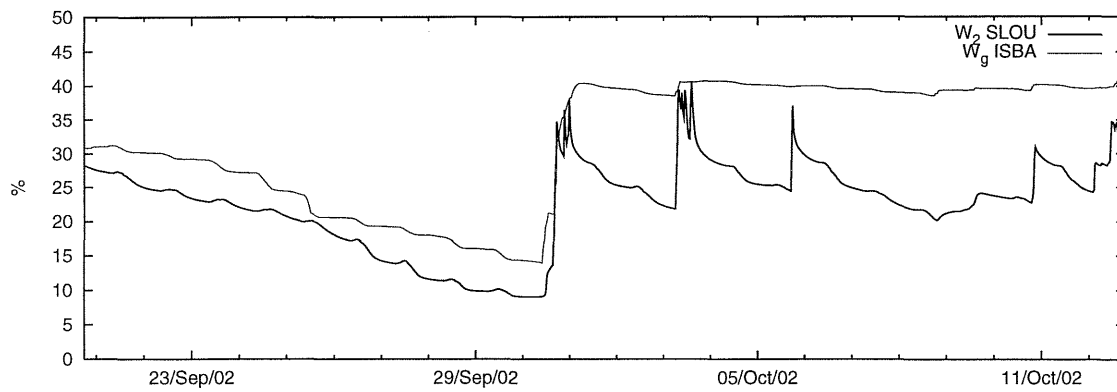


Figura 92: Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo validados para a calibração do segundo período.

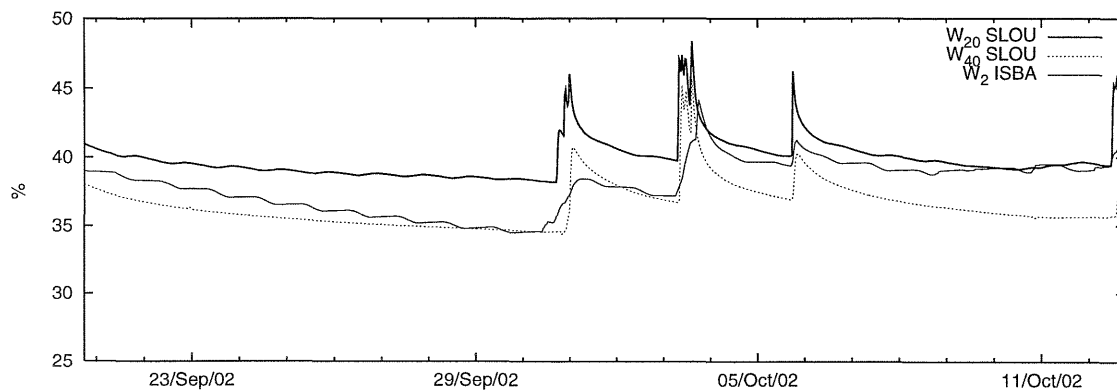


Figura 93: Resultado de umidade na zona de raízes do modelo validados para a calibração do segundo período.

## 5.5 Resultados do modelo para *now casting* de umidade do solo

Nesta seção serão apresentados exemplos dos resultados de *now casting* de umidade do solo no atual estágio de operação. *Now casting* é definido como a previsão a curto prazo para até no máximo 6 horas. Para este trabalho foram realizadas previsões para 1 hora, ou seja, para cada hora de dados de entrada do modelo foi realizada a previsão para hora seguinte. Os resultados são apresentados em horário local, o que representa uma diferença negativa de três horas com relação ao horário UTC. A ferramenta foi adaptada implementando-se os valores obtidos na tabela 14 para os parâmetros de solo. Os resultados obtidos são muito razoáveis tanto para *now casting* de umidade do solo como para a estimativa diária de evapotranspiração (VISSOTTO JR.; GOBBI, 2003) e é uma alternativa aos métodos tradicionais que simulam apenas valores médios diários.

A implementação do modelo para *now casting* de umidade do solo exige um processo de calibração mais severo do que o implementado para SLOU. Uma razão é que não se conhece, para cada estação, as propriedades físicas reais dos solos. Não é possível fazer tal análise apenas com uma base cartográfica. Seriam necessárias visitas em campo para cada uma das estações e, no mínimo, a análise de amostras deformadas de solo para verificar a veracidade das estimativas realizadas em base cartográfica.

Outro problema é que a estimativa de parâmetros de vegetação e principalmente a sua sazonalidade não obedecem a um padrão específico para todo o estado. Cada região do Paraná adota o sistema de manejo de solo e o plantio que melhor lhe convém na ocasião e esta decisão varia entre cada safra. A estimativa de parâmetros médios válidos para cada estação depende muito de um conhecimento histórico da região, o que deve ser aperfeiçoado com um trabalho conjunto para o monitoramento da região para cada estação num processo de adaptação progressiva.

Um outro obstáculo é a inicialização do modelo para cada estação telemétrica. É

necessário criar um processo de inicialização que leve em conta, por exemplo, a chuva acumulada nos últimos dias para a estimativa da umidade do solo. Como não se tem dados de solo medidos para as estações telemétricas do SIMEPAR, a análise do histórico de chuva deve ser realizada para a estação SLOU e as suas estimativas de correlação entre umidade e chuvas históricas devem ser estendidas para as estações telemétricas. No futuro devem ser realizadas campanhas de medição contínua de umidade do solo para outros pontos no estado do Paraná para melhorar os parâmetros de correlação para cada tipo de solo.

Por último, e talvez o mais complicado, é a escolha de parâmetros que sejam representativos de uma área ou região no entorno da torre da estação telemétrica, tanto para a vegetação quanto para o solo (REICHARDT, 1985). A análise de um ponto específico, como a estação SLOU, já não é mais válida para a implementação do modelo para a previsão para todo o Estado do Paraná. Neste caso, mesmo as previsões sendo pontuais para cada estação telemétrica, o objetivo é estender a informação processada para cada estação para uma área significativa em seu entorno, de forma que apenas com previsões pontuais para cada estação pode-se ter representatividade dos processos de fluxos superficiais e umidade do solo para todo o Paraná. Isto pode ser adquirido com um processo de avaliação e calibração continuada, o que exige um longo tempo de simulação e uma intensa análise da saída dos resultados de previsão.

As figuras 94 são um exemplo da saída do modelo para as umidades do solo superficial e na zona de raízes numa representação gráfica para o Estado do Paraná. As figuras 95 são a mesma representação gráfica para as variáveis de evapotranspiração e fluxo de calor. Os dados são interpolados espacialmente. Note que a figura 94(a) mostra um baixo índice para a umidade superficial em todo o Estado do Paraná. Este é um período no inverno caracterizado por uma forte seca no Estado. Esta seca não chegou a provocar alterações significativas na umidade do solo para a zona de raízes (figura 94(b)) mas provocou uma baixa taxa de evapotranspiração (figura 95(a)). Outra característica, esta provocada pela

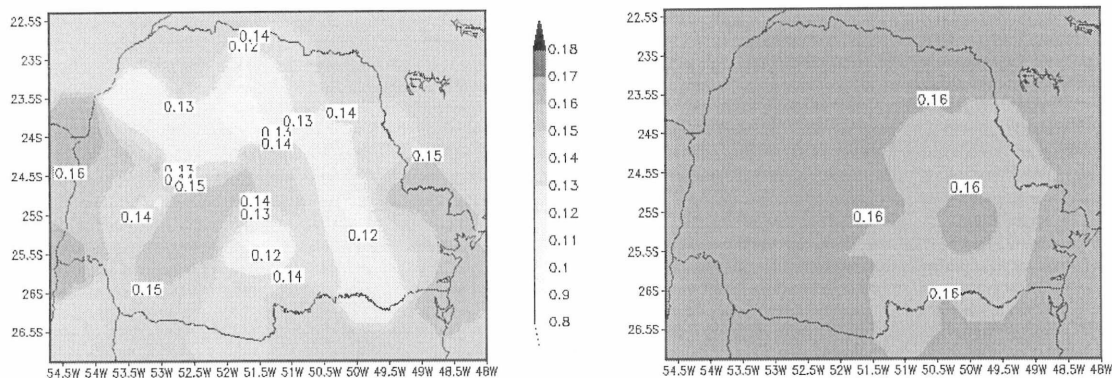
(a) Umidade Superficial ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )(b) Umidade na Zona de Raízes ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )

Figura 94: Umidades do solo para 19 de agosto de 2001 às 15 horas.

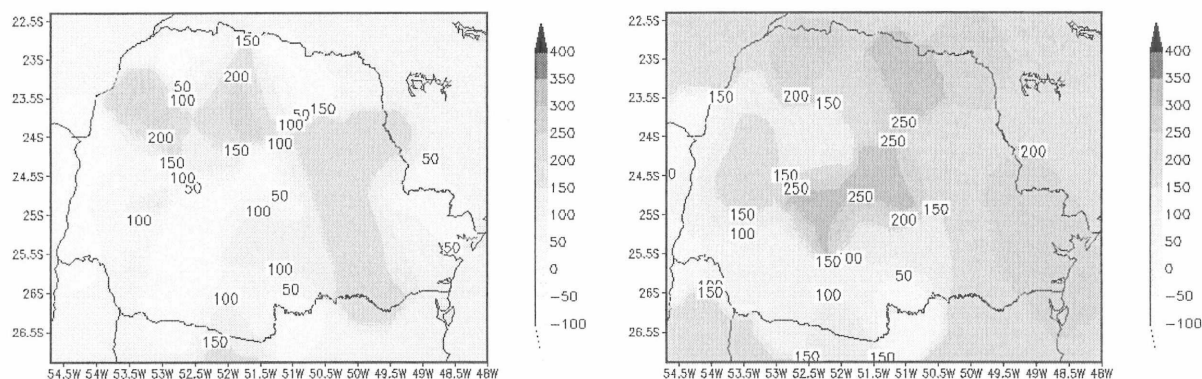
(a) Evapotranspiração ( $\text{W m}^{-2}$ )(b) Fluxo de calor ( $\text{W m}^{-2}$ )

Figura 95: Fluxos superficiais para 19 de agosto de 2001 às 15 horas.

ocorrência de nuvens no sudoeste Paranaense, é o baixo fluxo de calor sensível (figura 95(b)).

Resultados operacionais das saídas da ferramenta de *now casting* com a evolução para um dia completo estão apresentadas no apêndice C. Resultados operacionais experimentais são divulgados pela internet e podem ser acessados no endereço eletrônico do LEMMA (<http://www.lemma.ufpr.br>). Esta ferramenta operacional ainda está em fase de testes.

## 6 Conclusões e Recomendações

Foi verificado que mesmo com uma formulação relativamente simples e dados meteorológicos medidos em um único ponto (a estação), o SVAT se mostra de grande versatilidade, uma vez que não depende de muitos fatores atuando como forçantes do modelo. Obteve-se para a estação SLOU um modelo SVAT com um comportamento bem melhor que o modelo original ISBA.

Para a física dos solos, a nova abordagem baseada principalmente no trabalho de Van Genuchten (1980), e que, embora também seja uma abordagem empírica, difere um pouco da proposta inicialmente por Noilhan e Planton (1989), se mostrou muito mais eficiente em condições não saturadas, como já havia sido demonstrado em Prevedello (2002), e pode ser ajustada em conformidade com os parâmetros de solo determinados em laboratório, o que garante um comportamento mais verídico.

O modelo foi preparado para ser incorporado ao modelo de mesoescala ARPS, mantendo a estrutura do código, para uma futura implementação operacional. Resultados ainda estão sendo gerados e não se pode ter uma conclusão definitiva a respeito.

O modelo preparado para incorporar todas as estações telemétricas do SIMEPAR no Estado do Paraná, através de ajustes de vegetação e solo específicos para cada estação, tornou-se uma importante ferramenta operacional. O potencial agrícola do Estado do Paraná justifica este tipo de modelo como uma ferramenta estratégica para a tomada de decisões. Esta ferramenta de *now casting* para a umidade do solo disponibiliza para o agricultor as informações atualizadas das condições do solo, seja para o plantio, o manejo

ou a rega, auxiliando no desenvolvimento e planejamento das culturas agrícolas.

Foi possível mostrar que, com uma calibração adequada, com o conhecimento sobre a atividade de uso e manejo, e com a compreensão das propriedades hídricas e térmicas do solo, é possível representar com muita eficiência os fluxos superficiais, bem como a umidade do solo, ficando provado que o modelo de interação superfície-atmosfera é uma excelente ferramenta para as propostas para as quais foi criado.

Como atividades futuras, são apresentadas as seguintes sugestões:

- Realizar experimentos laboratoriais de curva de retenção para amostras de solo não deformadas;
- Um estudo detalhado sobre a sazonalidade das culturas nos vários ambientes produtores do Paraná, caracterizando-os em termos de parâmetros para o melhor desempenho do modelo de interação superfície-atmosfera para o estado do Paraná;
- A inserção do novo modelo de interação superfície-atmosfera ao modelo atmosférico de mesoescala ARPS e avaliação dos impactos na previsão de tempo;
- O estudo da variação das propriedades hídricas para camadas de solo distintas;
- A validação do modelo com dados medidos em mais de um local experimental ainda se faz necessária.
- O desenvolvimento de um esquema de inicialização de umidade e temperatura do solo para a ferramenta de *now casting*.

# Referências Bibliográficas

- ABRAMOWITZ, M.; STEGUN, I. *Handbook of Mathematical Functions*. [S.l.]: Washington: National Bureau of Standards; reprinted 1968 by Dover Publications, 1964. (Applied Mathematics Series, v. 55).
- ÁCS, F.; HANTEL, M. The land-surface flux model progsurf. *Global and Planetary Change*, v. 19, p. 19–34, 1998.
- ANADRANISTAKIS, M.; LIAKATAS, A.; KERKIDES, P.; RIZOS, S.; GAVANOSIS, J.; POULOVASSILIS, A. Crop water requirements model testes for crops grow in greece. *Agricultural and Water Management*, v. 45, p. 297–316, 2000.
- ATKINSON, B. W. *Mesoscale Atmospheric Circulations*. [S.l.]: Academic Press Inc., 1981.
- BEVEN, K.; KIRKBY, M. A physically based variable contribution area model of basin hydrology. *Hidrological Science Bulletin*, v. 24, p. 43–69, 1979.
- BHUMRALKAR, C. M. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in a atmospheric general circulation models. *Journal of Applied Meteorology*, v. 14, p. 67–100, 1975.
- BLACKADAR, A. K. Modeling the nocturnal boundary layer. In: *Third Simposiun on Atmospheric Turbulence, Difusion and Air Quality*. [S.l.]: American Meteorological Society, 1976. p. 46–49.
- BOONE, A.; CALVET, J.-C.; NOILHAN, J. Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, v. 38, p. 1611–1630, 1999.
- BRAUD, I.; NOILHAN, J.; BESSEMOULIN, P.; MASCART, P.; HAVERKAMP, R.; VAUCLIN, M. Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions: observation and parameterization. *Boundary Layer Meteorology*, v. 66, p. 173–200, 1993.
- BRUTSAERT, W. *Evaporation into the atmosphere*. Dordrecht: D. Reidel, 1982.
- BUSINGER, J. A.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, Y.; BRADLEY, E. F. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 28, p. 181–189, 1971.
- CALVET, J. C.; NOILHAN, J.; ROUJEAN, J. L.; BESSEMOULIN, P.; CABELGUENNE, M.; OLIOSO, A.; WIGNERON, J. P. An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 92, p. 73–95, 1998.

