

ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA E DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE
VIA SATÉLITE NOAA-AVHRR

Célia Maria Paiva

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Prof. Gutemberg Borges França, Ph D.

Prof. Luiz Cláudio Gomes Pimentel, D.Sc.

Prof. José Ricardo de Almeida França, Ph.D. Prof.

Prof. William Tse Horng Liu, Ph.D.

Bernardo Barbosa da Silva, Ph.D.

Prof. Nelson Luis da Costa Dias, Ph D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

ABRIL DE 2005

PAIVA, CÉLIA MARIA

Estimativa do Balanço de Energia e da
Temperatura da Superfície Via Satélite
NOAA-AVHRR [Rio de Janeiro] 2005

XXIX, 218 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc.,
Engenharia Civil, 2005)

Tese - Universidade Federal do Rio de
Janeiro, COPPE

1. Meteorologia por Satélite

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

Dedico esta tese à memória de minha mãe Palmira, que foi um exemplo de força e coragem, e à memória de meu pai Antonio pelo exemplo de caráter, dignidade e sabedoria que nos deixou.

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores professores Dr. Gutemberg, Dr. William e Dr. Otto pelo total apoio e dedicação para que este trabalho pudesse se realizar, pelo incentivo, sugestões, conselhos e pela amizade sincera e acolhedora.

Ao Dr. Manzi por acreditar neste trabalho e por disponibilizar o instrumental meteorológico e os técnicos do CPTEC/INPE para a realização dos experimentos de campo.

Aos professores Cássio e Ana Maria por participarem e disponibilizarem a infraestrutura da UEL para a realização do experimento de Londrina.

Aos Professores Luiz Carlos, Teodorico, Paula e Abramo por participarem e disponibilizarem a infra-estrutura da UFMS para a realização do experimento de Dourados.

Aos técnicos do CPTEC Jorge, José Carlos, Nilson Luiz e Ricardo Alex pelo apoio e dedicação na realização dos experimentos de campo.

Ao senhor Luiz Querino da prefeitura de Itaporã pela acolhida nessa cidade.

Aos senhores José Roberto e Juarez por cederem a Fazenda Azulão para a realização do experimento de campo em Dourados.

Aos colegas André Luiz, Leonardo, Ricardo, Rita de Cassia, Tsay e Robinson pelo dedicação e companheirismo durante os inesquecíveis dias de experimento.

Ao meu marido Alexandre, em especial, que esteve sempre ao meu lado, mesmo quando distante, pelo amor, apoio, compreensão, conselhos, amizade, orientação e colaboração em praticamente todas as fases desta tese.

Às minhas irmãs Maria e Herminia e ao meu cunhado Marcelo pelo incentivo e apoio de todas as horas. Aos meus sobrinhos Thiago e Thaís pelo carinho e amizade. À

minha sobrinha e afilhada Beatriz por continuar sendo meu xodó, apesar da pouca atenção que pude lhe dar durante o período de doutoramento.

Aos colegas do Departamento de Meteorologia, em especial à Angela pelo apoio incondicional nas horas mais difíceis. Aos professores Dr. Gutemberg, Dr. José Ricardo e Dr. Maia por terem assumido os meus cursos durante meu afastamento.

A todo o corpo docente do Programa Interdisciplinar de Ciências Atmosféricas em Engenharia pelos ensinamentos.

A todos que direta ou indiretamente colaboraram para que este trabalho se realiza-se.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA E DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE
VIA SATÉLITE NOAA-AVHRR

Célia Maria Paiva

Abril/2005

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Gutemberg Borges França

William Tse Horng Liu

Programa: Engenharia Civil

Neste trabalho são discutidas as estimativas do balanço de energia (ECB) e da temperatura da superfície terrestre (TST) obtidas por meio de dados de sensoriamento remoto, bem como os experimentos de validação das metodologias utilizadas. Para a estimativa das componentes do balanço de energia (CBE) e da TST foram utilizados dados NOAA-AVHRR. As CBE foram estimadas pelo algoritmo *SEBAL* proposto por Bastiaanssen (1995) e as estimativas da TST foram geradas pelas metodologias sugeridas por Bastiaanssen (1995) (saídas de TST do SEBAL), França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991) e seus resultados foram comparados entre si. Para validação dos resultados, dois experimentos de campo foram organizados em Londrina e Dourados durante o inverno e o verão de 1999, respectivamente. Devido a problemas operacionais durante o experimento de Londrina, apenas os dados de Dourados puderam ser usados neste trabalho. Nesses experimentos, simultaneamente às passagens do satélite, foram realizados lançamentos de radiossondas, medidas de emissividade e temperatura da superfície e medidas de fluxos em superfície. Os resultados do modelo SEBAL apresentaram erros de estimativa inferiores a 4%, 6% e 7% para a radiação líquida, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, respectivamente, quando comparados com as medidas de campo. As metodologias para a estimativa da TST são apresentadas e seus resultados discutidos. Os melhores resultados foram obtidos pelas metodologias de França (1994) e de Bastiaanssen (1995) que apresentaram erros médios de estimativa iguais a 0,2°C e 0,6°C, respectivamente.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

ESTIMATION OF ENERGY BUDGET AND SURFACE TEMPERATURE FROM
NOAA-AVHRR SATÉLLITE

Célia Maria Paiva

April/2005

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho

Gutemberg Borges França

William Tse Horng Liu

Department: Civil Engineering

Remotely-sensed data analysis, surface Energy Balance Components (EBC) estimation, Land Surface Temperature (LST) estimations, validation experiments and results are discussed in this work. Data from NOAA-AVHRR were utilized in order to estimate of EBC e LST. The EBC estimation was carried out based on the SEBAL algorithm suggested by Bastiaanssen (1995) and the LST estimation were generated using methodologies proposed by Bastiaanssen (1995) (SEBAL LST outputs), França (1994), Coll et al. (1994) and Sobrino et al. (1991) and comparisons among methodologies's results were done. Aiming the results validation, two quite wide-ranging field experiments were organized nearby Londrina and Dourados cities vicinities during the winter and summer seasons in 1999, respectively. Due to operational problems during Londrina experiments only data from the Dourados one could be used in here. In those experiments were simultaneously carried out, satellite imageries, radiosonde launchings, surface emissivity, land surface temperature and surface fluxes *in situ* measurements. The SEBAL results are showed and discussed. Its average errors are less than 4% , 6% and 7 % for surface liquid radiation, surface heat flux and surface latent flux estimations, respectively, compared with the *in situ* measurements. The methodologies for LST estimations are presented and its results discussed. The best comparison results for LST estimation and *in situ* measurements were obtained by methodologies suggested by França (1994) and Bastiaanssen (1995) (SEBAL ones) which the average errors are equal to 0,2°C and 0,6°C, respectively.

SUMÁRIO

Lista de figuras	xi
Lista de tabelas	xv
Lista de siglas	xxii
Lista de símbolos	xxiv
CAPÍTULO 1 - Introdução às Estimativas das Componentes do Balanço de Energia e da Temperatura da Superfície Terrestre Via Sensoriamento Remoto	1
1.1 - Introdução	1
1.2 - Caracterização do problema	3
1.3 - Objetivos	8
1.4 - Escopo do trabalho	8
CAPÍTULO 2 - Experimento de Campo em Dourados – MS	10
2.1 - Introdução	10
2.2 - Região de Estudo	10
2.3 - Descrição do experimento de campo em Dourados	13
2.4 - Logística envolvida	23
2.5 - Dados coletados e dificuldades enfrentadas	26
2.6 - Análise dos dados medidos nas torres 1 e 2 utilizados na determinação das componentes do balanço de energia pelo método do balanço de energia - razão de Bowen	27
2.7 - Resultados gerados com os dados coletados durante o experimento de Dourados	36
2.8 - Análise de presença de nuvens durante as passagens do satélite <i>NOAA-14</i>	38
2.9 Análise das condições do solo, superfície e atmosfera durante os dias 16, 17 e 18 de dezembro de 1999 em Dourados	41
2.10 Propagação de erros do método da razão de Bowen	46

CAPÍTULO 3 - Estimativa das Componentes do Balanço de Energia por Satélite	47
3.1 - Histórico	47
3.2 - Metodologia	61
3.2.1 - O Modelo <i>SEBAL</i>	61
3.2.2 - Considerações gerais	82
3.2.3 - Validação do modelo <i>SEBAL</i> pelo método da razão de Bowen	83
3.2.4 - Medidas de campo obtidas para a validação das estimativas do modelo <i>SEBAL</i>	85
3.3 - Resultados e Discussão	86
3.3.1 - Resultados obtidos	86
3.3.2 - Análise das estimativas médias do modelo <i>SEBAL</i> em Dourados para o período de 16 a 18 de dezembro de 1999	87
3.3.3 - Análise das estimativas do modelo <i>SEBAL</i> para os dias 16, 17 e 18 de dezembro de 1999 em Dourados	91
3.3.3.1 - Resultados do dia 16 de dezembro de 1999 em Dourados	92
3.3.3.2 - Resultados do dia 17 de dezembro de 1999 em Dourados	100
3.3.3.3 - Resultados do dia 18 de dezembro de 1999 em Dourados	107
3.3.4 - Análise comparativa dos modos 1, 2 e 3 do modelo <i>SEBAL</i>	116
3.3.5 - Análise de sensibilidade das parametrizações das <i>CBE</i> utilizadas pelo modelo <i>SEBAL</i>	127
CAPÍTULO 4 - Estimativa da Temperatura da Superfície Terrestre por Satélite	134
4.1 - Histórico	134
4.2 - Metodologia	138
4.2.1 - Pré-processamento das imagens do satélite <i>NOAA-14</i>	138
4.2.1.1 - Calibração radiométrica	138
4.2.1.2 - Mascaramento de nuvem	140
4.2.2 - Correção atmosférica: estimativa da temperatura da superfície terrestre	140
4.2.3 - Medida da emissividade da superfície	145
4.2.3.1 - Método da caixa original	145
4.2.3.2 - Método da caixa modificado	149

4.2.4 - Validação das metodologias de estimativa da temperatura da superfície terrestre	150
4.3 - Resultados e Discussão	150
4.3.1 - Medida da emissividade da superfície nos canais 4 e 5 do sensor <i>AVHRR</i> – Método da caixa original	151
4.3.1.1 - Análise dos dados utilizados pelo método da caixa original	154
4.3.2 - Medida da emissividade da superfície nos canais 4 e 5 do sensor <i>AVHRR</i> – Método da caixa modificado	165
4.3.2.1 - Análise dos dados utilizados pelo método da caixa modificado	169
4.3.3 - Temperatura da superfície terrestre	172
4.3.3.1 - Resultados obtidos	172
4.3.3.2 - Resultados das estimativas da <i>TST</i> pela metodologia do modelo <i>SEBAL</i>	173
4.3.3.3 - Resultados das estimativas da <i>TST</i> pelas metodologias de França, Coll e Sobrino	178
4.3.3.4 - Resultados do dia 18 de dezembro de 1999	187
4.3.3.5 - Comparação das estimativas da <i>TST</i> pelos métodos de França (1994), Coll et al. (1994), Sobrino et al. (1991) e pelo modelo <i>SEBAL</i>	188
CAPÍTULO 5 - Conclusões e Recomendações	191
5.1 - Considerações relativas às componentes do balanço de energia	192
5.2 - Temperatura da superfície terrestre	194
5.3 - Considerações finais e recomendações	196
Referências Bibliográficas	198

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 -	Localização de Dourados	12
Figura 2.2 -	Campo de soja em Dourados	14
Figura 2.3 -	Localização do campo de soja da fazenda Azulão e das torres micrometeorológicas 1 e 2, considerada, neste estudo, como área de interesse, em relação à matriz de nove píxeis, da imagem do satélite <i>NOAA-14</i>	14
Figura 2.4 -	Torre micrometeorológica em Dourados em 08/12/1999 (Torre 1)	15
Figura 2.5 -	Torre micrometeorológica em Dourados em 05/12/1999 (Torre 2)	15
Figura 2.6 -	Lançamento de uma radiossonda em Dourados	18
Figura 2.7 -	Módulo <i>Digicora</i> de recepção dos dados de radiossondagem	18
Figura 2.8 -	Medida da emissividade da superfície em Dourados	19
Figura 2.9 -	Tampa preta aquecida	19
Figura 2.10 -	Radiômetro no cavalete	20
Figura 2.11 -	Termopares para a medida da temperatura da superfície	20
Figura 2.12 -	<i>GPS</i> utilizados para localização geográfica do campo experimental e das torres micrometeorológicas	21
Figura 2.13 -	Radiação líquida medida pelo saldo radiômetro 1 nas Torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	30
Figura 2.14 -	Radiação líquida medida pelo saldo radiômetro 2 nas Torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	30
Figura 2.15 -	Fluxo de calor no solo medidos nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	31
Figura 2.16 -	Radiação solar global incidente medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	31
Figura 2.17 -	Radiação solar global refletida medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	32
Figura 2.18 -	Temperatura do ar 1 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	32
Figura 2.19 -	Temperatura do ar 2 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	33

Figura 2.20 - Temperatura do ar 3 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	33
Figura 2.21 - Temperatura do ar 4 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	34
Figura 2.22 - Umidade relativa do ar 1 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	34
Figura 2.23 - Umidade relativa do ar 2 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	35
Figura 2.24 - Umidade relativa do ar 3 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	35
Figura 2.25 - Umidade relativa do ar 4 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados	36
Figura 2.26 - Radiação solar global no período das 15 às 15:59 horas local no dia 17	39
Figura 2.27 - Radiação solar global no período das 15 às 15:59 horas local no dia 16	39
Figura 2.28 - Radiação solar global no período das 15 às 15:59 horas local no dia 18	40
Figura 2.29 - Representação dos ângulos zenitais do sol (Z_{sol}) e do satélite <i>NOAA-14</i> (Z_{sat}) durante a aquisição das imagens	40
Figura 2.30 - Fluxos do balanço de energia medidos pela torre micrometeorológica durante o dia 17 de dezembro de 1999	45
Figura 3.1 - Fluxograma do modelo <i>SEBAL</i>	63
Figura 3.2 - Desvio percentual médio de cada parâmetro estimado para os dias 16, 17 e 18 no modo 1 do modelo <i>SEBAL</i> , para o conjunto de píxeis sem nuvens.	117
Figura 3.3 - Desvio percentual médio de cada parâmetro estimado para os dias 16, 17 e 18 no modo 2 do modelo <i>SEBAL</i> , para o conjunto de píxeis sem nuvens.	117
Figura 3.4 - Desvio percentual médio de cada parâmetro estimado para os dias 16, 17 e 18 no modo 3 do modelo <i>SEBAL</i> , para o conjunto de píxeis sem nuvens.	118
Figura 3.5 - Desvios percentuais médios de estimativa, em cada píxel, para os parâmetros R_l , S , H e LE no modo 1	120

Figura 3.6 -	Desvios percentuais médios de estimativa, em cada píxel, para os parâmetros R_l , S , H e LE no modo 2	121
Figura 3.7 -	Desvios percentuais médios de estimativa, em cada píxel, para os parâmetros R_l , S , H e LE no modo 3	121
Figura 3.8 -	Desvios percentuais médios dos parâmetros R_l , S , H e LE para o conjunto de píxeis sem nuvens e para o píxel 4 isoladamente para os dias 16, 17 e 18 no modo 1	123
Figura 3.9 -	Erros percentuais médios dos parâmetros R_l , S , H e LE para o conjunto de píxeis sem nuvens e para o píxel 4 isoladamente para os dias 16, 17 e 18 no modo 2	124
Figura 3.10 -	Erros percentuais médios dos parâmetros R_l , S , H e LE para o conjunto de píxeis sem nuvens e para o píxel 4 isoladamente para os dias 16, 17 e 18 no modo 3	124
Figura 3.11 -	Erros percentuais médios dos parâmetros estimados pelo modelo <i>SEBAL</i> para o píxel 4, isoladamente, para os dias 16, 17 e 18	125
Figura 3.12 -	Diferença entre os erros médios de estimativa para os píxeis com e sem nuvens no modo 2	126
Figura 3.13 -	Diferença entre os erros médios de estimativa para os píxeis com e sem nuvens no modo 3	126
Figura 4.1 -	Fluxograma da estimativa da temperatura da superfície	142
Figura 4.2 -	Medida com tampa espelhada ($M1$)	148
Figura 4.3 -	Medida com tampa preta aquecida ($M2$)	148
Figura 4.4 -	Medida com radiômetro <i>CE312</i> no cavalete ($M'3$). A componente 1 é a emissão da superfície de soja ($\varepsilon N(T_s)$), isoladamente	149
Figura 4.5 -	Diferença entre as temperatura de brilho dos canais 2 e 3 registradas pelo radiômetro <i>CE312</i> durante as medidas $M1$	156
Figura 4.6 -	Correlação entre as temperatura de brilho dos canais 2 e 3 registradas pelo radiômetro <i>CE312</i> durante as medidas $M1$	156
Figura 4.7 -	Diferença entre as temperaturas de brilho dos canais 2 e 3 registradas pelo radiômetro <i>CE312</i> e as temperaturas da superfície medidas pelos termopares durante as medidas $M1$	159

Figura 4.8 - Correlação entre a temperatura de brilho do canal 2 registradas pelo radiômetro <i>CE312</i> e a temperatura da superfície medidas pelos termopares durante as medidas <i>MI</i>	159
Figura 4.9 - Correlação entre a temperatura de brilho do canal 3 registradas pelo radiômetro <i>CE312</i> e a temperatura da superfície medidas pelos termopares durante as medidas <i>MI</i>	160
Figura 4.10 - Radiâncias medidas pelo radiômetro <i>CE312</i> durante as medições <i>MI</i> e <i>M2</i> no canal 2	163
Figura 4.11 - Radiâncias medidas pelo radiômetro <i>CE312</i> durante as medições <i>MI</i> e <i>M2</i> no canal 3	163
Figura 4.12 - Radiâncias medidas pelo radiômetro <i>CE312</i> durante as medições <i>MI</i> e <i>M'3</i> , no canal 2	171
Figura 4.13 - Radiâncias medidas pelo radiômetro <i>CE312</i> durante as medições <i>MI</i> e <i>M'3</i> , no canal 3	171

LI STA DE TABELAS

Tabela 2.1 -	Coordenadas geográficas dos pontos selecionados da área do experimento em Dourados	16
Tabela 2.2 -	Instrumental instalado nas torres micrometeorológicas 1 e 2 em Dourados	17
Tabela 2.3 -	Membros da equipe envolvida na realização do experimento de Dourados	25
Tabela 2.4 -	Dados coletados no experimento de Dourados	26
Tabela 2.5 -	Dados coletados e resultados obtidos simultaneamente às passagens do satélite <i>NOAA 14</i> durante o experimento de campo em Dourados-MS	37
Tabela 2.6 -	Parâmetros da posição do sol e do satélite <i>NOAA-14</i> nos dias 16, 17 e 18 de dezembro	40
Tabela 2.7 -	Dados medidos na torre micrometeorológica (Torre 2) em Dourados	42
Tabela 2.8 -	Medidas de campo obtidas pela torre 2 nos dias 16, 17 e 18 de dezembro de 1999 em Dourados relativas às componentes do balanço de energia	44
Tabela 2.9 -	Transmitância atmosférica de ondas curtas medida em campo e determinada pelo <i>LOWTRAN</i>	45
Tabela 2.10 -	Erros do método da razão de Bowen para os fluxos de calor sensível e latente, nos dias 16, 17 e 18 de dezembro em Dourados	46
Tabela 2.11 -	Erros instrumentais das medidas da radiação líquida (R_l) e do fluxo de calor no solo (S)	46
Tabela 3.1 -	Medidas de campo da torre micrometeorológica utilizadas na validação do modelo <i>SEBAL</i>	86
Tabela 3.2 -	Desvios médios (percentuais) de estimativa, em relação às medidas de campo, para o modo 1 do modelo <i>SEBAL</i>	88
Tabela 3.3 -	Desvios médios (percentuais) de estimativa, em relação às medidas de campo, para o modo 2 do modelo <i>SEBAL</i>	89
Tabela 3.4 -	Desvios médios (percentuais) de estimativa, em relação às Medidas de campo, para o modo 3 do modelo <i>SEBAL</i>	90

Tabela 3.5 - Resultados do modelo <i>SEBAL</i> , modo 2 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , τ_{oc}), para os nove píxeis da imagem do <i>NOAA-14</i> para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local em Dourados	93
Tabela 3.6 - Resultados do modelo <i>Sebal</i> , modo 3 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , R_g), para os nove píxeis da imagem do <i>NOAA-14</i> para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local em Dourados	94
Tabela 3.7 - Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 2 do modelo <i>SEBAL</i> para os píxeis sem nuvens da imagem do <i>NOAA-14</i> referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local	96
Tabela 3.8 - Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 3 do modelo <i>SEBAL</i> para os píxeis sem nuvens da imagem do <i>NOAA-14</i> referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local	97
Tabela 3.9 - Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 2 do modelo <i>SEBAL</i> para os píxeis com nuvens da imagem do <i>NOAA-14</i> referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local	98
Tabela 3.10 - Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 3 do modelo <i>SEBAL</i> para os píxeis com nuvens da imagem do <i>NOAA-14</i> referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local	99
Tabela 3.11 - Resultados do modelo <i>SEBAL</i> , modo 1 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , r_o), para os nove píxeis da imagem do <i>NOAA-14</i> para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local em Dourados	101
Tabela 3.12 - Resultados do modelo <i>SEBAL</i> , modo 2 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , τ_{oc}), para os nove píxeis da imagem do <i>NOAA-14</i> para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local em Dourados	102
Tabela 3.13 - Resultados do modelo <i>SEBAL</i> , modo 3 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , R_g), para os nove píxeis da imagem do <i>NOAA-14</i> para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local em Dourados	103

Tabela 3.14 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 1 do modelo <i>SEBAL</i> para os nove píxeis da imagem do <i>NOAA-14</i> referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local	104
Tabela 3.15 - Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 2 do modelo <i>SEBAL</i> para os nove píxeis da imagem do <i>NOAA-14</i> referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local	105
Tabela 3.16 - Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 3 do modelo <i>SEBAL</i> para os nove píxeis da imagem do <i>NOAA-14</i> referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local	106
Tabela 3.17 - Resultados do modelo <i>SEBAL</i> , modo 2 (inicialização: T_{am} , U_{100} , τ_{oc}), para os nove píxeis da imagem do <i>NOAA-14</i> para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local em Dourados	110
Tabela 3.18 - Resultados do modelo <i>SEBAL</i> , modo 3 (inicialização: T_{am} , U_{100} , R_g), para os nove píxeis da imagem do <i>NOAA-14</i> para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local em Dourados	111
Tabela 3.19 - Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 2 do modelo <i>SEBAL</i> para os píxeis sem nuvens da imagem do <i>NOAA-14</i> referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local	112
Tabela 3.20 - Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 3 do modelo <i>SEBAL</i> os píxeis sem nuvens da imagem do <i>NOAA-14</i> referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local	113

Tabela 3.21 - Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 2 do modelo <i>SEBAL</i> para os píxeis com nuvens da imagem do <i>NOAA-14</i> referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local	114
Tabela 3.22 - Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 3 do modelo <i>SEBAL</i> para os píxeis com nuvens da imagem do <i>NOAA-14</i> referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local	115
Tabela 3.23 - Desvios médios de estimativa do modelo <i>SEBAL</i> para os dias 16, 17 e 18 em Dourados, para os píxeis sem nuvens	119
Tabela 3.24 - Análise de sensibilidade das estimativas do modelo <i>SEBAL</i> em relação a temperatura do ar	129
Tabela 3.25 - Análise de sensibilidade das estimativas do modelo <i>SEBAL</i> em relação a velocidade do vento	130
Tabela 3.26 - Análise de sensibilidade das estimativas do modelo <i>SEBAL</i> em relação a radiação solar global	130
Tabela 3.27 - Análise de sensibilidade das estimativas do modelo <i>SEBAL</i> em relação a transmitância atmosférica de ondas curtas	131
Tabela 3.28 - Análise de sensibilidade das estimativas do modelo <i>SEBAL</i> em relação ao albedo da superfície	131
Tabela 3.29 - Análise de sensibilidade das estimativas do modelo <i>SEBAL</i> em relação a Z_{ref}	132
Tabela 3.30 - Análise de sensibilidade das estimativas do modelo <i>SEBAL</i> em relação a Z	132
Tabela 3.31 - Análise de sensibilidade das estimativas do modelo <i>SEBAL</i> em relação a Z_{ho}	133
Tabela 3.32 - Análise de sensibilidade das estimativas do modelo <i>SEBAL</i> em relação a temperatura da superfície	133
Tabela 4.1 - Valores de emissividade de superfícies agricultáveis presentes na literatura	152
Tabela 4.2 - Emissividade da superfície, nos canais 4 e 5 do sensor <i>AVHRR</i> , obtida pelo método da caixa em Dourados	153

Tabela 4.3 -	Dados obtidos durante as medições <i>MI</i> , em Dourados-MS, para os canais 2 e 3 do radiômetro <i>CE312</i> (correspondentes aos canais 5 e 4 do <i>AVHRR</i>)	155
Tabela 4.4 -	Diferença entre as temperaturas de brilho dos canais 2 e 3 do radiômetro <i>CE312</i> (correspondentes aos canais 5 e 4 do <i>AVHRR</i>) e dos termopares, obtidas durante as medições <i>MI</i> , em Dourados-MS	158
Tabela 4.5 -	Dados obtidos em Dourados durante as medições <i>M2</i> para o canal 2 do radiômetro <i>CE312</i> (correspondente ao canal 5 do <i>AVHRR</i>)	161
Tabela 4.6 -	Dados obtidos em Dourados durante as medições <i>M2</i> para o canal 3 do radiômetro <i>CE312</i> (correspondente ao canal 4 do <i>AVHRR</i>)	162
Tabela 4.7 -	Correlação entre as temperaturas, medidas por termopares, em cinco pontos diferentes da tampa preta aquecida, para um conjunto de 21 medidas da emissividade da superfície	165
Tabela 4.8 -	Emissividade da superfície, no canal 4 do sensor <i>AVHRR</i> , obtida pelo método da caixa modificado em Dourados (correspondente ao canal 3 do radiômetro <i>CE312</i>)	167
Tabela 4.9 -	Emissividade da superfície, no canal 5 do sensor <i>AVHRR</i> , obtida pelo método da caixa modificado em Dourados (correspondente ao canal 2 do radiômetro <i>CE312</i>)	168
Tabela 4.10 -	Resultados da estimativa da <i>TST</i> obtidos durante o experimento de campo em Dourados-MS	172
Tabela 4.11 -	Erro de estimativas da <i>TST</i> em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pela metodologia do modelo <i>SEBAL</i> com a emissividade da superfície em função do <i>NDVI</i>	175
Tabela 4.12 -	Erro de estimativas da <i>TST</i> em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pela metodologia do modelo <i>SEBAL</i> com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado	176
Tabela 4.13 -	Diferenças entre os erros de estimativa da <i>TST</i> em graus Celsius, obtida pela metodologia do modelo <i>SEBAL</i> com a emissividade da superfície em função do <i>NDVI</i> e pelo método da caixa modificado, para os píxeis sem nuvens	177

Tabela 4.14 - Diferença entre a emissividade da superfície obtida em função do <i>NDVI</i> e pelo método da caixa modificado, para os píxeis sem nuvens	177
Tabela 4.15 - Erro de estimativas da <i>TST</i> em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pelo método de França com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa original	180
Tabela 4.16 - Erro de estimativas da <i>TST</i> em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pelo método de Coll com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa original	181
Tabela 4.17 - Erro de estimativas da <i>TST</i> em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pelo método de Sobrino com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa original	182
Tabela 4.18 - Coeficientes <i>A</i> e <i>B</i> da equação de estimativa da <i>TST</i> , pelo métodos de França, Coll e Sobrino, utilizando a emissividade da superfície obtida prlo método da caixa original	183
Tabela 4.19 - Erro de estimativas da <i>TST</i> em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pelo método de França com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado	184
Tabela 4.20 - Erro de estimativas da <i>TST</i> em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pelo método de Coll com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado	185
Tabela 4.21 - Erro de estimativas da <i>TST</i> , para os píxeis sem nuvens, pelo método de Sobrino com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado	186
Tabela 4.22 - Coeficientes <i>A</i> e <i>B</i> da equação de estimativa da <i>TST</i> , pelo métodos de França, Coll e Sobrino, utilizando a emissividade da superfície obtida prlo método da caixa modificado	187
Tabela 4.23 - Erros de estimativa da <i>TST</i> em graus Celsius pelas metodologias de França, Coll, Sobrino e do modelo <i>SEBAL</i> , no dia 18 de dezembro de 1999, para a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa original, método da caixa modificado e em função do <i>NDVI</i> (somente para o modelo <i>SEBAL</i>)	187

Tabela 4.24 - Erros de estimativa da <i>TST</i> , em graus Celsius, no píxel central (píxel 4) para os dias 16 e 17 de dezembro de 1999, em Dourados	188
Tabela 4.25 - Comparação entre os erros percentuais das componentes do balanço de energia estimadas pelo modelo <i>SEBAL</i> com a temperatura da superfície obtida de forma original (<i>SEBAL</i>) e por França, para o dia 16	190
Tabela 4.26 - Comparação entre os erros percentuais das componentes do balanço de energia estimadas pelo modelo <i>SEBAL</i> com a temperatura da superfície obtida de forma original (<i>SEBAL</i>) e por França, para o dia 17	190

L ISTA DE SIGLAS

<i>ASTER</i>	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i>
<i>ATSR</i>	<i>Along Track Scanning Radiometer</i>
<i>AVHRR</i>	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
<i>CBE</i>	componentes do balanço de energia
<i>CBERS</i>	<i>Chinese Brazilian Earth Resources Satellite</i>
<i>CERES</i>	<i>Earth's Radiant Energy System</i>
<i>COPPE</i>	Coordenação dos Programas de Pós-Graduação de Engenharia
<i>CPTEC</i>	Centro Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
<i>EFEDA</i>	<i>European Field Experiments in a Desertification – Threatened Area</i>
<i>EMBRAPA</i>	Empresa Brasileira de Agropecuária
<i>EOS</i>	<i>Earth Observing System</i>
<i>ERBE</i>	<i>Earth Radiation Budget Experiment</i>
<i>ERS</i>	<i>Earth Remote Sensing</i>
<i>FAO</i>	<i>Food and Agriculture Organization of the United Nations</i>
<i>FIFE</i>	<i>First ISLSCP – International Satellite Land Surface Climatology Project – Field Experiment</i>
<i>GMS</i>	<i>Geostationary Meteorological Satellite</i>
<i>GOES</i>	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
<i>GOSSTCOMP</i>	<i>Global Operational SST Computation</i>
<i>GPS</i>	<i>Global Positioning System</i>
<i>HAPEX – Sahel</i>	<i>Hydrological Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel</i>
<i>HEIFE</i>	<i>Heihe Field Experiment</i>
<i>HIS</i>	<i>High Resolution Interferometer Sounder</i>
<i>IGEO</i>	Instituto de Geociências
<i>INPE</i>	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
<i>INSAT</i>	<i>Indian Satellite</i>
<i>Landsat 5-TM</i>	<i>Land Satellite 5 – Thematic Mapper</i>
<i>LOWTRAN</i>	<i>Low Resolution Atmospheric Transmission Radiance Model</i>
<i>Meteosat</i>	<i>Meteorological Satellite</i>

<i>MODIS</i>	<i>Moderate Resolution Imaging Spectrometer</i>
<i>NDVI</i>	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
<i>NOAA</i>	<i>National Oceanic Atmospheric Administration</i>
<i>PIB</i>	Produto Interno Bruto
<i>SAR</i>	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
<i>SEBAL</i>	<i>Surface Energy Balance for Land</i>
<i>S-SEBI</i>	<i>Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance</i>
<i>SVAT</i>	<i>Soil Vegetation Atmosphere Transfer</i>
<i>SW</i>	<i>Split-window</i>
<i>TSM</i>	temperatura da superfície do mar
<i>TST</i>	temperatura da superfície terrestre
<i>UEL</i>	Universidade Estadual de Londrina
<i>UFMS</i>	Universidade Federal de Mato Grosso do Sul
<i>UFRJ</i>	Universidade Federal do Rio de Janeiro
<i>UNESCO</i>	<i>United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization</i>
<i>USP</i>	Universidade de São Paulo

LISTA DE SÍMBOLOS

a	coeficientes angular da equação de $D_{T_{ar}}$
$a_{0,j}, a_{1,j}(\theta)$	são os coeficientes de absorção para um dado estado da atmosfera
$A(b_1)$	refletância do canal 1 do AVHRR em %
$A(b_2)$	refletância do canal 2 do AVHRR em %
$AngH$	ângulo horário solar em radianos
A e B	são os coeficientes da equação janela separada
A_j, B_j e D_j	coeficientes de correção, para um determinado canal j , devido a falta de linearidade do sensor AVHRR
b	coeficientes linear da equação de $D_{T_{ar}}$
BE	balanço de energia em W/m^2
$B_j(\nu)$	radiância em $mW/sr\ m^2\ cm^{-1}$
$B_j(\nu)_{corr}$	radiância corrigida em $mW/sr\ m^2\ cm^{-1}$
BOC	balanço de radiação de ondas curtas em W/m^2
BOL	balanço de radiação de ondas longas em W/m^2
$CE312$	radiômetro
C_p	calor específico do ar à pressão constante em $J/kg.K$
DJ	dia juliano
DN	número digital
d_s	distância média terra-sol em UA
$D_{T_{ar},central}$	gradiente de temperatura do ar presente na imagem, referente ao pixel central (K/m)
$D_{T_{ar}}(T_{sup,max})$	gradiente máximo de temperatura do ar presente na imagem, referente ao pixel de temperatura da superfície máxima (K/m)

$D_{T_w}(T_{\text{sup,min}})$	gradiente mínimo de temperatura do ar referente ao píxel da imagem que possui temperatura da superfície mínima (K/m)
e	pressão atual de vapor em hPa
e_s	pressão de saturação do vapor d'água em hPa
$f(\lambda)$	função espectral de transferência do radiômetro
g	Aceleração da gravidade em m/s^2
h	altura da cultura em metros
H	fluxo de calor sensível em W/m^2
H_{central}	fluxo de calor sensível do píxel central em W/m^2
$H_{\text{corrigido}}$	fluxo de calor sensível corrigido em W/m^2
H_{max}	fluxo de calor sensível máximo em W/m^2
HoraL	hora local
HoraG	hora em Greenwich
$I_j(\nu)$	coeficiente linear da equação de calibração do canal j
k	constante de von Karman, igual a 0,41
k_j	coeficiente de absorção da atmosfera no canal j
K^\downarrow	densidade de fluxo radiante de onda curta incidente na superfície em W/m^2
$K^\downarrow_{\text{exo}}$	constante solar total, igual a 1358 W/m^2
$K^\downarrow_{\text{exo}}(b_1)$	constante solar espectral referente a banda do canal 1 do <i>AVHRR</i> em W/m^2
$K^\downarrow_{\text{exo}}(b_2)$	constante solar espectral referente a banda do canal 2 do <i>AVHRR</i> em W/m^2
$K^\downarrow_{\text{toa}}$	densidade de fluxo radiante total perpendicular no topo da atmosfera em W/m^2
$K^\uparrow_{\text{toa}}(b_1)$	radiância espectral bidirecional de onda curta no topo da atmosfera registrada no canal 1 do sensor <i>AVHRR</i> a bordo do satélite <i>NOAA-14</i> em $\text{mW/m}^2.\text{sr.cm}$

$K_{toa}^{\uparrow}(b_2)$	radiância espectral bidirecional de onda curta no topo da atmosfera registrada no canal 2 do sensor <i>AVHRR</i> a bordo do satélite <i>NOAA-14</i> em $mW/m^2.sr.cm$
$K_{toa}^{\downarrow}(b_1)$	densidade de fluxo radiante espectral de onda curta incidente perpendicularmente no topo da atmosfera para o canal 1 do <i>AVHRR</i> em W/m^2
$K_{toa}^{\downarrow}(b_2)$	densidade de fluxo radiante espectral de onda curta incidente perpendicularmente no topo da atmosfera para o canal 2 do <i>AVHRR</i> em W/m^2
L	comprimento de Monin-Obukhov em metros
L^{\downarrow}	densidade de fluxo radiante da atmosfera incidente na superfície em W/m^2
L^{\uparrow}	densidade de fluxo radiante da superfície em W/m^2
LE	fluxo de calor latente em W/m^2
$Long$	longitude local em radianos
L_{λ}°	é a função espectral de Planck
$M1$	medida $M1$ do radiômetro <i>CE312</i> em $mW/m^2.sr$
$M2$	medida $M2$ do radiômetro <i>CE312</i> em $mW/m^2.sr$
$M3$	medida $M3$ do radiômetro <i>CE312</i> em $mW/m^2.sr$
$M'3$	medida $M'3$ do radiômetro <i>CE312</i> em $mW/m^2.sr$
$MinG$	minutos em Greenwich
ND	número digital das imagens nos canais 1 e 2 do <i>AVHRR</i>
$NDVI$	índice de vegetação de diferença normalizada
n_j	constante que assume valores iguais a 4,51921 e 4,12636 para os canais 4 e 5 do <i>AVHRR</i> , respectivamente
$N(T)$	é a radiância efetivamente medida pelo radiômetro em $mW/m^2.sr$
P	pressão atmosférica em hPa
r_a	reflectância da atmosfera direcional, que é igual a r_p em um pixel escuro
r_{ah}	resistência aerodinâmica para o transporte de calor em s/m

$r_{ah,central}$	resistência aerodinâmica ao transporte de calor do píxel central em s/m
$r_{ah,corrigida}$	resistência aerodinâmica corrigida ao transporte de calor do píxel central em s/m
$r_{ah}(T_{sup,max})$	resistência aerodinâmica ao transporte de calor referente ao píxel de temperatura da superfície máxima em s/m
R_{atm}	radiação de ondas longas emitida pela atmosfera em W/m^2
R_g	radiação solar global em W/m^2
R_l	radiação líquida em W/m^2
$R_l(T_{sup,max})$	radiação líquida referente ao píxel da imagem que possui temperatura da superfície máxima em W/m^2
r_o	albedo da superfície
r_p	reflectância planetária direcional
$r_p(b_1)$	reflectância planetária espectral direcional referente a banda do canal 1 do AVHRR
$r_p(b_2)$	reflectância planetária espectral direcional referente a banda do canal 2 do AVHRR
R_{sup}	radiação de ondas longas emitida pela superfície em W/m^2
S	fluxo de calor no solo em W/m^2
$S_j(v)$	coeficiente angular da equação de calibração do canal j
T	temperatura do ar em $^{\circ}C$
T_{aj}	temperatura média da atmosfera em K
T_{ar}	temperatura do ar em $^{\circ}C$
T_{atm}	temperatura da atmosfera em K
T_b	temperatura de brilho equivalente aos canais 4 e 5 do sensor AVHRR em K
T_{b4}	temperatura de brilho do canal 4 do sensor AVHRR em K
T_{b5}	temperatura de brilho do canal 5 do sensor AVHRR em K
T_{bj} e T_j	temperatura de brilho do canal j em K

T_c	temperatura da tampa preta ($^{\circ}\text{C}$)
T_s	temperatura da superfície emissora ($^{\circ}\text{C}$)
T_{sup}	temperatura da superfície em K
$T_{\text{sup,max}}$	temperatura da superfície referente ao píxel da imagem de maior temperatura em K
$T_{\text{sup,min}}$	temperatura da superfície referente ao píxel da imagem de menor temperatura em K
UR	umidade relativa do ar em %
U_z	vento medido à altura Z metros
u_*	velocidade de fricção ou característica em m/s
$u_{* \text{ corrigida}}$	velocidade de fricção ou característica corrigida em m/s
U_{100}	velocidade do vento a 100 metros, em m/s
w	quantidade total de vapor de água na coluna atmosférica em g/cm^2
x	função inversa de Monin-Obukhov para o transporte de calor na atmosfera
Z	altura da medida do vento em metros
Z_{oh}	comprimento da rugosidade aerodinâmica para o transporte de calor em
Z_{on}	comprimento de rugosidade aerodinâmica para o transporte de <i>momentum</i> em metros
Z_{ref}	altura de referência acima de uma fonte ou sumidouro de calor, ao qual existe uma resistência aerodinâmica ao transporte de calor em metr
β	razão de Bowen
γ	constante psicrométrica em $\text{hPa} / ^{\circ}\text{C}$
γ_j	constante e igual a 1,6
δ	declinação solar em radianos
$\partial T / \partial z$	gradiente vertical de temperatura em $^{\circ}\text{C} / \text{m}$

$\partial e / \partial z$	gradiente vertical de pressão de vapor em hPa / m
ε	razão entre o peso molecular da água e do ar igual a 0,622
ε	emissividade
ε_{atm}	emissividade infravermelha termal aparente da atmosfera ao nível da superfície
ε_j	emissividade espectral da superfície nos canais 4 e 5 do <i>AVHRR</i>
ε_4	emissividade espectral da superfície no canal 4 do <i>AVHRR</i>
ε_5	emissividade espectral da superfície no canal 5 do <i>AVHRR</i>
ε_{sup}	emissividade total da superfície
θ	ângulo zenital do satélite em graus
λ	calor latente de evaporação em J / kg
ν_j	número de onda do canal j em cm^{-1}
ρ	refletividade
ρ_a	densidade do ar em kg/m^3
σ	constante de Stefan-Boltzmann, igual a $5,67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$
τ_j	transmitância da atmosfera nos canais 4 e 5 do <i>AVHRR</i>
$\tau_j(0)$	transmitância da atmosfera no nadir
$\tau_4(\theta)$	transmitância da atmosfera no canal 4 do <i>AVHRR</i> , em função do ângulo zenital do satélite
$\tau_5(\theta)$	transmitância da atmosfera no canal 5 do <i>AVHRR</i> , em função do ângulo zenital do satélite
τ_{oc}	transmitância atmosférica de ondas curtas
ϕ	ângulo zenital solar em radianos
ϕ_h	função de Monin-Obukhov para o transporte de calor na atmosfera
ψ_h	correção de estabilidade atmosférica para o transporte de calor na atmosfera

ψ_m	correção de estabilidade para o transporte de momentum na atmosfera
ΔH	variação do calor sensível em %
ΔLE	variação do calor latente em %
ΔR_g	variação da radiação solar global em %
ΔR_l	variação da radiação líquida em %
Δr_o	variação do albedo da superfície em %
ΔS	variação do fluxo de calor no solo em %
ΔT_{ar}	variação da temperatura do ar °C
ΔT_{sup}	variação da temperatura da superfície °C
ΔU_{100}	variação da velocidade do vento a uma altura de 100 metros, em %
ΔZ	variação da altura da medida do vento em metros
ΔZ_{oh}	variação do parâmetro de rugosidade para o transporte de calor em metros
ΔZ_{ref}	Variação da altura de referência acima de uma fonte ou sumidouro de calor longo da qual existe uma resistência aerodinâmica ao transporte de calor em metros
$\Delta \tau_{oc}$	variação da transmitância atmosférica de ondas curtas em %

CAPÍTULO 1

Introdução às Estimativas das Componentes do Balanço de Energia e da Temperatura da Superfície Terrestre Via Sensoriamento Remoto

1.1. Introdução

Os processos radiativos em superfície são de crucial importância à redistribuição de umidade e de calor no solo e na atmosfera. As trocas de calor e umidade afetam o comportamento da biosfera, do tempo e do clima na Terra (Bastiaanssen et al., 1998a; Roerink et al., 2000). Mudanças no balanço de energia e de umidade no sistema terra-oceano-atmosfera, nos trópicos, influem no clima global (Aguttes et al., 2000).

As trocas de energia na interface vegetação-atmosfera, por meio das componentes do balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível e latente, são essenciais para modelagem climática, sendo que a magnitude desses fluxos e de suas variações, em períodos menores do que um dia, são importantes na parametrização e calibração de modelos de circulação global. Em intervalos maiores, essas grandezas também são utilizadas em modelos de impactos climáticos globais resultantes de alterações fisiográficas da superfície (Sellers et al., 1995). A estimativa da variação espacial dos processos evaporativos são fundamentais em muitas aplicações relacionadas a recursos hídricos e modelagem climática (Mohamed et al., 2004).

Devido à escassez de dados meteorológicos, os modelos atmosféricos e hidrológicos são alimentados com dados regionais com resolução inadequada para representar as situações atmosféricas que se deseja modelar.

A área de pesquisa que emprega sensoriamento remoto tem crescido. Nesse sentido, o sensoriamento remoto via satélite proporciona uma alternativa para quantificar os fluxos de energia entre a atmosfera e a superfície terrestre com um fornecimento quase contínuo de dados com alta resolução temporal e espacial, possibilitando assim considerável melhoria nos sistemas de assimilação dos modelos. Em consequência, a inferência em grande escala da evapotranspiração, por dados de satélites, é uma das principais áreas de pesquisas em programas internacionais que trabalham com estimativa de fluxos de superfície tais como: experimento piloto atmosférico e hidrológico em Sahel (*Hydrological Atmospheric Pilot Experiment in the Shahe - HAPEX – Sahel*, Caselles et al., 1997), experimento de campo europeu em

áreas com risco de desertificação (*European Field Experiments in a Desertification – Threatened Area - EFEDA*, Bastiaanssen et al., 1998b), experimento de campo Heihe (*Heihe Field Experiment - HEIFE*, Bastiaanssen et al., 1998b), primeiro experimento de campo do projeto internacional de climatologia da superfície terrestre por satélite (*First ISLSCP – International Satellite Land Surface Climatology Project – Field Experiment - FIFE*, Abareshi e Schuepp, 1998) e missão mega – trópicos (*MEGHA – TROPICUES Mission*, Aguttes et al., 2000).

Sensoriamento remoto é a ciência de obtenção de informações a respeito de um objeto, área ou fenômeno através da análise de dados adquiridos por um dispositivo que não está em contato com o objeto, área ou fenômeno de pesquisa (Barrett e Obe, 1999).

A base física do sensoriamento remoto é dada pela medição da energia eletromagnética, refletida ou emitida pelo material de investigação. Essa energia propaga-se em forma de onda com uma velocidade, no vácuo, igual a da luz, sendo um meio de transferência de informação de alta velocidade entre o objeto de interesse e o sensor, caracterizando-se ainda como o processo mais importante responsável pela transferência de energia na atmosfera (Novo, 1989; Barrett e Obe, 1999).

Os dados do radiômetro avançado de altíssima resolução (*Advanced Very High Resolution Radiometer - AVHRR*) dos satélites da Administração Nacional de Oceano e Atmosfera (*National Oceanic Atmospheric Administration - NOAA*) vêm sendo utilizados, há mais de duas décadas, para fins de monitoramento de forma operacional de elementos, como: nuvens, albedo, neve, temperatura da superfície do mar e condição do estado da vegetação. Recentemente, esforços vêm sendo desenvolvidos no sentido de se estender a utilização dos dados *AVHRR* tentando preencher lacunas importantes no contexto do programa internacional de mudanças climáticas globais. Nesse contexto, pesquisas estão sendo direcionadas para obtenção dos seguintes parâmetros: fluxos do balanço de energia (Tarpley, 1994; 1997; Bastiaanssen, 1998; Havstad et al., 2000; Diak et al., 2004; Rivas e Caselles, 2004), detecção de queimadas e secas (Liu et al., 1994; Liu et al., 2001; Giglio et al., 2003a.; Giglio et al., 2003b.; Ramesh et al., 2003; Tanaka et al., 2003; Huang e Siegert, 2004; Manzo-Delgado et al., 2004; Song et al., 2004; Zhang et al., 2004;) e temperatura da superfície terrestre (Becker e Li, 1990; Sobrino et al., 1991; Kerr et al., 1992; Li e Becker, 1993; Coll et al., 1994a; França, 1994; Caselles et al., 1997; Sobrino e Kharraz, 2003; Sobrino et al., 2004).

A obtenção da temperatura da superfície terrestre através de imagens termais, obtidas por sensoriamento remoto, é de considerável importância para muitas aplicações

em oceanografia, estudos de mudanças climáticas, geologia, hidrologia e monitoramento da vegetação (Sobrino et al., 1996). Com relação às componentes do balanço de energia, a temperatura da superfície é importante para a determinação do balanço de ondas longas.

As principais vantagens da obtenção de dados, via sensoriamento remoto orbital, podem ser resumidas como segue:

- i) possibilidade de coleta de informações detalhadas para uma extensa área em tempo relativamente curto; e
- ii) quantificação de parâmetros físicos da superfície terrestre com um fluxo quase contínuo de dados com alta resolução temporal e espacial, possibilitando considerável melhoria nos sistemas de assimilação dos modelos de previsão do tempo e clima.

1.2. Caracterização do problema

O monitoramento espacial contínuo de fluxos na superfície, tão relevantes à previsão do tempo e do clima em diferentes escalas de tempo e espaço, ainda não está disponível. Essa lacuna é devida à complexidade do sistema físico envolvido e ao fato de que os métodos convencionais ou tradicionais de avaliação sobre grandes áreas requerem um extensivo sistema de medidas meteorológicas. Os fluxos turbulentos em superfície de calor sensível, calor latente e *momentum* podem ser medidos em campo por diferentes técnicas.

O método do balanço de energia – razão de Bowen, por exemplo, utiliza medidas dos gradientes de temperatura e umidade na camada atmosférica próxima a superfície, combinadas com medidas de radiação e fluxo de calor no solo (Diak et al., 2004). O método da correlação turbulenta, por sua vez, mede as componentes turbulentas de momento, calor e umidade, proporcionando uma estimativa direta dos fluxos em superfície (Diak et al., 2004). Por outro lado, o método aerodinâmico para o transporte turbulento considera medidas de temperatura e umidade do ar em dois níveis acima da superfície, velocidade do vento, condições de estabilidade da atmosfera, bem como propriedades aerodinâmicas da superfície (Rosenberg et al., 1983). Mas todos esses métodos não são adequados para fornecer uma indicação dos fluxos em escala regional. Esses métodos tradicionais levam a resultados que são bastante pontuais ou

representativos de pequenas áreas. As informações de fluxos em superfície ainda são onerosas e escassas, devido aos altos custos do instrumental envolvido na coleta de dados, à densidade adequada dessas medidas para assimilação por modelos de previsão de tempo e clima e à necessidade de coleta de dados em regiões de difícil acesso (Bastiaanssen, 2000).

Devido à escassez de dados, tornou-se indispensável a utilização de técnicas alternativas para complementar informações meteorológicas sobre uma determinada localidade. As técnicas de sensoriamento remoto têm sido bastante utilizadas para obter informações de parâmetros de superfície e da atmosfera, que são importantes para o monitoramento de fluxos ou de parâmetros associados em escala regional e global, cujo nível de detalhamento é determinado pela resolução espacial dos sensores multiespectrais utilizados. Dentre as técnicas de sensoriamento, destaca-se a utilização de sensores espaciais a bordo de satélites ambientais, quando se deseja obter informações de extensas áreas.

Vários trabalhos envolvendo a estimativa de fluxos em superfície via satélite podem ser encontrados na literatura, tais como: Daughtry et al. (1990), Kustas et al. (1990), Hall et al. (1991), Kustas et al. (1993), Diak et al. (1994), Tarpley (1994), Eymard e Taconet (1995), Anderson et al. (1997), Chehbouni et al. (1997), Bastiaanssen et al. (1998a), Bastiaanssen et al. (1998b), Alioso et al. (1999), Kustas e Norman (1999), Aguttes et al. (2000), Bastiaanssen (2000), Di Bella et al. (2000), Fox et al. (2000), Parlow (2000), Pinker et al. (2000), Roerink et al. (2000), Xue et al. (2000), Yang (2000) e Mohamed et al. (2004).

Muitos dos algoritmos correntes de obtenção de fluxos energéticos via sensoriamento remoto são ainda insatisfatórios devido aos seguintes problemas:

- i) algoritmos de obtenção de fluxos por sensoriamento remoto necessitam de informações da superfície que são disponíveis apenas durante experimentos de campo específicos (Diak et al., 2004); como exemplo, tem-se a condutividade térmica e temperatura do solo, parâmetros de rugosidade aerodinâmica para o transporte de *momentum* e calor, deslocamento do plano zero e emissividade da superfície;

- ii) utilização de relações empíricas, que dificultam o uso de tais algoritmos para diferentes categorias de uso do solo, sendo viáveis somente se apoiados por calibrações locais (Blyth e Dolman, 1995);
- iii) hipótese de igualdade da temperatura da fonte de calor com a temperatura radiativa da superfície, envolvida nos processos turbulentos de transporte de calor entre a superfície e a atmosfera, acarreta erros significativos na estimativa dos fluxos em superfície (Bastiaanssen, 1995; Diak et al., 2004).

Bastiaanssen (1995) propôs o algoritmo denominado balanço de energia para superfície continental (*Surface Energy Balance for Land - SEBAL*), que necessita de um número reduzido de dados de superfície como albedo (ou radiação solar global ou transmitância atmosférica de ondas curtas), velocidade do vento e temperatura do ar. Adicionalmente, o autor propõe o emprego de poucas relações e suposições empíricas que representam as questões do fluxo de calor no solo, da emissividade da superfície e dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica para o transporte de *momentum* e calor. O fluxo de calor no solo é determinado em função do índice de vegetação de diferença normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index - NDVI*), da radiação líquida, da temperatura e albedo da superfície, que estão relacionados fisicamente como segue (Bastiaanssen, 1995): *i*) a radiação líquida diminui com o aumento do albedo; *ii*) em solo nu ou com vegetação esparsa, a temperatura da superfície é alta e o *NDVI* baixo. Já para solos totalmente cobertos por vegetação, a temperatura tende a ser baixa e o *NDVI* alto. No caso da emissividade da superfície, segundo van de Griend e Owe (1993), os coeficientes da equação de regressão não precisam de ajustes locais. Na estimativa da velocidade de fricção, Bastiaanssen (1995) desconsidera o deslocamento do plano zero fazendo com que a altura da medida do vento seja comparativamente muito maior que o parâmetro em questão. O valor limite de 100 metros é considerado para essa altura, devido ao tamanho do pixel da imagem de satélite (Bastiaanssen, 1995).

O parâmetro de rugosidade para o transporte de calor, representado pela altura da fonte de calor, e a altura da medida da temperatura do ar, presentes na equação que determina a resistência aerodinâmica ao transporte de calor, são considerados fixos e iguais a 0,1 m e 3 m, respectivamente. O teste de sensibilidade, realizado por este estudo, demonstrou que o modelo *SEBAL* foi pouco sensível às variações da altura da fonte de calor. Alturas entre 2 e 3 metros para a medida da temperatura do ar são

consideradas limites para que o gradiente vertical de temperatura potencial possa ser considerado igual ao da temperatura do ar (Rosenberg et al., 1983).

Quanto a temperatura da fonte de calor, o *SEBAL* propõe uma solução que evita a consideração de que essa temperatura seja igual a temperatura radiativa da superfície. Em outras palavras, a diferença entre a temperatura da fonte de calor e a temperatura do ar (D_{Tar}) é determinada para um píxel da imagem de satélite onde o fluxo de calor sensível é considerado máximo e para um píxel onde esse fluxo é considerado zero. Esses píxeis são identificados pela maior e menor temperatura radiativa da superfície, respectivamente, encontradas em uma determinada área selecionada na imagem. Posteriormente, a diferença em questão (D_{Tar}) é determinada para o píxel de interesse, relativo à área do campo experimental, por meio de uma expressão linear que relaciona a temperatura radiativa da superfície com D_{Tar} .

Essas características fazem desse algoritmo uma opção promissora para a obtenção dos fluxos em superfície, para fins operacionais de assimilação de dados por modelos de previsão de tempo e clima. O *SEBAL* foi extensivamente testado em aplicações relativas ao manejo de irrigação, onde o foco de interesse é a evapotranspiração total diária (24 horas). Por outro lado, suas estimativas instantâneas não receberam a mesma atenção, sendo ainda muito pouco relatados estudos que consideram os erros instantâneos. Há também uma carência muito grande de estudos para o hemisfério sul.

Entretanto, apesar de suas facilidades, o modelo *SEBAL* apresenta uma simplificação que pode originar erros significativos. A simplificação em questão refere-se a metodologia que determina a temperatura da superfície terrestre (*TST*).

Existem dois problemas fundamentais na determinação da *TST* via sensoriamento remoto. O primeiro está relacionado a emissividade da superfície. O segundo diz respeito à presença da atmosfera, que interage com a radiação emitida pela superfície. Inicialmente, as pesquisas para obtenção da temperatura da superfície através de dados de satélites foram direcionadas para a determinação da temperatura da superfície do mar (*TSM*), devido ao problema da emissividade da superfície continental ser variável no tempo e no espaço. Para o mar, esse problema é relativamente simples de se resolver, uma vez que sua emissividade é muito próxima de um na região espectral entre 8 e 14 μm . A emissividade média para os oceanos é assumida como sendo igual a 0,98 (Singh, 1984). Por outro lado, a emissividade da superfície continental não é conhecida, sendo, geralmente, diferente da unidade, com variabilidade espacial e

espectral em função da rugosidade natural da superfície. A emissividade depende da rugosidade e de outras propriedades físicas da superfície, tais como a umidade do solo, cobertura vegetal etc. Becker (1987) mostrou que, se a emissividade da superfície for considerada igual a um, o erro gerado na temperatura da superfície continental é bastante significativo.

Em relação ao segundo problema mencionado, torna-se necessária eliminar a contaminação causada pela atmosfera na radiação emitida pela superfície que alcança o sensor do satélite, devido principalmente à absorção do vapor de água, por meio de técnica denominada correção atmosférica. Dentre os métodos multispectrais, o mais difundido é o denominado janela separada (*split-window - SW*). Os algoritmos baseados nesse método têm a forma geral: $TST = T_i + A (T_i - T_j) + B$, onde T_i e T_j são as temperaturas de brilho dos canais adjacentes do sensor *AVHRR*, por exemplo, centrados em 10,5 μ m e 11,5 μ m, respectivamente; os coeficientes A e B são função do estado da atmosfera e da emissividade da superfície. Portanto, os coeficientes da equação *SW*, preferencialmente, devem ser determinados para um local em função da emissividade da superfície e do estado atual da atmosfera. A acurácia da *TST* depende da metodologia de correção atmosférica usada e do conhecimento exato da emissividade da superfície.

A metodologia de estimativa da *TST* do modelo *SEBAL* considera estados padrões da atmosfera em seus coeficientes A e B , que são constantes para qualquer situação atmosférica, podendo incorrer em erros significativos. Segundo Brutsaert et al. (1993), a acurácia requerida na temperatura da superfície, obtida por sensoriamento remoto, para o cálculo do fluxo de calor sensível, é de $\pm 0,5$ K.

