

T0149/98

**PARAMETRIZAÇÃO DE MODELO DE BALANÇO
ENERGÉTICO POR MEIO DE SENSORES
REMOTOS ORBITAIS
SISTEMA NOAA-14 / AVHRR 2**

Alexandre Grimaldi de Castro



DEDALUS - Acervo - EESC



31100017047

Tese apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos, da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências da Engenharia Ambiental.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Arthur Mattos

São Carlos
1998

Class. TESE/EESC
Cutt. 1437
Tempo T0 149/98

31100017047

st 980653

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Tratamento
da Informação do Serviço de Biblioteca - EESC-USP

C355p

Castro, Alexandre Grimaldi de
Parametrização de modelo de balanço energético
por meio de sensores remotos orbitais sistema
NOAA-14/AVHRR 2 / Alexandre Grimaldi de Castro. --
São Carlos, 1998.

Tese (Doutorado) -- Escola de Engenharia de São
Carlos-Universidade de São Paulo, 1998.
Área: Ciências da Engenharia Ambiental.
Orientador: Prof. Dr. Arthur Mattos.

1. Sensoriamento remoto. 2. Balanço energético.
3. NOAA. I. Título.

FOLHA DE APROVAÇÃO

Candidato: Bacharel **ALEXANDRE GRIMALDI DE CASTRO**

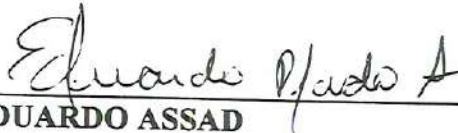
Tese defendida e aprovada em 08-05-1998
pela Comissão Julgadora:



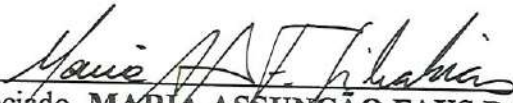
Prof. Associado **ARTHUR MATTOS (Orientador)**
(Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo)



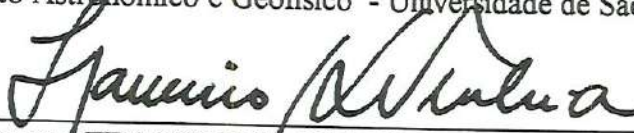
Prof. Associado **ROMÍSIO GERALDO BOUHID ANDRÉ**
(UNESP - Campus de Jaboticabal)



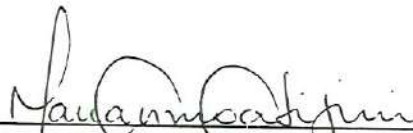
Doutor **EDUARDO ASSAD**
(Pesquisador - EMBRAPA/CPAC)



Prof. Associado **MARIA ASSUNÇÃO FAUS DA SILVA DIAS**
(Instituto Astronômico e Geofísico - Universidade de São Paulo)



Prof. Doutor **FRANCISCO ARTHUR DA SILVA VECCHIA**
(Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo)



Prof. Doutora **MARIA DO CARMO CALIJURI**
Coordenadora da Área de Ciências da Engenharia Ambiental



JOSE CARLOS A. CINTRA
Presidente da Comissão de Pós-Graduação

Aos meus pais e irmãos

Ao Professor Arthur Mattos, pelo inestimável apoio e orientação, bases fundamentais da elaboração deste estudo.

Ao Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada, Escola de Engenharia de São Carlos, USP, pelo suporte ao desenvolvimento deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela bolsa de estudo concedida.

À Empresa Oceansat, a qual cedeu gentilmente as imagens NOAA utilizadas neste estudo.

Ao Grupamento de Modelagem Atmosférica, IAG/USP, na figura do Prof. Humberto Rocha, pelos dados de campo e apoio ao desenvolvimento deste estudo.

A todos os colegas e amigos que de alguma forma colaboraram na elaboração e execução deste estudo, em particular ao Sr. Jeremias Pereira Filho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE SÍMBOLOS	xv
LISTA DE FOTOGRAFIAS	xviii
LISTA DE IMAGENS	xix
RESUMO	
xiv ABSTRACT	
xxv	
1 INTRODUÇÃO	01
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	03
2.1 Modelos de Balanço Energético	03
2.2 Métodos para Cálculo Fluxo Turbulento de Calor	21
2.3 Sensoriamento Remoto	27
2.3.1 Balanço Energético	29
2.3.2 Resistência à Transferência de Calor e Momento	31
2.3.3 Emissividade	35
2.3.4 Índice de Vegetação	40
2.3.5 Efeitos Atmosféricos	50
2.3.6 Temperatura de Superfície	69
2.3.6.1 Algoritmos para Estimativa Temperatura Superfície Terrestre	79
2.3.7 Extrapolação Espaço-Temporal	90
3 OBJETIVOS	94
4 MATERIAL E MÉTODOS	95

4.1 Local de Estudo	95
4.2 Material	97
4.2.1 Sistema Sensor NOAA-14 / AVHRR-2	97
4.2.2 Informações Auxiliares e Dados de Campo – Estação Climatológica IAG/USP	101
4.2.3 Laboratório de Geoprocessamento	102
4.2.4 Modelo de Transferência Radiativa (STREAMER)	102
4.3 Métodos	105
4.3.1 Sensoriamento Remoto	105
4.3.1.1 Calibração e Correção Radiométrica	108
4.3.1.2 Correção Atmosférica	113
4.3.1.3 Correção Geométrica e Registro de Imagens	116
4.3.1.4 Índice de Vegetação e Índice de Área Foliar	118
4.3.1.5 Emissividade de Superfície	119
4.3.1.6 Estimativa da Temperatura de Superfície	121
4.3.2 Parâmetros Modelo de Balanço Energético	121
4.3.2.1 Resistência Aerodinâmica e Adicional	122
4.3.2.2 Radiação Líquida	124
4.3.2.3 Albedo	125
4.3.2.4 Calor no Solo/Substrato (Fator G)	125
4.3.3 Estimativa dos Fluxos H e LE	126
4.3.3.1 Calor Sensível (Fator H)	126
4.3.3.2 Calor Latente (Fator LE)	126
4.3.4 Estimativa dos Índices de Evapotranspiração	126
4.3.5 Avaliação Acuracidade das Estimativas dos Fluxos	126
4.3.6 Avaliação Operacional	127
5.0 RESULTADOS E DISCUSSÃO	128
5.1 Dados Estação Climatológica IAG/USP	128
5.2 Sensoriamento Remoto	132
5.2.1 Correção Atmosférica	135
5.2.1.1 Análise de Sensibilidade	145
5.2.2 Espectro Refletido	153

5.2.2.1 Reflectância Aparente	153
5.2.2.2 Índice de Vegetação	166
5.2.2.3 Índice de Área Foliar	172
5.2.2.4 Albedo (hemisférico)	181
5.2.3 Espectro Emissivo	186
5.2.3.1 Emissividade	188
5.2.3.2 Total de Água Precipitável	200
5.2.3.3 Temperatura de Superfície	204
5.3 Balanço Energético	214
5.3.1 Resistência Aerodinâmica e Excedente	214
5.3.2 Radiação Líquida	220
5.3.3 Fluxo de Calor no Solo	227
5.3.4 Fluxo de Calor Sensível	234
5.3.5 Fluxo de Calor Latente	243
5.4 Avaliação da Acuracidade das Estimativas LE e H	248
6.0 CONCLUSÕES	255
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	260
GLOSSÁRIO	283

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 01 - Geometria de imageamento definida para sensores orbitais, discriminando os ângulos de iluminação (s) e visada (v) e respectivos ângulos zenital (θ) e azimutal de iluminação (ϕ) 14
- FIGURA 02 - Diagrama ilustrando resistência paralela à transferência de momento e calor, bem como principais parâmetros e variáveis do modelo de balanço energético (modificado de NORMAN et al., 1995) 17
- FIGURA 03 - Esquema representativo de procedimento de sensoriamento remoto da superfície-alvo, considerando fatores de geometria de iluminação e interferências atmosféricas – espalhamento e atenuação 28
- FIGURA 04 - Curvas espectrais correspondentes a diferentes alvos (solo exposto e vegetação), bem como principais fenômenos intervenientes envolvidos no estabelecimento da assinatura espectral 44
- FIGURA 05 - Espectro de absorção dos principais constituintes atmosféricos, considerando-se intervalo espectral na faixa do visível e infravermelho próximo 51
- FIGURA 06 - Ângulos zenital solar e de visada, bem como ângulo azimutal considerados no cálculo dos valores de transmitância e caminho ótico da atmosfera 52
- FIGURA 07 - Representação esquemática dos principais fenômenos e processos atmosféricos responsáveis pela absorção e espalhamento da radiação, assim como intervalo correspondente na coluna atmosférica 55

FIGURA 08 - Espectro de absorção dos principais gases constituintes da atmosfera e espectro de absorção da atmosfera (modificado de S.E VALLEY, 1965, apud PRATA, 1994)	64
FIGURA 09 - Variação da transmitância atmosférica na faixa de 11 μm em função do ângulo zenital de visada, considerando três modelos de perfil atmosférico (modificado de PRATA, 1993)	67
FIGURA 10 - Curva de resposta espectral do Canal 1 do NOAA-14 AVHRR.-2	99
FIGURA 11 - Curva de resposta espectral do Canal 2 do NOAA-14 AVHRR.-2	99
FIGURA 12 - Curva de resposta espectral do Canal 3 do NOAA-14 AVHRR.-2	100
FIGURA 13 - Curva de resposta espectral do Canal 4 do NOAA-14 AVHRR.-2	100
FIGURA 14 - Curva de resposta espectral do Canal 5 do NOAA-14 AVHRR.-2	101
FIGURA 15 - Fluxograma representativo dos procedimentos e métodos adotados para processamento digital dos dados amostrados por sistema de sensoriamento remoto orbital (NOAA-14/AVHRR)	107
FIGURA 16 - Fluxograma simplificado dos procedimentos adotados para estimativa dos diversos componentes do balanço energético a partir de dados amostrados por sistemas remoto orbitais e obtidos a nível de superfície por estação climatológica	123
FIGURA 17 - Temperatura do ar (T_a) e temperatura do solo (T_s), medidas por sensores instalados em estação climatológica IAG/USP, para o mês de agosto de 1997	130
FIGURA 18 - Radiação total incidente (K_i) e radiação líquida (R_n), medidas por sensores instalados em estação climatológica IAG/USP, para o mês de agosto de 1997	130

FIGURA 19 - Velocidade do vento (u), medida por sensores instalados em estação climatológica IAG/USP, para o mês de agosto de 1997	131
FIGURA 20 - Umidade específica (q), medida por sensores instalados em estação climatológica IAG/USP, para o mês de agosto de 1997	131
FIGURA 21 - Fluxos de Calor Latente (LE) e Valor Sensível (H), registrados por estação climatológica IAG/USP, para o mês de agosto de 1997	132
FIGURA 22 - Variação da radiância ao longo da coluna atmosférica em função da variação do ângulo zenital solar, observada segundo os canais 1(a) e 2(b) do sensor AVHRR-2. Baseado em resultado de simulação com modelo Stream	147
FIGURA 23 - Diagrama Box e Whisker para valores de radiância observados para os canais 1(a) e 2(b) do sensor AVHRR-2, discriminando variação das médias e dos padrões de dispersão em função do ângulo zenital solar. Baseado em simulação com modelo Streamer	149
FIGURA 24 - Diagrama de análise multidimensional segundo matriz de similaridade (distância euclidiana sobre médias não-ponderadas), discriminando padrões referentes aos canais 1(a) e 2(b) do sensor AVHRR-2. Baseado em resultados de simulação com modelo Streamer	151
FIGURA 25 - Análise multidimensional segundo matriz de similaridade entre médias (distância euclidiana sobre médias não-ponderadas) para os valores de radiância projetados para as faixas espectrais correspondentes aos canais 1(a) e 2(b) do sensor AVHRR-2, considerando diferentes ângulos azimutais ...	154
FIGURA 26 - Análise multidimensional baseada em matriz de correlação entre os valores registrados para os canais 1(a) e 2(b) do sensor AVHRR-2, durante períodos de imageamento. Dimensões 1, 2 e 3 (x , y e z) representam índices de distância euclidiana sobre médias não-ponderadas	156
FIGURA 27 - Diagrama das médias por desvios padrão observados em relação aos valores de Radiação Total Incidente (K_i) registrados por estação	

climatológica IAG/USP para os cinco dias de análise. Elipse com intervalo de significância de 0,99	158
FIGURA 28 - Correlação entre os valores correspondentes ao índice SAVI estimados para cada um dos dias analisados	166
FIGURA 29 - Análise multidimensional baseada em matriz de correlação do índice de vegetação SAVI para condições de superfície (a) e exoatmosférica (b). Dimensões 1, 2 e 3 (x, y e z) representam valores de correção observados entre os índices atribuídos a cada um dos dias analisados	174
FIGURA 30 - Análise multidimensional baseada em matriz de correlação do índice de vegetação NDVI para condições de superfície (a) e exoatmosférica (b). Dimensões 1, 2 e 3 (x, y e z) representam valores de correção observados entre os índices atribuídos a cada um dos dias analisados	175
FIGURA 31 - Representação da correlação observada entre os valores de IAF atribuídos a cada um dos dias analisados	179
FIGURA 32 - Relação entre os valores de radiância encontrados para a faixa do Vermelho (canal 1) contra o Infravermelho Próximo (canal 2). Segundo dados referentes ao dia 230	180
FIGURA 33 - Análise multidimensional de similaridade entre as estimativas da temperatura de superfície (Ts) efetuadas por meio de cinco diferentes modelos, para cada um dos dias analisados. Baseada em resultados de análise de agrupamentos por distância euclidiana sobre médias não-ponderadas	209
FIGURA 34 - Análise multidimensional com base em resultados de análise de agrupamentos (distância euclidiana), segundo estimativas de temperatura de superfície (Ts) para cada um dos modelos. Correspondente ao dia 230 ...	210
FIGURA 35 - Velocidade do vento (m/s) registrada por estação climatológica IAG/USP para cada um dos dias analisados	216
FIGURA 36 - Diagrama Box e Whisker Plot relativo a parâmetro velocidade do vento, registrado em estação climatológica IAG/USP, denotando padrões de dispersão observados em cada um dos dias analisados	217

FIGURA 37 - Variação dos valores de resistência aerodinâmica (r_a) estimados para o dia 230, segundo valores de IAF e modelos propostos em CHOUDHURY & MONTEITH (1988)	218
FIGURA 38 - Variabilidade do fator de resistência aerodinâmica (r_a) frente a variação do parâmetro velocidade do vento (u)	219
FIGURA 39 - Radiação Total Incidente (K_i) e Radiação Líquida (R_n), medidas por estação climatológica IAG/USP, para os cinco dias analisados	222
FIGURA 40 - Diagrama de correlação entre valores de Radiação Líquida (R_n), estimados a partir de dados amostrados por sensor orbital (AVHRR-2) e por estação climatológica IAG/USP, para cada um dos dias analisados	223
FIGURA 41 - Análise multidimensional das taxas de Radiação Líquida (R_n), estimadas segundo dados amostrados pelo sensor AVHRR-2 e por estação climatológica IAG/USP. Dimensões correspondem a matriz de distância gerada por análise de agrupamentos (distância euclidiana sobre médias não-ponderadas)	224
FIGURA 42 - Comportamento dos parâmetros Temperatura do Solo (T_s)(- 10,0 cm) e Temperatura do Ar (T_a), medidos por estação climatológica IAG/USP, para os cinco dias analisados	229
FIGURA 43 - Diagrama de análise multidimensional, segundo matriz de distância euclidiana, para estimativas de fluxo de calor no solo/substrato (G) efetuadas a partir de dados gerados pelo sensor AVHRR-2	233
FIGURA 44 - Fluxo de Calor Sensível (H), registrado por estação climatológica IAG/USP e calculados por método de covariâncias (Eddy Correlation), para cada um dos dias analisados	237
FIGURA 45 - Análise multidimensional segundo resultados de análise de agregamento (distância euclidiana sobre médias não ponderadas) das estimativas de fluxo de calor sensível efetuadas para cada um dos dias analisados	239

FIGURA 46 - Fluxo de Calor Latente (LE), registrado por estação climatológica IAG/USP e calculado segundo método de covariâncias (Eddy Correlation), para cada um dos dias analisados	244
FIGURA 47 - Análise multidimensional segundo resultados de análise de agrupamentos (distância euclidiana sobre médias não-ponderadas) relativo às estimativas do fator LE para cada um dos dias analisados	245
FIGURA 48 - Relação entre valores de fluxo Radiação Líquida (R_n) observados (medidos em estação climatológica) e estimados com base em dados gerados por sistema sensor AVHRR-2	251
FIGURA 49 - Diagrama dos fluxos de Radiação Líquida (R_n) observados (medidos em estação climatológica) versus valores previstos, segundo análise de regressão linear destes com valores estimados por meio de dados gerados por sensor AVHRR-2	251
FIGURA 50 - Relação entre valores de fluxo de calor sensível (H) observados (medidos em estação climatológica) e estimados com base em dados gerados por sistema sensor AVHRR-2	253
FIGURA 51 - Diagrama dos fluxos de calor sensível (H) observados (medidos em estação climatológica) versus valores previstos, segundo análise de regressão linear destes com valores estimados por meio de dados gerados por sensor AVHRR-2	253
FIGURA 52 - Relação entre valores de fluxo de calor latente (LE) observados (medidos em estação climatológica) e estimados com base em dados gerados por sistema sensor AVHRR-2	254
FIGURA 53 - Diagrama dos fluxos de calor latente (LE) observados (medidos em estação climatológica) versus valores previstos, segundo análise de regressão linear destes com valores estimados por meio de dados gerados por sensor AVHRR-2	254

LISTA DE TABELAS

TABELA 01 - Ordem de magnitude dos efeitos atmosféricos sobre os registros dos canais 1 e 2 e NDVI do sensor AVHRR. O efeito proporcional (Transmissão) é dado em percentagem de aumento (↑) ou decréscimo (↓) do sinal	54
TABELA 02 - Valores de H_0 e F ($W\ m^{-2}$) para os canais 1 e 2 do sensor AVHRR-2 (a partir de NECKEL & LABS, 1984)	59
TABELA 03 - Características gerais do sistema sensor AVHRR-2 (Advanced Very High Resolution Radiometer)	98
TABELA 04 - Número de onda central para os canais infravermelhos do sensor NOAA-14/AVHRR.-2. Correspondentes ao intervalo do infravermelho termal	98
TABELA 05 - Comparação das principais características dos modelos de transferência radiativa na atmosfera	104
TABELA 06 - Lista das bandas espectrais para comprimentos de onda longos e curtos (em cm^{-1}) utilizados pelo modelo Streamer	106
TABELA 07 - Coeficientes de calibração para os canais 1 e 2 do sistema NOAA-14/AVHRR-2 para os meses de maio, junho e julho de 1997 (NOAASIS)	110
TABELA 08 - Coeficientes de correção radiométrica para resposta não-linear dos canais 3, 4 e 5 do sistema NOAA-14/AVHRR-2	114
TABELA 09 - Estatística descritiva dados meteorológicos básicos, coletados por meio de estação climatológica IAG/USP, bem como valores de fluxo (LE e	

H) calculados segundo método de covariâncias (Eddy Correlation). Para os meses de julho (a) e agosto (b) de 1997	129
TABELA 10 - Lista de imagens NOAA utilizadas no estudo, relacionando dia juliano, horário e geometria de imageamento - composta por ângulo zenital solar e de visada, ângulo azimutal e elevação, bem como altitude média da plataforma orbital	134
TABELA 11 - Irradiância (fluxo em W/m^2), simulada para 25 níveis altimétricos da coluna atmosférica, correspondente ao intervalo de comprimento de onda da banda 5 ($10,64 - 12,50 \mu m$) do sensor AVHRR-2, durante passagem dia 230	138
TABELA 12 - Exemplo de resultados obtidos por meio de simulação com modelo Streamer, expressos em valores de radiância ($W/m^2/sr$), para o intervalo espectral representado pelo canal 1 do sensor AVHRR-2 ($0,52 - 0,78 \mu m$). Condições de contorno definidas por três ângulos zenitais de visada (45° , 50° e 55°), um ângulo azimutal (227°) e um ângulo zenital solar ($32^\circ 56'$), este último calculado pelo próprio modelo Segunda data e horário de passagem da plataforma orbital	140
TABELA 13 - Perfil atmosférico correspondente à região Tropical, segundo modelo Streamer, denotando variação nas concentrações dos principais gases atmosféricos, temperatura e vapor de água em cada um dos 25 níveis altitudinais	141
TABELA 14 - Valores dos principais parâmetros utilizados para correção atmosférica das imagens NOAA / AVHRR-2, calculados segundo modelo proposto em FRASER et al (1992). Todos os parâmetros em W/m^2	142
TABELA 15 - Valores de transmitância atmosférica calculados por meio do modelo Streamer, para cada uma das bandas / imagens utilizadas. Sufixos d e n correspondentes aos períodos diurno e noturno respectivamente	146
TABELA 16 - Teste de desigualdade de médias LSD. Diferenças significativas ($p < 0,01$) marcadas com *. (a) Canal 1 e (b) Canal 2 AVHRR-2	150

TABELA 17 - Variação dos valores de radiância projetados para as faixas espectrais correspondentes aos canais 1(a) e 2(b) do sistema sensor AVHRR-2 em função de diferentes configurações de visada (ângulos azimutais)	152
TABELA 18 - Estatística descritiva dos valores de radiância calibrados e corrigidos para cada uma das bandas do espectro visível, correspondentes aos períodos de observação	157
TABELA 19 - Matriz de correlação segundo valores de radiância calibrados e corrigidos, para cada uma das bandas do espectro refletido ($p < 0,01$) ...	159
TABELA 20 - Diferença de médias para os registros de radiância das bandas 1, 2 e 3 do sistema sensor AVHRR-2 ($p < 0,01$)	164
TABELA 21 - Estatística descritiva dos índices de vegetação NDVI e SAVI, calculados com base em valores de reflectância aparente corrigidos (S) e não-corrigidos (X) quanto aos efeitos atmosféricos	168
TABELA 22 - Teste de diferença de médias para os índices de vegetação SAVI e NDVI, considerando-se os registros a nível de superfície (S) e exoatmosféricos (X)	170
TABELA 23 - Estatística descritiva dos valores referentes ao índice de área foliar, calculado segundo PRICE (1992)	181
TABELA 24 - Correlação entre os Índices de Área Foliar observados para cada uma das passagens analisadas	181
TABELA 25 - Teste de diferença de médias para valores de IAF ($p < 0,01$)	181
TABELA 26 - Estatística descritiva dos valores de albedo observados para cada um dos dias (passagens) analisados	182
TABELA 27 - Matriz de correlação dos valores de albedo atribuídos a cada uma das passagens analisadas ($p < 0,01$)	183
TABELA 28 - Teste de diferença de médias para os valores de albedo observados em cada uma das passagens ($p < 0,01$)	183

TABELA 29 - Estatística descritiva dos valores de temperatura de brilho (TOA) registradas por meio dos canais 4 e 5 do sistema sensor AVHRR-2 durante os cinco dias de amostragem	187
TABELA 30 - Matriz e correlação entre valores de temperatura de brilho correspondentes aos dias de passagens e canais do sensor AVHRR-2	188
TABELA 31 - Teste de diferença de médias segundo valores de temperatura de brilho (TOA) registrados por meio dos canais 4 e 5 em cada um dos dias analisados	188
TABELA 32 - Estatística descritiva dos valores de emissividade estimados para cada um dos canais (4 e 5) e dias de passagem	193
TABELA 33 - Teste de diferença de médias em relação aos valores de emissividade de superfície estimados para os canais 4 e 5, durante os cinco dias analisados	193
TABELA 34 - Estatística descritiva dos valores estimados de Total de Água Precipitável na coluna atmosférica, para cada uma das passagens	201
TABELA 35 - Estatística descritiva segundo estimativas da temperatura de superfície (Ts) por meio dos cinco modelos, discriminados por dia de passagem	211
TABELA 36 - Parâmetros utilizados para estimativa das taxas instantâneas de Rn com base em dados do sensor AVHRR-2 e estação climatológica IAG/USP	222
TABELA 37 - Estatística descritiva do conjunto de estimativas das taxas de Radiação Líquida (Rn), efetuadas a partir de dados do sensor AVHRR-2 e estação climatológica IAG/USP	223
TABELA 38 - Matriz de correlação ($p < 0,01$) valores de Radiação Líquida (Rn) estimados a partir de dados do sensor AVHRR-2 e estação climatológica IAG/USP	227

TABELA 39 - Teste de diferença entre médias ($p < 0,01$) para taxas de Radiação Líquida (R_n) estimadas a partir de dados do sensor AVHRR-2 e estação climatológica IAG/USP	227
TABELA 40 - Teste de diferença entre médias ($p < 0,01$), efetuado a partir das estimativas do fator G	228
TABELA 41 - Estatística descritiva referente às estimativas do fator G, segundo dados amostrados por sensor AVHRR-2	230
TABELA 42 - Estatística descritiva referente às estimativas do fator H, segundo dados amostrados por sensor AVHRR-2	238
TABELA 43 - Estatística descritiva referente às estimativas do fator LE, segundo dados amostrados por sensor AVHRR-2	244
TABELA 44 - Teste de diferença entre médias ($p < 0,01$), efetuado a partir das estimativas do fator LE	245
TABELA 45 - Resultados Balanço Energético conforme observado por meio medições em estação climatológica IAG/USP (Obs.) e estimados com base em dados do sistema sensor AVHRR-2 (Est.)	250
TABELA 46 - Medidas quantitativas do desempenho das estimativas das taxas de radiação líquida (R_n) e dos fluxos turbulentos de calor sensível (H) e calor latente (LE), frente aos valores observados (medidos) por estação climatológica IAG/USP	252

LISTA DE SÍMBOLOS

C_c, C_s	Coefficientes no modelo Shuttleworth-Wallace
C_p	Calor específico para ar seco, $J g^{-1} K^{-1}$
C_r	Coefficiente de atenuação para radiação líquida (adimensional)
D	Déficit de pressão de vapor ($e_s - e$), kPa
d	Altura deslocamento momento da vegetação, m
E	Taxa de evapotranspiração, $g m^{-2} s^{-1}$
E_c	Taxa de transpiração a partir da copa vegetação, $g m^{-2} s^{-1}$
E_s	Taxa de evaporação a partir do solo, $g m^{-2} s^{-1}$
e	Pressão de vapor, kPa
e_s	Pressão de vapor em saturação, kPa
G	Fluxo de calor no solo, $W m^{-2}$
g	Aceleração da gravidade, $m s^{-2}$
H	Fluxo de calor sensível, $W m^{-2}$
H_c	Fluxo de calor sensível a partir da copa da vegetação, $W m^{-2}$
H_s	Fluxo de calor sensível a partir do solo, $W m^{-2}$
h	Altura da copa da vegetação, m
h_r	Umidade relativa, adimensional
K_h	Difusividade para calor e vapor de água, $m^2 s^{-1}$
$K \downarrow$	Radiação solar, $W m^{-2}$
$K \downarrow_m$	Valor máximo de radiação solar, $W m^{-2}$
k	Constante de von Karman, aprox. 0,4
IAF	Índice de área foliar, adimensional
IAF _m	Valor máximo para o índice de área foliar, adimensional
Nu	Número de Nusselt, adimensional

P	Precipitação, mm / hora
Pa	Pressão atmosférica, kPa
Pr	Número de Prandtl, adimensional
R_a, R_s, R_c	Termos derivados modelo S-W, $\text{kPa s K}^{-1} \text{ m}^{-1}$
R_n	Radiação líquida, W m^{-2}
R_n^c	Radiação líquida absorvida pela vegetação, W m^{-2}
R_n^s	Radiação líquida absorvida pelo solo/substrato, W m^{-2}
Re	Número de Reynolds (adimensional)
r_b	Resistência camada limite de uma folha, s m^{-1}
r_c	Resistência copa da vegetação, s m^{-1}
r_h	Resistência aerodinâmica para calor sensível, s m^{-1}
re	Resistência estomatal, s m^{-1}
r_a^a	Resistência aerodinâmica ao fluxo de calor e vapor de água entre o fluxo médio das copas e a altura do sensor, s m^{-1}
r_a^c	Resistência aerodinâmica ao fluxo de calor e vapor de água entre a superfície das folhas e o fluxo médio das copas, s m^{-1}
r_a^s	Resistência aerodinâmica ao fluxo de calor e vapor de água entre a superfície do solo e o fluxo médio das copas, s m^{-1}
r_s^s	Resistência sub-superfície do solo ao fluxo de vapor de água entre a profundidade onde o gás do solo esta saturado com vapor de água e a superfície do solo, s m^{-1}
r_s^c	Resistência da superfície das copas vegetação ao fluxo de vapor de água entre a cavidade estomatal e a superfície das folhas, s m^{-1}
T	Temperatura do ar, ° K
T_s	Temperatura da superfície, ° K
u	Velocidade do vento, m s^{-1}

u_m	Velocidade do vento na altura do fluxo médio nas copas, $m s^{-1}$
u^*	Velocidade de fricção, $m s^{-1}$
W_l	Largura da folha, m
w	Velocidade vertical do vento
z	Altura acima da superfície, m
z_0	Rugosidade das copas para momento, m
z_h	Rugosidade das copas para calor sensível, m
α	Coefficiente modelo PT, adimensional
γ	Constante psicrométrica, $kPa K^{-1}$
Δ	Inclinação da curva de saturação de pressão de vapor, $kPa K^{-1}$
$\delta \theta$	Déficit umidade do solo, $kg m^{-3}$
ζ	Estabilidade atmosférica, adimensional
k	Difusividade térmica no ar, $m^2 s^{-1}$
λ	Calor latente de vaporização da água, $J g^{-1}$
λE	Fluxo de calor latente, $W m^{-2}$
ν	Viscosidade cinética do ar, $m^2 s^{-1}$
ρ	Densidade do ar, $g m^{-3}$
ρ_v	Densidade do vapor, $g m^{-3}$
σ	Constante de Stefan-Boltzmann, $5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-1}$
ϕ	Corredor estabilidade de fluxo para calor sensível
Ψ_h	Corretor estabilidade perfil para fluxo calor sensível
Ψ_m	Corretor estabilidade perfil para momento

LISTA DE FOTOGRAFIAS

- FOTO 1.0 – Vista da Estação Climatológica IAG/USP, instalada em campo de cultivo de cana de açúcar, Fazenda Usina Santa Elisa, S.P 96
- FOTO 2.0 – Vista panorâmica campo de cultivo de cana de açúcar, Fazenda Usina Santa Elisa, S.P., local do experimento (estação climatológica 96
- FOTO 3.0 – Local de estudo, denotando cobertura do solo por cultura de cana de açúcar. Recobrimento estimado em cerca de 40-50% da superfície do solo 144

LISTA DE IMAGENS

IMAGEM 01 - Imagem correspondente ao intervalo espectral do canal 1 (0,58-0,68 μm) do sensor AVHRR-2, adquirida no dia 230	135
IMAGEM 02 - Imagem correspondente ao intervalo espectral do canal 2 (0,725-1,0 μm) do sensor AVHRR-2, adquirida no dia 230	136
IMAGEM 03 - Imagem correspondente ao intervalo espectral do canal 3 (3,55-3,93 μm) do sensor AVHRR-2, adquirida no dia 230	136
IMAGEM 04 - Imagem composição colorida dos canais 3 (R), 2 (G) e 1 (B), passagem 230	160
IMAGEM 05 - Imagem composição colorida dos canais 3 (R), 2 (G) e 1 (B), passagem 231	161
IMAGEM 06 - Imagem composição colorida dos canais 3 (R), 2 (G) e 1 (B), passagem 238	161
IMAGEM 07 - Imagem composição colorida dos canais 3 (R), 2 (G) e 1 (B), passagem 239	162
IMAGEM 08 - Imagem composição colorida dos canais 3 (R), 2 (G) e 1 (B), passagem 240	162
IMAGEM 09 - Mapa temático Índice de Vegetação NDVI, passagem 230	171
IMAGEM 10 - Mapa temático Índice de Vegetação SAVI, passagem 230	171
IMAGEM 11 - Mapa temático Índice de Área Foliar – passagem 230	176
IMAGEM 12 - Mapa temático Índice de Área Foliar – passagem 231	177

IMAGEM 13 - Mapa temático Índice de Área Foliar – passagem 238	177
IMAGEM 14 - Mapa temático Índice de Área Foliar – passagem 239	178
IMAGEM 15 - Mapa temático Índice de Área Foliar – passagem 240	178
IMAGEM 16 - Mapa temático Albedo de superfície – passagem 230	184
IMAGEM 17 - Mapa temático Albedo de superfície – passagem 231	184
IMAGEM 18 - Mapa temático Albedo de superfície – passagem 238	185
IMAGEM 19 - Mapa temático Albedo de superfície – passagem 239	185
IMAGEM 20 - Mapa temático Albedo de superfície – passagem 240	186
IMAGEM 21 - Imagem canal 4 (10,3 – 11,3 μm) sensor AVHRR. Passagem 230	189
IMAGEM 22 - Imagem canal 5 (11,4 – 12,4 μm) sensor AVHRR. Passagem 230	189
IMAGEM 23 - Mapa temático temperatura de brilho (TOA) registrada por canal 4 sensor AVHRR, passagem 230	190
IMAGEM 24 - Mapa temático temperatura de brilho (TOA) registrada por canal 4 sensor AVHRR, passagem 230	190
IMAGEM 25 - Mapa temático emissividade de superfície estimada para intervalo espectral correspondente ao canal 4 do sensor AVHRR. Passagem 230	194
IMAGEM 26 - Mapa temático emissividade de superfície estimada para intervalo espectral correspondente ao canal 5 do sensor AVHRR. Passagem 230	194
IMAGEM 27 - Mapa temático emissividade de superfície estimada para intervalo espectral correspondente ao canal 4 do sensor AVHRR. Passagem 231	195
IMAGEM 28 - Mapa temático emissividade de superfície estimada para intervalo espectral correspondente ao canal 5 do sensor AVHRR. Passagem 231	195
IMAGEM 29 - Mapa temático emissividade de superfície estimada para intervalo espectral correspondente ao canal 4 do sensor AVHRR. Passagem 238	196