- CAMPBELL, G. S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, p. 311–314, 1974.
- CANCELLI, D. M. Implementação de um esquema distribuído de transferência solo-vegetação-atmosfera. Comunicação Pessoal. 2003.
- CANDIDO, L. A. *Impactos da condição inicial de água no solo na previsão de verão da América do Sul*. Tese (Doutorado) — INPE, São José dos Campos, 2002.
- CLAPP, R. B.; HORNBERGER, G. M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, v. 14, n. 4, p. 601–604, 1978.
- COSBY, B. J.; HORNBERGER, G. M.; CLAPP, R. B.; GINN, T. R. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, v. 20, n. 6, p. 682–690, 1984.
- CULF, A.; ESTEVES, J.; FILHO, A. de O. M.; ROCHA, H. da. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in amazonia. In: *Amazonian deforestation and climate*. Chichester: Wiley, 1996. p. 175–191.
- DEARDORFF, J. W. A parameterization of ground surface soil moisture content for use in atmospheric prediction models. *Journal of Applied Meteorology*, v. 16, p. 1182–1185, 1977.
- DEARDORFF, J. W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 1978.
- DIAS, N. L. *The structure of temperature and humidity turbulent fluctuations in the stable surface layer*. Tese (Doutorado) — Cornell University, Ithaca, NY, 1994.
- DIAS, N. L. *Perfis médios e teoria de similaridade de Monin-Obukhov na camada-limite atmosférica*. Curitiba, PR, 1996.
- DIAS, N. L.; ARAÚJO, A. M. de; CARAMORI, P. H.; PRATES, J. E. *Relatório I do Projeto Mesolit: Revisão bibliográfica, base de dados, climatologia e pontos de medição*. Curitiba, Brasil, outubro 1997.
- DIAS, N. L.; GOBBI, M. F.; PISNITCHENKO, I. A.; VISSOTTO JR., D.; CHAMECKI, M. *Projeto Mesopar: Implementação e operacionalização do modelo de mesoescala ARPS*. [S.l.], 2001.
- DIAS, N. L.; KAN, A.; GRODZKI, L.; SANCHEZ, S. D.; VISSOTTO JR., D. O método de covariâncias turbulentas atenuadas (MCTA) para medição dos fluxos de calor sensível e latente: aplicação ao lago de Itaipu e seu redor. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 7, n. 1, p. 143–160, 2002.
- DIAS, N. L.; OKAWA, C. M. P.; GRODZKI, L.; ARAÚJO, A. A. M.; KAN, A.; NAZARENO, P.; ROCHA, L. S.; SANCHEZ, S. Os experimentos intensivos de campo dos estudos de mesoescala para o lago de Itaipu (Exinc/Mesolit). In: *X Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. CDROM.

- DIAS, N. L.; OKAWA, C. M. P.; GRODZKI, L.; KAN, A.; ARAÚJO, A. A. M.; NAZARENO, P.; ROCHA, L. S.; SANCHEZ, S. D. *Relatório II do projeto mesolit: instalação de estações meteorológicas e resultados das medições micrometeorológicas*. Curitiba, PR, Brasil, janeiro 1998.
- DIAS, N. L.; OKAWA, C. M. P.; GRODZKI, L.; PREVEDELLO, C. L. Medição contínua da interface superfície-atmosfera. I: Experimento micrometeorológico. In: *XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Belo Horizonte, MG: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1999. CDROM.
- DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J.; WILSON, M. F. *Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model*. NCAR, USA, 1986.
- DYER, A. J. A review of flux-profile relationships. *Boundary Layer Meteorology*, v. 7, p. 363–372, 1979.
- EMBRAPA. *Levantamento do reconhecimento dos solos do Estado do Paraná*. [S.l.]: EMBRAPA, 1984.
- GAO, Q.; YANG, X.; YUN, R.; LI, C. Mage, a dynamic model of alkaline grassland ecosystems with variable soil characteristics. *Ecological Modeling*, v. 93, p. 19–32, 1996.
- GARRATT, J. R. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge: Cambridge University Press, 1994.
- GASH, J.; NOBRE, C.; ROBERTS, J.; VICTORIA, R. An overview of ABRACOS. In: *Amazonian deforestation and climate*. Chichester: Wiley, 1996. p. 1–14.
- GEAR, C. W. *Numerical Initial Value Problems in Ordinary Differential Equations*. [S.l.]: Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall, 1971.
- GIORDANI, H.; NOILHAN, J.; LACARRÈRE, P.; BESSEMOULIN, P.; MASCART, P. Modelling the surface process and the atmospheric boundary layer for semi-arid conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 80, p. 263–267, 1996.
- GOBBI, M. F.; CHAMECKI, M.; VISSOTTO JR., D.; PISNITCHENKO, I. A.; DIAS, N. L. Implementação de um modelo de mesoescala para a região sul do Brasil. In: *XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Foz do Iguaçu: [s.n.], 2002.
- GOBBI, M. F.; DIAS, N. L.; ARAÚJO, A. A. Aplicação de um esquema de transferência solo-vegetação-atmosfera do modelo ARPS com dados medidos sobre uma cultura de soja em Santa Therezinha do Itaipu-PR. In: *X Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. CDROM.
- GRÜNHAGE, L.; HAENEL, H.-D. PLATIN (plant-atmosphere interaction) I: A model of plant-atmosphere interaction for estimating absorbed doses of gaseous air pollutants. *Environmental Pollution*, v. 98, n. 1, p. 37–50, 1997.
- HABETS, F.; NOILHAN, J.; GOLAZ, C.; GOUTORBE, J. P.; LACARRÈRE, P.; LEBLOIS, E.; LEDOUX, E.; MARTIN, E.; OTTLÉ, C.; VIDAL-MADJAR, D. The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the hapex-mobilhy area. Part I: Model and database. *Journal of Hydrology*, v. 217, p. 75–96, 1999.

HABETS, F.; SAULNIER, G. M. Subgrid runoff parameterization. *Physics and Chemistry on Earth (B)*, v. 26, n. 5-6, p. 455–459, 2001.

HECKLER, J. C.; SALTON, J. C. Palha: Fundamento do plantio direto. In: *Coleção Sistema PLantio Direto*. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2002. p. 26.

HENDERSON-SELLERS, A.; YANG, Z.-L.; DICKINSON, R. The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, n. 74, p. 1335–1349, 1993.

IRANNEJAD, P.; SHAO, Y. Description and validation of the atmosphere-land-surface scheme (ALSIS) with HAPEX and Cabauw data. *Global and Planetary Change*, v. 19, p. 87–114, 1998.

JACKSON, R. D. Diurnal changes in soil water content during drying. In: *Field Soil Water Regime*. Madison, Wisley: Soil Science Society of America, 1973. p. 37–55.

KADER, B. A.; YAGLOM, A. M. Mean fields and fluctuation moments in unstably stratified turbulent boundary layers. *Journal of Fluid Mechanics*, v. 212, p. 637–662, 1990.

KALMA, J. D.; CALDER, I. R. *Land surface processes in land-scale hydrology*. Geneve, 1994.

KIDWELL, K. B. *Global Vegetation Index User's Guide*. USDOC/NOAA, Washington, 1990.

KONDO, J.; SAISUGA, N.; SATO, T. A parameterization of evaporation from bare soil surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, v. 29, p. 385–389, 1990.

KOSTER, R.; MILLY, P. The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *Journal of Climate*, p. 1578–1591, 1997.

LEE, T. J.; PIELKE, R. A. Estimating the soil surface specific humidity. *Journal of Applied Meteorology*, v. 31, p. 480–484, 1992. Notes and correspondence.

LOUIS, J. F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, v. 17, p. 187–202, 1979.

MAHFOUF, J. F.; NOILHAN, J. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *Journal of Applied Meteorology*, v. 30, p. 1354–1365, 1991.

MAHFOUF, J.-F.; NOILHAN, J. Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 1996.

MANZI, A. O.; PLANTON, S. Implementation of the isba parameterization scheme for land surface process in a GCM - an annual cycle experiment. *Journal of Hydrology*, v. 155, p. 353–387, 1994.

- MASCART, P.; NOILHAN, J.; GIORDANI, H. A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Boundary Layer Meteorology*, v. 72, p. 331–344, 1995.
- MIHAILOVIĆ, D.; LALIĆ, B.; ARSENIĆ, I.; EITZINGER, J.; DUŠANIĆ, N. Simulation of air temperature inside the canopy by the LAPS surface scheme. *Ecological Modelling*, n. 147, p. 199–207, 2002.
- MIHAILOVIĆ, D. T. Descriptions of a land-air parameterization scheme (laps). *Global and Planetary Change*, v. 13, p. 207–215, 1996.
- MONTEITH, J. L. *Principles of environmental physics*. London: Edward Arnold, 1973.
- MUALÉN, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, v. 12, p. 513–522, 1976.
- NIYOGI, D. S.; RAMAN, S. Comparison of four different stomatal resistance schemes using FIFE observations. *Journal of Applied Meteorology*, v. 36, p. 903–917, 1997.
- NOBRE, C.; FISCH, G.; ROCHA, H. da; LYRA, R. da F.; ROCHA, E. da; COSTA, A. da; UBARANA, V. Observations of the atmospheric boundary layer in rondonia. In: *Amazonian deforestation and climate*. Chichester: Wiley, 1996. p. 175–191.
- NOILHAN, J.; MAHFOUF, J.-F. The isba land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 1996.
- NOILHAN, J.; PLANTON, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 1989.
- OBUKHOV, A. M. Turbulence in an atmosphere with non-uniform temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 2, p. 7–29, 1971, 1946.
- OKAWA, C. M. P. *Medição contínua do fluxo de calor sensível para a atmosfera*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, Brasil, 1998.
- OKAWA, C. M. P.; DIAS, N. L. Medição do fluxo de calor sensível com anemômetro sônico e de hélice. In: *X Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Brasília, MG, Brasil: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. CDROM.
- OKAWA, C. M. P.; DIAS, N. L.; GRODZKI, L.; PREVEDELLO, C. L. Resultados de um experimento micrometeorológico em uma cultura de soja. In: *XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Belo Horizonte, MG, Brasil: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1999. CDROM.
- OKAWA, C. M. P.; NAZARENO, P.; DIAS, N. L.; KAN, A. Medições de fluxos de energia e grandezas médias no lago de Itaipu-PR e Paraguai. In: *X Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Brasília, MG, Brasil: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. CDROM.
- OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The amazon river breeze and the local boundary layer: I. Observations. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 63, p. 141–162, 1994.

- OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The amazon river breeze and the local boundary layer: II. linear analysis and modelling. *Boundary Layer Meteorology*, v. 67, p. 75–96, 1994.
- OLSON, J. S.; WATTS, J. A.; ALLISON, L. J. *Major World ecosystem complexes ranked by carbon in live vegetation: a database*. Oak Ridge, Tennessee, 1985.
- ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 56, 1975.
- PIELKE, R. A. *Mesoscale meteorological modeling*. [S.l.]: Academic Press, 1984.
- PIELKE, R. A. A comprehensive meteorological modeling system - rams. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 49, p. 69–91, 1992.
- PRATES, J. E. Circulações termicamente forçadas em áreas cultivadas. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 5, n. 1, p. 31–41, 1997.
- PREVEDELLO, C. L. *Física dos Solos com problemas resolvidos*. [S.l.]: Salesward-Discovery, 1996.
- PREVEDELLO, C. L. Novo método para estimativa da umidade do solo na condição de capacidade de campo. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 4, n. 3, p. 23–28, 1999.
- PREVEDELLO, C. L. Adequação paramétrica dos modelos de transferência de Noilhan & Planton em ambientes tropicais. Comunicação Pessoal. 2002.
- PREVEDELLO, C. L. Experimentos de solo para santa therezinha do itaipu e calibração dos tdr's. Comunicação Pessoal. 2003.
- PREVEDELLO, C. L.; LOYOLA, J. M. T. Modelo para estimar as propriedades hidráulicas de meios porosos a partir da curva granulométrica. In: *Anais do XII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica*. São Paulo: Associação Brasileira de Mecânica dos Solos, 2002. v. 1, p. 451–456.
- REICHARDT, K. *Processos de Transferência no Sistema Solo-Planta-Atmosfera*. 4ª. ed. Campinas: Fundação Cargil, 1985.
- SALERMO, R.; GIANOTTI, G. A model for the evolution in rural areas of the temperature profile in the boundary layer and a comparison with measured data. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 73, p. 255–278, 1995.
- SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A simple biophere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 43, n. 6, p. 505–531, 1986.
- SILVA DIAS, M. A. F.; MACHADO, A. J. The role of local circulations in summertime convective development and nocturnal fog in são paulo, brazil. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 82, p. 135–157, 1997.
- STIEGLITZ, M.; RIND, D.; FAMIGLIETTI, J.; ROSENZWEIG, C. An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. *Journal of Climate*, v. 10, p. 118–137, 1997.

- STULL, R. B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer, 1988.
- STULL, R. B. A convective transport theory for surface fluxes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 51, n. 1, p. 3–22, 1994.
- TODINI, E. The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, v. 175, p. 339–382, 1996.
- VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society American Journal*, p. 892–898, 1980.
- VISSOTTO JR., D.; GOBBI, M. F. Um modelo de interação superfície-atmosfera para a estimativa de evapotranspiração sobre uma cultura de soja no Estado do Paraná. In: *XIII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*. Santa Maria, RS: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 2003.
- WILSON, M. F.; HENDERSON-SELLERS, A. A global archive of land cover and soil data for use in general circulation climate models. *Journal of Climatology*, n. 5, p. 119–143, 1985.
- WOOD, E.; LETTENMAIER, D.; ZARTARIAN, V. A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 2717–2728, 1997.
- XUE, M.; DROEGEMEIER, K. K.; WONG, V.; SHAPIRO, A.; BREWSTER, K. *Advanced Regional Prediction System - ARPS version 4.0 User's Guide*. University of Oklahoma, 1995.
- XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER, J. L.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. *Journal of Climate*, v. 4, p. 345–364, 1991.
- YANG, Z.-L.; DICKINSON, R. E. Descriptions of the biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) for the soil moisture workshop and evaluation of its performance. *Global and Planetary Change*, v. 13, p. 117–134, 1996.
- YING, R.; CANUTO, V. M.; YPMA, R. M. Numerical simulation of flow data over two-dimensional hills. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 70, p. 401–427, 1994.