Portanto, na tentativa de refinar o modelo *SEBAL*, seria interessante estimar a temperatura da superfície terrestre por outras metodologias, tais como as de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991). Essas metodologias resolvem a equação da transferência radiativa por meio de relações totalmente físicas. É importante mencionar que, se por um lado, essas metodologias podem proporcionar uma maior exatidão, por outro, exigem um conjunto de dados mais elaborados para seu processamento, tais como perfis verticais de pressão, temperatura e umidade do ar e medida da emissividade espectral da superfície, simultâneo com as passagens dos satélites, o que pode torná-las de difícil aplicação. Vale ressaltar que as metodologias de obtenção da *TST* consideradas ainda não foram suficientemente validadas com dados de verdade terrestre, principalmente para as regiões tropicais. Conseqüentemente, as acurácias desses métodos ainda não foram estimadas.

Nesse sentido, principalmente para fins operacionais, é importante avaliar as estimativas da temperatura da superfície obtida pela metodologia do modelo em questão, uma vez que a mesma é de grande aplicabilidade devido à facilidade de obtenção dos dados necessários para seu processamento, que envolve apenas a emissividade da superfície em função do *NDVI*, ou seja, em função de dados de satélite somente.

1.3. Objetivos

Este trabalho tem como principais objetivos estimar as componentes do balanço de energia (*CBE*) e a *TST* via sensoriamento remoto, utilizando dados do sensor *AVHRR* a bordo do satélite *NOAA-14*. As *CBE* serão estimadas pelo modelo *SEBAL* e a *TST* pelas metodologias de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991).

Para tanto, foram realizados os experimentos de campo em Londrina-PR, no mês de junho, e Dourados-MS, no mês de dezembro de 1999. Nesses experimentos, foram coletados dados para inicialização e validação das metodologias propostas. Neste texto, será discutida a metodologia proposta para atender os objetivos citados com base no experimento de Dourados-MS. Essa opção foi feita tendo em vista a confiabilidade na coleta das informações de Dourados-MS. No caso de Londrina-PR, experimento realizado em data anterior ao de Dourados, ocorreram problemas na obtenção dos dados.

1.4. Escopo do trabalho

Este texto está organizado em capítulos, sendo que o primeiro tem por finalidade abordar os fundamentos e motivações desta tese, assim como seus objetivos. No Capítulo 2, é descrito o experimento de campo realizado em Dourados-MS para a obtenção dos dados utilizados na inicialização e validação das metodologias aplicadas neste estudo. O Capítulo 3 apresenta uma revisão sobre os principais trabalhos relacionados à obtenção das componentes do balanço de energia por sensoriamento remoto e à aplicação do *SEBAL*, incluindo a descrição da metodologia e os resultados relativos ao modelo *SEBAL*. O Capítulo 4 inicia com uma revisão das metodologias de estimativa da *TST* via sensoriamento remoto. Em seguida, são descritas as metodologias de obtenção da *TST* de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991)

utilizadas neste estudo, bem como as técnicas de mascaramento de nuvens. Ainda nesse capítulo, é abordado o método para a medida, em campo, da emissividade espectral da superfície pelo método da caixa e pelo método da caixa modificado. O método da caixa modificado foi sugerido por este estudo, objetivando melhorar as medidas de emissividade obtidas. Os resultados avaliam e comparam as medidas de emissividade pelos dois métodos considerados. São descritos os resultados de *TST* obtidos pelo modelo *SEBAL* e pelas metodologias de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991), considerando a emissividade pelo método da caixa original e modificado, incluindo a avaliação e comparação dos resultados desses métodos e o impacto desses resultados nas estimativas das *CBE* pelo modelo *SEBAL*. O Capítulo 5 é reservado às conclusões e recomendações deste estudo.

CAPÍTULO 2

Experimento de Campo em Dourados – MS

2.1. Introdução

Para validação das metodologias utilizadas neste trabalho, foram realizados experimentos de campo em Londrina-PR e Dourados-MS, durante os meses de junho e dezembro de 1999, respectivamente.

O experimento de campo em Londrina-PR foi realizado em um campo de trigo da Fazenda Escola da Universidade Estadual de Londrina. No entanto, alguns problemas irreversíveis ocorreram, ocasionando a impossibilidade do cumprimento dos objetivos propostos neste estudo. Nesse experimento, não foi possível obter dados completos para o processamento do modelo *SEBAL*. Quando havia imagens diurnas, sem nuvens, do satélite *NOAA-14*, não se tinha dados da torre micrometeorológica e vice-versa. No que diz respeito a temperatura da superfície (*TST*), também não foi possível gerar resultados para Londrina. Dessa vez, o problema foi com as medidas da emissividade da superfície. O radiômetro *CE312* de fabricação francesa sofreu atraso na entrega, chegando às mãos da equipe poucos dias antes do início do experimento. Conseqüentemente, não houve tempo hábil para a leitura de seu manual e o aprendizado de sua programação, o que levou a erros de operação e perda de todas as medidas realizadas. Portanto, optou-se pela descrição somente do experimento de Dourados.

2.2. Região de Estudo

O estado do Mato Grosso do Sul, cortado no extremo sul pelo trópico de Capricórnio, de clima tropical, faz parte da região Centro-Oeste do Brasil. Limita-se com 5 outros estados brasileiros: Mato Grosso, ao norte e noroeste; Goiás e Minas Gerais, a nordeste; São Paulo a leste e Paraná, a sudoeste. O estado faz, ainda, limite internacional com a Bolívia, a oeste e Paraguai, ao sul e sudoeste. O estado compõe-se de 77 municípios, divididos em 11 micro-regiões geográficas, perfazendo uma área total de 358.158 km², o que corresponde a 4,20% do território nacional. No oeste do estado, estão dois terços do Pantanal mato-grossense, a maior planície alagável do mundo e um dos ecossistemas mais importantes do planeta. Devido a essa característica, foi

reconhecido, em 2001, pela Organizações das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura (*United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization-UNESCO*) como patrimônio natural da humanidade. Com uma área que abrange 12 municípios, o Pantanal apresenta declividade quase nula, o que favorece as freqüentes inundações. A região possui grande variedade de fauna e flora, com florestas, baixios, savanas, cerrados, campos e matas naturais (Atlas Geográfico Digital de Mato Grosso do Sul - UNIDERP, <http://uniderp.br/atlas/index.html>, 2002).

Na economia, tem forte tradição agropecuária. Mato Grosso do Sul é o estado de maior crescimento econômico na região Centro-Oeste. Na agricultura, o destaque é a soja. A cana-de-açúcar, mandioca, algodão e milho também têm produção expressiva. Na pecuária, Mato Grosso do Sul detém o maior rebanho bovino do país, com 21,5 milhões de cabeças (Anuário Estatístico de Mato Grosso do Sul, <http://www.mt.gov.br>, 2002). A seguir, serão mencionados alguns dados gerais do Estado:

- iii) rios principais - Paraguai, Paraná, Paranaíba, Miranda, Aquidauana, Taquari, Negro, Apa, Correntes;
- iv) vegetação - cerrado a leste, Pantanal a oeste, floresta tropical ao Sul;
- v) municípios mais populosos (ano base 2000) - Campo Grande (662.534), Dourados (164.674), Corumbá (95.704), Três Lagoas (78.943), Ponta Porã (60.966), Aquidauana (43.378), Paranaíba (38.286), Naviraí (36.616), Nova Andradina (35.374), Coxim (30.836);
- vi) população (ano base 2000) - 2.074.877;
- vii) agricultura (ano base 2001) - cana-de-açúcar (7.492.967 t), soja (3.062.883 t), milho (2.046.987 t), mandioca (889.589 t), arroz (220.672 t), algodão (160.303 t), trigo (97.829 t), feijão (21.267 t), sorgo (130.689 t), laranja (50.487.000 frutos).

Mais especificamente, Dourados fica ao sul do estado de Mato Grosso do Sul (Figura 2.1), tendo seu clima classificado como tropical com vegetação composta por cerrado a leste, Pantanal a oeste, floresta tropical ao sul. A agricultura é responsável por 22% de seu produto interno bruto (PIB), sendo que seus principais produtos são: cana-de-açúcar, soja, milho, mandioca, arroz, algodão, trigo e feijão.



Figura 2.1 – Localização de Dourados (fonte: Atlas Geográfico Digital de Mato Grosso do Sul - UNIDERP, 2002).

2.3. Descrição do experimento de campo em Dourados

O experimento foi realizado em uma plantação de soja (Figura 2.2), localizada na Fazenda Azulão, ao lado da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul em Dourados durante o período de 29 de novembro a 21 de dezembro de 1999. A Figura 2.3 apresenta a localização do campo de soja da Fazenda Azulão, considerada como área de estudo, em relação a uma matriz de nove píxeis da imagem do satélite *NOAA-14*. As coordenadas geográficas do campo de soja foram obtidas com a marcação de um sistema de posicionamento global (*Global Positioning System – GPS*), conforme Tabela 2.1. A plantação de soja ocupava uma área de 4,30 km², correspondendo a aproximadamente três píxeis de uma imagem dos satélites da série *NOAA-n*. Entretanto, a fazenda era rodeada por outras propriedades, onde também se tinha plantações de soja.

A Tabela 2.2 lista o instrumental das duas torres micrometeorológicas, instaladas no campo de soja, que foram denominadas como Torre 1 e Torre 2 para fins de identificação (Figuras 2.4 e 2.5). Nessa tabela, a primeira coluna contém o tipo de instrumento instalado, a segunda coluna a grandeza medida, a terceira, a unidade da medida realizada e a quarta, a altura acima da superfície em que o instrumento foi instalado. Os dados foram registrados a cada minuto pelas torres micrometeorológicas durante todo o experimento.

Simultaneamente às passagens dos satélites, foram realizados os lançamentos de radiossondas, medidas de emissividade e de temperatura da superfície pelo método da caixa, coleta de solo para determinação da umidade, coleta de folhas para o cálculo do índice de área foliar e medida da rugosidade da superfície. Neste estudo, não foram utilizados os dados de umidade do solo, de índice de área foliar e de rugosidade da superfície.

As Figuras 2.6 e 2.7 mostram o lançamento de uma radiossonda e o módulo de recepção desses dados. Nas Figuras 2.8, 2.9 e 2.10 pode-se ver os equipamentos envolvidos na medida da emissividade e da temperatura da superfície pelo método da caixa (radiômetro *CE312* e caixa). A temperatura da superfície também foi medida por termopares (Figura 2.11).



Figura 2.2 – Campo de soja em Dourados.

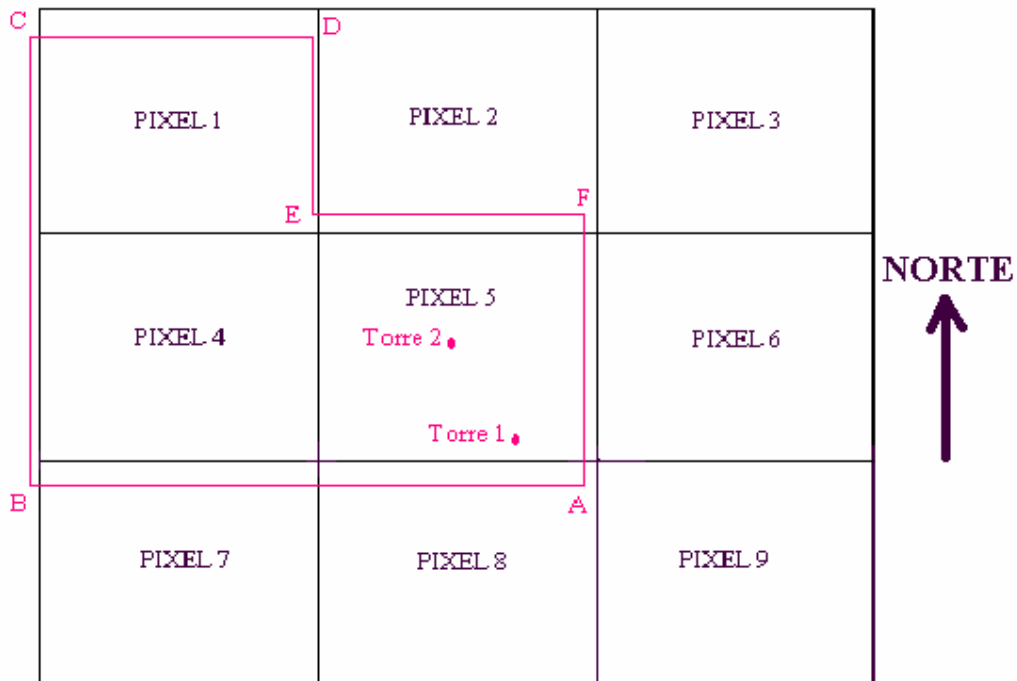


Figura 2.3 – Localização do campo de soja da fazenda Azulão e das torres micrometeorológicas 1 e 2, considerada, neste estudo, como área de interesse, em relação a uma matriz de nove píxeis, da imagem do satélite *NOAA-14*.



Figura 2.4 – Torre micrometeorológica em Dourados em 08/12/1999 (Torre 1).



Figura 2.5 – Torre micrometeorológica em Dourados em 05/12/1999 (Torre 2).

Tabela 2.1 – Coordenadas geográficas dos pontos selecionados da área do experimento em Dourados.

PONTOS	LATITUDE	LONGITUDE	LATITUDE	LONGITUDE
A	22° 12' 24"	54° 56' 27"	22,2066°	54,9408°
B	22° 12' 43"	54° 57' 08"	22,2119°	54,9502°
C	22° 11' 45"	54° 56' 37"	22,1958°	54,9436°
D	22° 11' 43"	54° 56' 27"	22,1952°	54,9408°
E	22° 11' 58"	54° 56' 30"	22,1994°	54,9417°
F	22° 12' 04"	54° 55' 56"	22,2012°	54,9322°
H	22° 11' 58"	54° 56' 27"	22,1833°	54,9333°
TORRE 1	22° 12' 26"	54° 12' 36"	22,2777°	54,2777°
TORRE 2	22° 12' 36"	54° 56' 30"	22,2777°	54,9322°

Tabela 2.2 – Instrumental instalado nas torres micrometeorológicas 1 e 2 em Dourados.

Instrumento	Medida	Unidade	Instalação
Piranômetro 1	Radiação solar incidente	W/m ²	3,0 metros
Piranômetro 2	Radiação solar refletida	W/m ²	3,0 metros
Piranômetro PAR 1	Radiação PAR incidente	W/m ²	2,0 metros
Piranômetro PAR 2	Radiação PAR refletida	W/m ²	2,0 metros
Saldo radiômetro 1	Radiação líquida	W/m ²	2,5 metros
Saldo radiômetro 2	Radiação líquida	W/m ²	1,09 metros
Fluxo de calor no solo 1	Fluxo de calor no solo	W/m ²	0,01 metros
Fluxo de calor no solo 2*	Fluxo de calor no solo	W/m ²	0,03 metros
Psicrômetro 1	Temperatura e umidade do ar	°C e %	0,3 metros
Psicrômetro 2	Temperatura e umidade do ar	°C e %	0,6 metros
Psicrômetro 3	Temperatura e umidade do ar	°C e %	0,9 metros
Psicrômetro 4	Temperatura e umidade do ar	°C e %	2,0 metros
Pluviômetro	Precipitação	mm	1,0 metro
Anemômetro de concha 1	Velocidade do vento	m/s	1,0 metros
Anemômetro de concha 2	Velocidade do vento	m/s	2,0 metros
Anemômetro de concha 3	Velocidade do vento	m/s	5,8 metros
Anemômetro sônico	Velocidade e direção do vento	m/s	6,0 metros
Termômetro solo 1	Temperatura do solo	°C	0,01 metros
Termômetro solo 2	Temperatura do solo	°C	0,03 metros

*Somente na torre 1.



Figura 2.6 – Lançamento de uma radiossonda em Dourados - MS.



Figura 2.7 – Módulo *Digicora* de recepção dos dados de radiossondagem.

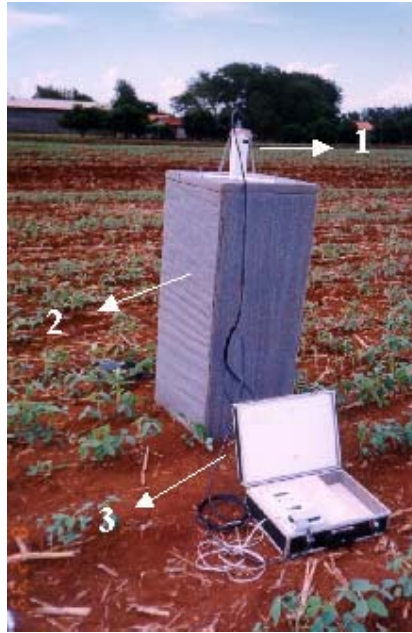


Figura 2 .8- Medida da emissividade da superfície em Dourados (1 – radiômetro *CE312*; 2 – caixa; 3 – equipamento de armazenamento de dados (*dataloger*) do radiômetro *CE312*).



Figura 2.9 – Tampa preta aquecida.



Figura 2.10 – Radiômetro no cavalete.



Figura 2.11 – Termopares para a medida da temperatura da superfície.

O conjunto de operações realizadas durante a passagem dos satélites selecionados para este estudo (*NOAA-12*, *NOAA-14*, *NOAA-15* e *GOES-8*) será descrita a seguir.

Com antecedência de uma hora em relação à passagem do satélite, a equipe já se encontrava no campo dividida em grupos que se ocupavam dos preparativos para o lançamento da radiossonda, medida da emissividade e das coletas referentes à superfície. Cada grupo contava com um líder previamente treinado que coordenava as atividades. Uma planilha de controle para cada passagem de satélite foi elaborada. Nessa planilha, eram anotadas todas as informações necessárias para a identificação dos diferentes conjuntos de dados obtidos (data, hora, denominação dos arquivos de dados em cada ocasião), assim como as operações realizadas, ou seja, informação sobre a realização ou não do lançamento da radiossonda, das medidas de emissividade e coletas de superfície. Eram reportados também informes a respeito dos problemas ocorridos que, eventualmente, impossibilitavam a obtenção de algum tipo de dado. O início de cada operação somente era liberado em condições de céu limpo sobre a área do experimento. O coordenador de campo situado próximo às torres micrometeorológicas reportava por rádio aos coordenadores de cada grupo a liberação ou não do início das operações. As torres micrometeorológicas foram georeferenciadas por *GPS* para fins de localização das mesmas nas imagens de satélites (Figura 2.12). A seguir, tem-se um exemplo da planilha de controle mencionada.



Figura 2.12 – *GPS* utilizados para localização geográfica do campo experimental e das torres micrometeorológicas.

EXPERIMENTO DOURADOS – MSEX - 99

Planilha de Coleta de Dados em Campo

Data: 04.12.99		Início (GMT): 07:30		Término(GMT): 08:10	
Satélite: NOAA-14 [X] NOAA- 15 [] GOES-8 [] Sem Passagem []					
Número da órbita: 25395		Horário da Passagem (GMT): 07:26			
Tipo de cultura: soja		Dia Juliano: 338			
Radiossonda:	Sim [X]	Não []	Arquivo: radiossonda_338_0517		
Amostra de Solo:	Sim [X]	Não []			
Índice de área foliar:	Sim []	Não [X]	Arquivo:		
Fluxo de CO2:	Sim [X]	Não []	Arquivo:		
Anemômetro Sônico:	Sim []	Não [X]	Arquivo:		
Rugosidade:	Sim []	Não [X]	Arquivo:		
Coleta de solo					
Prof. (cm)	No Lata	Peso fresco (kg)	Peso Seco (kg)	Peso de lata (kg)	% θ_w
Superfície	25	71,43	65,81	27,37	14,62
10-20	26	37,06	35,54	27,37	18,60
20-30	27	46,55	43,35	27,27	19,90
30-40	28	51,76	47,48	27,47	21,39
40-50	29	46,19	42,78	27,00	21,61
50-60	30	37,89	36,38	27,29	16,61
Funcionamento da Torre_1:		Sim [X]	Não []	Arquivo: Torre1_33_0730.dat	
Funcionamento da Torre_2:		Sim [X]	Não []	Arquivo: Torre2_33_0730.dat	
MEDIDA DE TEMPERATURA COM TERMOPARES					
Data logger -1	Nome do arquivo: termo_338_0730.dat				
Termopar	Disposição dos Termopares				
	Ponto _____				
	Lat: _____				
	Long: _____				
		Início:		Term: _____	
Coleta de dados de Emissividade e Temperatura de Brilho					
	Temp Cal. (oC)		Início	Término	Arquivo
	TMI	TMF			
Preta	58.76	----NC-	07:47	07:56	Rp_338_0747.dat
Espelhada			07:58	08:10	Re_338_0758.dat
Sem tampa			07:30	07:42	Rs_338_0730.dat
			Arquivo com temperaturas de calibração da caixa-preta (data logger com 3 termopares)		
Observação: Caixa preta estava com problema.					

Os dados coletados foram utilizados como dados de inicialização e validação das metodologias consideradas neste estudo. O modelo *SEBAL* foi inicializado com os dados de temperatura do ar, albedo da superfície, radiação solar global e velocidade do vento (torres micrometeorológicas). O cálculo do balanço de energia, pela razão de Bowen, utilizou os dados de radiação líquida, temperatura e umidade relativa do ar em quatro níveis e fluxo de calor no solo (torres micrometeorológicas). Os dados das radiossondagens (perfis verticais de pressão, temperatura e umidade do ar), da emissividade da superfície nos canais 4 e 5 do sensor *AVHRR* e da temperatura do ar inicializaram as metodologias de estimativa da temperatura da superfície. Os perfis atmosféricos foram utilizados para o cálculo da transmitância atmosférica e do conteúdo total de vapor de água na atmosfera, que, por sua vez, também, inicializaram as metodologias de estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície.

As estimativas das componentes do balanço de energia obtidas pelo modelo *SEBAL* foram comparadas com as determinadas em campo pela razão de Bowen. A temperatura da superfície obtida pelas metodologias do modelo *SEBAL*, França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991) foram comparadas com as temperaturas obtidas pelo radiômetro *CE312* e por termopares.

2.4. Logística envolvida

A realização do experimento de campo em Dourados só foi possível devido a junção de vários fatores. Um dos principais foram os recursos financeiros vindos do projeto de pesquisa intitulado “Estimativa de albedo, emissividade e temperatura da superfície terrestre através de dados de *AVHRR*”, submetido a Fapesp sob a coordenação do Dr. William Tse Horng Liu, que, na ocasião, era membro do corpo docente da Universidade de São Paulo (USP). No entanto, atualmente encontra-se no quadro docente da Universidade Católica Dom Bosco, Mato Grosso do Sul. Tais recursos foram direcionados para material de consumo, equipamentos, diárias, passagens e serviços de terceiros.

Outro fator muito importante foi o caráter interinstitucional em que o experimento foi concebido, onde cada instituição participante colaborou de uma forma diferenciada, aproveitando os recursos humanos, equipamentos e vocações próprias, que tornariam possível a execução das diversas atividades envolvidas nas operações realizadas durante o experimento. Nesse sentido, a organização de tal evento foi um

grande exercício de união de recursos já existentes, mas pulverizados, para se alcançar um objetivo comum. É importante mencionar que todo esse esforço de planejamento, de identificação e contato com instituições com potencial para colaborar com este projeto de pesquisa foi coordenado pelo Dr. Gutemberg Borges França, membro do corpo docente da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

As instituições envolvidas nos experimentos foram: Instituto Astronômico e Geofísico (USP), Departamento de Meteorologia (IGEO/UFRJ), Programa de Engenharia Civil (COPPE/UFRJ), Departamento de Agronomia (UEL), Departamento de Agronomia (UFMS), Centro Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE). A seguir, será descrita a participação de cada instituição.

A montagem das torres micrometeorológicas e a instalação de seus instrumentos foram realizadas pelos técnicos do Centro de Previsão de Tempo e Clima (CPTEC/INPE), que cedeu toda a parte dos instrumentos e ferragens das torres micrometeorológicas, bem como a plataforma de coleta de dados das radiossondagens, os balões e as sondas. A construção da caixa para as medidas da emissividade da superfície foi realizada com a colaboração de vários membros da equipe, envolvendo pessoal da USP, UFRJ e CPTEC. O radiômetro *CE312* foi obtido com os recursos do projeto de pesquisa em questão. A Universidade de São Paulo cedeu duas caminhonetes que transportaram parte da equipe de São Paulo até os locais dos experimentos e também prestaram serviço de locomoção durante todo o período em que a equipe esteve no campo. Material de apoio, tais como, microcomputadores, *Laptops* e impressora para armazenamento, manipulação dos dados e emissão de relatórios foram cedidos pelas USP, UFRJ e CPTEC.

Com relação aos recursos humanos, tinha-se pessoal técnico, alunos de graduação, mestrado e doutorado, mestres e doutores da USP, UFRJ e CPTEC que participaram da fase de coleta de dados (Tabela 2.3). O local do experimento foi sugerido e disponibilizado com a participação do Departamentos de Agronomia da UFMS.

Tabela 2.3 – Membros da equipe envolvidos na realização do experimento de Dourados.

Membro	Instituição	Titulação/Ocupação
William Tse Horng Liu	USP	Doutor
Gutemberg Borges França	UFRJ	Doutor
Otto Corrêa Rotunno Filho	UFRJ	Doutor
José Ricardo de Almeida França	UFRJ	Doutor
Célia Maria Paiva	UFRJ	Mestre
Luiz Carlos Ferreira	UFMS	Professor
Teodorico Alves Sobrino	UFMS	Professor
Paula Pinheiro Padovese Peixoto	UFMS	Professor
Abramo Loroneto	UFMS	Professor
André Luis Faria de Souza	USP	Aluno doutorado
Marcelo Correia	USP	Aluno doutorado
Robinson Juarez	USP	Aluno mestrado
Tsay Chu Ming	USP	Aluno mestrado
Rita de Cassia dos Santos	UFRJ	Aluno mestrado
Ricardo Raposo dos Santos	UFRJ	Aluno graduação
Jorge Martins de Melo	CPTEC	Técnico
José Carlos Andrade	CPTEC	Técnico
Nilson Luis Rodriques	CPTEC	Técnico
Ricardo Alex Braga	CPTEC	Técnico
Luis Querino	SAC-Itaporã	Cargo administrativo
Jeane Guerino	SAC-Itaporã	Cargo administrativo
José Roberto Monuani	Fazenda Azulão	Proprietário
Juarez de Souza Fernandes	Fazenda Azulão	Gerente

2.5. Dados coletados e dificuldades enfrentadas

O experimento de Dourados, entre montagem e coleta de dados, durou 22 dias. A quantidade de dados coletada foi bastante expressiva (Tabela 2.4) e utilizada em trabalhos publicados em artigos, monografias de graduação, teses de mestrado e doutorado.

Tabela 2.4 – Dados coletados no experimento de Dourados.

Dados	Dourados
Torre micrometeorológica	13 dias de dados
Emissividade da superfície	20 medidas
Radiossondagem	25 lançamentos

Além da produção científica resultante, é importante relatar a experiência e o aprendizado adquirido, assim como as dificuldades que surgiram durante o experimento. O aprendizado nos diferentes aspectos envolvidos foi bastante intenso em cada acerto, em cada erro, em cada decisão tomada. Os desafios foram muitos, alguns foram vencidos, outros não. Mas o saldo pode ser considerado positivo e se reflete no acúmulo de conhecimentos técnico, teórico, prático, logístico, no âmbito das relações pessoais e no trabalho de equipe. Vale ressaltar que, para muitos membros da equipe, foi a primeira participação em experimentos de campo.

Entretanto, como já foi mencionado, alguns problemas irreversíveis ocorreram, ocasionando a impossibilidade do cumprimento de alguns objetivos propostos neste estudo. Serão relatados aqui aqueles diretamente ligados ao tema deste estudo.

Os dados dos satélites *NOAA-12* e *NOAA-15* apresentaram problemas de registros. Conseqüentemente, nesses casos, não foi possível gerar resultados. Por esse motivo, tais dados foram desconsiderados neste estudo.

A opção de se usar imagens do satélite ambiental operacional geostacionário (*Geostationry Operational Environmental Satellite - GOES-8*) também mostrou-se inviável. Se, por um lado, a maior resolução temporal do *GOES-8* fornecia uma possibilidade maior de se obter imagens sem nuvens, por outro, sua menor resolução espacial (4 km) impossibilitou o detalhamento da área de estudo, uma vez que a mesma era, aproximadamente, duas vezes menor que um píxel da imagem desse satélite.

Com isso, tinha-se apenas as imagens do satélite *NOAA-14* para a geração de resultados, o que diminuiu bastante as chances de se ter o conjunto de dados necessários para se estimar as *CBE* e *TST*. De fato, foi o que ocorreu. Só foi possível gerar resultados para as *CBE* para três dias, uma vez que, para os demais dias, quando se tinha imagens diurnas sem nuvens do satélite *NOAA-14*, não se tinha dados da torre micrometeorológica e vice-versa.

Com relação às torres micrometeorológicas, observou-se que os erros de estimativa do modelo *SEBAL*, quando comparados aos dados da Torre 1 ou à média dos dados das Torres 1 e 2, excediam em muito a 10%. Por outro lado, resultados animadores foram obtidos quando essas estimativas foram comparadas aos dados da Torre 2. É importante dizer que, segundo as coordenadas do *GPS*, as Torres 1 e 2 estavam localizadas no mesmo pixel em todas as imagens consideradas. No entanto, problemas de ruído no registro de alguns dados da Torre 1 foram detectados (para maiores detalhes, ver seção 2.6).

As medidas da emissividade da superfície foram realizadas sem perdas de dados. Entretanto, a emissividade da superfície apresentou valores fora do intervalo esperado para o tipo de superfície em questão. Na tentativa de solucionar esse problema, foi sugerido o método da caixa modificado. Essa sugestão eliminou o uso da tampa aquecida, o que parece ser a fonte de erro. Os resultados obtidos, então, ficaram totalmente dentro da faixa de valores esperados.

Em termos de necessidade de dados de satélite, o modelo *SEBAL* mostrou-se mais exigente, uma vez que necessita de imagens diurnas e sem nuvens. Já as metodologias de estimativa da *TST* de França (1994), Coll et al (1994a) e Sobrino et al. (1991) necessitam de imagens sem nuvens, mas podem ser processadas com imagens noturnas por não necessitarem de dados de radiação de ondas curtas, aumentando a chance de disponibilidade desses dados.

2.6– Análise dos dados medidos nas torres 1 e 2 utilizados na determinação das componentes do balanço de energia pelo método do balanço de energia - razão de Bowen

A determinação em campo das componentes do balanço de energia foi realizada através do método do balanço de energia - razão de Bowen. Por esse método, o fluxo de calor latente é calculado em função da radiação líquida, do fluxo de calor no solo e da

própria razão de Bowen, que, por sua vez, é função da temperatura e umidade relativa do ar (para maiores detalhes, ver seção 3.2.3, do Capítulo 3). Em cada torre micrometeorológica (Torres 1 e 2), a radiação líquida e o fluxo de calor no solo foram medidos em dois níveis acima da superfície (R_{11} , R_{12} , S_1 e S_2), enquanto a temperatura (T) e umidade relativa do ar (UR) foram adquiridos em quatro níveis. No cálculo do balanço de energia, foram considerados: o valor médio de R_{11} e R_{12} , o valor de S medido mais próximo à superfície (S_1) e os quatro valores de T e UR .

As Figuras 2.13 e 2.14 apresentam as curvas de R_{11} (para as Torres 1 e 2) e R_{12} (para as Torres 1 e 2), respectivamente. Por essas figuras, observa-se que existe consistência em relação ao ciclo diário da radiação líquida, aos valores de pico em cada dia considerado e à homogeneidade das medidas das Torres 1 e 2. O comportamento diário é praticamente idêntico nos dois casos, com valores máximos em torno do meio dia e negativos no período noturno. Os valores de pico estão em torno de 700 W/m^2 para o dia 17 e de 800 W/m^2 para os dias 16 e 18, nas duas torres nos dois níveis considerados.

A Figura 2.15 mostra o comportamento diário do fluxo de calor no solo medido nas Torres 1 e 2 (S_1 , medida mais próxima à superfície). Essa variável apresentou comportamento consistente, com valores máximos próximo ao meio dia e negativo durante a noite, nas duas torres. No entanto, as medidas da Torre 1 apresentaram uma oscilação de alta frequência, o que sugere a existência de ruído de leitura nesses dados. O mesmo comportamento pode ser observado em relação à radiação global incidente, à radiação global refletida e conseqüentemente em relação ao albedo da superfície (Figuras 2.16 e 2.17). Essas oscilações, por serem muito intensas, atingindo em muitos casos amplitudes comparáveis às leituras das variáveis, impedem a obtenção de dados confiáveis para a inicialização e validação do modelo estudado.

A temperatura do ar apresentou comportamento coerente em relação ao ciclo diário, com ocorrência de máximos em torno do meio dia e mínimos durante a madrugada, pouco antes do nascer do sol (Figuras 2.18, 2.19, 2.20 e 2.21). Os valores de temperatura na Torre 2 foram ligeiramente maiores do que na Torre 1, principalmente nos dois primeiros níveis mais próximos à superfície. Nos dois últimos níveis, esses valores foram praticamente idênticos, indicando uma menor influência da superfície na temperatura do ar a medida que a altura em relação àquela aumenta.

A umidade relativa do ar também apresentou comportamento coerente com o ciclo diário, com máximos e mínimos invertidos em relação a temperatura do ar, ou

seja, máximos durante a madrugada e mínimos em torno do meio dia (Figuras 2.22, 2.23, 2.24 e 2.25). Assim como observado para temperatura do ar, as leituras de umidade relativa dos dois níveis mais afastados do solo foram praticamente idênticas, enquanto que as leituras dos níveis inferiores apresentaram ligeiras diferenças, indicando novamente uma influência de condições específicas da superfície em cada local de instalação das torres.

As análises das leituras das Torres 1 e 2 demonstraram uma correta adequação ao ciclo diário esperado para as variáveis observadas e uma concordância quanto à magnitude dessas variáveis. Entretanto, foram observados níveis de ruído muito altos, na Torre 1, nas medidas da radiação global incidente, radiação global refletida e fluxo de calor no solo. Por essa razão, neste trabalho, optou-se por utilizar somente os dados da Torre 2 para inicialização e validação do modelo *SEBAL* (para maiores detalhes, ver Capítulo 3).

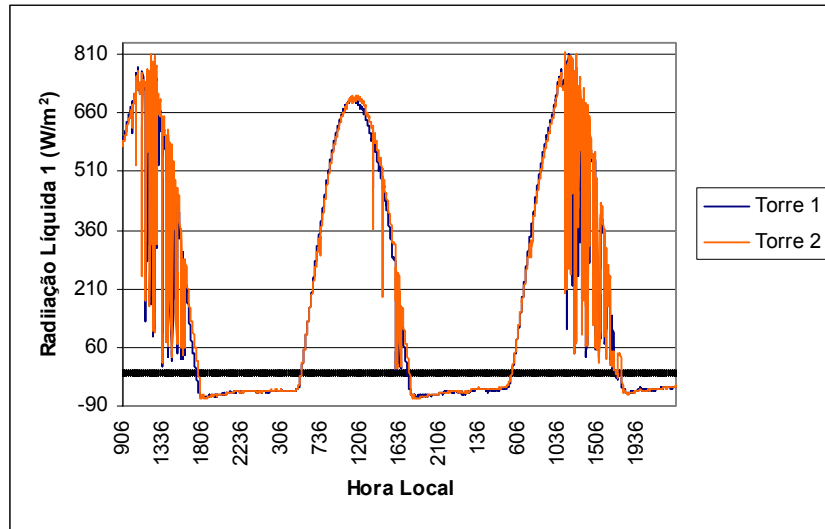


Figura 2.13 – Radiação líquida medida pelo saldo radiômetro 1 nas Torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

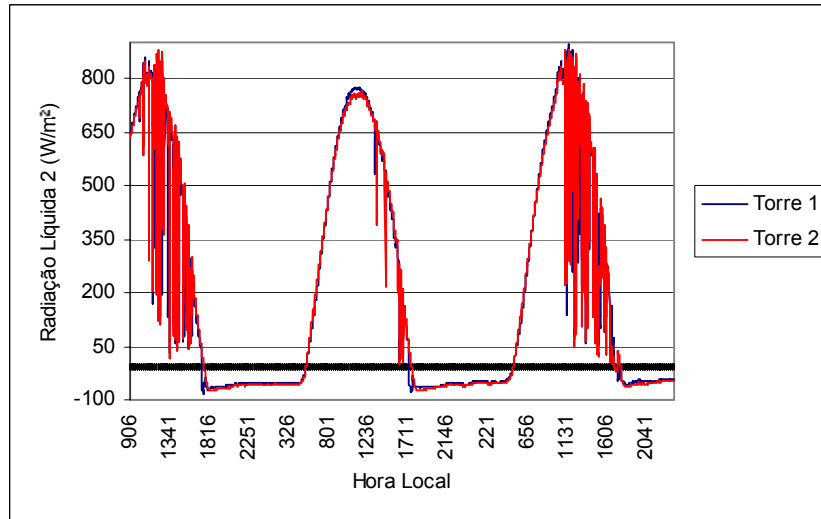


Figura 2.14 – Radiação líquida medida pelo saldo radiômetro 2 nas Torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

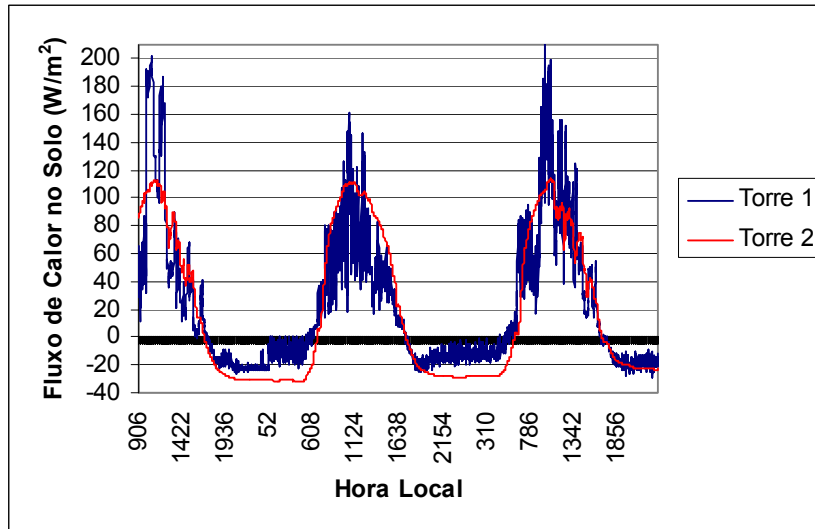


Figura 2.15 – Fluxo de calor no solo medido nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

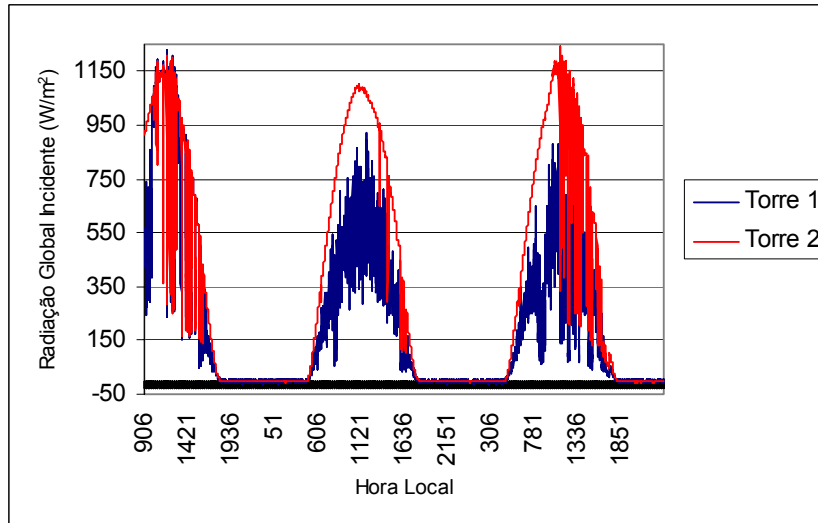


Figura 2.16 – Radiação solar global incidente medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

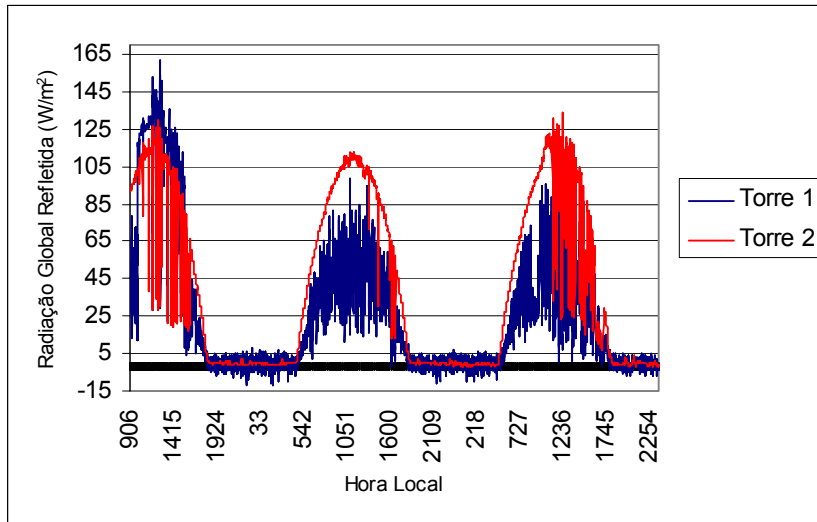


Figura 2.17 – Radiação solar global refletida medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

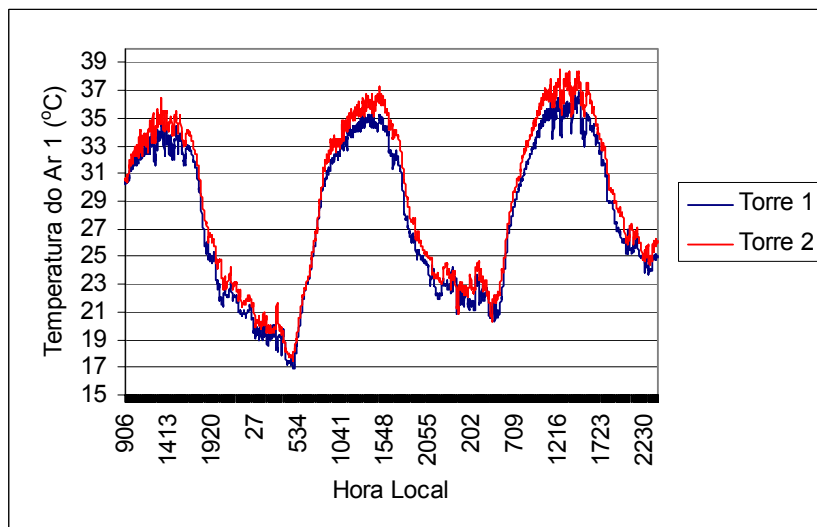


Figura 2.18 – Temperatura do ar 1 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

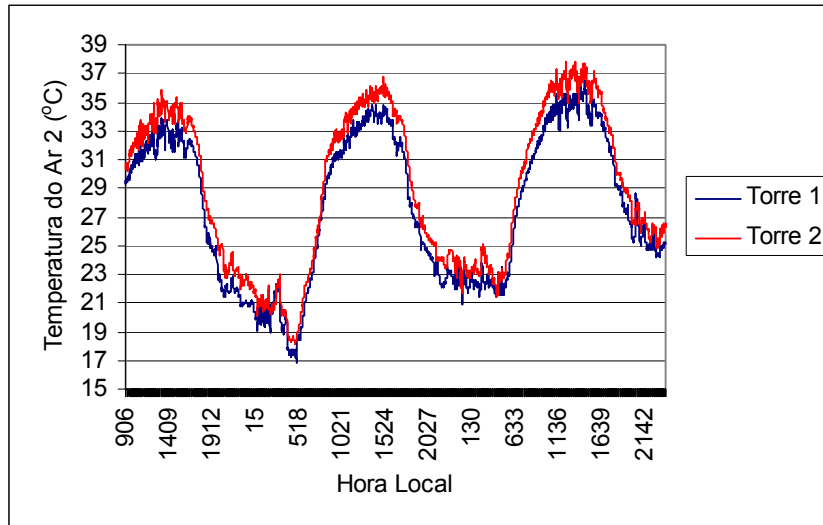


Figura 2.19 – Temperatura do ar 2 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

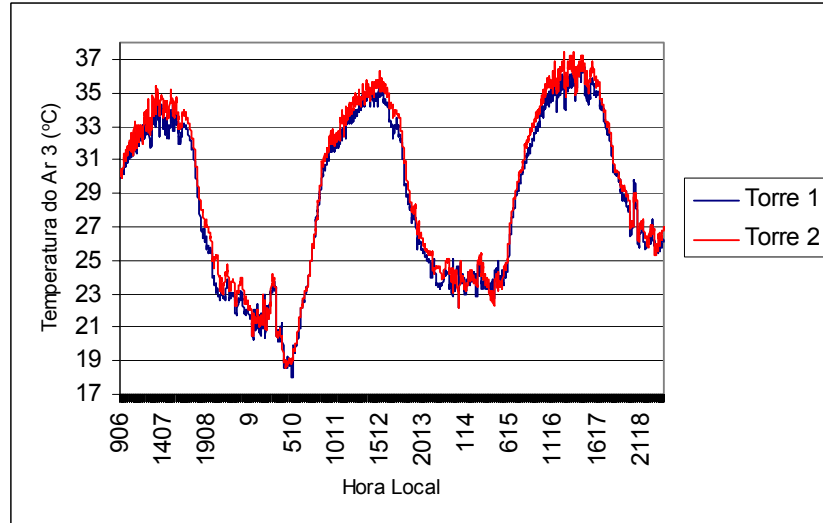


Figura 2.20 – Temperatura do ar 3 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

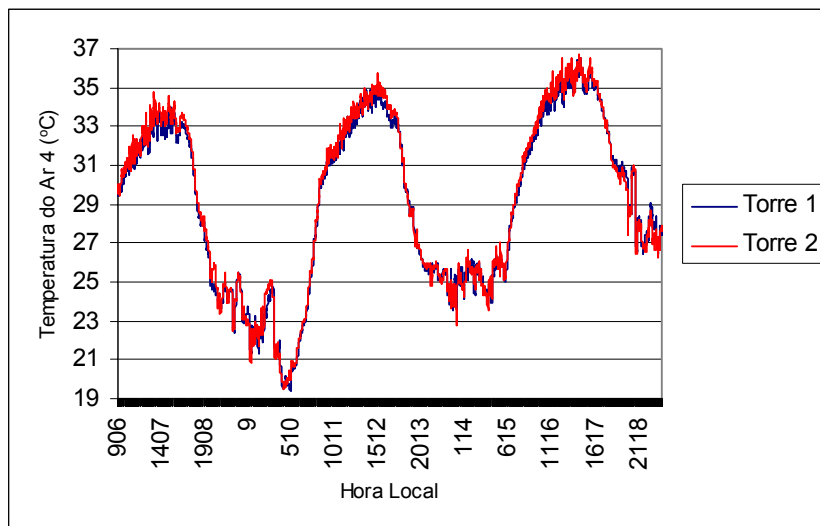


Figura 2.21 – Temperatura do ar 4 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

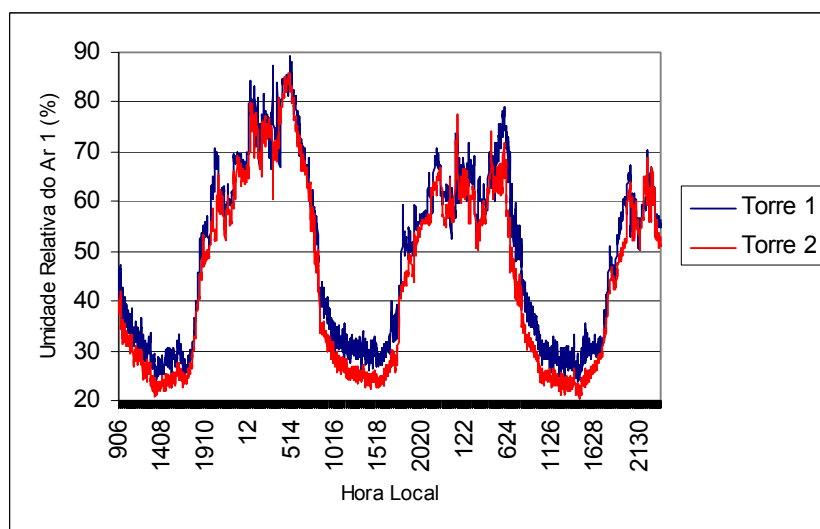


Figura 2.22 – Umidade relativa do ar 1 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

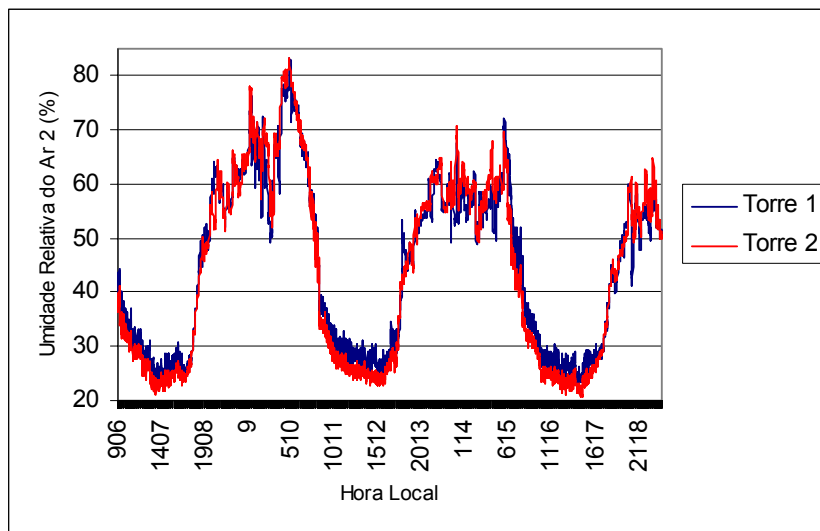


Figura 2.23 – Umidade relativa do ar 2 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

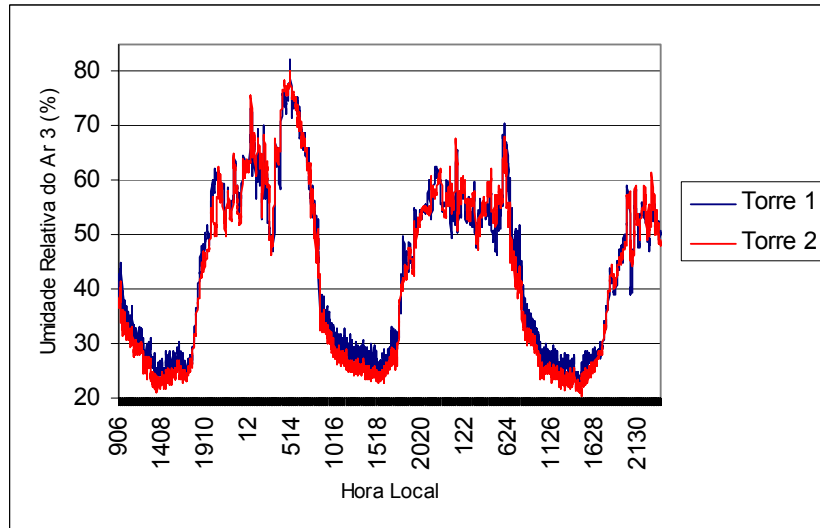


Figura 2.24 – Umidade relativa do ar 3 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

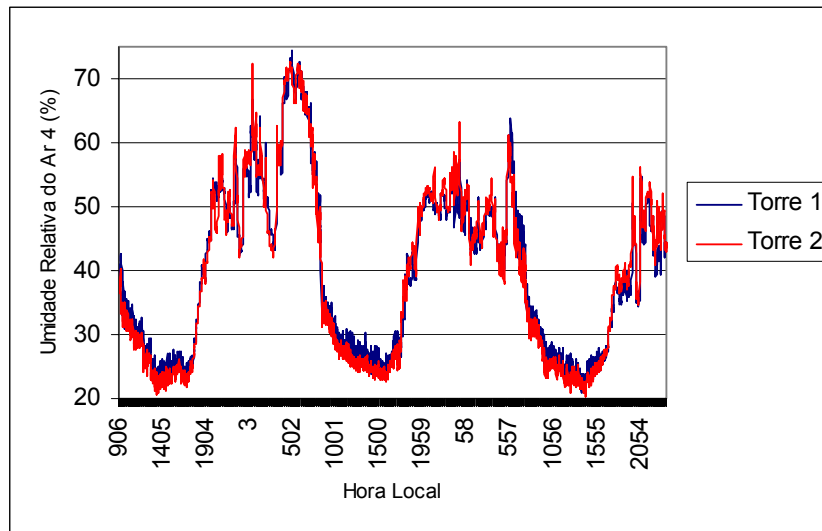


Figura 2.25 – Umidade relativa do ar 4 medida nas torres 1 e 2, no período de 16 a 18 de dezembro em Dourados.

2.7. Resultados gerados com os dados coletados durante o experimento de Dourados

Na Tabela 2.5, estão listados os dados e os resultados obtidos simultaneamente às passagens do satélite *NOAA-14* durante o experimento de Dourados. Os resultados das estimativas das componentes do balanço de energia (*CBE*), para as imagens obtidas durante a noite, não puderam ser gerados. Nesses casos, não é possível obter os parâmetros que dependem dos canais visível e infravermelho próximo, que só registram informações com a presença de luz solar. Os resultados para os dias em que a torre micrometeorológica estava inoperante também não foram gerados, uma vez que os mesmos não poderiam ser validados. Com relação às estimativas da *TST*, não puderam ser gerados resultados para as passagens do *NOAA-14* em que as radiossondagens não foram lançadas ou para as quais as medidas de emissividade da superfície não foram efetuadas.

Portanto, para as estimativas da *TST*, havia cinco passagens do satélite *NOAA-14*, para as quais tinha-se os dados necessários para inicialização e validação dessas metodologias (dia 04 às 03:32 h; dia 16 às 02:55 h, dia 16 às 15:23 h; dia 17 às 15:12 h e dia 18 às 15:07 h local). Com relação às estimativas do modelo *SEBAL*, tinha-se dados completos para três passagens do satélite *NOAA-14* (dia 16 às 15:23 h; dia 17 às 15:12 h e dia 18 às 15:07 h local)

Tabela 2.5 – Dados coletados e resultados obtidos simultaneamente às passagens do satélite NOAA - 14 durante o experimento de campo em Dourados-MS.

DATA	Hora Local (Nadir)	Radio sondagem (Hora Local)	Emissividade da superfície método da caixa original (Hora Local)	Emissividade da superfície método da caixa modificado (Hora Local)	Temperatura da superfície (Hora Local)	Torre 2 (Dia Juliano)	SEBAL (Hora Local)
01.12.99	14:58	-	-	-	-	-	-
03.12.99	3:43	-	-	-	-	-	-
03.12.99	16:16	-	-	-	-	-	-
04.12.99	3:32	3:37	-	3:30	3:32	-	-
04.12.99	16:05	16:03	-	-	-	-	-
05.12.99	3:21	-	-	-	-	-	-
05.12.99	15:53	-	-	-	-	-	-
06.12.99	3:09	-	-	-	-	-	-
06.12.99	15:41	17:46	-	-	-	-	-
07.12.99	2:58	-	-	-	-	-	-
07.12.99	15:30	-	-	17:32	-	-	-
08.12.99	2:46	-	-	-	-	-	-
08.12.99	15:18	18:03	15:49	16:18	15:18	-	-
09.12.99	2:35	-	-	-	-	343	-
12.12.99	3:41	-	-	-	-	346	-
13.12.99	3:30	-	-	-	-	347	-
14.12.99	3:18	07:05/08:40	-	-	-	348	-
15.12.99	3:07	3:07	0:34	3:15	3:07	-	-
15.12.99	15:39	-	16:02	15:49	-	-	-
16.12.99	2:55	2:49	3:13	2:49	2:55	350	-
16.12.99	15:23	15:28	15:04	15:24	15:28	350	15:23
17.12.99	2:44	04:26/05:57	4:37	-	-	351	-
17.12.99	15:12	15:23	-	15:13	15:17	351	15:12
18.12.99	2:32	04:03/07:16	4:30	4:01	-	352	-
18.12.99	15:07	15:05	15:05	15:05	15:05	352	15:07

2.8 – Análise de presença de nuvens durante as passagens do satélite *NOAA-14*

A estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via sensoriamento remoto orbital requer imagens de satélites que não tenham seus píxeis contaminados pela presença de nuvens. A presença de nuvens, nesses casos, causa erros de estimativa. Por esse motivo, os algoritmos dessas metodologias contêm técnicas de mascaramento de nuvens que classificam os píxeis como contaminados ou não por nuvens, desconsiderando os primeiros. No entanto, essas técnicas não são isentas de falhas. Assim, com a finalidade de validar os resultados gerados, é importante analisar os dados de campo para verificar se há presença de nuvens ou não sobre o campo experimental no momento da passagem do satélite.

Para tanto, os dados de radiação solar global da Torre 2 foram analisados para os dias 16 (às 15:23 horas local), 17 (às 15:12 horas local) e 18 (às 15:07 horas local), para os quais foram gerados resultados para o balanço de energia e para a temperatura da superfície via satélite. Essa análise não foi realizada para os dias 04 (às 03:23 horas local), 15 (às 02:58 horas local) e 16 (às 02:47 horas local), pelo fato da passagem do satélite ter sido durante a madrugada, quando não há radiação solar. Inicialmente, foram analisados os dados do dia 17 (às 15:12 horas local), quando não houve observação visual de nuvens. Esse dia foi considerado como referência para os valores da radiação solar global em condições de céu sem nuvens. Pela Figura 2.26, pode-se observar que os valores da radiação solar global, no período das 15:00 às 15:59 horas local, variou entre 500 e 700 W/m². No momento da passagem do satélite esse valor foi igual a 659 W/m². Nos dias 16 e 18, no período das 15:00 às 15:59 horas local, esse valor variou em torno de 100 e 700 W/m², com valores iguais a 629,7 e 616,5 W/m² no momento da passagem do satélite, respectivamente (Figuras 2.27 e 2.28). Esses valores foram muito próximos aos do dia 17, nos respectivos horários considerados. Por essa análise, percebe-se uma redução da radiação solar global em alguns momentos no período de tempo analisado, das 15:00 às 15:59 horas, nos dias 16 e 18. Nesses dias, observações visuais de nuvens foram reportadas, mas sem sombreamento aparente do campo experimental, no momento da passagem do satélite, quando não foram evidenciadas reduções significativas dos valores de radiação solar global registrados. Vale ressaltar que o fato das nuvens observadas não terem sombreado o campo experimental não garante que as imagens de satélite obtidas estejam livres de nuvens. Nesse caso, é preciso considerar que o ângulo zenital do sol e do satélite não são iguais (Tabela 2.6 e Figura 2.29). Isso

significa que pode haver nuvens encobrendo o sol, mas não a visada do satélite e vice-versa.