IMAGEM 30 - Mapa temático emissividade de superfície estimada para intervalo espectral correspondente ao canal 5 do sensor AVHRR. Passagem 238	196
IMAGEM 31 - Mapa temático emissividade de superfície estimada para intervalo espectral correspondente ao canal 4 do sensor AVHRR. Passagem 239	197
IMAGEM 32 - Mapa temático emissividade de superfície estimada para intervalo espectral correspondente ao canal 5 do sensor AVHRR. Passagem 239	197
IMAGEM 33 - Mapa temático emissividade de superfície estimada para intervalo espectral correspondente ao canal 4 do sensor AVHRR. Passagem 240	198
IMAGEM 34 - Mapa temático emissividade de superfície estimada para intervalo espectral correspondente ao canal 5 do sensor AVHRR. Passagem 240	198
IMAGEM 35 - Mapa temático variação índices de emissividade ($\Delta\varepsilon$) registrados para os canais 4 e 5 do sensor AVHRR. Passagem 230	199
IMAGEM 36 - Mapa temático Total de Água Precipitável (w), estimada segundo diferença dos canais 4 e 5 do sistema NOAA-14/AVHRR-2. Passagem 230	201
IMAGEM 37 - Mapa temático Total de Água Precipitável (w), estimada segundo diferença dos canais 4 e 5 do sistema NOAA-14/AVHRR-2. Passagem 231	...	202
IMAGEM 38 - Mapa temático Total de Água Precipitável (w), estimada segundo diferença dos canais 4 e 5 do sistema NOAA-14/AVHRR-2. Passagem 238	202
IMAGEM 39 - Mapa temático Total de Água Precipitável (w), estimada segundo diferença dos canais 4 e 5 do sistema NOAA-14/AVHRR-2. Passagem 239	203
IMAGEM 40 - Mapa temático Total de Água Precipitável (w), estimada segundo diferença dos canais 4 e 5 do sistema NOAA-14/AVHRR-2. Passagem 240	203
IMAGEM 41 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo de PRICE (1984), em °C. Passagem 230	205
IMAGEM 42 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo de BECKER (1987), em °C. Passagem 230	206
IMAGEM 43 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo de BECKER & LI (1990), em °C. Passagem 230	206

IMAGEM 44 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo de ULIVIERI et al. (1994), em °C. Passagem 230	207
IMAGEM 45 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo da Universidade de Valência. (COLL et al., 1994), em °C. Passagem 230	207
IMAGEM 46 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo da Universidade de Valência. (COLL et al., 1994), em °C. Passagem 231	212
IMAGEM 47 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo da Universidade de Valência. (COLL et al., 1994), em °C. Passagem 238	212
IMAGEM 48 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo da Universidade de Valência. (COLL et al., 1994), em °C. Passagem 239	213
IMAGEM 49 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo da Universidade de Valência. (COLL et al., 1994), em °C. Passagem 240	213
IMAGEM 50 – Mapa temático Radiação Líquida Instantânea ($R_n - W/m^2$), estimada segundo dados do sensor AVHRR-2 e estação climatológica IAG/USP. Dia 230	224
IMAGEM 51 – Mapa temático Radiação Líquida (instantânea) estimada com base em dados do sensor AVHRR-2 e da estação climatológica IAG/USP. Dia 231 ..	225
IMAGEM 52 – Mapa temático Radiação Líquida (instantânea) estimada com base em dados do sensor AVHRR-2 e da estação climatológica IAG/USP. Dia 238 ...	225
IMAGEM 53 – Mapa temático Radiação Líquida (instantânea) estimada com base em dados do sensor AVHRR-2 e da estação climatológica IAG/USP. Dia 239 ...	226
IMAGEM 54 – Mapa temático Radiação Líquida (instantânea) estimada com base em dados do sensor AVHRR-2 e da estação climatológica IAG/USP. Dia 240 ...	226
IMAGEM 55 - Fluxo de calor no solo (G), em W / m^2 , estimado segundo modelo de KUSTAS & DAUGHTRY (1990), para dia 230	230
IMAGEM 56 - Fluxo de calor no solo (G), em W / m^2 , estimado segundo modelo de KUSTAS & DAUGHTRY (1990), para dia 231	231

IMAGEM 57 - Fluxo de calor no solo (G), em W / m^2 , estimado segundo modelo de KUSTAS & DAUGHTRY (1990), para dia 238	231
IMAGEM 58 - Fluxo de calor no solo (G), em W / m^2 , estimado segundo modelo de KUSTAS & DAUGHTRY (1990), para dia 239	232
IMAGEM 59 - Fluxo de calor no solo (G), em W / m^2 , estimado segundo modelo de KUSTAS & DAUGHTRY (1990), para dia 240	232
IMAGEM 60 - Mapa temático Fluxo Instantâneo de Calor Sensível (H), estimado segundo dados sensor AVHRR – 2. Passagem 230	240
IMAGEM 61 - Mapa temático Fluxo Instantâneo de Calor Sensível (H), estimado segundo dados sensor AVHRR – 2. Passagem 231	241
IMAGEM 62 - Mapa temático Fluxo Instantâneo de Calor Sensível (H), estimado segundo dados sensor AVHRR – 2. Passagem 238	241
IMAGEM 63 - Mapa temático Fluxo Instantâneo de Calor Sensível (H), estimado segundo dados sensor AVHRR – 2. Passagem 239	242
IMAGEM 64 - Mapa temático Fluxo Instantâneo de Calor Sensível (H), estimado segundo dados sensor AVHRR – 2. Passagem 240	242
IMAGEM 65 - Mapa temático Fluxo Instantâneo Calor Latente (LE), estimado segundo dados do sensor AVHRR-2. Passagem 230	246
IMAGEM 66 - Mapa temático Fluxo Instantâneo Calor Latente (LE), estimado segundo dados do sensor AVHRR-2. Passagem 231	246
IMAGEM 67 - Mapa temático Fluxo Instantâneo Calor Latente (LE), estimado segundo dados do sensor AVHRR-2. Passagem 238	247
IMAGEM 68 - Mapa temático Fluxo Instantâneo Calor Latente (LE), estimado segundo dados do sensor AVHRR-2. Passagem 239	247
IMAGEM 69 - Mapa temático Fluxo Instantâneo Calor Latente (LE), estimado segundo dados do sensor AVHRR-2. Passagem 240	248

RESUMO

Instrumentos de sensoriamento remoto, em especial orbitais, tem-se apresentado como uma das principais alternativas à extrapolação espacial coerente de dados anteriormente amostrados em escala pontual. Nesta pesquisa foram verificadas as potencialidades e limitações no uso desta tecnologia em estudos hidrológicos em escala regional. Optou-se pela utilização de um modelo de balanço energético como elemento de calibração e verificação dos dados amostrados por sensores orbitais. Foram utilizados dados gerados pelo sistema NOAA 14 / AVHRR 2 para a parametrização de modelo de balanço energético, tendo-se utilizado dados amostrados por estação climatológica para a avaliação da acuracidade e precisão dos procedimentos analíticos adotados. Os resultados reportados neste estudo indicam esta estratégia como promissora, muito embora alguns aspectos fundamentais, tanto teóricos como operacionais, careçam ainda maior detalhamento. O uso de modelos empíricos e/ou semi-empíricos, em particular, merece atenção especial, visto estes representarem condicionantes ambientais muitas vezes com representatividade restrita aos locais de referência, não suportando a plena generalização dos princípios básicos nestes contidos.

ABSTRACT

Remote sensing instruments, specially orbital systems, are currently been appointed as one of the main alternatives to coerently extrapolate spatially environmental data sampled as pontual measurements. In this research the potentials and limitations of using that technology in regional hydrological studies were analysed. An option was made to use an energy balance model for calibration and checking of data sampled by remote sensors. There were utilized NOAA 14 / AVHRR 2 data to parametrize the energy balance model and some data sampled through a climatological station, that were also used to evaluate the acuracy and precision of the analytical procedures adopted. The results accuses that strategy as adequate, although some theoretical and operational aspects deserve a more detailed analysis. An special attention must be payed to the use of empirical or semi-empirical models as far as these represent environmental attributes sometimes with limited representativity, which shows some limitations concerning the generalization of those principles.

80
293
323

1.0 - INTRODUÇÃO

Por se tratar de recursos com perspectivas de disponibilidade limitada a médio / longo prazos, observa-se uma intensificação das investigações dos diversos processos envolvidos na utilização e gerenciamento de recursos hídricos em escalas local e regional. Mais recentemente, com o advento de estudos de avaliação dos impactos ambientais de atividades antrópicas em escala global, inúmeras ações de pesquisa vem sendo direcionadas à observação de padrões em diferentes escalas de abstração e representação funcional do ambiente (DELCOURT & DELCOURT, 1988; LOHELE & WEIN, 1994; SCHULTZ, 1994).

Maior dificuldade situa-se na obtenção de dados básicos ou primários e posterior integração analítica com demais funções de força preponderantes. Neste aspecto, em particular quanto a espacialização dos fluxos observados em escala pontual, a utilização de sistemas de sensoriamento remoto, aliados a sistemas de informações geográficas, apresenta-se como alternativa promissora. Algumas questões básicas permanecem, todavia, por serem resolvidas, a exemplo da influência da escala de representação sobre a acuracidade e representatividade dos dados e informações.

A parametrização de modelos de balanço energético por intermédio de dados coletados por sistemas sensores remotos orbitais sofreu avanço significativo a partir da disponibilidade de dados gerados pelo sistema TIROS II, lançado ao espaço na década de 60. Este procedimento é geralmente efetuado por meio da estimativa das temperaturas de superfície e sua correspondente temperatura cinética de superfície. Esta tecnologia tem sido utilizada, desde então, em inúmeras aplicações, tais como estimativas de evapotranspiração regional, monitoramento de estresse hídrico em plantações comerciais e em estudos relacionados a inércia térmica.

Entraves teórico/operacionais são frequentemente relacionados à dificuldades para validação das estimativas da temperatura de superfície, calibração dos sistemas sensores e ainda quanto às influências exercidas pela atmosfera e variabilidade dos índices de emissividade de diferentes superfícies. Ademais, a relação entre as temperaturas de brilho, registradas por sistemas sensores remotos, e sua correspondência com a temperatura aerodinâmica e cinética de superfície, representa aspecto ainda não inteiramente óbvio a ponto de permitir a plena expansão e operacionalização desta tecnologia de obtenção de dados e informações básicas.

Dificuldades adicionais estão relacionadas a própria estrutura dos modelos de balanço energético, sejam estes de camada simples ou múltipla. Uma variável de extrema complexidade quanto aos procedimentos de parametrização corresponde às diversas expressões da resistência aos fluxos turbulentos de calor e momento. Seu reconhecimento por meio de sistemas sensores remotos, em especial orbitais, permanece como elemento chave a ser apropriadamente elucidado. Ademais das dificuldades teóricas quanto a plena compreensão do papel exercido por diferentes variáveis no cômputo final dos fluxos observados em superfície, ainda são observadas dificuldades técnicas para a obtenção de determinados parâmetros via sistemas remotos orbitais.

Tendo em vista estas dificuldades técnicas, este estudo teve como objetivo efetuar uma avaliação preliminar da procedência e das dificuldades técnico-operacionais da utilização de sistemas sensores remotos orbitais para parametrização de modelos de balanço energético. Tal ação está voltada, todavia, a procedimentos que permitam a: (1) espacialização de dados originalmente pontuais e (2) ao estudo de processos de balanço energético expressos em escala regional.

2.0 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - MODELOS DE BALANÇO ENERGÉTICO

A estimativa do balanço hídrico é geralmente obtida por intermédio de modelos empíricos ou semi-empíricos (MONTEITH & UNWORTH, 1990), fundamentados na investigação dos balanços energético e de massas. Uma das abordagens mais freqüentes trata da representação unidimensional da equação de balanço energético proposta em JACKSON (1985). A maioria dos métodos utiliza dados amostrados por estações climatológicas próximas à área de interesse, procedendo-se a seguir a extrapolação dos resultados para escalas mais amplas. A regionalização de índices quantitativos permanece, todavia, como desafio maior para compreensão dos processos hidrológicos observados em ambientes não-saturados (WOOD, 1994).

Na ausência de movimento advectivo, o balanço energético para uma vegetação de porte reduzido pode ser descrita como (CAMPBELL, 1977):

$$R_n - G = H + \lambda E \quad (1)$$

onde a componente a esquerda representa a energia disponível para o sistema e da direita o fluxo turbulento de calor. R_n é a radiação líquida, G o fluxo de calor no solo, H o fluxo de calor sensível e λE o fluxo de calor latente, sendo λ o calor latente de vaporização da água - considerado constante e E a taxa de evaporação.

A maioria dos modelos de balanço energético foi desenvolvida com referência a cultivos agrícolas bem irrigados, tendo o modelo de PENMAN (1948) sua representação mais rigorosa. Visando a generalização do modelo de Penman

para cultivos submetidos a estresse hídrico, MONTEITH (1965) sugeriu a incorporação de um termo de resistência da cobertura vegetal, r_c , de forma a descrever o efeito do controle estomatal no processo de evapotranspiração. A equação original de Penman-Monteith pode ser representada como:

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p D / r_a}{\Delta + \gamma(r_c + r_a) / r_a} \quad (2)$$

onde Δ descreve a inclinação da curva de pressão de vapor saturado pela temperatura, ρC_p representa a capacidade volumétrica de calor, D o déficit de pressão de vapor ($= e_s - e$, em kPa), γ a constante psicrométrica ($= \rho C_p / \lambda e$), R_n a radiação líquida, G fluxo de calor sensível no meio (substrato e/ou solo), r_c e r_a os componentes de resistência da vegetação e aerodinâmica respectivamente.

O primeiro termo no numerador corresponde ao componente energético e o segundo ao aerodinâmico. O modelo de Penman-Monteith foi posteriormente modificado por THOM (1972) de forma a representar o aumento da resistência aerodinâmica para transferência de calor e massa próximo a cobertura vegetal quando comparado a resistência para momento. O fluxo de calor latente passa a ser contraposto por r_c e r_a e o de calor sensível apenas por r_a . Tanto a equação original de Penman, como sua modificação por Monteith incorporam os princípios de balanço energético e resistência aerodinâmica, sendo consideradas como equações combinadas. Ambas encontram fundamentação teórica nos princípios de que (i) as fontes de calor sensível e latente apresentam uma mesma altura e temperatura (hipótese da "big leaf") e (ii) a razão entre altura de medição das variáveis em (2) sobre a extensão horizontal da vegetação é inferior a 1/100. Este último aspecto é geralmente observado para coberturas com dosséis homogêneos e contínuos ou para solo exposto, sendo falha para coberturas esparsas.

Inúmeros modelos foram propostos com o intuito de se analisar este processo em condições de cobertura não homogênea (CHOUDHURY & MONTEITH, 1988; SMITH et al., 1988), merecendo destaque o modelo de

SHUTTLEWORTH & WALLACE (SW) (1985), o qual em muito se assemelha ao modelo de Penman quanto a fundamentação teórica e dados necessários para a sua implementação. O sistema passa a ser constituído por dois componentes governados por meio dos princípios de balanço energético e resistência aerodinâmica. Neste modelo os fluxos líquidos de calor sensível (H) e latente (λE) apresentam dois componentes, oriundos do solo (H_s e λE_s) e da cobertura vegetal (H_c e λE_c). Segundo SHUTTLEWORTH & WALLACE (1985), o fluxo médio na cobertura ocorre a uma altura $d + z_0$, onde d é a altura de deslocamento para momento e z_0 é a rugosidade da superfície. A radiação líquida na superfície do solo é aproximada a partir da radiação líquida no topo da cobertura R_n , utilizando-se a lei de Beer:

$$R_n^s = R_n \exp(-C_r IAF) \quad (3)$$

onde C_r é o coeficiente de atenuação e IAF o índice de área foliar. O fluxo de calor latente é assim igual a:

$$\lambda E = C_c PM_c + C_s PM_s \quad (4)$$

onde PM_c e PM_s correspondem aos termos da equação de Penman-Monteith para cobertura contínua e solo exposto e C_c e C_s aos termos de resistência envolvendo os parâmetros de resistência Δ e γ .

A equação de PM pode ser representada segundo estes termos como (STANNARD, 1993):

$$PM_c = \left\{ \Delta(R_n - G) - [\rho C_p D - \Delta r_a^c (R_n^s - G)] / (r_a^a + r_a^c) \right\} \left\{ \Delta + \gamma \left[1 + r_s^c / (r_a^a + r_a^c) \right] \right\}^{-1} \quad (5)$$

$$PM_s = \left\{ \Delta(R_n - G) - [\rho C_p D - \Delta r_a^s (R_n - R_n^s)] / (r_a^a + r_a^s) \right\} \left\{ \Delta + \gamma \left[1 + r_s^s / (r_a^a + r_a^s) \right] \right\}^{-1} \quad (6)$$

e os coeficientes obtidos por:

$$C_c = \left\{ 1 + R_c R_a / [R_s (R_c + R_a)] \right\}^{-1} \quad (7)$$

$$C_c = \left\{ 1 + R_s R_a / [R_c (R_s + R_a)] \right\}^{-1} \quad (8)$$

onde

$$R_a = (\Delta + \gamma) r_a^a \quad (9)$$

$$R_s = (\Delta + \gamma) r_a^s + \gamma r_s^s \quad (10)$$

$$R_c = (\Delta + \gamma) r_a^c + \gamma r_s^c \quad (11)$$

PRIESTLEY & TAYLOR (1972) propuseram um modelo mais simples para estimativa da evapotranspiração em condições de advecção mínima que, ao contrário dos modelos de PM e SW, é menos exigente quanto aos parâmetros necessários à sua implementação. Este modelo é descrito como:

$$\lambda E = \alpha \Delta (R_n - G) / (\Delta + \gamma) \quad (12)$$

onde α é um coeficiente adimensional. Em condições de boa disponibilidade hídrica, a equação de PT se aproxima de forma significativa à de PM, o coeficiente α assumindo valores próximos a 1,26 e a componente aerodinâmica respondendo por cerca de 21% do termo energético (STANNARD, 1993).

No monitoramento do balanço hídrico em condições não-controladas os valores de Δ , ρ , λ , ρ_v e γ da equação de PM são obtidos a partir de medidas de T e h_r e da altitude local por meio de equações padrão (onde T é a temperatura do ar e h_r a altura de resistência média do dossel). Considerando que acima da cobertura vegetal

a velocidade do vento é uma função logarítmica da altura, CAMPBELL (1977) propôs uma generalização diabática por meio da adição de um corretor de perfil:

$$u = u^* \left[\frac{\ln \left(\frac{z-d+z_o}{z_o} \right) + \psi_m}{k} \right] \quad (13)$$

onde a difusividade para calor e vapor de água é representada como:

$$K_h = \frac{ku(z-d+z_h)}{\Phi_h} \quad (14)$$

Integrando-se a recíproca de K_h de d até a altura do sensor z , obtém-se a expressão para r_h :

$$r_h = \frac{\frac{(z-d+z_h)}{z_h} + \psi_h}{ku^*} \quad (15)$$

onde ψ_h é a forma integrada de Φ_h . Abaixo do topo da cobertura vegetal a relação expressa por meio da eq.13 não é válida, sendo substituída por uma função exponencial da altura da copa.

A resistência da cobertura vegetal r_c é equivalente a resistência conjunta dos estômatos da vegetação em paralelo. Assumindo-se r_e como representativa de todos os estômatos, r_c é definida por SHUTTLEWORTH (1976) como:

$$r_c = r_e / IAF \quad (16)$$

JARVIS (1976) sugere que a resistência r_c é controlada, basicamente, pela diferença em umidade relativa entre a folha e a atmosfera, pela radiação

fotossinteticamente ativa (PAR), temperatura e potencial hídrico das folhas e pela concentração de CO_2 .

Para coberturas vegetais muito esparsas SHUTTLEWORTH & WALLACE (1985) propõe uma nova formulação para a resistência aerodinâmica, calculada pela integração da recíproca de K_h (eq. 14) a partir de $0,5 h$ até a altura do sensor z , com $d = 0$:

$$r_a^a = \frac{\ln\left(\frac{z + z_h}{0.5z + z_h}\right) + \psi_h}{ku^*} \quad (17)$$

e r_a^s calculada como a recíproca de K_h integrada de 0 a $0,5 h$:

$$r_a^s = \frac{\ln\left(\frac{0.5z + z_h}{z_h}\right) + \psi_h}{ku^*} \quad (18)$$

onde os valores de ψ_h diferem para cada caso, sendo igual a forma integrada de Φ com referência às alturas observadas. Na medida em que grande parte do calor sensível origina-se da superfície do solo, geralmente assume-se o valor de $z_h = 1 \text{ mm}$ como representativo para condições de solo exposto (eqs. 17 e 18).

Especificando-se a altura média do fluxo na cobertura como $0,5 * h$, onde h é a altura média das copas, r_a^c pode ser calculada como a resistência equivalente para todas folhas em paralelo, segundo SHUTTLEWORTH & WALLACE (1985):

$$r_a^c = r_b / LAF \quad (19)$$

onde r_b pode ser calculado como (CAMPBELL, 1977):

$$r_b = 0.7W_1 / k Nu \quad (20)$$

onde W_1 representa a largura das folhas, estimado como 0,01 IAF e Nu (número de Nusselt) é calculado como:

$$Nu = 2Re^{1/2} Pr^{1/3} / 3 \quad (21)$$

onde Pr (número de Prandt) é estimado a partir de:

$$Pr = \nu / k \quad (22)$$

e onde ν é a viscosidade cinética e k a difusividade térmica da atmosfera, definidas segundo CAMPBELL (1977) como:

$$\nu = [1,33 + 0,00908 (T - 273,2)] / (987 Pa) \quad (23)$$

$$k = [1,88 + 0,0133 (T - 273,2)] / (987 Pa) \quad (24)$$

onde T é a temperatura do ar e Pa a pressão atmosférica no local de medida (em mb). Re é o número de Reynolds (para as folhas), estimado por meio da expressão:

$$Re = W_1 u_m / \nu \quad (25)$$

onde a velocidade do vento (u_m) em referência à altura média do fluxo na vegetação ($z = h/2$) é dada por:

$$u_m = u^* / k \{ \ln[h/2 - (d + z_o)] \} + \psi_m \quad (26)$$

STANNARD (1993) observa que o modelo de PM é dos três o que menos se ajusta às taxas de evapotranspiração observadas em condições de vegetação esparsa e clima semi-árido. O fato de simulações realizadas por

intermédio deste modelo resultarem em estimativas de E inferiores às medições de fluxos de calor latente indica, segundo o autor, a influência atribuída à premissa de cobertura homogênea (hipótese "big leaf"), fator este acentuado em períodos mais secos. Ademais do estresse hídrico a que a vegetação é geralmente submetida em regiões de clima semi-árido, a distribuição espacial da vegetação (padrão esparso) também pode contribuir para o registro de desvios na relação de resultados esperados/observados. Tal fato deve-se, segundo STANNARD (1993), a uma participação expressiva do componente solo, não considerado de forma explícita no modelo de PM.

Os modelos de SW e PT modificado mostram-se mais acurados na estimativa dos fluxos de calor e taxa de evapotranspiração nas condições definidas acima. Embora ambos apresentem desempenho satisfatório na simulação do processo de evaporação, STANNARD (1993) observou um melhor ajuste da curva correspondente ao modelo SW, reconhecendo, por outro lado, a existência de certa dificuldade para definição de valores exatos da constante α do modelo PT.

De acordo com STANNARD (1993), o melhor ajuste destes modelos (SW e PT) deve-se a possibilidade de se considerar separadamente os processos observados no solo e vegetação. A análise pormenorizada de cada um dos componentes do balanço energético, por meio do modelo SW, indica que cerca de 3/4 do fluxo de vapor corresponde a transpiração e apenas 1/4 a evaporação a partir do solo exposto. Durante o período diurno, a vegetação representa a captura de cerca de 1/5 do calor sensível produzido na superfície do solo, sendo este um dos fatores de imprecisão atribuído ao modelo PM.

Algumas abordagens utilizam medições de temperatura de superfície para discretização dos componentes turbulentos do balanço energético (em especial calor sensível), destacando-se dentre estes: (1) modelos de resistência em múltiplas camadas (DEARDORFF, 1978; CHOUDHURY & MONTEITH, 1988; NORMAN et al., 1995), onde o balanço de energia no solo e vegetação são considerados separadamente e (2) uso de apenas uma medida de temperatura da superfície e das

mudanças na relação dos índices de resistência a transferência de calor (KUSTAS et al., 1994).

NORMAN et al. (1995) propõe um novo método, voltado ao uso de informações geradas por sistemas sensores remotos orbitais, para a estimativa dos componentes do balanço energético e das taxas de evapotranspiração regionais. Este modelo é baseado na inserção de uma nova componente de resistência, procedimento fundamentado na distinção dos processos de difusão de calor sensível e momento, bem como na consideração dos conceitos de temperatura radiométrica e aerodinâmica. A discriminação destes dois fatores de temperatura confere caráter diferenciado a este método quando comparado aos modelos de balanço energético de uma ou duas camadas, diferença esta introduzida justamente na forma de um novo fator de resistência aerodinâmica.

Variações observadas entre as temperaturas termodinâmicas do solo e vegetação contribuem, segundo os autores, para as diferenças observadas nas temperaturas aerodinâmica e radiométrica. Sugerem, ademais, que ambas contribuem na medida em que o registro de temperatura de brilho da superfície (medida pelo sensor orbital) responde à proporção em que estes elementos são imageados, juntamente com as influências da temperatura do ar e do fator emissividade.

As temperaturas do solo e vegetação contribuem de forma diferenciada no registro da temperatura aerodinâmica, processo este governado por fatores de resistência ao transporte turbulento observado entre a superfície e a atmosfera e entre os próprios componentes da superfície. NORMAN et al. (1995) argumentam que não é possível observar uma relação óbvia entre as temperaturas aerodinâmica e de brilho da superfície (registrada pelo satélite), certamente não ocorrendo igualdade. Considerando-se que geralmente ocorre uma grande amplitude de temperaturas na cena imageada e que a temperatura termodinâmica média depende do conhecimento prévio do padrão de distribuição da temperatura, é comum observar incertezas de registro na faixa de graus °C.

NORMAN et al. (1995) propõe que a temperatura radiométrica direcional seja definida a partir da fração de visada do radiômetro (ou sensor orbital) que é ocupada pelo solo em contraposição a participação da vegetação, sendo esta relação expressa como:

$$T_{RAD}(\theta) = [f(\theta)T_c^n + (1-f(\theta))T_s^n]^{1/n} \quad (27)$$

onde T_c e T_s correspondem as temperaturas da vegetação e solo respectivamente. O fator n é a função quadrática da temperatura, a qual, multiplicada por uma constante, aproxima-se da integral da função do corpo negro sobre o intervalo espectral registrado pelo sensor. BECKER & LI (1990b) indicam o valor de $n = 4$ como satisfatório para o intervalo correspondentes aos bandas 8-14 e 10-12 μm . A fração do campo de visada do sensor ocupada pela vegetação $f(\theta)$ está relacionada com o ângulo zenital de visada (θ), o tipo de cobertura vegetal e a fração da cobertura vegetal (f_c). Assumindo-se a disposição aleatória das folhas com um ângulo de distribuição esférica, estas relações são expressas como:

$$f(\theta) = 1 - \exp\left(\frac{-0,5 \text{ IAF}}{\cos \theta}\right) \quad (28)$$

$$f_c = 1 - \exp(-0,5 \text{ IAF}) \quad (29)$$

A temperatura radiométrica passa a ser calculada a partir da temperatura de brilho medida pelo sensor ($T_B(\theta)$), a qual, assumindo-se conhecimento prévio da emissividade e condições atmosféricas, é dada por:

$$T_B(\theta) = [\varepsilon(\theta)(T_{RAD}(\theta))^n + (1-\varepsilon(\theta)) T_{atm}^n]^{1/n} \quad (30)$$

onde T_{atm}^n é a temperatura hemisférica do céu e $\varepsilon(\theta)$ a emissividade térmica direcional (NORMAN & BECKER, 1995). A figura 01 exemplifica esquema de

geometria de iluminação e visada, definida a partir de sistemas sensores orbitais, com a discriminação dos ângulos zenitais correspondentes.

A relação entre o fluxo de calor sensível (H), derivado do solo e vegetação, e a temperatura passa a ser definida a partir da consideração do conceito de temperatura aerodinâmica (T_{aero}), relação esta descrita como:

$$H = \rho C_p \left(\frac{T_{aero} - T_a}{r_a + r_{ex}} \right) \quad (31)$$

onde ρC_p é a capacidade volumétrica de calor, T_a é a temperatura do ar na altura z e r_{ex} é a resistência aerodinâmica excedente. r_a é a resistência aerodinâmica calculada a partir das equações de perfil logarítmico da temperatura diabaticamente corrigido, definida segundo a expressão:

$$r_a = \frac{\left[\ln \left(\frac{z_u - d}{z_m} \right) - \psi_m \right] \left[\ln \left(\frac{z_t - d}{z_m} \right) - \psi_h \right]}{0,16 u} \quad (32)$$

onde z_u e z_t são as alturas de medição da velocidade do vento e temperatura do ar, d a altura de deslocamento, z_m fator rugosidade para momento ($z_m \cong h_c / 8$), o coeficiente 0,16 representando o quadrado da constante de von Karman ($= 0,4$) e ψ_m e ψ_h os fatores de correção diabática para momento e calor (BRUTSAERT, 1982). A resistência aerodinâmica excedente é proposta em contrapartida a maior resistência observada para transporte de calor do que para momento. Embora considerada como diretamente relacionada as características estruturais da vegetação (MCNAUGHTON & VAN DEN HURK, 1995), GARRATT & HICKS (1973) indicam que esta pode ser aproximada por meio da expressão $[\ln(z_m / z_h)] / (0,4u^*)$, onde $\ln(z_m / z_h) \approx 2$; u^* é a velocidade de fricção do vento, relacionada ao fluxo de momento (τ) por meio da expressão: $\tau = \rho (u^*)^2$

Neste modelo os autores assumem uma nova configuração para as resistências ao transporte de calor e momento, configuração paralela, o que distingue este dos demais modelos de dupla camada (SHUTTLEWORTH & WALLACE, 1985, SELLER et al., 1986). Este arranjo paralelo (figura 02), permite, segundo os autores, uma solução mais simples para as equações de balanço energético, sendo, contudo, mais apropriado para regiões que apresentem vegetação com padrão de distribuição esparsa, onde os componentes solo e vegetação interagem de forma menos intensa quando comparado a coberturas vegetais mais densas.

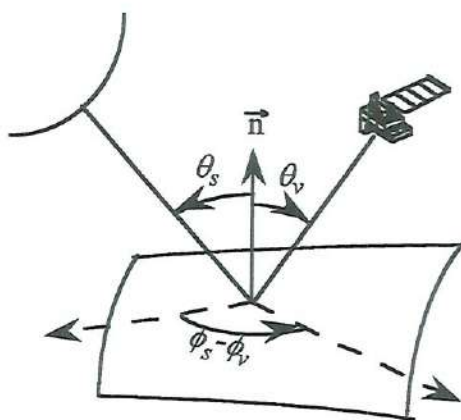


FIGURA 01 - Geometria de imageamento definida para sensores orbitais, discriminando os ângulos de iluminação (s) e visada (v) e respectivos ângulos zenital (θ) e azimutal (ϕ).

Considerando-se os fluxos de calor sensível no solo e vegetação como paralelos, o fluxo de calor sensível pode ser calculado como:

$$H = H_c + H_s = \rho C_p \left[\frac{T_c - T_a}{r_s} + \frac{T_s - T_a}{r_a + r_s} \right] \quad (33)$$

onde H_c e H_s representam os fluxos de calor sensível na copa da vegetação e superfície do solo respectivamente e r_s corresponde à resistência ao fluxo de calor na camada limite imediatamente acima da superfície do solo. NORMAN et al. (1995), por meio de estudos de laboratório e campo, sugerem uma expressão simplificada para cálculo deste fator adicional de resistência, representada como:

$$r_s = \frac{1}{a' + b' u_s} \quad (34)$$

onde $a' \approx 0,004 \text{ m s}^{-1}$, $b' \approx 0,012$ e u_s a velocidade do vento em uma altura acima da superfície do solo onde o efeito da rugosidade da superfície é mínima, tipicamente 0,05 a 0,2 m. Os coeficientes da eq. 34 dependem, segundo SAUER et al. (1995), da escala de comprimento da turbulência na copa da vegetação, da rugosidade da superfície do solo e da intensidade da turbulência na copa. A velocidade do vento logo acima da superfície do solo é calculada, segundo equações de GOUDRIAAN (1977), como:

$$u_s = u_c \exp(-a(1 - 0,05/h_c)) \quad (35)$$

onde o fator a é dado por GOUDRIAAN (1977) como:

$$a = 0,28 F^{2/3} h_c^{2/3} s^{-1/3} \quad (36)$$

onde o tamanho médio das folhas, s , é obtido dividindo-se a área foliar pelo perímetro. O termo u_c corresponde à velocidade do vento no topo das copas, sendo dado por:

$$u_c = \frac{\left[\ln \left(\frac{h_c - d}{z_m} \right) \right]}{\left[\frac{\ln(z_u - d) - \psi_m}{z_m} \right]} \quad (37)$$

onde u é a velocidade do vento acima das copas medida a uma altura z_u . A correção de estabilidade no topo das copas é considerada como desprezível devido aos efeitos da rugosidade da sub-camada.