## APÊNDICE A – Implementação Numérica do Sistema de Equações

Os Problemas de equações diferenciais ordinárias, denominados problemas de EDO, que envolvem equações de primeira ordem do tipo:

$$\frac{\partial y}{\partial x} = f(x, y), \quad (\text{A.1})$$

podem ser resolvidos discretizando o domínio de integração segundo o método de Euler, tal que:

$$\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{y_{n+1} - y_n}{h}. \quad (\text{A.2})$$

Para a solução numérica de equações diferenciais ordinárias em problemas de valor inicial existem três grades métodos:

1. Métodos de Runge-Kutta
2. Método da extrapolação de Richardson
3. Métodos preditor-corretor

O primeiro método propaga a solução sobre um intervalo combinando a informação de diversas etapas no estilo Euler (cada um envolvendo o recalcule do lado direito da equação), e então utilizando as informações obtidas para expandir uma série de Taylor até uma determinada ordem superior.

O segundo método usa a idéia de extrapolação de um resultado computado ao valor que seria obtido se o passo utilizado fosse muito menor do que realmente ele representa.

Em suma, a extrapolação para um passo zero é o objetivo desejado. O primeiro integrador prático de EDO que executou esta idéia foi elaborado por Bulirsch e por Stoer, sendo assim, os métodos de extrapolação são também chamados de métodos de Bulirsch-Stoer.

O terceiro método armazena a solução ao longo do caminho, e utiliza estes resultados para extrapolar a solução para um passo adiante, corrigindo então a extrapolação utilizando as informações dos derivantes para o novo ponto. Este é o melhor método para funções bastante suaves.

Os métodos podem ser organizados para a verificação de inconsistência interna de cálculo. Isto admite que os erros numéricos inevitavelmente introduzidos na solução possam ser controlados de forma automática apenas mudando o passo fundamental até se chegar num limite favorável.

Em geral, os métodos podem ser utilizados para a solução de qualquer problema de “valor inicial”, cada qual com os seus benefícios e prejuízos. Neste trabalho foi utilizado o método de Runge-Kutta, descrito a seguir.

## A.1 Método de Runge-Kutta

O método Runge-Kutta pode ser utilizado quando não se conhece bem o problema, tem-se um problema intransigente em que o método Bulirsch-Stoer falha ou tem-se um problema trivial em que a eficiência computacional não é de interesse. Este método sempre funciona, mas não é usualmente rápido, exceto quando o cálculo da função  $f(y, x)$  é barata e a acurácia exigida é moderada ( $\lesssim 10^{-5}$ ).

Considerando a fórmula para o método de euler reescrita:

$$y_{n+1} = y_n + hf(x_n, y_n), \quad (\text{A.3})$$

que integra de  $y_n$  para  $y_{n+1} \equiv y_n + h$ . Está é uma fórmula assimétrica: ela avança uma solução sobre um intervalo  $h$  mas só utiliza a informação da derivada no começo de cada

intervalo (figura 96). Neste simples (e de baixa acurácia) método para integrar uma EDO, a derivada do ponto inicial em cada intervalo é extrapolada para achar o valor do próximo ponto da função. O método possui uma acurácia de primeira ordem. Isto significa que o erro para cada passo é somente uma potência de  $h$  menor que a correção, ou seja, erros da ordem  $O(h^2)$  são somados à equação (A.3).

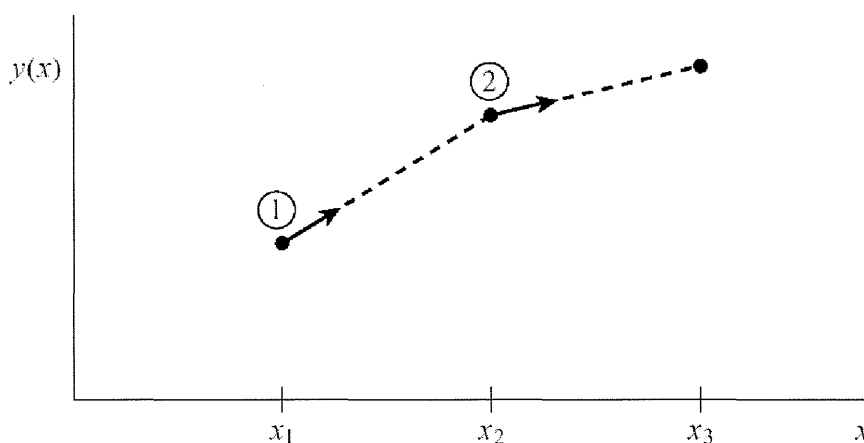


Figura 96: Método de Euler

Existem algumas razões para o método de Euler não ser recomendado para uso prático:

1. O método não tem muita acurácia se comparado a outros, mais exatamente, métodos que rodam num passo equivalente,
2. Não é muito estável.

Considere, entretanto, o uso de um passo intermediário na equação (A.3) para obter um ponto intermediário no ponto médio do intervalo.

$$k_1 = hf(x_n, y_n), \quad (\text{A.4})$$

$$k_2 = hf\left(x_n + \frac{1}{2}h, y_n + \frac{1}{2}k_1\right), \quad (\text{A.5})$$

$$y_{n+1} = y_n + k_2 + O(h^3). \quad (\text{A.6})$$

Utiliza-se então o valor de  $x$  e de  $y$  nesse ponto médio para computar os extremos do intervalo, como é ilustrado pela figura 97. Uma acurácia de segunda ordem é obtida

quando se usa a derivada de cada ponto inicial para calcular o valor da função no ponto médio do intervalo (pontos vazios) e então a derivada do ponto médio para calcular os valores da função em cada extremo do intervalo (pontos cheios).

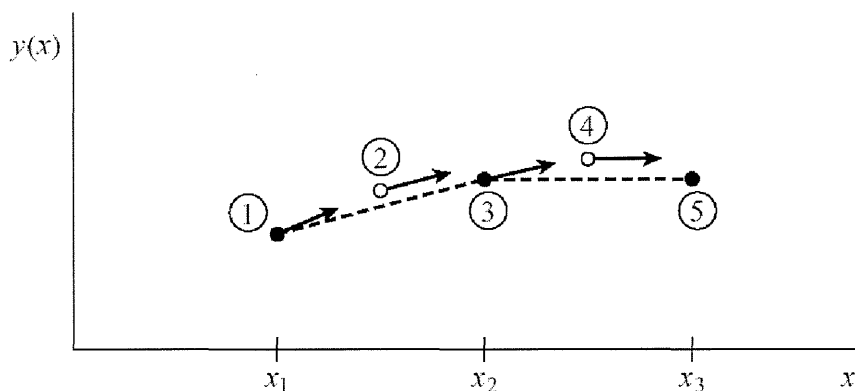


Figura 97: Método do Ponto Médio

Como visto na equação (A.6) no termo de erro, a simetrização cancela os termos de erro de primeira ordem, fazendo este método um método de segunda ordem. Em geral, denomina-se um método de ordem  $n$  quando a ordem de grandeza do erro introduzido é de  $O(h^{n+1})$ . De fato, a equação (A.6) é chamada de método de Runge-Kutta de segunda ordem ou método do ponto médio.

Existem várias maneiras de analisar o lado direito de  $f(x, y)$  de maneira que todos os termos concordem em primeira ordem, mas que tenham diferentes coeficientes para os termos de erro de ordem superior. Adicionando passos intermediários para os intervalos no lado direito das equações pode-se eliminar o erro ordem a ordem. Esta é a idéia básica por trás do método Runge-Kutta. Abramowitz e Stegun (1964) e Gear (1971) desenvolveram várias fórmulas específicas que derivam desta idéia básica. A mais usada é a fórmula

clássica do Runge-Kutta de quarta ordem:

$$k_1 = hf(x_n, y_n), \quad (\text{A.7})$$

$$k_2 = hf\left(x_n + \frac{1}{2}h, y_n + \frac{1}{2}k_1\right), \quad (\text{A.8})$$

$$k_3 = hf\left(x_n + \frac{1}{2}h, y_n + \frac{1}{2}k_2\right), \quad (\text{A.9})$$

$$k_4 = hf(x_n + h, y_n + k_3), \quad (\text{A.10})$$

$$y_{n+1} = y_n + \frac{1}{6}k_1 + \frac{1}{3}k_2 + \frac{1}{3}k_3 + \frac{1}{6}k_4 + O(h^5). \quad (\text{A.11})$$

O método de Runge-Kutta de quarta ordem requer quatro cálculos intermediários do lado direito da equação para cada passo  $h$ , como vê-se na equação (A.11). Em cada etapa a derivada é calculada quatro vezes: uma vez no ponto inicial, duas vezes no ponto intermediário, e uma vez no ponto final. Note na figura 98 que o valor final da função (mostrado como um ponto cheio) é calculado com base nestas quatro derivadas.

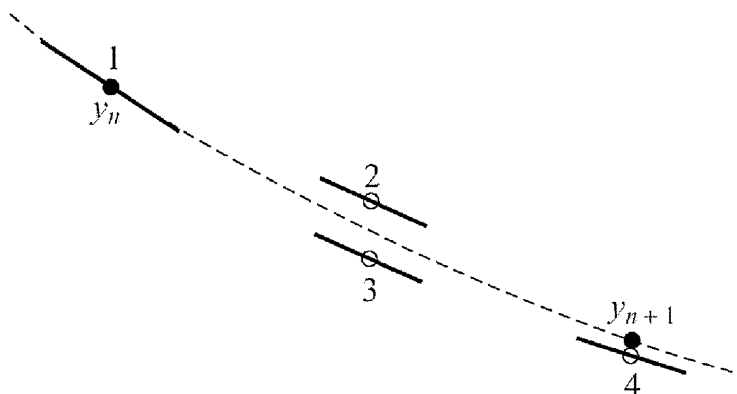


Figura 98: Método de Runge-Kutta de quarta ordem

Este método será mais eficiente, na maioria das vezes, que o método do ponto médio (equação (A.6)), pois possibilita um passo ao menos duas vezes maior para a mesma acurácia.

O método de Runge-Kutta de quarta ordem não é o melhor integrador de EDO. As razões para a utilização deste método foram as seguintes:

- A clareza na organização do método: facilita a sua implementação em um código e

é facilmente adaptável para qualquer função, visto que cada passo não trabalha com informações cruzadas de passos anteriores, ou seja, cada passo é uma seqüência do desenvolvimento.

- O comportamento prévio de uma solução não é usado em sua propagação: isto é matematicamente apropriado, desde que algum ponto ao longo da trajetória de uma equação diferencial ordinária pode servir como um ponto inicial.
- Não é exigida uma acurácia muito elevada: para as variáveis de interesse, os erros introduzidos da ordem de  $O(h^5)$  são bastante aceitáveis, além do que o método Runge-Kutta permite que se faça um controle passo a passo da sua evolução visto que cada passo trabalha com o cálculo da derivada.
- Não se sabe muito sobre o comportamento da solução: as variáveis que serão calculadas são fortemente induzidas pelos forçantes meteorológicos na atmosfera.
- Todas as EDO's são de primeira ordem: isto viabiliza a utilização de um método simplificado.

Foi criada uma rotina geral na forma de subrotina em FORTRAN para o cálculo do Runge-Kutta das EDO's.

## APÊNDICE B – Resultados do Modelo para uma Série Longa de Dados

Estes resultados são obtidos inicializando o modelo uma única vez e não variando os seus parâmetros ao longo do tempo. Pode-se observar um comportamento bastante satisfatório do modelo para longos períodos, embora não estejam calibrados ao longo do período de dados. São apresentados duas séries longas de dados.

### B.1 Resultados do modelo para a série de dados de meados de fevereiro até final de março de 2001

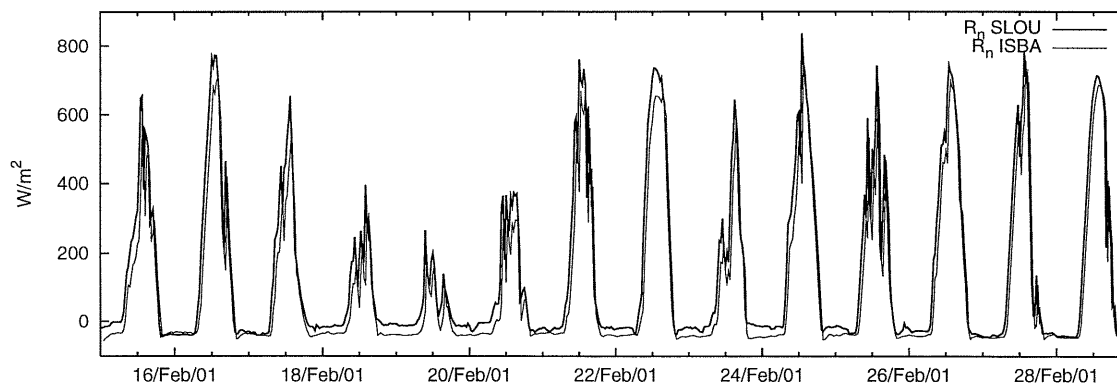


Figura 99: Resultado de radiação líquida do modelo para fevereiro de 2001

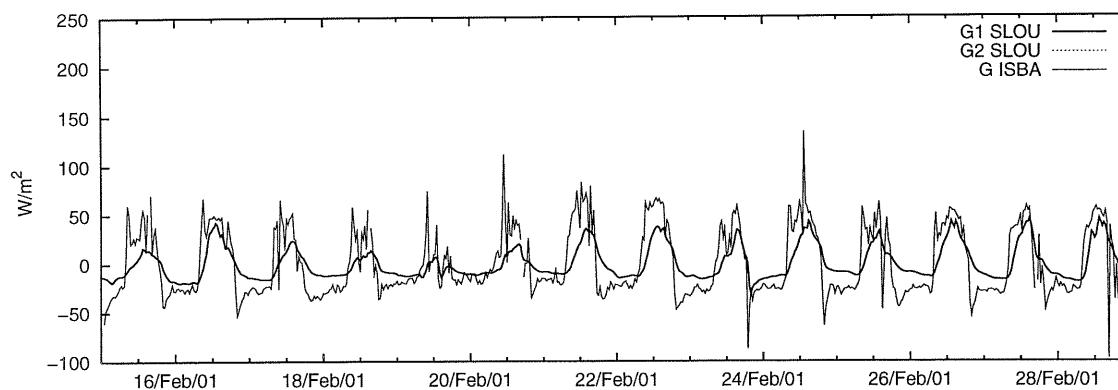


Figura 100: Resultado de fluxo de calor no solo do modelo para fevereiro de 2001

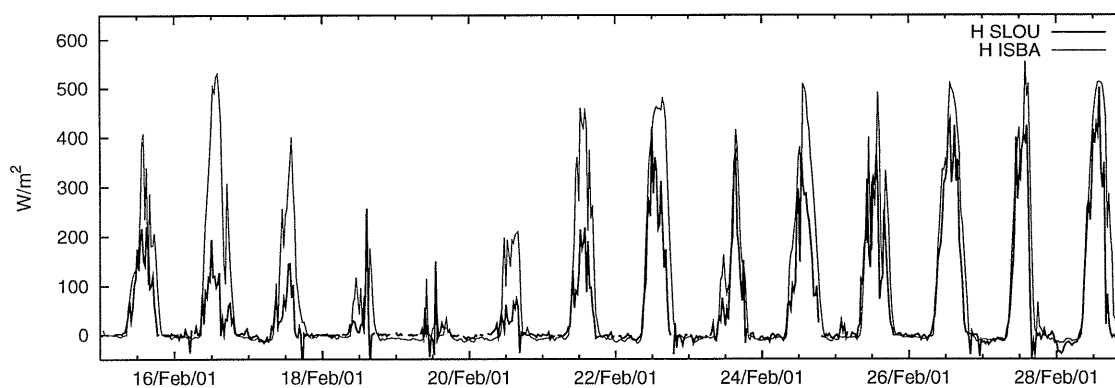


Figura 101: Resultado de fluxo de calor sensível do modelo para fevereiro de 2001