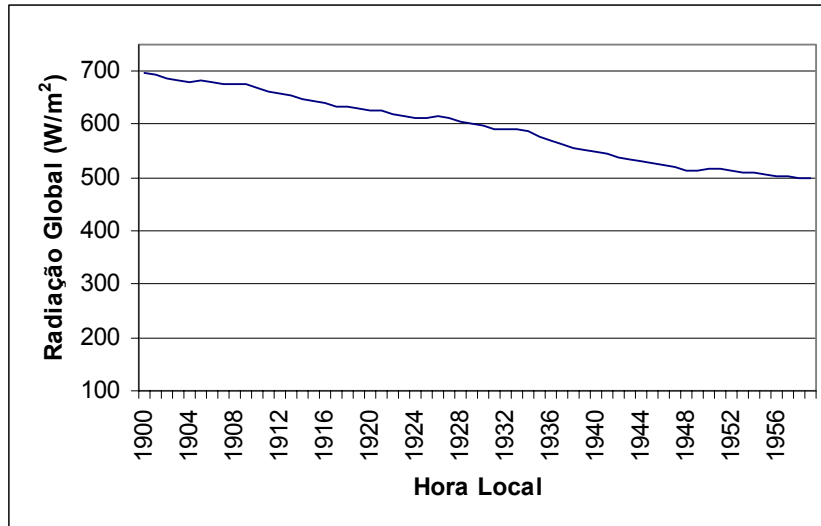


Figura 2.26 – Radiação solar global no período das 15 às 15:59 horas local no dia 17.

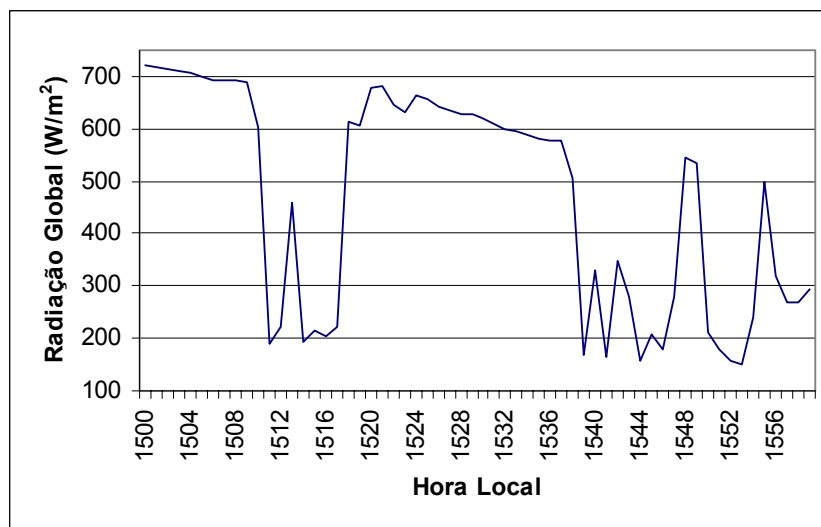


Figura 2.27 – Radiação solar global no período das 15 às 15:59 horas local no dia 16.

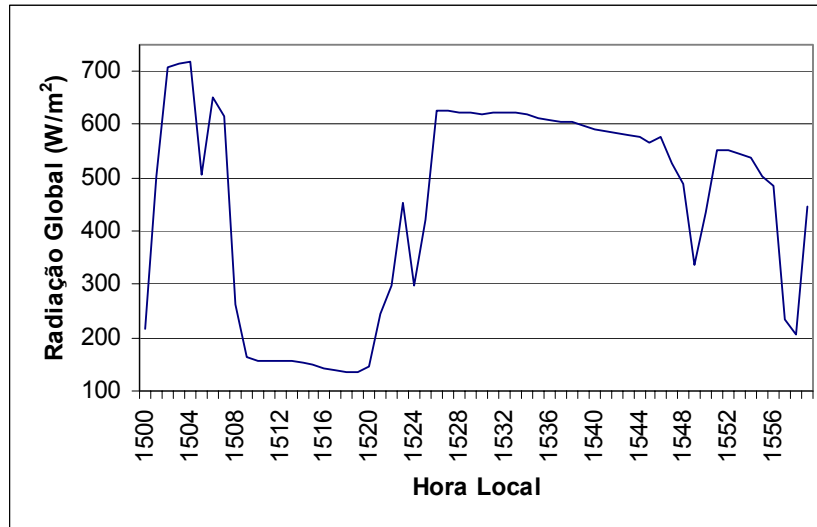


Figura 2.28 – Radiação solar global no período das 15 às 15:59 horas local no dia 18.

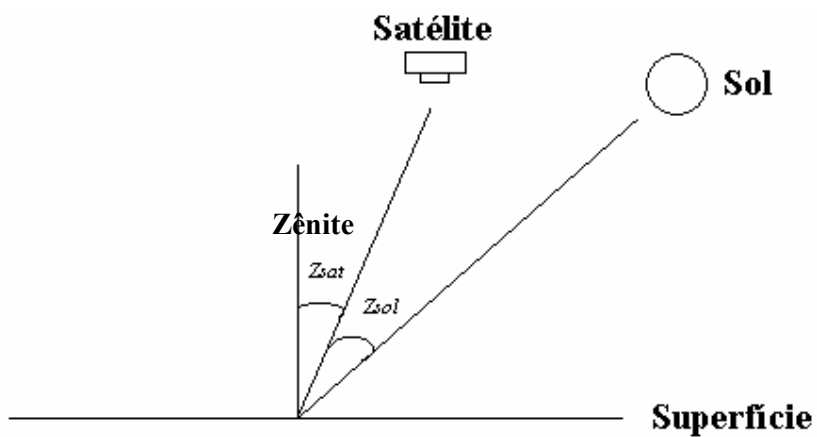


Figura 2.29 – Representação dos ângulos zenitais do sol (Z_{sol}) e do satélite *NOAA-14* (Z_{sat}) durante a aquisição das imagens.

Tabela 2.6 – Parâmetros da posição do sol e do satélite *NOAA-14* nos dias 16, 17 e 18 de dezembro.

Parâmetro	Unidade	Dia 16	Dia 17	Dia 18
Ângulo zenital solar	graus	51,02	48,76	45,86
Ângulo zenital do satélite	graus	16,62	34,39	48,73

2.9 - Análise das condições do solo, superfície e atmosfera durante os dias 16, 17 e 18 de dezembro de 1999 em Dourados

As condições atmosféricas dos dias 16, 17 e 18 de dezembro em Dourados serão descritas a seguir. Pela Tabela 2.7, observa-se que a temperatura do ar, medida em quatro níveis acima da superfície (T_1 , T_2 , T_3 e T_4), apresentou valores decrescentes com a altura. O mesmo comportamento foi observado para a tensão atual de vapor (e_1 , e_2 , e_3 e e_4) e a tensão de saturação (e_{s1} , e_{s2} , e_{s3} e e_{s4}). A tensão de saturação apresentou valores aproximadamente cinco vezes maior que a tensão atual de vapor. As velocidades do vento (U) foram iguais a $4,33 \text{ m.s}^{-1}$, $3,10 \text{ m.s}^{-1}$ e $2,25 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente. Já a direção do vento (D) variou entre noroeste e nordeste. A última ocorrência de precipitação foi registrada no dia 14 (8,4 mm). A presença de nuvens esparsas foi detectada visualmente nos dias 16 e 18. Por esses dados, pode-se dizer que, nos três dias considerados, existiam gradientes verticais negativos de temperatura do ar e tensão de vapor, atmosfera não saturada, condições de instabilidade atmosférica e ausência de calmaria. Esse conjunto de condições atmosféricas contribui para a ocorrência de fluxos de calor sensível e latente para a atmosfera, uma vez que combina gradientes favoráveis à ocorrência de turbulência térmica e mecânica.

Em relação às condições da superfície e do solo, tem-se que a superfície não se encontrava totalmente coberta pela cultura de soja, estando a mesma no estágio de crescimento vegetativo. Devido a problemas operacionais, a última medida de umidade do solo foi feita às 21:04 horas do dia 16 de dezembro, com valores iguais a 7,68% na superfície e 22,51% entre 10 e 20 cm de profundidade.

Tabela 2.7 – Dados medidos na torre micrometeorológica (Torre 2) em Dourados.

Dia	T_1 (°C)	T_2 (°C)	T_3 (°C)	T_4 (°C)	e_1 (hPa)	e_2 (hPa)	e_3 (hPa)	e_4 (hPa)	e_{s1} (hPa)	e_{s2} (hPa)	e_{s3} (hPa)	e_{s4} (hPa)	U (m/s)	D (°)
16	34,37	34,14	33,94	33,51	13,37	13,20	13,08	12,62	54,29	53,60	53,01	51,75	4,33	242,90
17	36,52	35,92	35,51	34,99	13,82	13,43	13,31	12,86	61,12	59,14	57,82	56,19	3,10	312,80
18	35,96	35,68	35,69	35,39	14,83	14,39	14,24	13,41	62,09	60,95	60,29	58,40	2,25	349,50

Na Tabela 2.8, estão as medidas de campo realizadas durante os dias 16, 17 e 18 de dezembro de 1999 em Dourados. Nessa tabela, as três primeiras colunas são referentes às medidas de campo 1, 2 e a média dessas duas medidas, respectivamente, para o dia 16. O mesmo ocorre nas próximas três colunas para o dia 17, e nas três últimas para o dia 18. Comparando os valores do balanço de energia de ondas curtas (BOC) com os de radiação solar global (R_g), para os três dias, pode-se dizer que grande parte da radiação solar global incidente foi absorvida pela superfície e que aproximadamente 13% desta foi refletida. O albedo (r_o) apresentou um valor baixo devido à contribuição da porção de solo descoberta.

Quanto ao balanço de radiação de ondas longas, observa-se que a superfície emitiu mais radiação de ondas longas do que a atmosfera, o que significa que, enquanto o balanço de radiação de ondas curtas contribui para o aumento da radiação líquida à superfície, o de ondas longas contribui para sua diminuição. Nesse caso, a superfície comportou-se como uma fonte de energia, enquanto a atmosfera comportou-se como sumidouro. Levando-se em consideração a hora do dia em que essas medidas foram realizadas (por volta das 15:00 horas local), tem-se que esse comportamento é coerente. Assim, fica caracterizado nesse horário, um balanço de radiação de ondas curtas positivo e um balanço de ondas longas negativo.

Em termos de partição da energia líquida (R_l), tem-se que, para o dia 16, 53% foi gasta com o fluxo de calor latente (LE), 38% com o fluxo de calor sensível (H) e 9% com o fluxo de calor no solo (S). Para o dia 17, tem-se que 41%, 44% e 15% de R_l , foram usados para LE , H e S , respectivamente. Para o dia 18 foram usados 59%, 30% e 11% de R_l para LE , H e S , respectivamente. A Figura 2.30 mostra as curvas das componentes do balanço de energia medidos pela torre micrometeorológica (Torre 2) durante o dia 27 de dezembro de 1999.

Na Tabela 2.9, estão as transmitâncias atmosféricas de ondas curtas medidas em campo e determinadas pelo pacote de transferência radiativa atmosférica de baixa resolução (*Low Resolution Atmospheric Transmission Radiance Model – LOWTRAN*), que fazem parte do conjunto de dados que inicializa o modo 2 do modelo *SEBAL*.

Tabela 2.9 – Transmitância atmosférica de ondas curtas medida em campo e determinada pelo *LOWTRAN*.

Dia	τ_{oc} (campo)	τ_{oc} (<i>Lowtran</i>)
16	0,7156	0,7196
17	0,7111	0,7390
18	0,7143	0,6318

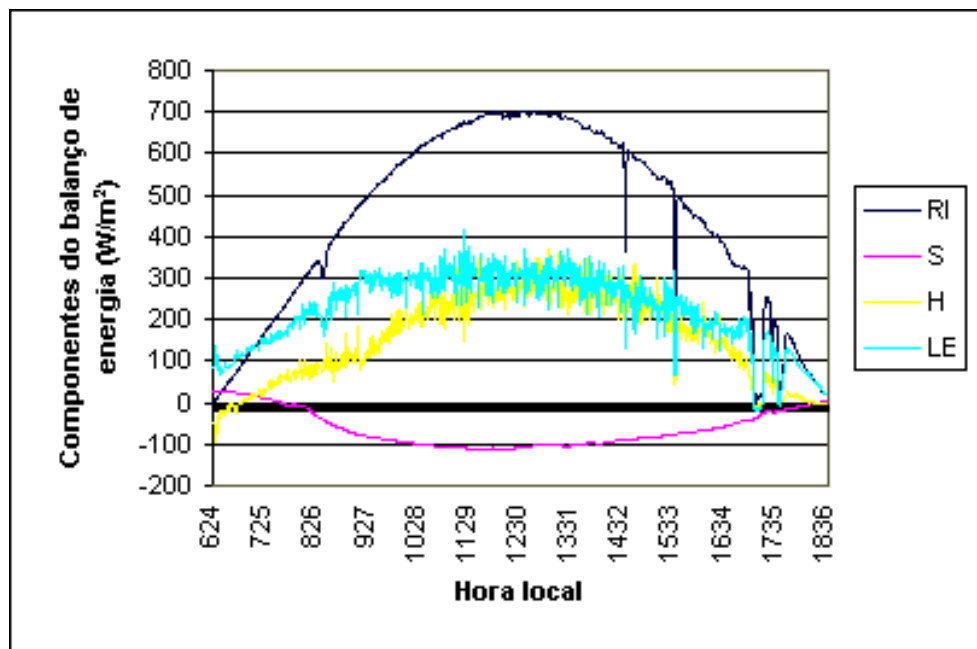


Figura 2.30 – Fluxos do balanço de energia medidos pela torre micrometeorológica durante o dia 17 de dezembro de 1999.

2.10 – Propagação de erros do método da razão de Bowen

Para a avaliação das estimativas dos fluxos de calor sensível e latente pelo modelo *SEBAL*, foi utilizado como critério o erro do método da razão de Bowen determinados através da propagação de erros com base na raiz quadrada da soma dos quadrados de cada um dos termos de primeira ordem da expansão em série de Taylor da função ou equação da razão de Bowen (Vuolo, 2002). A Tabela 2.10 contém os erros da razão de Bowen para os fluxos de calor sensível e latente para os dias 16, 17 e 18 de dezembro em Dourados. Por essa tabela, observa-se que os erros variaram entre 9,30% e 9,63% para *H* e *LE* nos três dias considerados. Para fins de avaliação das estimativas médias do modelo *SEBAL*, nesse período, será considerado um erro igual a 10%. Na Tabela 2.11, são apresentados os erros instrumentais das medidas de *R_l* e *S*.

Tabela 2.10 – Erros do método da razão de Bowen para os fluxos de calor sensível e latente, nos dia 16, 17 e 18 de dezembro em Dourados.

Fluxos	Dia 16	Dia 17	Dia 18
<i>H</i>	± 9,30 %	± 9,36%	± 9,63%
<i>LE</i>	± 9,30 %	± 9,36%	± 9,63%

Tabela 2.11 – Erros instrumentais das medidas da radiação líquida (*R_l*) e do fluxo de calor no solo (*S*).

Medida	Erro instrumental
<i>R_l</i>	6 % do valor medido
<i>S</i>	5% do valor medido

CAPÍTULO 3

Estimativa das Componentes do Balanço de Energia por Satélite

3.1. Histórico

Durante as últimas décadas, os cientistas têm demonstrado interesse crescente no uso de dados de satélites para a obtenção de informações sobre parâmetros importantes para um maior entendimento das condições da superfície terrestre em diferentes aplicações, tais como, hidrologia, meteorologia e agronomia (Bastiaanssen et al., 1998a).

Segundo Diak et al. (2004), a estimativa do balanço de radiação do sistema terra-atmosfera tem sido um dos principais objetivos dos satélites meteorológicos e ambientais desde o lançamento do *Explorer VII* em 1959. Os instrumentos a bordo desse satélite foram designados para medir a radiação termal emitida pelo sistema terra-atmosfera. Essas medidas eram pouco exatas em comparação as obtidas atualmente, mas forneceram aos cientistas os primeiros dados referentes ao balanço de radiação do planeta. Nos vários anos que se seguiram ao lançamento do satélite *Explorer VII*, os balanços de radiação solar e termal no topo da atmosfera foram estimados por sensores, a bordo de satélites meteorológicos, que registravam separadamente a radiação infravermelha-termal emitida e a radiação solar refletida pelo sistema terra-atmosfera. Registros contínuos de radiação líquida do planeta, em escala global e regional, foram inicialmente obtidos a partir de 1978 com o satélite *Nimbus-7*, e, atualmente, com os programas experimento de balanço de radiação da terra (*Earth Radiation Budget Experiment - ERBE*) e sistema de energia radiante da terra (*Earth's Radiant Energy System - CERES*), utilizando dados de múltiplos satélites.

A estimativa da evapotranspiração é essencial em sistemas de irrigação, perdas em reservatórios de água, computação do balanço hídrico, prognósticos de escoamento superficial e em estudos meteorológicos e climáticos. O manejo da água de irrigação é muito importante em locais onde a produção agrícola irrigada representa uma grande porcentagem da economia regional. Uma estimativa mais acurada da demanda de água pelas culturas, da programação dos intervalos de irrigação e uma melhora da aplicação dos métodos de estimativa do consumo de água pelas culturas promove uma maior eficiência no uso dos recursos hídricos (Medina et al., 1998). Entretanto, o tamanho das

bacias hidrográficas é um dos principais problemas para a elaboração do balanço hídrico (Mohamed et al., 2004).

A aplicação de técnicas de sensoriamento remoto permite uma determinação espacialmente distribuída da evapotranspiração (Medina et al., 1998). O desenvolvimento atual do uso de dados de satélites para a determinação da evapotranspiração torna possível o estudo das perdas evaporativas sem a necessidade do cálculo do balanço hídrico. A energia necessária para a evaporação da água é resolvida como um termo residual do balanço de energia à superfície. O balanço de energia descreve as interações físicas na interface superfície-atmosfera. Resolver a equação do balanço de energia envolve a subdivisão da energia líquida disponível em fluxos usados em diferentes processos na superfície terrestre, tais como, fluxo de calor latente para evaporação da água, fluxo de calor sensível para aquecer o ar e o solo (Timmermans e Meijerink, 1999).

As aproximações para a estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto utilizam a equação do balanço de energia em superfície, onde o calor latente é geralmente obtido por diferença devido à impossibilidade da inferência, por sensoriamento remoto, da resistência da superfície ao transporte de vapor (Bastiaanssen, 1998). No entanto, a radiação líquida, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível precisam ser estimados.

A equação do balanço de energia pode ser resolvida por uma combinação de dados de sensoriamento remoto (albedo, emissividade e temperatura da superfície) com dados de campo (radiação solar global e radiação de ondas longas incidente), ou, totalmente com dados de sensoriamento remoto (Bastiaanssen, 1998). A estimativa da radiação líquida por sensoriamento remoto é classicamente descrita em função do balanço de radiação de ondas curtas e do balanço de radiação de ondas longas (Daughtry et al., 1990; Feddes et al., 1993; Diak et al., 1994; Tarpley, 1994; Anderson et al., 1997; Jupp, 1998; Bastiaanssen, 1998; Fox et al., 2000; Parlow, 2000; Yang, 2000; Yunhao et al., 2003; Ma, 2003; Rivas e Caselles, 2004).

O balanço de ondas curtas é expresso em função da radiação solar global e do albedo da superfície. As diferenças encontradas nas diversas metodologias são basicamente referentes ao modo de obtenção do albedo e da radiação solar global. O albedo pode ser medido em superfície ou obtido por sensoriamento remoto. Os satélites medem a reflectância espectral, em bandas estreitas, no topo da atmosfera. A conversão de múltiplas reflectâncias em bandas estreitas em uma única banda é um procedimento

em que a radiação solar espectral incidente, em cada banda, é ponderada por um fator de proporcionalidade. O albedo planetário é obtido pela integração dessas ponderações. Por sua vez, o albedo da superfície é estimado em função do albedo planetário e da transmitância atmosférica de ondas curtas (Bastiaanssen, 1998). Estimativas do albedo da superfície por diferentes satélites são apresentadas por Tanre e Duhaut (1990), Daughtry et al. (1990), Saunders (1990), Hall et al. (1991), Arino et al. (1992), Bastiaanssen et al. (1998a), Jupp (1998), Grover et al. (2000), Fox et al. (2000), Lucht e Lewis (2000), Muramatsu et al. (2000), Liang (2000), Parlow, (2000), Roerink e Monenti (2000), Xue et al. (2000), Yang (2000), Wang et al.(2000), Jacob et al.(2002), Leeuwen e Roujean (2002), Pokrovsky e Roujean (2002), Hurtt et al. (2003), Pokrovsky et al. (2003), Davidson e Wang (2004) e Fang et al. (2004).

A radiação global pode ser medida em superfície ou estimada por parametrizações que corrigem os efeitos do espalhamento, da reflexão e da absorção da atmosfera, na radiância registrada pelo satélite. Esses algoritmos são baseados em modelos de transferência radiativa (Bastiaanssen, 1998). Algoritmos simplificados e mais ou menos empíricos têm sido desenvolvidos e testados (Lourens et al., 1995; Diak et al., 1996). Metodologias de estimativa da radiação solar global são apresentadas por Tarpley (1994), Valient et al. (1995), Bastiaanssen et al. (1998a), Jupp (1998), Xue et al. (2000), Parlow (2000), Roerink e Monenti (2000) e Wang et al. (2000), Clerbaux et al. (2003), Gastellu – Etchegorry et al. (2004), Ma (2003), Houborg e Soegaard (2004) e Kandirmaz et al. (2004).

O balanço de ondas longas é geralmente obtido em função da lei de Stefan-Boltzman aplicada à atmosfera e à superfície (Diak et al., 1994; Tarpley, 1994; Bastiaanssen et al., 1998a; Jupp, 1998; Parlow, 2000; Yang, 2000; Yunhao et al., 2003). A radiação de ondas longas incidente na superfície, oriunda da emissão atmosférica, varia de acordo com o conteúdo de vapor de água na atmosfera. Segundo Daughtry et al. (1990), a emissividade da atmosfera pode ser estimada em função da temperatura do ar e da pressão de vapor de água (Bastiaanssen, 1995; Parlow, 2000). O perfil de vapor de água na atmosfera pode ser obtido por sondadores atmosféricos a bordo de diferentes satélites (Bastiaanssen, 1995; Bastiaanssen, 1998).

A estimativa da temperatura da superfície por sensoriamento remoto requer informações sobre a emissividade da superfície e conteúdo de vapor de água na atmosfera em todo o caminho ótico referente a visada do satélite. As principais metodologias de correção atmosférica são descritas em Becker e Li (1990), Sobrino et

al. (1991), Kerr et al. (1992), Li e Becker (1993), Coll et al. (1994a), França (1994), Caselles et al. (1997), Goita e Royer (1997), Vázquez et al. (1997), Gu e Gillespie (2000), Kant e Badarinath (2000), Schmugge et al. (2002), Bhattacharya e Dadhwal (2003), Schroedter et al. (2003), Sobrino e Kharraz (2003), Han et al. (2004), Payan e Royer (2004), Sobrino et al. (2004), Wan et al. (2004a) e Wan et al. (2004b). A emissividade da superfície tem sido expressa, em sensoriamento remoto, por relações empíricas que envolvem diferentes índices de vegetação, como relatado nos trabalhos de Kerr et al. (1992), Li e Becker (1993), van de Griend e Owe, (1993), Coll et al. (1994b), Givri (1995), Norman et al. (1995a), Valor e Caselles (1996), Caselles et al. (1997), Goita e Royer (1997), Ninomiya et al. (1997), Upensky e Scherbina (1998), Li et al. (1999), Gu e Gillespie (2000), Sobrino et al. (2001), Schmugge et al. (2002), Coll et al. (2003), Payan e Royer (2004) e Peres e DaCamara (2004).

O fluxo de calor no solo é basicamente obtido por medidas em superfície, ou estimado empiricamente, podendo ser uma função de índices de vegetação, da temperatura e do albedo da superfície. Pode-se citar os trabalhos de Choudhury e Idso (1987), Daughtry et al. (1990), Kustas e Daughtry (1990), Kustas et al. (1993), Bastiaanssen (1995), Anderson et al. (1997), Kustas e Norman (1999), Fox et al. (2000), Roerink e Monenti (2000) e Yunhao et al. (2003). Em geral, esses trabalhos sugerem que medidas de campo em diferentes tipos de superfícies, sob uma extensa gama de condições ambientais, sejam realizadas para testar a universalidade da relação proposta.

Em muitas metodologias de obtenção do balanço de energia por sensoriamento remoto, a estimativa do fluxo de calor sensível é baseada no gradiente de temperatura do ar (diferença entre a temperatura da fonte de calor e a do ar próximo à superfície) e na resistência aerodinâmica (Bastiaanssen, 1998). Segundo Brunsel e Gillies (2003), um dos principais focos na obtenção do balanço de energia à superfície por sensoriamento remoto tem sido a estimativa do fluxo de calor sensível. A principal razão para isso é a promissora obtenção do campo de temperatura radiométrica da superfície como aproximação para a temperatura da fonte de calor, que não pode ser mensurada por sensoriamento remoto. No entanto, a temperatura radiométrica da superfície é uma composição da temperatura de todos os elementos dentro de um píxel. As metodologias que utilizam a temperatura radiométrica da superfície no lugar da temperatura da fonte de calor podem introduzir erros significativos nas estimativas do fluxo de calor sensível, devido ao fato da densidade e arquitetura da vegetação, aliadas ao ângulo de visada do radiômetro, ter efeitos significativos na observação da temperatura radiométrica,

fazendo com que a estimativa da temperatura da fonte de calor, em função da temperatura radiométrica, seja problemática.

Vários esforços foram empreendidos na obtenção de uma relação entre a temperatura da fonte de calor e a temperatura radiométrica. Hall et al. (1991) avaliaram a habilidade da inferência da temperatura da fonte de calor em função da temperatura radiométrica da vegetação obtida por sensoriamento remoto. Os resultados mostram que a temperatura radiométrica superestimou a temperatura da fonte de calor em aproximadamente 2,0°C. Chehbouni et al. (1996) usaram um modelo empírico que relata a diferença entre a temperatura do ar e da fonte de calor em função da diferença entre as temperaturas radiométricas e do ar e do índice de área foliar. Essa relação foi usada para estimar o fluxo de calor sensível em uma vegetação esparsa durante o experimento *HAPEX – Sahel*. Segundo os autores, embora os resultados sejam promissores, são necessárias maiores investigações para testar a aplicação do método em condições diversas. Chehbouni et al. (1997) desenvolveram uma relação entre essas temperaturas em função de medidas do índice de área foliar. Essa aproximação tem uso limitado pela possibilidade de não ser uma solução universal para o problema, além de necessitar de medidas que não são rotineiramente obtidas. Vukovich et al. (1997) converteram a temperatura radiométrica da superfície em temperatura da fonte de calor usando um modelo empírico. Havstad et al. (2000) utilizaram modelos de balanço de energia que estimam a temperatura da superfície por sensoriamento remoto, sugeridos por Norman et al. (1995b) e Chehbouni et al. (1996), que ajustam as diferenças entre as temperaturas radiométricas e as temperaturas da fonte de calor. No entanto, é necessário determinar quão universais essas aproximações são, e para quais condições de cobertura da superfície elas podem ser aplicadas. Esforços continuam sendo empreendidos na tentativa de se solucionar a questão da estimativa do fluxo de calor sensível por sensoriamento remoto. Nessa linha de pesquisa, pode-se citar os trabalhos de Brunsell e Gillies (2003), Kustas et al. (2003), Yunhao et al. (2003), Jiang e Islam (2003), Diak et al. (2004), Jo et al. (2004) e Kustas et al. (2004) e Merlin e Chehbouni (2004).

Um outro problema mencionado são as complicações envolvidas na estimativa da resistência aerodinâmica para um píxel como um todo. A rugosidade da superfície é essencial para a determinação da resistência aerodinâmica para o transporte de *momentum*, vapor de água e calor no sistema superfície-atmosfera. Muitos estudos tentaram relacionar o parâmetro de rugosidade a informações obtidas por sensoriamento remoto, como, por exemplo, índices de vegetação, altimetria laser e microondas (De

Vries et al., 2003; Baghdadi et al., 2004; Marticorena et al., 2004). No entanto, ainda não se obteve uma relação universal para todos os tipos de superfície. Adicionalmente, esses métodos necessitam de dados que não estão disponíveis em escala global, tal como densidade da vegetação, entre outros. Por outro lado, medidas dessas grandezas em superfície são bastante variáveis e não são constantes para um único dia. Dado o atual entendimento a respeito dessas quantidades, é extremamente complexo obter aproximações para tais estimativas (Schaudt e Dickinson, 2000).

Outras metodologias de estimativa do balanço de energia em superfície por sensoriamento remoto podem ser citadas, como segue.

Diak et al. (1994) examinaram as variações temporais da radiância medida pelo sensor sondador interferômetro de alta resolução (*High Resolution Interferometer Sounder - HIS*) como uma potencial fonte de informação relativa ao balanço de energia em superfície, baseada nas variações da temperatura da superfície e da radiação causadas por mudanças induzidas pelos fluxos de calor e umidade na baixa atmosfera.

Anderson et al. (1997) sugeriram uma metodologia que considera separadamente as contribuições do solo e da vegetação na contabilização dos fluxos em superfície. No entanto, essa metodologia necessita de um extenso conjunto de informações meteorológicas e das características da superfície, tais como: radiação solar, albedo da superfície, velocidade do vento, comprimento de rugosidade, cobertura e altura da vegetação, temperaturas do ar, do solo e da vegetação. Além disso, envolve integrações do fluxo de calor sensível em dois momentos em que a altura da camada limite se diferencia, necessitando, para tanto, de informações da estrutura do gradiente vertical de temperatura em toda a extensão da camada limite. Kustas e Norman (1999) sugeriram a mesma metodologia com algumas poucas alterações, mas os dados necessários para a inicialização do método permaneceram os mesmos.

Oliosio et al. (1999) propuseram uma metodologia que estima os fluxos de energia e a evapotranspiração com dados de sensoriamento remoto em combinação com um modelo de transferência solo-vegetação-atmosfera (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer - SVAT*). Nessa metodologia, dados na faixa do infravermelho termal fornecem informações a respeito da transferência de água através da planta, e sobre a estrutura da planta e, na faixa de microondas, sobre a umidade do solo. Porém, os autores relatam que, para a altura da vegetação e dos parâmetros aerodinâmicos, não existem soluções satisfatórias até o presente momento. Sugerem a utilização de altímetros lasers e

interferometria por microondas como um possível caminho para se estimar essas grandezas.

Roerink e Menenti (2000) elaboraram um modelo praticamente idêntico ao modelo *SEBAL* (Bastiaanssen, 1995), denominado algoritmo simples por sensoriamento remoto para estimativa do balanço de energia em superfície (*Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance - S-SEBI*), para estimar os fluxos de energia em superfície com dados de sensoriamento remoto. As diferenças entre essas duas metodologias estão nas parametrizações da radiação de ondas longas emitida pela superfície, na temperatura e emissividade da superfície. A radiação de ondas longas é estimado pelo *S-SEBI* por uma relação empírica em função da radiação de ondas longas no topo da atmosfera. A temperatura da superfície é determinada em função da radiação de ondas longas emitida pela superfície e da emissividade da superfície. A emissividade da superfície é estimada por uma relação empírica em função do *NDVI*, utilizando o método da cobertura vegetal de Valor e Caselles (1996), que necessita de informações a respeito da emissividade da superfície em condições de solo nu e cobertura total da vegetação. As demais parametrizações são idênticas às relatadas por Bastiaanssen (1995).

Dados do radar de abertura sintética (*Synthetic Aperture Radar - SAR*), a bordo dos satélites de sensoriamento remoto da terra (*Earth Remote Sensing - ERS*) *ERS-1* e *ERS-2*, têm sido utilizados para estimar a umidade do solo em áreas de vegetação natural para fins de determinação da evapotranspiração por meio de medidas diretas da alteração do conteúdo da umidade do solo. A combinação desses dados com a observação da radiação líquida por meio do *AVHRR* permitiu que o fluxo de calor sensível fosse derivado a partir da equação do balanço de energia, onde o fluxo de calor no solo é expresso por uma relação empírica entre a radiação líquida e o *NDVI* (Choudhury e Idso, 1987). O método apresenta algumas limitações devido a inabilidade do sensor em penetrar a superfície para investigar o sistema solo-água-vegetação na zona das raízes (Fox et al., 2000).

Os métodos de estimativa de fluxos de energia em superfície por sensoriamento remoto, compilados neste estudo, apresentam características que dificultam a aplicação operacional:

- viii) parametrizações físicas complexas que descrevem com detalhes os processos envolvidos nas trocas turbulentas de propriedades entre a superfície e a atmosfera, mas que necessitam de um extenso conjunto de dados, para sua inicialização, que não são de fácil obtenção; como exemplo, pode-se citar a combinação de dados de sensoriamento remoto com modelos *SVAT* e Hidrológicos;
- ix) parametrizações físicas que fazem suposições e simplificações que podem incorrer em erros de estimativa; como exemplo, tem-se os algoritmos que utilizam a temperatura radiométrica da superfície em substituição à temperatura da fonte de calor para a transferência de calor;
- x) parametrizações baseadas em relações empíricas que não foram suficientemente testadas;
- xi) parametrizações físicas pouco complexas, com poucas relações empíricas, mas que necessitam de dados que não podem ser obtidos por sensoriamento remoto e não são rotineiramente mensurados.

O algoritmo desenvolvido por Bastiaanssen (1995) propõe um conjunto de soluções para a estimativa instantânea das componentes do balanço de energia por sensoriamento remoto. O *SEBAL* é constituído, quase que totalmente, por parametrizações físicas bem estabelecidas e pouco complexas. Dos trinta e quatro passos envolvidos no processamento desse algoritmo, apenas cinco envolvem parametrizações empíricas (emissividade e temperatura da superfície, emissividade da atmosfera, fluxo de calor no solo e comprimento da rugosidade aerodinâmica para o transporte de *momentum*). Segundo Bastiaanssen (1995), essas parametrizações foram confrontadas com dados de campo em diferentes partes do mundo, apresentando resultados promissores. Medina et al. (1998) citam que o *SEBAL* contém um número menor de relações empíricas e requer poucos parâmetros experimentais. Segundo Bastiaanssen e Ali (2003), isso é uma grande vantagem, uma vez que as aproximações empíricas necessitam de excessivos programas de coleta de dados em campo, que, em escala regional, são bastante laboriosos e onerosos. A física envolvida no algoritmo do modelo *SEBAL* permite o cálculo dos fluxos em superfície para uma ampla gama de uso do solo e calcula o balanço completo de radiação e de energia para cada píxel da imagem (Bastiaanssen e Ali, 2003) sem a necessidade de extensivas medidas de campo, ou seja, com um número reduzido de dados meteorológicos, facilmente obtidos

(Timmermans e Meijerink, 1999; Mohamed et al., 2004). Segundo Timmermans e Meijerink (1999), o *SEBAL* inclui soluções para a rugosidade da superfície e para a diferença entre a temperatura do ar e aquela próxima à superfície (temperatura da fonte de calor), que não envolvem a temperatura radiométrica da superfície. Além disso, o algoritmo é construído de forma modular, o que permite modificações parciais, podendo ser utilizado com dados de radiômetros com diferentes resoluções temporais e espaciais. Tenalem (2003) ressalta que as parametrizações do *SEBAL* mostraram-se de grande importância na demonstração da diferença espacial da evapotranspiração em condições de escassez de dados. Mohamed et al. (2004) mencionam que a utilização do *SEBAL* em bacias hidrográficas pode promover uma otimização no manejo dos recursos hídricos.

As características do modelo *SEBAL* fazem dele uma opção promissora para a estimativa das componentes do balanço de energia por sensoriamento remoto. Por outro lado, existem algumas desvantagens, tais como (Bastiaanssen, 1995): *i*) necessita de dados de sensoriamento remoto em condições de céu sem nuvens; *ii*) necessita da presença de áreas secas e úmidas nas imagens de satélite utilizadas; *iii*) a rugosidade da superfície é pobremente descrita; e *iv*) sua utilização é apropriada apenas para superfícies planas. No entanto, os algoritmos existentes para a estimativa do balanço de energia em superfície por sensoriamento remoto compartilham as mesmas dificuldades, com exceção do item *ii*, que é uma particularidade do modelo *SEBAL*. Entretanto, o modelo *SEBAL* permite solucionar a questão da temperatura da fonte de calor sem substituí-la pela temperatura radiométrica da superfície, sendo esse, na verdade, um dos seus pontos altos.

Bastiaanssen, originalmente, desenvolveu o *SEBAL* e o aplicou na Espanha e no Egito usando imagens do *Landsat 5-TM*. Em 1995, Bastiaanssen publicou os primeiros resultados da validação de seu algoritmo (Bastiaanssen, 1995). Para testar essa nova parametrização, que relaciona as densidades de fluxo em superfície continental com dados de sensoriamento remoto, era necessário dispor de observações das propriedades radiativas da superfície, de dados hidrometeorológicos e de medidas de fluxo em superfície. Tais informações foram obtidas em experimentos realizados no noroeste do deserto do Egito, no nordeste do delta do Nilo e em Castilha La Mancha na Espanha (Bastiaanssen, 1995).

Os dados de campo coletados no deserto do Egito, entre 1986 e 1989, foram utilizados principalmente para a elaboração e avaliação dos procedimentos de correção atmosférica e das parametrizações das grandezas hidrometeorológicas. Os dados

micrometeorológicos coletados foram a radiação líquida, radiação incidente e refletida de ondas curtas, radiação difusa incidente de ondas curtas, temperatura radiativa da superfície, temperatura e densidade de fluxo de calor do solo em diferentes profundidades, temperatura e umidade do ar em diferentes níveis, razão de Bowen, velocidade do vento em diferentes níveis e conteúdo de água no solo.

Estimativas regionais de evapotranspiração na região nordeste do delta do Nilo foram feitas por outros pesquisadores durante projeto de reuso de água drenada (Abdel Gawad et al., 1991, citado por Bastiaanssen, 1995) e utilizadas para estudos comparativos com os dados de sensoriamento remoto. Os dados disponíveis de evapotranspiração foram utilizados para validar as estimativas obtidas pelo *SEBAL* em áreas irrigadas.

Segundo Bastiaanssen (1995), em Castilla la Mancha na Espanha, medidas simultâneas em várias escalas de densidade de fluxo de calor foram realizadas em solo pelo método da correlação turbulenta durante o experimento de campo *EFEDA*. O programa *EFEDA* é parte do experimento piloto *HAPEX*, que promoveu um avanço generalizado na descrição dos processos em superfície em campos cultivados e bacias hidrográficas por meio de estudos multidisciplinares. Esse projeto de pesquisa experimental foi realizado em junho de 1991 e seus dados foram utilizados para testes com o *SEBAL*. Os dados coletados foram o balanço de radiação e de energia em superfície, balanço de água, balanço de calor no solo, resistência estomática, índice de área foliar, reflectância espectral, umidade do solo, umidade atmosférica, temperatura potencial, velocidade do vento, pressão atmosférica, densidade de fluxos turbulentos, coeficiente de espalhamento da atmosfera e radiâncias espectrais.

Desde então, o modelo *SEBAL* vem sendo utilizado em diversos estudos em diferentes localidades. No período de 1995 a 2004, foram contabilizados, por este estudo, quinze artigos que relatam os resultados dessa metodologia em diversas regiões do mundo. Bastiaanssen (2000) cita que o *SEBAL* tem sido testado em diversas condições de irrigação no Egito, Índia, Sri Lanka, Paquistão, Argentina, Turquia, entre outros, para avaliar a uniformidade do consumo de água, o estresse hídrico e o desempenho da irrigação em campos cultivados. Timmermans e Meijerink (1999) e Mohamed et al. (2004) mencionam o uso do *SEBAL* na savana africana durante o experimento *HAPEX-Shahel*, em diferentes bacias hidrográficas nos Estados Unidos, Quênia, Sri Lanka e Paquistão. A seguir, será descrito um resumo, em ordem cronológica, das aplicações do modelo *SEBAL* compiladas por esta tese.

Estimativas da evapotranspiração utilizando o modelo *SEBAL* foram obtidas em Aguilar de La Frontera, cidade localizada no sudoeste da província de Córdoba no sudeste da Espanha (Medina et al., 1998). A existência de dados de campo em áreas com culturas irrigadas, não irrigadas, solo nu e reservatórios de água permitiram a verificação dos valores de evaporação e evapotranspiração obtidos pelo *SEBAL*, com a utilização de imagens *Landsat 5-TM*. Estimativas obtidas com imagens *Landsat 5-TM* e com o sensor *AVHRR* foram comparadas, e os resultados indicam que a influência da resolução espacial dos dados de satélites na exatidão das estimativas depende da heterogeneidade da área de estudo, principalmente no que diz respeito ao fluxo de calor sensível.

Timmermans e Meijerink (1999) utilizaram o *SEBAL* com dados do *AVHRR* e *Landsat TM*, tendo em vista determinar as perdas por evapotranspiração da água subterrânea de aquíferos em Botswana durante a estação seca. Durante a passagem do satélite, dados contínuos de temperatura da superfície e umidade do solo foram coletados por torres meteorológicas, além de observações de campo para fins de calibração e validação dos resultados. Os resultados mostraram que o menor valor de evapotranspiração estimado com dados de satélites foram maiores que os indicados pela razão de Bowen. Apesar da diferença de resolução espacial dos sensores orbitais utilizados, os resultados foram muito similares.

Allen (2000) estimou a evapotranspiração real diária para fins de quantificação do consumo de água de culturas para manejo de sistemas de irrigação na Turquia. As estimativas do *SEBAL* foram comparadas com os valores encontrados pelo método de Penman-Monteith, modificado pela Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (*Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO*).

Allen et al. (2002) publicaram um manual e um relatório final como base para o treinamento para utilização do modelo *SEBAL* em bacias hidrográficas de Idaho nos Estados Unidos.

Bastiaanssen e Ali (2003) aplicaram o *SEBAL* para estimar o crescimento de culturas irrigadas na bacia hidrográfica Indus no Paquistão. Os autores relatam que os resultados, utilizando dados do sensor *AVHRR*, foram razoáveis para a cultura de trigo nessa região. No Sri Lanka, Bastiaanssen e Chandrapala (2003) utilizaram o *SEBAL* para estimar a variabilidade anual do balanço hídrico, usando estimativas da evapotranspiração real pelo sensor *AVHRR* para avaliação do uso da água no ambiente e na agricultura.

Hemakumara et al. (2003) usaram dados de campo para obter a evapotranspiração real em vegetação mista típica das paisagens do Sri Lanka e compararam com os resultados estimados pelo modelo *SEBAL*, utilizando dados do sensor *AVHRR*.

Dados do sensor *AVHRR* foram utilizados por Samarasinghe (2003) para testar um modelo de escala global de produção de biomassa, com o objetivo de interpretar o crescimento e a produtividade das principais culturas existentes no Sri Lanka, por meio de dados de satélites de domínio público. Segundo os autores, a conversão da radiação fotossinteticamente ativa em produção de biomassa é feita através da eficiência do uso de luz que depende do estresse hídrico da vegetação. O modelo *SEBAL* foi utilizado para estimar esse estresse hídrico.

Na Etiópia, Tenalem (2003) aplicou o *SEBAL* na estimativa da evaporação e da evapotranspiração diária de lagos e de superfícies vegetadas, utilizando dados do sensor *AVHRR*. Mohamed et al. (2004) utilizaram o *SEBAL* para estimar a variabilidade espacial da evapotranspiração real mensal através de dados do sensor *AVHRR* em extensas áreas de pântano do rio Nilo no Egito. Chemin et al. (2004) aplicaram o *SEBAL* na estimativa da evapotranspiração diária com dados do sensor *AVHRR* para prover informações relativas ao monitoramento e à análise do uso da água com fins de gerenciamento de recursos hídricos em Ferghana, província do Uzbekistan.

Em relação à exatidão do modelo *SEBAL*, Bastiaanssen et al. (2000) relatam que esforços de validação desse modelo têm mostrado que, para uma escala espacial de 0,01 km², o erro de estimativa da evapotranspiração real diária varia entre 10 e 20% e que a incerteza diminui com o aumento da escala. Para uma área de 10 km², o erro cai para 5%. Bastiaanssen et al. (1998a; 1998b) mencionam estudos de casos em diferentes ecossistemas agrários que demonstram como o desempenho do modelo *SEBAL* muda com a escala espacial e com o tipo de superfície (Espanha/*EFEDA*, Egito, Nigéria/*HAPEX-Sahel*, China/*HEIFE*), ou seja, sua exatidão altera-se com o grau de heterogeneidade da superfície e com o tamanho do píxel. Nesses estudos, diferentes procedimentos de validação foram realizados com o *SEBAL* em zonas áridas. Os resultados mostram o erro percentual desse algoritmo varia de 5 a 15% quando comparado com dados de fluxos em superfície obtidos por torres micrometeorológicas. Medina et al (1998) citam um erro máximo de 9,5% entre os valores estimados e observados de evaporação em reservatórios de água. Segundo Timmermans e Meijerink (1999), quando dados de satélites são comparados com dados de torres meteorológicas,

a extensão da representatividade dos dados deve ser considerada, principalmente para grandes áreas.

Medina et al. (1998) mencionam que o modelo *SEBAL* responde à diminuição da resolução espacial do píxel da imagem. A exatidão dos resultados depende da heterogeneidade da superfície da área de estudo, assim como a calibração entre a temperatura da superfície e a diferença de temperatura do ar em dois níveis próximo à superfície depende do tamanho do píxel e da heterogeneidade da superfície. Em áreas relativamente planas, esse efeito pode ser negligenciado. A variação espacial dos parâmetros determinados por sensoriamento remoto é influenciada pelos aspectos climáticos e geográficos, tais como vegetação, tipo de solo e topografia. Timmermans e Meijerink (1999) relatam que não foi possível um bom ajuste do fluxo de calor sensível com os dados do sensor *AVHRR*, porque o processo de calibração, que atribui valor zero ao fluxo de calor latente em um píxel seco e valor zero ao fluxo de calor sensível em um píxel úmido, pode ser prejudicado pelo efeito de uma maior heterogeneidade da superfície em um píxel com resolução espacial menor. Além disso, o *SEBAL* precisa de um píxel úmido e outro seco para fins de calibração da rotina de obtenção do fluxo de calor sensível. Entretanto, na reduzida resolução espacial do *AVHRR*, tais píxeis com máximo contraste podem não ser identificados na área de estudo, devido ao efeito médio das propriedades do píxel. De acordo com Samarasinghe (2003), dependendo da resolução espacial do píxel da imagem, um determinado tipo de superfície pode não ser bem representada, uma vez que áreas mistas podem estar contidas nessa unidade espacial da imagem, caso ela seja muito extensa. Portanto, para superfícies homogêneas pouco extensas, o mais adequado é a utilização de imagens com resolução espacial maior. Entretanto, a combinação de imagens com alta e baixa resolução espacial pode ser uma opção, porque as imagens com baixa resolução espacial possuem melhores resoluções temporais.

Bastiaanssen e Ali (2003) mencionam as limitações da resolução espacial do *AVHRR*, cujo píxel abrange uma área de 1,21 km², o que torna seu uso limitado para superfícies contínuas com dimensões menores que essas. Os autores recomendam para representar superfícies heterogêneas (vegetação mista) o uso de sensores com maior resolução espacial, tais como o *Landsat*, radiômetro de reflexão e emissão termal espacial avançado (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - ASTER*), espectrômetro imageador de resolução moderada (*Moderate Resolution*

Imaging Spectrometer - MODIS), e satélite sino brasileiro de recursos da terra (*Chinese Brazilian Earth Resources Satellite - CBERS*), entre outros.

Segundo Medina et al. (1998), as imagens do satélite *Landsat* têm uma boa resolução espacial (30 m x 30 m) para ser usado em escalas relativamente grandes. Entretanto, a resolução temporal dessas imagens (16 dias) não permite seu uso para fins de manejo de irrigação. Por outro lado, segundo Timmermans e Meijerink (1999), os resultados das estimativas da evapotranspiração real com os dados do *AVHRR* foram similares às estimativas com os dados do *Landsat TM*. Além disso, o *AVHRR* tem uma reduzida resolução espacial, mas uma alta resolução temporal. Bastiaanssen e Chandrapala (2003) mencionam que os dados *AVHRR* estão disponíveis para todas as partes do globo em base diária e podem ser usados para mapear a variabilidade espacial do balanço hídrico. Esses dados são encontrados na *Internet*, em domínio público, o que pode ser um caminho promissor para a padronização dos dados utilizados em recursos hídricos.

Como visto, o modelo *SEBAL* foi extensivamente aplicado em regiões da Ásia, África, América do Norte e Europa, que possuem diferentes características climáticas, com resultados animadores. Na América do Sul, existem relatos da utilização do *SEBAL* na Argentina e no Brasil. No Brasil, a Empresa Brasileira de Agropecuária, EMBRAPA Semi-Árido em Petrolina (PE) realizou um encontro onde foi ministrado em dezembro de 1999, pelo próprio Win Bastiaanssen, um curso sobre o modelo *SEBAL*, do qual a autora deste estudo participou. A partir desse encontro, pesquisas com o *SEBAL* começaram a ser desenvolvidas na EMBRAPA Semi-Árido, Universidade Federal do Rio de Janeiro (Paiva et al., 2004) e na Universidade Federal de Campina Grande (Silva e Bezerra, 2004).

Este trabalho tem como principal objetivo estimar as *CBE* via sensoriamento remoto, utilizando dados do sensor *AVHRR* a bordo do satélite *NOAA-14*. Os fluxos do balanço de energia serão estimados pelo algoritmo *SEBAL* (Bastiaanssen, 1995). Com o propósito de atingir os objetivos especificados acima, as seguintes metas serão observadas:

- i) codificação do algoritmo do modelo *SEBAL*;
- ii) assimilação de dados e processamento do modelo *SEBAL*;
- iii) validação do modelo *SEBAL*;
- iv) avaliação da sensibilidade das parametrizações das *CBE* utilizadas no modelo *SEBAL*.

Para tanto, foi realizado experimento de campo em Dourados-MS durante o mês de dezembro de 1999. Nesse experimento, foram coletados dados para inicialização e validação da metodologia proposta.

3.2. Metodologia

3.2.1. O Modelo *SEBAL*

O modelo *SEBAL* necessita de informações reduzidas da superfície para estimar as componentes do balanço de energia através de dados de sensoriamento remoto, a saber:

T_{ar} - temperatura do ar;

r_o - albedo da superfície; ou

τ_{oc} - transmitância atmosférica de ondas curtas; ou

R_g - radiação solar global;

U_{100} - velocidade do vento a 100 metros;

Z_{ref} - altura de referência acima de uma fonte ou sumidouro de calor, ao longo da qual existe uma resistência aerodinâmica ao transporte de calor;

Z_{oh} - comprimento da rugosidade aerodinâmica para o transporte de calor.

Por outro lado, as variáveis de saída do modelo são:

R_l - radiação líquida;

S - fluxo de calor no solo;

H - fluxo de calor sensível;

LE - fluxo de calor latente.

Segundo Bastiaanssen (1995 e 2000) e Bastiaanssen et al. (1998a e 1998b), em superfícies cultivadas, valores iguais a 3 m e 0,1 m mostraram-se adequados para os parâmetros Z_{ref} e Z_{oh} , respectivamente. Esses valores serão adotados neste trabalho. Assim, as informações necessárias para a inicialização do modelo ficam reduzidas a três variáveis de fácil medição, que, para uma extensa superfície homogênea e plana, podem ser medidas em apenas um ponto. A inicialização do modelo *SEBAL* é feita com dados de temperatura do ar, velocidade do vento a 100 metros e uma das seguintes opções para a terceira variável de entrada: albedo da superfície ou transmitância atmosférica de ondas curtas ou radiação solar global, todas medidas localmente. Se o albedo for escolhido como a terceira variável de entrada, a transmitância atmosférica de ondas curtas é estimada pelo modelo. Se a escolha para a terceira variável de entrada for a transmitância atmosférica de ondas curtas, esta pode ser obtida através de algoritmos de transferência radiativa, como o modelo de baixa resolução de transferência radiativa na atmosfera (*Low Resolution Atmospheric Transmission Radiance Model - LOWTRAN*). Por fim, se a radiação solar global for escolhida como terceira variável de entrada, a transmitância atmosférica de ondas curtas pode ser obtida pela razão entre a radiação solar global e a radiação solar incidente perpendicular a uma superfície no topo da atmosfera (densidade de fluxo radiante perpendicular no topo da atmosfera). Com a transmitância atmosférica de ondas curtas, o modelo estima o albedo da superfície.

A seguir, são mostradas as variáveis de entrada e saída referentes ao modelo *SEBAL* (Figura 3.1) e, na sequência, os passos para o cálculo das componentes do balanço de energia à superfície.

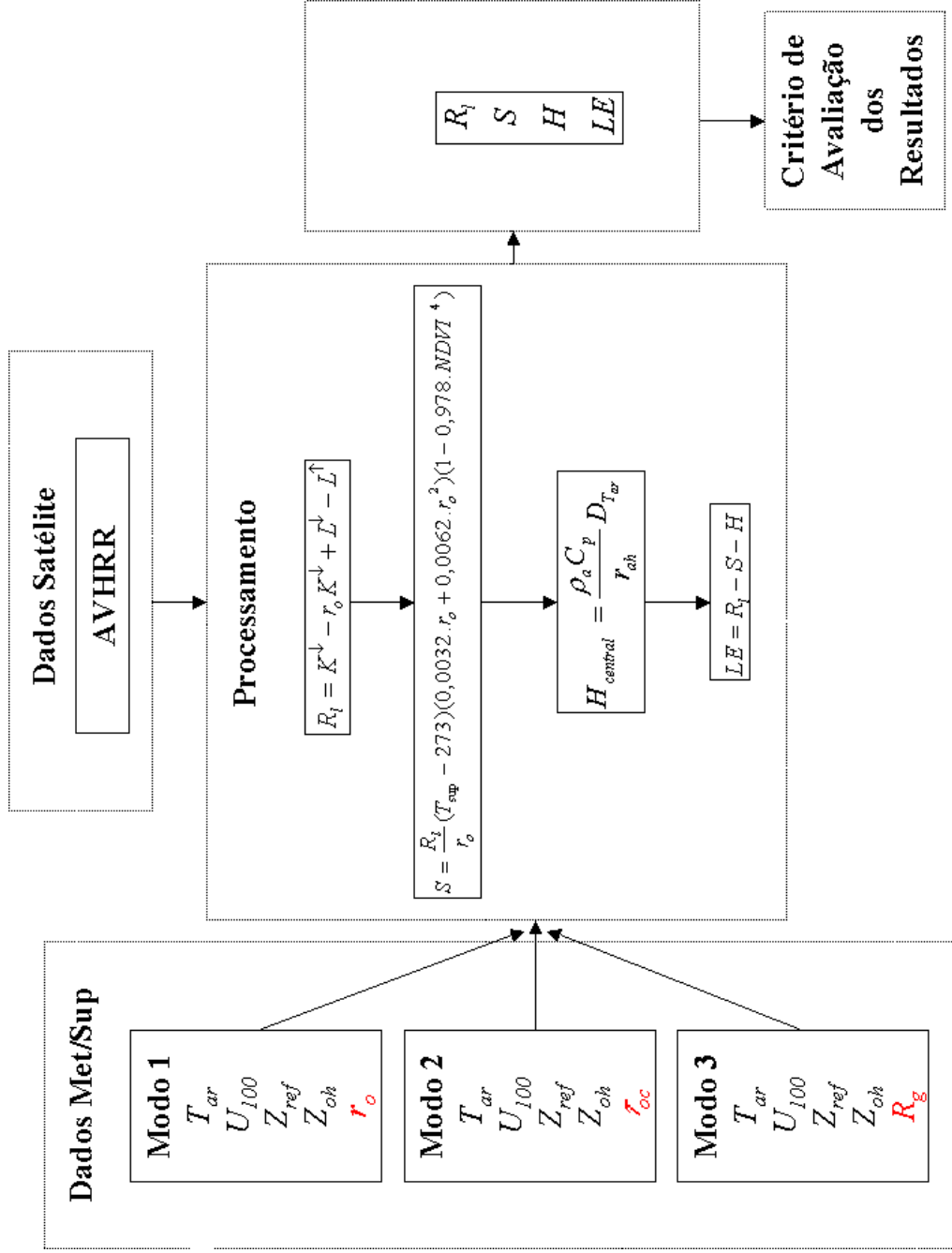


Figura 3.1 – Fluxograma do modelo SEBAL

Passo 1: Determinação da radiância espectral de onda curta que alcança o sensor a bordo do satélite *NOAA 14 – AVHRR* (Rao e Chen, 1996):

$$K^{\uparrow}_{toa}(b_1) = (0,000118Dias + 0,557)(ND - 41) \quad (3.1)$$

$$K^{\uparrow}_{toa}(b_2) = (0,000122Dias + 0,423)(ND - 41) \quad (3.2)$$

onde:

$K^{\uparrow}_{toa}(b_1)$ e $K^{\uparrow}_{toa}(b_2)$ - radiância espectral de onda curta no topo da atmosfera registrada nos canais 1 e 2 do sensor *AVHRR* a bordo do satélite *NOAA-14* ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$);

Dias - dias transcorridos desde o lançamento do satélite, em 30 de dezembro de 1994, até o dia da aquisição da imagem;

ND - número digital das imagens nos canais 1 e 2 do *AVHRR*.

As Equações 3.1 e 3.2 foram sugeridas por Rao e Chen (1996) para determinar a radiância espectral bidirecional de ondas curtas e corrigir a taxa de degradação dos canais 1 e 2 do sensor *AVHRR*. Esse método foi implementado pela *NOAA* em 31 de julho de 1995 para calibração dos canais 1 e 2 do sensor *AVHRR* do satélite *NOAA-14*.