NORMAN et al. (1995) sugerem, ademais, que na ausência de medidas diretas dos valores de T_c e T_{aero} por meio de sensores remotos, pode-se calcular a

temperatura radiométrica, $T_{rad}(\theta)$, por meio da eq. 30. Na ausência de medidas de T_{aero} , os autores sugerem que a eq. 31 seja re-escrita como:

$$H = \rho C_p \frac{T_{RAD}(\theta) - T_a}{r_*} \quad (38)$$

onde r_* é a resistência radiométrica-convectiva efetiva, dada por:

$$r_* = \frac{T_{RAD}(\theta) - T_a}{\frac{T_c - T_a}{r_a} + \frac{T_s - T_a}{r_a + r_s}} \quad (39)$$

Os autores indicam que caso encontrem-se disponíveis medições dos parâmetros de superfície e imagens da temperatura de brilho da superfície obtidas em dois ângulos de visada distintos (p.e, $\theta_1 = 0^\circ$ e $\theta_2 = 50^\circ$), o fator H pode ser estimado por meio da eq. 38 sem que sejam necessários ajustes empíricos na formulação de r_* (KUSTAS et al., 1989). Segundo método proposto por estes autores, com base na estimativa de H (eq. 38), o fluxo de evapotranspiração do sistema solo/vegetação pode ser estimado por meio da equação de balanço energético,

$$LE = R_n - H - G \quad (40)$$

onde G pode ser aproximado a partir da expressão:

$$G = 0,35 R_{n,solo} \quad (41)$$

onde o coeficiente de 0,35 corresponde a média entre os limites sugeridos por CHOUDHURY et al. (1987). $R_{n,solo}$ corresponde a radiação líquida na superfície do solo, estimada por meio da expressão:

$$R_{n,solo} = R_n - R_n \exp(0,9 \ln(1 - f_c)) \quad (42)$$

onde a constante 0,9 é definida a partir das premissas de disposição aleatória das folhas nas copas e distribuição esférica das mesmas e ainda com o coeficiente de extinção da radiação estimado em 0,45; elementos referenciais para cálculo da radiação líquida a nível do solo. Este valor de extinção corresponde a média entre os extremos apresentados como representativos para a maioria das coberturas vegetais (ROSS, 1981).

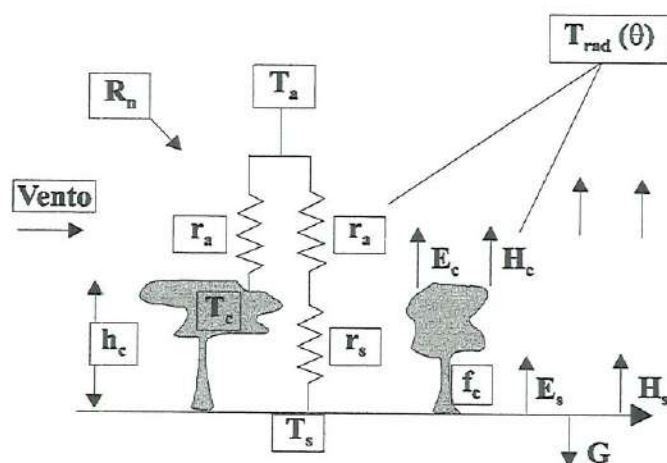


FIGURA 02 - Diagrama ilustrando resistência paralela à transferência de momento e calor, bem como principais parâmetros e variáveis do modelo de balanço energético (modificado de NORMAN et al., 1995).

Na ausência de imageamento em diferentes ângulos de visada, situação mais freqüente, os autores sugerem que faz-se necessária uma outra equação para cálculo dos valores de T_c ou T_s para estimativa dos valores de H . Uma solução indicada como satisfatória corresponde ao fracionamento da radiação líquida nas copas (ΔR_n) nas suas formas de calor sensível e latente. Este procedimento é efetuado por meio da aproximação proposta em Priestly-Taylor (PRIESTLY & TAYLOR, 1972) para a fração verde da vegetação. A transpiração é obtida como:

$$LE_c = 1,3 f_g \frac{S}{S + \gamma} \Delta R_n \quad (43)$$

onde f_g é a fração do IAF que é verde, S é a declividade da curva de saturação da pressão de vapor versus temperatura, γ é a constante psicrométrica (0,066 kPa C⁻¹), e ΔR_n calculado segundo eq. 42.

Para justificar a pertinência da eq. 43 na estimativa das taxas de transpiração, quando comparada com outros modelos, os autores indicam que o argumento de variação da R_n (implícito nesta equação) esta proximalmente relacionada a interceptação da radiação fotossinteticamente ativa (IPAR) em função do termo predominante da eq. 42 se fixar preferencialmente nesta faixa do espectro eletromagnético. De acordo com os autores, inúmeros são os trabalhos que relacionam o índice IPAR e a acumulação de biomassa em ambientes não estressados com a taxa de eficiência de uso da luz (LUE - KINIRY et al., 1989), muito embora este índice ainda esteja sujeito a diversas controvérsias. Em suporte a esta argumentação, indicam que as taxas de radiação fotossintética líquida e de transpiração estão diretamente relacionadas à eficiência conservativa do processo de transpiração, suscitando relação indireta entre taxa de transpiração e a taxa de variação da radiação líquida ΔR_n . Este argumento, aliado à observação da influência das variações em umidade relativa e condutância estomatal, corroboram o modelo proposto na eq. 43.

Considerando a eq. 43, NORMAN et al. (1995) propõe que H_c seja estimado a partir da expressão:

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_a} = \left[1 - 1,3 f_g \frac{S}{S + \gamma} \right] \quad (44)$$

onde o valor inicial de T_c pode ser obtido a partir da eq. 44.

O fluxo de calor sensível no solo (H_s) passa a ser estimado como:

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a + r_s} \quad (45)$$

e o fluxo de calor latente como:

$$LE_s = R_{n,solo} - H_s - G \quad (46)$$

NORMAN et al. (1995) indicam que testes preliminares deste modelo de dupla camada para estimativa dos fluxos de calor sensível (H), latente (LE) e no solo (G), vem sendo efetuados por meio da análise de dados derivados de diferentes experimentos e condições ambientais. As diferenças observadas entre as estimativas do modelo e observações em superfície tem-se enquadrado dentro dos limites esperados, sendo em grande parte comparáveis e algumas vezes mais precisos do que estimativas efetuadas por intermédio de modelos de camada simples. Indicam, todavia, que a principal vantagem conferida a este modelo é a dispensa de ajustes empíricos no coeficiente de resistência adicional (excedente) ou da necessidade de calibração do termo z_h . Especificamente quanto ao uso de dados gerados por sensores remotos orbitais, os autores relacionam como principal avanço a consideração explícita das temperaturas aerodinâmica e radiométrica como elementos distintos e ainda, a possibilidade de utilização da temperatura de brilho sem que haja necessidade de se proceder a correções relativas à geometria de imageamento.

Como fator mais crítico quanto a necessidade de desenvolvimento, o índice de área foliar (IAF), ou sua recíproca f_c (percentual de cobertura ou recobrimento do solo), requer refinamentos adicionais que permitam sua plena aplicação (CARLSON et al. 1990; BARET & GUYOT, 1991). Ademais, é necessário estabelecer um método que relacione a contribuição da matéria vegetal seca ou senescente sobre as estimativas de LE_c e H_c , na medida em que esta contribui de forma mais direta para o fator H_c .

CHEHBOUNI et al. (1996) propõe a utilização conjunta de modelos de crescimento de vegetação e modelos hidrológicos como estratégia de investigação dos processos de troca dentro do complexo solo-vegetação-atmosfera, também referido como modelo de quádrupla camada. A lógica deste procedimento consiste

em simular as variações dos processos de troca de calor entre a superfície e a atmosfera por meio da parametrização de modelo hidrológico de quatro camadas a partir dos resultados gerados por um modelo de crescimento da cobertura vegetal.

A principal dificuldade para utilização de modelos convencionais em áreas de cobertura vegetal esparsa reside no fato de que nestas condições não é possível aplicar o conceito (e dados) de temperatura aerodinâmica, sendo necessário utilizar medidas de temperatura radiativa. O problema é que a derivação do coeficiente de trocas com base na teoria de similaridade de Monin-Obukov não permite a utilização dos valores de temperatura radiativa (SUN & MAHRT, 1995). Embora sejam observadas diferenças ínfimas para condições de coberturas densas, estas alcançam valores acima de 10°C em condições de cobertura vegetal esparsa.

Os resultados parciais apresentados por CHEHBOUNI et al. (1996) indicam existir íntima relação entre as diferenças de temperatura radiativa-temperatura do ar e temperatura aerodinâmica-temperatura do ar, com valores encontrados para IAF. Estes autores denotam, ainda, a necessidade em se considerar o IAF em iniciativas voltadas a derivação de gradientes de temperatura aerodinâmica a partir de dados de temperatura radiativa (PREVOT et al. 1994). Outro aspecto interessante refere-se a relação entre valores observados para temperatura radiativa e índices de umidade do solo, estes reconhecidos como condicionantes dos valores de troca de calor entre a superfície e a atmosfera.

A acuracidade do método proposto em CHEHBOUNI et al. (1996), combinando dois modelos, mostrou-se compatível com valores de fluxo turbulento de calor observados por meio do Método de Razão de Bowen. A comparação entre os resultados destas simulações com dados obtidos em outras condições de cobertura vegetal corrobora a adequacidade do método, muito embora os autores ressaltem a necessidade de estudos adicionais. Ainda segundo CHEHBOUNI et al. (1996), simulações por meio de modelos de transferência radiativa comprovam o potencial de utilização de medidas obtidas por sensores remotos na investigação dos processos de troca de calor superfície-atmosfera, muito embora seja necessário considerar

aspectos relacionados a correção atmosférica e caracterização da estrutura da vegetação para que este procedimento seja passível de aplicação operacional.

2.2 - MÉTODOS PARA CÁLCULO DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR

Segundo MONTEITH & UNWORTH (1990) pode-se assumir que sobre uma cobertura vegetal estruturalmente uniforme observa-se uma seção da camada limite atmosfera (camada inferior em torno de 15%) onde os fluxos de momento, calor, vapor de água e qualquer outro gás são constantes com a altura. As taxas de transferência entre a cobertura vegetal e a atmosfera podem, assim, serem medidas por meio dos fluxos verticais nesta seção da camada limite. Estes autores relacionam três métodos para determinação destes fluxos, sendo dois indiretos e um direto. Métodos indiretos são fundamentados em medições de potenciais médios e seus gradientes na atmosfera, sendo usualmente designados como métodos Aerodinâmico e Razão de Bowen. O método direto, conhecido como "Eddy Correlation", requer medidas simultâneas das flutuações da velocidade do vento em sentido vertical e dos parâmetros de interesse (p.e., concentração de CO₂ ou pressão de vapor de água). O produto da magnitude das flutuações é definida como medida direta dos fluxos a nível pontual (local de medidas).

O *Método Aerodinâmico* é fundamentado na observação das relações entre fluxos e gradientes, sendo estes descritos como:

$$\tau = K_M \partial(\rho u) / \partial z \quad (\text{Momento}) \quad (47)$$

$$H = -K_H \partial(\rho C_p T) / \partial z \quad (\text{Calor}) \quad (48)$$

$$E = -K_v \partial X / \partial z \quad (\text{Vapor d'água}) \quad (49)$$

$$F = -K_s \partial S / \partial z \quad (\text{Gás - CO}_2) \quad (50)$$

Assumindo-se a hipótese de similaridade para condições de atmosfera neutra tem-se que:

$$K_M = K_H = K_V = K_S \quad (51)$$

podendo-se, conseqüentemente, estabelecer como exemplo a relação:

$$\frac{-\rho C_p \partial T / \partial z}{H} = \frac{\rho \partial u / \partial z}{\tau} \quad (52)$$

Outras relações de similaridade podem ser observadas entre E e H ou entre F e τ . Rearranjando a eq. 52 e considerando-se $\tau = \rho u_*^2$, os autores demonstram que:

$$\begin{aligned} H &= -C_p (\partial T / \partial z) \tau \\ &= -\rho C_p (\partial S / \partial u) u_*^2 \end{aligned} \quad (53)$$

a qual seguem:

$$E = -(\partial X / \partial u) u_*^2 \quad (54)$$

$$F = -(\partial S / \partial u) u_*^2 \quad (55)$$

Sob condições neutras de estabilidade atmosférica, o método aerodinâmico requer a medição de apenas dois conjuntos de parâmetros, a saber (i) temperatura, pressão de vapor de água ou concentração de determinado gás e (ii) velocidade do vento, ambas medidas na mesma série de alturas acima da cobertura vegetal ou superfície considerada. A velocidade de fricção (u_*^2) é definida com base nos registros de velocidade do vento e do gradiente ($\partial T / \partial u$) plotando-se os valores de T contra os de u (e de forma semelhante para demais parâmetros). Os fluxos podem, assim, serem calculados por intermédio das eqs. 53-55.

Segundo MONTEITH & UNWORTH (1990), uma forma alternativa de aplicação deste método trata da eliminação de u_* por meio da diferenciação da equação de perfil do vento, de forma a que:

$$\frac{\partial u}{\partial [\ln(z-d)]} = \frac{u_*}{k} \quad (56)$$

onde, substituindo para u_* na eq. 53, tem-se:

$$H = -\rho C_p k^2 \frac{\partial u}{\partial [\ln(z-d)]} - \frac{\partial T}{\partial [\ln(z-d)]} \quad (57)$$

Estes autores ressaltam a necessidade de um mínimo de duas observações (alturas) para caracterização dos gradientes. Definindo-se as alturas por meio dos subscritos 1 e 2, a eq. 57 passa ser escrita como:

$$H = -\rho C_p k^2 \frac{(u_1 - u_2)(T_1 - T_2)}{\{\ln [(z_2 - d) / (z_1 - d)]\}^2} \quad (58)$$

SHUTTLEWORTH & WALLACE (1990) indicam a medição em apenas duas alturas como o principal fator de fragilidade desta eq. 58, na medida em que as estimativas de fluxo estão sujeitas a desvios de medição dos aparelhos sensores e de irregularidades da superfície. Estimativas mais acuradas podem ser efetuadas por intermédio da eq. 53 desde que realizadas por meio de medições dos perfis em quatro ou mais alturas.

Para condições de estabilidade não-neutra, torna-se necessário o reconhecimento de perfis verticais de u e T para estimativa de u_* (velocidade de fricção), invalidando a igualdade de K_M , K_H e K_V . A eq. 58 assume, em sua forma mais genérica, a seguinte expressão:

$$H = -\rho C_p k^2 \frac{(u_1 - u_2)(T_1 - T_2)}{\{\ln [(z_2 - d)/(z_1 - d)]\}^2} (\Phi_H \Phi_M) \quad (59)$$

Uma outra formulação, proposta em WEEBS (1970) (apud MONTEITH & UNWORTH, 1990) é dada por:

$$\Phi_M = \Phi_H = \Phi_v = [1 + 5 (z - d) / L] \quad (60)$$

A partir desta, os autores propõe procedimento seqüencial para estimativa dos fluxos, considerando que (i) a igualdade $\phi_M = \phi_H$ indica que os perfis de velocidade do vento e temperatura assumem a mesma forma. Seu gráfico passa a indicar uma relação linear onde a declividade da curva é estabelecida por $\partial T / \partial u$; (ii) Φ_M é uma função linear de $(z - d) / L$, o que permite definir a equação para perfil do vento como:

$$u = (u_* / k) \left\{ \ln [(z - d) / z_o] + 5 (z - d - z_o) / L \right\} \quad (61)$$

e (iii) considerando-se $H = -\rho C_p (\partial T / \partial u) u_*^2$, o comprimento de Monin-Obukhov (L) é descrito como:

$$L = u_* T / kg (\partial T / \partial u) \quad (62)$$

e a eq. 61 re-escrita como:

$$u' = (u_* / k) \ln [(z - d) / z_o] \quad (63)$$

onde

$$u' = u - 5 (z - d - z_o) (\partial T / \partial u) g / T \quad (64)$$

A eq. 64 pode ser usada para estimar u^*/k como a declividade da curva definida pela relação entre u' e $\ln(z-d)$. Quando u^* é conhecido, H é estimado por meio da eq. 53.

O *Método Razão de Bowen* é derivado do modelo de balanço de energia de uma superfície, expresso em (1), sendo este re-escrito como:

$$\lambda E = \frac{(R_n - G)}{1 - \beta} \quad (65)$$

onde β é a razão de Bowen $H/\lambda E$. β é obtido por intermédio de medidas de temperatura e pressão de vapor em uma série de alturas dentro de uma camada de fluxo constante. Assumindo-se que as taxas de transferência de calor e vapor são idênticas, pode-se demonstrar que:

$$\beta = H / \lambda E = \gamma \partial T / \partial e \quad (66)$$

$\partial T / \partial e$ sendo encontrado por meio da plotagem da temperatura em cada uma das alturas de medida contra os valores correspondentes de pressão de vapor (e).

MONTEITH & UNWORTH (1990) propõe a generalização do método Razão de Bowen re-escrivendo a equação de balanço energético como:

$$\begin{aligned} R_n - G &= -K \rho C_p (\partial T / \partial z) - K \rho C_p (\partial e / \partial z) \\ &= K \rho C_p (\partial T_e / \partial z) \end{aligned} \quad (67)$$

onde K é o coeficiente de transferência turbulenta (definido como idêntico para calor e vapor de água) e T_e é a temperatura equivalente expressa como $T + (e/\gamma)$.

A partir da definição do fluxo de calor sensível como $H = -K\rho C_p (\partial T / \partial z)$ e expressões similares para o fluxo de calor latente λE com $[-\gamma (\partial e / \partial z)]$, e o

fluxo F de qualquer gás com $[(\partial S / \partial z)]$, pode-se demonstrar que combinando cada expressão com a eq. 67 obtém-se:

$$H = (R_n - G) (\partial T / \partial T_e) \quad (68)$$

$$\lambda E = (R_n - G) (\partial e / \partial T_e) / \gamma \quad (69)$$

$$F = (R_n - G) (\partial S / \partial T_e) / \rho C_p \quad (70)$$

O Método de "Eddy Correlation" é fundamentado em medidas diretas das flutuações da componente vento em regiões de fluxo constante da camada limite da superfície e das flutuações associadas da temperatura, umidade relativa ou concentração de determinado gás. Conforme discutido em MONTEITH & UNWORTH (1990), embora a velocidade média do vento em qualquer altura em uma camada de fluxo constante seja horizontal, valores instantâneos podem ser encontrados em qualquer direção, geralmente apresentando uma componente vertical no sentido da superfície ou em sentido oposto. Esta componente vertical carrega consigo outras entidades como, por exemplo, o calor sensível. Desta forma, para que ocorra transporte líquido é necessário que sejam observadas flutuações de temperatura e que estas estejam de alguma forma correlacionadas com as flutuações da velocidade vertical do vento. Denotando a velocidade vertical no tempo t como $w(t)$ (em ms^{-1}) e a temperatura por T , o fluxo instantâneo de calor sensível, $H(t)$, é definido como:

$$H(t) = \rho C_p w(t) T(t) \quad (\text{em } \text{W m}^{-2}) \quad (71)$$

tendo a densidade de fluxo vertical médio como $H(t) = \rho C_p w T$.

Definindo-se os valores médios como T e $\rho C_p w$, e suas flutuações como T' e $\rho C_p w'$, tem-se que:

$$\begin{aligned}
 H &= (\rho C_p w + \rho C_p w') (T + T') \\
 &= \rho C_p w T + \rho C_p w T' + \rho C_p w' T + \rho C_p w' T'
 \end{aligned}
 \tag{72}$$

O primeiro e segundo termos algumas vezes são iguais a zero na medida em que w é zero, embora MONTEITH & UNWORTH (1990) considerem apenas $\rho_a C_p w$ (fluxo vertical de ar seco) como zero. WEEBS (1970) (apud MONTEITH & UNWORTH, 1990), indica que em se considerando estas distinções, a eq. 72 pode ser reduzida a:

$$H = \rho C_p w' T'
 \tag{73}$$

a qual pode ser medida diretamente por sensores de velocidade do vento e temperatura, assumindo-se que estes apresentam resposta suficientemente rápida e que os sinais por eles gerados possam ser rapidamente amostrados e suas médias calculadas.

2.3 - SENSORIAMENTO REMOTO

Uma abordagem promissora, muito embora ainda não completamente operacional, trata da utilização de sistemas de sensoriamento remoto orbital e aerotransportado como elementos de auxílio na amostragem e parametrização de modelos de balanço hídrico e energético (MORAN et al., 1994; CHOUDHURY, 1994; CARLSON et al., 1995; NORMAN et al., 1995; CHEHBOUNI et al., 1996; KUSTAS & NORMAN, 1996). Procedimento usual consiste da observação simultânea de variáveis de estado em diferentes níveis (do solo até nível orbital), análise de correspondência, definição de algoritmos de correção e posterior espacialização. Com as informações de nível orbital calibradas com referência a observações pontuais em superfície, procede-se a utilização destas na parametrização de modelos analíticos em escala regional (KUSTAS et al., 1991). Diagrama representativo do procedimento de obtenção de dados por intermédio de sistemas

sensores remotos, bem como as influências exercidas pela atmosfera, pode ser observado na figura 03.

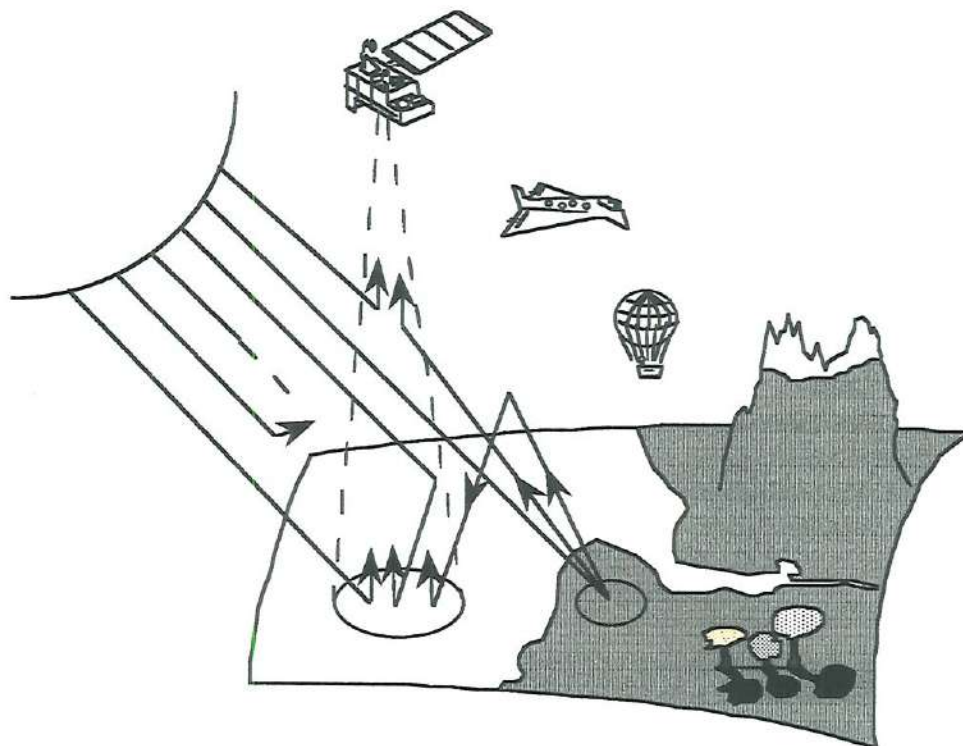


FIGURA 03 - Esquema representativo de procedimento de sensoriamento remoto da superfície-alvo, considerando fatores de iluminação e interferências atmosféricas - espalhamento e atenuação.

A aplicação de sensores orbitais tem-se centrado, sobretudo, em estudos voltados a estimativa das taxas de evaporação e evapotranspiração, correspondendo a obtenção de parâmetros-chave utilizados em modelos específicos (VIDAL & PERRIER, 1990; SEGUIN et al., 1991; MORAN et al., 1994; KITE & PIETRONIRO, 1996; FLERCHINGER et al., 1996; QUALLS & BRUTSAERT, 1996). Este procedimento pode ainda ser discretizado segundo os processos de balanços energético e hídrico, descritos como:

$$R_n = \lambda E + H + G \quad (74)$$

$$P = E + Q + \Delta S \quad (75)$$

escoamento superficial (runoff) e ΔS a variação do estoque de água (umidade do solo e água subterrânea).

2.3.1 - Balanço Energético

O método mais simples para estimativa do componente evaporação por meio de sensores remotos orbitais consiste na observação deste fluxo como componente residual da equação de balanço energético (JACKSON et al. 1983a, 1987), onde a eq. 74 é re-escrita como:

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (76)$$

A radiação líquida pode ser representada como a soma algébrica das densidades de fluxo de radiação que chegam menos as que saem do sistema, descrita como:

$$R_n = R_s \downarrow - R_s \uparrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow \quad (77)$$

onde os sufixos S e L correspondem a radiação de comprimento de onda curto (0,15 - 4,0 μm) e longo ($> 4,0 \mu\text{m}$) respectivamente e as setas indicam a direção preferencial do fluxo de energia. Segundo JACKSON (1985), a radiação de ondas curtas incidente sobre a superfície pode ser medida diretamente por intermédio de um piranômetro adequadamente calibrado. O componente de ondas longas, por sua vez, é estimado com base em medidas da temperatura e pressão de vapor na superfície, relação expressa como:

$$R_L \downarrow = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (78)$$

onde ε_a é a emissividade do ar, definida como $\varepsilon_a = 1,24 (e_0 / T_a)^{1/7}$ (BRUTSAERT, 1975), T_a é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{K}$) e e_0 a pressão de vapor (milibares) a temperatura T_a , σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\text{Wm}^{-2} \text{K}^{-4}$).

A radiação que sai do sistema pode ser estimada por intermédio de sistemas de sensoriamento remoto multiespectrais em diferentes níveis ou escalas

A radiação que sai do sistema pode ser estimada por intermédio de sistemas de sensoriamento remoto multiespectrais em diferentes níveis ou escalas (superfície a orbital). O componente deste fluxo correspondente a $R_s \uparrow$, pode ser medido diretamente por sistemas sensores, enquanto que o componente de comprimento de onda longo é obtido por meio da relação:

$$R_L \uparrow = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (79)$$

onde ε_s é a emissividade da superfície, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$) e T_s a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{K}$) medida no intervalo espectral do infravermelho termal.

O fator G , correspondente ao fluxo de energia no sistema solo-substrato, é geralmente representado por medidas de temperatura do solo em diferentes níveis ou intervalos de profundidade. Pode ainda ser expresso pela razão G/R_n e fatores de reflectância no vermelho e infravermelho próximo. Esta expressão, a qual permite a estimativa de G sobre áreas mais extensas e heterogêneas, é definida segundo relação exponencial proposta em JACKSON et al. (1987b):

$$G / R_n = 0,583 \exp^{-2,13 \text{ NDVI}} \quad (80)$$

onde $NDVI$ representa o índice de vegetação razão diferença normalizada, calculado como:

$$NDVI = [(\rho_{IVP} - \rho_V) / (\rho_{IVP} + \rho_V)] \quad (81)$$

onde ρ_{IVP} é a reflectância aparente registrada na faixa do infravermelho próximo e ρ_V a reflectância aparente na faixa do vermelho - expressão considerada como sensível à biomassa vegetal presente em determinada superfície. Relações semelhantes tem sido propostas em literatura, variando a estrutura do índice de vegetação empregado e as condições de iluminação. Geralmente considera-se esta

relação como válida apenas para condições de céu claro (sem nuvens) e durante o meio-dia (CLOTHIER et al., 1986; KUSTAS & DAUGHTRY, 1990).

O fluxo de calor sensível, por sua vez, pode ser expresso como:

$$H = \rho C_p (T_s - T_a) / r_a \quad (82)$$

onde ρC_p representa a capacidade volumétrica de calor ($\approx 1150 \text{ J m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) e r_a a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (segundos por metro).

2.3.2 - Resistência à Transferência de Calor e Momento

A resistência aerodinâmica é definida como:

$$r_a = \left\{ \begin{array}{l} \left[\ln((z - d) / z_{0m}) + \ln(z_{0m} / z_{0h}) - \psi_h \right] \\ \left[\ln((z - d) / z_{0m}) - \psi_m \right] \end{array} \right\} / k^2 u \quad (83)$$

onde z é a altura (em metros) acima da superfície onde a velocidade do vento e temperatura do ar são medidas, d a altura de deslocamento (em metros), z_{0m} e z_{0h} rugosidade da superfície para momento e rugosidade escalar para calor (em metros) respectivamente, k é a constante de von Karman ($\approx 0,4$), u a velocidade do vento (em metros por segundo) e ψ_h e ψ_m fatores de correção da estabilidade para calor e momento respectivamente. A distinção entre rugosidade para calor e momento é necessária, segundo BRUTSAERT (1982), devido à dissimilaridade observada entre os mecanismos de transferência. A transferência de calor próximo a superfície é controlada, basicamente, pela difusão molecular e a de momento resulta de gradientes locais de viscosidade e pressão. Esta diferença implica, segundo MORAN et al. (1994), em resistência adicional a transferência de calor (onde $z_{0m} > z_{0h}$), sendo esta algumas vezes expressa como $kB^{-1} = \ln(z_{0m} / z_{0h})$ (CHAMBERLAIN, 1968, LHOMME et al., 1997).

As funções de estabilidade atmosférica podem ser descritas, conforme apresentado em BELJAARS & HOLTSLAG (1991), como:

$$\psi_m(\zeta) = 2 \ln [(1+x)/2] + \ln [(1+x^2)/2] - \arctan(x) + \pi/2 \quad (84)$$

$$\psi_h(\zeta) = 2 \ln [(1+x^2)/2] \quad (85)$$

para condições de instabilidade ($T_s > T_a$), e

$$\psi_m(\zeta) = \psi_h(\zeta) = -5 \zeta \quad 0 < \zeta < 0,5 \quad (86)$$

$$\psi_m(\zeta) = \psi_h(\zeta) = a\zeta + b(\zeta - c/d) e^{-d\zeta} + bc/d \quad \zeta \geq 0,5 \quad (87)$$

para condições de estabilidade ($T_s < T_a$); onde $a = 0,7$; $b = 0,75$ e $d = 0,35$; $x = (1 - 16 \zeta)^{1/4}$ e ζ variável adimensional, expressa segundo MONIN & OBUKHOV (1954) como:

$$\zeta = [(z-d)/L] \quad (88)$$

o fator de comprimento da estabilidade L (OBUKHOV, 1946) definido como:

$$L = (-u_*^3 \rho C_p T_a) / (kg H) \quad (89)$$

onde u_* é a velocidade de fricção e g a aceleração da gravidade ($\approx 9,8 \text{ m s}^{-2}$). A variável u_* pode ser calculada como:

$$u_* = k u / [\ln((z-d)/z_{om}) - \psi_m] \quad (90)$$

O valor de L pode ser ainda calculado de forma iterativa por meio das eqs. 84-90, baseado nas estimativas de d , z_{om} e nas medidas de T_s , T_a e u .

O cálculo da resistência aerodinâmica descrita acima é mais adequado para situações onde observa-se relativa homogeneidade da cobertura vegetal. Nestas condições, a temperatura de superfície estimada por meio de sensores remotos orbitais tem-se mostrado útil para caracterização da energia disponível nas formas de calor sensível e latente (CHOUDHURY et al., 1986; HUBAND & MONTEITH, 1986; MORAN et al., 1989).