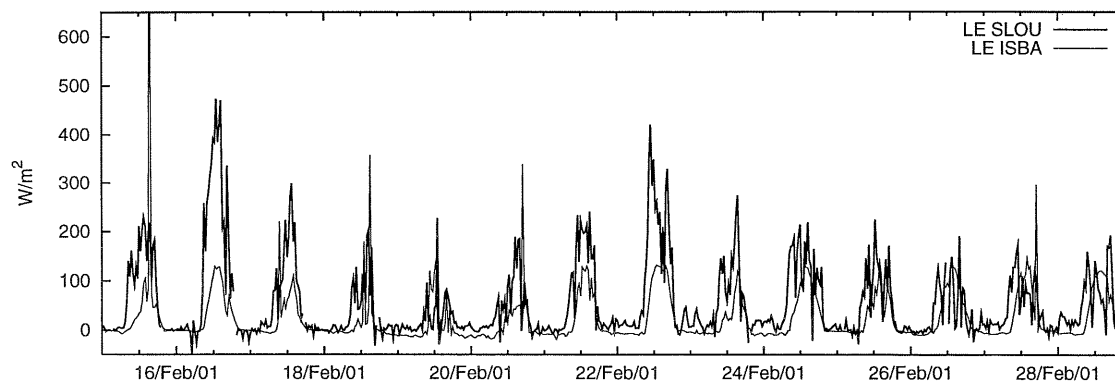


Figura 102: Resultado de fluxo de calor latente do modelo para fevereiro de 2001

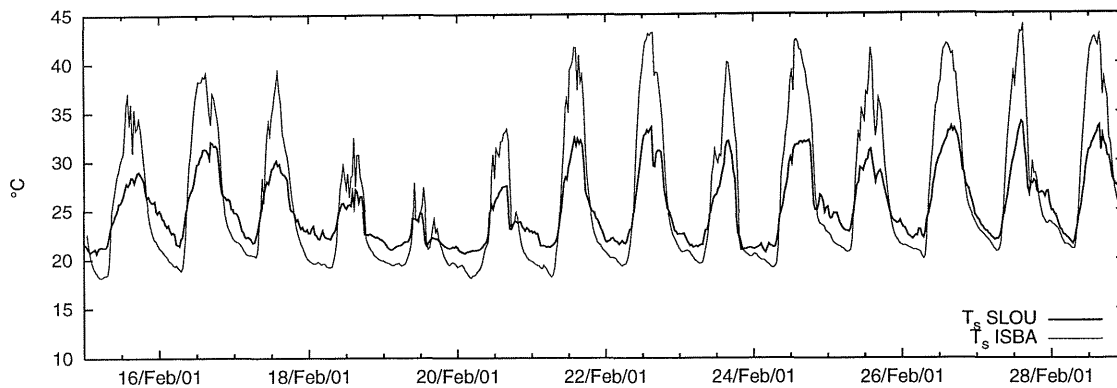


Figura 103: Resultado de temperatura na interface do modelo para fevereiro de 2001

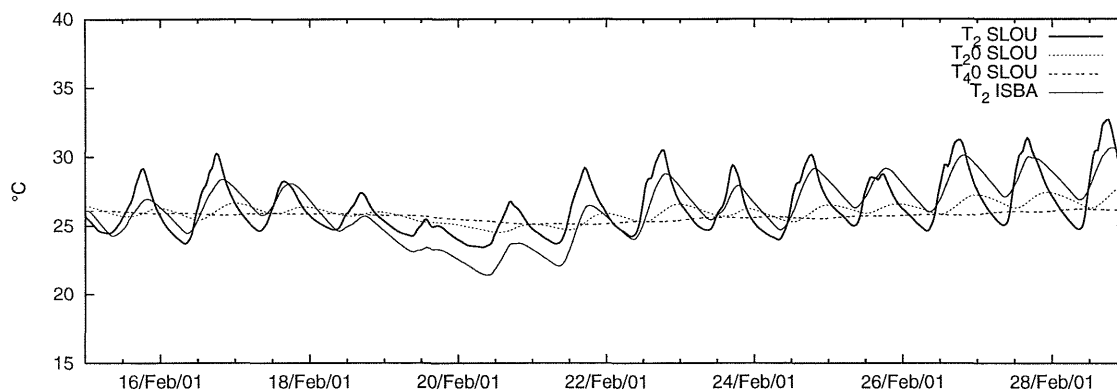


Figura 104: Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo para fevereiro de 2001

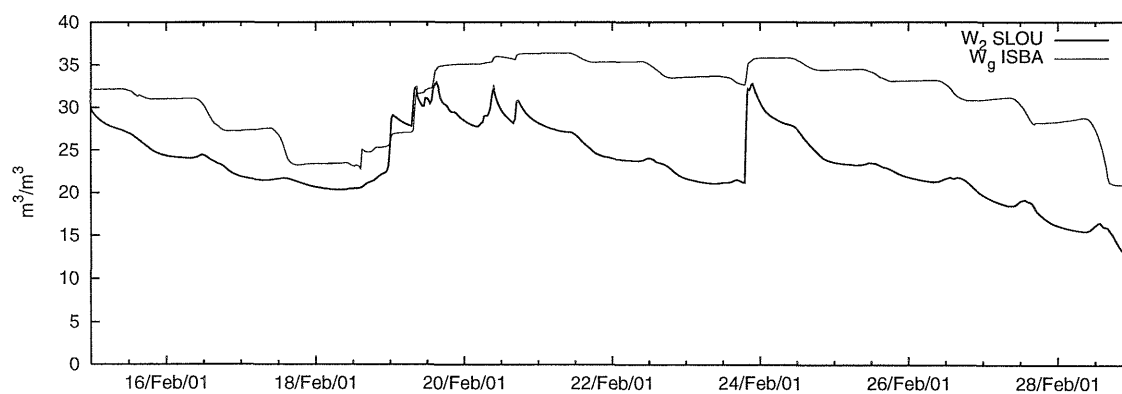


Figura 105: Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo para fevereiro de 2001

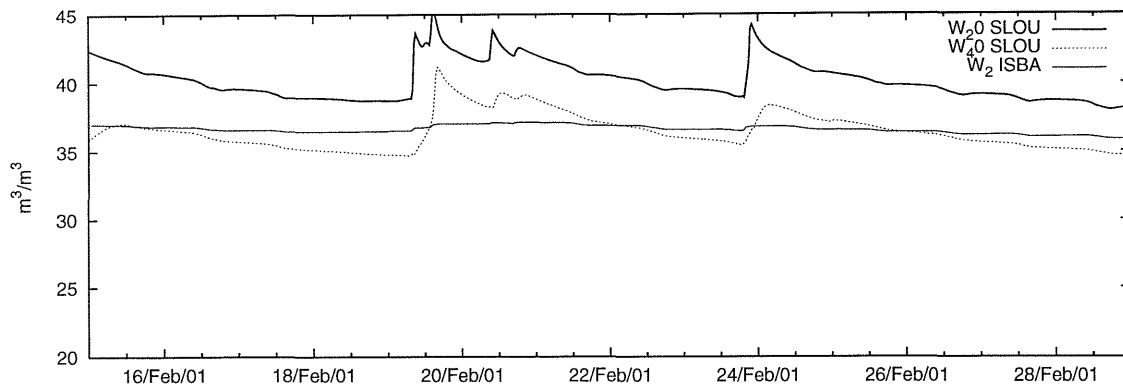


Figura 106: Resultados de umidade na zona de raízes do modelo para fevereiro de 2001