Passo 2: Determinação da irradiância solar espectral incidente sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera (Rao e Chen, 1996):

$$K^{\downarrow}_{toa}(b_1) = \frac{K^{\downarrow}_{exo}(b_1) \cos \phi}{d_s^2} \quad (3.3)$$

$$K^{\downarrow}_{toa}(b_2) = \frac{K^{\downarrow}_{exo}(b_2) \cos \phi}{d_s^2} \quad (3.4)$$

$$\frac{K^{\downarrow}_{exo}(b_1)}{d_s^2} = 1605,42 \text{ W m}^{-2} \mu m^{-1} \quad (3.5)$$

$$\frac{K^{\downarrow}_{exo}(b_2)}{d_s^2} = 1028,72 \text{ W m}^{-2} \mu m^{-1} \quad (3.6)$$

onde:

$K^{\downarrow}_{toa}(b_1)$ e $K^{\downarrow}_{toa}(b_2)$ - densidade de fluxo radiante espectral de onda curta incidente numa superfície horizontal no topo da atmosfera para os canais 1 e 2 do *AVHRR* ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$);

$K^{\downarrow}_{exo}(b_1)$ - constante solar espectral referente a banda do canal 1 do *AVHRR* ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$);

$K^{\downarrow}_{exo}(b_2)$ - constante solar espectral referente a banda do canal 2 do *AVHRR* ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$);

ϕ - ângulo zenital solar (radianos);

d_s - distância Terra-Sol (UA).

Passo 3: Determinação da reflectância planetária espectral hemisférica (Bastiaanssen, 1995):

$$r_p(b_1) = \frac{\pi K^{\uparrow}_{toa}(b_1)}{K^{\downarrow}_{toa}(b_1)} \quad (3.7)$$

$$r_p(b_2) = \frac{\pi K^{\uparrow}_{toa}(b_2)}{K^{\downarrow}_{toa}(b_2)} \quad (3.8)$$

onde:

$r_p(b_1)$ - reflectância planetária espectral hemisférica referente a banda do canal 1 do *AVHRR*;

$r_p(b_2)$ - reflectância planetária espectral hemisférica referente a banda do canal 2 do *AVHRR*.

As Equações 3.7 e 3.8 expressam a reflectância planetária hemisférica nos canais 1 e 2 do sensor *AVHRR*, respectivamente, e definida como a razão entre a quantidade de energia radiante refletida e o total incidente, para um dado comprimento de onda, em todas as direções contidas em um ângulo sólido igual π radianos. Daí vem a denominação hemisférica.

Passo 4: Determinação da reflectância planetária hemisférica (Valiente et al., 1995):

$$r_p = 0,035 + 0,545r_p(b_1) + 0,32r_p(b_2) \quad (3.9)$$

onde:

r_p - reflectância planetária hemisférica.

A Equação 3.9 expressa a reflectância ou albedo planetário direcional. O sensor *AVHRR* mede a reflectância espectral, nos canais 1 e 2, no topo da atmosfera. A conversão dessas reflectâncias em uma única banda é um procedimento em que a radiação solar espectral incidente, em cada banda, é ponderada por um fator de proporcionalidade. O albedo planetário é obtido pela integração dessas ponderações. Os coeficientes 0,035; 0,545; e 0,32 da Equação 3.9, foram sugeridos por Valiente et al. (1995) para o sensor *AVHRR*.

Passo 5: Determinação do albedo da superfície ou da transmitância atmosférica de ondas curtas (Bastiaanssen, 1995):

$$r_o = \frac{r_p - r_a}{\tau_{oc}^2} \quad (3.10)$$

ou

$$\tau_{oc} = \sqrt{\frac{r_p - r_a}{r_o}} \quad (3.11)$$

onde:

r_o - reflectância hemisférica de onda curta da superfície;

r_a - reflectância da atmosfera, que é igual a r_p em um píxel escuro;

τ_{oc} - transmitância atmosférica de onda curta.

A reflectância planetária é a soma das reflectâncias da atmosfera e da superfície. No caso da reflectância da superfície, é necessário considerar a atenuação da atmosfera. Em outras palavras, a densidade de fluxo radiante total no topo da atmosfera, ao

penetrar na atmosfera e atingir a superfície e ao ser refletida por ela voltando ao topo da atmosfera, sofre dupla atenuação no seu caminho descendente e ascendente, conforme definição descrita no passo 3. Essa dupla atenuação é representada pelo quadrado da transmitância atmosférica de ondas curtas. A Equação 3.10 expressa a reflectância da superfície em função da reflectância planetária, reflectância atmosférica e da transmitância atmosférica de ondas curtas. A reflectância atmosférica é definida como sendo igual a reflectância planetária relativa a um píxel escuro, onde considera-se que a reflectância da superfície seja igual a zero.

Passo 6: Determinação da irradiância solar no topo da atmosfera (Bastiaanssen, 1995):

$$K^{\downarrow}_{toa} = \frac{K^{\downarrow}_{exo} \cos \phi}{d_s^2} \quad (3.12)$$

onde:

K^{\downarrow}_{toa} - densidade de fluxo radiante total perpendicular no topo da atmosfera (W/m^2);

K^{\downarrow}_{exo} - constante solar total ($1358 W/m^2$).

As Equações 3.3, 3.4 e 3.12 expressam a densidade de fluxo radiante de ondas curtas incidente no topo da atmosfera terrestre, para o canal 1, 2 do sensor *AVHRR* e a densidade de fluxo radiante total, respectivamente. Essa grandeza varia basicamente com a latitude e o tempo. A constante solar (K^{\downarrow}_{exo}) pode ser definida como a irradiância sobre uma superfície normal aos raios solares, à distância média Terra-Sol, na ausência de atmosfera. Seu valor pode ser estimado dividindo a emitância total ou espectral do Sol pela área de uma esfera cujo raio seja igual à distância média Terra-Sol. A função coseno do ângulo zenital é introduzida em obediência a lei de Lambert.

Passo 7: Determinação da declinação solar (Bastiaanssen, 1995):

$$\delta = 0,409 \text{ sen}(0,017DJ - 1,39) \quad (3.13)$$

onde:

δ - declinação solar (radianos);

DJ - dia juliano.

Passo 8: Determinação do ângulo horário solar (Bastiaanssen, 1995):

$$AngH = \pi \left[\frac{HoraL - 12}{12} \right] \quad (3.14)$$

e

$$HoraL = HoraG + \frac{\min G}{60} + \text{long} \frac{12}{\pi} \quad (3.15)$$

onde:

AngH - ângulo horário solar (radianos);

HoraL - hora local (horas);

HoraG - hora em Greenwich;

MinG - minutos em Greenwich;

Long - longitude local (radianos).

Passo 9: Determinação do ângulo zenital solar (Bastiaanssen, 1995):

$$\cos \phi = \text{sen}(\delta) \text{sen}(lat) + \cos(\delta) \cos(lat) \cos(AngH) \quad (3.16)$$

Passo 10: Determinação da distância Terra-Sol (Bastiaanssen, 1995):

$$d_s = 1 + 0,0167 \text{sen} \left[\frac{2\pi(DJ - 93,5)}{365} \right] \quad (3.17)$$

As Equações 3.13, 3.14, 3.15, 3.16 e 3.17 expressam a declinação solar, ângulo horário solar, ângulo zenital solar e distância média Terra-Sol, respectivamente. Essas grandezas são definidas com base nas relações astronômicas entre a Terra e o Sol.

Passo 11: Determinação da radiação global incidente na superfície (Bastiaanssen, 1995):

$$K^\downarrow = K^\downarrow_{toa} \cdot \tau_{oc} \quad (3.18)$$

onde:

K^\downarrow - densidade de fluxo radiante de onda curta incidente na superfície ($W\ m^{-2}$).

A Equação 3.18 expressa a radiação solar global incidente na superfície, definida pela lei de Beer-Bouguer-Lambert, que descreve a atenuação sofrida por um feixe de radiação ao atravessar um meio homogêneo.

Passo 12: Determinação do índice de vegetação de diferença normalizada (Bastiaanssen, 1995; Rao e Chen, 1996):

$$NDVI = \frac{A(b_2) - A(b_1)}{A(b_2) + A(b_1)} \quad (3.19)$$

$$A(b_1) = 0,0000232.DJ + 0,109).(ND - 41) \quad (3.20)$$

$$A(b_2) = 0,0000373.DJ + 0,129).(ND - 41) \quad (3.21)$$

onde:

$NDVI$ - índice de vegetação de diferença normalizada;

$A(b_1)$ e $A(b_2)$ - refletância dos canais 1 e 2 do $AVHRR$ (%).

Devido a intensa absorção na região visível do espectro eletromagnético, em $0,475\ \mu m$ e $0,65\ \mu m$, por parte da clorofila, a reflectância espectral da superfície terrestre fornece informações a respeito da presença da clorofila e também das condições da vegetação. Essa informação pode ser obtida em função do $NDVI$, a partir das reflectâncias no vermelho e no infravermelho próximo, conforme Equação 3.19. O $NDVI$ responde à densidade da vegetação, cor e diferentes estados de umidade do solo e práticas de cultivo.

Passo 13: Determinação da emissividade da superfície (Van de Griend e Owe, 1993; Bastiaanssen, 1995):

$$\varepsilon_{sup} = 1,009 + 0,047 \ln(NDVI) \quad (3.22)$$

onde:

ϵ_{sup} - emissividade total da superfície.

A emissividade da superfície é obtida por uma expressão empírica (Equação 3.22) sugerida por van de Griend e Owe (1993), que investigaram a variação da emissividade da superfície, entre 8-14 μm , e do *NDVI* medidos em diversas superfícies agricultáveis em Botswana. As medidas foram obtidas pelo método da caixa combinado com um radiômetro com bandas espectrais correspondentes as do sensor *NOAA-AVHRR*. Os autores relatam um coeficiente de correlação igual a 0,94 entre a emissividade e o *NDVI*.

Passo 14: Determinação da temperatura da superfície (Bastiaanssen, 1995):

$$T_{\text{sup}} = \frac{T_b}{\epsilon_{\text{sup}}^{0,25}} \quad (3.23)$$

$$T_b = T_{b4} + 1,2(T_{b4} - T_{b5}) + 2,2 \quad (3.24)$$

onde:

T_{sup} - temperatura da superfície em Kelvins;

T_b - temperatura de brilho dos canais 4 e 5 do sensor *AVHRR*;

T_{b4} - temperatura de brilho do canal 4 do sensor *AVHRR* (Equação 4.3, Capítulo 4);

T_{b5} - temperatura de brilho do canal 5 do sensor *AVHRR* (Equação 4.3, Capítulo 4).

A temperatura da superfície terrestre é obtida por meio da técnica de correção atmosférica denominada janela separada. Essa técnica utiliza a temperatura radiativa registrada pelos canais 4 e 5 do sensor *AVHRR*. As Equações 3.23 e 3.24 corrigem os efeitos da absorção atmosférica, devido principalmente à presença do vapor de água, na temperatura registrada pelo satélite e corrigem o valor da emissividade da superfície, que é diferente da de um corpo negro, ou seja, inferior a unidade (para maiores detalhes, ver Capítulo 4). Na Equação 3.24, os coeficientes *A* e *B* assumem valores médios para regiões tropicais.

Passo 15: Determinação da emissividade atmosférica

$$\varepsilon_{atm} = 1,08(-\ln(\tau_{oc}))^{0,265} \quad (3.25)$$

onde:

ε_{atm} - emissividade infravermelha termal aparente da atmosfera ao nível da superfície.

Bastiaanssen (1988), citado por Bastiaanssen (1995), utilizou os dados do experimento de campo realizado no Egito para relatar a emissividade aparente da atmosfera em função da transmitância atmosférica de ondas curtas, conforme Equação 3.25. A emissividade aparente da atmosfera é definida como o produto entre a emissividade efetiva da atmosfera e a emissividade da superfície (para maiores detalhes, ver passo 18).

Passo 16: Determinação da radiação de onda longa emitida pela atmosfera incidente na superfície (Bastiaanssen, 1995):

$$L^\downarrow = \varepsilon_{atm} \sigma T_{atm}^4 \quad (3.26)$$

onde:

L^\downarrow - densidade de fluxo radiante da atmosfera incidente na superfície (W/m^2);

σ - constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} W/m^2 K^4$);

T_{atm} - temperatura da atmosfera (K).

Passo 17: Determinação da radiação de onda longa emitida pela superfície (Bastiaanssen, 1995):

$$L^\uparrow = \varepsilon_{sup} \sigma T_{sup}^4 \quad (3.27)$$

onde:

L^\uparrow - densidade de fluxo radiante da superfície (W/m^2).

As Equações 3.26 e 3.27 expressam a densidade de fluxo radiante da atmosfera e da superfície, definida pela lei de Stefan-Boltzmann, que descreve a emitância radiante total de um corpo como sendo diretamente proporcional a quarta potência de sua temperatura absoluta.

Passo 18: Determinação da radiação líquida na superfície (Bastiaanssen, 1995):

$$R_l = K^\downarrow - r_o K^\downarrow + L^\downarrow - L^\uparrow \quad (3.28)$$

onde:

R_l - radiação líquida na superfície (W/m^2).

A Equação 3.28 expressa a radiação líquida ou balanço de radiação em superfície. O balanço de radiação pode ser subdividido em balanço de radiação de ondas curtas (*BOC*) e balanço de radiação de ondas longas (*BOL*). A radiação líquida representa a energia disponível para os processos evaporativos (calor latente), para o aquecimento do solo e do ar (calor sensível). A substituição do produto entre a emissividade efetiva da atmosfera e a emissividade da superfície pela emissividade aparente da atmosfera, ou seja ($\epsilon_{eatm} \epsilon_{sup}$) por (ϵ_{atm}), faz com que a equação do balanço de energia se transforme em:

$$R_l = K^\downarrow (1-r_o) + \epsilon_{eatm} \sigma T_{atm}^4 - (1-\epsilon_{sup}) \epsilon_{eatm} \sigma T_{atm}^4 - \epsilon_{sup} \sigma T_{sup}^4 \quad (3.29)$$

ou

$$R_l = K^\downarrow (1-r_o) + \epsilon_{eatm} \sigma T_{atm}^4 - \epsilon_{eatm} \sigma T_{atm}^4 + \epsilon_{sup} \epsilon_{eatm} \sigma T_{atm}^4 - \epsilon_{sup} \sigma T_{sup}^4 \quad (3.30)$$

ou

$$R_l = K^\downarrow (1-r_o) + \epsilon_{sup} \epsilon_{eatm} \sigma T_{atm}^4 - \epsilon_{sup} \sigma T_{sup}^4 \quad (3.31)$$

ou

$$R_l = K^\downarrow (1-r_o) + \epsilon_{atm} \sigma T_{atm}^4 - \epsilon_{sup} \sigma T_{sup}^4 \quad (3.32)$$

onde $\epsilon_{sup} \epsilon_{eatm} = \epsilon_{atm}$.

Passo 19: Determinação do fluxo de calor no solo (Bastiaanssen, 1995):

$$S = \frac{R_l}{r_o} (T_{\text{sup}} - 273)(0,0032.r_o + 0,0062.r_o^2)(1 - 0,978.NDVI^4) \quad (3.33)$$

onde:

S - fluxo de calor no solo (W/m^2).

A Equação 3.33 expressa uma relação empírica entre o fluxo de calor no solo, a radiação líquida, o albedo e a temperatura da superfície e o $NDVI$, que estão relacionados fisicamente (Bastiaanssen, 1995). A radiação líquida diminui com o aumento do albedo. Em solo nu ou com vegetação esparsa, a temperatura da superfície tende a ser alta e o $NDVI$ baixo. Já para solos totalmente cobertos por vegetação, a temperatura tende a ser baixa e o $NDVI$ alto. A Equação 3.33 foi sugerida por Bastiaanssen (1995) e gerada com dados do experimento realizado no Egito, entre 1986 e 1989. Bastiaanssen (1995) e Tenalem (2003) usaram a mesma equação na Espanha e na Etiópia, respectivamente. No entanto, o próprio autor sugere que a Equação 3.33 seja calibrada, caso haja disponibilidade de dados, ou avaliada localmente antes de sua aplicação (Bastiaanssen, 1998).

Os passos de 20 a 33 são relativos à estimativa do fluxo de calor sensível. Monteith (1963), citado por Rosenberg et al. (1983), mostrou ser possível simplificar o cálculo do fluxo de calor sensível descrevendo-o como um processo análogo ao fluxo de corrente elétrica, em analogia a lei de Ohm. Dessa forma, o fluxo de calor sensível é expresso como a razão entre o gradiente vertical de temperatura do ar próximo à superfície e a resistência aerodinâmica a esse fluxo, conforme as Equações 3.41 e 3.51. Por sua vez, a resistência aerodinâmica é função da velocidade de fricção, que é função do comprimento de rugosidade aerodinâmico para o transporte de *momentum*.

Passo 20: Determinação do coeficiente de rugosidade aerodinâmica para o transporte de *momentum* (Bastiaanssen, 1995):

$$Z_{om} = \exp(3,157.NDVI - 2,818) \quad (3.34)$$

onde:

Z_{on} - coeficiente de rugosidade aerodinâmica para o transporte de momentum (m).

o comprimento de rugosidade aerodinâmico para o transporte de *momentum* (Z_{on}) é definido matematicamente como o plano onde a velocidade do vento torna-se igual a zero. O valor de Z_{on} é relatado em função da geometria da superfície. Em uma vegetação densa, Z_{on} é descrito como uma pequena fração da altura da vegetação. Essa relação depende do índice de área foliar (LAI) (Bastiaanssen, 1998). Pierce et al. (1992), citado por Bastiaanssen (1995), mostrou que o LAI pode ser obtido em função do $NDVI$. Portanto, uma relação direta entre o $NDVI$ e Z_{on} pode ser esperada. Bastiaanssen (1995) usou a relação sugerida por Moran (1990), citado por Bastiaanssen (1995), e expressa pela Equação 3.34 para obter Z_{on} . Segundo o teste de sensibilidade realizado por Bastiaanssen (1995), as estimativas dos fluxos de calor sensível e de calor latente foram pouco sensíveis às variações de Z_{on} . Para variações em torno de 25% do valor de Z_{on} , foram relatadas variações inferiores a 5% nos fluxos de calor sensível e latente.

Passo 21: Determinação da velocidade de fricção ou característica

$$u_* = \frac{k.U_z}{\log(Z/Z_{on})} \quad (3.35)$$

onde:

u_* - velocidade de fricção ou característica (m/s);

k - constante de von Karman, igual a 0,41;

U_z - vento em uma altura Z (m);

Z - altura referente à velocidade do vento, igual a 100 m.

O conhecimento da variação da velocidade do vento com a altura possibilita a estimativa das trocas verticais de *momentum*, calor e massa. Em condições de estabilidade atmosférica neutra, o perfil de velocidade do vento pode ser descrito como uma função logarítmica da distância vertical em relação à superfície (Rosenberg et al., 1983). A Equação 3.35 expressa essa funcionalidade em relação à velocidade de fricção. Na estimativa da velocidade de fricção, para superfícies vegetadas, Bastiaanssen (1995)

despreza o deslocamento do plano zero considerando o vento em uma altura comparativamente muito maior que o parâmetro em questão. O valor limite de 100 metros para a validade da hipótese de similaridade de Monin – Obkhov é considerado para essa altura (Holtslag, 1984). Usualmente, com a medição da velocidade do vento em uma altura de referência (Z_{ref}), geralmente igual a 2 ou 3 metros, e com a estimativa de Z_{on} no ponto de observação (estação meteorológica) é que é feita a determinação de U_Z , conforme a Equação 3.36, a seguir,

$$U_Z = U_{ref} [(\ln(Z) - \ln(Z_{on})) / (\ln(Z_{ref}) - \ln(Z_{on}))] \quad (3.36)$$

onde:

U_{ref} - velocidade do vento medida a uma altura Z_{ref} (m/s);

Z_{ref} - altura de referência da medida do vento (m).

Neste caso Z é igual a 100 metros. No nível $Z = 100$ m, denominado de “Blending height”, é admitido que a velocidade do vento é constante em toda a cena estudada da imagem de satélite, uma vez que nesse nível os efeitos da superfície no escoamento do ar não são mais evidenciados. Em seguida se obtém u_* em cada píxel da imagem.

Passo 22: Determinação da resistência aerodinâmica para o transporte de calor

$$r_{ah} = \frac{\log(Z_{ref} / Z_{oh})}{(k.u_*)} \quad (3.37)$$

onde:

r_{ah} - resistência aerodinâmica para o transporte de calor (s/m);

Z_{ref} - altura de referência acima de uma fonte ou sumidouro de calor, entre as quais existe uma resistência aerodinâmica ao transporte de calor, igual a 3 m;

Z_{oh} - comprimento da rugosidade aerodinâmica para o transporte de calor igual 0,1 m.

A resistência aerodinâmica aplicada à superfícies cultivadas pode ser definida a partir de medidas do perfil da velocidade do vento. Usando a teoria do perfil logarítmico do vento, a resistência aerodinâmica existente entre uma altura de referência acima do solo e a altura da fonte ou sumidouro de calor pode ser descrita pela Equação 3.37 (Rosenberg et al., 1983). Essas alturas são consideradas fixas e iguais a 3,0 m e 0,1 m, respectivamente. O teste de sensibilidade, realizado por este estudo, demonstrou que o modelo *SEBAL* foi pouco sensível às variações da altura da fonte de calor para o intervalo compreendido entre o valor estimado em campo e o de 0,1 metros sugerido por Bastiaanssen (2000, comunicado pessoal). Alturas entre 2 e 3 metros para a medida da temperatura do ar são consideradas limites para que o gradiente vertical de temperatura potencial possa ser considerado igual ao da temperatura do ar (Rosenberg et al., 1983).

Passo 23: Determinação do fluxo de calor sensível máximo ou em um píxel quente (Bastiaanssen, 1995):

$$H_{\max} = R_l(T_{\text{sup,max}}) - S(T_{\text{sup,max}}) \quad (3.38)$$

onde:

H_{\max} - fluxo de calor sensível máximo (W/m^2);

$R_l(T_{\text{sup,max}})$ - radiação líquida referente ao píxel da imagem que possui temperatura da superfície máxima (W/m^2);

$S(T_{\text{sup,max}})$ - fluxo de calor no solo referente ao píxel da imagem que possui temperatura da superfície máxima (W/m^2).

Passo 24: Determinação dos gradientes máximo e mínimo de temperatura do ar em um píxel quente e em um píxel frio, respectivamente, (Bastiaanssen, 1995):

$$D_{T_{\text{ar}}}(T_{\text{sup,max}}) = H_{\max} \frac{r_{ah}(T_{\text{sup,max}})}{\rho_a C_p} \quad (3.39)$$

$$D_{T_{\text{ar}}}(T_{\text{sup,min}}) = 0 \quad (3.40)$$

onde:

$D_{T_{ar}}(T_{sup,max})$ - gradiente máximo de temperatura do ar presente na imagem, referente ao píxel de temperatura da superfície máxima, ou seja, no píxel quente;

$r_{ah}(T_{sup,max})$ - resistência aerodinâmica ao transporte de calor referente ao píxel de temperatura da superfície máxima (s/m);

ρ_a - densidade do ar (kg/m³);

C_p - calor específico do ar à pressão constante (J/kg.K), ou $\rho_a.C_p$ igual a 1155 J/m³.K;

$D_{T_{ar}}(T_{sup,min})$ - gradiente mínimo de temperatura do ar referente ao píxel da imagem que possui temperatura da superfície mínima, ou seja, no píxel frio.

Passo 25: Determinação do fluxo de calor sensível do píxel central da imagem, píxel de interesse, e demais pixeis (Bastiaanssen, 1995):

$$H_{central} = \frac{\rho_a C_p}{r_{ah,central}} D_{T_{ar},central} \quad (3.41)$$

$$D_{T_{ar},central} = a + b.T_{sup} \quad (3.42)$$

$$b = \frac{D_{T_{ar}}(T_{sup,max})}{T_{sup,max} - T_{sup,min}} \quad (3.43)$$

$$a = -b.T_{sup,min} \quad (3.44)$$

onde:

$H_{central}$ - fluxo de calor sensível do píxel central (W/m²);

$r_{ah,central}$ - resistência aerodinâmica ao transporte de calor do píxel central (s/m);

a e b - coeficientes da equação;

$D_{T_{ar},central}$ - gradiente de temperatura do ar presente na imagem, referente ao píxel central;

$T_{sup,min}$ - temperatura da superfície referente ao píxel da imagem de menor temperatura (K);

$T_{sup,max}$ - temperatura da superfície referente ao píxel da imagem de maior temperatura (K).

Para a determinação do fluxo de calor sensível é necessário o conhecimento do gradiente vertical de temperatura do ar próximo a superfície, que na realidade, é de difícil obtenção. Por outro lado, para se obter esse gradiente, é necessário o conhecimento do fluxo de calor sensível, que por sua vez é o que se deseja calcular. Para transpor esse empasse, Bastiaanssen (1995) propõe uma solução que evita a consideração de que a temperatura da fonte de calor seja igual a temperatura radiativa da superfície. A diferença entre a temperatura da fonte de calor e a temperatura do ar (D_{Tar}) é determinada para um píxel da imagem de satélite onde o fluxo de calor sensível é considerado máximo (Equação 3.39), e considerado igual a zero para um píxel onde esse fluxo é considerado zero (Equação 3.40). Esses píxeis são identificados pela maior e menor temperatura da superfície, respectivamente, encontradas em uma determinada área selecionada na imagem. No píxel onde a temperatura da superfície é máxima, o fluxo de calor latente é considerado igual a zero e o fluxo de calor sensível é expresso pela Equação 3.38. No píxel onde a temperatura da superfície é mínima, o fluxo de calor sensível é considerado igual a zero, e conseqüentemente o gradiente vertical de temperatura do ar, também é zero. Posteriormente, a diferença em questão (D_{Tar}) é determinada para o píxel de interesse, relativo à área do campo experimental, por meio de uma expressão linear que relaciona a temperatura radiativa da superfície com D_{Tar} (Equações de 3.41 a 3.44).

Passo 26: Determinação do comprimento de Monin-Obukov (Bastiaanssen, 1995):

$$L = \frac{-\rho_a C_p u_*^3 T_{sup}}{g.k.H_{central}} \quad (3.45)$$

onde:

L - comprimento de Monin-Obukhov (m);

g - aceleração da gravidade (m/s^2);

A velocidade de fricção, a resistência aerodinâmica ao transporte de calor e o fluxo de calor sensível foram determinados para condições de estabilidade atmosférica neutra. Para identificar as condições reais de estabilidade da atmosfera, Bastiaanssen (1995) utilizou o comprimento de Monin-Obukov (Equação 3.45), que assume valores

negativos para situações de instabilidade atmosférica. Nesses casos, deve-se considerar os efeitos da convecção térmica na determinação dos fluxos em questão. O comprimento de Monin-Obukhov expressa a importância da turbulência mecânica (forçada) versus turbulência térmica (livre) nos processos de trocas convectivas em superfície. Vale ressaltar que, nos três dias de experimento tinha-se condições de instabilidade atmosférica.

Passo 27: Determinação da função inversa de Monin-Obukhov para o transporte de momentum em condições de instabilidade atmosférica:

$$\phi_m^{-1} = x = \left(1 - 16 \frac{Z_{ref}}{L}\right)^{0.25} \quad (3.46)$$

onde:

ϕ_m - função de Monin-Obukhov para o transporte de momentum na atmosfera.

A função inversa de Monin-Obukhov para o transporte de *momentum* é expressa pela Equação 3.46. Essa função é necessária para o cálculo das correções de estabilidade atmosférica para o transporte de calor e de *momentum*.

Passo 28: Determinação da correção de estabilidade atmosférica para o transporte de calor em condições de instabilidade atmosférica:

$$\psi_h = 2 \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \quad (3.47)$$

onde:

ψ_h - correção de estabilidade atmosférica para o transporte de calor na atmosfera;

x - função inversa de Monin-Obukhov para o transporte de calor na atmosfera.

Passo 29: Determinação da correção de estabilidade atmosférica para o transporte de momentum em condições de instabilidade atmosférica:

$$\psi_m = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + 2 \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) + 2 \arctan(x) + 0,5.\pi \quad (3.48)$$

onde:

ψ_m - correção de estabilidade para o transporte de momentum na atmosfera.

As Equações 3.47 e 3.48 determinam as correções de estabilidade atmosférica para o transporte de calor e de *momentum*, respectivamente.

Passo 30: Determinação da velocidade de fricção corrigida:

$$u^*_{corrigida} = \frac{k.U_z}{\log(Z / Z_{on}) - \psi_m} \quad (3.49)$$

onde:

$u^*_{corrigida}$ - velocidade de fricção ou característica corrigida (m/s);

Passo 31: Determinação da resistência aerodinâmica corrigida:

$$r_{ah,corrigida} = \frac{1}{k.u^*_{corrigida}} \left[\ln\left(\frac{Z_{ref}}{Z_{oh}}\right) - \psi_h \right] \quad (3.50)$$

onde:

$r_{ah,corrigida}$ - resistência aerodinâmica corrigida ao transporte de calor do píxel central (s/m).

As Equações 3.49 e 3.50 determinam a velocidade de fricção e a resistência aerodinâmica para o transporte de calor corrigidas para a condição de instabilidade atmosférica, respectivamente.

Passo 32: Determinação do fluxo de calor sensível corrigido:

$$H_{\text{corrigido}} = \frac{\rho_a C_p}{r_{ah,\text{corrigida}}} (a + b.T_{\text{sup}}) \quad (3.51)$$

$$b = \frac{D_{T_{\text{air}},\text{central}}}{T_{\text{sup,max}} - T_{\text{sup,min}}} \quad (3.52)$$

$$a = -b.T_{\text{sup,min}} \quad (3.53)$$

onde:

$H_{\text{corrigido}}$ - fluxo de calor sensível corrigido (W/m^2).

Com o novo valor corrigido de resistência aerodinâmica, calcula-se novos coeficientes a e b para a determinação do gradiente vertical de temperatura do ar corrigido. Com esses dois parâmetros corrigidos, tem-se o fluxo de calor sensível corrigido.

Passo 33: Voltar ao passo 26 para o cálculo de um novo H . O processo iterativo continua até que haja convergência entre o último valor de H e o imediatamente anterior:

Passo 34: Determinação do fluxo de calor latente:

$$LE = R_l - S - H \quad (3.54)$$

onde:

LE - fluxo de calor latente (W/m^2).

O fluxo de calor latente é determinado como termo residual da equação do balanço de energia em superfície (Equação 3.54), uma vez que a radiação líquida e os fluxos de calor no solo e de calor sensível foram previamente determinados.

3.2.2 Considerações gerais

a) *NDVI*

O *NDVI* tem sido extensivamente usado como um indicador dos recursos ambientais (Kogan, 1995; Kogan, 1997). Entretanto, existem problemas relativos aos ruídos nos dados obtidos pelos sensores orbitais devido as suas condições de exposição e de operação. A maior fonte de ruídos está associada a presença de nuvens que deprecia consideravelmente o *NDVI*. Outros constituintes da atmosfera também atenuam o *NDVI*. No entanto, segundo Kogan (1995), essa atenuação se torna efetivamente considerável em condições atípicas, tais como erupções vulcânicas que aumentam a concentração de aerossóis na atmosfera. Ainda, segundo Kogan (1995), outras fontes de ruídos são as mudanças na geometria do ângulo de visada, flutuações orbitais, degradação do sensor e mudanças nos satélites, que criam ruídos, especialmente em satélites com mais de três anos de operação. Algumas técnicas foram criadas para reduzir esses ruídos nos dados relativos ao *NDVI*. Porém, ainda não estão disponíveis correções para todos os distúrbios e é bastante improvável o desenvolvimento de algoritmos que possibilitem a redução dos ruídos associados a fontes aleatórias.

Com relação a presença de nuvens, neste trabalho são utilizadas técnicas que detectam a presença de píxeis contaminados por nuvens e possibilitam que esses píxeis sejam desconsiderados para geração de resultados (França e Cracknell, 1995). A degradação do sensor com o tempo é corrigida pelo método implementado pela *NOAA*, em 1995, para calibração dos canais 1 e 2 do sensor *AVHRR* do satélite *NOAA-14*, como descrito no passo 1 (Rao e Chen, 1996). As demais fontes de ruídos são inerentes aos sensores orbitais e caracterizam as limitações dos atuais aparatos tecnológicos relativos às técnicas de sensoriamento remoto.

Kogan (1995) mostrou que um mesmo valor de *NDVI* pode ter interpretações diferentes para diferentes ecossistemas. Um valor alto pode indicar excelentes condições de vegetação em um determinado ecossistema e condições de vegetação esparsa em outro tipo de ecossistema. No entanto, esse efeito é minimizado na expressão de van de Griend e Owe (1993), que relatam que os coeficientes da equação de regressão não necessitam de ajustes, uma vez que eles consideraram superfícies agricultáveis para gerar a Equação 3.22, o que elimina a diversidade de ecossistemas envolvidos.

b) Parametrizações empíricas

As Equações 3.22, 3.24, 3.25, 3.33, e 3.34, necessitam ser avaliadas localmente, antes de serem aplicadas, devido ao caráter empírico de suas parametrizações, o que não garante um bom desempenho em condições ambientais diferentes daquelas para os quais seus coeficientes de regressão foram gerados.

3.2.3. Validação do modelo *SEBAL* pelo método da razão de Bowen

As componentes do balanço de energia (*CBE*), para a validação dos resultados do modelo *SEBAL*, foram determinadas pelo método do balanço de energia - razão de Bowen (Rosenberg et al., 1983), com os dados da torre micrometeorológica, em Dourados, como segue:

$$R_l - LE - H - S = 0 \quad (3.55)$$

$$LE + H = R_l - S \quad (3.56)$$

$$H = \beta.LE \quad (3.57)$$

$$LE + \beta.LE = R_l - S \quad (3.58)$$

$$LE (1 + \beta) = R_l - S \quad (3.59)$$

$$LE = (R_l - S) / (1 + \beta) \quad (3.60)$$

onde:

R_l - saldo de radiação à superfície (W/m^2);

LE - fluxo de calor latente (W/m^2);

H - fluxo de calor sensível (W/m^2);

S - fluxo de calor no solo em (W/m^2);

β - razão de Bowen, adimensional.

$$\beta = \gamma \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) / \left(\frac{\partial e}{\partial z} \right) \quad (3.61)$$

onde:

γ - constante psicrométrica em hPa / °C;

$\partial T / \partial z$ - gradiente vertical de temperatura em °C / m;

$\partial e / \partial z$ - gradiente vertical de pressão de vapor em hPa / m.

$$\gamma = (C_p \cdot P) / (\varepsilon \cdot \lambda) \quad (3.62)$$

onde:

C_p - calor específico do ar à pressão constante igual a 1004 J / kg.K ;

P - pressão atmosférica hPa;

ε - razão entre o peso molecular da água e do ar igual a 0,622;

λ - calor latente de evaporação J / kg, com

$$\lambda = (2,50 \times 10^6) - ((2,361 \times 10^3) \cdot T) \quad (3.63)$$

onde:

T - temperatura do ar em °C.

Tem-se ainda:

$$e = (UR \cdot e_s) \quad (3.64)$$

onde:

e - pressão atual de vapor em hPa;

UR - umidade relativa do ar em %;

e_s - pressão de saturação do vapor d'água em hPa, com

$$e_s = 6,1078 \times 10^{((7,5 \cdot T) / (237,3 + T))} \quad (3.65)$$

onde:

T - temperatura do ar em °C.

3.2.4. Medidas de campo obtidas para a validação das estimativas do modelo *SEBAL*

Para a validação das estimativas das componentes do balanço de energia (*CBE*) pelo modelo *SEBAL*, foram utilizados os dados coletados durante o experimento realizado em Dourados, conforme descrito no Capítulo 2.

Os dados foram registrados por uma torre micrometeorológica a cada minuto, o que permitiu a sua obtenção em superfície simultaneamente às passagens do satélite *NOAA-14*. As grandezas medidas foram utilizadas no cálculo das *CBE* pelo método da razão de Bowen.

Com relação aos píxeis de interesse das imagens do satélite *NOAA-14*, obtidas durante o experimento de Dourados, foi considerada uma matriz de 3 x 3 píxeis, em que o píxel central (píxel 5, ver Figura 2.3 do Capítulo 2) correspondia ao local de instalação da torre micrometeorológica. A área total da plantação de soja da Fazenda Azulão, onde o experimento foi realizado, correspondia aos píxeis 1, 4 e 5. Os demais píxeis correspondiam a campos de soja de fazendas adjacentes. Para fins de análise dos resultados, a área correspondente aos nove píxeis das imagens obtidas foi considerada como uma superfície plana e homogênea.

Na Tabela 3.1, são apresentadas as grandezas obtidas direta ou indiretamente pelas medidas realizadas na torre micrometeorológica para a validação das estimativas do modelo *SEBAL*, tais como: transmitância atmosférica de ondas curtas (τ_{oc}), albedo da superfície (r_o), radiação solar global (R_g), balanço de radiação de ondas curtas (*BOC*), emissividade da atmosfera (ε_{am}), radiação de ondas longas emitida pela atmosfera (R_{am}), radiação líquida (R_l), fluxo de calor no solo (S), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE). A radiação líquida foi registrada por dois radiômetros, gerando as medidas de campo 1 e 2, respectivamente. Por sua vez, essas medidas geraram indiretamente duas medidas para: transmitância atmosférica de ondas curtas (τ_{oc}), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE). Para as demais variáveis, foram obtidas uma medida apenas.

Tabela 3.1 – Medidas de campo da torre micrometeorológica utilizadas na validação do modelo *SEBAL*.

Variável	Símbolo	Medidas obtidas
Transmitância atmosférica de ondas curtas	τ_{oc}	1 e 2
Albedo da superfície	r_o	1
Radiação solar global	R_g	1
Balanco de radiação de ondas curtas	BOC	1
Emissividade da atmosfera	ϵ_{atm}	1 e 2
Radiação emitida pela atmosfera	R_{atm}	1 e 2
Fluxo de calor no solo	S	1
Radiação líquida	R_l	1 e 2
Fluxo de calor sensível	H	1 e 2
Fluxo de calor latente	LE	1 e 2

A transmitância atmosférica de ondas curtas pôde ser obtida de duas formas diferentes, em função de R_g e da radiação solar no topo da atmosfera e por meio do pacote de transferência radiativa *LOWTRAN-7*. A emissividade e a temperatura da superfície foram medidas pelo método da caixa modificado e pelo radiômetro *CE312*, respectivamente. Esses procedimentos estão relatados na seção 4.2.3 do Capítulo 4.

3.3. Resultados e Discussão

3.3.1. Resultados obtidos

Devido a problemas operacionais e condições meteorológicas, só foi possível gerar resultados para os dias 16 (às 15:23 horas), 17 (às 15:12 horas) e 18 (às 15:07 horas). Nesses dias, tinha-se todas as condições necessárias para se estimar as *CBE* pelo modelo *SEBAL*, ou seja, medidas de campo e imagens com píxeis sem nuvens.

3.3.2. Análise das estimativas médias do modelo *SEBAL* em Dourados para o período de 16 a 18 de dezembro de 1999

A seguir, serão analisados os desvios percentuais médios entre as estimativas do modelo *SEBAL* e as medidas de campo. Nas Tabelas 3.2, 3.3 e 3.4, são apresentadas as diferenças percentuais médias, dos dias 16, 17 e 18 de dezembro de 1999 entre as estimativas do modelo *SEBAL* e as medidas de campo. Esse procedimento foi realizado para os píxeis sem nuvens da matriz de nove píxeis, para os modos 1, 2 e 3 do modelo *SEBAL*, respectivamente. Na coluna 1, estão as diferenças em relação às medidas de campo 1, na coluna 2, em relação às medidas de campo 2 e, na coluna 3, em relação às médias das medidas de campo 1 e 2, que, para fins de identificação, será denominada como medida de campo 3. O objetivo aqui é mostrar que não são evidenciadas diferenças significativas em relação aos desvios, quando as estimativas de cada modo são comparadas com as medidas de campo 1, 2 e 3. Se os desvios de estimativa não variarem significativamente quando comparados com as três medidas de campo, em cada modo, isso significa que as medidas de campo podem ser representadas pela medida 3. Assim, análises mais detalhadas podem ser feitas considerando-se apenas as comparações com as medidas de campo 3, sem prejuízo algum para as conclusões, uma vez que essa medida é representativa das condições atmosféricas reinantes.

Pelas Tabelas 3.2, 3.3 e 3.4, pode-se observar que, para o modo 1, as diferenças percentuais médias variaram entre 2,26% e 5,90% para o balanço de radiação de ondas longas (*BOL*), entre 18,21% e 20,03% para o balanço de energia (*BE*), com diferenças situadas entre 9,05% e 10,87% para a média desses balanços (média total). No modo 2, resultados similares foram encontrados, com desvios variando entre 2,89% e 3,69% para *BOL*, entre 15,08% e 16,30% para *BE* e entre 12,13% e 12,80% para a média total. Por fim, para o modo 3, tem-se que os desvios variaram entre 3,58% e 5,45% para *BOL*, entre 12,07% e 12,38% para *BE* e entre 9,85% e 10,37% para a média total. Vale ressaltar que os desvios médios do balanço de radiação de ondas curtas (*BOC*) não mudam quando comparados às medidas de campo 1 e 2, em cada modo, porque, nesse caso, as variáveis que entram nesse cálculo (r_o e R_g) tiveram uma medição apenas. Esses resultados mostram que, para os três modos, as condições de campo são bem representadas pelos valores médios das medidas de campo 1 e 2, ou seja, pela medida 3.

Portanto, para uma análise mais detalhada dos desvios percentuais das estimativas de cada parâmetro pelo modelo *SEBAL*, a ser vista na seção 3.3.3, serão

considerados somente os resultados das comparações dessas estimativas com as medidas de campo 3.

Tabela 3.2 – Desvios médios (percentuais) de estimativa, em relação às medidas de campo, para o modo 1 do modelo *SEBAL*.

Modo 1				
Parâmetro	Unidade	Desvio percentual (%)		
		Medida 1	Medida 2	Medida 3 (média de 1 e 2)
τ_{oc}	-	6,68	6,68	6,68
R_g	W/m ²	6,70	6,70	6,70
ε_{atm}	-	13,00	3,91	8,46
R_{atm}	W/m ²	13,00	3,90	8,45
ε_{sup}	-	1,28	1,28	1,28
T_{sup}	K	0,33	0,33	0,33
R_{sup}	W/m ²	1,88	1,88	1,88
R_l	W/m ²	12,27	8,95	10,61
S	W/m ²	8,99	8,99	8,99
H	W/m ²	15,47	22,59	19,03
LE	W/m ²	43,40	32,30	37,85
Média (<i>BOC</i>)	W/m ²	6,69	6,69	6,69
Média (<i>BOL</i>)	W/m ²	5,90	2,26	4,08
Media (<i>BE</i>)	W/m ²	20,03	18,21	19,12
Média Total	-	10,87	9,05	9,96

Tabela 3.3 – Desvios médios (percentuais) de estimativa, em relação às medidas de campo, para o modo 2 do modelo *SEBAL*.

Modo 2				
Parâmetro	Unidade	Desvio percentual (%)		
		Medida 1	Medida 2	Medida 3 (média de 1 e 2)
r_o	-	31,37	31,37	31,37
R_g	W/m ²	5,47	5,47	5,47
ε_{atm}	-	5,61	3,60	4,61
R_{atm}	W/m ²	5,60	3,60	4,60
ε_{sup}	-	2,02	2,02	2,02
T_{sup}	K	1,19	1,19	1,19
R_{sup}	W/m ²	4,02	4,02	4,02
R_l	W/m ²	11,93	7,40	9,67
S	W/m ²	19,81	19,81	19,81
H	W/m ²	18,99	14,77	16,88
LE	W/m ²	14,48	18,35	16,42
Média (<i>BOC</i>)	W/m ²	18,42	18,42	18,42
Média (<i>BOL</i>)	W/m ²	3,69	2,89	3,29
Media (<i>BE</i>)	W/m ²	16,30	15,08	15,69
Média Total	-	12,80	12,13	12,47

Tabela 3.4 – Desvios médios (percentuais) de estimativa, em relação às medidas de campo, para o modo 3 do modelo *SEBAL*.

Modo 3				
Parâmetro	Unidade	Desvio percentual (%)		
		Medida 1	Medida 2	Medida 3 (média de 1 e 2)
r_o	-	27,07	27,07	27,07
R_g	W/m ²	0,13	0,13	0,13
ε_{atm}	-	10,02	5,33	7,68
R_{atm}	W/m ²	10,02	5,33	7,68
ε_{sup}	-	2,02	2,02	2,02
T_{sup}	K	1,19	1,19	1,19
R_{sup}	W/m ²	4,02	4,02	4,02
R_l	W/m ²	7,41	5,68	6,55
S	W/m ²	17,89	17,89	17,89
H	W/m ²	8,70	10,32	9,51
LE	W/m ²	14,27	15,62	14,95
Média (<i>BOC</i>)	W/m ²	13,60	13,60	13,60
Média (<i>BOL</i>)	W/m ²	5,45	3,58	4,52
Media (<i>BE</i>)	W/m ²	12,07	12,38	12,22
Média Total	-	10,37	9,85	10,11

3.3.3. Análise das estimativas do modelo *SEBAL* para os dias 16, 17 e 18 de dezembro de 1999 em Dourados

A execução do modelo *SEBAL* com o albedo da superfície como dado de entrada, modo 1, não funcionou quando o píxel central da imagem se encontrava contaminado por nuvens, casos do dia 16 e 18 de dezembro. Nesses dias, da mesma forma que no dia 17, não havia nuvens sombreando o campo experimental, ou seja, a radiação solar direta chegava à superfície praticamente sem atenuação. Entretanto, diferentemente do dia 17, nos dias 16 e 18, foram detectadas nuvens no píxel central da imagem. Isso é possível devido ao fato do caminho óptico percorrido pela radiação solar direta ser diferente daquele relativo à visada do satélite (Figura 2.29 do Capítulo 2). No primeiro caso, não havia nuvens na direção do caminho óptico, mas, no segundo caso, sim.

Conseqüentemente, a transmitância atmosférica de ondas curtas (τ_{oc}), determinada pela Equação 3.11, apresentou valor maior que a unidade, o que é irreal e impossibilita a geração de resultados para as *CBE*. Nessa equação, para que τ_{oc} seja menor ou igual a 1,0, é necessário que $r_p - r_a$ seja menor ou igual a r_o . Entretanto, nos dias 16 e 18 a diferença entre o albedo planetário (r_p) e a reflectância direcional da atmosfera (r_a), apresentou valores maiores que o albedo da superfície (r_o), devido à presença de nuvens no píxel central da imagem. Portanto, para esses dias somente os resultados das execuções com a transmitância atmosférica de ondas curtas (modo 2) e com a radiação solar global (modo 3), como dados de entrada, puderam ser considerados para fins de análise dos resultados.

Os parâmetros ε_{sup} , T_{sup} e R_{sup} apresentaram estimativas iguais para os modos 1, 2 e 3, em cada dia considerado, uma vez que não dependem dos dados de entrada de cada modo do modelo *SEBAL*, ou seja, de r_o , τ_{oc} e R_g . As estimativas de ε_{atm} e R_{atm} foram iguais para todos os píxeis, em cada modo, porque dependem somente da transmitância atmosférica de ondas curtas e da temperatura do ar medidas em campo e consideradas iguais para todos os píxeis. Os demais parâmetros estimados dependem dos dados de entrada medidos em campo e dos dados do satélite e, conseqüentemente, mudam de valor de píxel para píxel.

3.3.3.1. Resultados do dia 16 de dezembro de 1999 em Dourados

Na imagem de satélite do dia 16 de dezembro, os píxeis 4, 7, 8 e 9 foram classificados como livres de nuvens. Os demais píxeis foram classificados como contaminados por nuvens. Inicialmente, serão considerados os resultados dos píxeis sem nuvens. Posteriormente, os resultados dos píxeis contaminados serão discutidos. Nas Tabelas 3.5 e 3.6, são apresentadas as estimativas do modelo *SEBAL* para os modos 2 e 3, respectivamente.

Tabela 3.5 – Resultados do modelo SEBAL, modo 2 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , τ_{oc}), para os nove pixels da imagem do NOAA-14 para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local em Dourados.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1*	Píxel 2*	Píxel 3*	Píxel 4	Píxel 5*	Píxel 6*	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9
r_o	-	0,1250	0,1605	0,1780	0,1283	0,1996	0,2846	0,1018	0,1713	0,2846
BOC	W/m ²	554,90	532,34	521,27	552,76	507,59	453,70	569,58	525,49	453,70
R_g	W/m ²	634,17	634,12	634,14	634,12	634,17	634,19	634,13	634,12	634,19
$\epsilon_{\mu\alpha}$	-	0,8045	0,8045	0,8045	0,8045	0,8045	0,8045	0,8045	0,8045	0,8045
R_{atm}	W/m ²	405,91	405,91	405,91	405,91	405,91	405,91	405,91	405,91	405,91
$\epsilon_{\pi\sigma}$	-	0,9638	0,9495	0,9383	0,9783	0,9558	0,9364	0,9709	0,9575	0,9364
T_{sup}	K	314,79	316,68	315,83	309,71	311,20	312,31	311,57	312,09	309,79
R_{sup}	W/m ²	536,59	541,43	529,34	510,39	508,27	505,10	518,79	515,04	488,99
R_l	W/m ²	424,22	396,83	397,84	448,29	405,23	354,50	456,70	416,36	370,62
S	W/m ²	55,67	55,32	54,64	49,01	49,31	44,96	54,28	51,69	44,02
H	W/m ²	232,02	245,78	228,25	175,27	177,98	183,02	194,33	190,79	151,54
LE	W/m ²	136,53	95,73	114,95	224,01	177,95	126,52	208,10	173,88	175,06

*pixels com nuvem.

Tabela 3.6 – Resultados do modelo Sebal, modo 3 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , R_g), para os nove pixels da imagem do NOAA-14 para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local em Dourados.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1*	Píxel 2*	Píxel 3*	Píxel 4	Píxel 5*	Píxel 6*	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9
r_o	-	0,1264	0,1623	0,1800	0,1298	0,2018	0,2878	0,1030	0,1733	0,2878
BOC	W/m ²	550,93	528,25	517,11	548,78	503,36	449,16	565,69	521,36	449,16
R_g	W/m ²	630,64	630,60	630,62	630,64	630,62	630,67	630,65	630,65	630,67
$\varepsilon_{\mu\alpha}$	-	0,8080	0,8080	0,8080	0,8080	0,8080	0,8080	0,8080	0,8080	0,8080
R_{atm}	W/m ²	407,72	407,72	407,72	407,72	407,72	407,72	407,72	407,72	407,72
$\varepsilon_{\pi\nu\sigma}$	-	0,9638	0,9495	0,9383	0,9783	0,9558	0,9364	0,9709	0,9575	0,9364
T_{sup}	K	314,79	316,68	315,83	309,71	311,20	312,31	311,57	312,09	309,79
R_{sup}	W/m ²	536,59	541,43	529,34	510,39	508,27	505,10	518,79	515,04	488,99
R_l	W/m ²	422,06	394,55	395,50	446,12	402,81	351,78	454,62	414,04	367,89
S	W/m ²	55,39	55,01	54,33	48,78	49,02	44,62	54,03	51,40	43,70
H	W/m ²	230,85	244,54	227,09	174,39	177,08	182,10	193,35	189,84	150,78
LE	W/m ²	135,82	95,00	114,08	222,95	176,71	125,06	207,24	172,80	173,41

*pixels com nuvem.

Nas Tabelas 3.7 e 3.8, são apresentadas as diferenças percentuais, em módulo, entre os dados medidos em campo e os parâmetros estimados pelos modos 2 e 3 do modelo *SEBAL*, respectivamente, para os píxeis sem nuvens.

Numa relação qualidade de estimativa versus píxel, observou-se que os menores desvios percentuais médios ocorreram no píxel 4, com valores iguais a 2,74% e 2,45% para os modos 2 e 3, respectivamente. Esse píxel foi o único, classificado como livre de nuvens, que pertencia efetivamente à área do campo de soja da Fazenda Azulão. Para os píxeis 7 e 8, os desvios médios foram superiores a 7,0% e inferiores a 9,0%, para os dois modos. O píxel 9 apresentou o maior desvio médio, com valores superiores a 10,0%, nos modos 2 e 3.

Em relação aos desvios médios de estimativas, de cada parâmetro nos modos 2 e 3, tem-se que, para os parâmetros R_g , ε_{atm} , R_{atm} , ε_{sup} , T_{sup} e R_{sup} , os valores ficaram entre 0,33% e 1,74%. Para BOC e R_l , esses valores ficaram em torno de 7,5%, enquanto, para H , os desvios situaram-se próximos a 10,0%. Os demais parâmetros r_o , S e LE , apresentaram desvios superiores a 10%.

De um modo geral, o desempenho das estimativas dos modos 2 e 3 do modelo *SEBAL* foram muito similares. Cada parâmetro apresentou desvio percentual da mesma ordem de grandeza nesses dois modos. A média dos desvios de estimativa, para os parâmetros, também revela esse comportamento, sendo igual a 8,09% e 8,02%, para os modos 2 e 3, respectivamente.

Para os píxeis com nuvens (Tabelas 3.9 e 3.10), as estimativas dos parâmetros R_l , H e LE mostraram indícios de terem sido afetadas pela presença de nuvens. Essa constatação pode ser feita nos valores dos desvios percentuais médios que, nesses casos, aumentaram significativamente. Os demais parâmetros apresentaram desvios médios muito próximos para os píxeis com e sem nuvens. Os desvios percentuais médios para os píxeis sem nuvens variaram entre 2,74% (píxel 4) e 13,30% (píxel 9), no modo 2. Para o modo 3, esses desvios variaram entre 2,45% e 13,53%. Nos píxeis com nuvens, esses valores aumentaram consideravelmente, variando entre 9,33% (píxel 5) e 20,53% (píxel 2) e entre 9,43% (píxel 5) e 20,73% (píxel 2), em relação aos modos 2 e 3, respectivamente.

Tabela 3.7 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 2 do modelo *SEBAL* para os píxeis sem nuvens da imagem do *NOAA-14* referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local.

Parâmetro	Unidade	Píxel 4	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
r_o	-	1,01	27,31	24,34	54,46	26,78	1,01	54,46
BOC	W/m ²	0,85	3,77	4,30	20,81	7,43	0,85	20,81
R_g	W/m ²	0,70	0,70	0,70	0,71	0,70	0,70	0,71
ε_{atm}	-	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33
R_{atm}	W/m ²	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
ε_{sup}	-	0,25	0,51	1,92	4,22	1,73	0,25	4,22
T_{sup}	-	0,28	0,32	0,48	0,26	0,34	0,26	0,48
R_{sup}	W/m ²	0,87	0,76	0,04	5,29	1,74	0,04	5,29
R_l	W/m ²	1,73	3,54	5,81	18,87	7,49	1,73	18,87
S	W/m ²	19,41	27,22	23,58	10,26	20,12	10,26	27,22
H	W/m ²	3,54	13,00	11,39	11,57	9,88	3,54	13,00
LE	W/m ²	3,56	11,48	33,41	32,52	20,24	3,56	33,41
Média	-	2,74	7,44	8,89	13,30	8,09	1,91	14,93

Tabela 3.8 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 3 do modelo *SEBAL* para os píxeis sem nuvens da imagem do *NOAA-14* referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local.

Parâmetro	Unidade	Píxel 4	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
r_o	-	0,15	25,83	25,22	54,97	26,54	0,15	54,97
BOC	W/m ²	0,13	3,11	5,13	22,02	7,60	0,13	22,02
R_g	W/m ²	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
ε_{atm}	-	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
R_{atm}	W/m ²	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
ε_{sup}	-	0,25	0,51	1,92	4,22	1,73	0,25	4,22
T_{sup}	-	0,28	0,32	0,48	0,26	0,34	0,26	0,48
R_{sup}	W/m ²	0,87	0,76	0,04	5,29	1,74	0,04	5,29
R_l	W/m ²	1,26	3,11	6,39	19,74	7,63	1,26	19,74
S	W/m ²	19,02	26,90	23,16	9,61	19,67	9,61	26,90
H	W/m ²	3,05	12,56	10,94	12,13	9,67	3,05	12,56
LE	W/m ²	4,05	11,94	34,24	33,77	21,00	4,05	34,24
Média	-	2,45	7,12	8,99	13,53	8,02	1,60	15,06

Tabela 3.9 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 2 do modelo *SEBAL* para os pixels com nuvens da imagem do *NOAA-14* referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1*	Píxel 2*	Píxel 3*	Píxel 5*	Píxel 6*	Média	Mínimo	Máximo
r_o	-	3,68	19,25	27,19	35,07	54,46	27,93	3,68	54,46
BOC	W/m ²	1,23	2,96	5,15	7,98	20,81	7,63	1,23	20,81
R_g	W/m ²	0,70	0,70	0,70	0,71	0,71	0,70	0,70	0,71
$\varepsilon_{\mu\alpha}$	-	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33
R_{atm}	W/m ²	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
$\varepsilon_{\nu\sigma}$	-	1,26	2,78	4,01	2,10	4,22	2,87	1,26	4,22
T_{sup}	-	1,34	1,93	1,66	0,20	0,55	1,14	0,20	1,93
R_{sup}	W/m ²	4,05	4,91	2,74	1,29	1,93	2,98	1,29	4,91
R_l	W/m ²	3,85	11,02	10,74	8,72	24,27	11,72	3,85	24,27
S	W/m ²	29,04	28,60	27,71	19,90	12,14	23,48	12,14	29,04
H	W/m ²	27,13	31,21	25,93	5,00	7,62	19,38	5,00	31,21
LE	W/m ²	69,91	142,32	101,80	30,37	83,35	85,55	30,37	142,32
Média	-	11,91	20,53	17,36	9,33	17,56	15,34	5,03	26,21

* pixels com nuvem.

Tabela 3.10 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 3 do modelo *SEBAL* para os pixels com nuvens da imagem do *NOAA-14* referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 16/12/1999 às 15:23 horas local.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1*	Píxel 2*	Píxel 3*	Píxel 5*	Píxel 6*	Média	Mínimo	Máximo
r_o	-	2,53	20,15	28,00	35,78	54,97	28,29	2,53	54,97
BOC	W/m ²	0,52	3,76	5,99	8,89	22,02	8,24	0,52	22,02
R_g	W/m ²	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,15
$\epsilon_{\mu\alpha}$	-	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
R_{atm}	W/m ²	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
$\epsilon_{\nu\sigma}$	-	1,26	2,78	4,01	2,10	4,22	2,87	1,26	4,22
T_{sup}	-	1,34	1,93	1,66	0,20	0,55	1,14	0,20	1,93
R_{sup}	W/m ²	4,05	4,91	2,74	1,29	1,93	2,98	1,29	4,91
R_l	W/m ²	4,37	11,65	11,38	9,36	25,22	12,40	4,37	25,22
S	W/m ²	28,69	28,19	27,29	19,42	11,47	23,01	11,47	28,69
H	W/m ²	26,76	30,86	25,55	4,53	7,16	18,97	4,53	30,86
LE	W/m ²	70,80	144,18	103,36	31,28	85,50	87,02	31,28	144,18
Média	-	11,72	20,73	17,53	9,43	17,78	15,44	4,82	26,45

* pixels com nuvem.