Quando a superfície encontra-se parcialmente coberta por vegetação, KUSTAS et al. (1989) propõe um método alternativo a eq. 83, por meio do qual procura-se relacionar valores de kB^{-1} (resistência adicional) à diferença observada entre T_S e T_a . A partir de medições em superfície e por meio de sensores aerotransportados estes autores desenvolveram a seguinte relação:

$$kB^{-1} = |S_{kb} u(T_S - T_a)| \quad (91)$$

por meio da qual H é estimado como:

$$\begin{aligned} H &= \rho C_p (T_S - T_a) / \left\{ \left[\frac{(z-d)}{z_{0m}} + |S_{kb} u(T_S - T_a)| - \psi_h \right] \right\} \\ &= \left[\ln \left(\frac{(z-d)}{z_{0m}} \right) - \psi_m \right] / \left[k^2 u \right] \end{aligned} \quad (92)$$

Outro método proposto em MORAN et al. (1994), considera a definição de um novo termo de resistência independente da resistência aerodinâmica da cobertura, agora relacionado apenas a temperatura do solo na superfície, onde a troca de calor entre vegetação e atmosfera é controlada por uma soma de resistências (VIDAL & PERRIER, 1989), expressa como:

$$r_{ah} = r_0 + r_{ss} + r_a \quad (93)$$

onde r_0 corresponde a resistência estrutural em função da estratificação da cobertura vegetal e r_{ss} é o efeito da resistência da superfície do solo, representando a influência da temperatura do solo sobre a medição radiométrica de T_S . O fator r_a da eq. 93

corresponde a resistência aerodinâmica em relação a altura média da vegetação (h), onde:

$$r_a = \left\{ \ln \left[\frac{(z - d_0 + z_0)}{z_0} \right] / k \right\}^2 (1 + 15 Ri) (1 + 5 Ri)^{1/2} / u \quad (94)$$

para condições estáveis ($T_s - T_a < 0$), e

$$r_a = \left\{ \ln \left[\frac{(z - d_0 + z_0)}{z_0} \right] / k \right\}^2 \left\{ 1 - 15 Ri / \left[1 + C (-Ri)^{1/2} \right] \right\} / u \quad (95)$$

para condições de instabilidade atmosférica ($T_s - T_a > 0$) (MAHRT & EK, 1984). Nas equações acima Ri representa a variação do número de RICHARDSON (1920) mais em relação a h do que a $(d + z_0)$, onde, segundo MONTEITH & UNWORTH (1990):

$$Ri = g (T_a - T_s) (z - d_0) / T_a u^2 \quad (96)$$

$$C = 75 k^2 \left[\frac{(z - d_0 + z_0)}{z_0} \right]^{1/2} / \left\{ \ln \left[\frac{(z - d_0 + z_0)}{z_0} \right] \right\}^2 \quad (97)$$

$$z_0 = h \left(1 - e^{(IAF/2)} \right) \quad (98)$$

Considerando-se que em situações de cobertura vegetal esparsa a transferência turbulenta entre solo e vegetação depende em larga escala da diferença entre temperatura da superfície e do ar, os autores argumentam que a resistência adicional seja expressa como:

$$r_{ss} = | 3,24 (T_s - T_a) | \quad (99)$$

a qual substituindo na eq. 92 resulta na relação:

$$H = \rho C_p (T_S - T_a) / \{r_0 + |3,24 (T_S - T_a)| + r_a\} \quad (100)$$

2.3.3 - Emissividade

Atualmente, um dos principais entraves a obtenção de medidas acuradas da temperatura de superfície esta relacionado ao reconhecimento prévio dos valores de emissividade da superfície-alvo (CASELLES et al., 1995; BECKER & LI, 1995). Inúmeros trabalhos tem contribuído para uma melhor compreensão do problema (LI & BECKER, 1990; KEALY & HOOK, 1993; OTTLÉ & STOLL, 1993; GILLESPIE et al., 1996), muito embora nenhum dos métodos analisados apresente-se como plenamente operacional.

A emissividade ε_λ é definida como a razão da radiância $L_\lambda (T_S)$ emitida por um corpo a temperatura T_S e a radiância $B_\lambda (T_S)$ emitida por um corpo negro na mesma temperatura T_S , ou seja;

$$\varepsilon_\lambda = \frac{L_\lambda (T_S)}{B_\lambda (T_S)} \quad (101)$$

onde

$$B_\lambda = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T_S}\right) - 1 \right]} \quad (102)$$

na qual $C_1 = 1,191 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr cm}^{-4})$, $C_2 = 1,439 \text{ cm K}$ e λ é o comprimento de onda em cm (BECKER & LI, 1995).

A emissividade de uma superfície pode, assim, ser considerada como a eficiência desta em converter energia térmica em radiação. Este fenômeno depende, em grande parte, da composição, rugosidade e outros parâmetros físicos da

superfície, tal como seu conteúdo de umidade, podendo ainda variar de acordo com o comprimento de onda considerado. O reconhecimento da emissividade de uma superfície permite a discriminação e algumas vezes a identificação de diferentes atributos, bem como a determinação de sua temperatura.

Existem basicamente cinco métodos para estimativa da emissividade de uma superfície, a saber:

1. A partir de medidas no local (NERRY et al. 1988) ou em laboratório (NERRY et al., 1990 a e b ; SALISBURY & D'ARIA, 1992)
2. Por meio de relação estatística entre os logaritmos do NDVI (Índice de Vegetação Diferença Normalizada) derivado da razão visível / infravermelho próximo e a emissividade da superfície na banda do infravermelho termal (VAN DE GRIEND & OWE, 1993; CASELLES et al., 1995).
3. Utilizando a relação estatística da variância média dos índices de emissividade e/ou albedo (KEALY & HOOK, 1993)
4. A partir de medidas efetuadas por plataformas orbitais (WATSON et al., 1990; BECKER & LI, 1993).
5. Utilizando técnicas de inversão (MATSUMOTO-MORIYAMA & ARAI, 1992, 1994)

Os métodos 2, 3, 4 e 5 podem ser aplicados a partir de dados amostrados por sensores orbitais. Os métodos 2 e 3 utilizam procedimentos estatísticos que correspondem a um reconhecimento prévio do comportamento dos alvos quanto aos índices de emissividade. O método 5 requer a consideração de algumas premissas quanto a variação espectral da emissividade e da radiação atmosférica, enquanto que o método 4 necessita de imagens diurnas e noturnas (WATSON et al., 1990) ou sua invariância (BECKER & LI, 1993).

COLL et al. (1994a) propuseram um método teórico para a estimativa da diferença em emissividade da superfície para os canais 4 e 5 do sensor AVHRR, o qual requer dados de perfil de temperatura e umidade atmosférica coincidentes com a passagem do sistema sensor e o valor médio de emissividade no intervalo de 10,5-12,5 μm .

Dentre os diversos métodos para medir a emissividade de uma superfície, o mais adequado para condições de campo corresponde ao método da caixa, inicialmente proposto por BUETTNER & KERN (1965). Este método consiste, basicamente, em um dispositivo de integração da radiação de superfície que elimina as influências da circunvizinhança por meio de uma caixa sem fundo com superfície interior refletora. A caixa possui duas tampas intercambiáveis com um orifício central por onde é efetuada a leitura com o radiômetro. Uma destas tampas é denominada “tampa fria”, feita de material refletor ($\varepsilon \approx 0$), e a outra de “tampa quente” feita de material emissor ($\varepsilon \approx 1$). A emissividade de superfície é, desta forma, determinada a partir da seguinte expressão:

$$\varepsilon_0 = \frac{L_3 - L_1}{L_3 - L_2} \quad (103)$$

onde L_1 , L_2 e L_3 correspondem a medidas de radiação ascendente obtidas a partir de três diferentes configurações da caixa de medição, utilizando as tampas quente, fria e quente quando a amostra é substituída pela tampa fria, respectivamente. A equação (eq. 103) é considerada como válida apenas para uma caixa ideal, com materiais refletores e emissores perfeitos. Uma análise teórica de medidas obtidas por meio de caixas perfeitas (CASELLES et al., 1995), indica a possibilidade de se re-escrever a eq. 103 como:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 + \partial\varepsilon \quad (104)$$

onde $\partial\varepsilon$ é o fator de correção de BUETTNER & KERN (1965), dado por:

$$\partial \varepsilon = \gamma(1 - \varepsilon_0) \quad (105)$$

onde γ é o fator correspondente a geometria da caixa de medição, emissividade da tampa fria e temperatura dos componentes da caixa.

CASELLES et al. (1995) propuseram um aprimoramento do método de caixa baseado em equação inicialmente desenvolvida por COMBS et al. (1965), o qual permite obter medidas de emissividade por meio de apenas uma medida de radiância por amostra. Duas medidas adicionais de radiância sem a caixa são efetuadas de forma a permitir a solução da equação de propagação do fluxo dentro da caixa. Este método foi aplicado com relativo sucesso em experimento em larga escala realizado na região de La Mancha, Espanha, inserido no programa de investigação EFEDA (BOLLE et al., 1993).

Valores de emissividade para os componentes solo e vegetação em condições de recobrimento parcial tem sido apresentados em diversos estudos (HIPPS, 1989; HUMES et al., 1994). LI & BECKER (1993) indicam que estimativas precisas dos valores de emissividade, juntamente com a correção atmosférica, representam procedimento essencial para a estimativa da temperatura de superfície por meio de sensores remotos orbitais. Estes autores desenvolveram um método para estimativa direta do fator emissividade a partir de imagens do sensor orbital de média resolução espacial, baseado no conceito de Índices Espectrais Temperatura Independentes (Temperature Independent Spectral Indices - TISI) (BECKER & LI, 1990a).

Segundo LI & BECKER (1993), a estimativa dos valores de emissividade pode ser efetuada com base somente em dados amostrados por sensores remotos orbitais, em particular o sensor AVHRR a bordo das plataformas orbitais NOAA. Este método baseia-se no conceito TISI e no fato de que, embora sejam observadas variações dos valores absolutos de reflectância aparente / emitância registrados pelo canal 3 (em torno de $3,7 \mu\text{m}$) do sensor AVHRR para os períodos diurno e noturno, os valores de emissividade são relativamente constantes. A idéia por trás deste

método corresponde a possibilidade de se utilizar a radiação emitida durante a noite para estimar a emitância do período diurno com base no conceito de TISI's, muito embora as temperaturas de superfície observadas nos dois períodos possam diferir de forma significativa. A partir desta comparação (períodos diurno e noturno) obtém-se o valor de reflectância bidirecional correspondente ao canal 3. Assumindo-se que a dependência angular (geometria da superfície em relação aos ângulos de iluminação e imageamento) é conhecida, procede-se a estimativa dos valores de emissividade para os demais canais do infravermelho termal (canais 4 e 5 - 10,8 μm e 11,9 μm , respectivamente).

Os autores condicionam a viabilidade em se efetuar boas estimativas dos valores de emissividade (i) ao reconhecimento dos fatores geometria de iluminação e visada $f_3(\theta_s, \theta)$ (figura 01) e radiância a nível da superfície, $R_{g3}^s(\theta)$ e (ii) à correção atmosférica como forma de se evitar a inclusão da temperatura de brilho da superfície nesta formulação (LI & BECKER, 1993).

Segundo LI & BECKER (1993), a emissividade desempenha dois papéis distintos na determinação da temperatura cinética da superfície. Variações dos valores absolutos acima de 0,98 apresentam efeitos reduzidos, implicando em erros entre 0,5 e 1 °K. Estes desvios aumentam de forma significativa com o decréscimo dos valores de emissividade (p.e., desvio de 0,01 para valores de emissividade próximos de 0,93 induzem a erros de estimativa ao redor de 2 a 5 °K). O outro aspecto refere-se ao valor estabelecido segundo a banda ou intervalo espectral considerado. Erros na estimativa ao redor de 0,01 para os valores de emissividade correspondentes a cada um dos canais do sensor AVHRR (canais 4 e 5), podem induzir a desvios dos valores de T_s em torno de 1,6 °K.

LI & BECKER (1993) indicam, ainda, quatro diferentes fontes de erro na estimativa dos valores de emissividade segundo método de determinação dos TISI's, a saber: (1) deficiências no registro entre imagens de maneira a não coincidir de forma aceitável os elementos (pixels) de uma imagem diurna com sua contraparte noturna, (2) incertezas derivadas da correção atmosférica, (3) descrição geométrica

da superfície, em se considerando a superfície-alvo como não-Lambertiana e (4) desconhecimento dos valores de irradiância na superfície registrados pelo canal 3 do sensor AHVRR. Segundo estes autores, a estimativa dos valores de emissividade é factível mesmo na ausência de dados sincrônicos derivados de radiosondagens, na medida em que (i) a emissividade é menos sensível a influência atmosférica do que os registros de temperatura da superfície e (ii) o método correntemente utilizado para estimativa da temperatura (Local Split Window) não requer um reconhecimento detalhado da estrutura vertical da atmosfera. A partir de uma caracterização aproximada do perfil vertical da camada limite (por meio de valores-padrão climatológicos), é possível estimar a temperatura de superfície dentro de intervalos de confiança em torno de 0,5 °K.

2.3.4 - Índices de Vegetação

A reflectância espectral de uma cobertura vegetal representa o resultado da combinação do espectro de reflectância dos componentes solo e vegetação, sendo este governado por propriedades óticas destes elementos e a troca de fótons dentro da copa. Na medida em que a vegetação cresce e adensa-se, a contribuição do solo tende a diminuir, embora mantenha certa significância. Esta é uma função, ainda, da densidade da copa, efeito das linhas de plantio (quanto a áreas de cultivo agrícola), geometria das copas, efeito do vento, dentre outros fatores condicionantes.

Em geral a reflectância de solos é relativamente baixa ($\leq 10\%$) na faixa do espectro correspondente ao azul, aumentando monotonicamente com o comprimento de onda (figura 04). Estas propriedades óticas variam para cada classe de solo, sua composição e estrutura física (STONER et al., 1980). Os principais componentes dos solos são representados por sólidos inorgânicos (minerais), matéria orgânica (húmus, raízes, resíduos e serapilheira, organismos vivos), ar e água. Minerais dos solos contém, por definição, menos de 20% de matéria orgânica, sendo classificados segundo a textura de acordo com as proporções de argila, silte e areia. A matéria orgânica influencia de forma acentuada os registros de reflectância dos

solos (CURRAN et al., 1990), implicando em uma tendência à redução da reflectância aparente ao longo do espectro eletromagnético. A forma ou estágio de decomposição é extremamente importante para caracterização espectral dos solos. Material em estágio inicial de decomposição apresenta um índice de reflectância mais elevado na faixa do infravermelho quando comparado ao obtido na presença de compostos em estágios de decomposição mais avançados (STONER et al., 1980). O conteúdo de água no solo é igualmente importante; o aumento da umidade geralmente implica em decréscimo dos índices de reflectância aparente. Nas regiões do visível e infravermelho próximo a reflectância muda quando interfaces ocupadas por ar são substituídas pela água, enquanto que na região do infravermelho médio a reflectância é controlada por processos de absorção da radiação.

Em aplicações de sensoriamento remoto os atributos dos solos são geralmente agrupados em três classes ou fatores: cor, rugosidade e conteúdo de água ou umidade. A rugosidade tende a diminuir a reflectância em função do múltiplo espalhamento e sombreamento. Estes processos foram extensivamente estudados e modelados de forma a permitir a estimativa dos índices de reflectância bidirecional em solos expostos (IRONS et al., 1989; CURRAN et al., 1990; CIERNIEWSKI & COURAULT, 1993). Modelos matemáticos descrevem os processos de espalhamento múltiplo de acordo com o tamanho e características físicas das partículas de solos. Maiores dificuldades são encontradas quando abordados os aspectos umidade e conteúdo de matéria orgânica.

Inúmeros são os índices de vegetação propostos em literatura, diferindo de acordo com as várias combinações empregadas (razão bandas, etc.) dos fatores de reflectância bidirecional em dois ou mais intervalos do espectro eletromagnético. O índice mais comum é conhecido com Índice de Vegetação Razão Diferença Normalizada (NDVI - Normalized Difference Vegetation Index), estimado a partir da relação de contraste entre a reflectância nos intervalos do infravermelho próximo e vermelho e normalizado pela soma destes fatores $[NDVI = (IVP - V) / (IVP + V)]$. Corresponde a um dos índices de vegetação mais extensivamente utilizados para

observação da dinâmica e padrões estruturais de cobertura vegetal (TUCKER et al., 1985; JUSTICE et al., 1985).

Diversos estudos tem demonstrado que este índice pode ser diretamente relacionado a aspectos biofísicos da vegetação, em particular quanto ao índice de área foliar (IAF), biomassa, produção primária e percentual de cobertura do solo (ASRAR et al., 1984; SELLERS, 1985). Na medida em que este índice minimiza os efeitos relacionados ao ângulo de visada em relação às bandas do infravermelho próximo (IVP) e vermelho (V) (KIRCHNER et al., 1981; HOLBEN & FRASER, 1984; HOLBEN et al., 1986), este torna-se passível de utilização mais ampla.

Este índice, juntamente com o índice de razão simples (RS), apresenta boa correlação com a densidade da cobertura vegetal (densidade foliar), embora mantenha uma alta sensibilidade a três fatores externos: geometria de visada e iluminação, retorno (backscatter) do solo e substrato e influências atmosféricas. A avaliação conjunta da influência destes três fatores é extremamente complexa, intrinsecamente correlacionada e ainda dependente das características da superfície-alvo (QI et al., 1993).

Diversas variações de índices de vegetação tem sido propostas, tais como os índices SAVI (índice de vegetação ajustado a influências do substrato - HUETE, 1988; HUETE et al., 1992), ARVI (índice de vegetação ajustado às influências atmosféricas - KAUFMAN & TANRÉ, 1992), e a combinação de ambos (SARVI - KAUFMAN & TANRÉ, 1992), todos estes voltados a minimizar a influência destes três fatores externos. A própria compreensão da relação biofísica entre os índices de vegetação e características / descritores estruturais da cobertura vegetal permanece, todavia, como objeto de investigação (BARET & GUYOT, 1991; SELLERS et al., 1992; CLEVERS & VERHOEF, 1993). Muito embora estes índices apresentem-se como mais adequados do que o NDVI, eles são utilizados com mais frequência apenas em estudos teóricos.

Índices de Vegetação espectrais consideram as bem conhecidas características espectrais da vegetação verde por meio da combinação da baixa

reflectância em determinada faixa do espectro eletromagnético (REM) com regiões de alta reflectância na faixa do infravermelho próximo (figura 04). Esta combinação pode ser efetuada na forma de razão bandas, declividade da curva ou outro tipo de formulação. Estes índices podem ser genericamente classificados em três grupos: (1) índices intrínsecos (tais como RS e NDVI), os quais não consideram fatores externos adicionais aos índices de reflectância, (2) índices relacionados a linhas espectrais dos solos, os quais incluem a linha do solo, tal como o índice de vegetação perpendicular (PVI), índice de vegetação diferença ponderada (WDVI - CLEVERS & VERHOEF, 1993), índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI - HUETE, 1988), SAVI transformado (TSAVI - BARET & GUYOT, 1991), SAVI modificado (MSAVI - QI et al., 1994), (3) índices de vegetação corrigidos quanto aos efeitos atmosféricos, a exemplo do ARVI (KAUFMAN & TANRÉ, 1992) e GEMI (PINTY & VERSTRAETE, 1992).

Índices Intrínsecos - Os índices de razão simples, $RS = IVP/V$ e de razão diferença normalizada, $NDVI = (IVP-V)/(IVP+V)$, onde IVP e V representam os índices de reflectância aparente nos intervalos espectrais do infravermelho próximo e vermelho, respectivamente, foram inicialmente desenvolvidos com referência aos canais 5 e 7 do sistema sensor Landsat MSS (MultiSpectral Scanner). Sua aplicação foi rapidamente estendida a outros sistemas sensores orbitais (Landsat TM, NOAA AVHRR, SPOT HRV), sistemas aerotransportados e radiômetros de alta resolução espectral.

Estes índices permanecem, no entanto, sensíveis às condições atmosféricas, efeitos advindos do substrato e geometria de imageamento, tendo, assim seu uso restrito apenas a aplicações que não requeiram resgate de parâmetros quantitativos (JACKSON et al., 1983b; HUETE & JACKSON, 1987; CASELLES et al., 1992). As influências atmosféricas tendem a diminuir os valores de NDVI, enquanto que substratos ou solos escuros e/ou úmidos tendem a aumentá-lo, sem que seja necessariamente observada variação da biomassa presente (cobertura vegetal e substrato). KIMES et al. (1985) indicam algumas influências advindas do ângulo de

visada que, em princípio, parecem estar diretamente relacionadas à percentagem de solo exposto.

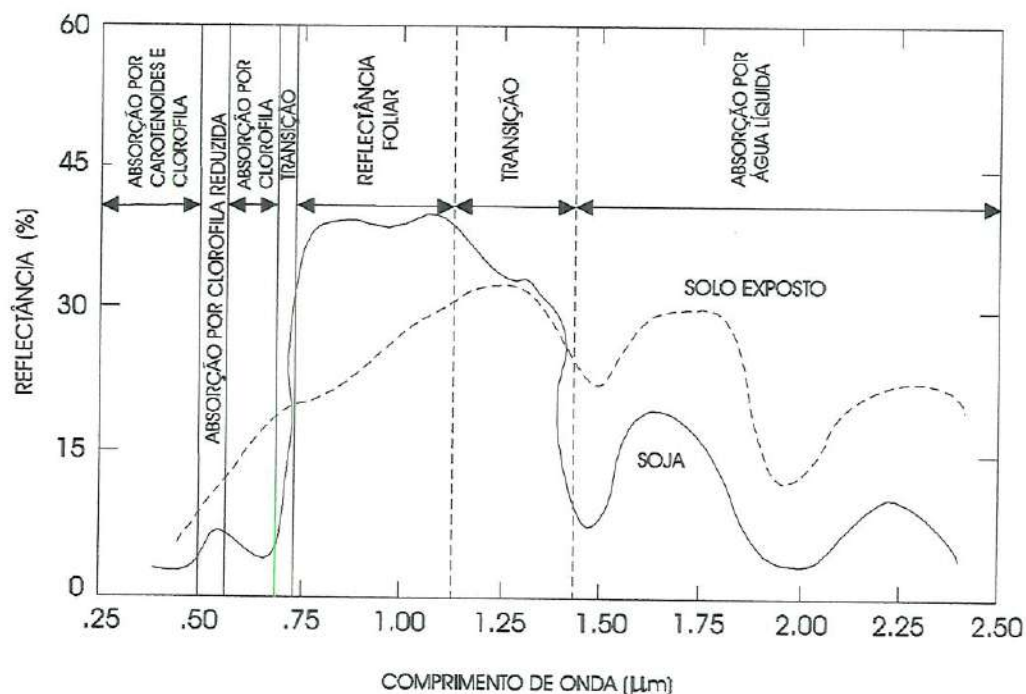


FIGURA 04 - Curvas espectrais correspondentes a diferentes alvos (solo exposto e vegetação), bem como principais fenômenos intervenientes envolvidos no estabelecimento da assinatura espectral.

A popularidade destes índices deve-se a sua capacidade em monitorar mudanças globais da cobertura vegetal, sendo estreitamente relacionados ao montante de vegetação até sua saturação em copas muito densas. São ainda relacionados a características biofísicas da cobertura vegetal, tais como radiação fotossinteticamente ativa absorvida pelo dossel, crescimento e produtividade da vegetação. Na medida em que os índices intrínsecos apresentam interações semelhantes para diversas combinações de intervalos ou bandas espectrais (STEVENS et al., 1992), estes podem ser utilizados considerando relações distintas da definida acima. São, todavia, intrinsecamente susceptíveis às influências do substrato, tendo sua aplicação limitada em condições de baixa densidade da cobertura vegetal.

Índices Linha do Solo - Vários índices foram desenvolvidos seguindo a assertiva de que a relação entre as reflectâncias no infravermelho próximo e visível é geralmente linear. Tais índices foram planejados de forma a permitir a redução da influência do fator solo/substrato, muito embora assumam a premissa de que a maioria dos solos apresenta o mesmo padrão de linha-solo. O índice PVI (e seu sucessor (WDVI)) expressa a distância entre as reflectâncias no vermelho e infravermelho da cobertura vegetal e da linha espectral dos solos. Embora representem um aprimoramento quando comparados com os índices intrínsecos, estes permanecem susceptíveis à influência do fator solo/substrato.

Avanço mais significativo foi alcançado por meio do índice de vegetação ajustado aos solos (SAVI – HUETE, 1988), definido como:

$$SAVI = (1+L)(IVP - V) / (IVP + V + L) \quad (106)$$

com $L = 0,5$. A constante $L = 0,5$ tem sido apresentada como ajuste ótimo para diversas classes de solos (RONDEAUX et al., 1996), reduzindo o ruído atribuído ao substrato sob diferentes padrões de cobertura vegetal. Segundo HUETE (1988), o fator multiplicativo $(1 + L)$ da eq. 106 é necessário apenas para manter o caráter dinâmico do modelo, assumindo valores mais reduzidos na medida em que é observado um adensamento da cobertura vegetal. De acordo com este autor, é possível adotar três fatores de ajuste: $L = 1$ para densidades muito baixas, $L = 0,5$ para densidades médias ou intermediárias e $L = 0,25$ para coberturas muito densas. BAUSCH (1993) observa que o fator L ótimo para cultura de milho não é linearmente correlacionado com valores de IAF, propondo os seguintes valores: $L = 0,6$ para $IAF \leq 1$; $L = 0,4$ para $1 < IAF \leq 2,5$ e $L = 0,15$ para $IAF > 2,5$. A principal dificuldade reside em se reconhecer a priori o fator IAF para a cobertura alvo.

Em desenvolvimento subsequente, BARET & GUYOT (1991) propuseram o conceito de SAVI transformado (TSAVI), descrito como:

$$TSAVI = a(IVP - aV - b) / [V + a(IVP - b) + 0,08(1 + a^2)] \quad (107)$$

onde a e b são, respectivamente, a declividade e interceção da linha de solo ($IVP_{solo} = a V_{solo} + b$). O coeficiente 0,08 foi ajustado de forma a minimizar os efeitos do substrato/solo. Mais recentemente foi proposta a versão do SAVI modificada (MSAVI - QI et al., 1994), definida como:

$$MSAVI = (1+L)(IVP - V) / (IVP + V + L) \quad (108)$$

com $L = 1 - 2a * NDVI * WDWI$, onde $WDWI = IVP - aV$ representa o índice diferença ponderada (CLEVERS & VERHOEF, 1993) e a a declividade da curva-linha do solo.

O índice de vegetação mais recente deste grupo é representado pelo Índice de Vegetação em Dois-Eixos (TWVI - XIA, 1994), definido como:

$$TWVI = (1+L)(IVP - R - \Delta) / (IVP + V + L) \quad (109)$$

com $\Delta = \sqrt{2 \exp(-K IAF) D}$, onde D é o coeficiente de extinção, $D = (IVP_{solo} - aV_{solo} - b) / (1 + a^2)^{1/2}$, e L o fator de ajuste ao solo com valores de 0 a 1. De acordo com o autor, este índice reduz grande parte da influência do solo. Como principal entrave, observa-se a necessidade de reconhecimento prévio da área de estudo, em especial quanto ao Índice de Área Foliar (IAF) e ao fator reflectância aparente do solo.

Estes índices reduzem consideravelmente a influência do solo, em especial para campos de cultivo agrícola e dosséis homogêneos, embora seja necessária uma abordagem de caso a caso em função da não linearidade da resposta de diferentes classes de solos.

Índices Corrigidos quanto às Interferências Atmosféricas - Adicionalmente às influências exercidas pelo substrato, os valores de radiância espectral utilizados na estimativa de índices de vegetação devem ser corrigidos quanto aos efeitos da interferência atmosférica de forma a resgatar o sinal devido apenas à vegetação.

Visando reduzir a dependência do NDVI em relação às influências atmosféricas, KAUFMAN & TANRÉ (1992) propuseram a modificação da formulação deste índice, introduzindo informações atmosféricas contidas na faixa espectral do azul. Este novo índice foi definido a partir da seguinte relação:

$$ARVI = (IVP - VA) / (IVP + VA) \quad (110)$$

onde VA representa a combinação das reflectâncias nos canais correspondentes às faixas do azul (A) e vermelho (V) do espectro, sendo esta definida como:

$$VA = V - \gamma(A - V) \quad (111)$$

e γ depende do tipo de aerossol considerado (geralmente assume-se valor $\gamma = 1$ quando não se dispõe de modelos de transferência radiativa) (KAUFMAN & TANRÉ, 1996). A diferença entre as radiâncias registradas nas faixas do azul ($0,47\mu\text{m}$) e vermelho ($0,6-0,7\mu\text{m}$) é utilizada para correção do efeito atmosférico na faixa do vermelho. Como o índice ARVI é cerca de 4 x menos sensível às influências atmosféricas do que o NDVI, estes autores propõem a sua incorporação ao índice SAVI, teoricamente definindo um novo índice (SARVI), mais apto a correção dos efeitos atmosféricos e do substrato. Este conceito pode ser aplicado a outros índices por meio da troca dos valores correspondentes ao fator V pelo fator VA .

PINTY & VERSTRAETE (1992) propuseram um novo índice especialmente planejado para reduzir os efeitos tanto do solo como da atmosfera, denominado GEMI (Índice Global de Monitoramento Ambiental), definido como:

$$GEMI = \eta(1 - 0,25\eta) / (V - 0,125) / (1 - V) \quad (112)$$

onde

$$\eta = [2(IVP^2 - V^2) + 1,5 IVP + 0,5 V] / (IVP + V + 0,5) \quad (113)$$

Este índice representa as características biofísicas da vegetação tão bem como o NDVI, muito embora tenha sua aplicação limitada pela complexidade de sua formulação e dificuldades inerentes a interpretação dos resultados.

Efetuada uma análise de sensibilidade de alguns destes modelos, MYNENI & ASRAR (1994) reportam resultados promissores quanto a redução dos efeitos da interferência atmosférica (em particular quanto a variação na concentração de aerossóis) e do ângulo de iluminação - incluso efeito direto do "hot spot". Observam, ainda, que devido a dependência quanto ao comprimento de onda, o efeito atmosférico apresenta-se como positivo em comprimentos de onda inferiores a $0,7 \mu\text{m}$, faixa onde ocorre o domínio de processos de espalhamento, e negativo para comprimentos de onda superiores a $1,0 \mu\text{m}$, onde predomina processos absorptivos. Ademais, indicam que o aspecto anisotrópico da distribuição da radiância aumenta com o ângulo zenital solar.

Uma questão importante observada por MYNENI & ASRAR (1994), refere-se a influência do padrão de distribuição angular das folhas sobre os registros do IV. Estes autores argumentam que a influência dos ângulos de orientação e propriedades óticas das folhas não representam influência significativa na faixa do visível, permanecendo, todavia, sensível a reflectância do solo, ângulos zenitais muito elevados e a profundidade ótica de aerossóis. Embora o índice proposto por HUETE (1988) minimize os efeitos da reflectância e brilho do sistema solo-substrato, este ainda é susceptível às influências atmosféricas. Quando combinado com o índice ARVI, o índice resultante parece perder um pouco de sua capacidade para correção dos efeitos atmosféricos, embora as influências do solo continuem a ser corrigidas de forma satisfatória (MYNENI & ASRAR, 1994).

Estudo comparativo dos diversos índices de vegetação conduzido por RONDEAUX et al. (1996) demonstra que o índice NDVI é o que apresenta maior variabilidade, especialmente em condições de cobertura esparsa ou densidade reduzida. Para $IAF \leq 0,1$, os valores observados podem ser considerados como resultantes quase que exclusivamente do substrato. Em níveis de densidade

intermediários ($0,5 < IAF < 3,0$), a ampla variabilidade dos valores possíveis pode induzir a erros grosseiros quando do resgate de informações quantitativas derivadas apenas do NDVI. Com valores de IAF mais altos, o índice alcança seu nível de saturação.

Os índices ajustados à linha do solo, a exemplo do SAVI, apresentam, no geral, desempenho superior ao observado para o NDVI, embora persistam certas dificuldades relacionadas ao uso de linhas de solo muito genéricas. Destes, o índice SAVI é o que apresenta os melhores resultados, fato este provavelmente relacionado ao ajuste prévio deste por meio de linhas de solos genéricas ou globais (HUETE, 1988). A escolha do parâmetro L na aplicação de índices semelhantes ao SAVI representa fator crítico para minimizar de forma coerente as influências do substrato. Para condições de baixa densidade de cobertura vegetal os modelos SAVI e MSAVI apresentam os menores erros em função da presença de diferentes classes de solos, o desvio padrão geralmente apresentando comportamento constante (RONDEAUX et al., 1996).

Produtos Secundários - Ademais de sua importância intrínseca como descritor da estrutura e dinâmica espaço-temporal da cobertura vegetal, índices de vegetação podem ser utilizados para derivar grandezas ditas secundárias, tais como índices de área foliar (IAF) e fração da energia fotossinteticamente ativa interceptada pelo dossel (FPAR), parâmetros estes algumas vezes agrupados como conjunto de parâmetros biofísicos.

O Índice de Área Foliar corresponde a uma representação quantitativa da estrutura da cobertura vegetal, sendo assim mais estreitamente correlacionado a uma variedade de processos observados nos dosséis, tais como interceptação, evapotranspiração, fotossíntese, respiração e formação de serapilheira. Este índice é uma abstração da estrutura da cobertura vegetal, representando uma variável adimensional que ignora detalhes como ângulo de distribuição das folhas, altura das copas, etc. Este parâmetro biofísico é geralmente utilizado em modelos terrestres que procuram quantificar processos acima da cobertura ou caracterizar os processos interativos entre vegetação e baixa atmosfera.

O índice FPAR corresponde a um termo radiativo, mais diretamente relacionado a variáveis afins ao sensoriamento remoto tais como os índices de vegetação. Este índice é utilizado de forma mais freqüente na transformação de dados obtidos diretamente de registros de sensores remotos orbitais, tal como o NDVI, em estimativas de produção primária. Ambos são considerados como importantes na medida em que representam variáveis intermediárias fundamentais para o cálculo do balanço energético e de biomassa de ambientes terrestres, bem como na investigação de ciclos biogeoquímicos em escala regional (SELLERS et al., 1995).

2.3.5 - Efeitos Atmosféricos

Na medida em que a radiação emitida pela superfície terrestre interage de forma intensa com a atmosfera, torna-se crucial a avaliação e correção destas influências de forma a viabilizar a operação de sistemas sensores orbitais dentro de limites de acuracidade adequados as aplicações pretendidas. Procedimentos de correção atmosférica estão voltados ao cálculo das propriedades óticas intrínsecas aos objetos ou cenas imageados, preferencialmente na forma de funções de reflectância bidirecional. Entretanto, na medida em que a maioria dos sensores opera apenas em um ângulo de visada no imageamento de determinada área, é impossível derivar propriedades bidirecionais complexas das superfícies analisadas (TANRÉ et al., 1979). Geralmente estima-se o equivalente a reflectância lambertiana para os elementos de superfície. A interrelação entre a reflectância equivalente a uma superfície com comportamento lambertino e as propriedades ou funções de reflectância bidirecional podem ser estabelecidas com base em observações realizadas em nível altitudinal mais baixo (sensores aerotransportados) ou por medidas a nível local (superfície).