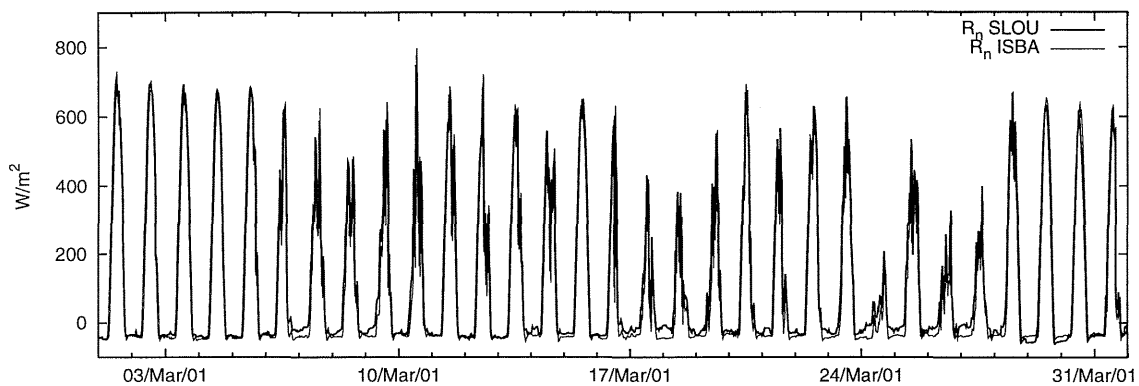


Figura 107: Resultado de radiação líquida do modelo para março de 2001

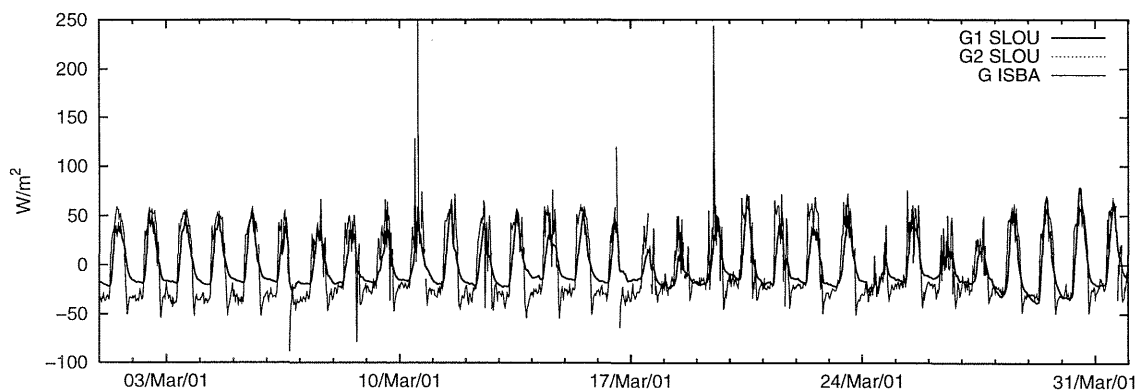


Figura 108: Resultado de fluxo de calor no solo do modelo para março de 2001

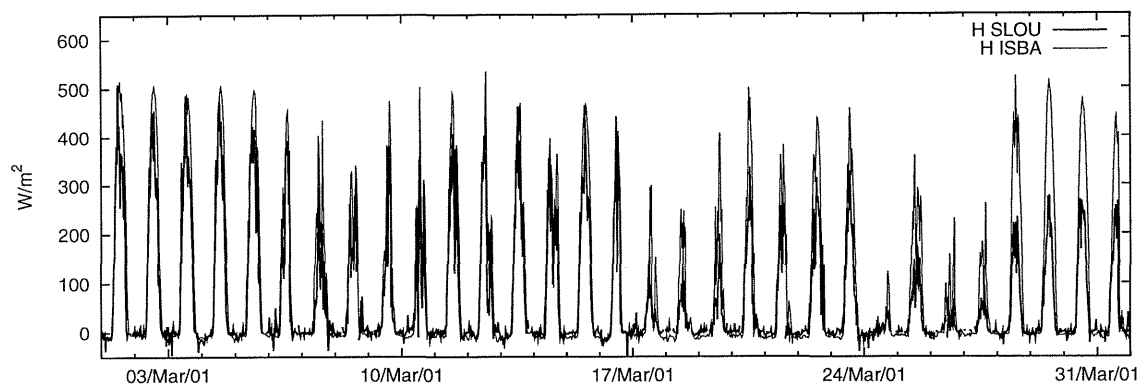


Figura 109: Resultado de fluxo de calor sensível do modelo para março de 2001

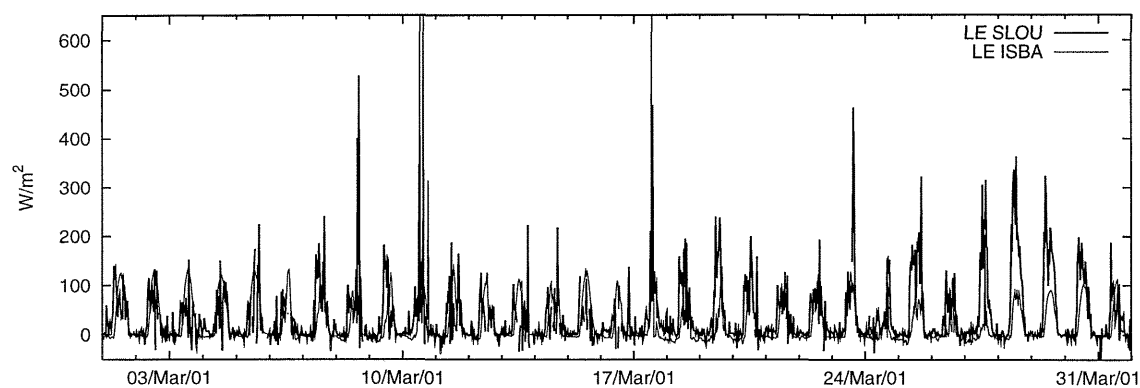


Figura 110: Resultado de fluxo de calor latente do modelo para março de 2001

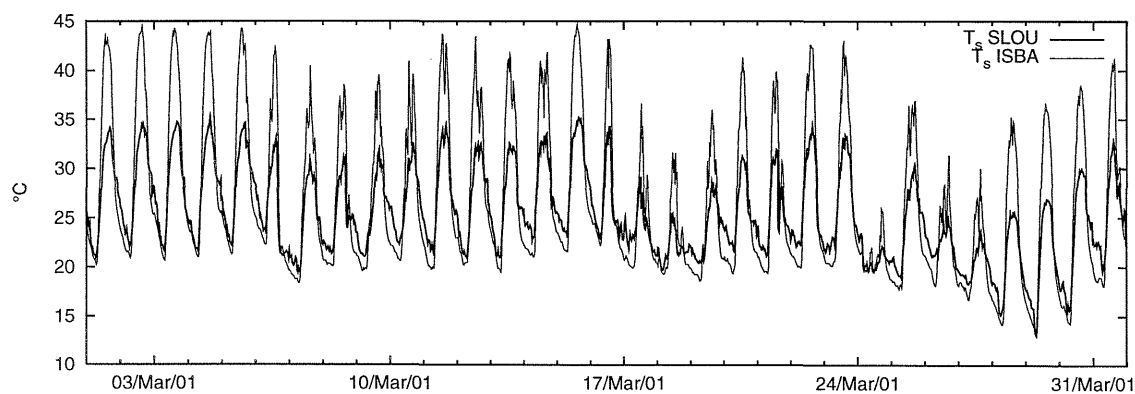


Figura 111: Resultado de temperatura na interface do modelo para março de 2001

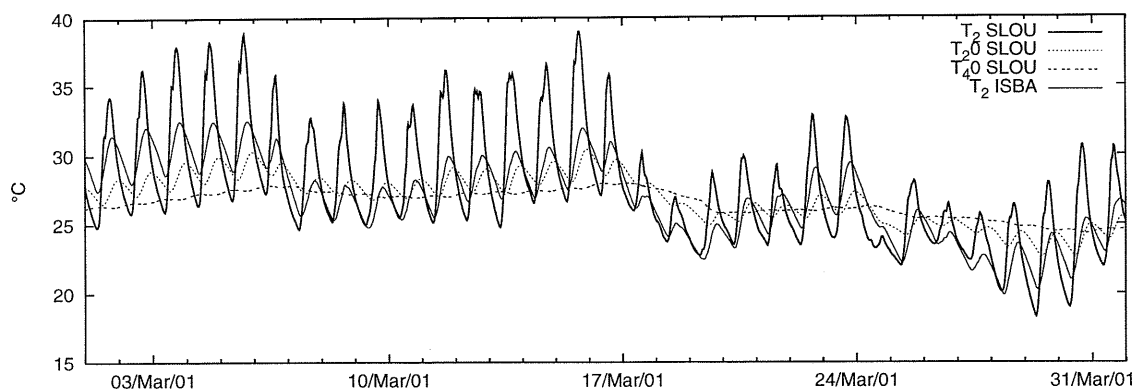


Figura 112: Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo para março de 2001

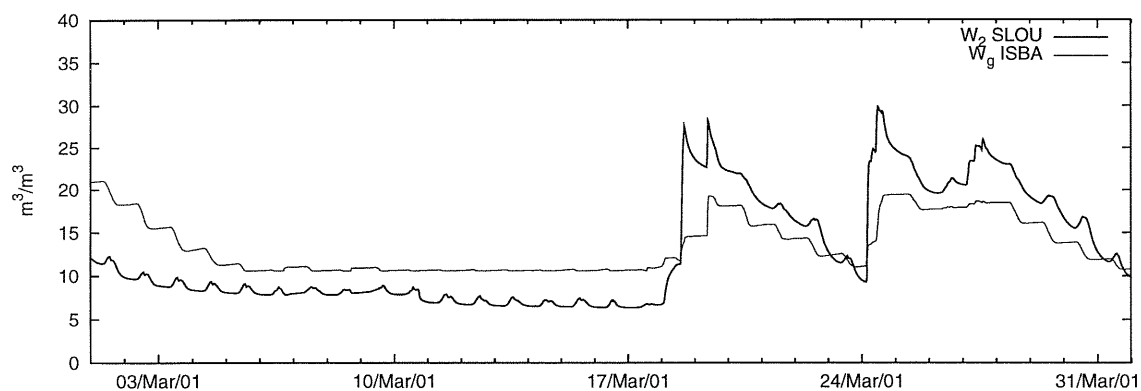


Figura 113: Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo para março de 2001

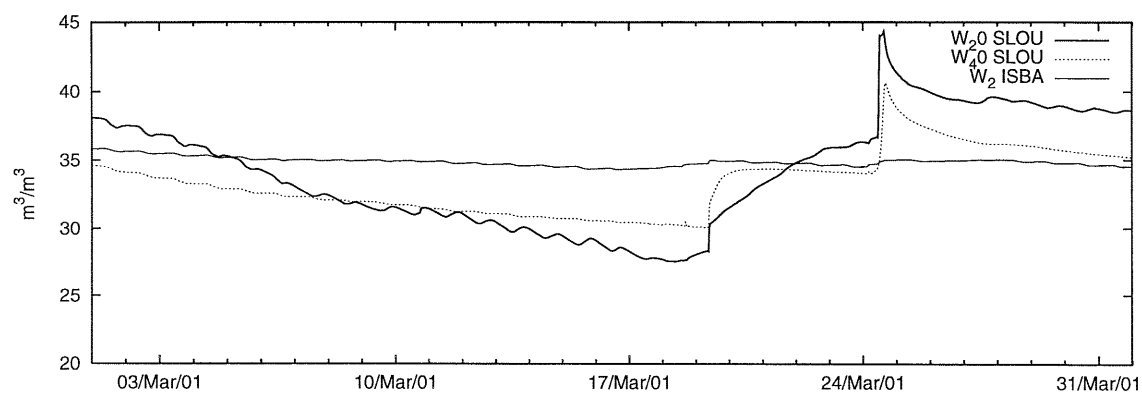


Figura 114: Resultados de umidade na zona de raízes do modelo para março de 2001

## B.2 Resultados do modelo para a série de dados de início de abril até final de maio de 2002

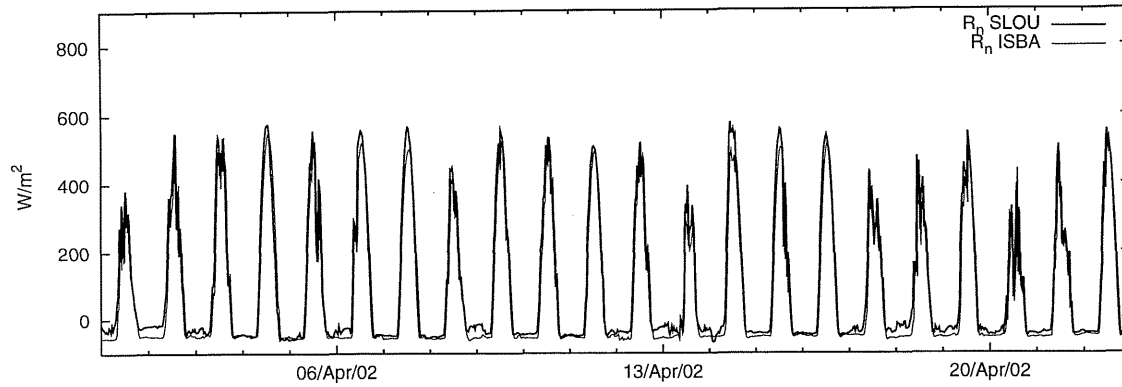


Figura 115: Resultado de radiação líquida do modelo para abril de 2002

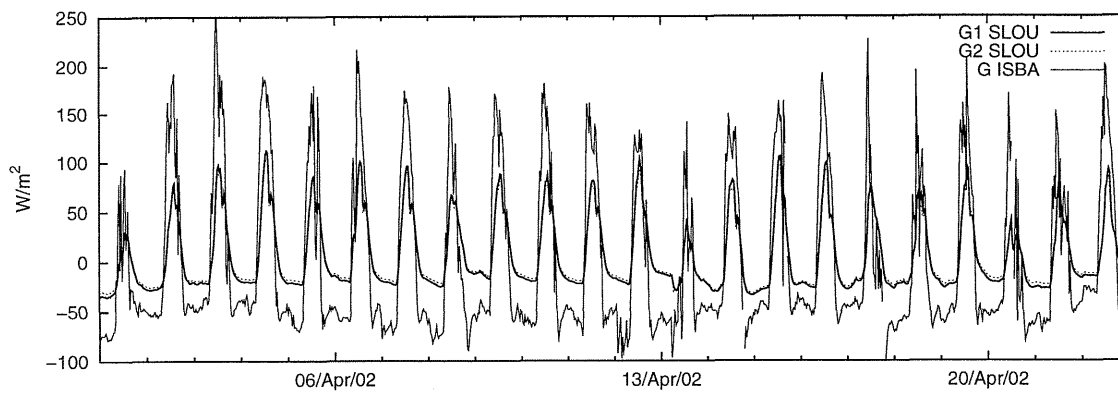


Figura 116: Resultado de fluxo de calor no solo do modelo para abril de 2002

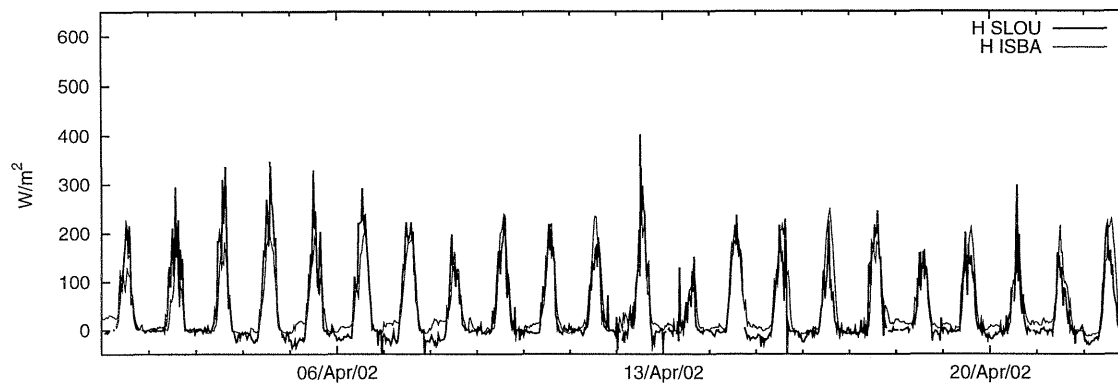


Figura 117: Resultado de fluxo de calor sensível do modelo para abril de 2002

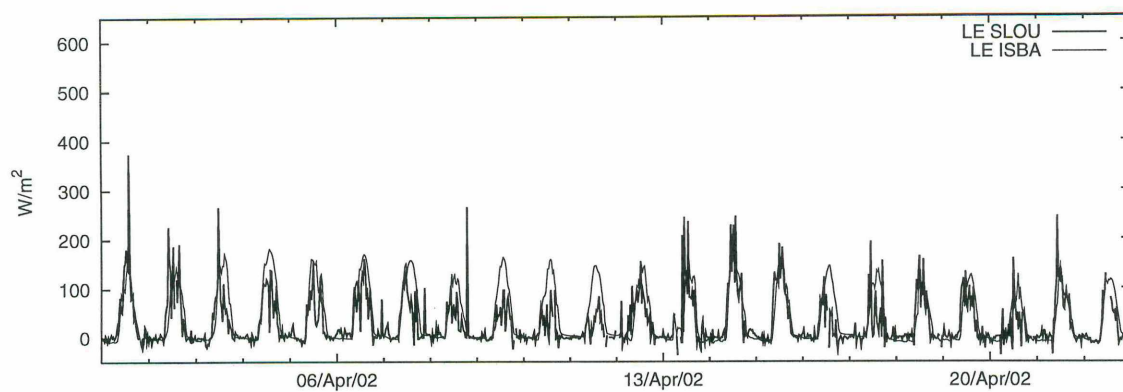


Figura 118: Resultado de fluxo de calor latente do modelo para abril de 2002

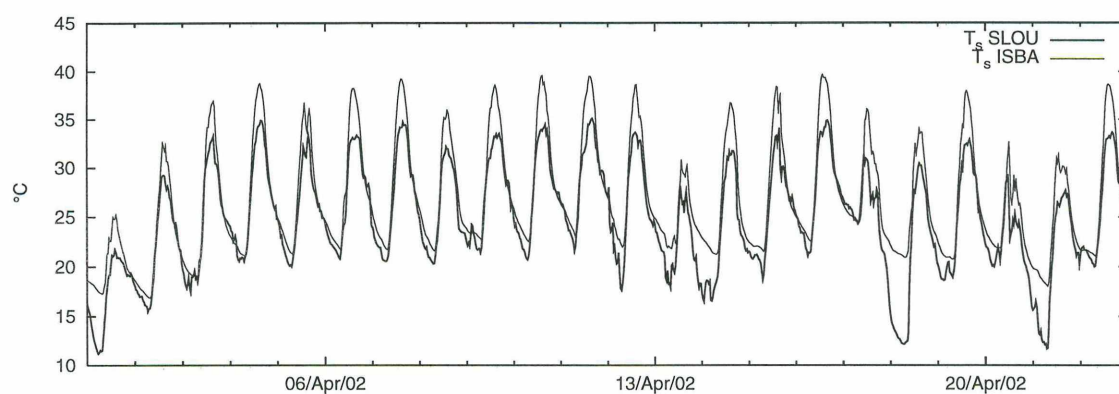


Figura 119: Resultado de temperatura na interface do modelo para abril de 2002

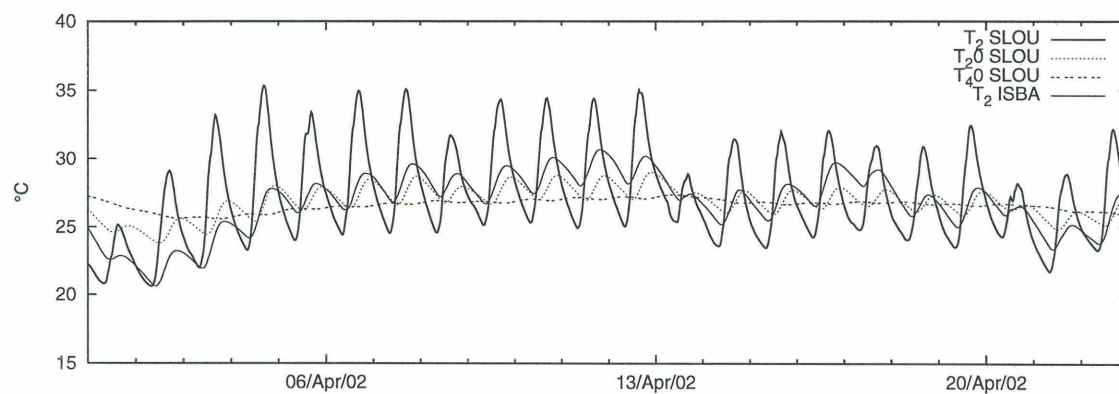


Figura 120: Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo para abril de 2002