3.3.3.2. Resultados do dia 17 de dezembro de 1999 em Dourados

Na imagem de satélite do dia 17 de dezembro, os nove píxeis foram classificados como livres de nuvens. As Tabelas 3.11 e 3.12 e 3.13 contêm as estimativas do modelo *SEBAL* para os modos 1, 2 e 3, respectivamente. Nas Tabelas 3.14, 3.15 e 3.16, são apresentadas as diferenças percentuais, em módulo, entre os dados medidos em campo e os parâmetros estimados pelos modos 1, 2 e 3 do modelo *SEBAL*, respectivamente, para os nove píxeis da imagem.

Numa relação qualidade de estimativa versus píxel, observou-se que os menores desvios percentuais médios ocorreram no píxel 6 (modo 1), no píxel 1 (modo 2) e no píxel 4 (modo 3), todos menores que 10,0%. Para os modos 2 e 3, todos os píxeis apresentaram desvios médios menores que 10,0%. Desvios médios maiores que 10% ocorreram nos píxeis 1, 2, 3, 7 e 8 (modo 1).

Em relação aos desvios médios de estimativas, os parâmetros ε_{sup} , T_{sup} e R_{sup} , no modo 1, ε_{atm} , R_{atm} , ε_{sup} , T_{sup} e R_{sup} , no modo 2, e BOC , R_g , ε_{atm} , R_{atm} , ε_{sup} , T_{sup} e R_{sup} , no modo 3, apresentaram valores inferiores a 2,0%. Para os parâmetros τ_{oc} , BOC e R_g , no modo 1, BOC , R_g e S , no modo 2, e R_l , no modo 3, foram observados valores superiores a 4,0% e inferiores a 7,0%. Para ε_{atm} , R_{atm} , R_l e S , no modo 1, R_l e H , no modo 2, e para S e H , no modo 3, esses desvios ficaram entre 8,0% e 10,0%. Desvios maiores que 10,0% foram observados para H e LE , no modo 1, e r_o e LE , nos modos 2 e 3.

De um modo geral, o modo 3 apresentou um melhor desempenho nas estimativas de todos os parâmetros, com exceção de S , que teve sua melhor estimativa no modo 2. Entretanto, embora S não tenha apresentado sua melhor estimativa no modo 3, ainda assim seu erro médio de estimativa foi inferior a 10,0%. A média dos desvios médios de estimativa, para os parâmetros, indica que as melhores estimativas foram obtidas pelo modo 3, em seguida pelo modo 2 e por último pelo modo 1, com valores iguais a 5,16%, 6,26% e 9,57%, respectivamente. O modo 1 apresentou desvios de estimativa inferiores a 10% para todos os parâmetros, com exceção de H e LE . Os modos 2 e 3 apresentaram desvios de estimativa inferiores a 10% para todos os parâmetros, com exceção de r_o e LE .

Tabela 3.11 – Resultados do modelo SEBAL, modo 1 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , r_o), para os nove pixels da imagem do NOAA-14 para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local em Dourados.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9
τ_{oc}	-	0,7500	0,6405	0,5714	0,7268	0,6481	0,6609	0,7270	0,7337	0,7217
BOC	W/m ²	608,41	519,57	463,50	589,59	525,71	536,16	589,74	595,15	585,46
R_g	W/m ²	695,96	594,34	530,19	674,44	601,36	613,31	674,61	680,80	669,71
$\epsilon_{\mu\alpha}$	-	0,8656	0,8656	0,8656	0,8656	0,8656	0,8656	0,8656	0,8656	0,8656
R_{atm}	W/m ²	446,61	446,61	446,61	446,61	446,61	446,61	446,61	446,61	446,61
$\epsilon_{\pi\sigma}$	-	0,9667	0,9625	0,9523	0,9678	0,9608	0,9502	0,9738	0,9727	0,9671
T_{sup}	-	314,75	313,72	314,38	314,54	314,81	317,08	312,45	312,98	315,37
R_{sup}	W/m ²	537,97	528,65	527,43	537,14	535,08	544,62	526,21	529,20	542,40
R_l	W/m ²	517,05	437,53	382,68	499,06	437,24	438,15	510,14	512,57	489,68
S	W/m ²	67,39	56,08	50,39	64,54	57,68	61,53	61,39	62,81	64,69
H	W/m ²	162,78	144,73	149,15	160,40	159,88	187,09	132,51	139,91	172,41
LE	W/m ²	286,88	236,72	183,14	274,13	219,68	189,53	316,25	309,85	252,58

Tabela 3.12 – Resultados do modelo SEBAL, modo 2 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , τ_{oc}), para os nove pixels da imagem do NOAA-14 para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local em Dourados.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9
r_o	-	0,1296	0,0945	0,0752	0,1217	0,0967	0,1006	0,1217	0,1240	0,1200
BOC	W/m ²	596,90	620,96	634,19	602,31	619,42	616,75	602,27	600,73	603,48
R_g	W/m ²	685,76	685,76	685,76	685,76	685,76	685,76	685,76	685,76	685,76
$\varepsilon_{\mu\alpha}$	-	0,7867	0,7867	0,7867	0,7867	0,7867	0,7867	0,7867	0,7867	0,7867
R_{atm}	W/m ²	405,91	405,91	405,91	405,91	405,91	405,91	405,91	405,91	405,91
$\varepsilon_{\pi\sigma}$	-	0,9667	0,9625	0,9523	0,9678	0,9608	0,9502	0,9738	0,9727	0,9671
T_{sup}	-	314,75	313,72	314,38	314,54	314,81	317,08	312,45	312,98	315,37
R_{sup}	W/m ²	537,97	528,65	527,43	537,14	535,08	544,62	526,21	529,20	542,40
R_l	W/m ²	464,84	498,21	512,67	471,08	490,25	478,04	481,97	477,44	466,99
S	W/m ²	60,60	63,77	67,34	60,91	64,59	67,06	57,99	58,50	61,67
H	W/m ²	211,70	188,12	193,95	208,57	207,95	243,62	172,08	181,75	224,29
LE	W/m ²	192,54	246,33	251,37	201,60	217,71	167,36	251,91	237,19	181,03

Tabela 3.13 – Resultados do modelo SEBAL, modo 3 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , R_g), para os nove pixels da imagem do NOAA-14 para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local em Dourados.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9
r_o	-	0,1399	0,1021	0,0812	0,1314	0,1045	0,1087	0,1315	0,1339	0,1296
BOC	W/m ²	567,53	592,52	606,28	573,15	590,92	588,16	573,11	571,51	574,36
R_g	W/m ²	659,87	659,87	659,87	659,87	659,87	659,87	659,87	659,87	659,87
$\epsilon_{\mu\alpha}$	-	0,8121	0,8121	0,8121	0,8121	0,8121	0,8121	0,8121	0,8121	0,8121
R_{atm}	W/m ²	419,00	419,00	419,00	419,00	419,00	419,00	419,00	419,00	419,00
$\epsilon_{\pi\sigma}$	-	0,9667	0,9625	0,9523	0,9678	0,9608	0,9502	0,9738	0,9727	0,9671
T_{sup}	-	314,75	313,72	314,38	314,54	314,81	317,08	312,45	312,98	315,37
R_{sup}	W/m ²	537,97	528,65	527,43	537,14	535,08	544,62	526,21	529,20	542,40
R_l	W/m ²	448,56	482,87	497,84	455,01	474,84	462,54	465,90	461,31	450,96
S	W/m ²	58,50	61,83	65,41	58,86	62,58	64,91	56,08	56,55	59,58
H	W/m ²	204,06	181,34	186,95	201,05	200,44	234,78	165,90	175,22	216,18
LE	W/m ²	186,00	239,71	245,48	195,10	211,83	162,84	243,92	229,54	175,20

Tabela 3.14 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 1 do modelo SEBAL para os nove pixels da imagem do NOAA-14 referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
τ_{oc}	-	5,47	9,93	19,65	2,21	8,87	7,06	2,23	3,17	1,49	6,68	1,49	19,65
BOC	W/m ²	5,61	9,81	19,55	2,34	8,75	6,93	2,37	3,31	1,63	6,70	1,63	19,55
R_g	W/m ²	5,61	9,81	19,55	2,34	8,75	6,93	2,37	3,31	1,63	6,70	1,63	19,55
$\varepsilon_{\mu rra}$	-	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26
R_{atm}	W/m ²	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26
$\varepsilon_{\pi \sigma}$	-	0,98	1,41	2,46	0,87	1,59	2,67	0,26	0,37	0,94	1,28	0,26	2,67
T_{sup}	-	0,06	0,38	0,18	0,12	0,04	0,68	0,79	0,62	0,14	0,33	0,04	0,79
R_{sup}	W/m ²	1,20	2,92	3,14	1,36	1,74	0,02	3,36	2,82	0,39	1,88	0,02	3,36
R_l	W/m ²	16,43	1,48	13,83	12,38	1,54	1,34	14,87	15,42	10,26	9,73	1,34	16,43
S	W/m ²	1,34	15,66	24,23	2,95	13,26	7,47	7,68	5,55	2,72	8,99	1,34	24,23
H	W/m ²	15,82	25,16	22,87	17,05	17,32	3,25	31,47	27,65	10,84	19,05	3,25	31,47
LE	W/m ²	55,72	28,49	0,59	48,80	19,24	2,87	71,66	68,19	37,10	36,96	0,59	71,66
Média	-	10,40	10,13	11,88	8,91	8,14	4,65	12,80	12,24	6,97	9,57	2,34	18,82

Tabela 3.15 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 2 do modelo SEBAL para os nove pixels da imagem do NOAA-14 referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
r_o	-	3,00	24,88	40,22	3,27	23,10	20,01	3,23	1,44	4,62	13,75	1,44	40,22
BOC	W/m ²	3,61	7,79	10,08	4,55	7,52	7,06	4,54	4,28	4,75	6,02	3,61	10,08
R_g	W/m ²	4,06	4,06	4,06	4,06	4,06	4,06	4,06	4,06	4,06	4,06	4,06	4,06
$\varepsilon_{\mu ra}$	-	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60
R_{atm}	W/m ²	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60
$\varepsilon_{\pi \sigma}$	-	0,98	1,41	2,46	0,87	1,59	2,67	0,26	0,37	0,94	1,28	0,26	2,67
T_{sup}	-	0,06	0,38	0,18	0,12	0,04	0,68	0,79	0,62	0,14	0,33	0,04	0,79
R_{sup}	W/m ²	1,20	2,92	3,14	1,36	1,74	0,02	3,36	2,82	0,39	1,88	0,02	3,36
R_l	W/m ²	4,67	12,18	15,44	6,08	10,39	7,64	8,53	7,51	5,15	8,62	4,67	15,44
S	W/m ²	8,88	4,11	1,27	8,41	2,88	0,84	12,80	12,03	7,26	6,50	0,84	12,80
H	W/m ²	9,48	2,72	0,30	7,86	7,54	25,99	11,01	6,01	15,99	9,66	0,30	25,99
LE	W/m ²	4,51	33,71	36,45	9,43	18,17	9,16	36,74	28,75	1,74	19,85	1,74	36,74
Média	-	3,64	8,11	9,73	4,10	6,69	6,78	7,38	5,92	4,02	6,26	1,68	12,95

Tabela 3.16 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 3 do modelo SEBAL para os nove pixels da imagem do NOAA-14 referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 17/12/1999 às 15:12 horas local.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
r_o	-	11,24	18,87	35,44	4,46	16,95	13,61	4,52	6,44	3,01	12,73	3,01	35,44
BOC	W/m ²	1,49	2,85	5,24	0,51	2,57	2,09	0,52	0,80	0,30	1,82	0,30	5,24
R_g	W/m ²	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13
$\varepsilon_{\mu\tau\alpha}$	-	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57
R_{atm}	W/m ²	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57
$\varepsilon_{\pi\sigma}$	-	0,98	1,41	2,46	0,87	1,59	2,67	0,26	0,37	0,94	1,28	0,26	2,67
T_{sup}	-	0,06	0,38	0,18	0,12	0,04	0,68	0,79	0,62	0,14	0,33	0,04	0,79
R_{sup}	W/m ²	1,20	2,92	3,14	1,36	1,74	0,02	3,36	2,82	0,39	1,88	0,02	3,36
R_l	W/m ²	1,00	8,73	12,10	2,46	6,92	4,15	4,91	3,87	1,55	5,08	1,00	12,10
S	W/m ²	12,03	7,03	1,63	11,50	5,89	2,39	15,67	14,96	10,40	9,06	1,63	15,67
H	W/m ²	5,53	6,22	3,32	3,97	3,66	21,42	14,21	9,39	11,80	8,83	3,32	21,42
LE	W/m ²	0,96	30,11	33,25	5,90	14,98	11,61	32,40	24,60	4,90	17,63	0,96	33,25
Média	-	3,15	6,82	8,34	2,87	4,80	5,16	6,66	5,60	3,06	5,16	1,15	11,10

3.3.3.3. Resultados do dia 18 de dezembro de 1999 em Dourados

Na imagem de satélite do dia 18 de dezembro, os píxeis 2 e 4 foram classificados como livres de nuvens. Os demais píxeis foram classificados como contaminados por nuvens. Inicialmente serão considerados os resultados dos píxeis sem nuvens. Posteriormente, os resultados dos píxeis contaminados serão discutidos. Nas Tabelas 3.17 e 3.18 são apresentadas as estimativas do modelo *SEBAL* para os modos 2 e 3, respectivamente. Nas Tabelas 3.19 e 3.20 são apresentadas as diferenças percentuais, em módulo, entre os dados medidos em campo e os parâmetros estimados pelos modos 2 e 3 do modelo *SEBAL*, respectivamente, para os píxeis sem nuvens.

Em relação aos desvios médios de estimativa, tem-se que valores aproximadamente menores que 3% foram observados para ε_{sup} e T_{sup} , no modo 2; e para R_g , ε_{sup} e T_{sup} , no modo 3. Os parâmetros ε_{atm} e R_{atm} , no modo 2; e BOC , R_l e LE , no modo 3, apresentaram desvios entre 4,5% e 7,0%. Para os parâmetros R_{sup} e LE , no modo 2; e R_{sup} e H , no modo 3, os desvios médios foram superiores a 8,0% e inferiores a 10%. Desvios médios superiores a 10% ocorreram para r_o , BOC , R_g , R_l , S e H , no modo 2; e para r_o , ε_{atm} , R_{atm} e S , no modo 3.

O desempenho das estimativas dos modos 2 e 3 do modelo *SEBAL* apresentaram comportamento diferenciado para a maioria dos parâmetros estimados. Esse comportamento diferenciado pode ser explicado em função dos dados de entrada. No modo 2, entra-se com a transmitância atmosférica de ondas curtas determinada pelo *LOWTRAN-7*. No modo 3, a transmitância é obtida pela razão entre a radiação solar global (R_g) e a radiação solar em uma superfície perpendicular no topo da atmosfera (K_{toa}^\downarrow). Nos dias 16 e 17, essas duas transmitâncias apresentaram valores muito próximos, respectivamente iguais a 0,7196 e 0,7156 (para o primeiro dia) e a 0,7390 e 0,7111 (para o segundo dia), conforme Tabela 2.9 do Capítulo 2, o que representa uma diferença em torno de 1,0% e 4,0%, respectivamente para os dias 16 e 17. Por outro lado, no dia 18 a transmitância determinada pelo *LOWTRAN* e a obtida pela razão entre R_g e K_{toa}^\downarrow foram iguais a 0,7143 e 0,6318, respectivamente, o que representa uma diferença em torno de 12,0%. Essa diferença na entrada de dados dos modos 2 e 3 provocou, conseqüentemente, uma diferença nas estimativas desses modos. Para BOC , R_g , R_l , S e H , o modo 3 obteve desvios médios significativamente menores. Para ε_{atm} e R_{atm} , os desvios médios de estimativa foram menores para o modo 2. Para LE , os dois

modos exibiram valores próximos. Entretanto, a média dos desvios médios exibiu valores muito próximos para os modos 2 e 3, respectivamente iguais a 10,64% e 11,29%. Por esses resultados, pode-se considerar que o modo 3 teve um desempenho melhor, uma vez que melhores resultados foram observado para cinco parâmetros estimados por esse modo, enquanto que o modo 2 foi superior ao modo 3 apenas para dois parâmetros. Além do que, as comparações entre os píxeis sem nuvens e com nuvens, demonstram um comportamento verossímeis para o modo 3. O mesmo não ocorreu para o modo 2, uma vez que melhores estimativas foram observadas para a maioria dos parâmetros nos píxeis com nuvens.

Os desvios percentuais médios nos píxeis sem nuvens foram superiores a 10% para os dois modos, variando entre 15,72% e 19,97%, para o modo 2, e entre 10,11% e 12,47%, para o modo 3. Para os píxeis com nuvens (Tabelas 3.21 e 3.22) as estimativas dos parâmetros r_o , BOC , R_l , S e H , no modo 2, apresentaram desvios médios de estimativa menores do que para os píxeis sem nuvens. Entretanto, LE apresentou um desvio médio significativamente maior para os píxeis com nuvens (34,33%) do que para os píxeis sem nuvens (8,45%). Para o modo 3, foi observado o mesmo comportamento em relação aos parâmetros BOC , R_l , H e LE . Os demais parâmetros, R_g , ε_{atm} , R_{atm} , ε_{sup} , T_{sup} e R_{up} , apresentaram desvios médios muito próximos para os píxeis com e sem nuvens, nos dois modos.

Considerando somente os resultados dos píxeis referentes ao campo de soja da Fazenda Azulão (píxeis 1, 4 e 5), tem-se que, somente o píxel 4 foi classificado como não contaminado por nuvens. Entretanto, nesse dia, os resultados das CBE não foram os esperados com relação ao píxel 4. Para os dias 16 e 17, o píxel 4 estava entre os que obtiveram bons resultados, senão os melhores, para todos os parâmetros estimados (com exceção para o fluxo de calor no solo no dia 16 nos modos 2 e 3 e para R_l , H e LE no modo 1 para o dia 17). Por outro lado, no dia 18 houve um aumento significativo do erro de estimativa do albedo da superfície, que pode ter provocado um aumento de desvio nos parâmetros R_l e H no modo 2. O aumento de erro no albedo parece não ter afetado significativamente as estimativas do modo 3. Esse resultado pode indicar que, no caso do dia 18, o píxel 4 estava contaminado por nuvens, mas no entanto, as técnicas de mascaramento de nuvens não as detectaram. Essa suspeita é reforçada quando considera-se os valores do albedo da superfície estimados pelo modelo $SEBAL$ nos dias 16 e 17, que foram respectivamente iguais a 0,1283 e 0,1217 para o modo 2 e a 0,1298 e 0,1314 para o modo 3, muito próximos aos valores medidos em campo, respectivamente

iguais a 0,1296 e 0,1258 para esses dias. Por outro lado, para o dia 18, esse valor foi igual a 0,1260, enquanto que suas estimativas foram iguais a 0,0644 e 0,0823, respectivamente para os modos 2 e 3. Esses resultados indicam que, no dia 18, o píxel 4 poderia estar contaminado por nuvens. Se essa suposição for verdadeira, então, pode-se dizer que o modo 2 mostrou-se mais sensível aos efeitos das nuvens que o modo 3.

Tabela 3.17 – Resultados do modelo SEBAL, modo 2 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , τ_{oc}), para os nove pixels da imagem do NOAA-14 para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local em Dourados.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1*	Píxel 2	Píxel 3*	Píxel 4	Píxel 5*	Píxel 6*	Píxel 7*	Píxel 8*	Píxel 9*
r_o	-	0,1350	0,1424	0,2389	0,0644	0,1006	0,2368	0,2020	0,2548	0,2391
BOC	W/m ²	603,64	598,44	531,09	652,93	627,65	532,62	556,86	520,00	530,96
R_g	W/m ²	697,84	697,81	697,80	697,87	697,85	697,87	697,82	697,80	697,81
$\varepsilon_{\mu\alpha}$	-	0,8092	0,8092	0,8092	0,8092	0,8092	0,8092	0,8092	0,8092	0,8092
R_{atm}	W/m ²	420,78	420,78	420,78	420,78	420,78	420,78	420,78	420,78	420,78
$\varepsilon_{\pi\sigma}$	-	0,9080	0,9208	0,9424	0,9401	0,9428	0,9442	0,9333	0,9457	0,9523
T_{sup}	-	306,69	316,81	313,62	317,69	320,04	312,05	316,09	317,18	310,17
R_{sup}	W/m ²	455,49	525,94	516,91	542,95	560,80	507,61	528,25	542,67	499,73
R_l	W/m ²	568,93	493,28	434,97	530,76	487,63	445,79	449,40	398,11	452,01
S	W/m ²	61,53	69,31	56,78	75,65	73,21	55,92	62,21	56,46	53,79
H	W/m ²	113,05	188,83	172,03	202,39	222,06	160,71	187,37	201,13	149,62
LE	W/m ²	394,36	235,14	206,16	252,72	192,36	229,16	199,81	140,52	248,60

*pixels com nuvem.

Tabela 3.18 – Resultados do modelo SEBAL, modo 3 (inicialização: T_{atm} , U_{100} , R_g), para os nove pixels da imagem do NOAA-14 para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local em Dourados.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1*	Píxel 2	Píxel 3*	Píxel 4	Píxel 5*	Píxel 6*	Píxel 7*	Píxel 8*	Píxel 9*
r_o	-	0,1726	0,1821	0,3054	0,0823	0,1286	0,3026	0,2582	0,3257	0,3057
BOC	W/m ²	510,74	504,86	428,72	566,46	537,89	430,44	457,85	416,18	428,57
R_g	W/m ²	617,28	617,26	617,22	617,26	617,27	617,21	617,22	617,20	617,27
$\epsilon_{\mu\alpha}$	-	0,8787	0,8787	0,8787	0,8787	0,8787	0,8787	0,8787	0,8787	0,8787
R_{atm}	W/m ²	456,93	456,93	456,93	456,93	456,93	456,93	456,93	456,93	456,93
$\epsilon_{\pi\sigma}$	-	0,9080	0,9208	0,9424	0,9401	0,9428	0,9442	0,9333	0,9457	0,9523
T_{sup}	-	306,69	316,81	313,62	317,69	320,04	312,05	316,09	317,18	310,17
R_{sup}	W/m ²	455,49	525,94	516,91	542,95	560,80	507,61	528,25	542,67	499,73
R_l	W/m ²	512,18	435,85	368,74	480,44	434,01	379,77	386,54	330,44	385,77
S	W/m ²	55,51	61,35	48,28	68,53	65,24	47,79	53,65	47,01	46,06
H	W/m ²	72,49	120,50	109,89	129,08	141,49	102,74	119,58	128,28	95,73
LE	W/m ²	384,18	254,00	210,56	282,84	227,29	229,23	213,31	155,14	243,98

*pixels com nuvem.

Tabela 3.19 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 2 do modelo *SEBAL* para os píxeis sem nuvens da imagem do *NOAA-14* referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local.

Parâmetro	Unidade	Píxel 2	Píxel 4	Média	Mínimo	Máximo
r_o	-	11,52	95,65	53,58	11,52	95,65
BOC	W/m ²	9,96	17,48	13,72	9,96	17,48
R_g	W/m ²	11,65	11,66	11,65	11,65	11,66
ϵ_{atm}	-	5,32	5,32	5,32	5,32	5,32
R_{atm}	W/m ²	6,32	6,32	6,32	6,32	6,32
ϵ_{sup}	-	4,12	1,98	3,05	1,98	4,12
T_{sup}	K	2,78	3,05	2,92	2,78	3,05
R_{sup}	W/m ²	6,99	9,90	8,45	6,99	9,9
R_l	W/m ²	8,95	15,38	12,16	8,95	15,38
S	W/m ²	29,88	35,75	32,82	29,88	35,75
H	W/m ²	27,79	32,63	30,21	27,79	32,63
LE	W/m ²	12,36	4,54	8,45	4,54	12,36
Média	-	19,97	15,72	10,64	20,80	20,80

Tabela 3.20 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 3 do modelo *SEBAL* os píxeis sem nuvens da imagem do *NOAA-14* referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local.

Parâmetro	Unidade	Píxel 2	Píxel 4	Média	Mínimo	Máximo
r_o	-	30,81	53,10	41,96	30,81	53,10
BOC	W/m ²	6,73	4,88	5,81	4,88	6,73
R_g	W/m ²	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
ε_{atm}	-	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37
R_{atm}	W/m ²	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37
ε_{sup}	-	4,12	1,98	3,05	1,98	4,12
T_{sup}	-	2,78	3,05	2,92	2,78	3,05
R_{sup}	W/m ²	6,99	9,90	8,45	6,99	9,90
R_l	W/m ²	3,05	6,51	4,78	3,05	6,51
S	W/m ²	20,78	29,08	24,93	20,78	29,08
H	W/m ²	13,16	5,64	9,40	5,64	13,16
LE	W/m ²	4,01	6,59	5,30	4,01	6,59
Média	-	10,11	12,47	11,29	9,15	13,43

Tabela 3.21 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 2 do modelo *SEBAL* para os píxeis com nuvens da imagem do *NOAA-14* referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1*	Píxel 3*	Píxel 5*	Píxel 6*	Píxel 7*	Píxel 8*	Píxel 9*	Média	Mínimo	Máximo
r_o	-	6,67	47,26	25,25	46,79	37,62	50,55	47,30	37,35	6,67	50,55
BOC	W/m ²	10,74	1,45	14,15	1,17	3,24	3,62	1,48	5,12	1,17	14,15
R_g	W/m ²	11,66	11,65	11,66	11,66	11,65	11,65	11,65	11,65	11,65	11,66
$\epsilon_{\mu\tau\alpha}$	-	5,32	5,32	5,32	5,32	5,32	5,32	5,32	5,32	5,32	5,32
R_{atm}	W/m ²	6,32	6,32	6,32	6,32	6,32	6,32	6,32	6,32	6,32	6,32
$\epsilon_{\pi\nu\sigma}$	-	5,58	1,73	1,69	1,54	2,72	1,37	0,67	2,19	0,67	5,58
T_{sup}	-	0,43	1,79	3,76	1,30	2,56	2,89	0,70	1,92	0,43	3,76
R_{sup}	W/m ²	7,40	5,37	12,77	3,63	7,40	9,86	2,11	6,93	2,11	12,77
R_l	W/m ²	21,05	3,26	7,89	0,75	0,06	12,82	0,63	6,64	0,06	21,05
S	W/m ²	21,01	14,40	33,62	13,09	21,88	13,93	9,65	18,23	9,65	33,62
H	W/m ²	20,62	20,73	38,59	15,15	27,22	32,20	8,87	23,34	8,87	38,59
LE	W/m ²	33,01	28,15	37,34	15,29	32,22	88,01	6,27	34,33	6,27	88,01
Média	-	12,48	12,29	16,53	10,17	13,18	19,88	8,41	13,28	4,93	24,28

* píxeis com nuvem.

Tabela 3.22 – Diferença percentual, em módulo, entre os dados medidos em campo e as estimativas do modo 3 do modelo *SEBAL* para os pixels com nuvens da imagem do *NOAA-14* referentes ao campo experimental em Dourados, para o dia 18/12/1999 às 15:07 horas local.

Parâmetro	Unidade	Píxel 1*	Píxel 3*	Píxel 5*	Píxel 6*	Píxel 7*	Píxel 8*	Píxel 9*	Média	Mínimo	Máximo
r_o	-	27,00	58,74	2,02	58,36	51,20	61,31	58,78	45,34	2,02	61,31
BOC	W/m ²	5,50	25,68	0,17	25,18	17,68	29,47	25,72	18,49	0,17	29,47
R_g	W/m ²	0,13	0,12	0,12	0,11	0,12	0,11	0,13	0,12	0,11	0,13
$\epsilon_{\mu\tau\alpha}$	-	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37
R_{atm}	W/m ²	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37	14,37
$\epsilon_{\pi\nu\sigma}$	-	5,58	1,73	1,69	1,54	2,72	1,37	0,67	2,19	0,67	5,58
T_{sup}	-	0,43	1,79	3,76	1,30	2,56	2,89	0,70	1,92	0,43	3,76
R_{sup}	W/m ²	7,40	5,37	12,77	3,63	7,40	9,86	2,11	6,93	2,11	12,77
R_l	W/m ²	12,31	21,81	3,49	18,27	16,20	35,93	16,43	17,78	3,49	35,93
S	W/m ²	12,45	0,65	25,50	1,69	9,41	3,38	5,51	8,37	0,65	25,50
H	W/m ²	88,10	24,09	3,63	32,73	14,03	6,30	42,44	30,19	3,63	88,10
LE	W/m ²	31,23	25,47	16,24	15,25	23,85	70,29	8,28	27,23	8,28	70,29
Média	-	18,24	16,18	8,18	15,57	14,49	20,80	15,79	15,61	4,19	30,13

* pixels com nuvem.

3.3.4. Análise comparativa dos modos 1, 2 e 3 do modelo *SEBAL*

Uma questão importante, em relação às estimativas do modelo *SEBAL*, é saber o erro ou desvio percentual médio de estimativa de cada parâmetro no período estudado (dias 16, 17 e 18). Para tanto, serão analisados os resultados médios de cada modo desse modelo, para os píxeis sem nuvens da imagem do satélite *NOAA-14*. As Figuras 3.2, 3.3 e 3.4, mostram os desvios médios percentuais para os píxeis sem nuvens.

O modo 1 (Figura 3.2) estimou os parâmetros ε_{sup} (1,28%), T_{sup} (0,33%) e R_{sup} (1,88%) com desvio inferior a 2%. Os parâmetros τ_{oc} (6,68%), BOC (6,70%) e R_g (6,7%) foram estimados com desvios inferiores a 7%. As estimativas de ε_{atm} (8,26%), R_{atm} (8,26%), R_l (9,73%) e S (8,99%) obtiveram desvios inferiores a 10%. Os parâmetros H e LE apresentaram desvios iguais a 19,05% e 36,96%, respectivamente.

O modo 2 (Figura 3.3) estimou os parâmetros ε_{atm} (1,32%), R_{atm} (1,32%), ε_{sup} (1,53%), T_{sup} (0,32%) e R_{sup} (1,83%) com desvio inferior a 2%. Os parâmetros R_g (3,31%) e BOC (6,67%) foram estimados com desvios inferiores a 7%. Para os parâmetros R_l (8,77%) e S (8,72) os desvios foram inferiores a 10%. Os parâmetros H e LE apresentaram desvios iguais a 9,58% e 20,09%, respectivamente.

O modo 3 (Figura 3.4) obteve desvios inferiores a 2% para os parâmetros R_g (0,13%), ε_{atm} (1,24%), R_{atm} (1,24%), ε_{sup} (1,53%), T_{sup} (0,32%) e R_{sup} (1,83%). Os parâmetros BOC (3,39%) e R_l (6,06%) foram estimados com desvios inferiores a 7%. Para o parâmetro S , o erro foi em torno de 10%. Os parâmetros H e LE apresentaram desvios iguais a 8,80% e 18,53%, respectivamente.

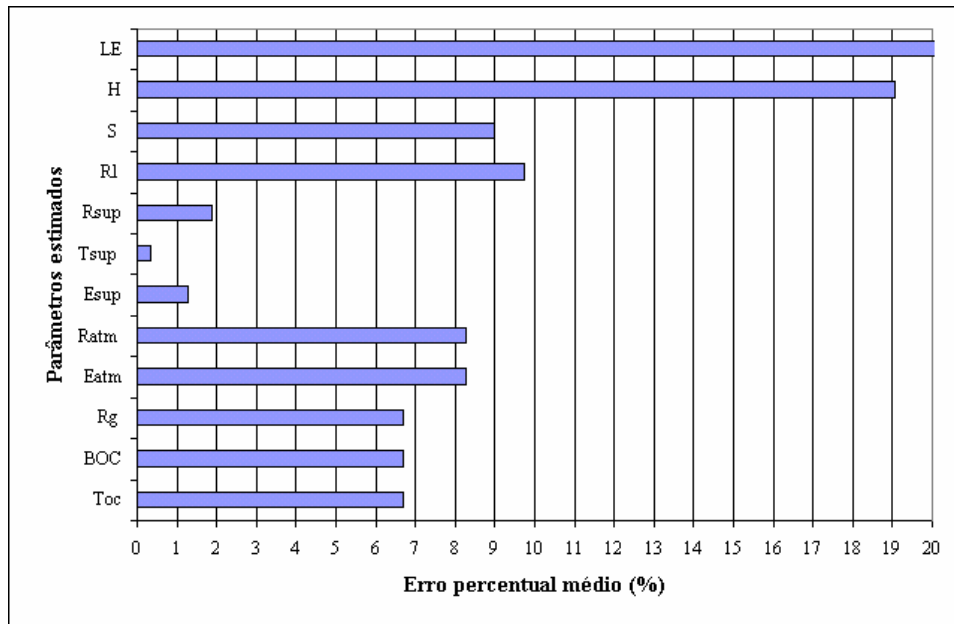


Figura 3.2 – Desvio percentual médio de cada parâmetro estimado para os dias 16, 17 e 18 no modo 1 do modelo *SEBAL*, para o conjunto de píxeis sem nuvens.

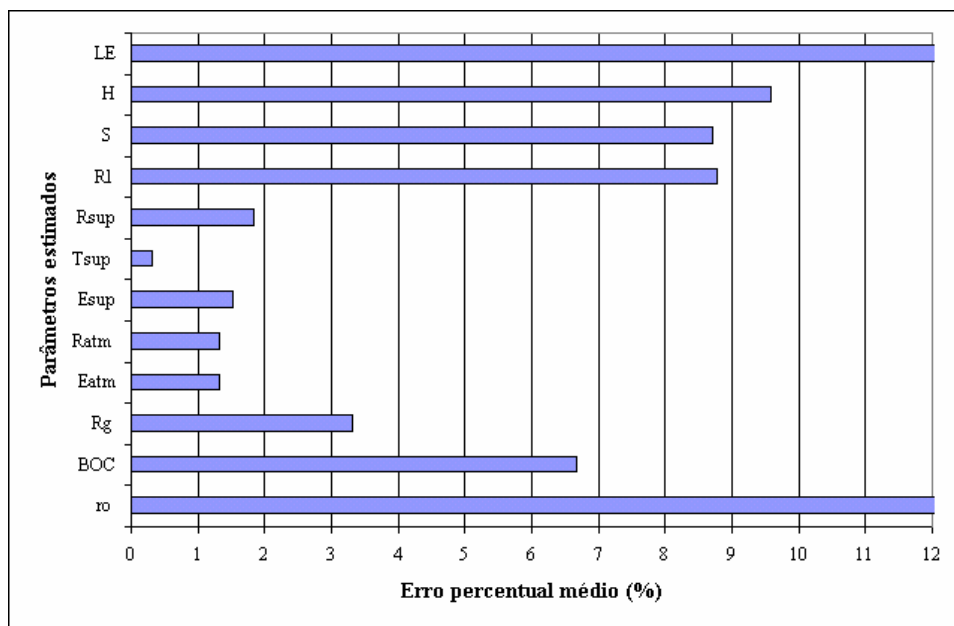


Figura 3.3 – Desvio percentual médio de cada parâmetro estimado para os dias 16, 17 e 18 no modo 2 do modelo *SEBAL*, para o conjunto de píxeis sem nuvens.

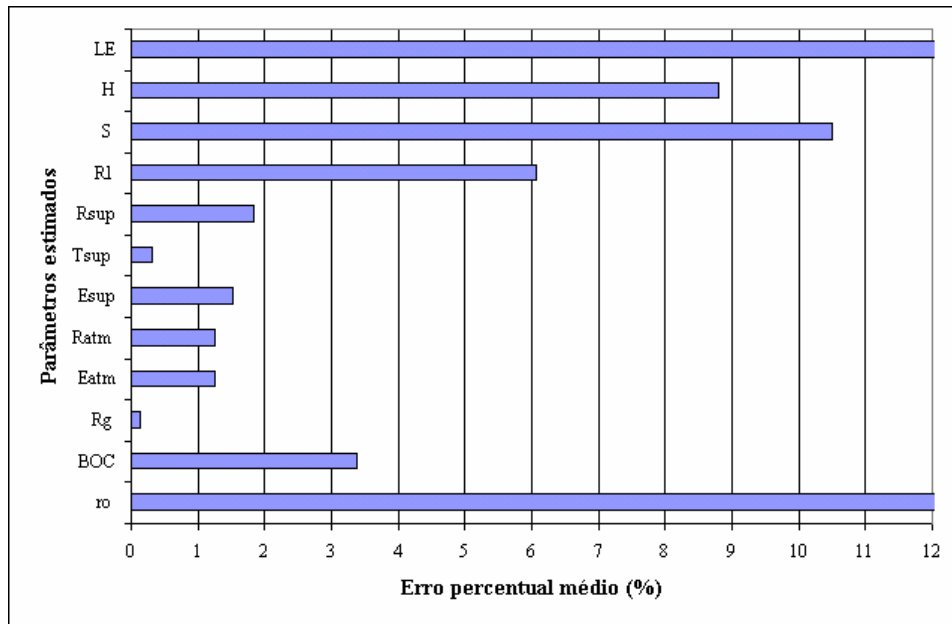


Figura 3.4 – Desvio percentual médio de cada parâmetro estimado para os dias 16, 17 e 18 no modo 3 do modelo *SEBAL* para o conjunto de píxeis sem nuvens.

Pela Tabela 3.23, observa-se que em relação aos desvios médios de estimativa para o balanço de radiação de ondas curtas (*BOC*), para o balanço de radiação de ondas longas (*BOL*) e para o balanço de energia (*BE*), tem-se que os melhores resultados foram observados para o modo 1 (6,69%), para o modo 3 (1,23%) e para o modo 2 (10,98%), respectivamente. O menor desvio médio para o conjunto de parâmetros estimados (Média Total) foi obtido pelo modo 3 (6,16%), em seguida pelo modo 2 (6,89%) e por último pelo modo 1 (9,83%). Embora, o modo 3 não tenha apresentado a melhor estimativa para *S*, ainda assim, teve os menores desvios para *H* e *LE*. De um modo geral o desempenho dos modos 2 e 3 foi muito próximo.

Tabela 3.23 - Desvios médios de estimativa do modelo *SEBAL* nos dias 16, 17 e 18 em Dourados para os píxeis sem nuvens.

Parâmetro	Unidade	Modo 1	Modo 2	Modo 3
$\tau_{oc}/r_o/r_o$	-	6,68	19,01	17,60
R_g	W/m ²	6,70	3,31	0,13
ε_{atm}	-	8,26	1,32	1,24
R_{atm}	W/m ²	8,26	1,32	1,24
ε_{sup}	-	1,28	1,53	1,53
T_{sup}	K	0,33	0,32	0,32
R_{sup}	W/m ²	1,88	1,83	1,83
R_l	W/m ²	9,73	8,77	6,06
S	W/m ²	8,99	8,72	10,51
H	W/m ²	19,05	9,58	8,80
LE	W/m ²	36,96	20,09	18,53
Média (BOC)	-	6,69	11,16	8,87
Média (BOL)	-	4,00	1,26	1,23
Media (BE)	-	18,68	11,79	10,98
Média Total	-	9,83	6,89	6,16

As Figuras 3.5, 3.6 e 3.7 mostram os desvios percentuais médios de estimativa, em cada píxel, para os parâmetros R_l , S , H e LE nos modos 1, 2 e 3, respectivamente. Para a análise desses resultados foram considerados os erros instrumentais das medidas de campo de R_l e S e os desvios associados ao método da razão de Bowen para H e LE (para maiores detalhes, ver a propagação de erro desse método no Capítulo 2). No modo 1 o parâmetro R_l obteve erro de estimativa inferior ao instrumental (6%) nos píxeis 2, 5 e 6. Para S o erro de estimativa foi inferior ao instrumental (5%) nos píxeis 1, 4 e 9. Para H os desvios de estimativa foram inferiores aos da razão de Bowen (10%) somente no píxel 6 e para LE nos píxeis 3 e 6. O modo 2 apresentou desvios aceitáveis para o parâmetro R_l nos píxeis 1, 4 e 7; para S nos píxeis 2, 3, 5 e 6; para H nos píxeis 1, 2, 3, 4, 5 e 8; e para LE nos píxeis 1, 4 e 6. O modo 3 apresentou desvios aceitáveis para o parâmetro R_l nos píxeis 1, 4, 6, 7 e 8; para S nos píxeis 3 e 6; para H nos píxeis 1, 2, 3, 4 e 5; e para LE nos píxeis 1 e 4. No modo 1, somente o píxel 6 obteve desvios de

estimativa aceitáveis para os parâmetros R_t , H e LE simultaneamente, e nos modos 2 e 3 somente os píxeis 1 e 4.

Esses resultados podem ser explicadas por uma possível heterogeneidade da superfície. Vale ressaltar que devido às características da região, esperava-se que as plantações de soja da Fazenda Azulão em conjunto com as fazendas adjacentes pudessem ser consideradas homogêneas, o que parece não ter correspondido à realidade. Considerando o exposto, torna-se interessante averiguar, somente, os desvios dos píxeis referentes ao campo de soja da Fazenda Azulão (píxeis 1, 4 e 5), uma vez que esses píxeis, como já foi mencionado, representam o local onde as medições de campo foram efetivamente realizadas. Essa análise pode revelar melhores resultados, já que elimina o possível efeito da heterogeneidade da superfície. Entretanto, os píxeis 1 e 5 foram classificados como contaminados por nuvens nos dias 16 e 18 de dezembro. No dia 17 todos os píxeis foram classificados como livres de nuvens. O píxel 4 foi o único classificado como não contaminado por nuvens nos três dias de experimento. Portanto, as análises dos resultados para o campo de soja da Fazenda Azulão serão feitas somente para esse píxel, que será considerado como o píxel principal da matriz de nove píxeis.

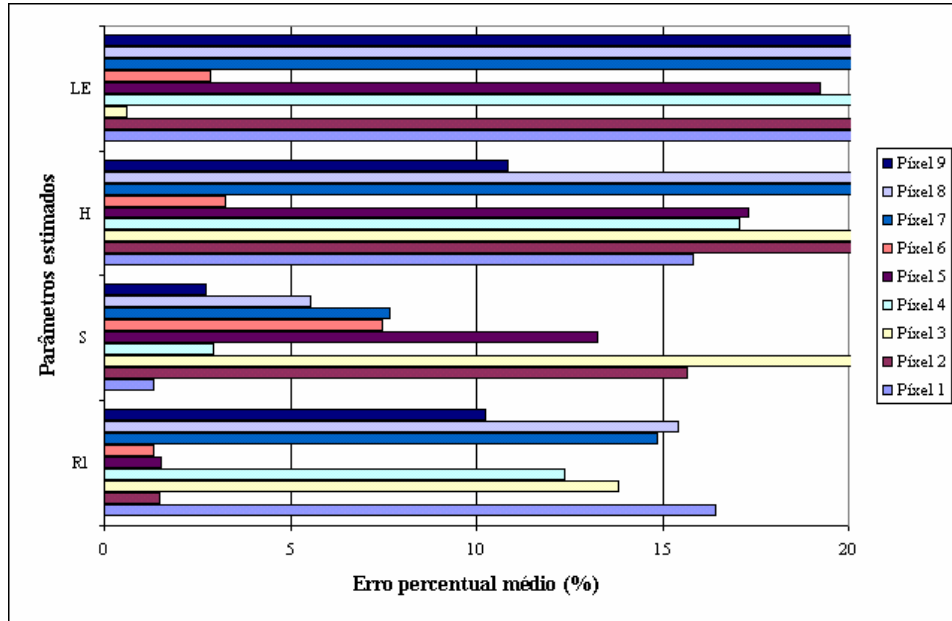


Figura 3.5 - Desvios percentuais médios de estimativa, em cada píxel, para os parâmetros R_t , S , H e LE no modo 1.

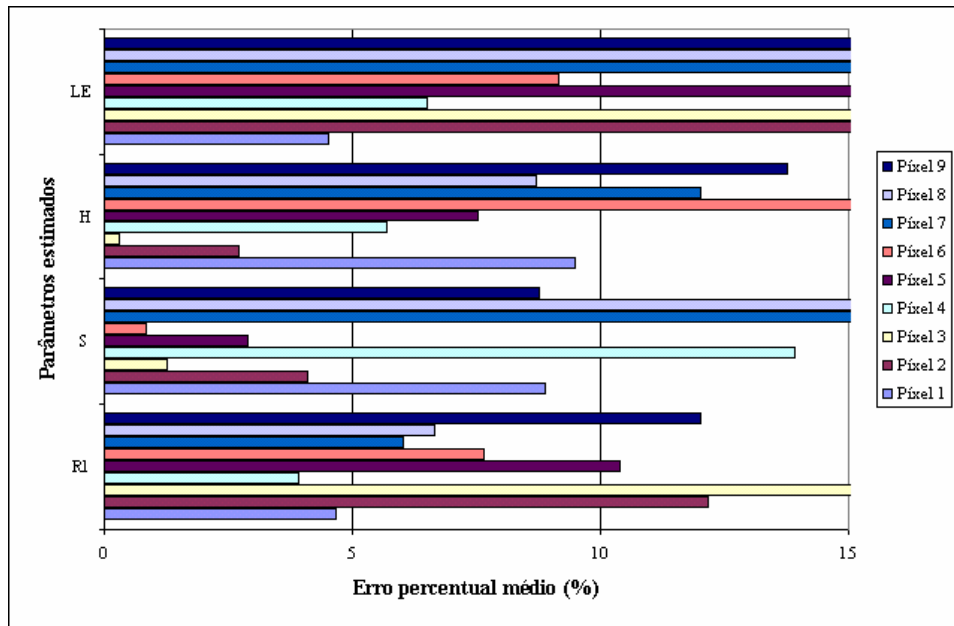


Figura 3.6 - Desvios percentuais médios de estimativa, em cada píxel, para os parâmetros R_l , S , H e LE no modo 2.

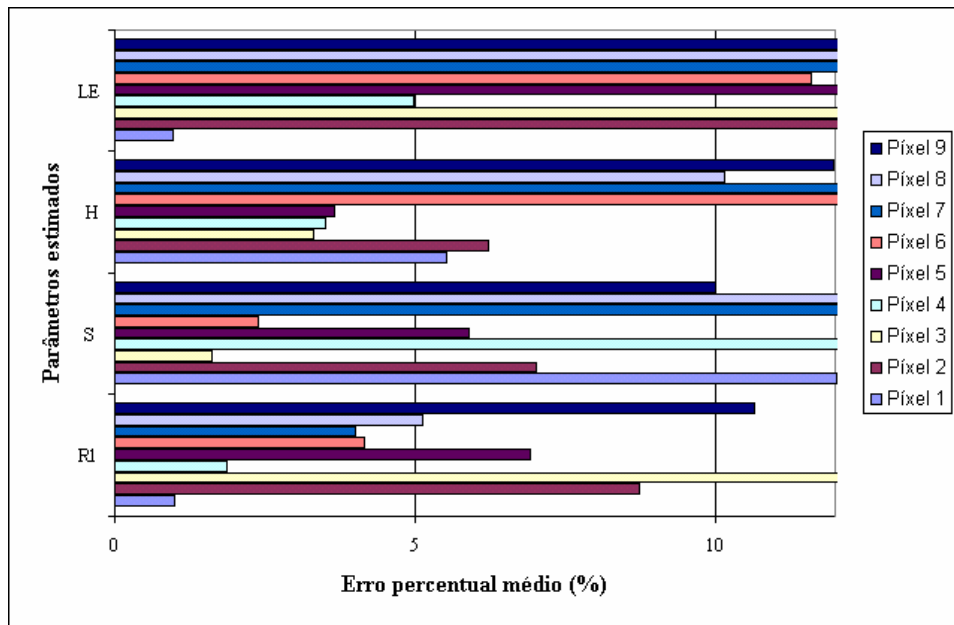


Figura 3.7 - Desvios percentuais médios de estimativa, em cada píxel, para os parâmetros R_l , S , H e LE no modo 3.

As Figuras 3.8, 3.9 e 3.10 apresentam os desvios percentuais médios dos parâmetros R_l , S , H e LE para o conjunto de píxeis sem nuvens e para o píxel 4 isoladamente para os dias 16, 17 e 18, para os modos 1, 2 e 3 do modelo *SEBAL*.

No modo 1 o erro de estimativa do parâmetro S diminuiu quando considerou-se o píxel 4 isoladamente, passando a ser inferior ao erro do sensor. Os parâmetros R_l , H e LE continuaram apresentando desvios superiores aos aceitáveis (Figura 3.8). No modo 2 os desvios de estimativa dos parâmetros R_l e LE passaram a ser aceitáveis quando considerou-se o píxel 4 isoladamente. O parâmetro S continuou apresentando erro superior ao aceitável. O parâmetro H apresentou desvio aceitável, tanto para o conjunto de píxeis sem nuvens quanto para o píxel 4 isoladamente (Figura 3.9). No modo 3 o desvio de estimativa do parâmetro LE diminuiu quando considerou-se o píxel 4 isoladamente, passando a ser aceitável. O parâmetro S continuou a apresentar erro superior ao aceitável. Os parâmetros R_l e H apresentaram desvios aceitáveis, tanto para o conjunto de píxeis sem nuvens quanto para o píxel 4 isoladamente (Figura 3.10). Com isso, conclui-se que a estimativa de LE obteve desvio aceitável somente em relação ao píxel 4, mostrando-se mais sensível a uma possível heterogeneidade da superfície. Em resumo, pode-se dizer que houve uma melhora significativa, no píxel 4, para a estimativa do parâmetro S no modo 1; para as estimativas dos parâmetros R_l e LE no modo 2; e para o parâmetro LE no modo 3. Nesses casos, os desvios passaram a ser aceitáveis, quando considerou-se o píxel 4 isoladamente. Considerando os desvios do píxel 4 isoladamente, tem-se que o modo 1 apresentou desvios de estimativa aceitáveis somente para S e os modos 2 e 3 para R_l , H e LE .

Esses resultados indicam que, devido a uma possível heterogeneidade da superfície, os dados da torre micrometeorológica não mostraram-se representativos para todos os nove píxeis, das imagens do *NOAA-14*, selecionados para este estudo. Vale ressaltar que apenas os píxeis 1, 4 e 5 correspondiam efetivamente à área da fazenda Azulão, onde a torre micrometeorológica foi instalada. Isso demonstra que o píxel, ou píxeis com as mesmas características da superfície, referente a localização da torre micrometeorológica é de grande importância para a validação do modelo *SEBAL*, uma vez que os desvios de estimativa associados a ele, em condições de ausência de nuvens, seriam relativos somente às parametrizações do algoritmo, não sendo devidos aos efeitos da heterogeneidade da superfície, ou seja, da falta de representatividade espacial das medidas de campo.

Portanto, considerando os desvios percentuais médios de estimativa para o píxel 4, isoladamente, tem-se que, os parâmetros τ_{oc} , r_o , BOC , R_g , ε_{sup} , T_{sup} e R_{sup} foram estimados com desvios inferiores a 3%, em todos os casos considerados (Figura 3.11). Os parâmetros ε_{atm} e R_{atm} apresentaram desvios de estimativa inferiores a 1% nos modos 2 e 3, e próximos a 8% no modo 1. Os parâmetros R_l , H e LE obtiveram desvios aceitáveis nos modos 2 e 3, mas não no modo 1. Por outro lado, o parâmetro S apresentou boa estimativa somente pelo modo 1. Esses resultados indicam que os desvios de estimativa dos parâmetros ε_{atm} e R_{atm} foram importantes como fator determinante da magnitude dos desvios de R_l , H e LE .

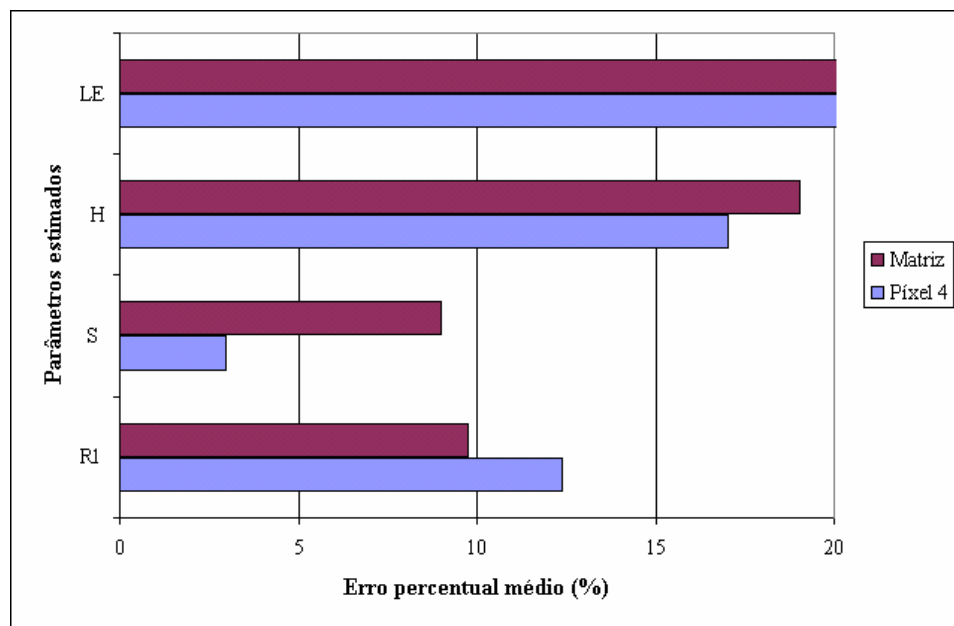


Figura 3.8 - Desvios percentuais médios dos parâmetros R_l , S , H e LE para o conjunto de píxeis sem nuvens e para o píxel 4 isoladamente para os dias 16, 17 e 18 no modo 1.

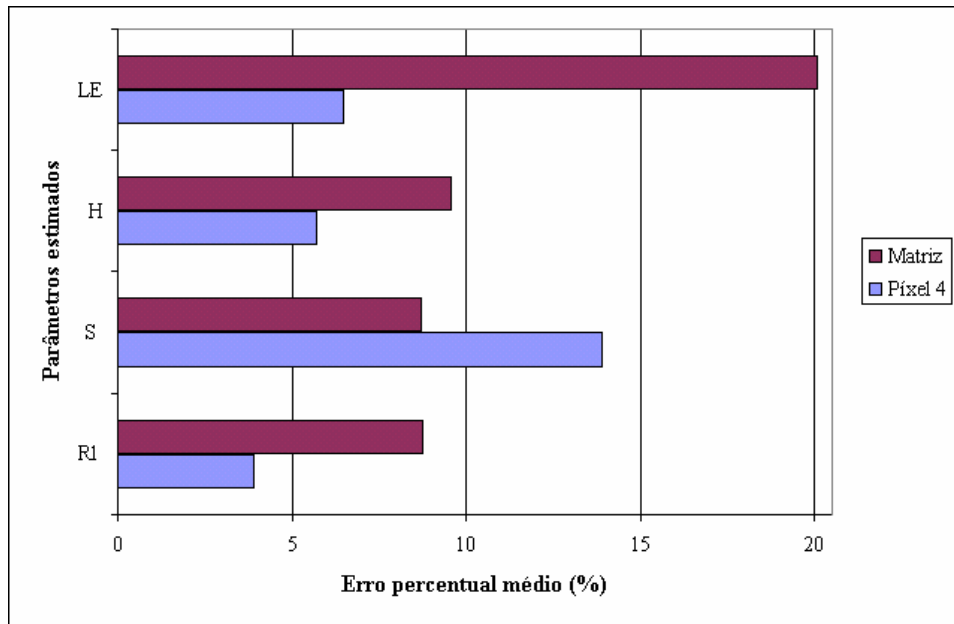


Figura 3.9 - Desvios percentuais médios dos parâmetros R_l , S , H e LE para o conjunto de pixels sem nuvens e para o pixel 4 isoladamente para os dias 16, 17 e 18 no modo 2.

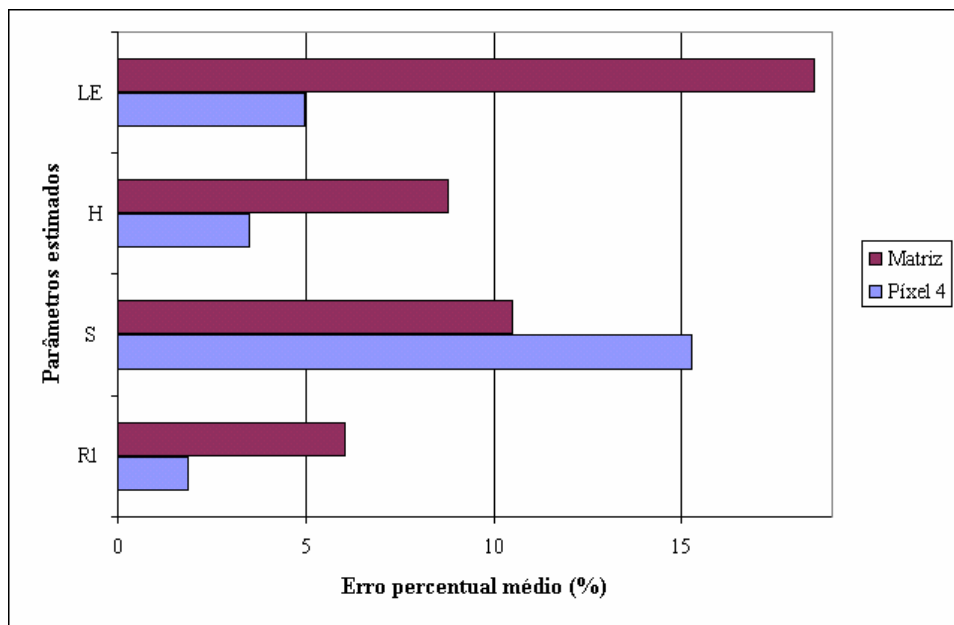


Figura 3.10 - Desvios percentuais médios dos parâmetros R_l , S , H e LE para o conjunto de pixels sem nuvens e para o pixel 4 isoladamente para os dias 16, 17 e 18 no modo 3.