Os processos de interferência atmosférica podem ser circunstancialmente classificados como decorrentes do espalhamento e/ou absorção por aerossóis e moléculas. Os efeitos de espalhamento são mais intensos no intervalo de

comprimentos de onda curtos do espectro eletromagnético, onde é observada certa similaridade dimensional entre partículas (aerossóis) e ondas. A absorção por gases, por sua vez, é predominante em intervalos específicos (TANRÉ et al., 1992) (figura 05). O espalhamento por aerossóis tende a aumentar a reflectância aparente de superfícies escuras, enquanto que os processos de absorção por aerossóis tende a reduzir o brilho aparente de superfícies mais brilhantes ou claras. Como elemento adicional de complexidade, ressalta-se que, ao contrário do observado para a concentração dos principais gases atmosféricos, cujo perfil vertical não varia de forma significativa em curtos intervalos de tempo, a concentração de aerossóis e de vapor de água podem variar em mais do que uma ordem de magnitude (KAUFMAN & TANRÉ, 1996).

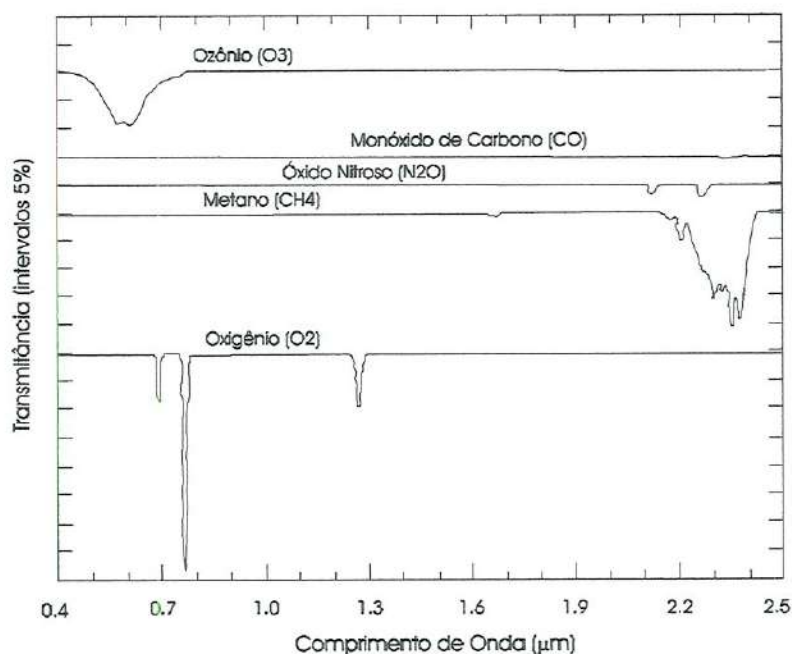


FIGURA 05 - Espectro de absorção dos principais constituintes atmosféricos, considerando-se intervalo espectral na faixa do visível e infravermelho próximo.

A correção dos efeitos de espalhamento molecular e absorção por ozônio e oxigênio é importante na medida em que, embora suas concentrações não variem muito em comparação com valores definidos como padrões climatológicos, seus efeitos sobre a radiação detectada por sensores remotos variam em função das geometrias de iluminação e visada (TANRÉ et al., 1992) (figura 06). As influências

relativas dos processos de atenuação e interferência atmosférica sobre os registros obtidos pelo sistema NOAA-AVHRR são representadas de forma sinóptica na tabela 01.

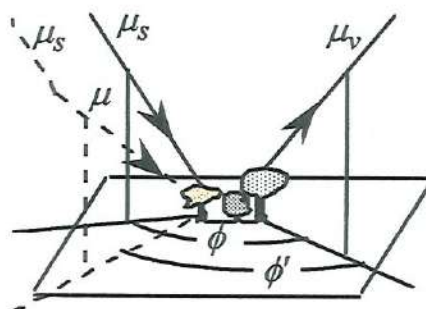


FIGURA 06 - Ângulos zenital solar e de visada, bem como ângulo azimutal considerados no cálculo dos valores de transmitância e caminho ótica da atmosfera.

As características dos processos de espalhamento e absorção dependem das propriedades físicas e químicas das partículas, de alguma forma similar ao comportamento de absorção atribuído a alguns gases atmosféricos. O carbono é o principal responsável pela absorção radiativa atribuída aos aerossóis, sendo este geralmente oriundo de áreas densamente populadas (emissões industriais e por automóveis) e da queima de biomassa em regiões rurais. O processo de absorção é uniformemente distribuído ao longo do espectro eletromagnético de forma proporcional ao fenômeno de espalhamento. O albedo atribuído ao espalhamento (ω_0) é assim considerado como medida indireta do processo de absorção por aerossóis (FRASER & KAUFMAN, 1985). O aumento da reflectância da superfície ou o decréscimo do valor de ω_0 reduzem o efeito direto de aerossóis sobre a radiância ou torna este efeito negativo. Desta forma, diversos autores indicam que, para superfícies escuras, o efeito dos aerossóis depende basicamente de sua concentração ou da espessura do caminho ótico a ser percorrido pela radiação da superfície até o sensor orbital.

A atenuação da irradiância solar nos intervalos de comprimento de onda correspondentes ao visível e infravermelho próximo pode, assim, ser atribuída a cinco processos atmosféricos: (i) espalhamento por uma mistura de gases

(espalhamento Rayleigh), (ii) absorção por ozônio, (iii) absorção por uma mistura de gases (principalmente oxigênio), (iv) absorção por vapor de água e (v) absorção e espalhamento por aerossóis. A irradiância direta não sofre espalhamento, incidindo diretamente sobre a superfície após perdas por absorção. A irradiância difusa sofre espalhamento a partir do feixe de radiação inicial em direção a superfície. A soma dos componentes direto e difuso representa a irradiância total incidente sobre determinada superfície. A figura 07 apresenta de forma esquemática os principais componentes atmosféricos responsáveis pela influência observada nos registros efetuados por sistemas sensores remotos, em particular orbitais.

Existem atualmente inúmeros métodos voltados à correção das influências exercidas pela atmosfera sobre os sinais detectados por sensores orbitais (SLATER, 1980; ROYER et al., 1988). Segundo HAAN et al. (1991), é possível distinguir três diferentes abordagens: (i) a primeira utiliza informações inerentes a superfície imageada, procedendo-se a calibração por meio do reconhecimento dos elementos de uma imagem. A segunda abordagem (ii) emprega informações relativas a atmosfera, ou seja, estima o sinal detectado pelo sensor na ausência de atmosfera (ou de seus efeitos sobre o registro) com base na avaliação das propriedades óticas dos constituintes atmosféricos. A terceira (iii) é baseada na simulação do sistema superfície-atmosfera.

Como exemplo de métodos compreendidos na categoria (i) pode-se relacionar:

a) Procedimentos de seleção de determinados pontos de teste onde são efetuadas medidas de reflectância aparente sincrônicas a passagem do satélite, utilizando-se esta informação para cálculo dos índices de reflectância com base nos registros do sensor orbital. Este método apresenta como principais restrições a necessidade de logística adequada a coleta de dados em campo, dificuldades em se obter uma correspondência próxima a escala 1:1 entre os elementos imageados (pixels) e a área da superfície onde são procedidas as medições, a complexidade da função de distribuição da reflectância bidirecional (BRDF), os efeitos de adjacência,

os efeitos atmosféricos observados em intervalos (bandas) espectrais específicos e problemas relativos a calibração do sinal.

TABELA 01 - Ordem de magnitude dos efeitos atmosféricos sobre os registros dos canais 1 e 2 do sensor AVHRR e do índice NDVI. O efeito proporcional (transmissão) é dado em percentagem (%) de aumento (↑) ou decréscimo (↓) do sinal.

	Ozônio 0.247 - 0.480 {cm/atm}	Vapor Água 0.5 - 4.1 (g/cm ²)	Rayleigh 1013 mb	Aerossol V:60km-10 km Continental
ρ 620 ±120 nm	4.2 % a 12% ↓	0.7% a 4.4% ↓	0.02 a 0.06 ↑	0.005 a 0.12 ↑
ρ 885 ±195 nm		7.7% a 25% ↓	0.006 a 0.02 ↑	0.003 a 0.083 ↑
NDVI (solo)				
ρ ₁ = 0.19	0.02 a 0.06	0.011 a 0.12	0.036 a 0.094	0.006 a 0.085
ρ ₂ = 0.22	↑	↓	↓	↓
NDVI (floresta)				
ρ ₁ = 0.03	0.006 a 0.017	0.036 a 0.038	0.086 a 0.23	0.022 a 0.35
ρ ₂ = 0.36	↑	↓	↓	↓

b) Seleção de elementos escuros da imagem para os quais as propriedades de reflectância são conhecidas, a exemplo de florestas densas e superfícies de águas limpas (CHAVES, 1996; KAUFMAN & TANRÉ, 1996). Os valores de radiância observados são contrapostos aos valores esperados de forma a permitir uma avaliação do caminho ou espessura ótica da atmosfera. Assumindo-se uma pequena variabilidade dos valores de caminho ótico, procede-se a interpolação para toda a imagem. Algumas das dificuldades listadas para o método (a) permanecem.

c) Caso disponha-se de informações quanto à reflectância aparente média e/ou contraste máximo para os elementos de superfície, estas podem ser utilizadas em procedimentos de correção atmosférica (SINGH, 1989).

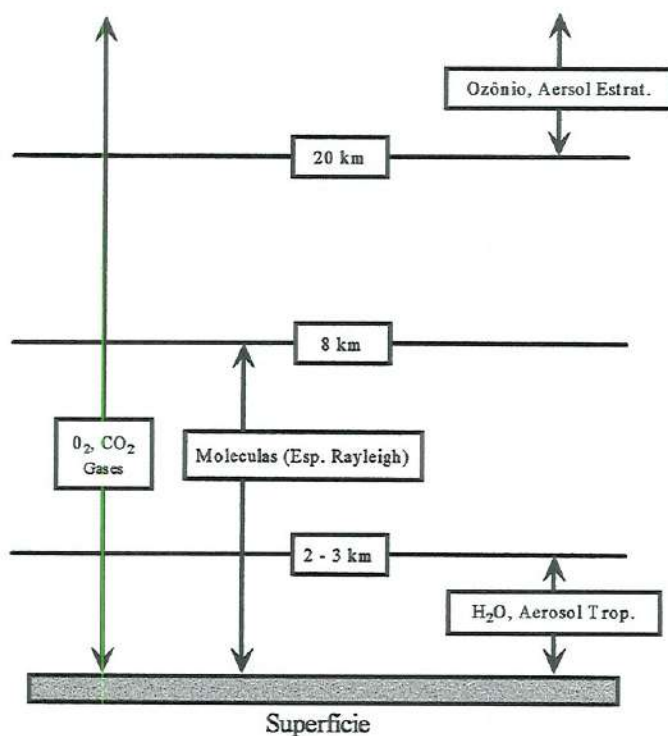


FIGURA 07 - Representação esquemática dos principais fenômenos e processos atmosféricos responsáveis pela absorção e espalhamento da radiação, assim como o intervalo correspondente na coluna atmosférica.

KAUFMAN & TANRÉ (1996) indicam dois métodos para correção dos efeitos correspondentes ao espalhamento e absorção por aerossóis. O método de correção direta é baseado na determinação de índices de opacidade dos aerossóis (expresso pela espessura ótica e caminho ótico correspondente ao perfil atmosférico considerado). Esta determinação é efetuada com base na própria imagem por meio da análise de pixels correspondentes à áreas mais escuras, para as quais a reflectância pode ser estimada (HOLBEN et al., 1992). Um exemplo deste tipo de superfície corresponde a florestas densas. Na medida em que o espalhamento por aerossóis torna difícil a detecção de florestas nas faixas do espectro visível e infravermelho próximo, os pixels da cobertura florestal são detectados por meio da análise de sua reflectância na faixa do infravermelho médio (2,25 ou 3,7 μm), onde os efeitos de espalhamento são mínimos (KAUFMAN & REMER, 1994). Com base na detecção de coberturas florestais neste intervalo do espectro eletromagnético, avalia-se a reflectância correspondente a faixa do visível e infravermelho próximo

(p.e., canais 1 e 2 do AVHRR), efetuando-se a supressão dos valores excedentes - via análise dos histogramas correspondentes.

Desta forma, para um dado valor de ω_0 , observa-se um valor de reflectância ρ_c , definido como reflectância a nível crítico. Neste caso, o efeito dos aerossóis é próximo de zero para qualquer valor de espessura ótica (comprimento do caminho ótico). O aumento da radiância detectada pelo sensor orbital em função dos processos de espalhamento por aerossóis é contrabalançado pelo efeito de absorção. Esta estratégia assemelha-se, de certa a forma, ao método de correção direta proposto em CHAVEZ (1996) e ainda aos procedimentos discutidos em HAAN et al. (1991) como abordagem (i).

O método indireto proposto por KAUFMAN & TANRÉ (1996) procura corrigir uma função derivada dos dados brutos, tal como o NDVI, ao contrário de corrigir diretamente as imagens. Uma das funções propostas por estes autores corresponde ao índice ARVI (discutido na seção precedente), no qual o canal correspondente ao intervalo vermelho do espectro é substituído por uma combinação dos canais azul e vermelho (KAUFMAN & TANRÉ, 1992). Por meio desta estratégia, obtém-se uma redução das influências advindas do espalhamento por aerossóis sem que seja necessário o reconhecimento detalhado de suas propriedades óticas e das concentrações na coluna atmosférica.

A análise detalhada das propriedades óticas da atmosfera insere uma nova perspectiva de correção dos efeitos atmosféricos, agora relacionada à segunda abordagem. Neste caso, segue-se uma seqüência que envolve: (a) a medição ou estimativa das propriedades óticas dos principais constituintes atmosféricos, a exemplo da espessura ótica de aerossóis, função de fase dos aerossóis, absorção molecular, dentre outras; (b) ao cálculo dos parâmetros de correção com base na teoria de transferência radiativa e (c) a estimativa dos valores de reflectância aparente para uma superfície de comportamento lambertiano, para cada pixel da imagem, com base nos parâmetros de correção calculados anteriormente.

Como exemplos desta abordagem cita-se:

a) Método de Duntley, no qual o fator brilho de determinados intervalos do céu é medido de forma a permitir a estimativa da radiância correspondente ao caminho ótico da atmosfera visualizado pelo sensor (SLATER, 1980).

b) Método de Richter, no qual a reflectância aparente da superfície é calculada com base em propriedades óticas da atmosfera preestabelecidas, definidas por intermédio de modelos de simulação dos processos de transferência radiativa na atmosfera, tais como os modelos Lowtran-7 ou Streamer.

c) Trabalho desenvolvido por GUZZI et al. (1985), com o cálculo dos parâmetros de correção atmosférica baseado em medidas das irradiâncias direta e difusa da superfície, efetuadas de forma simultânea à passagem do satélite.

A terceira abordagem discutida em HAAN et al. (1991) corresponde à simulação do sistema superfície-atmosfera e ao cálculo do sinal detectado pelo sistema sensor orbital. Como exemplos, cita-se os trabalhos desenvolvidos por TURNER et al. (1975) e TANRÉ et al. (1990), este último utilizando o modelo 5S. Procede-se ao cálculo dos valores de radiância exoatmosférica a partir do reconhecimento prévio da assinatura espectral dos elementos de superfície, com a inclusão de vários modelos para aerossóis e a consideração de determinados intervalos espectrais específicos. Versão mais atual do modelo de Tanré, 6S (VERMOTE et al., 1994), permite considerar, ainda, a influência de pixels adjacentes sobre a radiância atribuída a determinado elemento ou intervalo espacial da superfície imageada.

Para estimativa da irradiância incidente $E_d(\lambda_i, \theta^+)$, esta é discretizada em seus componentes direto e difuso como segue:

$$E_d(\lambda, \theta^+) = E_{dd}(\lambda, \theta^+) + E_{ds}(\lambda, \theta^+) \quad (114)$$

onde os subscritos dd e ds correspondem aos componentes direto e difuso, respectivamente.

A irradiância direta $E_{dd}(\lambda, \theta^+)$ pode ser descrita como:

$$E_{dd}(\lambda, \theta^+) = F_o(\lambda) \cos(\theta) T_r(\lambda) T_{oz}(\lambda) T_o(\lambda) T_w(\lambda) T_a(\lambda) \quad (115)$$

onde $F_o(\lambda)$ é a irradiância exoatmosférica corrigida quanto às variações na distância Sol-Terra e excentricidades de órbita, θ é o ângulo zenital solar, e T a transmitância após absorção e espalhamento por componentes atmosféricos. Os componentes r , oz , o , w e a representam o espalhamento Rayleigh, ozônio, outros gases, vapor de água e aerossóis, respectivamente.

A irradiância exoatmosférica é calculada por meio de equação proposta em GORDON et al. (1983), com base em valor médio proposto em NECKEL & LABS (1984), sendo descrita como:

$$F_o(\lambda) = H_o(\lambda) \left\{ 1 + ecc \cos \left[\frac{2\pi(JD - 3)}{365} \right] \right\}^2 \quad (116)$$

onde ecc é a excentricidade de órbita ($= -0,0167$) e JD é o dia do ano juliano, e H_o a irradiância exoatmosférica obtida em NECKEL E LABS (1984) e informes técnicos diversos (NESSIS) (tabela 02).

O comprimento do caminho ótico na atmosfera $M(\theta)$ representa um dos parâmetros necessários para o cálculo da transmitância atmosférica, expresso como $1/\cos\theta$ para ângulos zenitais solares $< 75^\circ$. Para ângulos maiores é necessária a correção esférica do sistema superfície-atmosfera. KASTEN (1966), sugere formulação empírica aplicável a qualquer ângulo zenital, descrita como:

$$M(\theta) = \frac{1}{\cos \theta - 0,50572 (96,07995 - \theta)^{-1,6364}} \quad (117)$$

Para o componente ozônio é necessário um comprimento ótico mais longo para que sejam alcançados níveis mais elevados de acuracidade na estimativa dos valores de transmitância atmosférica. Este procedimento é fundamentado, em grande parte, no fato de que a concentração dominante deste gás ocorre na estratosfera. PALTRIDGE & PLATT (1976) sugerem a seguinte expressão:

$$M_{oz}(\theta) = \frac{1,0035}{(\cos^2 \theta + 0,007)^{1/2}} \quad (118)$$

TABELA 02 - Valores de H_o e F_o ($W m^{-2}$) para os canais 1 e 2 do sensor AVHRR (a partir de NECKEL & LABS, 1984).

<i>Satélite</i>	H_{o1}	F_{o1}	W_{o2}	F_{o2}
TIROS-N	0,325	443,3	0,303	313,5
NOAA-6	0,109	179,0	0,223	233,7
NOAA-7	0,108	177,5	0,249	261,9
NOAA-8	0,113	183,4	0,230	242,8
NOAA-9	0,117	191,3	0,239	251,8
NOAA-10	0,108	178,8	0,222	231,5
NOAA-11	0,113	184,1	0,229	241,1
NOAA-12	0,124	200,1	0,219	229,9
NOAA-13	0,121	194,09	0,243	249,42
NOAA-14	0,136	221,42	0,245	252,29

O coeficiente de espalhamento Rayleigh total é calculado segundo BIRD & RIORDAN (1986) como:

$$T_r(\lambda) = \exp \left[-\frac{M'(\theta)}{115,6406 \lambda^4 - 1,335 \lambda^2} \right] \quad (119)$$

onde λ é dado em μm e $M'(\theta)$ é o caminho ótico corrigido para a pressão atmosférica, definido como:

$$M'(\theta) = M(\theta) \frac{P}{P_0} \quad (120)$$

onde P é a pressão atmosférica e P_0 é a pressão atmosférica padrão.

A absorção por ozônio é calculada por meio da expressão:

$$T_{oz}(\lambda) = \exp \left[-\alpha_{oz}(\lambda) H_{oz} M_{oz}(\theta) \right] \quad (121)$$

onde $\alpha_{oz}(\lambda)$ é o coeficiente de absorção do ozônio e H_o obtido conforme descrito acima. Os valores espectrais de $\alpha_{oz}(\lambda)$ encontram-se definidos em BIRD & RIORDAN (1986). A escala de concentração de ozônio por altitude pode ser estimada por meio da formulação empírica proposta em HEUKLON (1979).

A transmitância para oxigênio, quase que inteiramente relacionada ao processo de absorção, é obtida por meio de expressão proposta por BIRD & RIORDAN (1986), definida como:

$$T_o(\lambda) = \exp \left\{ -\frac{1,14 \alpha_o(\lambda) M'(\theta)}{[1 + 118,3 \alpha_o(\lambda) M'(\theta)]^{0,45}} \right\} \quad (122)$$

De forma semelhante, a transmitância atmosférica para o vapor de água é calculada como:

$$T_w(\lambda) = \exp \left\{ -\frac{0,238 \alpha_w(\lambda) WV(\theta)}{[1 + 20,07 \alpha_w(\lambda) WV(\theta)]^{0,45}} \right\} \quad (123)$$

Ambos os coeficientes de absorção de vapor de água e oxigênio podem ser estimados por meio de modelos de transferência radiativa (a exemplo do modelo

Streamer). WV representa o total de água precipitável em cm, igualmente derivado de modelo de transferência radiativa.

O cálculo do caminho ótico para aerossóis encontra maiores dificuldades devido a extrema variabilidade espaço-temporal deste componente atmosférico. Primeiramente estima-se a espessura ótica dos aerossóis por meio da equação de Angstrom (VAN DE HULST, 1981), descrita como:

$$\tau_a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (124)$$

onde β é o coeficiente de turbidez (representando a concentração de aerossóis), independente do comprimento de onda, λ é o comprimento de onda em μm e α é o expoente Angstrom, calculado como:

$$\alpha = \frac{\log \left[\frac{\tau_a(412)}{\tau_a(667)} \right]}{\log \left[\frac{667}{412} \right]} \quad (125)$$

onde 412 e 667 correspondem ao comprimento de onda central dos intervalos estabelecidos para equação acima, e β calculado como:

$$\beta = \tau_a(869) 869^\alpha \quad (126)$$

α e β são a seguir utilizados na equação acima para cálculo dos valores de $\tau_a(\lambda)$, permitindo o cálculo da transmitância por aerossóis por meio da expressão:

$$T_a(\lambda) = \exp \left[-\tau_a(\lambda) M(\theta) \right] \quad (127)$$

A irradiância difusa $E_{ds}(\lambda, \theta^+)$ é estimada por meio da expressão:

$$E_{ds}(\lambda, \theta) = I_r(\lambda) + I_a(\lambda) + I_g(\lambda) \quad (128)$$

onde I_r , I_a e I_g representam os componentes difusos da irradiância incidente, resultantes dos processos de espalhamento Rayleigh, espalhamento por aerossóis e interações múltiplas no sistema superfície-atmosfera, respectivamente.

A irradiância difusa proveniente do espalhamento Rayleigh é estimada a partir da expressão:

$$I_r = F_0 \cos \theta T_{oz} T_u T_w T_{aa} (1 - T_r^{0,95})^{0,5} \quad (129)$$

onde T_{aa} representa a transmitância após absorção por aerossóis. Todos os outros componentes são computados diretamente a partir dos cálculos efetuados para estimativa da irradiância direta. T_{aa} é definida por JUSTUS & PARIS (1985) como:

$$T_{aa} = \exp [-(1 - \omega_a) \tau_a M(\theta)] \quad (130)$$

onde ω_a é o albedo devido apenas ao espalhamento por aerossóis, calculado como:

$$\omega_a = (-0,0032 AM + 0,972) e^{0,000306 RH} \quad (131)$$

onde AM corresponde ao modelo de aerossol (tipo massa de ar) e RH é o percentual em umidade relativa. AM varia de 1 para condições de dominância de aerossóis em oceanos a 10 para condições de dominância continental. Neste estudo utilizou-se valores correspondentes ao modelo continental ($AM = 10$).

O espalhamento por aerossóis I_a é calculado como:

$$I_a = F_0 \cos \theta T_{oz} T_o T_w T_{aa} T_r^{1,5} (1 - T_{as}) F_a \quad (132)$$

onde T_{as} representa a transmitância devido ao espalhamento por aerossóis e F_a a probabilidade de espalhamento incidente por aerossóis. T_{as} é calculada, segundo JUSTUS & PARIS (1985), como:

$$T_{as} = \exp [-w_a \tau_a M(\theta)] \quad (133)$$

onde, de acordo com BIRD & RIORDAN (1986), F_a é estimada como:

$$\begin{aligned} F_a &= 1 - 0,5 \exp [(B_1 + B_2 \cos \theta) \cos \theta] \\ B_1 &= B_3 [1,459 + B_3 (0,1595 + 0,4129 B_3)] \\ B_2 &= B_3 [0,0783 - B_3 (0,3824 + 0,5874 B_3)] \\ B_3 &= \ln (1 - \langle \cos \theta \rangle) \end{aligned} \quad (134)$$

onde $\langle \cos \theta \rangle$, parâmetro relativo à assimetria, representa fator anisotrópico para a função de fase do espalhamento por aerossóis como uma função de θ (TANRÉ et al., 1979). Nesta formulação, $\langle \cos \theta \rangle$ é dado como uma função da distribuição em tamanho dos aerossóis, sendo parametrizada em termos de α como:

$$\langle \cos \theta \rangle = -0,1417 \alpha + 0,82 \quad (135)$$

Para $\alpha < 0,0$, $\langle \cos \theta \rangle$ é definido como 0,82, enquanto que para $\alpha > 1,2$, $\langle \cos \theta \rangle$ assume valor de 0,65. No geral, para α altos, típico de regiões continentais, o parâmetro de assimetria converge para aquele sugerido em BIRD & RIORDAN (1986).

Para o intervalo termal do espectro eletromagnético (8,0 – 12,0 μm), estas interações consistem, basicamente, da absorção e reemissão por gases atmosféricos. Em condições de céu limpo a absorção e espalhamento por aerossóis é praticamente desprezível para esta faixa do espectro. A figura 08 representa os espectros de absorção dos principais gases atmosféricos. Considerando-se apenas o intervalo do termal, os principais gases responsáveis pela absorção da radiação são o vapor de água (H_2O), dióxido de carbono (CO_2) e ozônio (O_3). Em função da ampla faixa de absorção do ozônio no intervalo próximo a 9,6 μm , o espectro solar é subdividido em duas regiões onde são observados baixos índices de absorção atmosférica. Estas são reconhecidas como “janelas espectrais”, correspondendo aos intervalos espectrais de 8,0 - 9,5 μm e 10,0 – 12,0 μm .

O intervalo 10,0 – 12,0 μm corresponde, ainda, à faixa onde é registrada a menor reflexividade tanto no oceano quanto em superfícies terrestres, sendo esta

uma das principais razões pelas quais os radiômetros instalados em plataformas orbitais foram planejados para medir a temperatura de superfície nesta faixa do espectro eletromagnético. O principal gás responsável pela absorção radiativa é o vapor de água, embora sejam observadas contribuições significativas por parte do dióxido de carbono, ácido nítrico e clorofluorcarbonos (CFCIO_3 e CF_2Cl_2 , genericamente designados CFC's). Na medida em que o principal agente de absorção nesta faixa é o vapor de água, a transmitância atmosférica varia essencialmente com o total de vapor de água presente na coluna atmosférica. A transmitância varia de 1.0 para atmosferas polares secas até cerca de 0.3 para atmosferas tropicais muito úmidas.

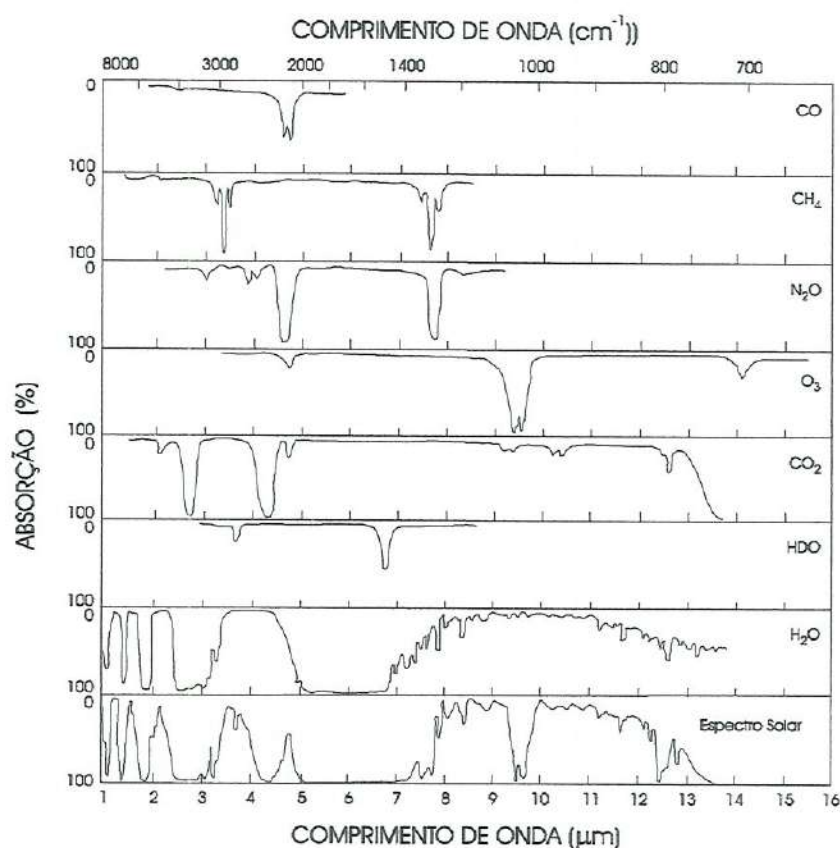


FIGURA 08 - Espectro de absorção dos principais gases constituintes da atmosfera e espectro de absorção da atmosfera (modificado de S.E. VALLEY, 1965, apud PRATA, 1994).

A intensidade dos efeitos atmosféricos varia tanto em função do total de vapor de água na coluna (total de água precipitável) quanto com os perfis verticais de temperatura e pressão. A temperatura de brilho medida no topo da atmosfera é geralmente menor do que aquela registrada para a superfície, muito embora possa eventualmente ocorrer inversão desta relação. A ordem de magnitude desta diferença (também designada déficit da temperatura de brilho) para a faixa de 10,0 - 12,0 μm é reconhecida com sendo de 1,0 a 5,0 $^{\circ}\text{K}$, dependendo das condições atmosféricas. Na medida em que a quantidade de vapor de água presente na atmosfera aumenta, sua influência sobre a emissividade da superfície diminui.

A dependência espectral observada para a transmitância atmosférica é resultado do espectro de absorção dos diferentes gases constituintes da atmosfera. Estudos de simulação, efetuados por intermédio de modelos de transferência radiativa com base em radiosondagens (OTTLÉ & VIDAL-MADJAR, 1992), indicam que a transmitância em 11,0 μm é sempre superior àquela calculada para a faixa de 12,0 μm , independente da quantidade de vapor de água presente na atmosfera. Esta diferença aumenta, todavia, com o incremento da concentração deste constituinte atmosférico. Para baixas concentrações esta diferença é de cerca de 1%, sendo de 12% para atmosferas úmidas.

SAUNDERS & EDWARDS (1989) indicam que a absorção contínua do vapor de água tem um efeito relativo maior sobre a transmitância atmosférica do que demais gases fixos. Como resultado, os autores relatam que a diferença nas temperaturas de brilho registradas nestas duas bandas espectrais esta diretamente relacionada à quantidade de vapor de água presente na atmosfera. Esta propriedade permite uma certa correção das radiâncias registradas pelo sensor orbital a partir da atenuação provocada pelo vapor de água, bem como a própria estimativa do total de água precipitável (w) presente na coluna atmosférica.

A transmitância atmosférica é ainda afetada pelo comprimento do caminho ótico a ser percorrido pela radiação, sendo proporcional a secante do ângulo zenital (diretamente relacionada a geometria de imageamento) (figuras 01 e 03).

Esta variação foi calculada por meio de simulações efetuadas com o modelo Lowtran 7 (PRATA, 1993), segundo variações do ângulo zenital de visada, para três modelos de atmosfera (tropical, latitude média no verão e verão polar) (figura 09). Observa-se que variações mais expressivas são registradas em atmosferas mais úmidas, fato este que corrobora a dependência dos processos de absorção com o total de vapor de água presente na atmosfera.

Modelos de transferência radiativa - Na medida em que a contribuição dos aerossóis nos processos de atenuação atmosférica no intervalo correspondente ao termal é geralmente reconhecida como desprezível, a maioria dos modelos de transferência atmosférica tratam apenas dos processos de absorção. Os modelos de correção atmosférica (transferência radiativa), correntemente utilizados em estudos de sensoriamento remoto, podem ser agrupados em dois conjuntos distintos de acordo com as metodologias de cálculo e discretização do espectro eletromagnético empregadas: modelos de linhas e modelos de bandas.