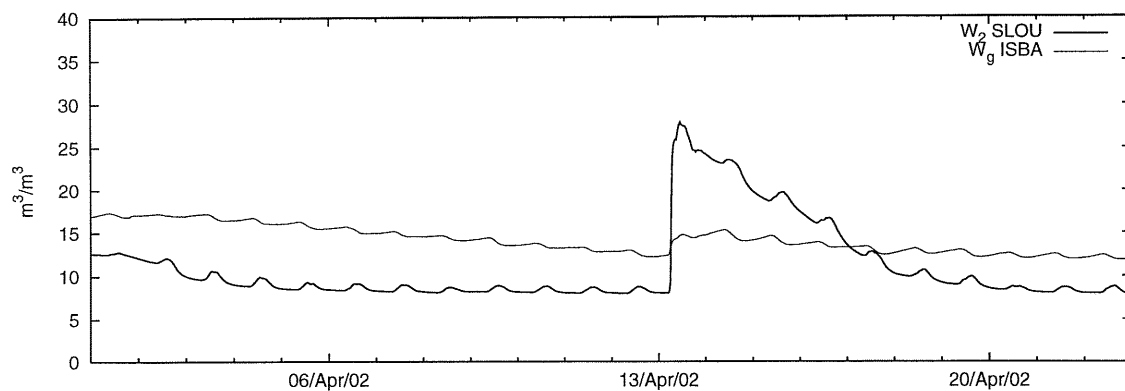


Figura 121: Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo para abril de 2002

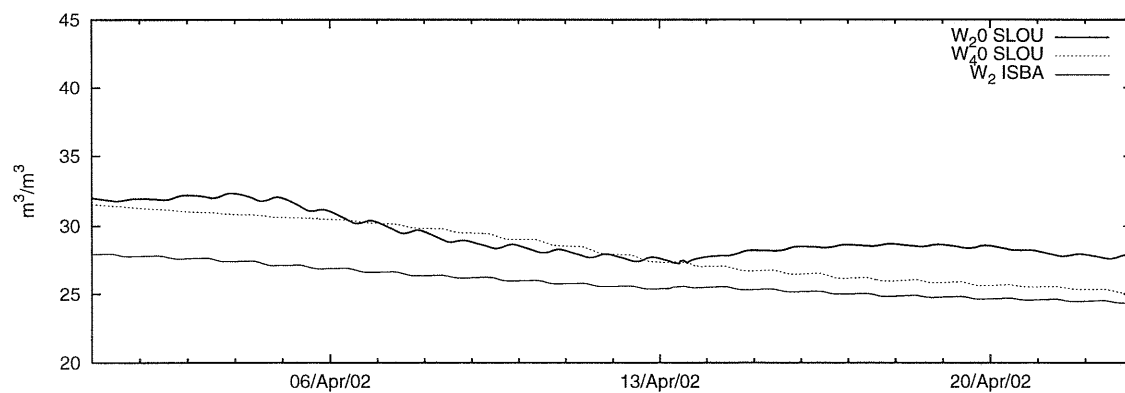


Figura 122: Resultados de umidade na zona de raízes do modelo para abril de 2002

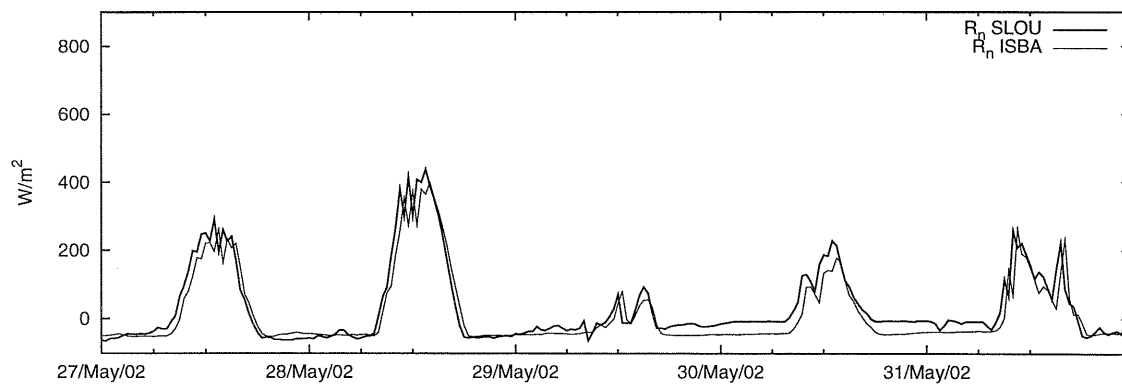


Figura 123: Resultado de radiação líquida do modelo para maio de 2002

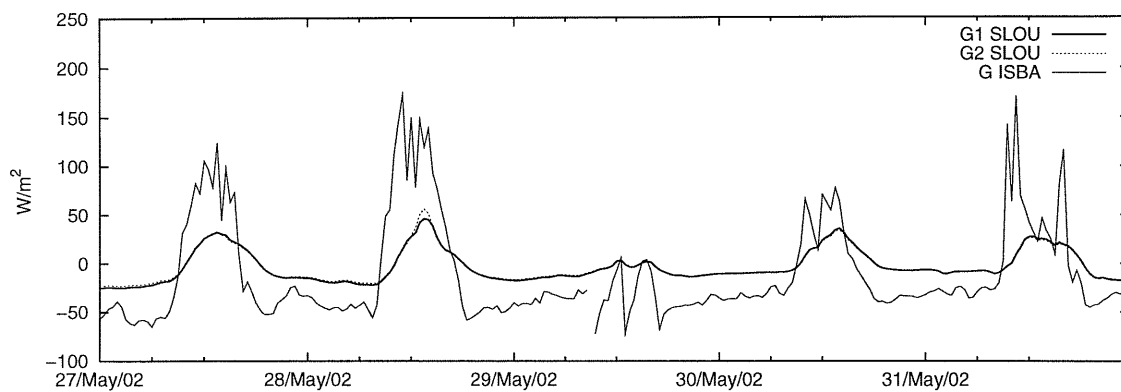


Figura 124: Resultado de fluxo de calor no solo do modelo para maio de 2002

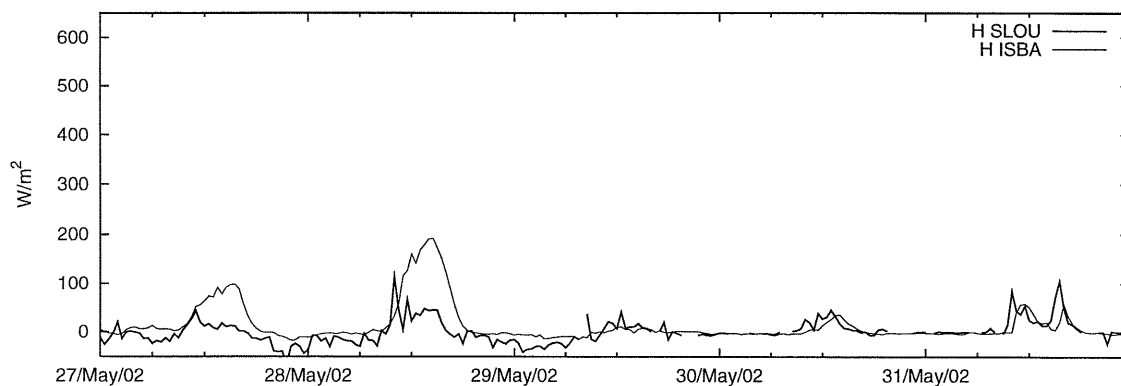


Figura 125: Resultado de fluxo de calor sensível do modelo para maio de 2002

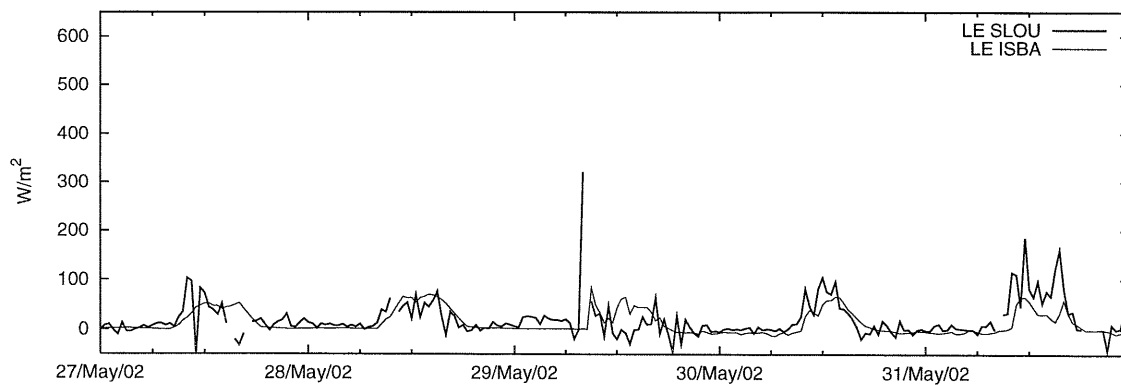


Figura 126: Resultado de fluxo de calor latente do modelo para maio de 2002

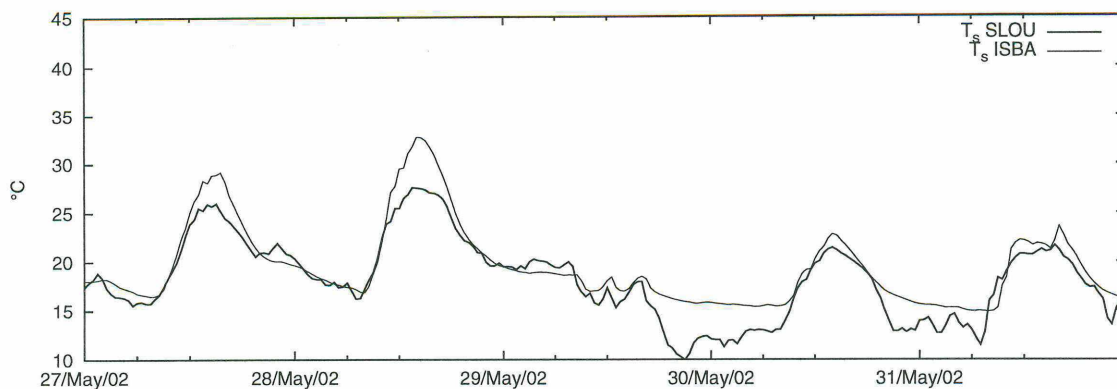


Figura 127: Resultado de temperatura na interface do modelo para maio de 2002

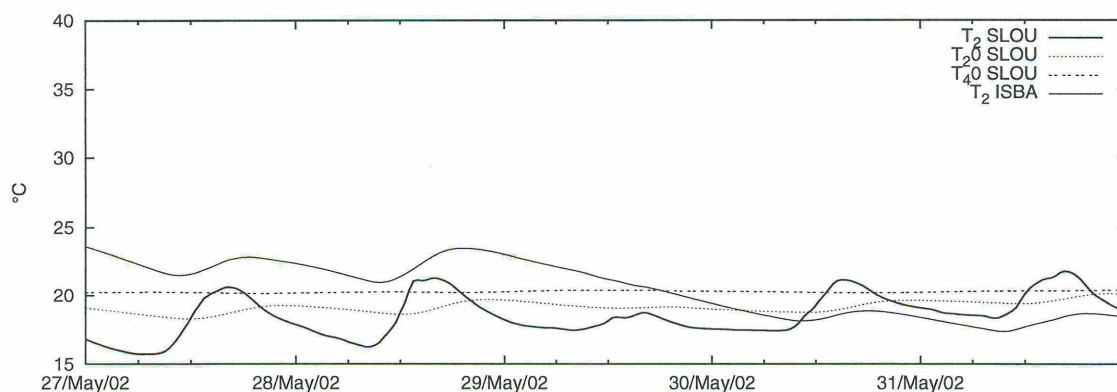


Figura 128: Resultado de temperatura na zona de raízes do modelo para maio de 2002

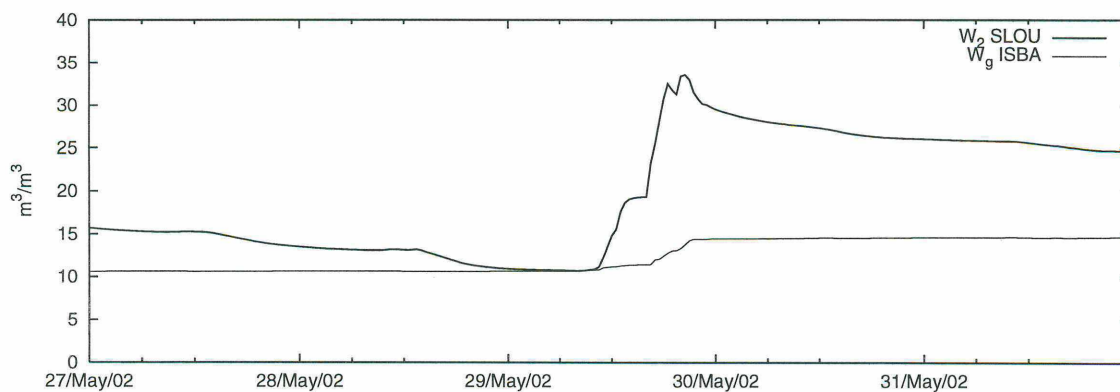


Figura 129: Resultado de umidade na camada superficial de solo do modelo para maio de 2002

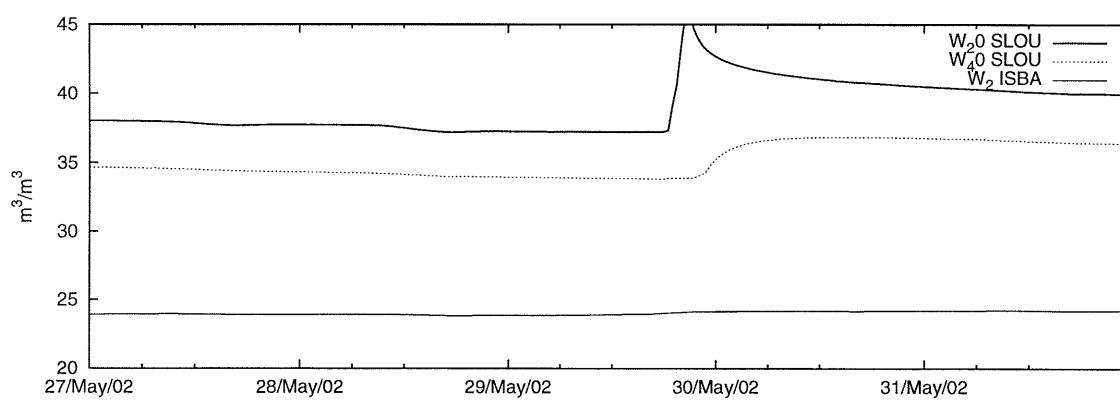


Figura 130: Resultados de umidade na zona de raízes do modelo para maio de 2002

## APÊNDICE C – Resultados de *Now Casting* para o Ciclo Operacional

Este apêndice tem por objetivo apresentar os resultados da ferramenta operacional de *now casting* aplicado para as estações telemétricas do SIMEPAR. A ferramenta está sendo utilizada ainda em caráter experimental. Para a sua operacionalidade são necessários ainda trabalhar num esquema de inicialização de umidade e temperatura do solo e na calibração dos parâmetros de vegetação.