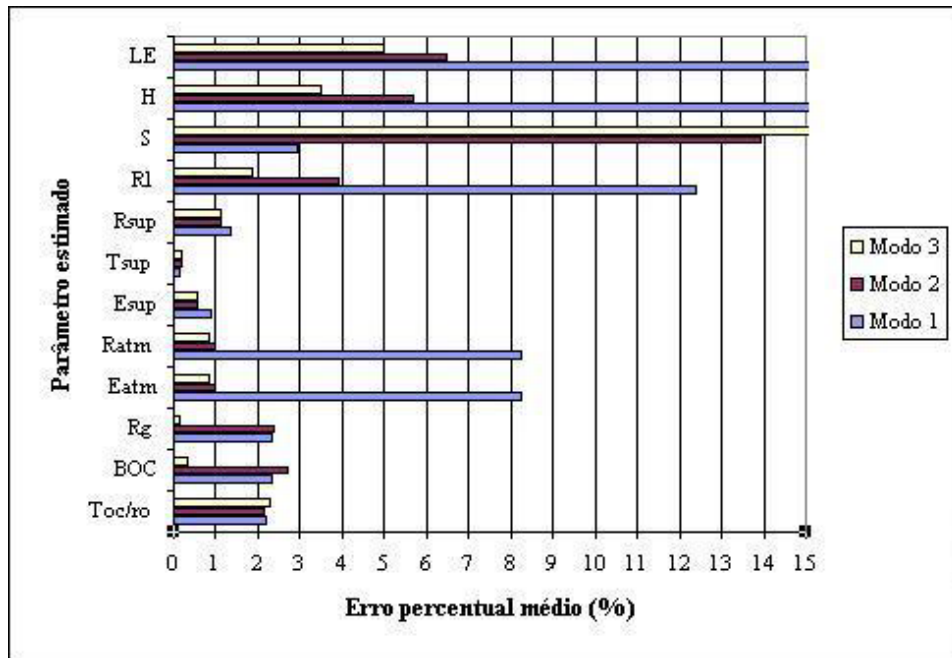


Figura 3.11 - Desvios percentuais médios dos parâmetros estimados pelo modelo *SEBAL* para o píxel 4, isoladamente, para os dias 16, 17 e 18.

Comparando os desvios médios entre os conjuntos de píxeis sem nuvens e com nuvens, tem-se que no modo 2 esses desvios foram muito próximos em relação aos parâmetros R_i , S e H , com diferenças iguais a 0,24%, 1,04% e 4,78%, respectivamente (Figura 3.12). Por outro lado, para o parâmetro LE essa diferença foi igual a 43,76%. No modo 3, para S a diferença entre esses erros foi igual a 2,20%. Para R_i , H e LE as diferenças foram iguais a 9,26%, 15,28% e 42,48%, respectivamente, sendo bastante significativas (Figura 3.1). A estimativa de LE mostrou-se sensível à presença de nuvens nos dois modos. Ao contrário, a estimativa de S não se mostrou sensível à presença de nuvens nos dois modos. O modo 3 mostrou-se mais sensível aos efeitos da presença de nuvens.

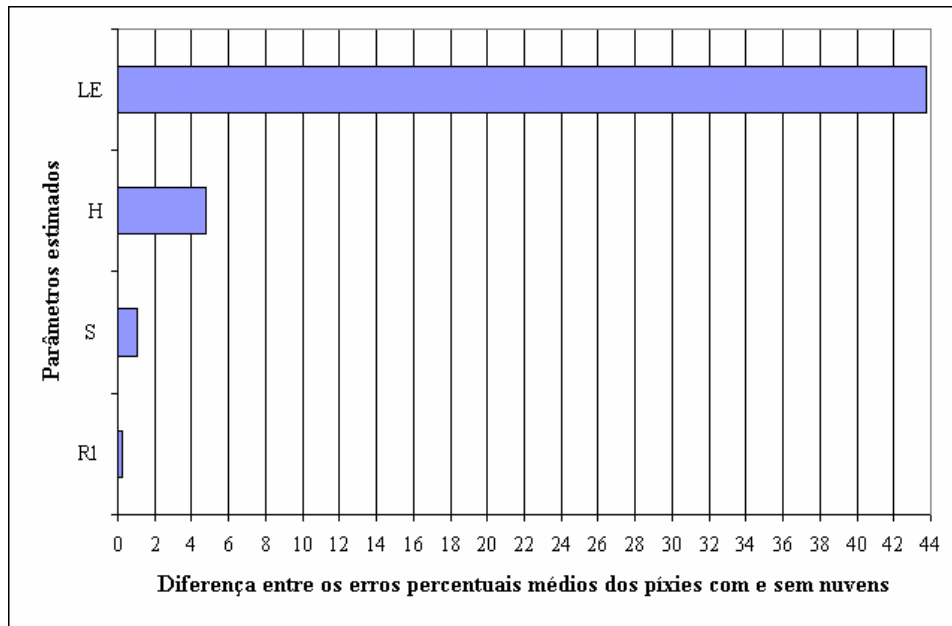


Figura 3.12 – Diferença entre os desvios médios de estimativa para os píxeis com e sem nuvens no modo 2.

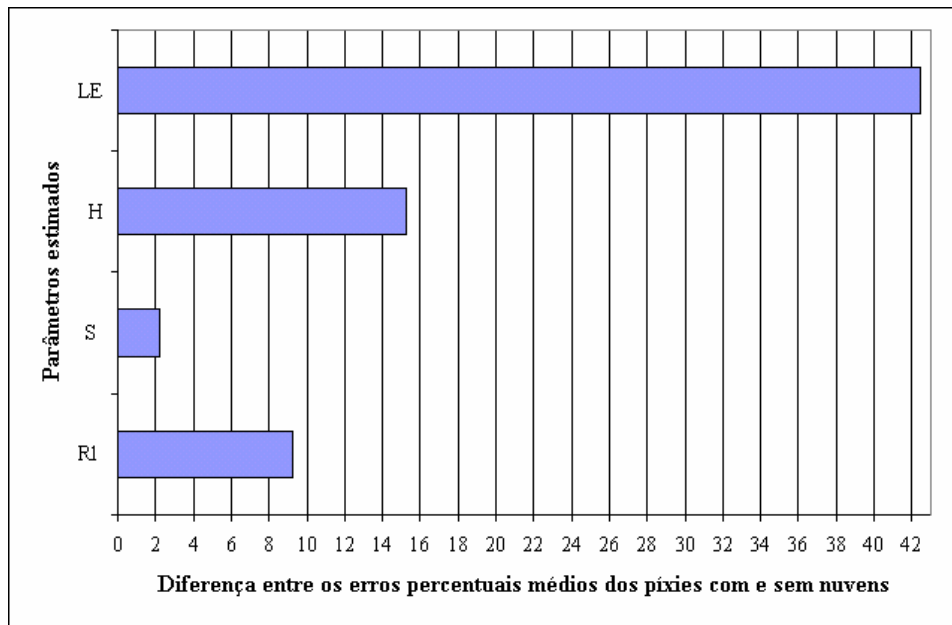


Figura 3.13 – Diferença entre os desvios médios de estimativa para os píxeis com e sem nuvens no modo 3.

3.3.5. Análise de sensibilidade das parametrizações das *CBE* utilizadas pelo modelo *SEBAL*

O modelo *SEBAL*, como visto anteriormente, tem como dados de entrada grandezas medidas em campo tais como temperatura do ar, velocidade do vento, albedo da superfície ou transmitância atmosférica de ondas curtas ou radiação solar global. As grandezas referentes ao transporte de calor Z_{oh} e Z_{ref} , são consideradas constantes e iguais a 0,1 e 3,0 metros, respectivamente.

É de grande interesse avaliar a sensibilidade do modelo em relação às variações dos dados de entrada, ou seja, determinar a influência de cada variável de entrada nas estimativas de cada parâmetro. Para tanto, o teste de sensibilidade foi realizado para todas as variáveis de entrada do modelo e para a temperatura da superfície. No caso da temperatura da superfície, o teste de sensibilidade será de interesse quando os resultados das metodologias de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991) forem comparadas aos resultados obtidos pelo modelo *SEBAL*, o que será feito no Capítulo 4.

Na Tabela 3.24, estão os resultados do teste de sensibilidade para a temperatura do ar. Os resultados mostram que as variações dessa grandeza resultam em mudanças aproximadamente proporcionais nas estimativas das componentes do balanço de energia, onde uma variação de $\pm 10\%$ resulta em variações entre -10,88% e 12% em R_l e S , entre -12,76% e 14,19% em H e entre -9,11% e 9,91% em LE .

Em relação à velocidade do vento, pela Tabela 3.25, observa-se que variações nessa grandeza não resultam em mudanças importantes nos valores dos fluxos de calor sensível e latente, uma vez que uma variação de $\pm 10\%$ promovem variações em torno de -1,57% e 1,65% nesses fluxos.

Variações de $\pm 3\%$, $\pm 5\%$, $\pm 8\%$ e $\pm 10\%$ na radiação solar global e na transmitância atmosférica de ondas curtas resultam em mudanças em torno de - 2,99% e 2,88%, -5,03% e + 4,74%, -8,17 e 7,41% e -10,31% e + 9,11%, respectivamente, nos valores das componentes do balanço de energia (Tabelas 3.26 e 3.27). As maiores e menores variações correspondem respectivamente ao fluxo de calor sensível e ao fluxo de calor latente. Os resultados idênticos observados para as variações de R_g e τ_{oc} , são devido ao fato da transmitância atmosférica de ondas curtas ter sido determinada em função da radiação solar global.

Os resultados da Tabela 3.28, mostram que as variações no albedo da superfície provocam mudanças em torno da metade de sua variação nas componentes do balanço de energia. Uma variação de $\pm 3\%$ em r_o levam a variações em torno de $-1,62\%$ a $1,68\%$ nos valores das componentes do balanço de energia. Uma variação $\pm 10\%$ em r_o resulta em variações entre $-5,21\%$ e $5,81\%$. O fluxo de calor latente apresentou uma dependência menor em relação às variações do albedo e o fluxo de calor sensível apresentou uma dependência maior.

Variações entre $-96,67\%$ (0,10 metros) e 100% (6 metros) em Z_{ref} , cujo valor é considerado constante e igual a 3 metros, não provocou mudanças significativas nas estimativas dos fluxos de calor sensível e latente, que apresentaram variações menores que $3,5\%$, nesse intervalo de variação de Z_{ref} (Tabela 3.29).

Pela Tabela 3.30, pode-se observar que variações na altura da medida do vento acarretam variações em torno de 10% , ou mais, nas estimativas de H e LE . Por outro lado, um acréscimo de 100% na altura da medida da velocidade do vento causa uma variação de $-1,51\%$ e $1,43\%$ em H e LE , respectivamente, o que não é significativo.

Segundo Allen et al.(1998), o parâmetro de rugosidade para a transferência de calor sensível pode ser determinado pela expressão $Z_{oh} = 0,1.Z_{on}$, onde Z_{on} é dado por $Z_{on} = 0,123.h$ e h é a altura da cultura em metros. Para o caso em estudo h é igual a 0,19 metros e conseqüentemente $Z_{on} = 0,02337$ e $Z_{oh} = 0,002337$. A variação de Z_{oh} entre 0,001 e 0,1 provocou uma variação em H e LE da ordem de $-0,67\%$ e $0,63\%$, respectivamente (Tabela 3.31). Portanto, uma variação de Z_{oh} entre 0,001 e 0,1 não causa mudanças significativas em H e LE .

Variações de $\pm 2,0^\circ\text{C}$ na temperatura da superfície induziram variações em torno de $\pm 3\%$ e $\pm 2\%$ na radiação líquida e no fluxo de calor no solo, respectivamente, o que não é muito significativo (Tabela 3.32). Variações de $\pm 0,5^\circ\text{C}$ fazem com que o fluxo de calor sensível e latente variem em torno de ± 5 e $\pm 6\%$, respectivamente, chegando aproximadamente a $\pm 20\%$ para uma variação de $\pm 2,0^\circ\text{C}$, sendo, neste caso, bastante significativo. Para cada variação de $0,50^\circ\text{C}$ houve um acréscimo em torno de 5% e 6% nas estimativa desses fluxos, respectivamente. Ou seja, variações de $\pm 1,0^\circ\text{C}$, $\pm 1,5^\circ\text{C}$ e $\pm 2,0^\circ\text{C}$ na TST , levariam a variações em torno de $\pm 10\%$, $\pm 15\%$ e $\pm 20\%$, respectivamente, nas estimativas de H . Em relação às estimativas de LE , para as mesmas variações na TST , teriam-se variações em torno de $\pm 12\%$, $\pm 18\%$ e $\pm 24\%$, respectivamente. Já para as estimativas da radiação líquida e do fluxo de calor no solo,

essas variações na *TST* levariam a variações inferiores a 3%. Por esses resultados, observa-se que o erro de estimativa da *TST* deve ser igual ou inferior a $\pm 0,8^{\circ}\text{C}$ para que os desvios de estimativa dos parâmetros *H* e *LE* sejam inferiores aos da razão de Bowen (10%). Vale ressaltar, que a metodologia de estimativa da *TST* do modelo *SEBAL* considera estados padrões da atmosfera em seus coeficientes *A* e *B*, que são constantes para qualquer situação atmosférica, podendo incorrer em erros significativos. Portanto, na tentativa de refinar esse modelo, seria interessante estimar a temperatura da superfície terrestre por outras metodologias tais como as de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991). Essas metodologias resolvem a equação da transferência radiativa por meio de relações totalmente físicas. Em vista disso, no Capítulo 4 serão analisados e comparados os resultados de *TST* obtidos pelo *SEBAL*, França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991).

Tabela 3.24 – Análise de sensibilidade das estimativas do modelo *SEBAL* em relação a temperatura do ar.

ΔT_{ar} ($^{\circ}\text{C}$)	ΔR_l (%)	ΔS (%)	ΔH (%)	ΔLE (%)
-10,00	-10,88	-10,88	-12,76	-9,11
-2,00	-2,26	-2,26	-2,66	-1,89
-1,50	-1,70	-1,70	-2,00	-1,42
-1,00	-1,14	-1,14	-1,34	-0,95
-0,50	-0,57	-0,57	-0,67	-0,48
0,50	0,57	0,57	0,67	0,47
1,00	1,15	1,15	1,35	0,95
1,50	1,73	1,73	2,03	1,43
2,00	2,31	2,31	2,72	1,92
10,00	12,00	12,00	14,19	9,91

Tabela 3.25 – Análise de sensibilidade das estimativas do modelo *SEBAL* em relação a velocidade do vento.

ΔU_{100} (%)	ΔR_l (%)	ΔS (%)	ΔH (%)	ΔLE (%)
-10	0	0	1,65	-1,57
-8	0	0	1,28	-1,22
-5	0	0	0,77	-0,73
-3	0	0	0,45	-0,43
3	0	0	-0,41	0,39
5	0	0	-0,67	0,63
8	0	0	-1,03	0,97
10	0	0	-1,26	1,18

Tabela 3.26 – Análise de sensibilidade das estimativas do modelo *SEBAL* em relação a radiação solar global.

ΔR_g (%)	ΔR_l (%)	ΔS (%)	ΔH (%)	ΔLE (%)
-10	-8,98	-8,88	-10,31	-7,76
-8	-7,11	-7,03	-8,17	-6,14
-5	-4,37	-4,32	-5,03	-3,77
-3	-2,59	-2,56	-2,99	-2,23
3	2,50	2,47	2,88	2,14
5	4,10	4,05	4,74	3,51
8	6,41	6,34	7,41	5,48
10	7,87	7,78	9,11	6,73

Tabela 3.27 – Análise de sensibilidade das estimativas do modelo *SEBAL* em relação a transmitância atmosférica de ondas curtas.

$\Delta\tau_{oc}$ (%)	ΔR_l (%)	ΔS (%)	ΔH (%)	ΔLE (%)
-10	-8,98	-8,88	-10,31	-7,76
-8	-7,11	-7,03	-8,17	-6,14
-5	-4,37	-4,32	-5,03	-3,77
-3	-2,59	-2,56	-2,99	-2,23
3	2,50	2,47	2,88	2,14
5	4,10	4,05	4,74	3,51
8	6,41	6,34	7,41	5,48
10	7,87	7,78	9,11	6,73

Tabela 3.28 – Análise de sensibilidade das estimativas do modelo *SEBAL* em relação ao albedo da superfície.

Δr_o (%)	ΔR_l (%)	ΔS (%)	ΔH (%)	ΔLE (%)
-10	4,88	4,82	5,81	4,23
-8	3,86	3,82	4,60	3,34
-5	2,38	2,35	2,83	2,05
-3	1,41	1,39	1,68	1,22
3	-1,36	-1,34	-1,62	-1,18
5	-2,25	-2,22	-2,68	-1,95
8	-3,54	-3,50	-4,21	-3,07
10	-4,38	-4,33	-5,21	-3,79

Tabela 3.29 – Análise de sensibilidade das estimativas do modelo *SEBAL* em relação a Z_{ref} .

ΔZ_{ref} (m)	ΔZ_{ref} (%)	ΔH (%)	ΔLE (%)
0,10	-96,67	-	-
0,20	-93,33	-0,67	0,64
0,30	-90,00	-2,49	2,35
0,50	-83,33	-3,12	2,95
1,00	-66,67	-2,77	2,62
2,00	-33,33	-1,36	1,28
3,00	0,00	0,00	0,00
4,00	33,33	1,24	-1,17
5,00	66,67	2,36	-2,24
6,00	100,00	3,40	-3,22

Tabela 3.30 – Análise de sensibilidade das estimativas do modelo *SEBAL* em relação a Z .

ΔZ (m)	ΔZ (%)	ΔH (%)	ΔLE (%)
10,00	-90,00	9,37	-8,87
20,00	-80,00	5,46	-5,17
30,00	-70,00	3,72	-3,52
40,00	-60,00	2,66	-2,52
50,00	-50,00	1,93	-1,82
100,00	0,00	0,00	0,00
120,00	20,00	-0,43	0,41
150,00	50,00	-0,93	0,87
200,00	100,00	-1,51	1,43

Tabela 3.31 – Análise de sensibilidade das estimativas do modelo *SEBAL* em relação a Z_{ho} .

ΔZ_{oh} (m)	ΔZ_{oh} (%)	ΔH (%)	ΔLE (%)
0,001	0,00	0,00	0,00
0,01	90,00	-0,63	0,60
0,10	99,00	-0,67	0,63

Tabela 3.32 – Análise de sensibilidade das estimativas do modelo *SEBAL* em relação a temperatura da superfície.

ΔT_{sup} (°C)	ΔR_l (%)	ΔS (%)	ΔH (%)	ΔLE (%)
-2,00	2,84	-2,08	-18,47	24,45
-1,50	2,13	-1,53	-13,88	18,36
-1,00	1,43	-1,00	-9,27	12,25
-0,90	1,28	-0,89	-8,34	11,03
-0,80	1,14	-0,79	-7,42	9,81
-0,70	1,00	-0,69	-6,49	8,58
-0,60	0,86	-0,59	-5,57	7,36
-0,50	0,72	-0,49	-4,64	6,13
0,50	-0,72	0,47	4,65	-6,15
0,60	-0,86	0,56	5,59	-7,38
0,70	-1,00	0,65	6,52	-8,62
0,80	-1,15	0,74	7,45	-9,85
0,90	-1,29	0,83	8,39	-11,08
1,00	-1,44	0,92	9,32	-12,32
1,50	-2,16	1,34	14,00	-18,50
2,00	-2,89	1,75	18,70	-24,69

CAPÍTULO 4

Estimativa da Temperatura da Superfície Terrestre por Satélite

4.1. Histórico

Várias técnicas de correção atmosférica para a estimativa da *TST* por sensoriamento remoto foram desenvolvidas com o uso de dados de satélite monoespectrais (método de um único canal), multiespectrais (métodos multicanais) e multiangulares. Os métodos multiespectrais e multiangulares usam as propriedades de absorção diferencial do vapor de água em canais e caminhos óticos diferentes, respectivamente. Dentre os métodos multiespectrais, o mais difundido é o denominado janela separada. Esse método é baseado na absorção diferencial por parte do vapor de água em dois canais adjacentes na região do infravermelho termal, do espectro eletromagnético, em que a absorção atmosférica é mínima.

Os primeiros trabalhos usando as propriedades de absorção diferencial do vapor de água na região do infravermelho termal para contabilizar seu efeito nas medidas da temperatura da superfície via sensoriamento remoto foram reportados por Anding e Kauth (1970) e Prabhakara et al. (1974). Esses trabalhos foram baseados no uso dos dados dos satélites *Nimbus-3* e *4*. McMillin (1975) introduziu a aproximação baseada na técnica janela separada. Holyer (1984) introduziu a idéia da correção atmosférica através da diferença de absorção de radiação devido ao vapor de água em dois caminhos óticos diferentes. Lewellyn-Jones et al. (1984) usaram a técnica da janela separada para os canais 4 e 5 do *AVHRR - NOAA* e introduziram a aproximação da janela tripla para os canais 3, 4 e 5 para obter a *TSM* para o nordeste do Oceano Atlântico.

Os algoritmos baseados no método janela separada têm a forma geral: $TST = T_i + A (T_i - T_j) + B$, onde T_i e T_j são as temperaturas de brilho dos canais adjacentes do sensor *AVHRR*, por exemplo, centrados em $10,5\mu\text{m}$ e $11,5\mu\text{m}$, respectivamente; os coeficientes A e B são função do estado da atmosfera e da emissividade da superfície. Diferentes algoritmos do tipo janela separada foram estabelecidos para a estimativa da *TST* (Price, 1984; Becker e Li, 1990; Sobrino et al., 1991; Kerr et al., 1992; França, 1994; Coll et al, 1994a). Entretanto, a determinação dos coeficientes A e B é diferente em relação às suposições consideradas. Alguns algoritmos (Sobrino et al., 1991; Coll et al., 1994a; França, 1994) empregam formulações complexas para o cálculo dos

coeficientes A e B com o intuito de aumentar acurácia dos resultados. Outros negligenciam alguns efeitos da atmosfera e simplificam os cálculos desses dois coeficientes. Price (1984) supõe superfície como sendo um corpo negro para derivar seu algoritmo. Becker e Li (1990) trataram os efeitos da atmosfera como constantes e apenas enfatizaram a emissividade da superfície nos cálculos dos coeficientes do algoritmo. Kerr et al. (1992) usaram o $NDVI$ para estimar a TST . Esses algoritmos representam as principais metodologias usadas para obtenção da TST através dos dados dos canais infravermelhos termais em sensoriamento remoto. Assim, conclui-se que guardadas as respectivas diferenças e complexibilidades dos vários algoritmos, geralmente apenas duas aproximações têm sido usadas para determinar os coeficientes A e B : *i*) calibração com dados de superfície (emissividade da superfície) e do estado atual da atmosfera; e *ii*) simulações com estados padrões atmosféricos e relações empíricas para obtenção da emissividade da superfície.

Um dos primeiros produtos operacionais derivados de satélites foi denominado estimativa da temperatura da superfície do mar global operacional (*Global Operational SST Computation - GOSSTCOMP*) (Barton, 1995), produto desenvolvido pela *NOAA* usando os dados dos seus primeiros satélites. O instrumental básico era um radiômetro com dois canais, um na região do infravermelho do espectro eletromagnético e outro no espectro visível. A comparação entre medidas de navios e bóias mostrou uma acurácia de 2 K.

Durante 1983 e 1984, uma série de três reuniões científicas foram realizadas para comparar os diferentes métodos de estimativa da TST via sensoriamento remoto orbital. A comparação mostrou que, em condições de céu claro, a técnica utilizando dados no espectro infravermelho era superior àquelas que usavam dados no espectro do microondas (Barton, 1995). Embora o sensor na faixa de microondas possa ver através das nuvens, a acurácia de tais medidas é precária (maior que 2 K) e não permite um grande avanço em relação ao uso de valores climatológicos. A principal fonte de erro na técnica de microondas resulta da variação da emissividade da superfície devido à velocidade do vento, onde a temperatura representa um efeito de segunda ordem, além das limitações de engenharia na construção de sensores microondas de alta resolução.

Um grande avanço na medida da *TST* foi feito com o lançamento do primeiro *AVHRR* a bordo do satélite de órbita polar *TIROS-N*. Esse primeiro instrumento tinha um canal extra em 3,7 μm e permitiu que a técnica de absorção diferencial fosse utilizada para deduzir a correção da absorção do vapor de água na atmosfera. O uso dessa técnica foi restrito ao período da noite, devido ao fato do canal de ondas curtas receber influência da radiação solar refletida durante o dia. O *AVHRR* com 5 canais a bordo dos satélites meteorológicos *NOAA*, incluindo os chamados canais segmentados, ou janela separada (10,8 μm e 11,9 μm), permitiu a estimativa da *TST* durante o dia. Devido ao fato do canal 3,7 μm ser afetado por muito ruído, seu uso ficou bastante limitado e os canais do tipo janela separada tornaram-se referências para a estimativa da *TSM* durante os últimos 15 anos.

No passado, os satélites da série satélite meteorológico (*Meteorological Satellite – Meteosat*), satélite ambiental operacional geostacionário (*Geostationary Operational Environmental Satellite – GOES*), satélite meteorológico geostacionário (*Geostationary Meteorological Satellite – GMS*), e satélite indiano (*Indian Satellite – INSAT*) tinham um único canal infravermelho termal para medir a temperatura da superfície, que fornecia uma estimativa pobre da *TST*. Porém, os atuais satélites geostacionários incluem canais tipo janelas separadas centrados próximo a 11 μm e 12 μm . Assim, as análises técnicas desenvolvidas para os dados do *AVHRR* podem ser aplicadas para esses satélites (França e Carvalho, 2004).

Depois do *AVHRR*, um novo avanço nas técnicas de estimativa da *TST* por satélite foi o lançamento do radiômetro de varredura ao longo da trajetória (*Along Track Scanning Radiometer - ATSR*) a bordo do satélite *ERS-1*. Esse instrumento foi especificamente projetado para estimar a *TST* e, na época de seu lançamento em julho de 1991, era o estado da arte das técnicas de calibração e de baixo ruído de sinal nos detectores. Uma vantagem extra é o uso do sistema de varredura de dupla visada que permite corrigir a atmosfera usando dois caminhos óticos diferentes assim como sua capacidade multiespectral. Conjuntos de dados globais de *TST* derivados dos dados do *ATSR* estão disponíveis para a comunidade científica para o uso em aplicações climáticas.

Os mais recentes avanços instrumentais orbitais para estimativa da temperatura da superfície são o radiômetro *ASTER* e o espectrorradiômetro *MODIS* a bordo do satélite Terra do Sistema de Observação da Terra (*Earth Observing System - EOS*) *EOS-AMI* da *NOAA*, lançado em 18 de dezembro de 1999. Esses sensores possuem cinco canais dentro da janela atmosférica entre 8,0-12,0 μm (resolução espacial de 90 m, temporal de 16 dias) e 36 canais na banda espectral entre 0,4-14,4 μm (resolução espacial de 250 m a 1000 m, temporal de 2 dias), respectivamente. Adicionalmente, permitem a obtenção da emissividade da superfície continental. Entretanto, seus dados necessitam ser validados antes de serem amplamente aplicados nas diversas linhas de pesquisa.

Este trabalho tem como um de seus objetivos estimar a temperatura da superfície terrestre (*TST*) via sensoriamento remoto, utilizando dados do sensor *AVHRR* a bordo do satélite *NOAA-14*. A *TST* será estimada pelos algoritmos propostos por França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991), e seus resultados serão comparados com dados de campo e com as estimativas da *TST* obtida pelo modelo *SEBAL*, para fins de avaliação e possível refinamento do modelo em questão. Com propósito de atingir os objetivos especificados, as seguintes metas foram ser observadas:

- i) codificação dos algoritmos de estimativa da *TST*;
- ii) assimilação de dados e processamento das metodologias de estimativa da *TST*;
 - a. determinação da emissividade da superfície;
 - b. determinação dos coeficientes locais de correção atmosférica (coeficientes *A* e *B*);
- iii) validar e avaliar as estimativas da temperatura da superfície terrestre obtidas pelo modelo *SEBAL*, por França, Coll e Sobrino, para um possível refinamento do modelo *SEBAL*.

4.2. Metodologia

Para a inicialização e validação das metodologias de estimativa da temperatura da superfície terrestre, foram utilizados os dados de temperatura e emissividade da superfície, perfis verticais de pressão, temperatura e umidade relativa do ar por radiossondagens e dados micrometeorológicos obtidos durante o experimento de campo realizado em Dourados-MS.

4.2.1. Pré-processamento das imagens do satélite *NOAA-14*

4.2.1.1. Calibração radiométrica

Para a estimativa da *TST*, é necessário determinar as temperaturas de brilho dos canais 4 e 5 do sensor *AVHRR* do satélite *NOAA-14*, que correspondem aos intervalos de comprimento de onda de 10,5-11,5 μm e 11,5-12,5 μm , respectivamente. Por sua vez, a temperatura de brilho é uma função da radiância registrada pelo satélite. A correção radiométrica, ou calibração radiométrica, é o procedimento pelo qual a informação digital registrada pelo sensor do satélite é transformada em radiância. Os canais 4 e 5 do *AVHRR*, são calibrados por parâmetros orbitais determinados para cada cena baseado em duas fontes padrões de radiação, o espaço, com radiação próxima a zero, e um corpo negro a bordo do satélite, cuja temperatura é mantida aproximadamente igual a 288 K. A equação que transforma o número digital registrado pelo sensor em radiância, para um dado canal *j* centrado em um determinado número de onda ν , é dada pela expressão,

$$B_j(\nu) = S_j(\nu) DN + I_j(\nu) \quad (4.1)$$

onde:

$B_j(\nu)$ - radiância ($\text{mW}/\text{sr m}^2 \text{ cm}^{-1}$);

$S_j(\nu)$ – coeficiente angular da equação de calibração do canal *j* ($\text{mW}/\text{m}^2 \text{ sr cm}^{-1} \text{ count}$);

DN – número digital da imagem;

$I_j(\nu)$ – coeficiente linear da equação de calibração do canal *j* ($\text{mW}/\text{m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$).

Os coeficientes da equação de calibração contêm as informações relativas à função resposta do sensor em um determinado canal. Maiores detalhes a respeito desses coeficientes podem ser encontrados no guia do usuário sobre dados da órbita polar da *NOAA* (Kidwell, 1991).

Devido à falta de linearidade da resposta do sensor *AVHRR*, torna-se necessária a realização de correções das radiâncias obtidas pela Equação 4.1, da seguinte maneira:

$$B_j(\nu)_{corr} = A_j \cdot B_j(\nu) + B_j \cdot B_j(\nu)^2 + D_j \quad (4.2)$$

onde:

$B_j(\nu)_{corr}$ – radiância corrigida ($\text{mW}/\text{sr m}^2 \text{ cm}^{-1}$);

A_j , B_j e D_j – coeficientes de correção, para um determinado canal j , devido a falta de linearidade do sensor *AVHRR*.

Os coeficientes A_j , B_j e C_j , no caso do satélite *NOAA-14*, assumem valores iguais a 0,92378, 0,0003822 e 3,72, respectivamente, para o canal 4 do *AVHRR*. Para o canal 5, esses valores são iguais a 0,96194, 0,0001742 e 2,00, respectivamente. A conversão da radiância em temperatura de brilho para uma dada faixa de temperatura (265 a 320 K) é dada por

$$T_{bj} = 1,438833 \nu_j / \ln (1 + 1,1910659 \times 10^{-5} \nu_j^3 / B_j(\nu)_{corr}) \quad (4.3)$$

onde:

T_{bj} – temperatura de brilho do canal j ;

ν_j – número de onda do canal j ;

$B_j(\nu)_{corr}$ – radiância corrigida ($\text{mW}/\text{sr m}^2 \text{ cm}^{-1}$).

Maiores detalhes sobre a calibração radiométrica e a determinação da temperatura de brilho, inclusive sobre as tabelas com os coeficientes utilizados nessas expressões, podem ser encontrados na seção 1.4.10 do *NOAA Polar Orbiter Data User's Guide* (<http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/podug/html/c1/sec-1.410.html>) e em Kidwell (1991).

4.2.1.2. Mascaramento de nuvens

O mascaramento de nuvens tem como objetivo desconsiderar os píxeis contaminados por nuvens em uma imagem de satélite, uma vez que tal contaminação impossibilita a estimativa da temperatura da superfície via dados de sensoriamento remoto orbital. Neste estudo, serão aplicadas três técnicas de mascaramento de nuvens: *i*) técnica limiar bruto (*gross threshold*), que classifica o píxel como contaminado por nuvem se a temperatura de brilho do canal 5 for igual ou menor que 278 K; *ii*) técnica Q , que classifica o píxel como contaminado por nuvem se a razão entre as reflectâncias nas bandas do visível e do infravermelho próximo estiver entre 0,85 e 1,2; e *iii*) técnica $T_{b4} - T_{b5}$, que classifica o píxel como contaminado por nuvem se essa diferença for maior que 4,0 K. Assim, se pelas três técnicas, um determinado píxel for classificado como sem nuvem, ele será, então, considerado livre de nuvens. Entretanto, se apenas uma das técnicas detectar a presença de nuvens, o píxel da imagem será considerado como contaminado por nuvem (França e Cracknell, 1995).

4.2.2. Correção atmosférica: estimativa da temperatura da superfície terrestre

A correção atmosférica é necessária para eliminar a contaminação proveniente principalmente da absorção e emissão de radiação, causada pelos constituintes da atmosfera na radiação emitida pela superfície que alcança o sensor do satélite devido principalmente à absorção do vapor de água. A modelagem clássica usando dados *AVHRR* para obtenção da *TST* é baseada no uso da equação de transferência radiativa. Essa equação é aplicada aos canais *AVHRR* 4 e 5, cuja técnica é denominado janela separada devido basicamente à divisão da janela atmosférica entre 10-12 μ m em dois canais. Essa técnica representa o modelo físico para resolver a absorção diferencial nos canais do infravermelho termal usados em sensoriamento remoto. A forma mais geral da equação janela separada pode ser escrita como:

$$TST = T_{b4} + A (T_{b4} - T_{b5}) + B \quad (4.4)$$

onde:

TST - é a temperatura da superfície;

T_{b4} e T_{b5} - são as respectivas temperaturas de brilho dos canais 4 e 5 do *AVHRR*;

A e B - são os coeficientes determinados pelo efeito das condições atmosféricas e da emissividade da superfície.

A modelagem de correção atmosférica (janela separada) para os canais 4 e 5 do *AVHRR* assume:

- i) condições de céu claro (sem nuvens);
- ii) superfície Lambertiana (reflectância isotrópica);
- iii) atmosfera em equilíbrio termodinâmico local (temperatura uniforme e radiação isotrópica);
- iv) a emissividade e a transmitância dos canais 4 e 5 do *AVHRR* são aproximadamente independentes da temperatura.

Neste trabalho, serão usadas três metodologias de correção atmosférica (janela separada) para os canais 4 e 5 do *AVHRR-NOAA*, as de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991), conforme Figura 4.1.

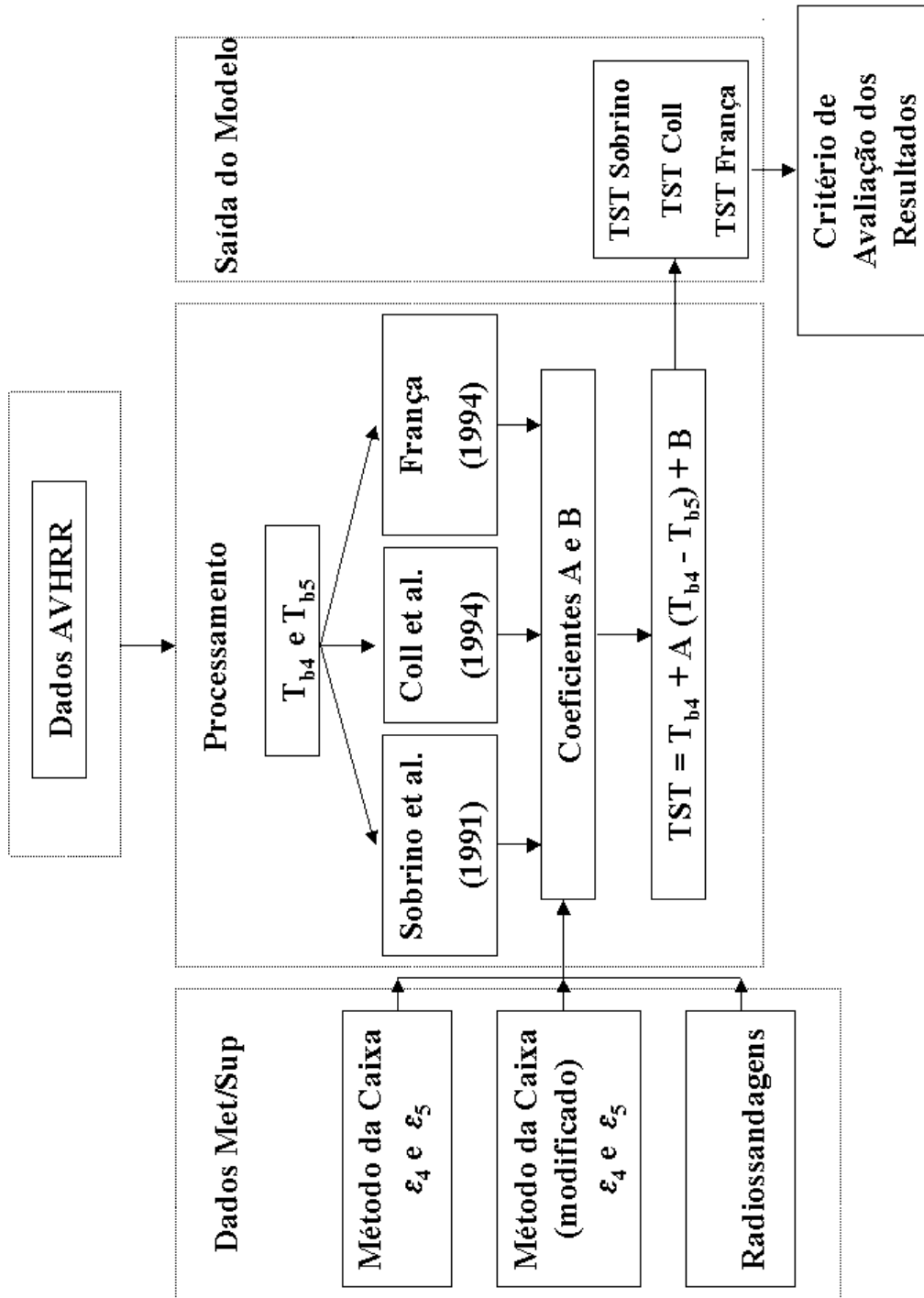


Figura 4.1 – Fluxograma da estimativa da temperatura da superfície

Segundo França (1994), os coeficientes A e B da Equação 4.4, podem ser descritos por:

$$A = (C_5 D_4 + D_4 D_5) / E \quad (4.5)$$

$$B = ((1 - \varepsilon_4) / \varepsilon_4) [1 - 2 (a_{1,4}(\theta)w + a_{2,4}(\theta)w^2)] L_4 ((D_5 C_4) / E) - ((1 - \varepsilon_5) / \varepsilon_5) [1 - 2 (a_{1,5}(\theta)w + a_{2,5}(\theta)w^2)] L_5 ((D_4 C_5) / E) \quad (4.6)$$

$$C_j = \varepsilon_j \tau_j \cos(\theta) \quad (4.7)$$

$$D_j = [a_{1,j}(\theta)w + a_{2,j}(\theta)w^2] [1 + 2(1 - \varepsilon_j) \tau_j (\theta) \cos(\theta)] \quad (4.8)$$

$$E = D_5 C_4 - D_4 C_5 \quad (4.9)$$

$$L_j = T_{bj} / n_j \quad (4.10)$$

$$\tau_j = 1 - [(a_{0,j}(\theta) + a_{1,j}(\theta)w(z) + a_{2,j}(\theta)w^2(z)) / \cos \theta] \quad (4.11)$$

onde:

w - é a quantidade total de vapor de água na coluna atmosférica (g/cm^2);

$a_{0,j}$, $a_{1,j}(\theta)$ e $a_{2,j}(\theta)$ - são os coeficientes de absorção para um dado estado da atmosfera;

θ - é o ângulo zenital do satélite;

ε_j - é a emissividade espectral da superfície nos canais 4 e 5 do AVHRR;

T_j - temperatura de brilho registrada pelo sensor do satélite;

n_j - constante que assume valores iguais a 4,51921 e 4,12636 para os canais 4 e 5 do AVHRR, respectivamente, para o intervalo de temperatura entre 280 e 320 K;

τ_j - é transmitância da atmosfera nos canais 4 e 5 do AVHRR.

Coll et al. (1994a) sugerem as seguintes formulações para os coeficientes A e B , como segue:

$$A = [1 - \tau_4(\theta)] / [\tau_4(\theta) - \tau_5(\theta)] \quad (4.12)$$

$$B = ((1 - \varepsilon_4) / \varepsilon_4) b_4 + A \tau_5(\theta) [(((1 - \varepsilon_4) / \varepsilon_4) b_4) - (((1 - \varepsilon_5) / \varepsilon_5) b_5)] \quad (4.13)$$

em que b_4 e b_5 são dados pela seguinte equação:

$$b_j = (T_{bj}/n_j) + \gamma_j ((n_j - 1/n_j) T_{bj}) - T_{aj} [1 - \tau_j(0)] \quad (4.14)$$

onde:

$\tau_4(\theta)$ e $\tau_5(\theta)$ – transmitância da atmosfera nos canais 4 e 5 do AVHRR, em função do ângulo zenital do satélite;

ε_4 e ε_5 - emissividade espectral da superfície nos canais 4 e 5 do AVHRR;

T_{bj} – temperatura de brilho do canal j ;

γ_j – é constante e igual a 1,6;

n_j – é igual a 4,51921 e 4,12636 para os canais 4 e 5 respectivamente;

T_{aj} – temperatura média da atmosfera (K);

$\tau_j(0)$ – transmitância da atmosfera no nadir.

Sobrino et al. (1991) propuseram uma formulação para os coeficientes janelas separadas A e B , como segue:

$$A = (\alpha_5 \beta_4 + \beta_4 \beta_5 w) / (\alpha_4 \beta_5 - \alpha_5 \beta_4) \quad (4.15)$$

$$B = ((1 - \varepsilon_4) / \varepsilon_4) (\alpha_4 \beta_5 / (\alpha_4 \beta_5 - \alpha_5 \beta_4)) (1 - 2k_4 w) L_4 - ((1 - \varepsilon_5) / \varepsilon_5) (\alpha_5 \beta_4 / (\alpha_4 \beta_5 - \alpha_5 \beta_4)) (1 - 2k_5 w) L_5 \quad (4.16)$$

$$\alpha_j = \varepsilon_j \tau_j \cos(\theta) \quad (4.17)$$

$$\beta_j = k_j [1 + 2\tau_j (1 - \varepsilon_j) \cos(\theta)] \quad (4.18)$$

$$L_j = T_j / n_j \quad (4.19)$$

onde:

w – é a quantidade total de vapor de água na coluna da atmosfera (g/cm^2);

k_j – coeficiente de absorção da atmosfera no canal j ;

n_j – é igual a 4,51921 e 4,12636 para os canais 4 e 5 do AVHRR, respectivamente;

τ_j – transmitância da atmosfera no canal j .

A emissividade da superfície nos canais 4 e 5 do sensor *AVHRR*, foi obtida em campo pelo método da caixa descrito na seção 3.2.3. Os dados de radiossondagens, obtidos durante o experimento de Dourados, foram utilizados nas modelagens de França, Coll e Sobrino, para a determinação da quantidade total de vapor de água presente na atmosfera e de sua transmitância, através do código de transferência radiativa *LOWTRAN-7* (Kneizys, 1988).

Devido as suas características, o *LOWTRAN-7* tem sido muito utilizado em pesquisas para determinar a transmitância atmosférica nos algoritmos de obtenção da *TSM* e *TST* (Sobrino et al., 1996; França, 1994; Kerr et al., 1992; Otlé e Madjar, 1992; Sobrino et al., 1991; Becker e Li, 1990).

O *LOWTRAN* foi desenvolvido em conjunto pelo Laboratório Geofísico da Força Aérea e pelos Laboratórios Cambridge da Força Aérea (*Air Force Geophysics Laboratory* e *Air Force Cambridge Laboratories*) com o objetivo de atender as necessidades de uma larga variedade de problemas existentes relativos às ciências atmosféricas. Ele é capaz de fazer cálculos de baixa e moderada resolução espectral com rapidez, o que o torna ideal para ser usado com medidas de imageadores, radiômetros com largas bandas espectrais e espectrômetros de baixa resolução.

4.2.3. Medida da emissividade da superfície

A emissividade da superfície foi, inicialmente, obtida pelo método da caixa, conforme descrito por Nerry et al. (1990) e denominado, neste estudo, por método da caixa original. No entanto, foram detectados valores não esperados com relação aos resultados obtidos. Por esse motivo, neste trabalho, foi sugerida uma modificação do método em questão, descrita na seção 3.2.3.2, denominada método da caixa modificado.

4.2.3.1. Método da caixa original

O método da caixa, proposto originalmente por Buettner e Kern (1965) e Dona (1969), citado por Nerry et al. (1990) e modificado por Nerry et al. (1990), foi empregado para a determinação da emissividade da cultura estudada durante experimento realizado em Dourados-MS. Esse método visa resolver dois problemas fundamentais encontrados nas medidas da emissividade na banda do infravermelho

termal: *i*) evitar a medida direta da temperatura da superfície emissora (T_s) e *ii*) controlar a radiação do ambiente.

O método compreende a utilização de um conjunto de equipamentos, destacando-se: *i*) Radiômetro infravermelho termal *CE312* de fabricação francesa (Figura 2.8, Capítulo 2), com quatro bandas espectrais (canal 1: 8 – 14 μm ; canal 2: 11,5 – 12,5 μm ; canal 3: 10,5 – 11,5 μm ; canal 4: 8,2 – 9,2 μm); *ii*) uma caixa de 0,5 m x 1,5 m (Figura 2.8, Capítulo 2), sem fundo nem topo, ou seja, possuindo apenas paredes laterais, envolvida externamente por material isolante e internamente constituída de paredes de alumínio polido. A caixa possui duas tampas móveis, a primeira de paredes internas também de alumínio polido (tampa espelhada) e a segunda de um material pintado de preto (tampa preta, Figura 2.9, Capítulo 2), sendo que externamente as duas são envolvidas pelo mesmo material isolante do restante da caixa. A tampa preta possui uma resistência elétrica, controlada por um termostato, situada entre o material pintado de preto e a cobertura externa isolante, além de quatro fios termopares, ligados a um armazenador de dados (*dataloger*), distribuídos e em contato com a superfície negra que será aquecida em uma das etapas da operação. Os termopares indicam a temperatura interna da tampa preta, enquanto esta é aquecida. As duas tampas (preta e espelhada) possuem um orifício circular em seu centro para o encaixe do radiômetro.

A metodologia consiste em se cobrir uma amostra da cultura com a caixa de paredes laterais, colocando primeiramente a tampa espelhada em seu topo e encaixando o radiômetro no orifício da mesma (Figura 4.2), e, após uma seqüência de medidas, fazer o mesmo com a tampa preta (Figura 4.3). Nos dois casos, o radiômetro mede a radiação para cima, nos seus quatro canais espectrais. No caso 1, porém, o topo da caixa se comporta como um perfeito reflector, $\varepsilon_{paredes/topo} = 0$, (medida *M1*). Já no caso 2, o topo é um perfeito emissor, $\varepsilon_{topo} = 1$, (medida *M2*).

Nas duas situações acima, o sistema é considerado ideal e equivalente a duas superfícies paralelas. No caso 1, uma cavidade fechada é simulada com paredes internas a uma temperatura uniforme T_s , que corresponde a temperatura da amostra da cultura coberta pela caixa. No caso 2, duas superfícies emissoras estão a diferentes temperaturas T_c e T_s , que correspondem a temperatura da tampa preta e da amostra, respectivamente. Usando a lei de Kirchhoff, $\varepsilon = 1 - \rho$, que apenas é válida para corpos opacos, temos:

$$MI = \varepsilon_{sup} N(T_s) + (1 - \varepsilon_{sup}) N(T_s) = N(T_s) \quad (4.20)$$

$$M2 = \varepsilon_{sup} N(T_s) + (1 - \varepsilon_{sup}) N(T_c) \quad (4.21)$$

$N(T)$ é a radiância efetivamente medida pelo radiômetro, sendo que T assume valores iguais a T_s e T_c . Por sua vez, $T_s(MI)$ é igual a temperatura de brilho do canal considerado, uma vez que $MI = N(T_s)$. T_c é a média das temperaturas registradas pelos termopares fixados na tampa preta aquecida. $N(T)$ é dada por:

$$N(T) = \int_{\lambda_2}^{\lambda_1} L_{\lambda}^o(T) f(\lambda) d\lambda \quad (4.22)$$

onde:

$L_{\lambda}^o(T)$ – é a função espectral de Planck;

$f(\lambda)$ – função espectral de transferência do radiômetro.

Assim, a emissividade da superfície é dada por

$$\varepsilon_{sup} = [N(T_c) - M2] / [N(T_c) - MI] \quad (4.23)$$

Um ponto importante é que o estado radiativo da amostra deve ser exatamente o mesmo durante as duas medidas MI e $M2$. Na Figura 4.2, a componente 1 é a emissão da superfície de soja ($\varepsilon_{sup} N(T_s)$), isoladamente. A componente 2 é a emissão da superfície que sofre múltiplas reflexões pelas paredes internas, de alumínio polido, da caixa até ser refletida, em parte, pela própria superfície de soja ($(1-\varepsilon_{sup}) \cdot N(T_s)$). Na Figura 4.3, a componente 1 é a emissão da superfície de soja ($\varepsilon_{sup} N(T_s)$), isoladamente. A componente 2 é a emissão da superfície de soja que vai em direção às paredes da tampa aquecida, sendo totalmente absorvida. A componente 3 é a emissão da tampa preta aquecida refletida em parte pela superfície de soja, que em seguida sofre múltiplas reflexões pelas paredes internas, de alumínio polido, da caixa ($(1-\varepsilon_{sup}) N(T_c)$).

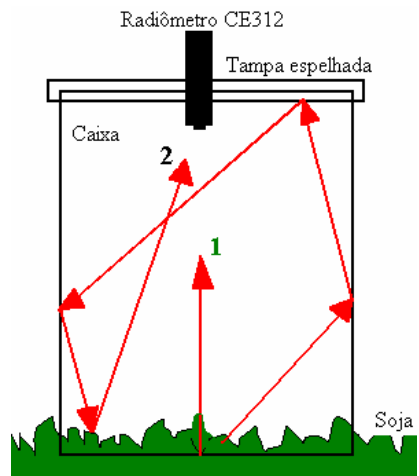


Figura 4.2 – Medida com tampa espelhada (*M1*).

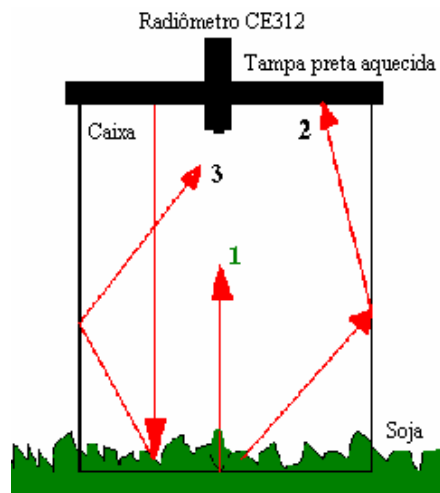


Figura 4.3 – Medida com tampa preta aquecida (*M2*).

4.2.3.2. Método da caixa modificado

O método da caixa modificado utiliza as medidas da caixa com a tampa espelhada e radiômetro ($MI = N(T_s)$) e as medidas do radiômetro montado sobre um cavalete acima da superfície de soja ($M'3$), conforme Figura 4.4. A emissividade da superfície, neste caso, é a razão entre a medida $M'3$ e MI , conforme as equações a seguir

$$M'3 = \varepsilon_{sup} N(T_s) + (1 - \varepsilon_{sup}) N(T_{ar}) \quad (4.24)$$

mas será considerado que $(1 - \varepsilon_{sup}) N(T_{ar}) = 0$, ou seja, a porção descendente da emissão da atmosfera é totalmente absorvida pela superfície. Assim,

$$M'3 = \varepsilon_{sup} N(T_s) \quad (4.25)$$

e

$$\varepsilon_{sup} = M'3/N(T_s) = M'3/MI \quad (4.26)$$

onde:

T_s – temperatura da superfície;

T_{ar} – temperatura do ar ou da atmosfera.

Na Figura 4.4, a componente 2 é a emissão da atmosfera que é refletida em parte, pela superfície de soja ($(1 - \varepsilon_{sup}) N(T_{ar})$).

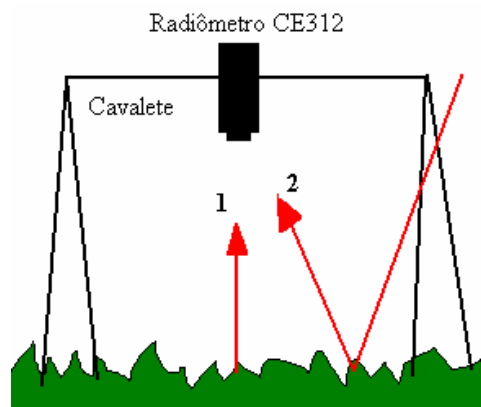


Figura 4.4 – Medida com radiômetro *CE312* no cavalete ($M'3$). A componente 1 é a emissão da superfície de soja ($\varepsilon_{sup} N(T_s)$), isoladamente.

4.2.4. Validação das metodologias de estimativa da temperatura da superfície terrestre

As estimativas da *TST* obtidas pelas metodologias do modelo *SEBAL*, França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991), serão comparadas às medidas coletadas durante o experimento de Dourados. A temperatura da superfície, no campo, foi considerada igual a temperatura de brilho do canal 3 do radiômetro *CE312*, obtida durante as medidas *MI*. Esse canal corresponde ao canal 4 do sensor *AVHRR* do satélite *NOAA-14*. Como foi visto na seção 3.2.3., as medidas *MI* foram realizadas pelo conjunto caixa, tampa espelhada e radiômetro sobre uma amostra da superfície composta por solo coberto pela cultura de soja. Nesse caso, mediu-se a emissão de um corpo negro a mesma temperatura da superfície. Devido a pequena distância entre a superfície emissora e o radiômetro, os efeitos da atmosfera puderam ser desconsiderados. Por segurança, optou-se pela temperatura de brilho do canal 3, por esse ser menos influenciado pelos efeitos da absorção do vapor de água presente na atmosfera do que o canal 2.

Com relação aos píxeis de interesse das imagens do satélite *NOAA-14*, obtidas durante o experimento de Dourados, foi considerada uma matriz de 3 x 3 píxeis como área de estudo. A área total da plantação de soja da Fazenda Azulão, onde o experimento foi realizado, correspondia aos píxeis 1, 4 e 5. Os demais píxeis correspondiam a campos de soja de fazendas adjacentes (ver Figura 2.3 do Capítulo 2). O píxel central (píxel 5) da matriz correspondia ao local de instalação da torre micrometeorológica. No entanto, em alguns casos analisados o píxel 5 foi classificado como contaminado por nuvens. Por esse motivo o píxel 4 será considerado, nesses casos, como o píxel central.

4.3. Resultados e Discussão

Nas próximas seções, serão apresentados os resultados da medida da emissividade da superfície pelo método da caixa original e modificado, da estimativa da *TST* obtidas pelas metodologias do modelo *SEBAL*, França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et. al. (1991).

4.3.1. Medida da emissividade da superfície nos canais 4 e 5 do sensor *AVHRR* – Método da caixa original

Na literatura, são encontradas diversas citações a respeito dos valores de emissividade para diferentes tipos de superfícies. Kogan (1985) menciona valores entre 0,92 e 0,98 para emissividade de solos do tipo latossolo roxo e vermelho para o intervalo de comprimento de onda entre 8 e 13 μm . Para coberturas vegetais de esparsas a totalmente cobertas, entre 10,8 e 11,3 μm , são mencionados valores entre 0,92 e 0,99 (Snyder et al., 1998). Nerry et al. (1990) citam que, para áreas cultivadas, os valores de emissividade podem variar entre 0,95 e 0,98, dentro do intervalo de comprimento de onda de 10,3 e 12,5 μm . A Tabela 4.1 apresenta valores de emissividade encontrados na literatura para superfícies de solo nu e vegetadas.

Na Tabela 4.2, são apresentados os resultados das medidas da emissividade da superfície de soja em Dourados, obtidos pelo método da caixa. A emissividade da superfície medida pelo método da caixa apresentou valores entre 0,6147 e 0,9619, com valor médio igual a 0,9062, para o canal 3 do radiômetro *CE312*, que corresponde ao canal 4 do sensor *AVHRR*. Para o canal 2, correspondente ao canal 5 do sensor *AVHRR*, as emissividades variaram entre 0,6596 e 0,9732, com média igual a 0,9092. De um total de 21 medidas, 5 apresentaram resultados dentro da faixa de valores esperados para o tipo de superfície em questão (0,95 a 0,98, para áreas cultivadas, Nerry et. al., 1990); 12 apresentaram valores adequados para coberturas vegetais de esparsas a totalmente cobertas (entre 0,92 a 0,99, Snyder et al., 1998), e 9 estão totalmente fora de qualquer valor citado na literatura para solos e superfícies vegetadas (valores entre 0,61 e 0,91). Vale ressaltar que a superfície do campo experimental era composta por solo do tipo latossolo vermelho coberto por uma cultura de soja em estágio de crescimento vegetativo.

A seguir, serão analisados os dados registrados durante as medições realizadas para a obtenção da emissividade da superfície pelo método da caixa. A intenção é avaliar o comportamento dessas medidas para detecção de possíveis causas de um funcionamento não ideal da caixa e de seus aparatos, que possam ter gerado medidas incertas.

Tabela 4.1 – Valores de emissividade de superfícies agricultáveis presentes na literatura.

Superfície	Emissividade	Referência
Latossolo roxo	0,92-0,98 (8-13 μm)	Kogan, 1985
Latossolo vermelho	0,92-0,98 (8-13 μm)	Kogan, 1985
Solos agricultáveis	0,962 (10,6 μm)	Nerry et al., 1988
Solo nu orgânico	0,96-0,986 (10,8-11,3 μm)	Snyder et al., 1998
Solo nu orgânico	0,965-0,991 (10,8-12,3 μm)	Snyder et al., 1998
Diferentes solos	0,95 (10,3-11,3 μm)	Salisbury, citado por Sobrino et al., 2001
Diferentes solos	0,96 (11,5-12,5 μm)	Salisbury, citado por Sobrino et al., 2001
Diferentes solos	0,946-987 (10,3-11,3 μm)	Caselles et al., 1997
Diferentes solos	0,961-982 (11,5-12,5 μm)	Caselles et al., 1997
Gramma	0,97 (8-13 μm)	Fuchs e Tanner, 1966
Folhagem (laranja)	0,99 (8-14 μm)	Kogan, 1985
Gramma muito curta	0,979 (8-14 μm)	Labeled e Stoll, 1991
Gramado (15 cm)	0,983 (8-14 μm)	Labeled e Stoll, 1991
Coberturas vegetais de esparsas a totalmente cobertas	0,924-0,995 (10,8-11,3 μm)	Snyder et al., 1998
Coberturas vegetais de esparsas a totalmente cobertas	0,932-0,996 (10,8-12,3 μm)	Snyder et al., 1998
Diferentes coberturas vegetais	0,985 (10,3-11,3 μm)	Salisbury, citado por Sobrino et al., 2001
Diferentes coberturas vegetais	0,985 (11,5-12,5 μm)	Salisbury, citado por Sobrino et al., 2001
Áreas cultivadas	0,959-0,973 (10,3-11,3 μm)	Nerry et al., 1990
Áreas cultivadas	0,962-0,983 (11,5-12,5 μm)	Nerry et al., 1990

Tabela 4.2 – Emissividade da superfície, nos canais 4 e 5 do sensor *AVHRR*, obtida pelo método da caixa em Dourados.