Os *modelos de linhas* simulam a transferência radiativa com pequenos incrementos nos comprimentos de onda (tipicamente uma fração de $0,05 \text{ cm}^{-1}$) e trata cada linha espectral separadamente. O cálculo é efetuado considerando-se um conjunto de parâmetros que descrevem precisamente todas as linhas moleculares nas quais a radiação é absorvida e emitida. Estes modelos requerem a disponibilidade de bancos de dados que contenham todas as linhas de absorção e os parâmetros associados aos principais constituintes atmosféricos. Pode-se citar como exemplos os bancos de dados HITRAN (ROTHMAN et al., 1992) e GEISA (HUSSON et al., 1992). Os coeficientes de absorção são calculados para cada intervalo de comprimento de onda por meio da somatória de todas as linhas e gases atmosféricos ao longo do caminho ótico percorrido pela radiação. Inúmeros são os modelos atualmente disponíveis, podendo-se citar como exemplos os modelos 4A desenvolvido pelo LMD/CNRS (SCOTT & CHEDIN, 1981), FASCODE, desenvolvido pelo Laboratório de Geofísica da Força Aérea dos EUA (SMITH et al., 1978, CLOUGH et al., 1988) e GENLN2, desenvolvido pela Universidade de Oxford e NCAR (EDWARDS, 1992).

Embora de alta precisão, estes modelos são de difícil e cara aplicação, não sendo correntemente utilizados em programas operacionais que requeiram cálculos em tempo real. São utilizados principalmente na validação dos procedimentos de parametrização em baixa resolução de modelos de bandas ou para ajuste de algoritmos de correção ou de inversão.

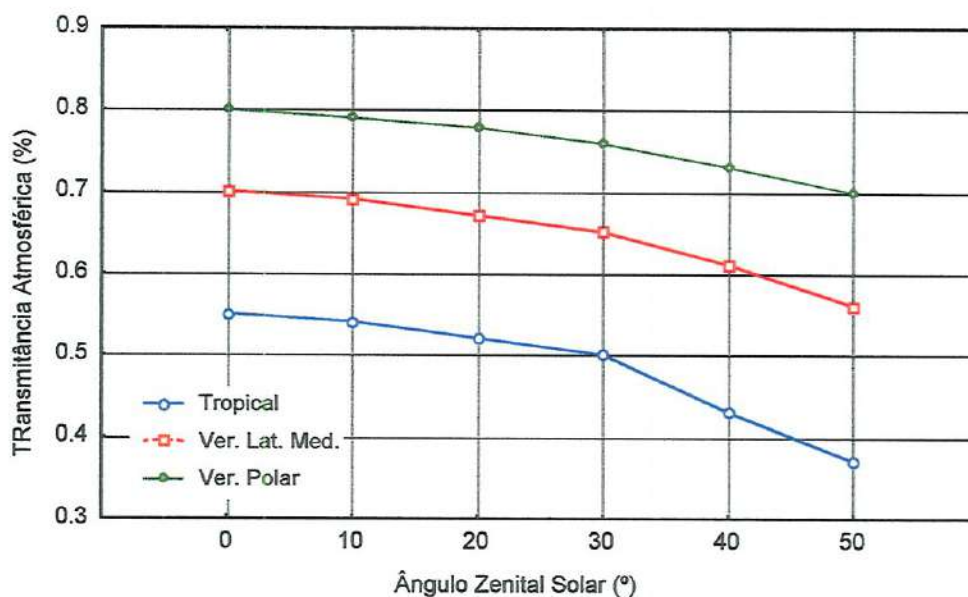


FIGURA 09 - Variação da transmitância atmosférica na faixa de 11,0 μm em função do ângulo zenital de visada, considerando três modelos de perfil atmosférico (modificado de PRATA, 1993).

Ao contrário de modelos de linhas, modelos de bandas espectrais calculam a transmitância média observada em intervalos espectrais maiores (geralmente 20 cm^{-1}). Neste caso, utilizam propriedades espectrais médias correspondentes a todas as linhas moleculares consideradas. Existem inúmeros modelos atualmente disponíveis, podendo-se citar o modelo LOWTRAN como o mais extensivamente utilizado (KNEIZYS et al., 1983, 1988). Este modelo simula a transmitância e radiância atmosférica correspondentes a determinado caminho óptico com uma resolução de 20 cm^{-1} . Cada linha molecular de absorção é representada por apenas um parâmetro.

Uma série de seis atmosferas de referência estão disponíveis neste modelo, muito embora seja possível definir a configuração de perfis específicos de acordo com a disponibilidade de dados. Como principais vantagens desta classe de modelos, relaciona-se a facilidade no uso e custos computacionais mais reduzidos quando comparado com modelos de linhas.

De uma forma geral todos os modelos de transferência radiativa apresentam dois tipos de limitação. Mesmo utilizando-se modelos de linhas, é necessário que algumas premissas sejam assumidas para cálculo de alguns parâmetros-chave, tal como dependência da temperatura. Este procedimento é limitado pelo nível de conhecimento atual, em particular quanto a alguns parâmetros relativos à absorção molecular e dos fenômenos de absorção contínua. A grande maioria das parametrizações efetuadas sobre estes modelos são derivadas de estudos em laboratório, os quais, segundo KILSBY et al. (1992), subestimam os processos de absorção (em algo em torno de 13%). O segundo fator limitante está relacionado à estrutura da atmosfera propriamente dita. O cálculo preciso do processo de transferência radiativa requer um reconhecimento detalhado da estrutura atmosférica no local analisado, geralmente obtida apenas por meio de radiosondagens. Desvios superiores a 5,0°K podem ser encontrados quando os modelos de atmosfera utilizados diferem de forma significativa das condições observadas no modelo real.

MORAN et al. (1994), utilizando técnicas de correção atmosférica para ajuste de imagens Landsat, observaram uma variação significativa entre registros amostrados em conjuntos de imagens corrigidas e não corrigidas. Estes autores indicam a importância em se considerar e corrigir os efeitos atmosféricos de forma a permitir a obtenção de dados e informações mais acuradas.

KUSTAS et al. (1994) verificaram, durante experimento FIFE, que os procedimentos de correção atmosférica que utilizam modelos de transferência radiativa, sofrem influência da qualidade e procedência dos dados utilizados como referenciais das condições iniciais e de contorno fornecidas aos modelos. Comparando-se simulações efetuadas com base em radiosondagens com dados derivados de modelos climatológicos, os autores indicam que, em geral, não ocorre

diferença significativa dos resultados finais, muito embora recomendem a utilização de dados de radiosondagem sempre que possível. Observação idêntica é definida em BRUTSAERT & SUGITA (1992).

2.3.6 - Temperatura de Superfície

Considerando um objeto como emissor perfeito (corpo negro), a relação esperada entre a temperatura cinética deste objeto e a radiância espectral emitida pode ser descrita por meio da função de Planck, expressa como:

$$B(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)} \quad (136)$$

onde $B(\lambda, T)$ é a radiância espectral em $W m^{-2} sr^{-1} \mu m$, λ é o comprimento de onda em micrômetros, T a temperatura absoluta do objeto em graus Kelvin, h é a constante de Planck ($6,63 \times 10^{-34}$ joules por segundo), k é a constante de Boltzmann ($1,38 \times 10^{-23}$ joules por °K) e c a velocidade da luz em metros por segundo. A maioria dos alvos naturais não são, todavia, emissores perfeitos, tendo sua radiância emitida (emitância) expressa como:

$$L(\lambda, T) = \varepsilon(\lambda)B(\lambda, T) \quad (137)$$

onde $L(\lambda, T)$ é a radiância espectral em $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ e $\varepsilon(\lambda)$ é a emissividade espectral do objeto alvo.

Quando um instrumento com bandas de comprimento de onda finito é utilizado para medição da radiância emitida por um objeto, a emitância (fluxo de radiação) que chega ao sensor pode ser expressa como:

$$M = \pi \left\{ \begin{array}{l} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \varepsilon(\lambda) f(\lambda) B(\lambda, T_s) d\lambda \\ + \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} (1 - \varepsilon(\lambda)) f(\lambda) B(\lambda, T_{atm}) d\lambda \end{array} \right\} \quad (138)$$

onde M é a emitância em $W m^{-2}$, $f(\lambda)$ é a resposta normalizada do instrumento sensor no intervalo considerado e T_{atm} é a temperatura da atmosfera correspondente ao intervalo finito emitido. O primeiro termo da eq. 138 descreve a emitância para o alvo e o segundo a emitância atmosférica incidente que é refletida pelo objeto e contribui para o total de energia radiante recebida pelo sistema sensor.

Caso assumamos que a emissividade da superfície permanece constante em relação a diferentes comprimentos de onda, a eq. 138 pode ser re-escrita como:

$$M = \pi \left\{ \begin{array}{l} \varepsilon_s \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f(\lambda) B(\lambda, T_s) d\lambda \\ + (1 - \varepsilon_s) \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f(\lambda) B(\lambda, T_{atm}) d\lambda \end{array} \right\} \quad (139)$$

onde ε_s corresponde ao valor constante da emissividade da superfície para determinado intervalo do espectro eletromagnético. HUMES et al. (1994) definiram, a partir da integração numérica da eq. 138 com base em valores de emissividade da superfície de $\varepsilon = 0,995$, a seguinte expressão:

$$M = \frac{c_1}{e^{c_2/T} - 1} \quad (140)$$

onde $c_1 = 15317,3 W m^{-2}$ e $c_2 = 1472,1 ^\circ K$, indicando que esta expressão se aproxima de forma satisfatória da eq. (138) para um intervalo de temperatura de superfície entre 10 a 50°C.

BECKER & LI (1990b) comentam que pouco esforço tem sido despendido para o estabelecimento de estimativas acuradas da temperatura de

superfícies terrestres, ao contrário do observado em relação aos métodos de estimativas de temperatura da superfície dos oceanos, os quais já atingiram um grau de acuracidade adequado as aplicações mais comuns. Indicam, ademais, que a estimativa da temperatura de superfícies terrestres apresenta dificuldades adicionais relacionadas a:

(1) a emissividade de superfícies terrestres é geralmente desconhecida, frequentemente diferindo do valor unitário atribuído a superfície oceânica, e variável de acordo com o intervalo do espectro eletromagnético considerado (NERRY et al., 1988). Ademais, esta depende da rugosidade e outros parâmetros físicos da superfície, tal como a umidade do solo. BECKER (1987) indica que se os índices de emissividade ε_1 e ε_2 , correspondentes aos dois canais do sensor AVHRR (4 e 5), forem considerados constantes e com valor unitário (a semelhança do atribuído para superfícies oceânicas), o erro de estimativa da temperatura de superfície por meio do método de janelas fracionadas (split window), ΔT , é significativo, podendo ser calculado como:

$$\Delta T = 50 \frac{(1 - \varepsilon)}{\bar{\varepsilon}} - 300 \frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{\bar{\varepsilon}} \quad (141)$$

onde $\bar{\varepsilon} = (\varepsilon_1 + \varepsilon_2) / 2$.

(2) Superfícies terrestres são geralmente heterogêneas, podendo-se observar uma ampla gama de valores de temperatura de superfície, o que torna a definição da temperatura de superfície e da emissividade uma tarefa mais difícil.

(3) Geralmente observa-se uma diferença significativa entre as temperaturas de superfície e da atmosfera logo acima dos alvos imageados, tornando a aplicação dos métodos de estimativa da temperatura mais susceptíveis a incertezas.

Os canais do sensor AVHRR correspondentes ao intervalo do espectro eletromagnético do infravermelho medem a radiação refletida e emitida pela superfície a partir de uma área de aproximadamente $1,1 \times 1,1 \text{ Km}^2$ (no nadir),

registrando tanto informações referentes a superfície como em relação a atmosfera (figura 03). Tendo-se efetuado a correção destes valores quanto às influências exercidas pelos fatores atmosféricos e emissividade da superfície, obtém-se uma estimativa das temperaturas de superfície na forma de temperaturas radiativas correspondentes ao campo de visada (FOV - field of view) do sistema sensor. A correspondência destes valores com outras estimativas (efetuadas a nível da superfície) não são, todavia, óbvias e imediatas (ELLINGSON, 1995). Ademais das diferenças quanto a instrumentação e particularidades físicas dos sistemas sensores utilizados, observa-se uma influência significativa do fator escala, evidenciando a necessidade de se definir métodos apropriados de integração espaço-temporal (QUATTROCHI & GOEL, 1995; COLTON, 1996).

Segundo avaliações efetuadas por grupo liderado pelo Prof. François Becker (Univ. de Strasburgo), a definição precisa da temperatura de superfície depende do tipo de aplicação e métodos de medida utilizados (BECKER, 1987). Desta forma, observam-se inúmeras definições da temperatura de superfície de acordo com as aplicações específicas a que estejam voltadas (ver Glossário).

Uma destas consiste em se considerar a transferência radiativa de energia da superfície para a atmosfera. A temperatura radiativa (T_r), correspondente a uma área da superfície considerada plana e uniforme atuando como um corpo negro, pode ser reconhecida por intermédio da lei de Stefan-Boltzmann,

$$T_r = \left[\frac{F \uparrow}{\sigma} \right]^{1/4} \quad (142)$$

onde $F \uparrow$ representa o fluxo ($W m^{-2}$) no intervalo de comprimento de onda longo (2,0 – 100,0 μm) e σ é a constante de Stefan-Boltzmann. Esta definição de fluxo é válida somente para condições nas quais foi definida, ou seja, para o comportamento de um corpo-negro ideal. Quando a superfície não se comporta como um corpo negro, a definição da temperatura de superfície passa a ser uma função da emissividade da

superfície e da temperatura no topo da atmosfera (temperatura de brilho a nível da plataforma orbital).

A temperatura de superfície pode ser ainda definida com base na função de Planck. A radiação medida por um radiômetro passa a ser considerada como uma função conjunta da radiação atmosférica e da superfície. Considerando apenas a radiação da superfície, a temperatura da superfície (segundo a função de Planck) passa a ser definida como:

$$T_p = B_\lambda^{-1}[L \uparrow] \quad (143)$$

onde $L \uparrow$ é a radiância medida pelo radiômetro e corrigida quanto aos efeitos da atmosfera e da emissividade da superfície, $B_\lambda [T]$ é a função de Planck e B_λ^{-1} a sua função inversa. A eq. 143 pode ser ainda escrita de forma a incluir a emissividade, conforme proposto em LI & BECKER (1993), sendo agora expressa como:

$$T_p = B_\lambda^{-1} \left\{ \frac{L \uparrow - (1 - \varepsilon_\lambda) L \downarrow}{\varepsilon_\lambda} \right\} \quad (144)$$

Esta definição apresenta como particularidade o fato de que a quantidade T_p , diretamente medida a partir do espaço, é válida em qualquer escala e, para superfícies homogêneas, corresponde a temperatura termodinâmica.

Uma terceira definição, igualmente baseada na estimativa termodinâmica da temperatura de superfície, é fundamentada na percepção dos processos de transferência turbulenta de calor sensível a partir da superfície. O calor sensível (H) passa a ser descrito como:

$$H = k[T_t - T_a] \quad (145)$$

onde T_t corresponde a medida de temperatura turbulenta de superfície, T_a é a temperatura do ar e k depende da densidade do ar, calor específico do ar e resistência

a transferência de calor entre a superfície e a atmosfera (referente ao nível onde T_a é medida) (PRATA, 1993). A definição precisa da temperatura de superfície por meio da eq. 145 é uma função direta da representação da superfície considerada (p.e., solo exposto, vegetação, etc.), ademais do fator resistência que, em princípio, deve permitir uma correlação das medidas de T_i com alguma representação da temperatura radiativa.

A radiância registrada pelo canal i de um sensor orbital pode ser definida como:

$$B_i[T_i] = \tau_i(\theta) B_i[T_i^*] + L_i \uparrow(\theta) \quad (146)$$

onde B_i é a função de Planck para canal i , T_i é a temperatura de brilho medida a nível do sensor remoto pelo canal i , $\tau_i(\theta)$ é a transmitância para o canal i referente ao ângulo zenital de observação (θ), $L_i \uparrow(\theta)$ é a radiação emitida pela atmosfera no comprimento de onda do canal i e na direção de θ . T_i^* é a temperatura de brilho a nível da superfície para o canal i , definida como:

$$B_i[T_i^*] = B_i[T] + (1 - \varepsilon_i) \Gamma_i L_i \downarrow (\theta = 0^\circ) \quad (147)$$

$$L_i \downarrow(\Omega \downarrow) = \pi \Gamma_i L_i \downarrow (\theta = 0^\circ) \quad (148)$$

assumindo-se um padrão de reflectância lambertiano e uma radiação isotrópica do céu. $L_i \downarrow(\Omega \downarrow)$ é a irradiância descendente da atmosfera para o intervalo de comprimento de onda registrado pelo canal i . Este parâmetro depende do intervalo espectral compreendido por determinado canal do sistema sensor e das influências advindas da atmosfera (SCHMUGGE et al. 1991). $L_i \downarrow(\theta = 0^\circ)$ é a radiação descendente emitida pela atmosfera na direção do nadir, ε_i é a emissividade para o canal i , e T a temperatura de superfície.

T_i^* representa a temperatura corrigida quanto aos efeitos de atenuação da atmosfera, embora contenha ainda os efeitos da emissividade. A definição de T_i^* é considerada como uma etapa intermediária para obtenção da T_S a partir das medidas de T_i efetuadas por meio do sensor orbital, permitindo a distinção entre os efeitos da atmosfera e da emissividade (PRATA, 1993). MCMILLIN (1975) utilizou o teorema dos valores médios para definir a temperatura radiométrica da atmosfera em direção ascendente, T_a , como:

$$B_i[T_a \uparrow] = \frac{L_i \uparrow(\theta)}{1 - \tau_i(\theta)} \quad (149)$$

A partir da linearização da função de Planck em T_i , os efeitos atmosféricos podem ser analisados a partir da equação:

$$T_i^* - T_i = \frac{1 - \tau_i(\theta)}{\tau_i(\theta)} (T_i - T_a \uparrow) \quad (150)$$

Segundo a eq. 150, a correção atmosférica, expressa como $T_i^* - T_i$, depende tanto da transmitância espectral $\tau_i(\theta)$, função do ângulo zenital de observação ou visada, como da diferença registrada entre $T_i - T_a \uparrow$. A transmitância atmosférica é expressa como:

$$\tau_i = \prod_{j=1}^N \tau_i^j \quad (151)$$

onde o subscrito j representa a contribuição devida aos gases (p.e., vapor de água, gás carbônico, etc.) e aerossóis. Valores comuns de transmitância, em função do vapor de água, variam de 0,95 para atmosferas secas a 0,3 - 0,4 para atmosferas úmidas. Esta variação deve-se, em grande parte, a variabilidade do total de água precipitável presente na coluna atmosférica e a forte dependência dos mecanismos de absorção em função da umidade (VARANASI, 1988). Os efeitos de gases fixos,

a exemplo do CO_2 , podem ser considerados constantes em escala global, apresentando valores bem mais reduzidos quanto em comparação com os efeitos advindos do vapor de água. Segundo COLL & CASELLES (1994), os desvios nos registros de temperatura atribuídos a influência de gases fixos é estimado como em torno de 0,3 - 0,5 °K, embora o efeito combinado para os dois canais do termal apresente níveis significativos (PRATA, 1993).

Considerando-se as definições teóricas quanto a estimativa da temperatura de superfície e a necessidade em se estabelecer uma sistemática operacional que permita a obtenção deste parâmetro para diversos tipos de superfície (em particular superfícies heterogêneas), tem-se procedido ao desenvolvimento de algoritmos para cálculo da temperatura de superfície por meio de três estratégias, a saber:

- (1) desenvolvimentos teóricos nos quais a equação de transferência radiativa é resolvida por meio de procedimentos de linearização, os quais requerem a introdução de determinadas condições de contorno e a simplificação de algumas premissas,
- (2) estudos de modelagem matemática nos quais valores de radiância simulados são utilizados na derivação da forma e magnitude dos coeficientes das equações, e
- (3) abordagens empíricas nas quais são considerados tanto algoritmos de estimativas da temperatura de superfície dos oceanos (extensivamente testados e validados) quanto estabelecidos coeficientes de regressão.

Abordagens teóricas para estimativa da temperatura de superfície por meio de dados obtidos por sistemas sensores remotos orbitais foram inicialmente formalizadas por PRICE (1980, 1984), baseadas na solução analítica da equação de transferência radiativa para superfícies terrestres. A partir do trabalho de DESCHAMPS & PHULPIN (1980), este autor desenvolveu uma equação para a

estimativa da temperatura de superfícies terrestres que depende da razão dos coeficientes de absorção em dois comprimentos de onda (intervalos ou bandas espectrais). Dados obtidos por intermédio do sistema NOAA-7 / AVHRR foram utilizados para demonstrar que canais de janelas fracionadas (split-window) podem ser utilizados na inferência da temperatura de superfície, apresentando boa correspondência com as expectativas teóricas.

PRICE (1984) considera, ainda, o efeito correspondente a superfícies que não se comportam como corpos negros (corpos cinzas), assumindo que a radiância medida pode ser aproximada por meio da expressão $L_\lambda = \varepsilon_\lambda T^{n\lambda}$, onde $n\lambda$ é $\approx 4,5$ para radiação na faixa de $10,8 \mu\text{m}$ e $\approx 4,3$ para radiação na faixa de $11,9 \mu\text{m}$; intervalos representados por meio dos canais 4 e 5 do sensor AVHRR. Análises de sensibilidade tem indicado que este modelo apresenta níveis de acuracidade próximos a $3 \text{ }^\circ\text{K}$.

BECKER (1987) e BECKER & LI (1990b), desenvolveram formulação semelhante para estimativa da temperatura de superfícies terrestres, incluindo, de forma explícita, os efeitos advindos da atmosfera e do fator emissividade da superfície. Estes autores apresentaram pela primeira vez a formulação teórica da influência destes fatores sobre as estimativas da temperatura de superfície efetuadas por meio de sistemas sensores orbitais. BECKER (1987) indica que incertezas na estimativa da emissividade média e da diferença de emissividade para os dois canais utilizados, ($\Delta\varepsilon$), induz a erros de estimativa na faixa de $2 \text{ }^\circ\text{K}$ e $7 \text{ }^\circ\text{K}$, respectivamente.

A formulação genérica proposta por estes autores consiste da seguinte expressão:

$$T_s = a(\tau_\lambda, \varepsilon_\lambda) T_4 + b(\tau_\lambda, \varepsilon_\lambda) T_5 + c(\tau_\lambda, \varepsilon_\lambda) \quad (152)$$

onde T_s corresponde a temperatura de superfície derivada a partir de dados orbitais, T_4 e T_5 são as temperaturas de brilho dos canais 4 e 5, e a , b e c são os coeficientes que dependem da transmitância atmosférica (τ_λ) e da emissividade da superfície

(ϵ_λ). Estes autores indicam que os coeficientes da eq. 152 são extremamente dependentes do intervalo espectral considerado, apresentando, ademais, influência significativa dos fatores atmosfera e emissividade da superfície. Esta abordagem foi corroborada teoricamente por outros autores (SOBRINO et al., 1991; PRATA, 1993).

BECKER & LI (1990b) procederam a uma primeira validação deste modelo por meio da simulação das radiâncias através do modelo de transmitância/radiância LOWTRAN-6 (KNEIZYS et al., 1988). Os coeficientes observados no modelo proposto por estes autores foram, ademais, reconhecidos como de caráter local, na medida em que a emissividade da superfície é considerada de forma explícita, enquanto que os efeitos atmosféricos são analisados em escala global.

SOBRINO et al. (1991) propuseram um algoritmo semelhante ao exposto na eq. 152, baseado na teoria de transferência radiativa, com coeficientes representativos da susceptibilidade às influências da atmosfera e do fator emissividade de superfície. Estes autores observaram que, para se alcançar uma acuracidade de 0,4 °K na estimativa da temperatura de superfície, é necessário que as emissividades espectrais sejam estabelecidas com uma acuracidade de $\pm 0,005$ (difícil de ser atingida na prática).

PRATA (1993) desenvolveu inúmeros algoritmos para determinação da temperatura de superfícies terrestres a partir de dados gerados pelo sistema sensor AVHRR. Todos os algoritmos propostos por este autor foram igualmente fundamentados na teoria de transferência radiativa, tendo este sugerido, ademais, alguns modelos que utilizam medidas em múltiplos ângulos de visada (diferentes geometrias de imageamento de uma mesma superfície). PRATA (1994) demonstra ser possível alcançar níveis de acuracidade correspondentes a 1,5 °K, utilizando-se valores arbitrários de emissividade espectral e padrões climatológicos para representação da atmosfera.

Na medida em que muitos autores reconhecem que as estratégias teóricas e de modelagem apresentam limitações, são observadas diversas tentativas de melhoria das estimativas de temperatura de superfície por intermédio da aplicação de métodos experimentais e da adoção de abordagens empíricas. Algumas destas tentativas estão relacionadas à utilização de algoritmos designados a estimativa da temperatura da superfície dos oceanos (SST) ou ao estabelecimento de correlações entre medidas efetuadas por sensores remotos e medidas de superfície por meio de análises de regressão. Embora tenham apresentado resultados satisfatórios, tais abordagens restringem-se a uma representação local, não sendo possível sua extrapolação para outros locais ou condições atmosféricas diversas.

2.3.6.1 - Algoritmos para Estimativas da Temperatura de Superfícies Terrestres.

Ao contrário de algoritmos para estimativa da temperatura de superfície dos oceanos (SST), modelos de estimativa da temperatura de superfícies terrestres não são ainda passíveis de validação. No geral, é possível apenas a avaliação da sensibilidade de diferentes modelos frente aos efeitos advindos da atenuação atmosférica e emissividade da superfície, bem como da própria estrutura lógica e premissas teóricas destes modelos. PRATA (1994) descreve uma série de modelos voltados a estimativa da temperatura de superfícies terrestres, efetuando análise comparativa da sensibilidade e operacionalidade destes modelos. Os principais modelos são descritos a seguir.

Algoritmo de PRICE (1984) - Originalmente desenvolvido com base em assertivas teóricas e implementado segundo dados do sistema NOAA-7/AVHRR.

$$T_{\text{PRI}} = [T_4 + \gamma(T_4 - T_5)] \left(\frac{5,5 - \epsilon_4}{4,5} \right) - 0,75 T_4 \Delta \epsilon \quad (153)$$

onde

$$\Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5$$

$$\gamma = \frac{1 - \tau_4}{\tau_4 - \tau_5}$$

Algoritmo de BECKER (1987) - BECKER (1987) investigou os efeitos da variação da emissividade espectral sobre as estimativas de temperatura de superfícies terrestres, procedendo a separação dos efeitos atribuídos a atmosfera e ao fator emissividade da superfície.

$$T_{\text{BEC}} = T_4 + \gamma(T_4 - T_5) + 50 \frac{1 - \bar{\varepsilon}}{\bar{\varepsilon}} - 300 \frac{\Delta\varepsilon}{\bar{\varepsilon}} \quad (154)$$

onde

$$\bar{\varepsilon} = \frac{\varepsilon_4 + \varepsilon_5}{2}$$

Algoritmo de BECKER & LI (1990b) - BECKER & LI (1990b) desenvolveram um algoritmo fundamentado na simulação dos processos de transferência radiativa na atmosfera por meio do modelo LOWTRAN 6. Este algoritmo pode ser considerado como de abrangência global quanto aos efeitos atmosféricos, embora mantenha uma dependência local quanto aos padrões de emissividade da superfície analisada.

$$T_{\text{B\&L}} = 1,274 + T^+ \left(1,0 + 0,15616\varepsilon^* - 0,482 \frac{\Delta\varepsilon}{\bar{\varepsilon}^2} \right) + T \left(6,26 + 3,98\varepsilon^* + 38,33 \frac{\Delta\varepsilon}{\bar{\varepsilon}^2} \right) \quad (155)$$

onde

$$T^+ = \frac{T_4 + T_5}{2}$$

$$T^- = \frac{T_4 - T_5}{2}$$

$$\varepsilon^* = \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon}$$

$$\Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5$$

$$\bar{\varepsilon} = \frac{\varepsilon_4 + \varepsilon_5}{2}$$

Algoritmo de PRATA & PLATT (1991) - Este é um algoritmo semi-empírico baseado na teoria de transferência radiativa, simplificado por meio da utilização de dados climatológicos para caracterização do fluxo de radiação descendente.

$$T_{P\&P} = \frac{1 + \gamma(\theta)}{\varepsilon_4} (T_4 - T_0) - \frac{\gamma(\theta)}{\varepsilon_5} (T_5 - T_0) + 40 \frac{1 - \varepsilon_4}{\varepsilon_4} + T_0 \quad (156)$$

onde

$$\gamma(\theta) = \frac{1 - \tau_4(\theta)}{\tau_4(\theta) - \tau_5(\theta)}$$

e $T_0 = 273,15$ K. Requer a definição de valores locais para os coeficientes relativos às interferências atmosféricas e fator emissividade.

Algoritmo de SOBRINO et al. (1994) - Baseado na linearização da equação de transferência radiativa. Os coeficientes utilizados neste algoritmo dependem das condições atmosféricas e emissividade da superfície analisada, muito embora seja possível a utilização global deste modelo.

$$T_{SCB} = \left[1 + \frac{\alpha_5 \beta_4 + \beta_4 \beta_5 w}{Q} \right] T_4 - \left[\frac{\alpha_5 \beta_4 + \beta_4 \beta_5 w}{Q} \right] T_5 + c \quad (157)$$

onde

$$c = [(1 - \varepsilon_4) (\alpha_4 \beta_5) (1 - 2k_4 w) \Delta T_4 / \varepsilon_4] / Q$$

$$= [(1 - \varepsilon_5) (\alpha_5 \beta_4) (1 - 2k_5 w) \Delta T_5 / \varepsilon_5] / Q$$

$$\Delta T_i = B_i [T_i] \left(\frac{\partial B}{\partial T_i} \right)_T^{-1}$$

$$\alpha_i = \varepsilon_i \tau_i \cos \theta$$

$$\beta_i = k_i [1 + 2\tau_i (1 - \varepsilon_i) \cos \theta]$$

$$Q = \alpha_4 \beta_5 - \alpha_5 \beta_4$$

onde k_i é o coeficiente de absorção, w total de água precipitável, T temperatura média, ΔT_4 e ΔT_5 parâmetros relativos a temperatura, definidos para os canais 4 e 5 do AVHRR (SOBRINO et al., 1994).

Algoritmo de PRATA (1993) - Modelo baseado no conceito de janelas locais fracionadas (local split-window), desenvolvido a partir da teoria de transferência radiativa.

$$T_{\text{PRA}} = \frac{1 + \gamma}{\delta} T_4 - \frac{\gamma}{\delta} T_5 + c \quad (158)$$

onde

$$\delta = \varepsilon_4 + \gamma \tau_5 \Delta \varepsilon$$

e

$$c = \left[\frac{1-\delta}{\delta} \right] \left[(B_4[\bar{T}]) - \Delta \bar{I} \downarrow \left(\frac{\partial B_4}{\partial T} \right)_{\bar{T}}^{-1} - \bar{T} \right]$$

onde T é a temperatura atmosférica média, B_4 é a função de Planck calculada para a faixa central da banda 4 do sensor AVHRR, γ idêntico ao definido para a eq. (156) e $\Delta I \downarrow$ corresponde a uma taxa (radiância) constante com valor de $6 \text{ mW}/(\text{m}^2 \text{ sr cm}^{-1})$. O parâmetro δ é definido pelo autor como emissividade “split window”.

Algoritmo ULIVIERI et al. (1994) - Definido como modelo de janela fracionada genérico (General Split-Window - GWT), adequado a aplicação em escala global. Este algoritmo possui três termos que corrigem os efeitos atribuídos ao vapor de água, à emissividade e à diferença observada entre a temperatura de superfície e a temperatura atmosférica. Para quantidades de vapor de água inferiores a 3 g cm^{-2} , os autores propõe um algoritmo simplificado:

$$T_{ULV} = T_4 + a'_2 (T_4 - T_5) + 48(1 - \bar{\varepsilon}) - 75 \Delta \varepsilon \quad (159)$$

onde

$$a'_2 = 0,43w + 0,75$$

e w é a água total precipitável.

Modelo da Universidade de Valência (UVM; COOL et al., 1994) - Igualmente baseado na teoria de transferência radiativa e com estrutura similar a dos modelos propostos por SOBRINO et al. (1994) e PRATA (1993). Como principal diferença, observa-se que os coeficientes de correção são gerados a partir de dados reais. A derivação teórica deste modelo segue discussão acima.

$$T_{ULV} = T_4 + \gamma^* (T_4 - T_5) + d + \Omega(\varepsilon) \quad (160)$$

onde os coeficientes “split-window” d e Ω são definidos como:

$$d = -[1 - \tau_5(\theta)] \gamma^* (T_{a,4} - T_{a,5})$$

$$\Omega(\varepsilon) = \alpha(1 - \bar{\varepsilon}) - \beta \Delta\varepsilon$$

nos quais ε é a emissividade média na janela e $\Delta\varepsilon$ a diferença em emissividade espectral. Os coeficientes γ^* e d dependem apenas da atmosfera, não sofrendo influência do tipo de superfície presente. Estes foram calculados a partir de regressão com dados reais da superfície oceânica, sendo estimados como:

$$\gamma^* = 1,0 + 0,58(T_4 - T_5)$$

$$d = 0,51 \text{ K}$$

e os coeficientes α e β , estimados para diferentes perfis atmosféricos, dados por:

$$\alpha = 40 \pm 10 \text{ K}$$

$$\beta = 0,168 \exp\{7,190 R\}$$

sendo R definido como a razão $R = \tau_4 / \tau_5$, calculada a partir da estimativa da razão da variância pela covariância das temperaturas de brilho sobre uma área de 10 a 100 pixels por meio da expressão:

$$R = \frac{\sum_{k=1}^N (T_{4,k} - T_{4,0}) (T_{5,k} - T_{5,0})}{\sum_{k=1}^N (T_{4,k} - T_{4,0})^2} \quad (161)$$

onde N é o número de pixels nos quais assume-se que as condições atmosféricas são invariantes (SOBRINO et al., 1994).