Para a aplicação do modelo às estações telemétricas foram necessários os dados das estações telemétricas de radiação solar incidente, pressão, vento, temperatura, umidade relativa e precipitação. Os dados foram gentilmente cedidos para esta pesquisa pelo Instituto Tecnológico SIMEPAR.

Foi necessária a adaptação do modelo para incorporar as estações telemétricas. Como não há medidas de radiação solar refletida, a radiação disponível na superfície foi calculada levando-se em conta o albedo da superfície.

Para a umidade relativa do ar na superfície do solo  $h_u$  não foi utilizada a função ajustada porque a análise feita para SLOU tem validade local. Para a aplicação operacional foi adotada a equação para  $h_u$  de Noilhan e Planton (1989).

Foi realizado a determinação dos parâmetros de solo do modelo. Os parâmetros de vegetação devem ser determinados através de base cartográfica recente e com informações sobre sazonalidade de cultura obtidas por órgãos responsáveis do Estado.

## C.1 *Now casting* de Umidade superficial do solo

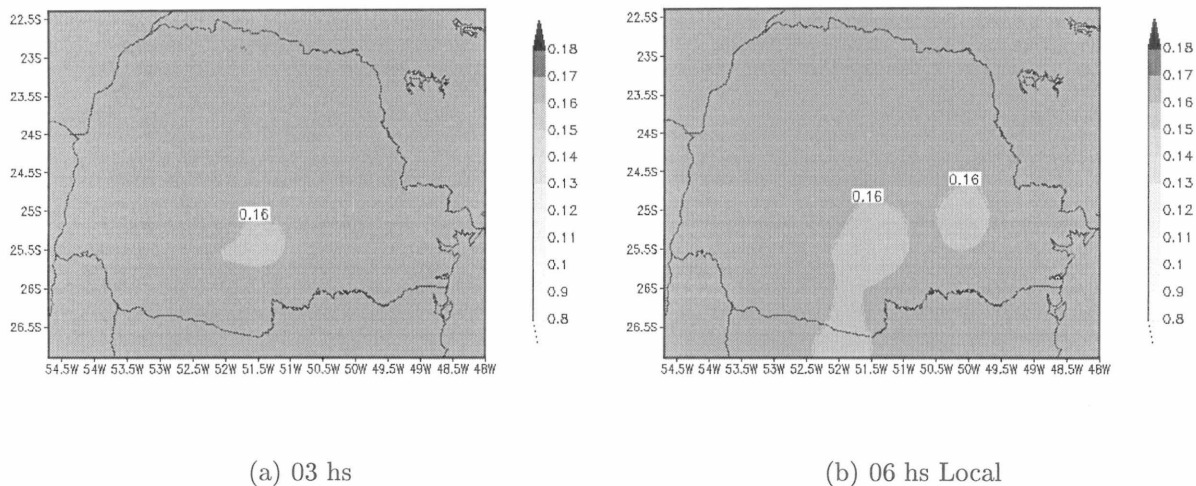


Figura 131: Umidade superficial do solo ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 03 e 06 horas

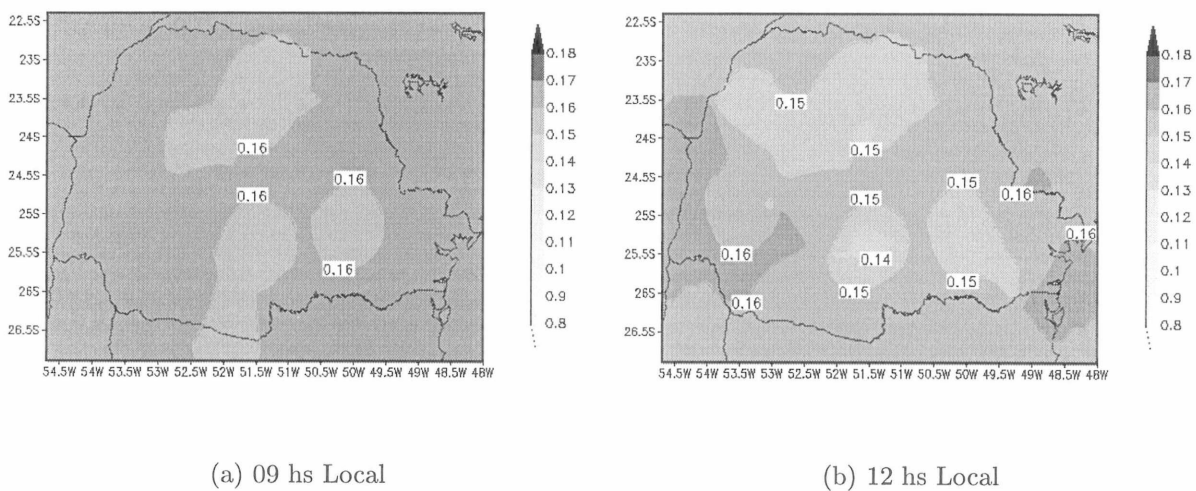
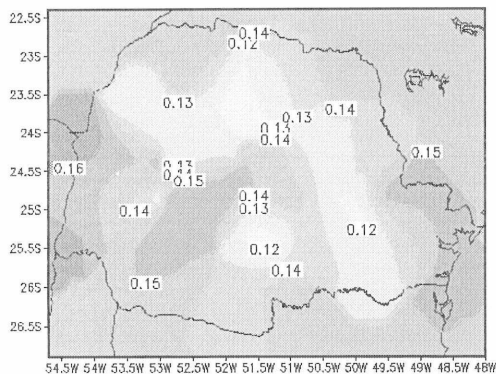
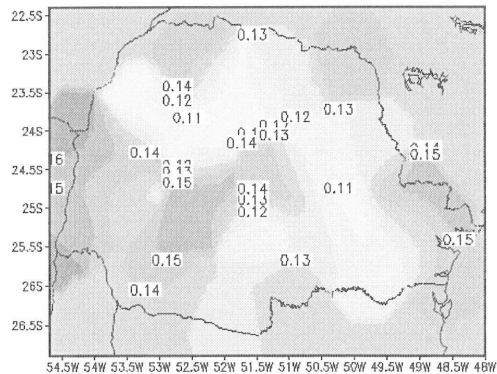


Figura 132: Umidade superficial do solo ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 09 e 12 horas

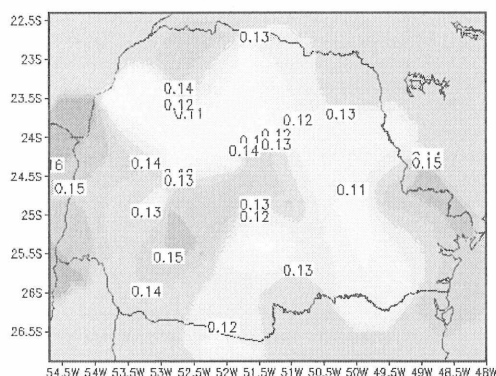


(a) 15 hs Local

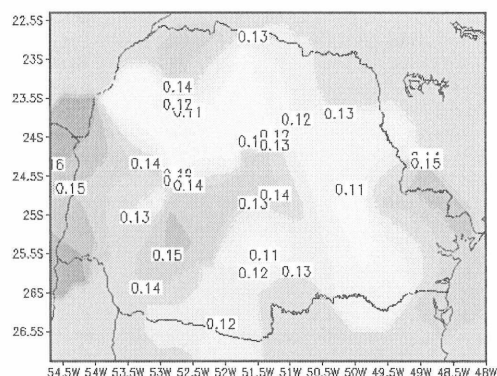


(b) 18 hs Local

Figura 133: Umidade superficial do solo ( $m^3 m^{-3}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 15 e 18 horas



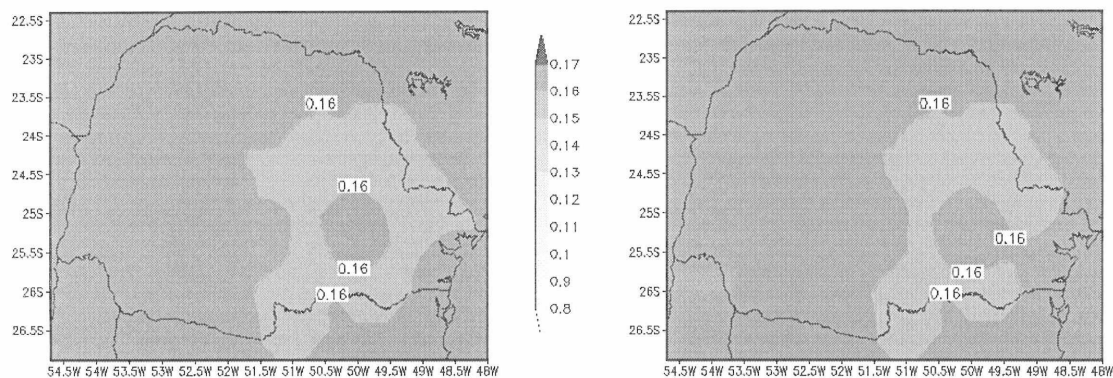
(a) 21 hs Local



(b) 24 hs Local

Figura 134: Umidade superficial do solo ( $m^3 m^{-3}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 21 e 24 horas

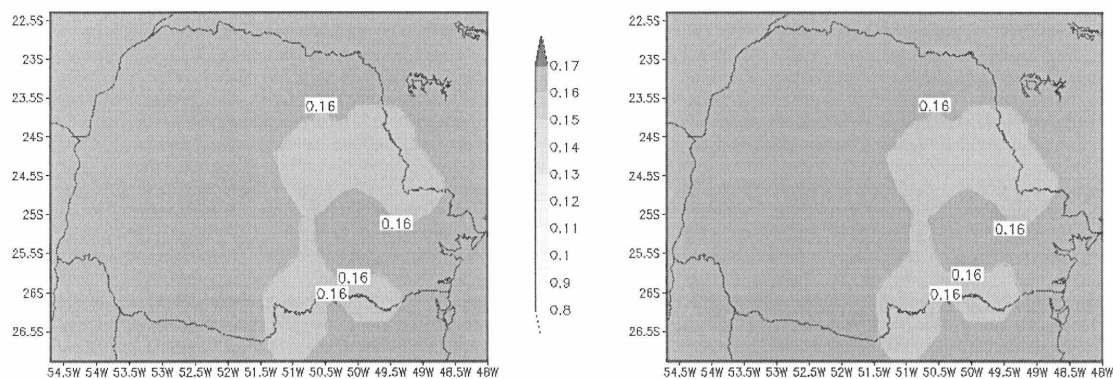
## C.2 *Now casting* de Umidade na zona de raízes do solo



(a) 03 hs Local

(b) 06 hs Local

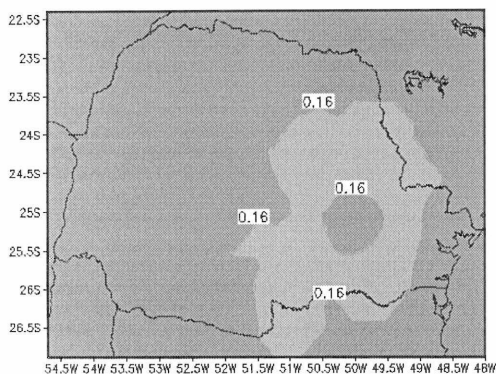
Figura 135: Umidade na zona de raízes do solo ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 03 e 06 horas



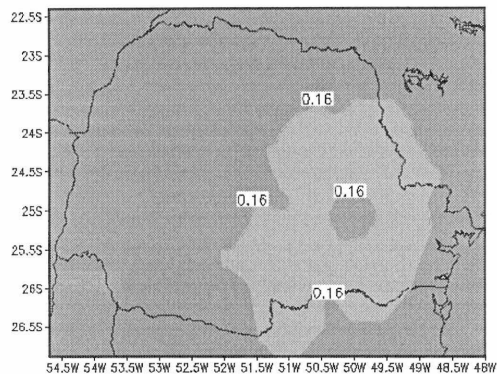
(a) 09 hs Local

(b) 12 hs Local

Figura 136: Umidade na zona de raízes do solo ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 09 e 12 horas

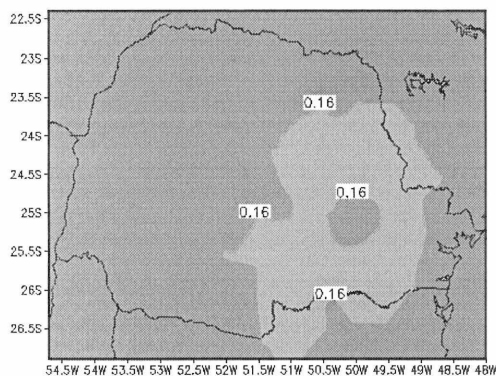


(a) 15 hs Local

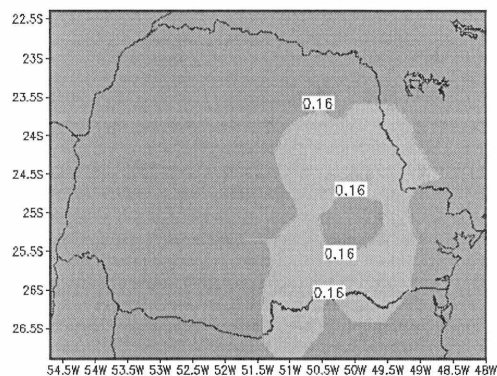


(b) 18 hs Local

Figura 137: Umidade na zona de raízes do solo ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 15 e 18 horas