Dia	Hora	$\varepsilon_4 = f(M1,M2,M3)$	$\varepsilon_5 = f(M1,M2,M3)$
6	17:57	0,9573	0,9596
8	15:49	0,9342	0,9382
10	09:19	0,9617	0,9505
12	10:10	0,9459	0,9497
13	11:29	0,9133	0,8927
13	12:05	0,9422	0,9406
13	12:42	0,9335	0,9448
15	03:34	0,9340	0,9345
15	16:02	0,9305	0,9496
16	03:13	0,8791	0,8841
16	04:58	0,9617	0,9537
16	14:05	0,8573	0,8537
16	15:04	0,8684	0,8793
16	17:30	0,8449	0,8588
17	04:37	0,9502	0,9526
17	05:43	0,8984	0,8954
17	17:03	0,9250	0,9047
17	18:37	0,8819	0,8845
18	04:30	0,9337	0,9333
18	06:40	0,9619	0,9732
18	15:22	0,6147	0,6596
Média		0,9062	0,9092
Mínimo		0,6147	0,6596
Máximo		0,9619	0,9732

4.3.1.1. Análise dos dados utilizados pelo método da caixa original

O método da caixa para determinação da emissividade da superfície estabelece que:

- i) $M1$ é função da temperatura de brilho (T_b) registrada em cada canal pelo radiômetro durante o procedimento, que por sua vez é igual a temperatura da superfície (T_s), ou seja, $M1 = N(T_b(M1)) = \epsilon_{sup} \cdot N(T_s(M1)) + (1 - \epsilon_{sup}) \cdot N(T_s(M1)) = N(T_s(M1))$ e conseqüentemente $T_{b2}(M1) = T_{b3}(M1) = T_s(M1)$, onde $T_s(M1)$ é a temperatura da superfície e $N(T)$ é radiância emitida em uma determinada temperatura T ;
- ii) As temperaturas registradas pelos termopares são representativas da temperatura da superfície e, portanto, iguais às temperaturas de brilho registradas pelo radiômetro durante as medições $M1$;
- iii) $M2$ é função da temperatura de brilho (T_b) registrada em cada canal pelo radiômetro durante o procedimento, que por sua vez é uma combinação das temperaturas da superfície (T_s) e da caixa aquecida (T_c), ou seja, $M2 = N(T_b(M2)) = \epsilon_{sup} \cdot N(T_s(M2)) + (1 - \epsilon_{sup}) \cdot N(T_c(M2))$. Portanto, $M2$ é maior que $M1$, visto que os únicos termos diferentes entre essas medidas são $[(1 - \epsilon_{sup}) \cdot N(T_c(M2))]$ e $[(1 - \epsilon_{sup}) \cdot N(T_s(M1))]$, sendo que $T_c(M2)$ é maior que $T_s(M1)$;
- iv) O estado radiativo da amostra deve ser o mesmo para as duas medidas $M1$ e $M2$, ou seja, $N(T_s(M1)) = N(T_s(M2))$. Conseqüentemente, $T_s(M1) = T_s(M2)$, onde T_s é a temperatura da amostra ou da superfície de soja.

Para fins de avaliação das medidas $M1$ e $M2$, as suposições de i a v serão analisadas e suas validades verificadas. Na Tabela 4.3 são apresentados os dados obtidos durante as medidas $M1$ para os canais 2 e 3 do radiômetro *CE312*. Por essa tabela observa-se que, em média, a diferença em valores absolutos entre as temperaturas de brilho dos canais 2 e 3 é igual a 0,10°C. A menor e a maior diferença obtidas entre T_{b2} e T_{b3} foram, em módulo, respectivamente iguais a 0,01°C e 0,28°C. Pela Figura 4.5 tem-se que as diferenças entre T_{b2} e T_{b3} são inferiores a $\pm 0,3^\circ\text{C}$. O coeficiente de correlação entre essas temperaturas apresentou valor igual a 0,9995, o que indica

valores praticamente idênticos dessas duas grandezas durante as medidas MI (Figura 4.6). Portanto, pode-se considerar que $T_{b2}(MI)$ é igual a $T_{b3}(MI)$, ou seja, a suposição i é válida.

Tabela 4.3 – Dados obtidos durante as medições MI , em Dourados-MS, para os canais 2 e 3 do radiômetro $CE312$ (correspondentes aos canais 5 e 4 do $AVHRR$).

Dia	Hora	Tb2(M1)	N(Tb2,M1)	Tb3(M1)	N(Tb3,M1)	 Tb2-Tb3
		(°C)	mW/m ² sr	(°C)	mW/m ² sr	(°C)
6	17:57	27,29	129,03	27,32	112,49	0,03
8	15:49	30,03	133,88	30,01	117,07	0,02
10	09:19	25,67	126,20	25,48	109,40	0,19
12	10:10	28,48	131,12	28,41	114,33	0,07
13	11:29	28,13	130,50	28,35	114,23	0,22
13	12:05	28,47	131,10	28,49	114,46	0,02
13	12:42	29,14	132,29	29,32	115,89	0,18
15	03:34	19,41	115,60	19,42	99,59	0,01
15	16:02	34,47	141,95	34,54	125,05	0,07
16	03:13	20,38	117,21	20,46	101,24	0,08
16	04:58	20,98	118,21	21,08	102,22	0,10
16	14:05	40,23	152,77	40,18	135,38	0,05
16	15:04	37,43	147,45	37,44	130,30	0,01
16	17:30	31,84	137,14	31,77	120,14	0,07
17	04:37	21,24	118,65	21,17	102,37	0,07
17	05:43	23,28	122,09	23,52	106,17	0,24
17	17:03	36,57	145,84	36,54	128,66	0,03
17	18:37	29,08	132,19	29,06	115,44	0,02
18	04:30	23,55	122,55	23,52	106,17	0,03
18	06:40	30,70	135,08	30,43	117,80	0,27
18	15:22	34,85	142,64	35,13	126,10	0,28
Média		28,63	131,59	28,65	114,98	0,10
Mínimo		19,41	115,60	19,42	99,59	0,01
Máximo		40,23	152,77	40,18	135,38	0,28

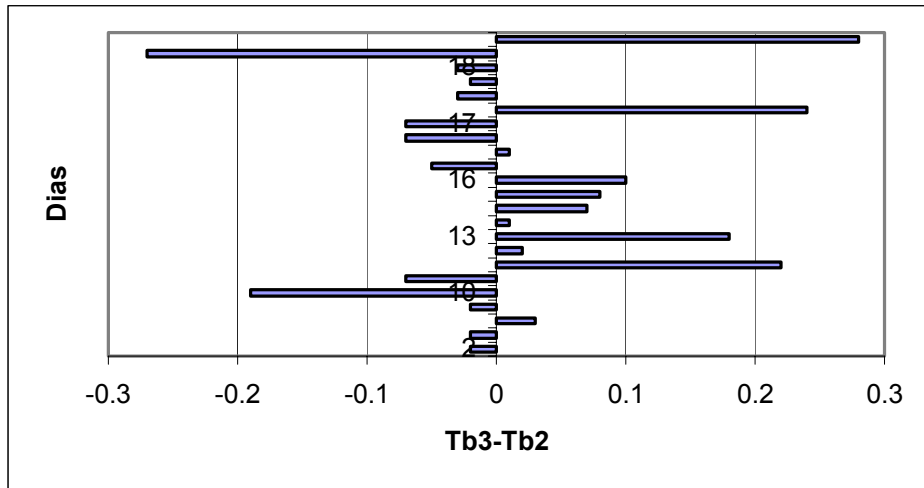


Figura 4.5 – Diferença entre as temperatura de brilho dos canais 2 e 3 registradas pelo radiômetro *CE312* durante as medidas *MI*.

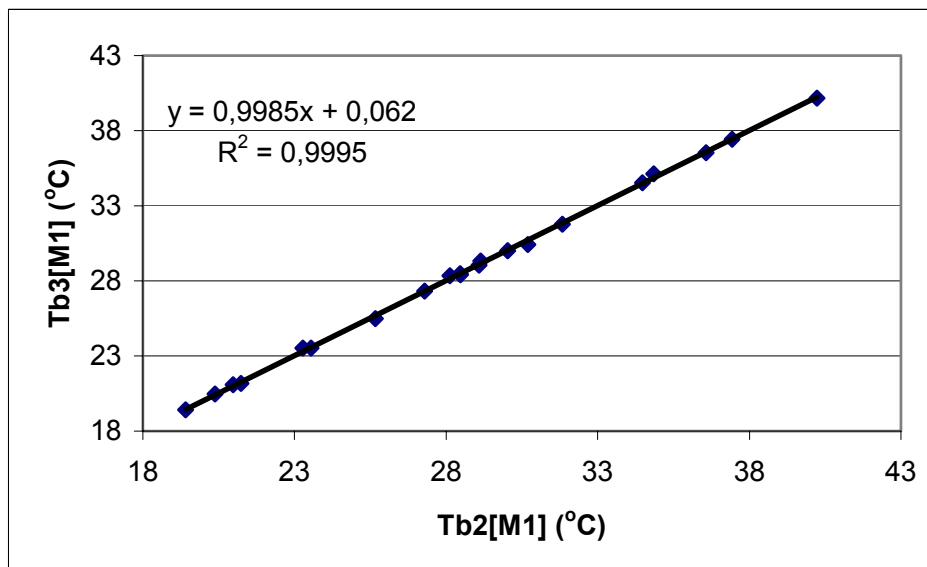


Figura 4.6 – Correlação entre as temperatura de brilho dos canais 2 e 3 registradas pelo radiômetro *CE312* durante as medidas *MI*.

As diferenças médias, em módulo, entre as temperaturas de brilho T_{b2} , T_{b3} e a temperatura da superfície medida por termopares são em ambos os casos iguais a $1,55^{\circ}\text{C}$ (Tabela 4.4). A princípio, as temperaturas T_{b2} , T_{b3} e dos termopares deveriam ser iguais, uma vez que praticamente não existe atmosfera entre a superfície e o radiômetro *CE312*. Entretanto, pela Tabela 4.4 e pela Figura 4.7, pode-se observar que as temperaturas obtidas pelos termopares são, em sua maioria, diferentes de T_{b2} e T_{b3} . Em 15 casos, as diferenças são superiores a $0,5^{\circ}\text{C}$ e, em 12 desses 15 casos superiores a 1°C . O coeficiente de correlação entre a temperatura do termopar e T_{b2} e T_{b3} , foi respectivamente igual a 0,8157 e 0,8172 (Figuras 4.8 e 4.9). Esses resultados indicam que a temperatura dos termopares apresentou comportamento diferente das temperaturas de brilho T_{b2} e T_{b3} durante as medidas *MI* (Figura 4.6). Esse comportamento pode ser explicado pelo fato do conjunto de termopares não ser capaz de registrar a temperatura da superfície de forma realista, uma vez que tais registros são uma média de valores pontuais distribuídos pelo dossel da cultura. Por outro lado, o radiômetro enxerga a superfície em toda a sua composição, sendo capaz de registrar temperaturas de todo o conjunto (solo e cultura) de forma bastante realista. Esses resultados demonstram que as temperaturas registradas pelos termopares não são adequadas para representar a temperatura da superfície, ou seja, a suposição *ii* não é válida. Desta forma, será considerado como temperatura da superfície aquela medida pelo radiômetro *CE312* durante o processo de medida *MI*.

Tabela 4.4 – Diferença entre as temperaturas de brilho dos canais 2 e 3 do radiômetro CE312 (correspondentes aos canais 5 e 4 do AVHRR) e dos termopares, obtidas durante as medições MI, em Dourados-MS

Dia	Hora	Ts(Termo,M1)	 Tb2 –Ts 	 Tb3-Ts
		(°C)	(°C)	(°C)
6	17:57	28,75	1,46	1,43
8	15:49	28,75	1,28	1,26
10	09:19	24,82	0,85	0,66
12	10:10	26,88	1,60	1,53
13	11:29	27,45	0,68	0,90
13	12:05	28,67	0,20	0,18
13	12:42	29,04	0,10	0,28
15	03:34	19,02	0,39	0,40
15	16:02	24,02	10,45	10,52
16	03:13	21,42	1,04	0,96
16	04:58	21,24	0,26	0,16
16	14:05	37,85	2,38	2,33
16	15:04	37,38	0,05	0,06
16	17:30	30,22	1,62	1,55
17	04:37	20,04	1,20	1,13
17	05:43	22,08	1,20	1,44
17	17:03	36,33	0,24	0,21
17	18:37	30,42	1,34	1,36
18	04:30	21,74	1,81	1,78
18	06:40	31,26	0,56	0,83
18	15:22	38,64	3,79	3,51
Média		27,91	1,55	1,55
Mínimo		19,02	0,05	0,06
Máximo		38,64	10,45	10,52

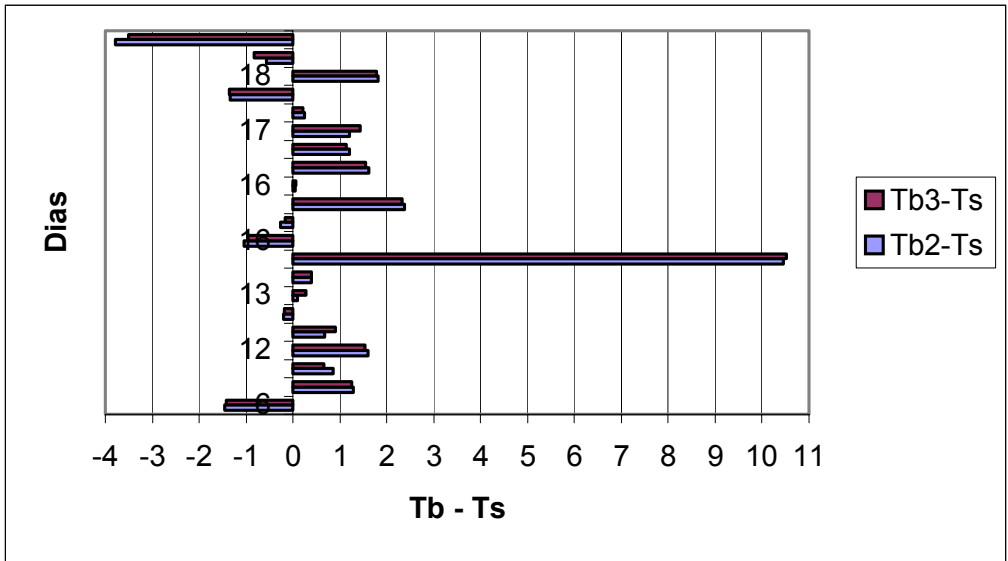


Figura 4.7 – Diferença entre as temperaturas de brilho dos canais 2 e 3 registradas pelo radiômetro *CE312* e as temperaturas da superfície medidas pelos termopares durante as medidas *MI*.

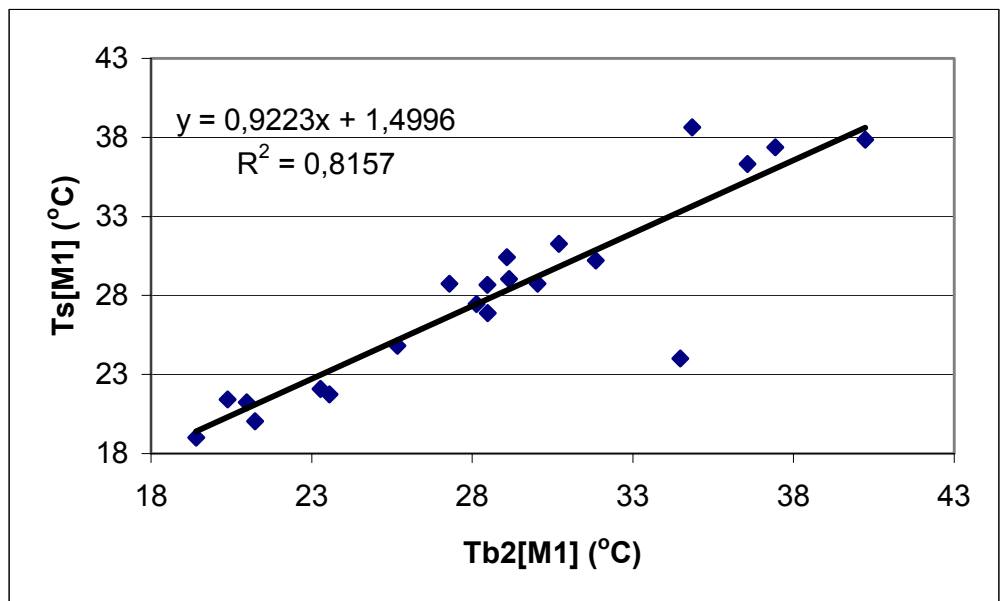


Figura 4.8 – Correlação entre a temperatura de brilho do canal 2 registradas pelo radiômetro *CE312* e a temperatura da superfície medidas pelos termopares durante as medidas *MI*.

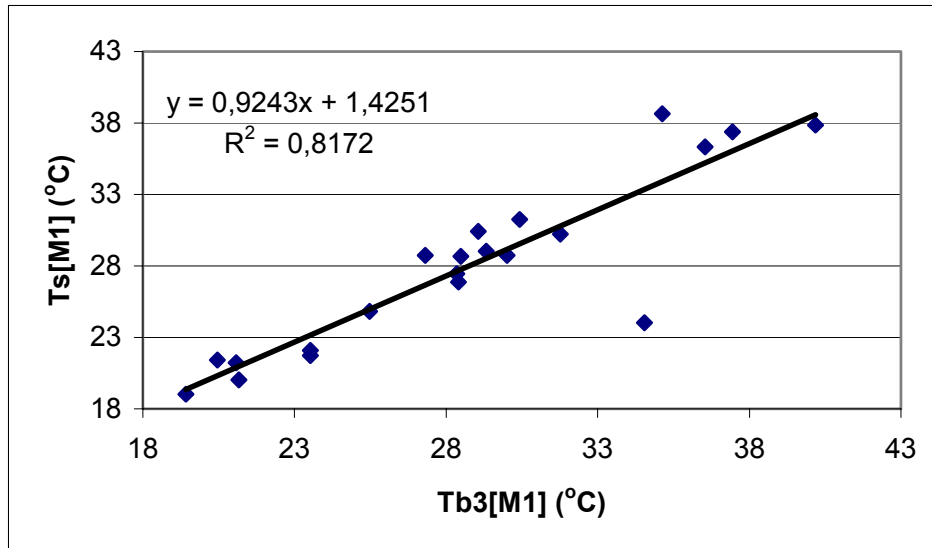


Figura 4.9 – Correlação entre a temperatura de brilho do canal 3 registradas pelo radiômetro *CE312* e a temperatura da superfície medidas pelos termopares durante as medidas *M1*.

Pelas Tabelas 4.4, 4.5 e 4.6 observa-se que as medidas *M2* apresentam magnitudes maiores que as medidas *M1*. Para o conjunto de medidas realizadas, $N(T_{b2}(M1))$ e $N(T_{b2}(M2))$ assumem valores médios iguais a 131,59 $\text{mW/m}^2.\text{sr}$ e 135,27 $\text{mW/m}^2.\text{sr}$, respectivamente. Esse comportamento também pode ser observado para $N(T_{b3}(M1))$ e $N(T_{b3}(M2))$, que apresentam valores médios iguais a 114,98 $\text{mW/m}^2.\text{sr}$ e 118,58 $\text{mW/m}^2.\text{sr}$, respectivamente. Assim, as medidas *M2*, em média, são maiores que as medidas *M1*. As Figuras 4.10 e 4.11 atestam que as radiâncias medidas pelo radiômetro *CE312* durante as medições realizadas com tampa preta aquecida (*M2*) são sempre superiores às realizadas com a tampa espelhada (*M1*), ou seja, a suposição *iii* é válida.

Tabela 4.5 – Dados obtidos em Dourados durante as medições M2 para o canal 2 do radiômetro CE312 (correspondente ao canal 5 do AVHRR).

Dia	Hora	Tb2(M2)	N(Tb2,M2)	Tc(Termo,M2)	N(Tc,M2,C2)
		(°C)	mW/m ² sr	(°C)	mW/m ² sr
6	17:57	28,30	130,81	50,47	173,02
8	15:49	31,75	136,98	55,76	183,98
10	09:19	27,18	128,84	53,54	179,34
12	10:10	30,04	133,90	56,83	186,24
13	11:29	31,51	136,54	57,08	186,77
13	12:05	29,79	133,45	49,29	170,63
13	12:42	30,99	135,61	59,65	192,25
15	03:34	21,44	118,99	47,44	166,90
15	16:02	35,10	143,11	46,52	165,06
16	03:13	23,76	122,92	46,18	164,38
16	04:58	22,27	120,39	46,53	165,08
16	14:05	44,47	161,00	67,30	209,03
16	15:04	40,55	153,39	61,65	196,57
16	17:30	33,72	140,57	44,68	161,42
17	04:37	23,49	122,46	62,72	198,91
17	05:43	27,71	129,77	61,13	195,45
17	17:03	37,84	148,23	49,41	170,87
17	18:37	31,38	136,31	47,92	167,86
18	04:30	26,09	126,94	57,72	188,13
18	06:40	31,55	136,62	59,62	192,19
18	15:22	35,52	143,89	36,81	146,30
Média		30,69	135,27	53,25	179,07
Mínimo		21,44	118,99	36,81	146,30
Máximo		44,47	161,00	67,30	209,03

Tabela 4.6 – Dados obtidos em Dourados durante as medições M2 para o canal 3 do radiômetro CE312 (correspondente ao canal 4 do AVHRR).

Dia	Hora	Tb3(M2)	N(Tb3,M2)	Tc(Termo,M2)	N(Tc,M2,C3)
		(°C)	mW/m ² sr	(°C)	mW/m ² sr
6	17:57	28,40	114,32	50,47	155,42
8	15:49	31,87	120,32	55,76	166,31
10	09:19	26,68	111,41	53,54	161,69
12	10:10	30,12	117,27	56,83	168,56
13	11:29	31,11	118,99	57,08	169,09
13	12:05	29,79	116,70	49,29	153,05
13	12:42	31,57	119,79	59,65	174,56
15	03:34	21,47	102,85	47,44	149,37
15	16:02	35,41	126,61	46,52	147,55
16	03:13	23,74	106,53	46,18	146,89
16	04:58	22,16	103,96	46,53	147,57
16	14:05	44,38	143,38	67,30	191,42
16	15:04	40,88	136,70	61,65	178,89
16	17:30	33,86	123,83	44,68	143,96
17	04:37	23,60	106,30	62,72	181,23
17	05:43	27,89	113,45	61,13	177,76
17	17:03	37,55	130,51	49,41	153,29
17	18:37	31,44	119,56	47,92	150,32
18	04:30	26,10	110,44	57,72	170,44
18	06:40	31,67	119,97	59,62	174,50
18	15:22	35,78	127,28	36,81	129,16
Média		30,74	118,58	53,25	161,48
Mínimo		21,47	102,85	36,81	129,16
Máximo		44,38	143,38	67,3	191,42

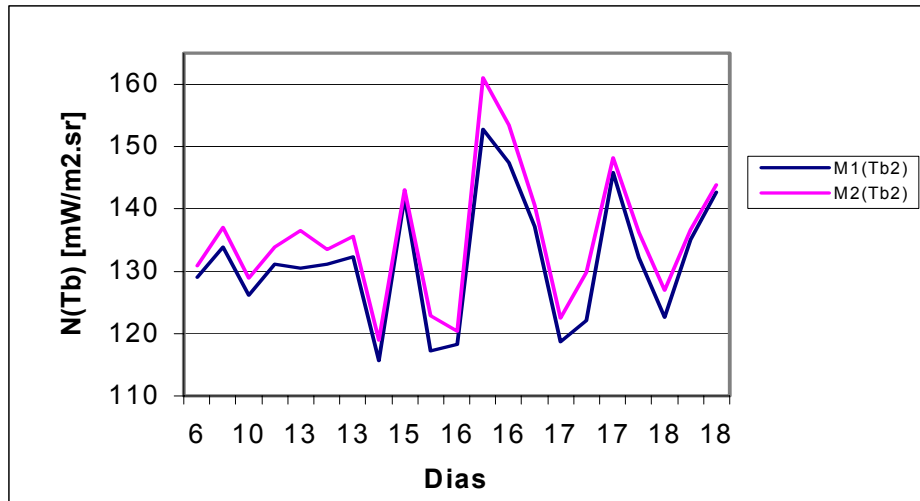


Figura 4.10 - Radiâncias medidas pelo radiômetro *CE312* durante as medições *M1* e *M2* no canal 2.

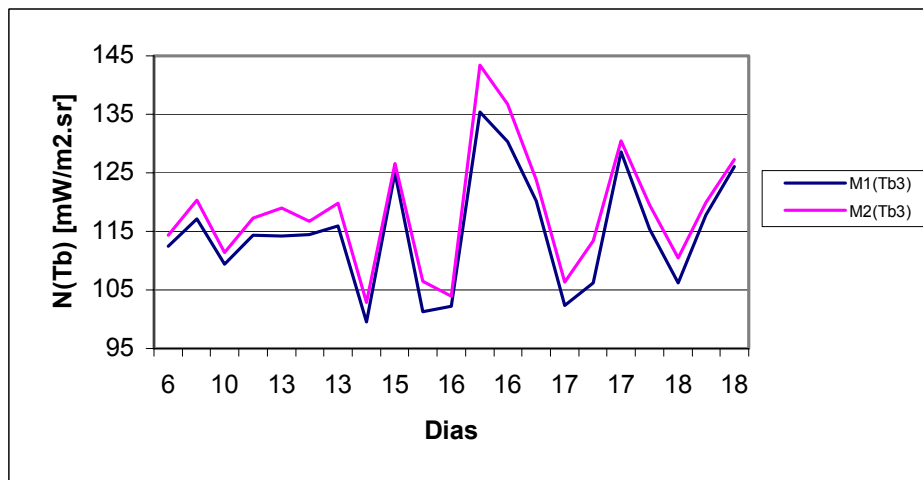


Figura 4.11 - Radiâncias medidas pelo radiômetro *CE312* durante as medições *M1* e *M2* no canal 3.

Não foi possível avaliar a suposição *iv*, uma vez que, durante o processo *M2*, não era possível obter de forma isolada a emissão da superfície pelo radiômetro. Entretanto, a presença da tampa aquecida sobre a amostra durante as medidas *M2* pode ter modificado o seu estado radiativo, fazendo com que sua temperatura aumentasse. O fato do estado radiativo da amostra não ser o mesmo durante as medições *M1* e *M2*, pode ser uma fonte de erros significativa na determinação da emissividade da superfície.

Uma outra possível fonte de erro na determinação da emissividade da superfície pelo método da caixa pode ser o aquecimento não uniforme da tampa preta. Ou seja, a resistência fixada na camada interna da tampa não promoveu um aquecimento igualitário em toda sua extensão. De fato, esse efeito pode ser observado nos resultados apresentados na Tabela 4.7, onde são listados os coeficientes de correlação entre as temperaturas dos termopares que monitoravam, em cinco pontos diferentes, a tampa preta aquecida durante as medições da emissividade da superfície. Somente os termopares 1 e 3, 1 e 5, 2 e 3, e 3 e 5 apresentaram correlação superior a 90% entre si, o que indica um aquecimento não uniforme. Esse comportamento dificultaria a estabilização da temperatura da tampa preta aquecida, ocasionando erros nas medidas *M2*. Mediante os problemas relatados, foi sugerida uma modificação no método em questão, que passou a denominar-se método da caixa modificado (para maiores detalhes ver seção 3.2.3.2). As emissividades da superfície obtidas pelo método modificado são relatados na seção 3.3.2, a seguir.

Tabela 4.7 – Correlação entre as temperaturas, medidas por termopares, em cinco pontos diferentes da tampa preta aquecida, para um conjunto de 21 medidas da emissividade da superfície.

Termopares	Coefficiente de correlação
1 e 2	0,7991
1 e 3	0,9498
1 e 4	0,8621
1 e 5	0,9788
2 e 3	0,9018
2 e 4	0,5766
2 e 5	0,8496
3 e 4	0,7723
3 e 5	0,9687
4 e 5	0,8907
Média	0,8550

4.3.2. Medida da emissividade da superfície nos canais 4 e 5 do sensor AVHRR – Método da caixa modificado

O método da caixa modificado descarta as medidas da tampa preta aquecida e em seu lugar considera as medidas do radiômetro montado sobre um cavalete. Durante essas medições foram registradas as emissões da superfície de soja sob o radiômetro e a componente emitida pela atmosfera para baixo e refletida pela superfície de soja, sendo esta última muito menor que a primeira, e portanto considerada igual a zero. A emissividade da superfície, nesse caso, é a razão entre a medida do radiômetro sobre o cavalete (denominada medida $M'3$) e a medida MI . Os resultados da determinação da emissividade pelo método da caixa modificado são apresentados nas Tabelas 4.8 e 4.9.

A emissividade da superfície medida pelo método da caixa modificado apresentou valores entre 0,9279 e 0,9773, com um valor médio igual a 0,9559 para o canal 3 do radiômetro *CE312*, que corresponde ao canal 4 do sensor *AVHRR*. Para o canal 2, correspondente ao canal 5 do sensor *AVHRR*, as emissividades variaram entre 0,9393 e 0,9802, com um valor médio igual a 0,9627. Das 20 medidas realizadas, todas apresentaram valores coerentes para coberturas vegetais de esparsas a totalmente

cobertas (entre 0,92 e 0,99, Snyder et al., 1998). Na seção 3.3.2.1 será analisada a consistência dos dados utilizados no método da caixa modificado.

Vale ressaltar que o conjunto de medidas considerado para a determinação da emissividade da superfície pelo método da caixa modificado, não é exatamente o mesmo considerado no método da caixa original. Isso se deve ao fato de nem sempre existirem as medidas $M1$, $M2$ e $M3$ em cada medição efetuada. Entretanto, das 20 medições consideradas no método modificado, 14 medidas usam os mesmos conjuntos de dados $M1$ e $M2$ do método original.

Tabela 4.8 – Emissividade da superfície, no canal 4 do sensor *AVHRR*, obtida pelo método da caixa modificado em Dourados (correspondente ao canal 3 do radiômetro *CE312*).

Dia	Hora	Tb3(M'3)	N(Tb3,M'3)	Ts=Tb3(M1)	N(Ts,c3)	$\varepsilon_4 = f(M1,M'3)$
		(°C)	mW/m ² sr	(°C)	mW/m ² sr	
2	11:12	36,18	128,01	38,58	132,41	0,9668
3	18:19	28,60	114,66	33,71	123,57	0,9279
4	03:58	20,75	101,70	24,10	107,12	0,9494
6	17:57	26,47	111,05	29,58	116,34	0,9546
8	16:02	28,48	114,45	30,01	117,08	0,9773
15	03:44	17,92	97,25	19,42	99,60	0,9764
15	16:12	31,40	119,49	34,54	125,05	0,9556
15	16:50	31,59	119,83	36,53	128,65	0,9314
15	19:30	22,44	104,42	25,13	108,82	0,9595
16	03:27	17,51	96,61	20,46	101,24	0,9543
16	15:32	35,61	126,98	37,44	130,31	0,9744
16	17:48	28,95	115,26	31,77	120,14	0,9593
17	04:46	16,81	95,54	21,17	102,37	0,9332
17	06:02	21,04	102,17	23,52	106,17	0,9623
17	15:31	39,82	134,71	41,85	138,54	0,9724
17	17:15	33,74	123,62	36,54	128,66	0,9608
17	19:01	25,06	108,71	29,06	115,44	0,9416
18	04:40	19,19	99,23	23,52	106,17	0,9346
18	07:02	28,60	114,66	30,43	117,80	0,9733
18	15:31	31,72	120,05	35,13	126,11	0,9520
Média		27,09	112,42	30,12	117,58	0,9559
Mínimo		16,81	95,54	19,42	99,60	0,9279
Máximo		39,82	134,71	41,85	138,54	0,9773

Tabela 4.9 – Emissividade da superfície, no canal 5 do sensor *AVHRR*, obtida pelo método da caixa modificado em Dourados (correspondente ao canal 2 do radiômetro *CE312*).

Dia	Hora	Tb2(M'3)	N(Tb2,M'3)	Ts=Tb2(M1)	N(Ts,c2)	$\varepsilon_s = f(M1,M'3)$
		(°C)	mW/m ² sr	(°C)	mW/m ² sr	
2	11:12	36,52	145,75	38,60	149,67	0,9738
3	18:19	28,88	131,84	33,60	140,35	0,9393
4	03:58	21,01	118,27	24,11	123,52	0,9576
6	17:57	26,70	128,00	29,81	133,49	0,9589
8	16:02	28,51	131,18	30,03	133,88	0,9798
15	03:44	18,03	113,33	19,41	115,60	0,9802
15	16:12	31,58	136,67	34,47	141,95	0,9628
15	16:50	31,81	137,09	36,51	145,73	0,9407
15	19:30	22,57	120,89	25,11	125,24	0,9653
16	03:27	17,80	112,96	20,38	117,21	0,9626
16	15:32	35,63	144,09	37,43	147,46	0,9771
16	17:48	29,28	132,55	31,84	137,14	0,9665
17	04:46	17,08	111,78	21,24	118,65	0,9421
17	06:02	21,27	118,70	23,28	122,10	0,9722
17	15:31	40,10	152,52	41,80	155,79	0,9784
17	17:15	34,00	141,08	36,57	145,85	0,9673
17	19:01	25,35	125,65	29,08	132,19	0,9505
18	04:40	19,34	115,49	23,55	122,56	0,9423
18	07:02	29,09	132,21	30,70	135,08	0,9787
18	15:31	31,85	137,16	34,85	142,65	0,9580
Média		27,32	129,36	30,12	134,31	0,9627
Mínimo		17,08	111,78	19,41	115,60	0,9393
Máximo		40,10	152,52	41,80	155,79	0,9802

4.3.2.1. Análise dos dados utilizados pelo método da caixa modificado

Pelo método da caixa modificado, tem-se, que:

- i) A medida MI é função da temperatura de brilho ($T_b(MI)$) registrada em cada canal pelo radiômetro durante esse procedimento, que por sua vez é igual a temperatura da superfície (T_s), ou seja, $MI = N(T_b(MI)) = \varepsilon_{sup} \cdot N(T_s(MI)) + (1 - \varepsilon_{sup}) \cdot N(T_s(MI)) = N(T_s(MI))$. Conseqüentemente, $T_{b2}(MI) = T_{b3}(MI) = T_s(MI)$, onde $T_s(MI)$ é a temperatura da superfície e $N(T)$ é a radiância emitida em uma determinada temperatura T ;
- ii) A medida $M'3$ é função da temperatura de brilho (T_b) registrada em cada canal pelo radiômetro durante esse procedimento, que por sua vez é uma combinação das temperaturas da superfície (T_s) e do ar (T_{ar}), ou seja, $M'3 = N(T_b(M'3)) = \varepsilon_{sup} \cdot N(T_s(MI)) + (1 - \varepsilon_{sup}) \cdot N(T_{ar}(M'3))$. No entanto, $[(1 - \varepsilon_{sup}) \cdot N(T_{ar}(M'3))]$ será considerado igual a zero, uma vez que é muito menor que $N(T_s(MI))$. Portanto, a medida MI é maior que a medida $M'3$, já que $N(T_s(MI))$ é maior que $\varepsilon_{sup} \cdot N(T_s(MI))$;
- iii) O estado radiativo da amostra deve ser o mesmo para as duas medidas MI e $M'3$, ou seja, $N(T_s(MI)) = N(T_s(M'3))$. Conseqüentemente, $T_s(MI) = T_s(M'3)$, onde T_s é a temperatura da amostra ou da superfície de soja.

As medidas MI e $M'3$, serão analisadas para fins de verificação das suposições de *i* a *iii*.

A suposição *i* já foi analisada e validada no item *1*. As Figuras 4.12 e 4.13, e as Tabelas 4.7 e 4.8 mostram que as radiâncias registradas pelo radiômetro *C312* durante as medidas MI são maiores que as registradas durante as medidas $M'3$ em todos os casos considerados, tanto para o canal 2 quanto para o 3. O que indica estado radiativo diferente e superior para as medidas MI . Isso faz com que a suposição *ii* seja verdadeira. Novamente, não foi possível avaliar a suposição *iii*, durante as medidas $M'3$, visto que, não foi possível obter de forma isolada a emissão da superfície pelo radiômetro. Entretanto, como não há nenhum fator que possa contribuir para a modificação da temperatura, será considerado que o estado radiativo da amostra é o mesmo durante as medidas MI e $M'3$. Essa consideração é reforçada pelo fato de que os valores de

emissividade da superfície obtidos pelo método modificado foram totalmente condizentes com os citados na literatura, enquanto que os obtidos pelo método original apresentaram vários valores fora da faixa esperada.

Portanto, para fins de avaliação desses dois métodos, seus resultados serão utilizados na determinação da temperatura da superfície, que por sua vez terão seus resultados comparados com as medidas de campo. Assim, pode-se determinar qual método de obtenção da emissividade da superfície resultou em melhor desempenho em relação às metodologias de estimativa da temperatura da superfície.

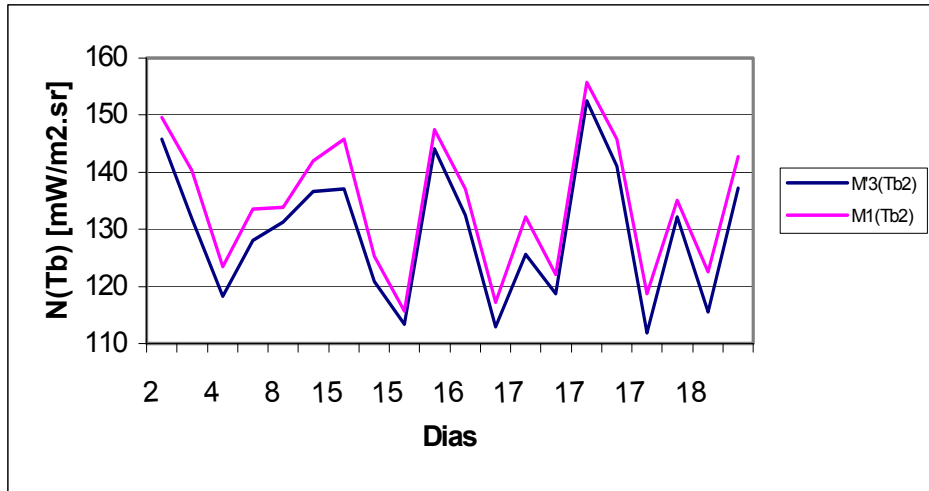


Figura 4.12 - Radiâncias medidas pelo radiômetro *CE312* durante as medições *MI* e *M'3*, no canal 2.

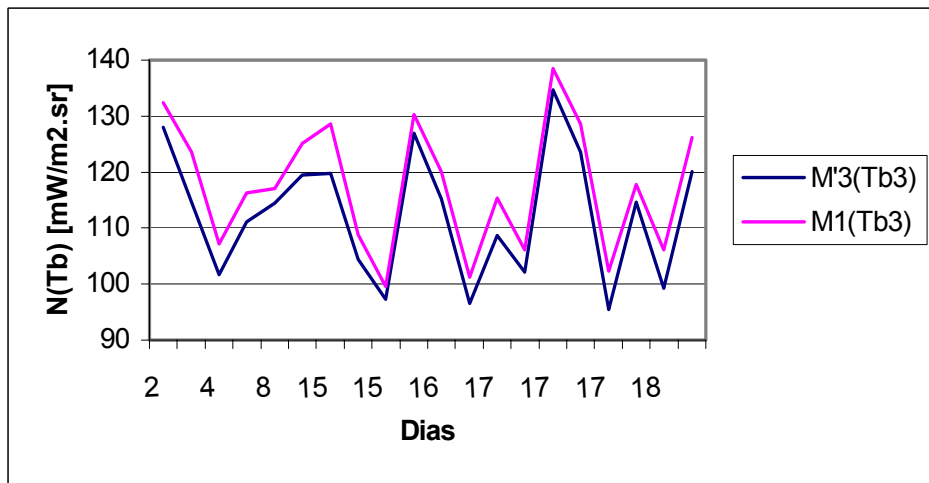


Figura 4.13- Radiâncias medidas pelo radiômetro *CE312* durante as medições *MI* e *M'3*, no canal 3.

4.3.3. Temperatura da superfície terrestre

4.3.3.1. Resultados obtidos

Na Tabela 4.10 estão listados os dias e os horários nos quais tinha-se todos os dados necessários para a estimativa da *TST* e imagens de satélite com pelo menos um dos píxeis da região de estudo classificado como não contaminado por nuvens, durante o experimento de Dourados. As imagens do satélite *NOAA-14* dos dias 04 (às 03:23 horas), 15 (às 03:58 horas), 16 (às 03:47 horas) e 17 (às 15:12 horas) não tiveram nenhum de seus píxeis classificados como contaminados por nuvens. A imagem do dia 16 (às 15:23 horas) teve os píxeis 4, 7, 8 e 9 classificados como não contaminados por nuvens. Na imagem do dia 18 (às 15:07 horas) os píxeis 2 e 4 foram classificados como não contaminados por nuvens.

Nas análises dos erros de estimativa da *TST*, em cada uma das quatro metodologias consideradas (Sobrino et al., 1991; França, 1994; Coll et al., 1994a; Bastiaanssen, 1995), os resultados dos píxeis sem nuvens de todas as imagens foram agrupados e discutidos em conjunto, com exceção da imagem do dia 18, que foi analisada separadamente, uma vez que seus erros foram elevados mesmo nos píxeis classificados como não contaminados por nuvens.

Tabela 4.10 – Resultados da estimativa da *TST* obtidos durante o experimento de campo em Dourados-MS.

IMAGEM	Dia	Hora (TMG)	Hora (Local)	Observação
D040723	04/12/1999	0723	03:23	Imagem sem nuvem
D150658	15/12/1999	0658	03:58	Imagem sem nuvem
D160647	16/12/1999	0647	03:47	Imagem sem nuvem
D161923	16/12/1999	1923	15:23	Píxeis 1, 2, 3, 5 e 6 com nuvens
D171912	17/12/1999	1912	15:12	Imagem sem nuvem
D181900	18/12/1999	1900	15:07	Píxeis 1, 3, 5, 6, 7, 8 e 9 com nuvens

4.3.3.2. Resultados das estimativas da *TST* pela metodologia do modelo *SEBAL*

A seguir serão analisados os resultados da estimativa da *TST* obtidos pela metodologia empregada no modelo *SEBAL*. Os resultados dos dias com imagens obtidas durante a madrugada não puderam ser gerados, uma vez que nesses horários não foi possível obter o *NDVI* por este depender dos canais visível e infravermelho próximo, que só registram informações com a presença de luz solar. Por esse motivo, a emissividade da superfície não pôde ser obtida e conseqüentemente a *TST* também não. A Tabela 4.11 lista os resultados para os dias 16 (às 15:23 horas) e 17 dezembro de 1999. Considerando, inicialmente, todos os píxeis sem nuvens, observou-se um erro médio de estimativa da *TST* entre 0,12°C e 2,15°C (píxeis cinco e seis, respectivamente), sendo que para a matriz de nove píxeis o erro médio foi igual a 0,99°C (Tabela 4.11). Erros médios menores que 1,0°C foram observados nos píxeis 1, 3, 4, 5 e 9.

Na metodologia de estimativa da *TST* empregada no modelo *SEBAL*, existem duas possíveis fontes de erros. A primeira está relacionada aos coeficientes fixos *A* e *B* da Equação 3.24, com valores iguais a 1,2 e 2,2, o que não considera o estado momentâneo da atmosfera na hora da passagem do satélite, mas sim um estado médio para atmosferas tropicais. Uma segunda fonte de erro pode estar na estimativa da emissividade da superfície em função do *NDVI*, uma vez que a mesma é obtida por uma relação empírica.

Inicialmente, será discutida a questão da emissividade da superfície. Para tanto, foram comparados os resultados das estimativas da *TST* obtidos com a emissividade em função do *NDVI* e pelo método da caixa modificado (Tabelas 4.11, 4.12, 4.13 e 4.14).

Pela Tabela 4.13 observa-se, que no dia 16 de dezembro, para os píxeis sem nuvens, tem-se uma diminuição do erro de estimativa de 0,20°C (diminuindo de 0,87°C para 0,67°C), 0,39°C (diminuindo de 0,99°C para 0,60°C) e 1,47°C (diminuindo de 1,51°C para 0,04°C) nos píxeis quatro, sete e oito, respectivamente, quando utilizou-se a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado. Nesses casos, a diferença entre a emissividade da superfície obtida pelo primeiro e segundo método foi de 0,0025, 0,0049 e 0,0183 (Tabela 4.14). No píxel nove o erro de estimativa da *TST* aumentou quando se usou a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado. Para o dia 17 de dezembro observou-se um aumento do erro de estimativa da *TST* de 0,70°C (passando de 0,18°C para 0,88°C), 1,04°C (passando de 1,21°C para 2,25°C), 1,88°C (passando de 0,55°C para 2,43°C), 0,61°C (passando de 0,39°C para

1,0°C), 1,18°C (passando de 0,12°C para 1,30°C), 0,13°C (passando de 2,48°C para 2,61°C) e 0,22°C (passando de 1,95°C para 2,17°C), nos píxeis de um a cinco, sete e oito, respectivamente. As diferenças nos valores da emissividade da superfície foram iguais a 0,0087, 0,0129, 0,0231, 0,0076, 0,0146, 0,0016 e 0,0027, respectivamente. Nos píxeis seis e nove o erro de estimativa da *TST* diminuiu quando se usou a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado. Por esses resultados, nota-se que diferenças na emissividade de até 0,005 induziram variações iguais ou inferiores a 0,40°C na estimativa da *TST*. Por outro lado, diferenças de aproximadamente 0,01 a 0,02 levaram a variações em torno de 1,0°C a 2,0°C, respectivamente. De um modo geral, o emprego da emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado não resultou em melhoras em relação às estimativas da *TST* pelo modelo *SEBAL*.

Tabela 4.11 – Erro de estimativas da TST em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pela metodologia do modelo SEBAL com a emissividade da superfície em função do NDVI.

IMAGEM	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
D161923	4,21*	6,10*	5,25*	0,87	0,62*	1,73*	0,99	1,51	0,79	2,45	0,62	6,10
D171912	0,18	1,21	0,55	0,39	0,12	2,15	2,48	1,95	0,44	1,05	0,12	2,48
Média	0,18	1,21	0,55	0,63	0,12	2,15	1,74	1,73	0,62	0,99	0,12	2,15
Mínimo	0,18	1,21	0,55	0,39	0,12	2,15	0,99	1,51	0,44	0,84	0,12	2,15
Máximo	0,18	1,21	0,55	0,87	0,12	2,15	2,48	1,95	0,79	1,14	0,12	2,48

*píxeis com nuvem.

Tabela 4.12 – Erro de estimativas da TST em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pela metodologia do modelo SEBAL com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado.

IMAGEM	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
D161923	3,24*	3,94*	2,17*	0,67	0,99*	1,47*	0,60	0,04	3,97	1,90	0,04	3,97
D171912	0,88	2,25	2,43	1,00	1,30	0,09	2,61	2,17	0,24	1,44	0,09	2,61
Média	0,94	1,18	1,07	0,72	0,94	0,54	1,23	1,03	1,46	1,01	0,54	1,46
Mínimo	0,85	0,63	0,11	0,09	0,43	0,09	0,60	0,04	0,24	0,34	0,04	0,85
Máximo	1,10	2,25	2,43	1,00	1,30	0,92	2,61	2,17	3,97	1,97	0,92	3,97

*píxeis com nuvem.

Tabela 4.13 – Diferenças entre os erros de estimativa da TST em graus Celsius, obtida pela metodologia do modelo SEBAL com a emissividade da superfície em função do NDVI e pelo método da caixa modificado, para os píxeis sem nuvens.

IMAGEM	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9
D161923	-	-	-	-0,20	-	-	-0,39	-1,47	3,18
D171912	0,70	1,04	1,88	0,61	1,18	-2,06	0,13	0,22	-0,20

Tabela 4.14 – Diferença entre a emissividade da superfície obtida em função do NDVI e pelo método da caixa modificado, para os píxeis sem nuvens.

IMAGEM	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9
D161923	-	-	-	0,0025	-	-	0,0049	0,0183	0,0394
D171912	0,0087	0,0129	0,0231	0,0076	0,0146	0,0273	0,0016	0,0027	0,0024

4.3.3.3. Resultados das estimativas da *TST* pelas metodologias de França, Coll e Sobrino

A temperatura da superfície terrestre foi estimada pelas metodologias de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991) em função da emissividade da superfície obtida de duas formas diferentes. No primeiro caso a emissividade da superfície foi obtida pelo método da caixa original relatado por Nerry et al. (1990). No segundo caso, a emissividade da superfície foi obtida pelo que se convencionou chamar de método da caixa modificado.

As Tabelas 4.15, 4.16 e 4.17 contêm os erros absolutos da *TST*, em relação à temperatura de brilho do canal 3 do radiômetro *CE312*, estimada pelas três metodologias em questão, em função da emissividade da superfície obtida pelo método da caixa original. Considerando apenas os píxeis sem nuvens da matriz de nove píxeis, os resultados mostram erros superiores a 2,0°C, em todos os píxeis, com valores médios iguais a 3,92°C, 3,59°C e 3,61°C para as metodologias de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991), respectivamente. Em relação aos coeficientes *A* e *B* da Equação 3.24, pode-se observar pela Tabela 4.18 que os mesmos apresentaram valores médios iguais a 3,09 e 12,08 por França (1994); 2,35 e 11,36 por Coll et al. (1994a); 2,02 e 12,15 por Sobrino et al. (1991), respectivamente. França (1994) cita que para condições atmosféricas médias relativas às regiões de latitudes médias e equatoriais, os valores dos coeficientes *A* e *B* variam entre 1,89-3,09 e 3,14-1,01, respectivamente. O coeficiente *A* apresentou valores dentro do intervalo esperado. Por outro lado, o coeficiente *B* apresentou valores muito superiores ao relatados por França (1994). Portanto, as emissividades da superfície obtidas pelo método da caixa original podem não corresponder aos valores reais para o tipo de superfície em questão.

Nas Tabelas 4.19, 4.20 e 4.21 estão os resultados das estimativas da *TST* obtidas através das metodologias de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991), em função da emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado. Serão discutidos os resultados dos píxeis sem nuvens da matriz de nove píxeis, para todos os casos presentes nas tabelas mencionadas a seguir.

Pela Tabela 4.19, observa-se que o erro médio de estimativa da *TST* por França (1994) apresentou valores entre 0,37°C e 1,35°C (píxeis 5 e 7, respectivamente), sendo que a média dos erros médios foi igual a 0,80°C. Erros médios inferiores a 1,0°C foram observados nos nove píxeis, com exceção do píxel 7. Em relação a Coll et al. (1994a) o

erro médio de estimativa da *TST* variou entre 0,61°C e 1,67°C (píxeis 5 e 7, respectivamente), com valor médio igual a 1,12°C (Tabela 4.20). Erros médios inferiores a 1,0°C foram observados nos píxeis 1, 2, 5 e 6. As estimativas da *TST* obtidas pela metodologia de Sobrino et al. (1991) apresentaram erros médios entre 0,82°C e 1,56°C (píxeis 1 e 9, respectivamente), com valor médio igual a 1,24°C, conforme Tabela 4.21. Erros médios inferiores a 1,0°C foram observados nos píxeis 1, 2 e 5. Comparando os resultados das três metodologias consideradas, tem-se que os melhores resultados foram obtidos por França (1994), em seguida por Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991). O menor erro médio ocorreu no píxel 5 para as metodologias de França e Coll, com valores iguais a 0,37°C e 0,61°C, respectivamente. Para a metodologia de Sobrino o menor erro médio ocorreu no píxel 1, com valor igual a 0,82°C.

Os coeficientes *A* e *B* da Equação 3.24, de acordo com a Tabela 4.22, apresentaram valores médios iguais a 2,56 e 2,08 por França (1994); 2,38 e 2,04 por Coll et al. (1994a); 2,09 e 2,10 por Sobrino et al. (1991), respectivamente, apresentando valores dentro do intervalo esperado, uma vez que o estado médio da atmosfera em Dourados corresponde a uma situação intermediária às citadas por França (1994). Portanto, as emissividades da superfície obtidas pelo método da caixa modificado, parecem corresponder melhor aos valores reais para o tipo de superfície em questão.

Tabela 4.15 – Erro de estimativas da TST em graus Celsius, para os pixels sem nuvens, pelo método de França (1994) com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa original.

IMAGEM	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
D150658	1,64	1,54	1,84	2,14	1,14	0,74	1,24	0,04	0,14	1,16	0,04	2,14
D160647	5,17	4,87	4,97	5,57	5,27	4,87	5,47	6,27	5,97	5,38	4,87	6,27
D161923	17,62*	15,92*	15,72*	10,52	12,02*	13,12*	11,72	8,02	0,62	11,70	0,62	17,62
Média	3,41	3,21	3,41	6,08	3,21	2,81	6,14	4,78	2,24	3,92	2,24	6,14
Mínimo	1,64	1,54	1,84	2,14	1,14	0,74	1,24	0,04	0,14	1,16	0,04	2,14
Máximo	5,17	4,87	4,97	10,52	5,27	4,87	11,72	8,02	5,97	6,82	4,87	11,72

*pixels com nuvem.

Tabela 4.16 – Erro de estimativas da TST em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pelo método de Coll et al. (1994a) com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa original.

IMAGEM	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
D150658	1,54	1,44	1,74	2,04	1,04	0,64	1,14	0,06	0,04	1,08	0,04	2,04
D160647	4,87	4,57	4,67	5,27	5,07	4,67	5,37	6,17	5,87	5,17	4,57	6,17
D161923	15,32*	13,52*	13,22*	8,62	9,52*	10,82*	9,82	5,92	1,28	9,78	1,28	15,32
Média	3,21	3,01	3,21	5,31	3,06	2,66	5,44	4,05	2,40	3,59	2,40	5,44
Mínimo	1,54	1,44	1,74	2,04	1,04	0,64	1,14	0,06	0,04	1,08	0,04	2,04
Máximo	4,87	4,57	4,67	8,62	5,07	4,67	9,82	6,17	5,87	6,04	4,57	9,82

*píxeis com nuvem.

Tabela 4.17 – Erro de estimativas da TST em graus Celsius, para os pixels sem nuvens, pelo método de Sobrino com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa original.

IMAGEM	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
D150658	1,34	1,24	1,64	1,84	0,84	0,44	0,84	0,26	0,26	0,97	0,26	1,84
D160647	4,87	4,67	4,77	5,37	5,07	4,67	5,37	6,17	5,87	5,20	4,67	6,17
D161923	16,22*	14,52*	14,22*	9,42	10,62*	11,82*	10,62	6,82	0,28	10,50	0,28	16,22
Média	3,11	2,96	3,21	5,54	2,96	2,56	5,61	4,42	2,14	3,61	2,14	5,61
Mínimo	1,34	1,24	1,64	1,84	0,84	0,44	0,84	0,26	0,26	0,97	0,26	1,84
Máximo	4,87	4,67	4,77	9,42	5,07	4,67	10,62	6,82	5,87	6,31	4,67	10,62

*pixels com nuvem.

Tabela 4.18 – Coeficientes A e B da equação de estimativa da TST , pelo métodos de França, Coll e Sobrino, utilizando a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa original.

Método	$A_{\text{médio}}$	$A_{\text{mínimo}}$	$A_{\text{máximo}}$	$B_{\text{médio}}$	$B_{\text{mínimo}}$	$B_{\text{máximo}}$
França	3,09	2,42	4,67	12,08	2,67	43,45
Coll	2,35	2,20	2,63	11,36	1,16	40,28
Sobrino	2,02	0,37	2,59	12,15	2,73	43,78

Tabela 4.19 – Erro de estimativas da TST em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pelo método de França com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado.

IMAGEM	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
D040723	0,86	0,86	0,76	0,86	0,36	0,76	0,76	0,26	0,66	0,68	0,26	0,86
D150658	0,36	0,76	1,06	1,46	0,96	0,66	2,16	1,26	0,76	1,05	0,36	2,16
D160647	0,27	0,17	0,07	0,37	0,03	0,33	0,07	0,37	0,17	0,21	0,03	0,37
D161923	5,01*	7,21*	5,51*	0,01	0,71*	1,71*	1,91	1,81	1,89	2,86	0,01	7,21
D171912	0,67	1,13	1,03	0,37	0,13	1,77	1,83	1,23	1,37	1,06	0,13	1,83
Média	0,54	0,73	0,73	0,61	0,37	0,88	1,35	0,99	0,97	0,80	0,37	1,35
Mínimo	0,27	0,17	0,07	0,01	0,03	0,33	0,07	0,26	0,17	0,15	0,01	0,33
Máximo	0,86	1,13	1,06	1,46	0,96	1,77	2,16	1,81	1,89	1,46	0,86	2,16

*píxeis com nuvem.

Tabela 4.20 – Erro de estimativas da TST em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pelo método de Coll com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado.

IMAGEM	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
D040723	1,76	1,76	1,66	1,76	1,26	1,66	1,66	1,16	1,56	1,58	1,16	1,76
D150658	0,46	0,86	1,06	1,56	0,96	0,76	2,16	1,36	0,86	1,12	0,46	2,16
D160647	0,23	0,53	0,43	0,27	0,03	0,33	0,27	1,07	0,77	0,44	0,03	1,07
D161923	4,71*	6,71*	5,01*	0,29	0,41*	1,31*	1,61	1,51	2,19	2,64	0,29	6,71
D171912	1,07	0,37	1,33	2,97	0,17	0,33	2,67	2,03	1,43	1,37	0,17	2,97
Média	0,88	0,88	1,12	1,37	0,61	0,77	1,67	1,43	1,36	1,12	0,61	1,67
Mínimo	0,23	0,37	0,43	0,27	0,03	0,33	0,27	1,07	0,77	0,42	0,03	1,07
Máximo	1,76	1,76	1,66	2,97	1,26	1,66	2,67	2,03	2,19	2,00	1,26	2,97

*píxeis com nuvem.