COOPER & ASRAR (1989), PRATA (1994) e BECKER & LI (1995) efetuaram uma série de avaliações cruzadas dos diversos modelos descritos acima, indicando a necessidade de se considerar tanto os efeitos atmosféricos como aqueles derivados da variação dos padrões de emissividade das superfícies-alvo. Reportaram diferenças nas estimativas destes modelos na faixa de $\pm 3^{\circ}\text{K}$. Estudos de sensibilidade indicam que estes modelos respondem de forma diferenciada às variações dos valores de emissividade, muito embora apresentem comportamento semelhante quanto aos efeitos atmosféricos. Para condições de emissividade média de $\varepsilon = 0,98$, típica para a maioria das coberturas vegetais, foram observados desvios de $0,4^{\circ}\text{K}$ (para o modelo UVM) a $2,2^{\circ}\text{K}$ (para modelo B&L), demais modelos apresentando valores próximos a $1,3^{\circ}\text{K}$. As variações da sensibilidade à emissividade espectral indicam que os modelos P&P e UVM são menos sensíveis, enquanto que os modelos PRI e BEC foram os que apresentaram desvios mais elevados na estimativa da temperatura de superfície.

Uma forma alternativa para cálculo da temperatura de superfície consiste em se relacionar valores de radiância hemisférica registrados por sensores na faixa do infravermelho termal com a temperatura cinética da superfície (NORMAN et al., 1995). Estes autores argumentam que uma das etapas mais críticas na obtenção de dados via sensoriamento remoto orbital corresponde ao reconhecimento da relação entre temperatura cinética da superfície e temperatura da superfície registrada como radiância hemisférica no infravermelho termal. A consideração destas como idênticas pode resultar em erros acima de 5°C .

A utilização de diferentes representações da temperatura (direcional ou hemisférica, aerodinâmica e cinética) pode igualmente resultar em desvios expressivos nos resultados finais do balanço energético e na estimativa dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente. De acordo com NORMAN et al. (1995), as incertezas derivadas de erros de medida ou do efeito exercido pela velocidade do vento, indicam que este método é apropriado apenas para superfícies que apresentem diferenças significativas entre as temperaturas de superfície e do ar.

Dois fatores são identificados como de maior influência na relação entre temperatura aerodinâmica e radiativa: (i) a emissividade (ou reflectância no termal) e (ii) a dependência da temperatura registrada no infravermelho termal quanto ao ângulo de visada zenital. Segundo NORMAN et al. (1995), a emissividade da maioria dos sistemas solo-vegetação apresenta valores de $0,98 \pm 0,01$, indicando que o desconhecimento de valores reais implica em desvios ao redor de $1\text{ }^\circ\text{C}$ para valores de $\text{IAF} \geq 0,5$. Desta forma, é necessário considerar apenas a relação entre (i) temperatura cinética da vegetação (T_c) e (ii) do solo (T_s). A temperatura aerodinâmica passa a ser descrita como a combinação de ambas ponderada pela resistência aerodinâmica verificada entre a superfície e a altura onde são efetuadas as medições de temperatura do ar. Assumindo a resistência aerodinâmica do solo (r_s) e da vegetação (r_c) como paralelas (figura 2.0), a temperatura aerodinâmica é dada por:

$$T_{\text{aero}} = (T_s - T_a) \frac{r_{\text{aero}}}{r_s} + (T_c - T_a) \frac{r_{\text{aero}}}{r_c} + T_a \quad (162)$$

onde a resistência aerodinâmica efetiva é dada por:

$$r_{\text{aero}} = r_s r_c / (r_s + r_c) \quad (163)$$

A temperatura no infravermelho termal para o sistema solo-vegetação é considerada como uma média das temperaturas cinéticas do solo e vegetação, ponderada pela fração de visada (observada pelo sensor) de cada um dos componentes ou subsistemas, sendo expressa como:

$$T_{\text{IR}}(\theta) = [f_c(\theta) T_s^n + (1 - f_c(\theta)) T_s^n]^{1/n} \quad (164)$$

onde (θ) é o ângulo de visada do sensor, n a potência da temperatura que se aproxima da integral da função para um corpo negro no intervalo de comprimento de onda registrado pelo sensor (próximo a 4 para o intervalo espectral de $8,0 - 14,0$

μm), $f_c(\theta)$ é a fração de visada correspondente a vegetação, aproximada pela função $f_c(\theta) = [1 - \exp(-0,5 \text{ IAF} / \cos \theta)]$ para coberturas com dispersão aleatória, embora existam outros modelos para condições estruturais diferenciadas (p.e., cultivos agrícolas, florestas, etc.) (CASELLES et al., 1992). A temperatura de brilho [$T_B(\theta)$] pode ser aproximada como:

$$T_B = [\varepsilon(\theta) T_{\text{IR}}^n + (1 - \varepsilon(\theta)) T_{\text{ceu}}^n]^{1/n} \quad (165)$$

onde $\varepsilon(\theta)$ é a emissividade direcional e T_{ceu} a temperatura hemisférica do céu medida na faixa espectral de interesse.

Na medida em que a temperatura do ar imediatamente acima da superfície, e conseqüentemente a estimativa do fluxo de calor sensível, é afetada pela temperatura do substrato, torna-se necessária a observação remota da relação ($T_{\text{aero}} - T_a$). Estes autores discutem quatro diferentes métodos para estimativa desta relação por sensores remotos orbitais. O primeiro considera o conceito de inércia térmica e disponibilidade de umidade no solo, baseado em método proposto e aperfeiçoado por PRICE (1980 e 1984, respectivamente), onde a inércia térmica P é dada por:

$$P = (C_p K_s) \quad (166)$$

e a umidade do solo dada por:

$$E = C_a \left(\frac{m e_s - e_a}{\gamma \Gamma_a} \right) \quad \text{PRICE (1980) ou} \quad (167)$$

$$E = C_a \left(\frac{e_s - e_a}{\gamma(\Gamma_a + \Gamma_v)} \right) M \quad \text{CARLSON (1986)} \quad (168)$$

Nas equações acima, C_p corresponde a capacidade volumétrica de calor ($J m^{-3} K^{-1}$), K_s a condutividade efetiva do meio ($J m^{-1} K^{-1}$) e r_c a resistência adicional para transferência de vapor ($m^{-1} s^{-1}$) (MONTEITH & UNWORTH, 1990), semelhante ao índice r_{ss} proposto em MORAN et al. (1994). Este método tende a reduzir a diferença entre as temperaturas radiativa e aerodinâmica na medida em que depende da diferença de duas medições de temperatura radiativa referentes aos períodos diurno e noturno.

Embora seja encontrada extensa revisão do método de inércia térmica em CARLSON (1986), a simplificação proposta em PRICE (1980) parece razoável, requerendo para cálculo da evapotranspiração dados referentes a (1) constante solar e transmitância atmosférica ou radiação solar a nível de superfície, (2) albedo da superfície, (3) emissividade direcional da superfície, (4) rugosidade da superfície, (5) média diária da temperatura do ar, pressão de vapor e velocidade do vento, (6) média diária do produto da velocidade do vento e temperatura do ar e (7) razão entre a amplitude térmica diária e a amplitude de variação da temperatura no infravermelho termal. A necessidade de dados de superfície pode ser eliminada por meio da combinação de modelos descritores do sistema solo-planta-atmosfera (p.e., JACKSON, 1985) com modelos da Camada Limite Atmosfera. CARLSON (1986) discute uma série de alternativas, muito embora sejam necessários dados derivados de radiosondagens para utilização de modelos atmosféricos (camada limite).

TACONET et al. (1986) compararam resultados de dois modelos de inércia térmica com dados coletados em estações climatológicas, encontrando um desvio médio próximo a $50 W m^{-2}$ e máximo de $100 W m^{-2}$ ao meio dia. Através de uma análise de sensibilidade, estes autores estimaram que desvios de $2 ms^{-1}$ na velocidade do vento, $2 ^\circ C$ na temperatura inicial de radiosondagens ou $2 ^\circ C$ na temperatura de superfície, podem resultar em erros de cerca de $50 W m^{-2}$ na estimativa do fluxo de calor sensível ao meio dia. Todavia, segundo TACONET et al. (1986), a combinação destes erros pode resultar em desvios expressivos na estimativa comparada do fluxo de calor e conseqüentemente do balanço energético entre diferentes períodos.

O segundo método discutido em NORMAN et al. (1995) corresponde a avaliação da relação entre o índice de vegetação e a temperatura no infravermelho (Snapshot NDVI x Infrared Temperature). Este método pressupõe uma relação direta entre a fração de energia disponível ($R_n - G$) e a temperatura da superfície. Maiores taxas de evapotranspiração tendem a estar relacionadas a menores temperaturas de superfície. Conforme observado em GOWARD et al. (1985), na medida em que a vegetação afeta diretamente as taxas de transpiração, índices de vegetação tendem igualmente a estar relacionados a temperatura da superfície, implicando, desta forma, em relação direta entre a razão IV / temperatura no infravermelho termal e as taxas de evapotranspiração verificadas no instante do imageamento. Segundo JACKSON et al. (1983a), embora esta razão represente apenas medidas instantâneas, esta pode ser diretamente relacionada ao balanço energético diário (p.e., KUSTAS et al., 1994). Como aspecto restritivo, observa-se a necessidade de dados com alta resolução espacial, o que, embora adequado às condições de relativa heterogeneidade da cobertura vegetal, limita a aplicação do método a apenas algumas classes de sensores orbitais (p.e., Landsat 5 TM e Spot HRV).

GOWARD & HOPE (1989) propuseram uma alternativa para adequar este método a sensores de média resolução espacial. Neste caso, considera-se a inclinação da curva temperatura infravermelho de superfície (Y) x Índices de Vegetação (X) como estimativa da resistência da superfície a evapotranspiração. NEMANI et al. (1993) encontraram uma alta correlação ($r^2 = 0,91$) entre as estimativas derivadas deste método com índices de umidade para determinados cultivos agrícolas. Embora considerem este método promissor para aplicação por meio de sensores de alta resolução espacial, NORMAN et al. (1995) indicam que este é susceptível a influências exercidas sobre os índices de vegetação, em particular quanto aos efeitos atmosféricos, geometria de imageamento e interferência espectral advinda do solo/substrato.

Um terceiro método consiste da integração diária, utilizando dados relativos à variação da altura da camada limite atmosfera, em um período de 12 horas. O modelo é inicializado a partir de radiosondagens da temperatura, umidade

relativa e velocidade do vento. A seguir os valores da Razão de Bowen e rugosidade efetiva da superfície sofrem flutuações até que se alcance um ajuste significativo em relação a variação em altura prevista para a camada limite durante o período de 12 horas. O índice de rugosidade utilizado combina os efeitos derivados da rugosidade aerodinâmica da superfície, ângulo de visada e a razão vegetação / solo exposto, sendo necessários, ainda, valores de emissividade e albedo hemisférico de superfície. Como fator restritivo a plena operacionalização deste método por meio de sensores remotos orbitais, ressalta-se a necessidade de perfis verticais acurados da camada limite atmosfera (obtidos por intermédio de radiosondagens).

O quarto método trata da integração diária de dados gerados por sondas interferométricas de alta resolução (High Resolution Interferometer-Sounders - HIS). Por meio de uma análise de componentes principais derivam-se coeficientes que descrevem as mudanças em radiância dos sistemas HIS, sendo estas relacionadas a coeficientes de balanço energético da superfície por meio de análises de regressão múltipla. Um aspecto positivo, em relação a este método para a estimativa dos componentes do balanço energético de superfície, refere-se a relativa insensibilidade quanto a erros relacionados a estimativas da emissividade e ângulo de visada. Este método, segundo DIAK et al. (1995), permite a estimativa dos fluxos de calor latente e sensível por meio de apenas duas medidas remotas de radiância.

2.3.7 - Extrapolação Espaço-Temporal

Na medida em que os dados amostrados por sensores remotos orbitais são de caráter essencialmente instantâneo e os fluxos por estes registrados igualmente instantâneos, torna-se necessária a definição de procedimentos voltados à extrapolação temporal destes valores. KUSTAS et al. (1994) propuseram o estabelecimento de taxas instantâneas da fração evaporação, por meio das quais procede-se a integração para o período diário. Esta fração de evaporação é descrita por estes autores como:

$$FE = -\lambda E / (R_n + G) \quad (169)$$

a partir da qual os valores instantâneos de cada um destes parâmetros são utilizados para estabelecer valores diários para o componente E . Estes autores indicam que os valores de FE podem variar de 0 a 1 em condições mínimas de advecção, sua magnitude indicando a fração da energia disponível no sistema que é convertida para calor latente. SHUTTLEWORTH et al. (1989), durante experimento FIFE, indicaram que a fração FE é praticamente constante para todo o período diurno, concluindo que sua estimativa próximo ao meio dia pode ser considerada como representativa de uma média diária.

Em experimento conduzido por KUSTAS et al. (1994), valores de λE , R_n e G foram amostrados para o intervalo das 10:30 h até as 14:00, por intermédio de estações climatológicas equipadas com instrumentos para medição de fluxo turbulento, procedendo-se a seguir ao cálculo destes fluxos por meio do método de "Eddy Correlation". A relação entre valores instantâneos e diários para R_n e G foram computados por meio das razões G_d / G_i e R_{nd} / R_{ni} , utilizando-se valores médios obtidos por meio da integração das medições efetuadas por oito estações climatológicas.

Valores de radiação líquida (R_n) não apresentaram variações significativas, o mesmo não ocorrendo em relação ao fluxo de calor no solo (G). Para a razão da radiação líquida encontrou-se uma média de $(0,70 \pm 0,05)$, e para razão de G $(0,61 \pm 0,20)$, valores estes empregados na eq. 169 para cálculo dos valores diários de λE e ET . Os valores médios diários de λE foram convertidos para ET diária total por meio da multiplicação das médias pelo número de segundos referentes ao período diário no qual ocorre a maior parte da evapotranspiração (no caso deste experimento das 07:00h até as 18:00h). Estes autores estimaram, ainda, a contribuição do período noturno no cômputo diário da evapotranspiração, encontrando valores entre 10 e 30% do registro para o período de um dia.

GASH (1987) propôs um método para extrapolação espacial de valores pontuais de balanço energético por meio de dados amostrados por sensores remotos, sendo este utilizado com relativo sucesso por KUSTAS et al. (1994). Este método considera os desvios na estimativa do balanço energético gerados por meio de dados de sensores orbitais com base em dados de referência, geralmente obtidos em estações climatológicas ou de medição de fluxos turbulentos (H e E). Para a radiação líquida o autor sugere a seguinte aproximação:

$$R_n - R_{nr} = (\alpha_{sr} - \alpha_s) R_{sr} + \sigma \varepsilon_{sr} (T_{sr}^4 - T_s^4) \quad (170)$$

onde o subscrito r indica amostras em locais de referência, α_s o albedo de superfície, T_s temperatura de superfície, ε_s a emissividade da superfície e σ a constante de Stefan-Boltzmann. Na eq. 170, os desvios das medições de radiação de comprimentos de onda curtos e longos incidentes são desprezados e a emissividade de superfície do local de referência não computada. As estimativas de albedo de superfície são efetuadas conforme proposição de BREST & GOWARD (1987).

Os desvios em relação ao fluxo de calor no solo são computados como:

$$G - G_r = \left[\begin{array}{l} c(1 - \alpha_s) - c_r(1 - \alpha_{sr}) R_{sr} - \sigma \varepsilon_{sr} (c T_{sr}^4 - c_r T_s^4) \\ + \sigma \varepsilon_{sr} T_{sr}^4 (c - c_r) \end{array} \right] \quad (171)$$

onde ε_a é a emissividade da atmosfera, T_a a temperatura do ar e c representa a razão G / R_n , podendo ser estimado por meio da relação desta com índices de vegetação obtidos por sensores remotos orbitais (BARET & GUYOT, 1991 e KUSTAS & DAUGHTRY, 1990).

Para o calor sensível, GASH (1987) propõe a seguinte relação para estimativa dos desvios em relação aos locais de referência:

$$H - H_r = \rho C_p (T_{sr} - T_s) / \Gamma_a \quad (172)$$

onde ρC_p é a capacidade volumétrica de calor ($\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$) e r_a a resistência à transferência de calor na interface superfície - atmosfera no local de referência. Nesta (eq.172), qualquer desvio quanto a resistência aerodinâmica entre o local de referência e demais áreas amostradas é desprezada, assumindo-se, assim, que variações na estimativa de H são atribuídas unicamente a mudanças na temperatura da superfície.

Combinando as eqs. 170-172 com aquelas referentes ao cálculo de r_a (definidas acima), obtém-se a expressão para estimativa dos desvios quanto a λE , definida como:

$$\begin{aligned} \lambda E = & \lambda E_r + [(1+c)\alpha_s - (1+c_r)\alpha_{sr} + c_r - c]R_{sr} \\ & + \sigma \varepsilon_{sr} [(1+c) T_s^4 - (1+c_r) T_{sr}^4] \\ & + \rho C_p (T_s - T_{sr}) / \Gamma_a + \sigma \varepsilon_{sr} T_{sr}^4 (c_r - c) \end{aligned} \quad (173)$$

a qual necessita apenas de dados gerados por sensores remotos para sua implementação. A vantagem atribuída à eq. 173, para efetuar a distribuição dos valores de E , concerne justamente a necessidade de dados meteorológicos de superfície apenas para os locais de referência. KUSTAS et al. (1994) chamam a atenção, no entanto, para as variações de rugosidade e características estruturais da superfície, as quais podem induzir a erros grosseiros caso sejam verificadas grandes diferenças em relação aos locais de referência. WETZEL & CHANG (1988) indicam, ainda, que variações quanto a umidade do solo e percentual de cobertura (estrutura da vegetação) podem induzir a erros igualmente expressivos no cálculo final do fluxo de calor latente (LE). Neste particular, sistemas de sensoriamento remoto apresentam grande potencial de utilização na medida em que estejam capacitados a detectar a variabilidade de alguns destes parâmetros.

3.0 - OBJETIVOS

Parametrização de modelo de balanço energético por meio de dados amostrados por sistema de sensoriamento remoto orbital - NOAA-14 AVHRR.-2

3.1 - OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- i) Estimativa instantânea dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente, espacialmente distribuídos, por meio de dados obtidos por intermédio do sistema sensor AVHRR-2.
- ii) Avaliação da acuracidade das estimativas de evapotranspiração e componentes turbulentos do balanço energético frente ao monitoramento em superfície (estação climatológica IAG/USP).
- iii) Identificação dos fatores limitantes à aplicação operacional de sistemas de sensoriamento remoto orbital multiespectrais de média resolução espacial para monitoramento dos balanços energético e hídrico em escala regional.

4.0- MATERIAL E MÉTODOS

4.1- LOCAL DE ESTUDO

A escolha do local de estudo foi condicionada pelos seguintes fatores:

- (1) disponibilidade de dados referentes ao balanço energético a nível de superfície,
- (2) relativa homogeneidade da área de representação funcional do sistema ambiente,
- (3) facilidade de acesso e (4) disponibilidade de dados e informações ancilares complementares.

Na medida em que não foi possível a montagem de experimento em campo, optou-se por desenvolver estudo associado ao grupo de Modelagem Atmosférica, Dept. Ciências Atmosféricas, IAG/USP, representado pelo Prof. Humberto Rocha. Este grupo de pesquisa vem desenvolvendo experimento em área localizada no município de Sertãozinho desde setembro de 1995, tendo instalado uma estação climatológica em área pertencente à Usina Santa Elisa. Esta estação permite, ademais dos parâmetros micrometeorológicos básicos, a amostragem dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente. As fotos 01 e 02 representam uma visão panorâmica e em detalhe da área experimental onde encontra-se instalada a estação climatológica.

Nesta região, e em particular nas cercanias da estação, observa-se um predomínio do cultivo de cana de açúcar, sendo este o padrão de cobertura vegetal dominante. Embora com variações estruturais significativas, decorrentes de diferentes estágios fenológicos encontrados nas parcelas ou talhões, a área de domínio da estação climatológica representa uma cobertura vegetal homogênea, fator este que possibilita a inferência de um valor médio representativo segundo escala de amostragem do sensor orbital (pixel de 1,1 x 1,1 km).



FOTO 01 - Vista Estação Climatológica IAG/USP, instalada em campo de cultivo de cana de açúcar, Fazenda Santa Elisa, S.P.



FOTO 02 - Vista panorâmica campo de cultivo de cana de açúcar, Fazenda Santa Elisa, S.P., local do experimento de campo (estação climatológica).

4.2 - MATERIAL

4.2.1 - Sistema NOAA-14 / AVHRR2

- Período Operacional: 30 de Dez., 1994 - data atual.
- Instrumento Sensor AVHRR-2 : 5 canais espectrais
- Identidade Satélite: 3
- Anormalidades: Instrumento MSU no NOAA-14 falhou em 03 de Março, 1995 às 0100 GMT, retornando a funcionamento em 30 de Março de 1995.

O sensor AVHRR consiste de um imageador da radiação eletromagnética, designado à detecção remota da cobertura de nuvens e temperatura da superfície. Composto por um radiômetro de varredura, este sensor utiliza cinco detetores que amostram diferentes intervalos do espectro eletromagnético (bandas), conforme apresentado na tabela 03. Dois canais monitoram a energia na faixa do espectro refletido, um no intervalo correspondente ao vermelho e outro na faixa do infravermelho próximo. Os três canais restantes operam inteiramente na faixa emissiva do espectro, detectando variações na emitância e na temperatura das superfícies terrestres e oceânicas. Tabela 04 contém os números de onda centrais para os canais infravermelhos, figuras 10 a 14 apresentam as curvas de resposta espectral para os canais 1 a 5 do sistema sensor NOAA-14 / AVHRR-2, respectivamente.

As imagens geradas pelo sistema NOAA/AVHRR podem ser adquiridas em três diferentes formatos: HRTP (High Resolution Picture Transmission), LAC (Local Area Coverage) e GAC (Global Area Coverage). O formato HRTP compreende imagens com resolução espacial plena transmitidas para estações terrestres assim que adquiridas pelo sistema sensor (transmissão em tempo real). O campo de visada médio (IFOV) de 1.4 miliradianos corresponde a uma resolução espacial de aproximadamente 1.1 Km² no nadir em uma órbita com altitude nominal de 833 km. O formato LAC compreende dados com resolução espacial e radiométrica plenas gravados a bordo da plataforma para posterior transmissão. O

campo de visada e resolução espacial são idênticos aos definidos para o formato HRTP. Finalmente, o formato GAC corresponde a amostragem de dados em resolução plena, utilizando-se 1 em cada 4 pixels por linha de varredura, resultando em uma resolução espacial média de 4 x 4 km por ponto. Cada passagem do satélite cobre uma faixa de 2399 km, perfazendo 14 órbitas completas por dia. Um mesmo ponto da superfície é imageado ao menos duas vezes ao dia, uma no período diurno e outro no período noturno.

TABELA 03 - Características gerais do sistema sensor AVHRR-2 (Advanced Very High Resolution Radiometer).

Características AVHRR	Canais				
	1	2	3	4	5
Amplitude Espectral	0,58-0,68	0,725-1,0	3,55-3,93	10,3-11,3	11,4-12,4
Material detetor	Si	Si	InSb	HgCd Te	HgCd Te
Resolução (km)	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
Campo Visada Instant. (IFOV) (miliradianos ²)	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3
Razão Sinal/Ruído	> 3,1	> 3,1	--	--	--
Diferença Temperatura	--	--	< 0,12	< 0,12	< 0,12
Ruído-equivalente 300 °K					
Ângulo de Varredura (grd)	± 55	± 55	± 55	± 55	± 55

Sistema ótico composto por telescópio Cassegraniano com 8 polegadas de diâmetro afocal, com sistemas de foco refractivos. Sistema de varredura com motor de histeresis sincrónico com 360 rpm. Sistema de resfriamento em dois estágios, com detetores de infravermelho controlados à temperatura de 105 ou 107 °K. Formato de saída dos dados em 10 bits binário, amostrados simultaneamente a 40 kHz.

TABELA 04 - Número de Onda Central para os canais do sistema sensor NOAA-14 /AVHRR-2 correspondentes ao intervalo do infravermelho termal.

Temperatura (K)	Canal 3 (cm ⁻¹)	Canal 4 (cm ⁻¹)	Canal 5 (cm ⁻¹)
190 - 230	2638,652	928,2603	834,4496
230 - 270	2642,807	928,8284	834,8066
270 - 310	2645,899	929,3323	835,1647
290 - 330	2647,169	929,5878	835,3740

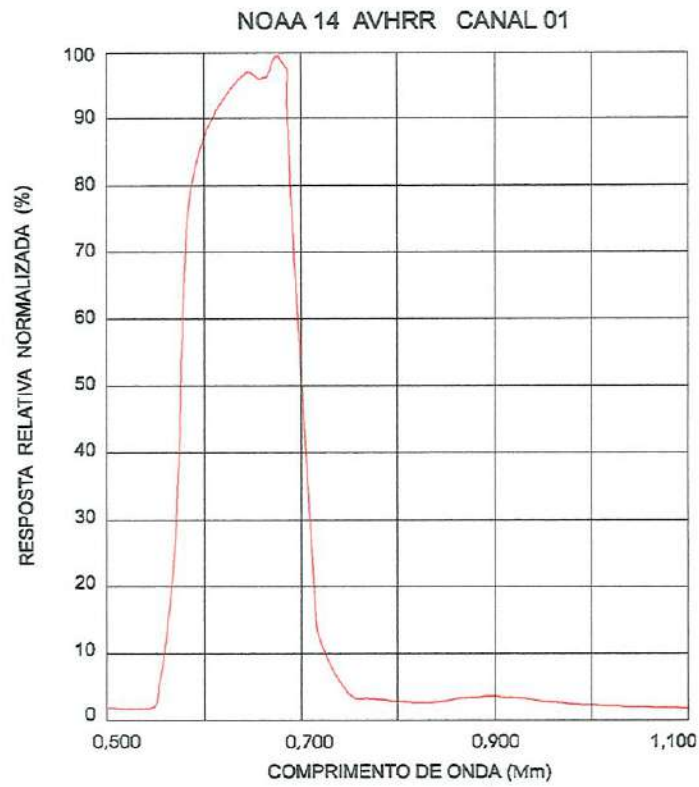


FIGURA 10 - Curva de Resposta Espectral do Canal 1 NOAA-14 AVHRR-2

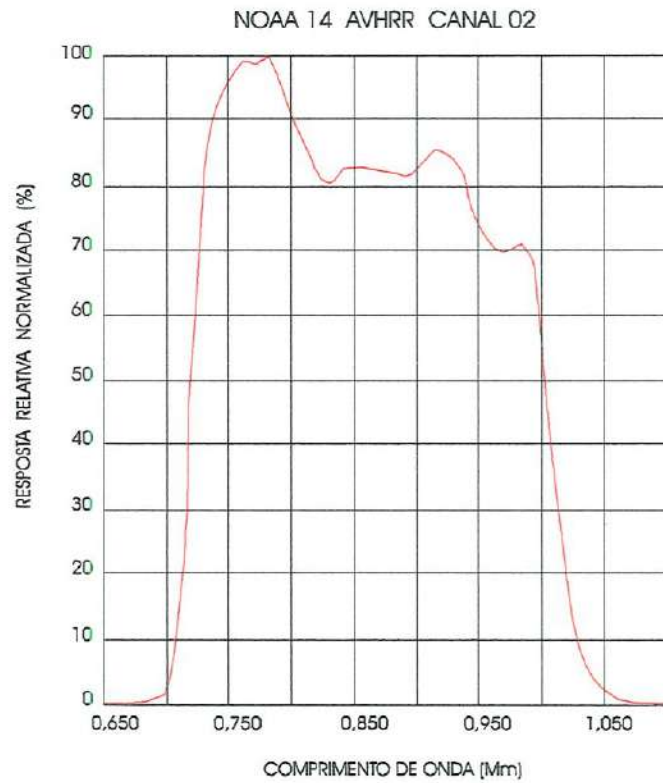


FIGURA 11 - Curva de Resposta Espectral do Canal 2 NOAA-14 AVHRR-2

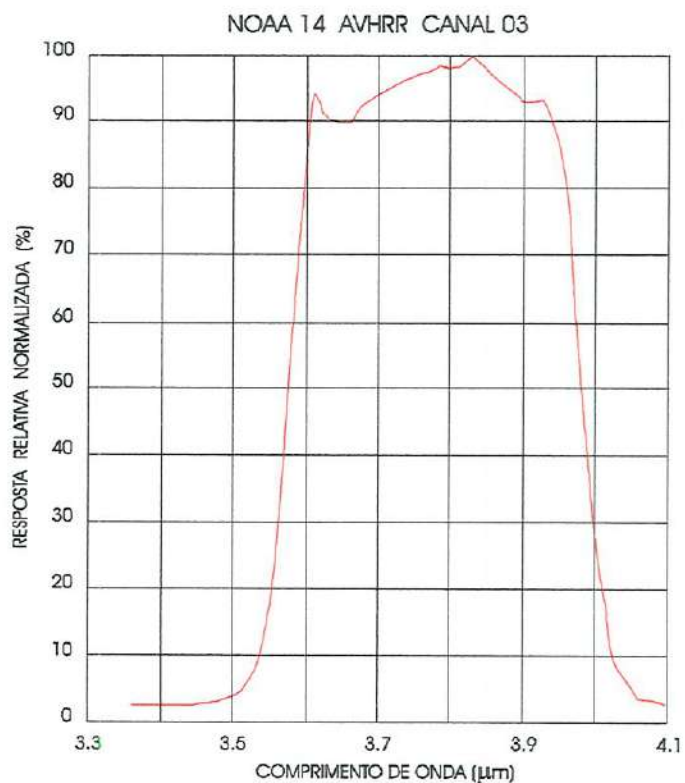


FIGURA 12 - Curva de Resposta Espectral do Canal 3 NOAA-14 AVHRR-2

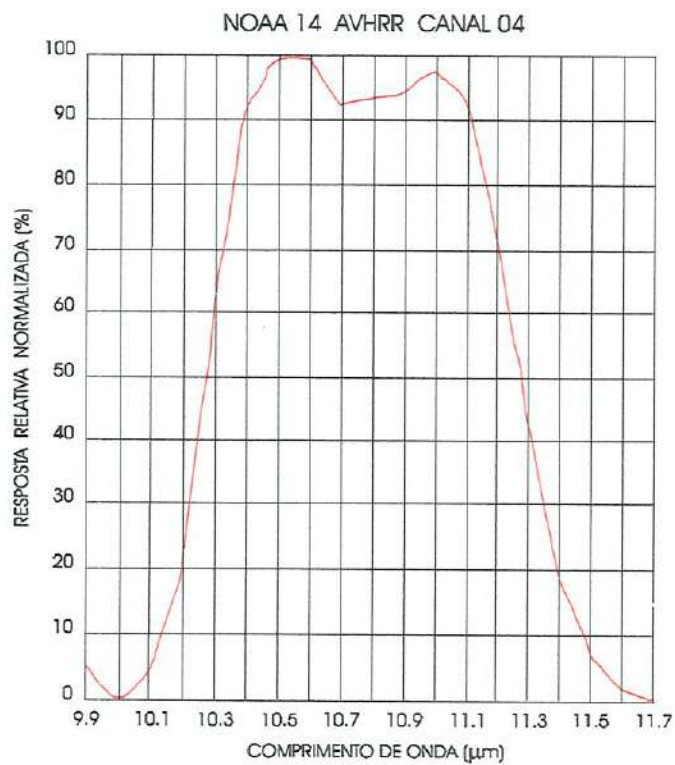


FIGURA 13 - Curva de Resposta Espectral do Canal 4 NOAA-14 AVHRR-2

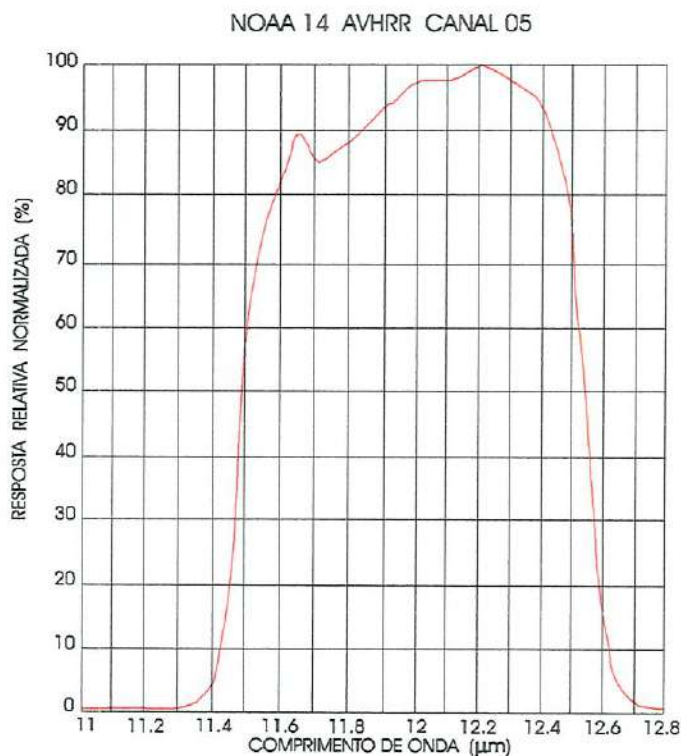


FIGURA 14 - Curva de Resposta Espectral do Canal 5 NOAA-14 AVHRR-2

4.2.2 - Informações auxiliares e Dados de Campo - Estação Climatológica IAG/USP

O conjunto de dados e informações auxiliares é composto, basicamente, por mapas planialtimétricos (1:250.000), mapas de solos e séries climatológicas.