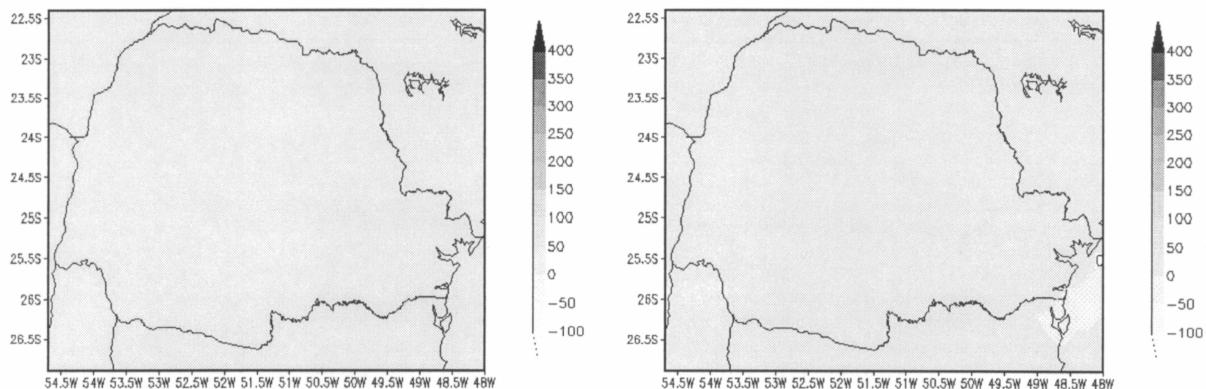
(a) 21 hs Local



(b) 24 hs Local

Figura 138: Umidade na zona de raízes do solo ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 21 e 24 horas

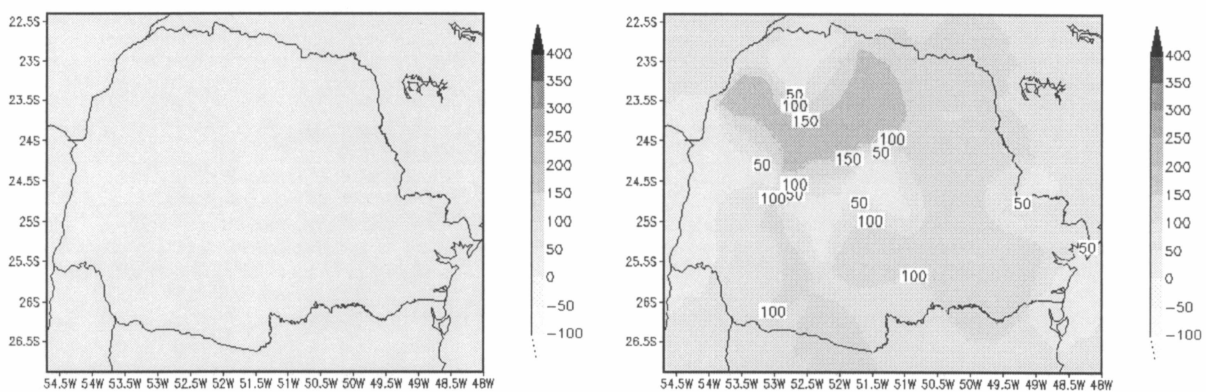
### C.3 *Now casting* de Evapotranspiração



(a) 03 hs Local

(b) 06 hs Local

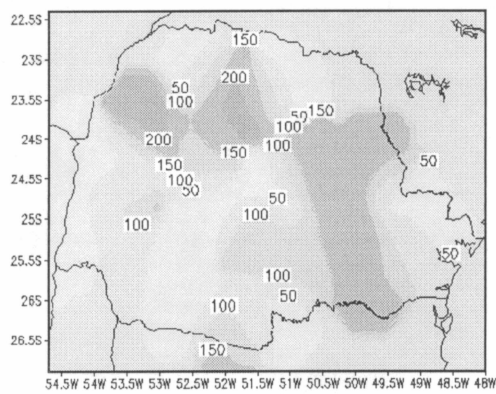
Figura 139: Evapotranspiração ( $W m^{-2}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 03 e 06 horas



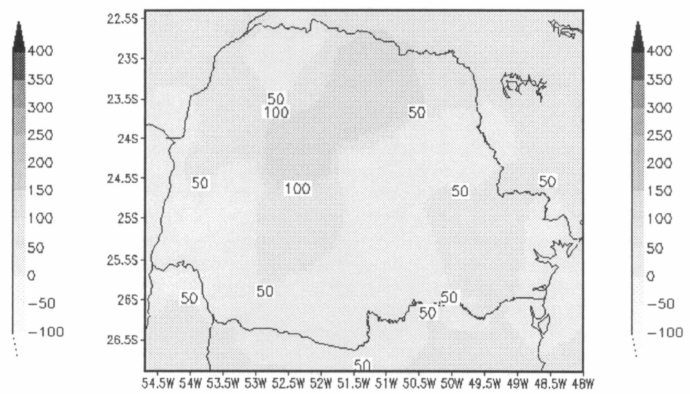
(a) 09 hs Local

(b) 12 hs Local

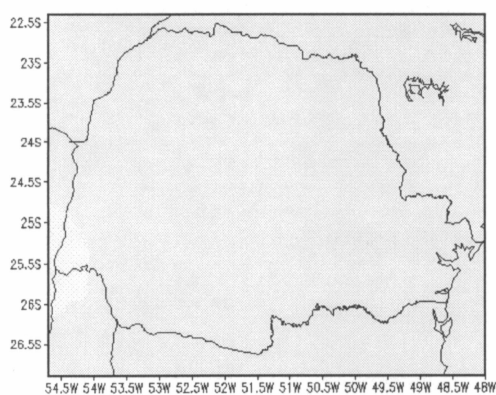
Figura 140: Evapotranspiração ( $W m^{-2}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 09 e 12 horas



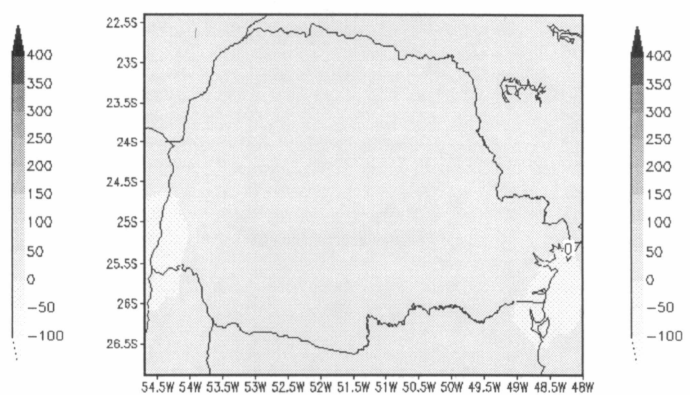
(a) 15 hs Local



(b) 18 hs Local

Figura 141: Evapotranspiração ( $W m^{-2}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 15 e 18 horas

(a) 21 hs Local



(b) 24 hs Local

Figura 142: Evapotranspiração ( $W m^{-2}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 21 e 24 horas

## C.4 *Now casting* de Fluxo de calor sensível

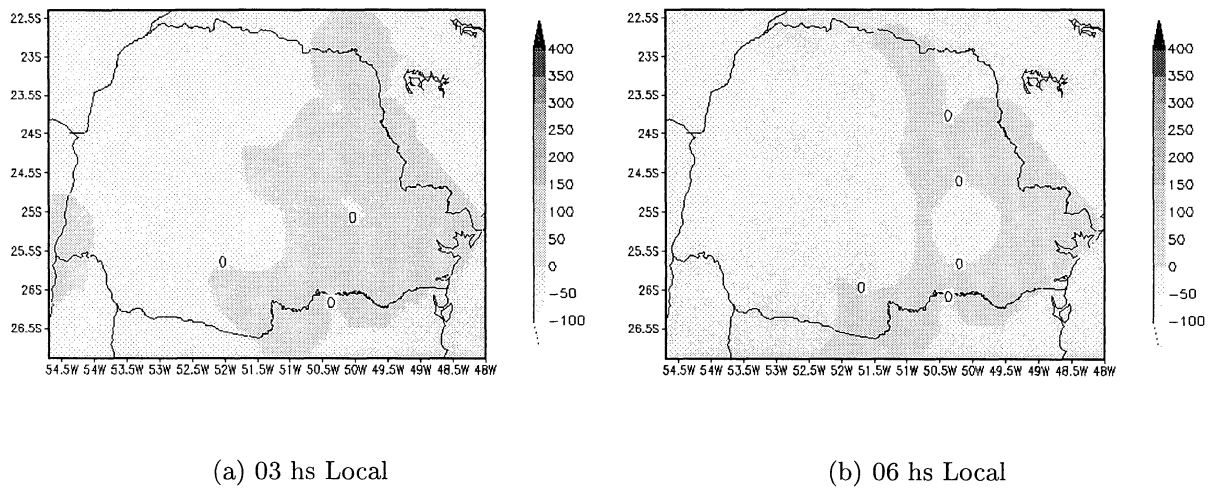


Figura 143: Fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 03 e 06 horas

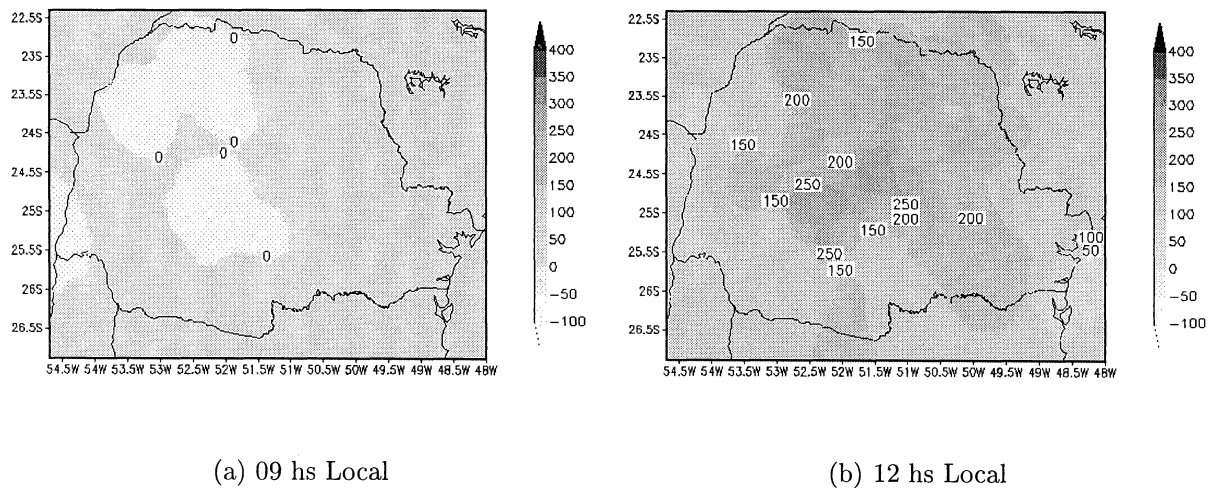
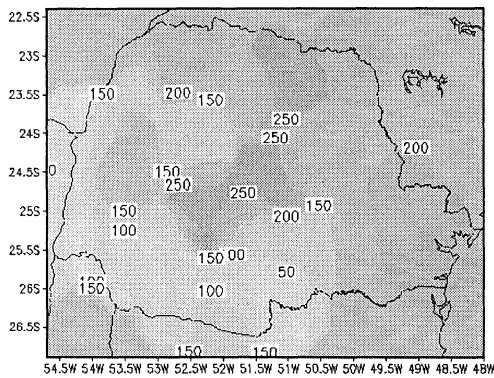
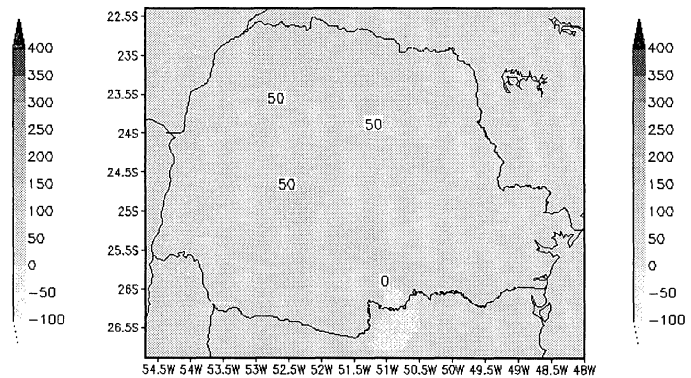


Figura 144: Fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 09 e 12 horas

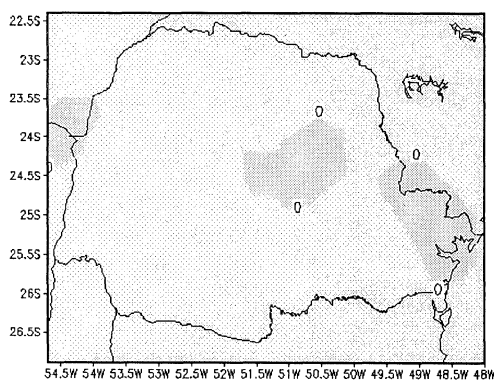


(a) 15 hs Local

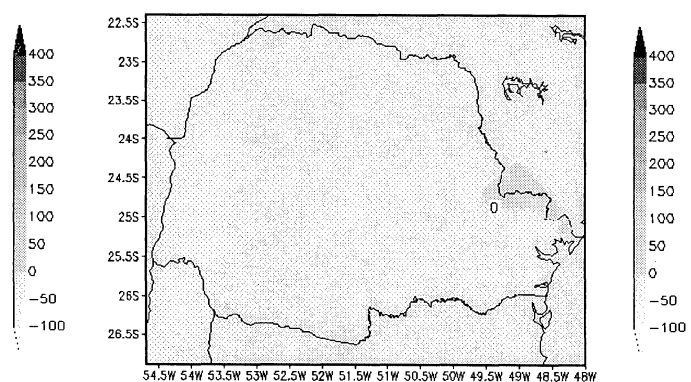


(b) 18 hs Local

Figura 145: Fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 15 e 18 horas



(a) 21 hs Local



(b) 24 hs Local

Figura 146: Fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ) para 19 de agosto de 2001 às 21 e 24 horas