Tabela 4.21 – Erro de estimativas da TST em graus Celsius, para os píxeis sem nuvens, pelo método de Sobrino com a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado.

IMAGEM	Píxel 1	Píxel 2	Píxel 3	Píxel 4	Píxel 5	Píxel 6	Píxel 7	Píxel 8	Píxel 9	Média	Mínimo	Máximo
D040723	2,26	2,26	2,16	2,26	1,86	2,16	2,16	1,76	2,06	2,10	1,76	2,26
D150658	0,66	0,96	1,26	1,76	1,16	0,96	2,36	1,56	0,96	1,29	0,66	2,36
D160647	0,17	0,07	0,03	0,27	0,13	0,43	0,03	0,27	0,07	0,16	0,03	0,43
D161923	4,31*	6,21*	4,51*	0,59	0,01*	0,81*	1,31	1,11	2,59	2,38	0,01	6,21
D171912	0,17	0,43	2,03	2,07	0,63	1,13	1,77	2,73	2,13	1,45	0,17	2,73
Média	0,82	0,93	1,37	1,39	0,95	1,17	1,53	1,49	1,56	1,24	0,82	1,56
Mínimo	0,17	0,07	0,03	0,27	0,13	0,43	0,03	0,27	0,07	0,16	0,03	0,43
Máximo	2,26	2,26	2,16	2,26	1,86	2,16	2,36	2,73	2,59	2,29	1,86	2,73

*píxeis com nuvem.

Tabela 4.22 – Coeficientes *A* e *B* da equação de estimativa da *TST*, pelo métodos de França, Coll e Sobrino, utilizando a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado.

Método	A_{médio}	A_{mínimo}	A_{máximo}	B_{médio}	B_{mínimo}	B_{máximo}
França	2,56	2,34	2,86	2,08	0,70	3,15
Coll	2,38	2,20	2,63	2,04	0,39	3,24
Sobrino	2,09	1,73	2,43	2,10	0,81	3,18

4.3.3.4 – Resultados do dia 18 de dezembro de 1999

Em relação a imagem do dia 18, foram observados erros de estimativa superiores a 5,0°C e 8,0°C, nos píxeis 2 e 4 (classificados como livres de nuvens), respectivamente, em todos os casos analisados (Tabela 4.23). Esse resultado indica uma possibilidade desse píxel na verdade estar contaminado por nuvens. Se essa suposição for verdadeira, então houve uma falha por parte das técnicas de mascaramento de nuvens.

Tabela 4.23 – Erros de estimativa da *TST* em graus celsius, pelas metodologias de França, Coll, Sobrino e do modelo *SEBAL*, no dia 18 de dezembro de 1999, para a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa original, método da caixa modificado e em função do *NDVI* (somente para o modelo *SEBAL*).

IMAGEM	Píxel 2	Píxel 4
França (caixa original)	53,10	39,90
Coll (caixa original)	40,10	29,10
Sobrino (caixa original)	49,60	37,80
França (caixa modificado)	8,82	12,02
Coll (caixa modificado)	8,12	11,32
Sobrino (caixa modificado)	7,02	10,02
SEBAL (NDVI)	8,81	9,69
SEBAL (caixa modificado)	5,93	8,44

4.3.3.5 – Comparação das estimativas da *TST* pelos métodos de França (1994), Coll et al. (1994a), Sobrino et al. (1991) e pelo modelo *SEBAL*

A seguir os resultados das estimativas da *TST* obtidas pelo modelo *SEBAL* e por França, Coll e Sobrino, para os dias 16 (às 15:23 horas) e 17 (às 15:12 horas), únicos dias com resultados para as quatro metodologias, serão comparados em relação ao píxel 4, considerado, neste caso, como o píxel central por ter sido classificado como livre de nuvens nos dois dias considerados, ao contrário do píxel 5 que foi classificado como contaminado por nuvens na imagem do dia 16.

No dia 16, pela Tabela 4.24 observa-se que a melhor estimativa da *TST* foi obtida pela metodologia de França, em seguida por Coll e Sobrino, com erros iguais a 0,01°C, 0,29°C e 0,59°C, respectivamente. A estimativa da *TST* pelo modelo *SEBAL* apresentou erro igual a 0,87°C. No dia 17 (Tabela 4.24), as estimativas da *TST* obtidas por França e pelo modelo *SEBAL* apresentaram os melhores resultados com erros muito próximos e respectivamente iguais a 0,37°C e 0,39°C. As metodologias de Coll e Sobrino apresentaram erros superiores a 2,0°C. Em média, os melhores resultados foram obtidos por França, e em seguida pelo modelo *SEBAL*, com erros de estimativa iguais a 0,19°C e 0,63 °C, respectivamente, com uma diferença de 0,44°C entre seus erros. As metodologias de Coll e Sobrino apresentaram erros médios superiores a 1,0 °C.

Tabela 4.24 – Erros de estimativa da *TST*, em graus Celsius, no píxel central (píxel 4) para os dias 16 e 17 de dezembro de 1999, em Dourados.

Metodologia	Píxel 4		
	Dia 16	Dia 17	Média
<i>SEBAL</i>	0,87	0,39	0,63
França	0,01	0,37	0,19
Coll	0,29	2,97	1,63
Sobrino	0,59	2,07	1,33

Os resultados das estimativas das componentes do balanço de energia obtidas pelo modelo *SEBAL* com a substituição da metodologia de estimativa da *TST* original pela de França, para os dias 16 e 17, são apresentados nas Tabelas 4.25 e 4.26. A metodologia de França foi escolhida por ter sido a única que apresentou um erro médio inferior ao da estimativa da *TST* pelo modelo *SEBAL* no píxel central.

No dia 16, para o píxel 4, os erros de estimativa da radiação líquida (R_l), do fluxo de calor no solo (S), do fluxo de calor sensível (H) e do fluxo de calor latente (LE), apresentaram o seguinte comportamento: o erro de estimativa de R_l aumentou de 1,26% para 8,31%; o erro de estimativa de S diminuiu de 19,02% para 18,94%; o erro de estimativa de H diminuiu de 3,05% para 0,12 %; e o erro de estimativa de LE aumentou de 4,05% para 22,94%. Já para o dia 17, no píxel 4, tem-se que: o erro de estimativa de R_l diminuiu de 2,46% para 1,29%; o erro de estimativa de S diminuiu de 11,50% para 10,91%; o erro de estimativa de H aumentou de 3,97% para 11,47 %; e o erro de estimativa de LE diminuiu de 5,90% para 5,0%. No píxel 5, os erros de estimativa das componentes do balanço de energia foram praticamente iguais para os dois casos de temperatura da superfície considerados. De um modo geral a inserção da metodologia de França no algoritmo do modelo *SEBAL*, não promoveu uma melhora significativa nas estimativas das componentes do balanço de energia. Por outro lado, houve um aumento do erro de estimativa em torno de 7% para R_l e H nos dias 16 e 17, respectivamente, e de 18,89% em LE no dia 16.

No entanto, é importante mencionar que a metodologia de França pôde ser aplicada somente nos nove píxeis relativos a área do experimento, uma vez que a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado não é representativa para os demais píxeis da imagem. Assim, as temperaturas dos píxeis mais seco e mais úmido, necessárias para a obtenção do fluxo de calor sensível, foram estimadas com a metodologia original do modelo *SEBAL*. Portanto, é bastante provável que esse procedimento tenha anulado as possíveis melhoras introduzidas pela metodologia de França. Para aplicar a metodologia de França em toda a imagem é preciso que a emissividade da superfície nos canais 4 e 5 do sensor *AVHRR* sejam conhecidas em toda sua extensão. Essa é uma limitação importante para a aplicação de metodologias de estimativa da *TST* mais refinadas. Nesse sentido a metodologia original do modelo *SEBAL* torna-se mais adequada, quando se considera aplicações de caráter operacional. Entretanto, pesquisas direcionadas para a obtenção da emissividade da superfície por

satélite estão sendo desenvolvidas, o que abre a possibilidade da inserção de metodologias de estimativa da *TST* mais refinadas no algoritmo do modelo *SEBAL*.

Por outro lado, considerando o teste de sensibilidade realizado para o modelo *SEBAL*, tem-se que o erro limite na estimativa da *TST* deve ser de 0,8°C para que as estimativas de *H* e *LE* tenham um erro igual ou inferior ao da razão de Bowen (10%). Nesse caso, somente as metodologias de França e do modelo *SEBAL* apresentaram erros inferiores ao valor limite de 0,8°C. Os parâmetros *R_l* e *S* apresentaram variações inferiores a 3% para variações de até ± 2,0°C na *TST*, o que indica pouca sensibilidade às alterações na *TST*.

Tabela 4.25 – Comparação entre os erros percentuais das componentes do balanço de energia estimadas pelo modelo *SEBAL* com a temperatura da superfície obtida de forma original (*SEBAL*) e por França, para o dia 16.

Parâmetro	Píxel 4	
	<i>T_{SEBAL}</i>	<i>T_{França}</i>
<i>R_l</i>	1,26	8,31
<i>S</i>	19,02	18,94
<i>H</i>	3,05	0,12
<i>LE</i>	4,05	22,94

Tabela 4.26 – Comparação entre os erros percentuais das componentes do balanço de energia estimadas pelo modelo *SEBAL* com a temperatura da superfície obtida de forma original (*SEBAL*) e por França, para o dia 17.

Parâmetro	Píxel 4		Píxel 5	
	<i>T_{SEBAL}</i>	<i>T_{França}</i>	<i>T_{SEBAL}</i>	<i>T_{França}</i>
<i>R_l</i>	2,46	1,29	6,92	6,94
<i>S</i>	11,50	10,91	5,89	5,91
<i>H</i>	3,97	11,47	3,66	3,54
<i>LE</i>	5,90	5,00	14,98	15,14

CAPÍTULO 5

Conclusões e Recomendações

Neste trabalho, investigou-se a estimativa das componentes do balanço de energia (*CBE*) e da temperatura da superfície terrestre (*TST*) via sensoriamento remoto, utilizando dados do sensor *AVHRR* a bordo do satélite *NOAA-14*. As *CBE* foram estimadas pelo algoritmo denominado balanço de energia para a superfície terrestre (*Surface Energy Balance for Land – SEBAL*) proposto por Bastiaanssen (1995) e a *TST* pelas metodologias de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991).

Para a inicialização e validação das metodologias utilizadas, foram realizados os experimentos de campo em Londrina-PR, no mês de junho, e Dourados-MS, no mês de dezembro de 1999. Os resultados foram gerados com base no experimento de Dourados-MS, devido aos problemas ocorridos na obtenção dos dados durante o experimento de Londrina-PR. O modelo *SEBAL* foi inicializado de três formas diferentes, caracterizadas por diferentes conjuntos de dados e denominadas modo 1, modo 2 e modo 3.

O experimento de Dourados foi realizado em uma plantação de soja, localizada na Fazenda Azulão, ao lado da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul. A plantação de soja ocupava uma área de 4,30 km², correspondendo a aproximadamente três píxeis de uma imagem dos satélites da série *NOAA-n*. Simultaneamente às passagens dos satélites, foram realizados os lançamentos de radiossondas, medidas de emissividade e de temperatura da superfície pelo método da caixa e medidas de fluxos em superfície pelo método da razão de Bowen com dados registrados por torres micrometeorológicas.

As estimativas das componentes do balanço de energia obtidas pelo modelo *SEBAL* foram comparadas com as determinadas em campo pela razão de Bowen. As temperaturas da superfície obtida pelas metodologias do modelo *SEBAL*, França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991) foram comparadas com as temperaturas obtidas pelo radiômetro *CE312* e por termopares.

A seguir, serão relatados as conclusões deste estudo com base nos resultados obtidos e analisados.

5.1 Considerações relativas às componentes do balanço de energia

Os erros de estimativa das *CBE*, obtidas pelo modelo *SEBAL*, serão criticados tendo como referência os erros instrumentais das medidas de campo e os desvios referentes ao método da razão de Bowen (para maiores detalhes, ver Tabelas 2.10 e 2.11 do Capítulo 2). Dessa forma, as estimativas serão consideradas boas ou aceitáveis sempre que apresentarem desvios inferiores aos erros instrumentais e aos erros da razão de Bowen.

Os desvios percentuais médios, no período estudado, mostram que, para o conjunto de píxeis sem nuvens, o modelo *SEBAL* não estimou as *CBE* de forma satisfatória, apresentando erros superiores aos erros instrumentais, no caso de R_l e S , e aos erros do método da razão de Bowen, no caso de H e LE . O modo 1 não apresentou boas estimativas para as *CBE* (R_l , S , H e LE). O modo 2 apresentou boa estimativa somente para H , e o modo 3, somente para R_l e H . O parâmetro LE não obteve boa estimativa em qualquer dos modos do modelo *SEBAL*. Da mesma forma, o parâmetro r_o também não obteve boa estimativa por nenhum dos modos, apresentando desvios superiores a 25%. Já os parâmetros τ_{oc} , R_g e BOC foram estimados com desvios inferiores a 7%, apresentando resultados mais razoáveis. Por outro lado, o modelo *SEBAL* foi capaz de estimar os parâmetros ε_{atm} , R_{atm} , ε_{sup} , T_{sup} e R_{sup} com desvios inferiores a 2%, com exceção do modo 1, que estimou ε_{atm} e R_{atm} com desvios em torno de 10%.

No entanto, observa-se melhoras significativas nas estimativas das *CBE* quando consideram-se, no período estudado, os desvios médios para o píxel 4 isoladamente. Esse foi o único píxel classificado como não contaminado por nuvens nos três dias de experimento e que correspondia efetivamente à área do campo experimental, onde estavam localizadas as torres micrometeorológicas. Nesse píxel, os modos 2 e 3 apresentaram um bom desempenho para as estimativas dos parâmetros R_l , H e LE . O modo 1 continuou não apresentando um bom desempenho para as estimativas de R_l , H e LE , mas foi o único modo capaz de estimar o parâmetro S com erro aceitável.

Esses resultados podem indicar que, devido a uma possível heterogeneidade da superfície, os dados da torre micrometeorológica não mostraram-se representativos para todos os nove píxeis das imagens do *NOAA-14* selecionados para este estudo. O parâmetro r_o mostrou indícios de ter sido fortemente afetado por essa possível

heterogeneidade, uma vez que seu erro médio de estimativa diminuiu de aproximadamente 30% para menos de 3% no píxel 4. Os parâmetros τ_{oc} , R_g e BOC foram ligeiramente afetados. Seus desvios diminuíram de aproximadamente 7% para valores inferiores a 3% no píxel 4. Já os parâmetros ε_{atm} , R_{atm} , ε_{sup} , T_{sup} e R_{sup} não apresentaram diferenças significativas em seus desvios, considerando-se os nove píxeis ou o píxel 4 isoladamente.

Os maiores desvios nas estimativas de ε_{atm} e R_{atm} , apresentados pelo modo 1, podem estar relacionados ao fato desse modo estimar a transmitância atmosférica de ondas curtas, enquanto que, nos modos 2 e 3, esse é um dado de entrada. A incerteza associada à transmitância atmosférica de ondas curtas, mesmo que pequena, teve um papel importante na estimativa dos parâmetros ε_{atm} e R_{atm} . Esse comportamento foi observado tanto para o conjunto de píxeis sem nuvens, quanto para o píxel 4 isoladamente.

O teste de sensibilidade, realizado com as variáveis de entrada do modelo *SEBAL*, demonstrou que as considerações feitas a respeito dos valores de Z_{ref} , Z e Z_{ho} para sua inicialização foram satisfatórias, uma vez que variações dessas grandezas, mesmo em torno de 100%, não alteraram significativamente a resposta do modelo. O modelo *SEBAL* mostrou-se pouco sensível às variações de U_{100} e da temperatura do ar. Com relação a R_g e τ_{oc} , a variação na resposta do modelo foi aproximadamente proporcional às variações dessas grandezas, mostrando bastante sensibilidade a esses parâmetros. Já para r_o , a variação da resposta foi aproximadamente proporcional à metade da variação dessa grandeza, podendo ser significativa, dependendo da magnitude da variação. As variações na temperatura da superfície foram as que mais se refletiram na resposta do modelo. Nesse caso, uma mudança de apenas $\pm 0,80^\circ\text{C}$ provocou variações em torno de 10% nas *CBE*. Com isso, pode-se dizer que as variáveis de entrada mais relevantes foram T_{sup} , em primeiro lugar, e, em seguida, R_g , τ_{oc} e r_o .

Comparando os desvios médios, no período estudado, entre os conjuntos de píxeis sem nuvens e com nuvens, tem-se que o modo 2 foi pouco sensível à contaminação por nuvens na estimativa dos parâmetros R_l , S e H . Por outro lado, na estimativa de LE , esse modo mostrou-se consideravelmente sensível aos efeitos da presença de nuvens. O modo 3, para S , foi pouco sensível à presença de nuvens. No entanto, para R_l , H e LE , foi consideravelmente sensível. A estimativa de LE mostrou-se sensível à presença de nuvens nos dois modos. Ao contrário, a estimativa de S não

mostrou-se sensível à presença de nuvens em qualquer dos dois modos. O modo 3 mostrou-se mais sensível aos efeitos da presença de nuvens do que o modo 2.

Considerando apenas os resultados dos dias 16 e 17 para os modos 2 e 3 e excluindo-se os resultados do dia 18 por suspeita de presença de nuvens nos nove píxeis da imagem, observou-se uma diminuição dos desvios médios de estimativa dos parâmetros estudados. Para o modo 2, o desvio médio de estimativa de todos os parâmetros diminuiu de 10,03% para 7,22%, o que representa uma diferença de 2,81%. Para o modo 3, essa diferença foi de 1,40% (uma diminuição de 8,16% para 6,76%). A maior diferença foi notada para o parâmetro H , no modo 2, cujo desvio diminuiu de 16,58% para 9,77%. Esses resultados podem indicar que os píxeis 2 e 4 da imagem do dia 18, inicialmente classificados como livres de nuvens, na verdade, estavam contaminados.

5.2 Temperatura da superfície terrestre

Os resultados das estimativas da TST foram criticados em função do erro limite aceitável, definido pelo teste de sensibilidade realizado com o modelo $SEBAL$. Por esse teste, as estimativas da TST devem ter erros iguais ou inferiores a $0,8^{\circ}\text{C}$ para que as CBE sejam estimadas adequadamente.

Com relação às estimativas da TST , tem-se que o modelo $SEBAL$ não apresentou um erro médio aceitável (igual a $0,99^{\circ}\text{C}$) para o conjunto de píxeis sem nuvens. De um modo geral, o emprego da emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado não levou a uma melhora significativa das estimativas da TST . Isso indica que a estimativa da emissividade da superfície em função do $NDVI$, empregada originalmente pelo modelo $SEBAL$, mostrou-se adequada para o estudo em questão.

As estimativas da TST pelas metodologias de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991), em função da emissividade da superfície obtida pelo método da caixa original, não apresentaram erros médios aceitáveis em qualquer dos nove píxeis considerados, sendo superiores a $2,0^{\circ}\text{C}$. O coeficiente A , da equação janela separada (SW), apresentou valores dentro do intervalo esperado, mas o coeficiente B apresentou valores muito superiores ao relatados por França (1994). Portanto, as emissividades da superfície obtidas pelo método da caixa original parecem não corresponder aos valores reais para o tipo de superfície em questão.

Por outro lado, observaram-se melhoras nas estimativas da *TST* pelas metodologias de França (1994), Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991) quando utilizada a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado. Essas metodologias geraram estimativas com erros médios para os píxeis sem nuvens iguais a 0,80°C, 1,12°C e 1,24°C, respectivamente. Os coeficientes *A* e *B* apresentaram valores médios dentro do intervalo esperado citado por França (1994). Portanto, as emissividades da superfície obtidas pelo método da caixa modificado parecem corresponder melhor aos valores reais para o tipo de superfície em questão.

Novamente, os resultados mostram que o píxel central obteve os menores erros de estimativa, indicando que a estimativa da *TST* pode ter sido afetada pela heterogeneidade da superfície. Portanto, analisando os resultados para esse píxel isoladamente, em média, os melhores resultados foram obtidos por França (1994), e, em seguida, pelo modelo *SEBAL*, com erros de estimativa iguais a 0,19°C e 0,63°C, respectivamente, perfazendo uma diferença de 0,44°C. As metodologias de Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991) apresentaram erros médios superiores a 1,0 °C nesse píxel.

Em resumo, a metodologia de França (1994) apresentou erro de estimativa aceitável tanto para o conjunto de píxeis sem nuvens, quanto para o píxel 4 isoladamente, quando foi utilizada a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado. As estimativas do modelo *SEBAL* apresentaram erros aceitáveis somente no píxel 4. As metodologias de Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991) não apresentaram erros aceitáveis em qualquer dos casos em que foram aplicadas. O coeficiente *A* da equação janela separada (*SW*) apresentou valores médios dentro do intervalo esperado para as condições atmosféricas locais nos dois casos de emissividade da superfície considerados. O coeficiente *B* apresentou valores adequados somente quando foi utilizada a emissividade da superfície obtida pelo método da caixa modificado, mostrando-se mais sensível do que o coeficiente *A*.

Embora tenha gerado estimativas de *TST* com os menores erros, a inserção da metodologia de França (1994) no algoritmo do modelo *SEBAL* não promoveu uma melhora significativa nas estimativas das componentes do balanço de energia. Esse comportamento pode ter sido causado pela impossibilidade de se determinar, localmente, a emissividade espectral da superfície para todos os píxeis da imagem de satélite. Com isso, a determinação das temperaturas dos píxeis mais seco e mais úmido,

necessárias para a obtenção do fluxo de calor sensível, continuaram utilizando a emissividade da superfície em função do *NDVI*.

5.3 Considerações finais e recomendações

Os modos 2 e 3 do modelo *SEBAL* mostraram-se adequados para estimar as *CBE* nas condições reinantes no campo experimental em Dourados. O modo 1 apresentou estimativas adequadas somente para o parâmetro *S*. A parametrização do fluxo de calor no solo parece não ser adequada, uma vez que, quando os erros de r_o e R_l são pequenos, o de *S* é grande e, quando r_o é pequeno e R_l grande, o de *S* é pequeno. Esse resultado mostra a importância da avaliação de parametrizações empíricas antes de sua aplicação generalizada.

O píxel com as mesmas características da superfície referente à localização da torre micrometeorológica foi de grande importância para a validação do modelo *SEBAL*, uma vez que os desvios de estimativa associados a ele, em condições de ausência de nuvens, seriam relativos somente às parametrizações do algoritmo, e não aos efeitos da heterogeneidade da superfície, ou seja, à falta de representatividade espacial das medidas de campo.

O teste de sensibilidade mostrou a importância de se conhecer, previamente, os desvios associados às variáveis de entrada, assim como a necessidade de adequação de tais desvios para que o modelo possa alcançar resultados satisfatórios.

Os resultados mostraram que as estimativas da *TST* por França (1994) e pelo modelo *SEBAL* foram adequadas. No entanto, para fins operacionais, a aplicação da metodologia de França (1991), assim como a de Coll et al. (1994a) e Sobrino et al. (1991), torna-se restrita, uma vez que necessita de informações relativas às condições atuais da atmosfera e da emissividade da superfície, que ainda são de difícil obtenção. Nesse sentido, a metodologia original do modelo *SEBAL* mostra-se, no momento, mais facilmente aplicável, mas é importante mencionar que considerar os valores médios dos coeficientes *A* e *B* como constantes para qualquer situação atmosférica pode resultar em erros significativos. A obtenção da emissividade da superfície em função do *NDVI* parece ser adequada para superfícies cobertas por culturas. Para superfícies com coberturas vegetais naturais, é necessário cautela, pelo fato do *NDVI* não ser normalizado em função dos diferentes ecossistemas, ou seja, um valor alto pode indicar excelentes condições de vegetação em um determinado ecossistema e condições de

vegetação esparsa em outro tipo de ecossistema (Kogan, 1995). Entretanto, pesquisas direcionadas para a obtenção de perfis atmosféricos e da emissividade da superfície por satélite estão sendo desenvolvidas e possivelmente permitirão que metodologias de estimativa da *TST* mais refinadas sejam inseridas no algoritmo do modelo *SEBAL*.

Quanto à resolução espacial das imagens do satélite *NOAA-14*, a mesma demonstrou ser adequada para este estudo, proporcionando resultados satisfatórios. Entretanto, para regiões cujas características da superfície mudem significativamente em áreas com dimensões menores que a de um píxel, essa resolução pode vir a ser uma fonte de erro importante. De fato, segundo Medina et al. (1998), Bastiaanssen et al. (1998a) e (1998b), Timmermans (1999) e Bastiaanssen et al. (2000), a exatidão do modelo *SEBAL* muda com o grau de heterogeneidade da superfície e com o tamanho do píxel. Portanto, é necessário trabalhar com imagens cuja resolução espacial seja compatível com a variação espacial das características da superfície em estudo.

O sensoriamento remoto associado ao modelo *SEBAL* possui um grande potencial para atender as necessidades relativas à quantificação do balanço hídrico em escala regional, ou em bacias hidrográficas. Essa ferramenta é potencialmente adequada para a coleta de informações para uma extensa área, ao contrário dos métodos convencionais ou tradicionais de avaliação, que levam a resultados que são bastante pontuais ou representativos de pequenas áreas. Sua aplicação pode possibilitar uma considerável melhoria nos sistemas de assimilação dos modelos hidrológicos e meteorológicos. Nesse sentido, o modelo *SEBAL* pode fornecer quantificações mais exatas da evapotranspiração média em bacias hidrográficas, uma vez que, atualmente, os métodos utilizados para esse fim são basicamente empíricos e em função da temperatura apenas, sendo portanto, suscetíveis a maiores erros. Adicionalmente, esse algoritmo pode ser integrado aos modelos do tipo *SVAT*, com o propósito de quantificar parâmetros necessários ao fechamento desses modelos.

Com base no relatado, pode-se dizer que o modelo *SEBAL* é de grande aplicabilidade nas áreas de recursos hídricos e em meteorologia, podendo promover um avanço significativo na estimativa dos fluxos em superfície e do balanço hídrico na atmosfera.

Referências Bibliográficas

- ABARESHI, B. e P.H. SCHUEPP, 1998: Sensible heat flux estimation over the FIFE site by neural networks. *Bulletin of American Meteorological Society*, vol. 55, 1185 – 1197.
- AGUTTES, J.P., C. GOLDSTEIN, J. SCHRIVE, G. RAJU, M.S. NARAYANAN e M. DESBOIS, 2000: MEGHA – TROPIQUES: A satellite for studying the water cycle and energy exchanges in the tropics. 51 st International Astronautical Congress, Rio de Janeiro, Brazil.
- ALIOSO, A., H. CHAUKI, J.-P. WIGNERON, K. BERGAOUI, P. BERTUZZI, A. CHANZY, P. BESSEMOULIN e J.-C. CALVET, 1999: Estimation of energy fluxes from thermal infrared, spectral reflectances, microwave data and SVAT modeling. *Physical Chem. Earth (B)*, vol. 24, No. 7, 829 – 836.
- ALLEN, R.G., L.S. PEREIRA, D. RAES e M. SMITH, M., 1998: Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, Rome, Italy, 301p.
- ALLEN, R.G., 2000: Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. *Journal of Hydrology*, vol. 229, 27-41.
- ALLEN, R.G., R. TREZZA e M. TASUMI, 2002: Surface energy balance algorithms for land. Advance training and users manual, version 1.0, 98p.
- ALONSO, M., 1972: FÍSICA: um curso universitário. Ed. Edgard Blücher LTDA, São Paulo, 72p.
- ANDERSON, M.C., J.M. NORMAN, G.R. DIAK, W.P. KUSTAS e J.R. MECIKALSKI, 1997: A two source time integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, vol. 60, 195 – 216.

- ANDING, D. e R. KAUTH, 1970: Estimation of sea surface temperature from space. Remote Sensing of Environment, vol. 1, 217-220.
- ANUÁRIO ESTATÍSTICO DE MATO GROSSO DO SUL, 2002. <http://www.mt.gov.br>.
- ARINO, O., G. DEDIEU e P.Y. DESCHAMPS, 1992: Determination of land surface spectral reflectances using Meteorosat and NOAA/AVHRR shortwave channel data. International Journal of Remote Sensing, vol. 13, No. 12, 2263 – 2287.
- ATLAS GEOGRÁFICO DIGITAL DE MATO GROSSO DO SUL, 2002 - UNIDERP, <http://uniderp.br/atlas/index.html>.
- BAGHDADI, N., I. GHERBOUDJ, M. ZRIBI, M. SAHEBI, C. KING e F. BONN, 2004: Semi – empirical calibration of the IEM backscattering model using radar images and moisture and roughness field measurements. International Journal of Remote Sensing, vol. 25, No. 18, 3593 – 3623.
- BARRETT, E.C. e L.F.C. OBE, 1999: Introduction to Environmental Remote Sensing. Ed. Stanley Thornes Ltd, Cheltenham, United Kindom, 457 p.
- BARTON, I.J., 1995: Sattelite-derived sea surface temperature-current status. Journal of Geophysical Research, vol.15, 8777-8790.
- BASTIAANSSEN, W.G.M., 1995: Regionalization of surface flux densites and moisture indicators in composite terrain. Ph.D. Thesis. Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands, 273 p.
- BASTIAANSSEN, W.G.M., 1998: Remote Sensing in Water Resources Management: The State of the Art. International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka, 118p.

- BASTIAANSSEN, W.G.M., M. MENENTI, R.A. FEDDES e A.A.M. HOLTSLAG, 1998a: A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, vol. 212 – 213, 198 – 212.
- BASTIAANSSEN, W.G.M., H. PELGRUM, J. WANG, Y. MA, J.F. MORENO, G.J. ROERINK, e T. VAN DER WAL, 1998b: A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation. *Journal of Hydrology*, vol. 212 – 213, 213 – 229.
- BASTIAANSSEN, W.G.M., 2000: SEBAL – based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, vol. 229, 87 – 100.
- BASTIAANSSEN, W.G.M., D.J. MOLDEN e I.W. MAKIN, 2000: Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. *Agricultural Water Management*, vol. 46, 137-155.
- BASTIAANSSEN, W.G.M. e S. ALI, 2003: A new crop yield forecasting model based on satellite measurements applied across the Indus Basin, Pakistan. *Agriculture Ecosystems & Environment*, vol. 94, 321-340.
- BASTIAANSSEN, W.G.M. e L. CHANDRAPALA, 2003: Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. *Agricultural Water Management*, vol. 58, 171-192.
- BECKER, F., 1987: The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 8, No. 10, 1509 – 1522.
- BECKER, F. e Z.L. LI, 1990: Toward a local split window method over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 11, No. 3, 369-393.
- BHATTACHARYA, B.K. e V.K. DADHWAL, 2003: Retrieval and validation of land surface temperature (LST) from NOAA AVHRR thermal images of Gujarat, India. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 6, 1197 – 1206.

- BLYTH., E. M. e A.J. DOLMAN, 1995: The roughness length for heat of sparse vegetation. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 34, 583 – 585.
- BRUNSELL, N.A. e R.R GILLIES, 2003: Scale issues in land – atmosphere interaction: implications for remote sensing of the surface energy balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 117, 203-221.
- BRUTSAERT, W., A.Y. HSU e T.J. SCHMUGGE, 1993: Parameterization of surface heat fluxes above forest with satellite thermal sensing and boundary layer soundings. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 32, No. 5, 909 – 917.
- CASELLES, V., C. COLL e E. VALOR, 1997: Land surface emissivity and temperature determination in the whole HAPEX – Sahel area from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18, No. 5, 1009 – 1027.
- CHEHBOUNI, A., D. LO SEEN, E.G. NJOKO e B.M. MONTENEY, 1996: Examination of difference between radiative and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surfaces. *Remote Sensing of Environment*, vol. 58, 177-186.
- CHEHBOUNI, A., D. LO SEEN, E.G. NJOKU, J.-P. LHOMME, B. MONTENY e Y.H. KERR, 1997: Estimation of sensible heat flux over sparsely vegetated surfaces. *Journal of Hydrology*, vol. 188 – 189, 855 – 869.
- CHEMIN, Y., A. PLATONOV, M. UL-HASSAN e I. ABDULLAEV, 2004: Using remote sensing data for water depletion assessment at administrative and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan. *Agricultural Water Management*, vol. 64, 183-196.
- CHOUDHURY, B.J. e S.B. IDSO, 1987: Analisis of an empirical model of soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 39, 283-297.

- CLERBAUX, N., S. DEWITTE, L. GONZALEZ, C. BERTRAND, B. NICULA e A. IPE, 2003: Remote Sensing of Environment, vol. 85, 389 – 395.
- COLL, C., V. CASELLES, J.A. SOBRINO, E. VALOR, 1994a: On the atmospheric dependence of the split-window equation for the land surface temperature. International Journal of Remote Sensing, vol. 15, 105-122.
- COLL, C., V. CASELLES e T.J. SCHMUGGE, 1994b: Estimation of land surface emissivity differences in the split – window channels of AVHRR. Remote Sensing of Environment, vol. 48, 127 – 134.
- COLL, C., V. CASELLES, E. VALOR e E. RUBIO, 2003: Validation of temperature-emissivity separation and split-window methods from TIMS data and ground measurements. Remote Sensing of Environment, vol. 85, 232 – 242.
- DAUGHTRY, C.S.T., W.P. KUSTAS, M.S. MORAN, P.J.JR. PINTER, R.D. JACKSON, P.W. BROWN, W.D. NICHOLS e L.W. GAY, 1990: Spectral estimates of net radiation and soil heat flux. Remote Sensing of Environment, vol. 32, 111 – 124.
- DAVIDSON, A. e S. WANG, 2004: The effects of sampling resolution on the surface albedos of dominant land cover types in the North American boreal region. Remote Sensing of Environment, vol. 93, 211 – 224.
- DE VRIES, A .C., W.P. KUSTAS, J.C. RITCHIE, W. KLAASSEN, M. MENENTI, A. RANGO e J.H. PRUEGER, 2003: Effective aerodynamic roughness estimated from airborne laser altimeter measurements of surface features. International Journal of Remote Sensing, vol. 24, No. 7, 1545 – 1558.
- DIAK, G.R., C.J. SCHEUER, M.S. WHIPPLE e W.L. SMITH, 1994: Remote sensing of land – surface energy balance using data from the High – Resolution Interferometer Sounder (HIS): A simulation study. Remote Sensing of Environment, vol. 48, 106 – 118.

- DI AK, G.R., W.L. BLAND e J. MECIKALSKI, 1996: A note on first estimation of surface insolation from GOES – 8 visible satellite data. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 82, 219 – 226.
- DI AK, G.R., J.R. MECIKALSKI, M.C. ANDERSON, J.M. NORMAN, W.P. KUSTAS, R.D. TORN e R.L. DEWOLF, 2004: Estimating land surface energy budgets from space: Review and current efforts at the University of Wisconsin – Madison and USDA – ARS. *Bulletin of American Meteorological Society*, January, 65 – 78.
- DI BELLA, C.M., C.M. REBELLA e J.M. PARUELO, 2000: Evapotranspiration estimates using NOAA AVHRR imagery in the Pampa region of Argentina. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 4, 791 – 797.
- EYMARD, L. e O. TACONET, 1995: The methods for inferring surface fluxes from satellite data, and their use for atmospheric model validation. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 16, No.11, 1907-1930.
- FANG, H., S. LIANG, M. CHEN, C. WALTHALL e C. DAUGHTRY, 2004: Statistical comparison of MISR, ETM⁺ and MODIS land surface reflectance and albedo products of the BARC land validation core site, USA. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 2, 409 – 422.
- FEDDES, R.A ., M. MENENTI, P. KABAT e W.G.M. BASTIAANSEN, 1993: Is large – inverse modelling of unsaturated flow with areal average evaporation and surface soil moisture as estimated from remote sensing feasible ? *Journal of Hydrology*, vol. 143, 125 – 152.
- FOX, N. I., P. SAICH e C.G. COLLIER, 2000: Estimating the surface water and radiation balance in an upland area from space. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 16, 2985 – 3002.

- FRANÇA, G.B., 1994: Atmospheric correction for retrieval of quantitative information from visible and infrared remotely-sensed data. PhD Thesis from the Faculty of Science and Engineering, University of Dundee, UK, 166p.
- FRANÇA, G.B. E CRACKNELL, A.P., 1995: A simple cloud masking approach using NOAA daytime data for tropical areas. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 16, No.9, 1697-1705.
- FRANÇA, G.B. e W.S. CARVALHO, 2004: Sea surface temperature GOES-8 estimation approach for the Brazilian coast. *International Journal of Remote Sensing*, vol.25, No.17, 3439 – 3450.
- FUCHS, M. e C.B. TANNER, 1966: Infrared thermometry of vegetation. *Agronomy Journal*, vol.58, No.6, 597-601.
- GASTELLU-ETCHEGORRY, J.P., E. MARTIN e F. GASCON, 2004: DART: a 3D model for simulation satellite images and studying surface radiation budget. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 1, 73 – 96.
- GIGLIO, L., J.D. KENDALL e R. MACK, 2003a: A multi-year active fire dataset for the tropics derived from the TRMM VIRS. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 22, 4505 – 4525.
- GIGLIO, L., e C.O. JUSTICE, 2003b: Effect of wavelength selection on characterization of fire size and temperature. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 17, 3515 – 3520.
- GIVRI, J.R., 1995: Assessing the relation between emissivity and vegetation with AVHRR. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 16, No. 16, 2971 – 2988.
- GOÏTA, K. e A. ROYER, 1997: Surface temperature and emissivity separability over land surface from combined TIR and SWIR AVHRR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 35, No. 3, 718 – 733.

- GROVER, K.D., M.D. STEVEN e G. RONDEAUX, 2000: Estimating albedo from limited spectral and angular data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 1, 155 – 165.
- GU, D. e A.R. GILLESPIE, 2000: A new approach for temperature and emissivity separation. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 10, 2127 – 2132.
- HALL, F.G., P.J. SELLERS, D.E. STREBEL, E.T. KANEMASU, R.D. KELLY, B.L. BLAD, B.J. MARKHAM, J.R. WANG e F. HUENNRICH, 1991: Satellite remote sensing of surface energy and mass balance: results from FIFE. *Remote Sensing of Environment*, vol. 35, 187 – 199.
- HAN, K.-S., A.A. VIAU e F. ANCTIL, 2004: An analysis of GOES and NOAA derived land surface temperatures estimated over a boreal forest. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 21, 4761 – 4780.
- HAVSTAD, K.M., W.P. KUSTAS, A. RANGO, J.C. RITCHE e T.J. SCHMUGGE, 2000: Jornada experimental range: A unique arid land location for experiments to validate satellite system. *Remote Sensing of Environment*, vol. 74, 13 – 25.
- HEMAKUMARA, H.M., L. CHANDRAPALA e A.F. MOENE, 2003: Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. *Agricultural Water Management*, vol. 58, 109-122.
- HOLYER, R.J., 1984: A two-satellite method for measurement of sea surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, vol.5, 115-131.
- HOUBORG, R. M. e H. SOEGAARD, 2004: Regional simulation of ecosystem CO₂ and water vapor exchange for agricultural land using NOAA AVHRR and Terra MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 93, 150 – 167.
- HUANG, S. e F. SIEGERT, 2004: ENVISAT multisensor data for fire monitoring and impact assessment. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 20, 4411 – 4416.

- HURTT, G., X. XIAO, M. KELLER, M. PALACE, G.P. ASNER, R. BRASWELL, E.S. BRONDÍZIO, M. CARDOSO, C.J.R. CARVALHO, M.G. FEARON, L. GUILD, S. HAGEN, S. HETRICK, B. MOORE III, C. NOBRE, J.M. READ, T. SÁ, A. SCHLOSS, G. VOURLITIS e A.J. WICKEL, 2003: IKONOS imagery for the Large Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). *Remote Sensing of Environment*, vol. 88, 111 – 127.
- IQBAL, M., 1983: *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, Canada, 390pp.
- JACOB, F., M. WEISS, F. BARET e O. HAUTERCOUR, 2002: Mapping short – wave albedo of agricultural surfaces using airborne POLDER data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 80, 36 – 46.
- JIANG, L. e S. ISLAM, 2003: An intercomparison of regional latent heat flux estimation using remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 11, 2221 – 2236.
- JO, Y.–H., X.-H. YAN, J. PAN, W.T. LIU e M.-X. HE, 2004: Sensible and latent heat fluxes in tropical Pacific from satellite multi – sensor data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 90, 166 – 177.
- JUPP, D.L.B., 1998: Directional radiance and emissivity measurement models for remote sensing of the surface energy balance. *Environment Modelling Software*, vol. 13, 341 – 351.
- KANDIRMAZ, H. M., L. YENGINIRL, V. PESTEMALCI e N. EMRAHOGLU, 2004: Daily global solar radiation mapping of Tutkey using Meteosat satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 11, 2159 – 2168.
- KANT, Y. e K.V.S. BADARINATH, 2000: Studies on land surface temperature over heterogeneous areas using AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 8, 1749 – 1756.

- KERR, Y.H., J.P. LAGOUARD e J. IMBERNON, 1992: Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split-window. *Remote Sensing of Environment*, vol. 41, 197-209.
- KIDWELL, K.B., 1991: NOAA polar orbiter data user guide (TIROS-N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10, NOAA-11, and NOAA-12). National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D.C.
- KNEIZYS, F.X., 1988: User's guide to LOWTRAN 7. Optical/Infrared Technology Division. U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts, Tech. Rep. AFGL-TR-88-0177.
- KOGAN, J.L., 1985: Remote of surface and near surface temperature from remotely piloted aircraft. *Applied Optics*, vol.24, No.7, 1030-1036.
- KOGAN, J.L, 1995: Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection. *Advanced Space Resources*, vol.15, No.11, 91-100.
- KOGAN, J.L., 1997: Global drought watch from space. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol.78, No.4, 621-636.
- KUSTAS, W.P. e C.S.T. DAUGHTRY, 1990: Estimation of soil heat flux / net radiation ratio from spectral data. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 49, 205 – 224.
- KUSTAS, W. P., C.S.T. DAUGHTRY, e P.J. VAN OEVELEN, 1993: Analytical treatment of relationships between soil heat flux/net radiation ratio and vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, vol. 46, 319 – 330.
- KUSTAS, W. P. e J.M NORMAN, 1999: Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two – source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 94, 13 – 29.

- KUSTAS, W.P., J.M. NORMAN, M.C. ANDERSON e A.N. FRENCH, 2003: Estimation subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index – radiometric temperature relationship. *Remote Sensing of Environment*, vol. 85, 429 – 440.
- KUSTAS, W. P., F. LI, T.J. JACKSON, J.H. PRUEGER, J.I. MACPHERSON e M. WOLD, 2004: Effects of remote sensing pixel resolution on modeled energy flux variability of croplands in Iowa. *Remote Sensing of Environment*, vol. 92, 535 – 547.
- LABELLE, J. e M.P. STOLL, 1991: Angular variation of land surface spectral emissivity in the thermal infrared-laboratory investigation on bare soils. *International Journal of Remote Sensing*, vol.12, 2299-2310.
- LEEUWEN, W.J.D. e J.L. ROUJEAN, 2002: Land surface albedo from synergistic use of polar (EPS) and geo – stationary (MSG) observing systems: An assessment of physical uncertainties. *Remote Sensing of Environment*, vol. 81, 1 – 17.
- LLEWELLYN-JONES, D.T., P.J. MINNETT, R.W. SAUNDERS e A.M. ZAVODY, 1984: Satellite multichannel infrared measurements of sea-surface temperature of the atlantic ocean using AVHRR-2. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol.110, 613-631.
- LI, Z.-L. e F. BECKER, 1993: Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 43, 67 – 85.
- LI, Z.-L., F. BECKER, M.P. STOLL e Z. WAN, 1999: Evaluation of six methods for extracting relative emissivity spectra from thermal infrared images. *Remote Sensing of Environment*, vol. 69, 197 – 214.
- LIANG, S., 2000: Narrowband to broadband conversion of land surface albedo algorithms. *Remote Sensing of Environment*, vol. 76, 213 – 238.

- LIU, W.T., O. MASSAMBANI e C. NOBRE, 1994: Satellite recorded vegetation response to drought in Brazil. *International Journal of Climatology*, vol. 14, 343-354.
- LIU, W.T. e R.I. NEGRÓN JUÁREZ, 2001: ENSO drought onset prediction in northeast Brazil using NDVI. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 22, No. 17, 3483 – 3501.
- LILLESAND, T.N. e R.W. KIEFER, 1987: *Remote sensing and image interpretation*.
Jonh Willey & Sons, Inc.
- LIOU, K.N., 1980: *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press,
London, 392pp.
- LOURENS, U.W., C.M. VAN SANDWYK, J.M DE JAGER e W.J. VAN DEN BERG,
1995: Accuracy of an empirical model for estimating daily irradiance in South Africa from METEOSAT weather satellite imagery. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 71, No. 1 – 2, 75 – 86.
- LUCHT, W. e P. LEWIS, 2000: Theoretical noise sensitivity of BRDF and albedo retrieval from the EOS – MODIS and MISR sensors with respect to angular sampling. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 1, 81 – 98.
- MA, Y., 2003: Remote sensing parameterization of regional net radiation over heterogeneous land surface of Tibetan Plateau and arid area. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No.15, 3137 – 3148.
- MANZO-DELGADO, L., R. AGUIRRE-GÓMEZ e R. ÁLVAREZ, 2004: Multitemporal analysis of land surface temperature using NOAA-AVHRR: preliminary relationships between climatic anomalies and forest fires. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 20, 4417 – 4424.

- MARTICORENA, B., P. CHAZETTE, G. BERGAMETTI, F. DULAC e M. LEGRAND, 2004: Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from the POLDER/ADEOS bi – directional reflectance product. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 3, 603 – 626.
- McMILLIN, L. M., 1975: Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, vol.80, 5113-5117.
- MEDINA, J.L., E. CAMACHO, J. RECA, R. LÓPEZ e J. ROLDÁN, 1998: Determination and analysis of regional evapotranspiration in Southern Spain based on Remote Sensing and GIS. *Physical Chem. Earth*, vol. 23, No. 4, 427-432.
- MERLIN, O. e A. CHEHBOUNI, 2004: Different approaches in estimating heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 1, 275 – 289.
- MOHAMED, Y.A., W.G.M. BASTIAANSEN e H.H.G. SAVENIJE, 2004: Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. *Journal of Hydrology*, vol. 289, 145-164.
- MURAMATSU, K., S. FURUMI e N. FUJIWARA, 2000: Pattern decomposition method in the albedo space for landsat TM and MSS data analysis. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 1, 99 – 119.
- NERRY, F., J. LABED e M.P. STOLL, 1988: Emissivity signatures in the thermal IR band for remote sensing: calibration procedure and method of measurement. *Applied Optics*, vol.27, No.4, 758-764.
- NERRY, F., J. LABED e M.P. STOLL, 1990: Spectral properties of land surfaces in the thermal infrared field method for spectrally averaged emissivity measurements. *Water Resources Research*, vol.95, No. B5, 7045-7054.

NINOMIYA, Y., T. MATSUNAGA, Y. YAMAGUCHI, K. OGAWA, S. ROKUGAWA, K. UCHIDA, H. MURAOKA e M. KAKU, 1997: A comparison of thermal infrared emissivity spectra measured in situ, in the laboratory, and derived from thermal infrared multispectral scanner (TIMS) data in Cuprite, Nevada, U.S.A. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18, No. 7, 1571 – 1581.

NOAA Polar Orbiter Data User's Guide

<http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/podug/html/c1/sec 1-410.html>

NORMAN, J.M., M. DIVAKARLA e N.S. GOEL, 1995a: Algorithms for extracting information from remote thermal – IR observation of the earth's surface. *Remote Sensing of Environment*, vol. 51, 157 – 168.

NORMAN, J.M., W.P. KUSTAS e K.S. HUMES, 1995b: A two source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 77, 263-293.

NOVO, E.M.L.M., 1989: *Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações*. Ed. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, SP, Brasil, 308 p.

OLIOSO, A., H. CHAUKI, D. COURAULT e J.P. WIGNERON, 1999: Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sensing of Environment*, vol. 68, 341 – 356.

OTTLÉ, C. e D.V. MADJAR, 1992: Estimation of land surface temperature with NOAA9 data. *CNET/CRPE*, 38-40 rue du général Leclere, 92131, Issue Les Molineaux, France.

PAIVA, C.M., W.T.H. LIU, G.B. FRANÇA e O.C.R. FILHO, 2004: Estimativa das componentes do balanço de energia via satélite através do modelo SEBAL. *Congresso Brasileiro de Meteorologia, XIII, Fortaleza. Anais...*, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, CD-ROM.

- PARLOW, E., 2000: Spatio – Temporal investigation of net radiation and heat fluxes – results from a satellite data Analysis. 51 st International Astronautical Congress, Rio de Janeiro, Brazil.
- PAYAN, V. e A. ROYER, 2004: Analisis of Temperature Emissivity Separation (TES) algorithm applicability and sensitivity. International Journal of Remote Sensing, vol. 25, No. 1, 15 – 37.
- PERES, L. F. e C.C. DACAMARA, 2004: Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method: sensitivity analysis using simulated MSG/SEVIRI data. Remote Sensing of Environment, vol. 91, 377 – 389.
- PINKER, R.T., I. LASZLO, D. GOODRICH e G. PANDITHURAI, 2000: Satellite estimates of surface radiative fluxes for the extended San Pedro Basin: sensitivity to aerosols. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 105, 43 – 54.
- POKROVSKY, O e J.-L. ROUJEAN, 2002: Land surface albedo retrieval via kernel based BRDF modeling: I. Statistical inversion method and model comparison. Remote Sensing of Environment, vol. 84, 100 – 119.
- POKROVSKY, I., O. POKROVSKY e J.-L. ROUJEAN, 2003: Development of an operational procedure to estimate surface albedo from the SEVIRI/MSG observing system by using POLDER BRDF measurements I. Data quality control and accumulation of information corresponding to the IGBP land cover classes. Remote Sensing of Environment, vol. 87, 198 – 214.
- PRABHAKARA, C., G. DALU e V.G. KUNDE, 1974: Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11- to 13 μm window region. Journal of Geophysical Research, 79, 5039-5044.
- PRICE, J.C., 1984: Land Surface Temperature Measurements from the Split Window Channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. Journal of Geophysical Research, vol. 89, No. D5, 7231-7237.

- RAO, C.R.N. e J. CHEN, 1996: Post-launch calibration of the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-14 spacecraft. *International Journal of Remote Sensing*, vol.17, No.14, 2743-2747.
- RAMESH P. SINGH, SUDIPA ROY e F. KOGAN, 2003: Vegetation and temperature condition indices from NOAA AVHRR data for drought monitoring over India. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 22, 4393 – 4402.
- RIVAS, R. e V. CASELLES, 2004: A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing – based surface temperature and local meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 93, 68 – 76.
- ROERINK, G.J., Z. SU e M. MENENTI, 2000: S – SEBI: A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance. *Physical Chem. Earth (B)*, vol. 25, No. 2, 147 – 157.
- ROSENBERG, N.J., B.L. BLAD e S.B. VERMA, 1983: *Microclimate: The Biological Environment*. 2nd Edition, John Wiley & Sons, Lincoln-Nebraska, 495p.
- SAMARASINGHE, G.B., 2003: Growth and yields of Sri Lanka's major crops interpreted from public domain satellites. *Agricultural Water Management*, vol. 58, 145-157.
- SAUNDERS, R.W., 1990: The determination of broad band albedo from AVHRR visible and near infrared radiances. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 11, 49 – 67.
- SCHAUDT, K.J. e R.E. DICKINSON, 2000: An approach to deriving roughness length ADN zero – plane displacement height from satellite data, prototyped with boreas data. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 104, 143 – 155.
- SCHMUGGE, T., A. FRENCH, J.C. RITCHIE, A. RANGO e H. PELGRUM, 2002: Temperature and emissivity separation from multispectral thermal infrared observations. *Remote Sensing of Environment*, vol. 79, 189 – 198.

- SCHROEDTER, M., F. OLESEN e H. FISCHER, 2003: Determination of land surface temperature distributions from single channel IR measurements: an effective spatial interpolation method for the use of TOVS, ECMWF and radiosond profiles in the atmospheric correction scheme. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 6, 1189 – 1196.
- SELLERS, P.J., B.W. NEESON, F.G. HALL, G. ASRAR, R.E. MURPHY, R.A. SCHIFFER, F.P. BRETHERTON, R.E. DICKSON, R.G. ELLINGSON, C.B. FIELD, K.F. HUEMMRICH, C.O. JUSTICE, J.M. MELACK, N.T. ROULET, D.S. SCHIMMEL e P.D. TRY, 1995: Remote sensing of the land surface for studies of global change: model-algorithm-experiments. *Remote Sensing of Environment*, vol. 51, 3-26.
- SILVA, B.B. e M.V.C. BEZERRA, 2004: Determinação da evapotranspiração em escala regional através do SEBAL e de imagens Landsat 5-TM. Congresso Brasileiro de Meteorologia, XIII, Fortaleza. Anais..., Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, CD-ROM.
- SINGH, S.M., 1984: Removal of atmospheric effects on a pixel by pixel basis from the thermal infrared data from instruments on satellites: The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). *International Journal of Remote Sensing*, vol. 5, 161-183.
- SNYDER, W.C., Z. WANG, Y. ZHANG e Y.-Z. FENG, 1998: Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space. *International Journal of Remote Sensing*, vol.19, No.14, 2753-2774.
- SOBRINO, J.A, C. COL e V. CASELLES, 1991: Atmospheric Correction for Land Surface Temperature Using NOAA-11 AVHRR Channel 4 and 5. *Remote Sensing of Environmental*, vol. 38, 19-34.

- SOBRINO, J.A., Z.L. LI, M.P. STOLL e F. BECKER, 1996: Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 17, No.11, 2089-2114.
- SOBRINO, J.A., N. RAISSOUNI e Z.-L. LI, 2001: A comparative study of land surface emissivity retrieval from NOAA data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 75, 256 – 266.
- SOBRINO, J. A. e J. EL KHARRAZ, 2003: Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*, vol.24, No. 24, 5161 – 5182.
- SOBRINO, J.A., J.C. JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. EL-KHARRAZ, M. GÓMEZ, M. ROMAGUERRA e G. SÒRIA, 2004: Single – channel and two – channel methods for land surface temperature retrieval from DAIS data and its application to the Barrax site. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 1, 215 – 230.
- SONG, X., G. SAITO, M. KODAMA e H. SAWADA, 2004: Early detection system of drought in East Asia using NDVI from NOAA/AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 16, 3105 – 3111.
- TANAKA, M., T. SUGIMURA, S. TANAKA e N. TAMAI, 2003: Flood-drought cycle of Tonle Sap and Mekong Delta area observed by DMSP-SSM/I. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 7, 1487 – 1504.
- TANRE, D.C. e P. DUHAUT, 1990: Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 11, 659 – 668.
- TARPLEY, J.D., 1994: Monthly evapotranspiration from satellite and conventional meteorological observations. *Bulletin of American Meteorological Society*, vol. 7, No. 5, 703 – 713.

- TENALEM, A., 2003: Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands. *Journal of Hydrology*, vol. 279, 83-93.
- TIMMERMANS, W.J. e A.M.J. MEIJERINK, 1999: Remotely sensed actual evapotranspiration: implications for groundwater management in Botswana. *JAG*, vol. 1, 222-233.
- UPENSKY, A .B. e G.I. SCHERBINA, 1998: Derivation of land surface temperatures and emissivities from satellite IR window measurements. *Advanced Space Research*, vol. 21, No. 3, 433 – 437.
- VALIENTE, J.A., M. NUNEZ, E. LOPEZ–BAEZA e J.F. MORENO, 1995: Narrow band to broad – band conversion for Meteosat – visible channel and broad – band albedo using both AVHRR – 1 and 2 channels. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 16, No. 6, 1147 – 1166.
- VALOR, E. e V. CASELLES, 1996: Mapping land surface emissivity from NDVI: application to European, African and South American areas. *Remote Sensing of Environment*, vol. 57, 167 – 184.
- VAN DE GRIEND, A.A. e M. OWE, 1993: On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 14, No. 6, 1119 – 1131.
- VÁZQUEZ, D.P., F.J. REYES e L.A. ARBOLEDASW, 1997: A comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 62, 215 – 222.
- VIANELLO, L. R. e A.R. ALVES, 1991: *Meteorologia básica e aplicações*. Impr. Univ., UFV, Viçosa, 449p.

- VOGT, J., 1992: Characterizing the Spatio-Temporal Variability of Surface Parameters from NOAA AVHRR Data. A case Study for Southern Mali. CEC-JRC-IRSA, 1, 74.
- VUKOVICH, F.M., R. WAYLAND e D. TOLL, 1997: The surface heat flux as a function of ground cover for climate models. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 125, 572-586.
- VUOLO, J.H., 2002: Fundamentos da teoria de erros. 2ª Edição, Ed. Edgard Blücher Ltda., São Paulo, 249 p.
- XUE, Y., D.T. LLEWELLYN-JONES, S.P. LAWRENCE e C.T. MUTLOW, 2000: On the Earth's surface energy exchange determination from ERS satellite ATSR data: Part 2. Short – wave radiation. International Journal of Remote Sensing, vol. 21, No. 18, 3415 – 3426.
- YANG, L., 2000: Integration of a numerical model and remotely sensed data to study urban/rural land surface climate processes. Computers & Geosciences, vol. 26, 451 – 468.
- YUNHAO, C., L. XIAOBING, J. GUIFEI e S. PEIJUN, 2003: An estimation model for daily regional evapotranspiration. International Journal of Remote Sensing, vol. 24, No. 1, 199 – 205.
- ZHANG, J., W. WAGNER, A. PRAKASH, H. MEHL e S. VOIGT, 2004: Detecting coal fires using remote sensing techniques. International Journal of Remote Sensing, vol. 25, No. 16, 3193 – 3220.
- WAN, Z., Y. ZHANG, Q. ZHANG e Z.-L. LI, 2004a: Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. International Journal of Remote Sensing, vol. 25, No. 1, 261 – 274.

WAN, Z., P. WANG, X. LI, 2004b: Using MODIS Land Surface Temperature and Normalized Difference Vegetation Index products for monitoring drought in the southern Great Plains, USA. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 1, 61 – 72.

WANG, J., K. WHITE e G.J. ROBINSON, 2000: Estimating surface net solar radiation by use of Landsat-5 TM and digital elevation models. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 1, 31 – 43.

WEARE, B.C, 1992: *Atmospheric Radiation and Satellite Meteorology*. Department of Land, Air and Water Resources, University of California, Davis.