Estação climatológica USP - Estação operada em experimento conduzido pelo Dept. de Ciências Atmosféricas (IAG/USP), voltada a medição de parâmetros atmosféricos e dos fluxos de calor sensível e latente. Possui sensores para medição da temperatura do ar, umidade relativa, velocidade e direção do vento, pluviômetro, temperatura do solo, piranômetro, radiômetro PAR e de radiação líquida, anemômetro sônico e higrômetro de alta precisão (estes dois últimos para medidas de fluxo turbulento). Os diversos sensores estão instalados em uma torre de 12 m, montados em seqüência em cinco alturas, a exceção dos sensores para medição de

fluxos turbulentos, instalados no topo da torre, conforme pode ser verificado na foto 03.

Embora disponha-se de uma série temporal iniciada em setembro de 1995, somente os dados referentes ao período Julho/Agosto de 1997 foram utilizados neste estudo. Constam desta série dados de temperatura do ar, umidade específica e velocidade do vento (5 níveis), radiação global e líquida, pluviometria (diários) e umidade do solo (semanal), ademais dos valores de fluxo instantâneo.

Dados amostrados por meio da estação climatológica foram utilizados em duas fases, (i) complementação da base de dados necessária ao cálculo dos fluxos de calor e taxas de evapotranspiração e (ii) avaliação da acuracidade das estimativas dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente obtidos a partir dos dados amostrados por sensor orbital.

4.2.3 - Laboratório de Geoprocessamento

Estação de trabalho dotada de programa específico para processamento digital de imagens e de um sistema de informações geográficas, mesa digitalizadora e demais periféricos. Como principais programas utilizados, relaciona-se: Statistica (4.5), Mathematica (2.2), Image (Erdas 6.0); Ease-Pace (6.1); Pamap (5.2), SmartDraw (2.1) e Streamer (1.1), além de sistema para rastreamento e coleta de dados AVHRR (Smartech / OceanSat).

4.2.4 - Modelo Transferência Radiativa (STREAMER)

Streamer é um modelo de transferência radiativa que pode ser utilizado na estimativa tanto da radiância (intensidade) como da irradiância (fluxo) para diferentes contextos definidos quanto às condições atmosféricas e de superfície preponderantes.

Atualmente existem inúmeros modelos de transferência radiativa disponíveis para a comunidade científica, servindo tanto para cálculo dos fluxos de radiação como para simulação dos valores de radiância medidos por sensores remotos orbitais. Aqueles utilizados para cálculo dos fluxos radiativos são normalmente componentes de modelos climatológicos mais complexos (ELLINGSON et al., 1991). Pode-se relacionar os modelos Lowtran (KNEIZYZ et al., 1983, 1988), Modtran (SNELL et al., 1995) e 6S (VERMOTE et al. 1994) como principais modelos ora disponíveis e que apresentam boa documentação. Embora existam outros modelos, estes três são os mais extensivamente utilizados em estudos relacionados ao sensoriamento remoto orbital e aerotransportado. Todos estes são considerados modelos de média a alta resolução espectral, incorporando, ainda, procedimentos especificamente relacionados à simulação dos processos de absorção radiativa por gases atmosféricos. A tabela 05 apresenta breve comparação do modelo utilizado neste estudo (Streamer) frente aos demais modelos listados acima. Os intervalos em comprimento de onda (bandas - em cm^{-1}) utilizados pelo modelo Streamer para simulação dos processos de transferência radiativa na atmosfera encontram-se relacionados na tabela 06.

As principais características do modelo Streamer são definidas como:

- Os fluxos (Irradiância) podem ser estimados utilizando-se duas ou mais faixas espectrais, em bandas largas ou estreitas.
- Os valores de Radiância (intensidade) podem ser estimados para qualquer ângulo polar e azimutal, utilizando-se 4 ou mais faixas espectrais. Albedo e Temperatura de Brilho TOA (Top-of-Atmosphere) são dispostos como resultados finais, assim como os valores de radiância e irradiância (fluxos).
- As influências de nuvens sobre os registros atribuídos a superfície e ao topo da atmosfera podem ser estimadas de forma flexível por meio de modelos construídos de acordo com condições estabelecidas pelo usuário.

- O processo de absorção por gases, com sobreposição dos efeitos de diferentes gases e nuvens, foi parametrizado para 24 bandas de comprimento de onda curto e 105 bandas de comprimento de onda longo.
- Cada processamento é efetuado por cena, onde a cena pode representar a combinação de até 8 tipos individuais de nuvens e até 4 pares de nuvens sobrepostas, assim como para condição de céu claro.

TABELA 05 - Comparação das principais características dos modelos de transferência radiativa na atmosférica.

	LOWTRAN	MODTRAN	6S	STREAMER
Método(s) de Aproximação Numérica	Dois fluxos, incluindo refração atmosférica	Dois fluxos, incluindo refração atmosférica	Ordens sucessivas de espalhamento	Ordenadas discretas e dois fluxos
Resolução Espectral	20 cm ⁻¹	2 cm ⁻¹	10 cm ⁻¹ 24 bandas	20 cm ⁻¹
Modelo de Nuvens	08 modelos	08 modelos	Não considera	Flexível
Modelo de Aerossol	quatro modelos óticos	quatro modelos óticos	Seis modelos óticos	Cinco modelos óticos
Absorção por Gases Atmsf.	Gases Principais e Traçadores	Gases Princ. e Traçadores	Gases Princ. e Traçadores	Apenas Gases Principais
Perfis Atmosféricos	Padrão e Especificado	Padrão e Especificado	Padrão e Especificado	Padrão e Especificado
Característica a Superfície	Lambertiano Sem modelos	Lambertiano Sem modelos	Lambertiano Albedo, BDRF	Lambertiano Albedo Espec
Parâmetro de Saída Primário	Radiância	Radiância	Radiância Reflectância	Radiância Reflectância Fluxo
Interface Usuário	Arquivo Entrada Formatado	Arquivo Entrada Formatado	Arquivo de Entrada	Arquivo de Entrada Linguagem

Dados de uso interno (do modelo) compreendem propriedades óticas de nuvens de gelo e água. O modelo agrega, em princípio, cinco modelos óticos de aerossóis, quatro perfis verticais de aerossóis e cinco perfis atmosféricos (modelos climatológicos). Tanto os perfis padrão como aqueles definidos pelo usuário podem ser utilizados, assim como especificadas as concentrações totais de vapor de água, ozônio e/ou aerossóis. Perfis padrão incluem os modelos climatológico-atmosféricos referentes às regiões Tropical, Latitude Média Verão e Inverno, Sub-Ártico e US62.

Inúmeros tipos de superfícies podem ser considerados em cada cena: oceano, áreas de degelo, gelo descoberto, neve, vegetação verde e areia seca. A reflectância espectral de cada um destes elementos de superfície é utilizada para a obtenção de valores de albedo médio ponderado por classe.

Por ser um programa de domínio público, o modelo Streamer pode ser obtido via Internet para implementação em estações com diferentes sistemas operacionais (UNIX, WIN95/NT, OS2, etc.) por meio de ftp anônimo (stratus.bu.edu ou 128.197.785.84), ou ainda contatando-se diretamente os autores via Dr. Jeff Key (E-Mail jkey@bu.edu), Dept. of Geography, Boston University, 675 Commonwealth Avenue, Boston, MA 02215.

4.3 - MÉTODOS

4.3.1 - Sensoriamento Remoto

A figura 15 apresenta fluxograma simplificado das atividades de processamento digital dos dados gerados pelo sensor remoto orbital AVHRR-2. Inicialmente procede-se a definição da área de interesse dentro do espaço imageado e registrado pelo sistema NOAA-14/AVHRR-2. Com base nesta seleção são gravados subconjuntos correspondentes aos registros efetuados em cada um dos intervalos espectrais cobertos pelos cinco canais do sistema sensor AVHRR-2. Os dados são representados por matrizes de $n \times n$ elementos, a cada um destes correspondendo um valor de nível de cinza (NC) segundo escala de quantização

(digitalização) adotado pelo sensor. No caso do sistema AVHRR-2, os valores oscilam entre 0 e 1023 (ordem de 2^{10}).

Estas matrizes são a seguir submetidas a correção radiométrica e calibração dos valores de NC, resultando ao final em matrizes de radiância para os subconjuntos correspondentes aos canais 1 e 2 e de temperatura de brilho para os intervalos espectrais correspondentes aos canais 3, 4 e 5. A seguir as matrizes correspondentes aos canais 4 e 5 são submetidas a correção da não-linearidade do sinal, resultando ao final em matrizes de radiância calibradas e corrigidas. Estes subconjuntos representam a base sobre a qual foram procedidos demais processamentos e análises digitais. As etapas de correção radiométrica, calibração e correção atmosférica encontram-se detalhadas nos tópicos subsequentes.

TABELA 06 - Lista das bandas espectrais para comprimentos de onda longo e curto (em cm^{-1}) utilizados pelo modelo Streamer.

Comprimento de Onda Longo:

Banda	+0	+1	+2	+3	+4	+5	+6	+7	+8	+9
1:	20	40	60	80	100	120	140	160	180	200
11:	220	240	260	280	300	320	340	360	380	400
21:	420	440	460	480	500	520	540	560	580	600
31:	620	640	660	680	700	720	740	760	780	800
41:	820	840	860	880	900	920	940	960	980	1000
51:	1020	1040	1060	1080	1100	1120	1140	1160	1180	1200
61:	1220	1240	1260	1280	1300	1320	1340	1360	1380	1400
71:	1420	1440	1460	1480	1500	1520	1540	1560	1580	1600
81:	1620	1640	1660	1680	1700	1720	1740	1760	1780	1800
91:	1820	1840	1860	1880	1900	1920	1940	1960	1980	2000
101:	2080	2160	2240	2320	2400	*				

*(Banda 105 termina em 2480)

Comprimento de Onda Curto:

Banda	+0	+1	+2	+3	+4	+5	+6	+7	+8	+9
106:	2500	2920	3440	4200	4700	6080	6520	7840	8400	9120
116:	10000	11540	12820	13300	14500	15620	17540	19240	20840	22720
126:	25000	27780	30300	33340	*					

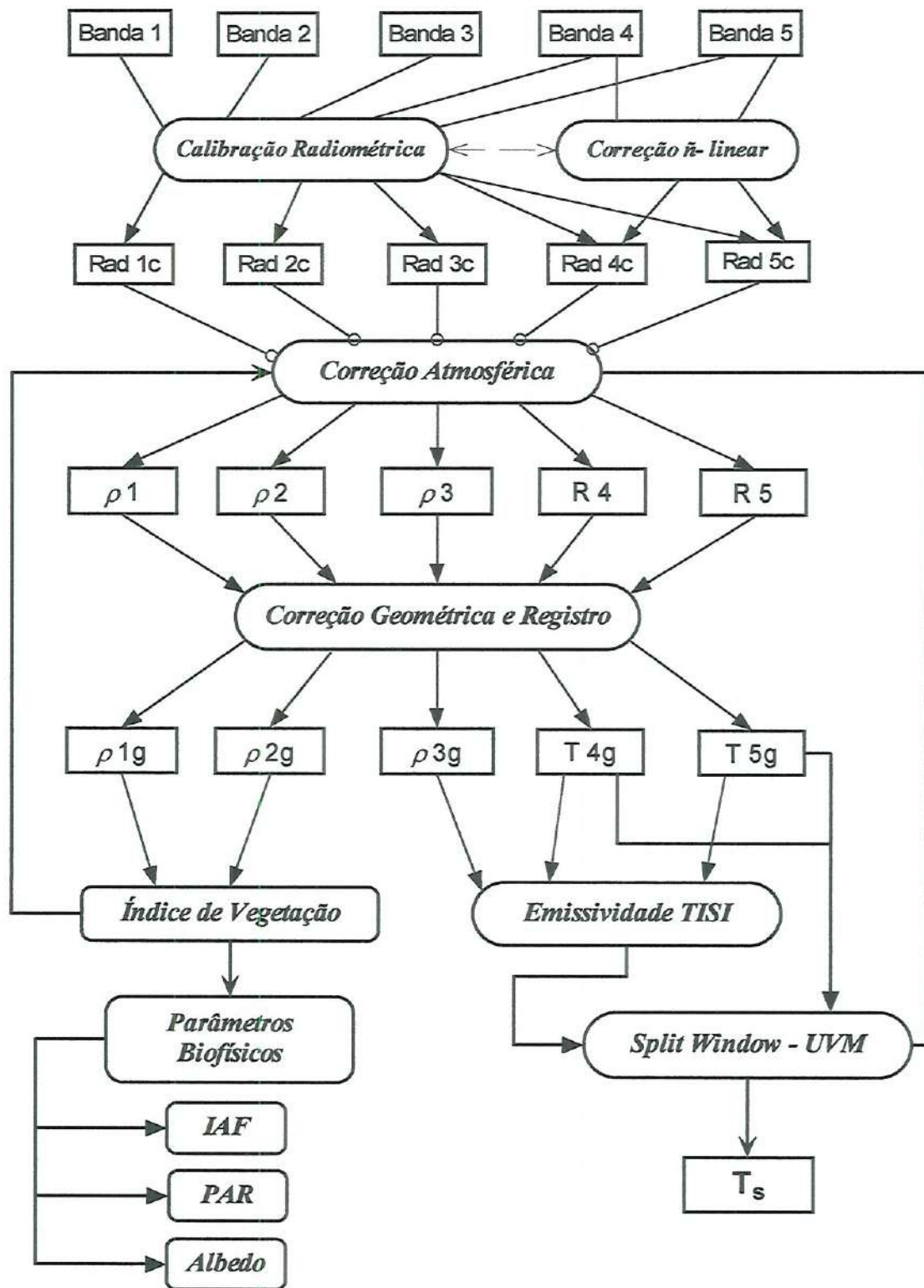


FIGURA 15 - Fluxograma dos procedimentos e métodos adotados para processamento digital dos dados amostrados pelo sistema de sensoriamento remoto orbital NOAA-14/AVHRR-2.

4.3.1.1 - Correção e Calibração Radiométrica

A correção radiométrica consiste, basicamente, no mapeamento dos valores de radiância em função dos valores de nível de cinza (NC) representados na imagem digitalizada. O objetivo deste procedimento é compensar as perdas observadas em função da degradação dos sistemas sensores por meio da comparação dos valores de pré-lançamento com valores atuais. A declividade (recíproca do ganho do sistema sensor) denota, essencialmente, a quantidade de energia radiante necessária para se produzir um registro pelo sistema sensor, aumentando ao longo do tempo em função da degradação do sensor no espaço (RAO & CHEN, 1994). O resultado deste procedimento pode ser expresso sob a forma de valores de reflectância aparente da superfície, obtidos através da normalização da irradiância solar, ou ainda por valores de temperatura de brilho a nível da plataforma orbital (Top of Atmosphere – TOA).

Iniciado com o sistema NOAA-13, a nova série de sensores AVHRR-2 conta com procedimentos de correção radiométrica que corrigem tanto a não-linearidade observada nos canais 4 e 5 como o offset definido para a curva de calibração do canal 3 conforme valores observados em um ponto no espaço. Os coeficientes de calibração para ganho e offset de cada um dos canais é rotulado como conjunto de dados nível 1b, permitindo a execução de correções lineares. Estes coeficientes são definidos por meio de valores de radiância do espaço diferentes de zero, R_{SP} , constante para cada um dos canais, tornando as correções radiométricas independentes da temperatura de calibração do alvo-interno. Os coeficientes de ganho e offset (bem como de suas recíprocas declividade e interseção) são obtidos por meio das seguintes equações:

$$S = \frac{R_T - R_{SP}}{C_T - C_{SP}} \quad (174)$$

$$I = R_{SP} - S C_T \quad (175)$$

onde S é a declividade, I é a interseção, R_T é a radiância do alvo, R_{sp} a radiância do espaço, C_T é o valor numérico (nível de cinza do alvo) e C_{sp} é o número (nível de cinza) observado para o espaço (aproximadamente $41,0 \text{ W m}^{-2}$) (tabela 08). A partir destes coeficientes obtém-se os valores de radiância linear, R_{lin} (em miliwatts $\text{m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ cm}^{-1}$):

$$R_{lin} = SC + I \quad (176)$$

Valores atualizados de ganho e offset são correntemente fornecidos pelo sistema NOAASIS (NOAA Satellite Information System), conforme apresentado na tabela 07. Este procedimento de calibração linear é descrito com mais detalhes no *NOAA Technical Memorandum NESS 107*.

A partir dos valores de R_{lin} , pode-se calcular a temperatura de brilho (a nível do satélite), por meio do inverso da equação de Planck:

$$T_B = \frac{C_2 \nu}{\ln \left(1 + \frac{C_1 \nu^3}{R_{lin}} \right)} \quad (177)$$

onde T_B é a temperatura de brilho correspondente a determinado valor de radiância (R_{lin}), ν é o número do comprimento de onda central e C_1 e C_2 constantes ($C_1 = 1,1910659 \times 10^{-5} \text{ milliWatts m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ cm}^{-4}$ e $C_2 = 1,438833 \text{ cm K}^{-1}$)

O desenvolvimento mais detalhado deste método é definido, inicialmente, a partir do cálculo dos valores de radiância correspondentes a integração da radiação ascendente (em direção ao sensor) ao longo do intervalo espectral detectado pelo sistema sensor (para determinada banda espectral), sendo esta relação expressa como:

$$\bar{I} = \int_0^{\infty} d\lambda f_i(\lambda) I(\lambda) \quad (178)$$

onde $f_i(\lambda)$ é a função de resposta espectral do sistema sensor e $I(\lambda)$ a radiância espectral a nível do instrumento.

A seguir procede-se ao cálculo da radiância espectral média com base nos valores calculados de radiância espectral por banda, segundo a expressão:

$$\bar{I}_i = \frac{I_i}{w_i} \quad (179)$$

onde w_i é a largura efetiva da banda espectral, calculada como:

$$w_i = \int_0^{\infty} d\lambda f_i(\lambda) \quad (180)$$

TABELA 07 - Coeficientes de Calibração para os canais 1 e 2 do sistema NOAA-14 AVHRR-2 para os meses de maio, junho e julho de 1997 (NOAASIS).

	<i>Declividade</i>	<i>Interseção</i>
Canal 1 (08 Julho 1997)	0,1304	-5,3451
Canal 2 (08 Julho 1997)	0,1634	-6,6975
Canal 1 (10 Junho 1997)	0,1297	-5,3184
Canal 2 (10 Junho 1997)	0,1623	-6,6547
Canal 1 (13 Maio 1997)	0,1289	-5,2851
Canal 2 (13 maio 1997)	0,1610	-6,6011

Na medida em que o valor digital registrado pelo sistema sensor é considerado como uma função monotônica da radiância integrada por banda espectral a nível do instrumento, pode-se definir:

$$C_i = C_{oi} + g_i \bar{I}_i \quad (181)$$

onde i é o número do canal, C_{oi} é a medida no espaço correspondente a resposta radiância zero do instrumento, I é a radiância integrada por banda em $W m^{-2} sr^{-1}$ e g_i a responsividade em unidades de medida $(Wm^{-2}sr^{-1})^{-1}$. Dados C_{oi} e g_i , a radiância média pode ser inferida a partir do valor de contagem (número de cinza ou digital) por meio da expressão:

$$\bar{I}_i = (C_i - C_{oi})g_i^{-1} \quad (182)$$

assim como a radiância espectral passa a ser calculada como:

$$I_i = (C_i - C_{oi})h_i^{-1} \quad (183)$$

Com base nos valores de radiância estimados conforme as expressões acima, calcula-se os valores de reflectância aparente a nível do sensor (ρ_{roA}), segundo a equação:

$$\rho_i = (C_i - C_{oi})S_i \quad (184)$$

onde S_i representa o valor de declividade (tabela 07). Outra forma de cálculo dos valores do fator reflectância aparente a nível do sensor (não corrigida quanto a interferências atmosféricas) é definida segundo a expressão:

$$\rho_i = \frac{100\pi \bar{I}_i}{\bar{F}_i(t)} \quad (185)$$

onde ρ_i é expressa em percentagem e $F_i(t)$ representa a irradiância solar exoatmosférica integrada para o intervalo espectral correspondente ao canal i . A exemplo dos valores de ganho e offset (ou inclinação e interseção), estes são correntemente atualizados por meio de boletins informativos do sistema NOAASIS. Podem, contudo, serem calculados segundo a expressão:

$$\bar{F}_i(t) = \bar{F}_i(0)d(t)^{-2} \quad (186)$$

onde $F_i(\theta)$ é a irradiância solar exoatmosfera em 01 Unidade Astronômica e d é a distância Sol-Terra em UA, dada por:

$$d(t) = \frac{1 - e^2}{1 + e \cos v(t)} \quad (187)$$

onde $e = 0.016720$ corresponde a excentricidade da órbita terrestre e $v(t)$ é a anomalia verdadeira dada em graus por:

$$v(t) = 0,985626 t - 2,9761 \quad (188)$$

onde t é o número de dias a contar de 01 de janeiro de 1985. O uso deste último método é sugerido em função de que os valores de declividade e interseção não são considerados como quantidades primárias, dependendo tanto da inclinação como da leitura espacial.

As equações seguintes fornecem a radiância corrigida quanto aos desvios não-lineares, R_{AD} , para os canais 4 e 5 do sistema sensor AVHRR-2, função apenas da radiância linear, derivada por meio da eq. 176:

$$R_{AD} = A R_{lm} + B R_{lm}^2 + C \quad (189)$$

Este valor de radiância pode ser convertido para temperatura de brilho a nível do sistema sensor (acima da atmosfera - TOA), utilizando-se tabelas de energia ou a inversa da função de Planck com os números de comprimento de onda central apropriados, conforme descrito acima (tabela 04). Por meio deste procedimento, não é necessário qualquer outra correção adicional dos registros de temperatura. Os coeficientes para utilização desta equação nos canais 3, 4 e 5 do sistema sensor AVHRR-2 encontram-se descritos na tabela 08. Com base nos valores de radiância calibrados (eq.189), procede-se a estimativa das temperaturas de brilho por meio da função inversa da equação de Planck:

$$T_B = \frac{C_2 v}{\ln \left(1 + \frac{C_1 v^3}{R_{AD}} \right)} \quad (190)$$

onde T_B é a temperatura de brilho (em °K), C_1 e C_2 são constantes ($C_1 = 1,1910659 * 10^{-5}$ miliwatts/m² sr⁻⁴ e $C_2 = 1,438833$ cm K), v é o número de comprimento de onda central para o intervalo espectral (canal) considerado (em cm⁻¹) e R_{AD} o valor de radiância corrigido e calibrado.

As incertezas observadas durante processo de calibração dos elementos de referência dos canais de leitura do espectro emissivo estão limitadas à acuracidade absoluta dos procedimentos de calibração anteriores ao lançamento do satélite, dado por WEINREB et al. (1990) como de ± 0.35 °K. Este procedimento de calibração assume uma resposta perfeitamente linear dos detetores ao longo de toda sua faixa de respostas. Na medida em que esta premissa não é válida, medidas mais precisas requerem a adoção de procedimento de correção para efeitos não-lineares dos canais 4 e 5, conforme descrito acima. Tendo em vista que o detetor de iridium do canal 3 apresenta resposta linear, apenas os valores de radiância correspondentes aos canais 4 e 5 do sensor AVHRR-2 são submetidos a correção das não-linearidades de resposta.

4.3.1.2 - Correção Atmosférica

Este procedimento foi discretizado em duas fases, compreendendo processamento digital dos registros correspondentes aos intervalos do espectro refletido (canais 1, 2 e 3) e emissivo (canais 4 e 5). A correção do primeiro conjunto foi procedida por meio da estimativa dos valores de reflectância aparente a nível de superfície. Estes valores foram posteriormente utilizados para a estimativa de parâmetros biofísicos (índice de vegetação, índice de área foliar, fração cobertura do solo, etc.) e albedo hemisférico de superfície. A correção das bandas do espectro

emissivo (termal) resultou em valores de temperatura de brilho, posteriormente convertidos para valores de radiância corrigidos.

Os fatores transmitância atmosférica e espessura do caminho ótico foram estimados a partir dos resultados de simulação do processo de transferência radiativa na atmosfera, executada por meio do modelo Streamer. Utilizou-se do formalismo descrito nas eqs. 117-135 para cálculo dos valores de transmitância correspondentes a cada um dos principais constituintes atmosféricos, posteriormente somados de forma a resultar em um valor global de transmitância atmosférica para cada um dos intervalos espectrais (bandas) considerados.

TABELA 08 - Coeficientes de Correção Radiométrica para Resposta Não-Linear dos Canais 3, 4 e 5 do NOAA-14 / AVHRR-2.

	Canal 3	Canal 4	Canal 5
Coef. A	1,00359	0,92378	0,96194
Coef. B	0	0,0003822	0,0001742
Coef. C	-0,0031	3,72	2,00
Radiância do Espaço, Rsp	0,0069	- 4.05	- 2,29
Valor Nível de Cinza Esp.	41	41	41

Espectro Refletido - Os valores de radiância, obtidos conforme procedimento descrito no item anterior, foram primeiramente convertidos para reflectância exoatmosférica, corrigidos quanto às interferências atmosférica e posteriormente convertidos para reflectância aparente de superfície. A conversão para reflectância exoatmosférica normaliza os dados quanto ao ângulo zenital solar (iluminação) e variações da distância Terra-Sol, gerando valores de reflectância observados fora da atmosfera (reflectância exoatmosférica). Este procedimento é baseado em método proposto em MARKHAM & BARKER (1986), revisto por FRASER et al. (1992).

A conversão para valores de reflectância exoatmosférica é procedida segundo a expressão:

$$L'_m = (\pi \cdot L_m) / (F'_o \cdot \cos(\theta_s)) \quad (191)$$

onde L_m = radiância espectral aparente calibrada ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$)
 $F'_o = F_o / R^2$
 $R = d / d'$
 d = Distância Terra-Sol (unidades astronômicas)
 d' = Distância média Terra-Sol = 1 unidade astronômica
 θ_s = ângulo zenital solar (graus)
 F_o = Irradiância solar exoatmosférica

A espessura ótica foi considerada como constante para toda a área de estudo, calculada por meio do modelo Streamer de transferência radiativa. Os resultados gerados por este modelo foram a seguir utilizados para cálculo dos valores de transmitância atmosférica para cada um dos intervalos espectrais (canais 3-5 do sensor AVHRR), bem como dos valores de reflectância aparente a nível da superfície para os canais 1 e 2 (espectro refletido), esta última segundo a expressão:

$$\rho = f / (1 + s \cdot f) \quad (192)$$

onde s = razão de retorno por espalhamento
 $f = (L'_m - L'_o) / (F'_d \cdot \tau)$
 L'_m = calculado segundo expressão acima
 F'_d = fluxo normalizado na superfície (irradiância da coluna)
 L'_o = radiância normalizada
 τ = transmitância

ou ainda por meio da expressão proposta em KIMES E HOLBEN (1992):

$$\rho = \frac{(L - L_0)}{\left(\frac{F_o T}{\pi} + L_s \bar{s} - L_0 \bar{s} \right)} \quad (193)$$

onde L é a radiância, L_0 a radiância atmosférica (path radiance), L_s a razão de retorno e F_o a irradiância exoatmosférica.

Espectro Emissivo - A correção dos processos de atenuação para os canais correspondentes ao espectro emissivo (3, 4 e 5) foi efetuada segundo valores de transmitância e caminho ótico atmosféricos estimados para cada um dos intervalos espectrais considerados. Estes valores foram diretamente utilizados na estimativa dos valores de temperatura da superfície, conforme procedimento detalhado em tópico subsequente. Ao final deste procedimento, foram obtidos os valores de temperatura de brilho a nível do sensor (T_{TOA}) para os bandas do espectro emissivo (canais 4 e 5).

4.3.1.3 - Correção Geométrica e Registro de Imagens

Estes procedimentos compreenderam, basicamente, (i) correção de distorções intrínsecas ao processo de imageamento e registro das informações por parte do sistema sensor orbital, (ii) referenciamento das informações contidas em uma imagem NOAA em relação a outra imagem correspondente ao período noturno ou diurno (registro de imagens) e (iii) ao registro das imagens com referência a uma base cartográfica com projeção conhecida (correção geométrica).

A primeira fase de processamento objetivou proceder a uma primeira correção dos erros geométricos de imagem, derivados de condições intrínsecas ao processo de imageamento e estabilidade da plataforma orbital. Este procedimento foi efetuado com base em informações coletadas pela própria plataforma orbital (efemérides) e características ótico-operacionais do sistema sensor (NOAASIS). Descrição detalhada dos procedimentos e algoritmos utilizados pode ser encontrada em MATHER (1987) para uma abordagem mais genérica e em MORENO & MELIÁ (1993) quanto a métodos especificamente aplicados às imagens NOAA-AVHRR.

O segundo procedimento visou estabelecer uma correspondência espacial entre as coordenadas de uma imagem em relação a outra imagem de um mesmo local. Ao final deste procedimento as imagens apresentaram correspondência quanto às coordenadas espaciais dos pixels com um desvio não superior a 0,5 pixel. A

correção geométrica das imagens objetivou, por outro lado, transformar o sistema de coordenadas das imagens (u, v), sujeita a inúmeras distorções intrínsecas à trajetória orbital da plataforma NOAA, para uma projeção geográfica conhecida (p.e, UTM).

As operações em ambos os casos (ii e iii) apresentam semelhanças quanto aos procedimentos básicos de coleta de pontos de controle (referenciais), a partir dos quais as imagens são rotacionadas e corrigidas. Para o registro entre imagens, adotou-se uma imagem como referência, a partir da qual as demais imagens foram registradas. Este procedimento foi realizado com base em uma série de pontos de controle (referenciais) detectáveis em todas as imagens (aprox. 30 pontos por imagem). Com base nestes pontos de referência as imagens foram registradas por interpolação (polinômios de segundo grau - método de interpolação espacial por vizinho mais próximo).

A correção geométrica diferiu quanto a origem dos pontos de controle e resultado final. Os pontos de controle foram amostrados a partir de uma base cartográfica - neste caso cartas IBGE escala média 1: 250.000, tendo-se amostrados, em média, 30 pontos por imagem. Ao final obteve-se imagens rotacionadas (orientadas para o norte geodésico em contraposição a orientação da órbita original do satélite, com ângulo de inclinação médio de 98°), geometricamente corrigidas e com escala e projeção geográficas definidas.

O fluxo de processamento correspondeu a: (1) correção geométrica básica (nível 1a), (2) registro das imagens e (3) correção geométrica de todo o conjunto de imagens. Estes procedimentos foram efetuados após calibração e correção atmosférica, na medida em que a interpolação dos dados procedida para registro e correção das imagens implica em modificação dos valores originais. Como resultante dos procedimentos de calibração e correção atmosférica, foram derivadas imagens denominadas nível 1b, em formato adequado aos procedimentos de análise digital subsequentes.

4.3.1.4 - Índice de Vegetação e Índice de Área Foliar

Foi utilizado o índice de vegetação proposto em HUETE (1988) (SAVI), na medida em que este permite a correção, mesmo que parcial, das interferências espectrais e de brilho advindas do sistema solo/substrato. Concomitantemente, foram calculados os valores correspondentes ao índice de vegetação Razão Normalizada para efeito comparativo. Tal procedimento decorreu, em parte, da maior aceitabilidade e aplicabilidade deste índice frente àqueles que consideram a linha de reflectância dos solos, a exemplo do índice SAVI. Discussão detalhada da estrutura lógica e fundamentação teórica destes modelos encontra-se descrita na seção 2.3.4. A formulação genérica deste índice pode ser representada por meio da seguinte expressão:

$$SAVI = 1,5 \frac{R_2 - R_1}{R_2 + R_1 + 0,5} \quad (194)$$

onde R_1 e R_2 correspondem aos valores de reflectância aparente registrados para os intervalos espectrais do vermelho e infravermelho próximo (bandas 1 e 2 do sensor AVHRR-2). As constantes representam fatores de correção para linha de reflectância aparente e brilho do solo (valor genérico de uso global - HUETE, 1988).

O índice de área foliar foi obtido a partir da expressão (PRICE, 1992; PRICE & BAUSCH, 1995):

$$IAF = \frac{1}{2c_2} \ln \left[\frac{(R - 1/r_\infty)(r_s - r_\infty)}{(R - r_\infty)(r_s - 1/r_\infty)} \right] \quad (195)$$

onde R corresponde aos valores de reflectância aparente registrados pelo sensor para o canal no intervalo do visível (vermelho), r_∞ o valor de reflectância de uma cobertura vegetal densa ($IAF \rightarrow \infty$), r_s a reflectância aparente registrada para solo exposto, a e b a declividade e interseção da curva de regressão entre os valores de reflectância aparente do solo para os canais 1 e 2 (ou da linha de reflectância do solo segundo a relação $r_{s2} = a r_{s1} + b$).

4.3.1.5 - Emissividade de Superfície

A estimativa dos valores de emissividade de superfície foi procedida por meio de método inicialmente proposto em PRICE (1984) e aprimorado em SCHMUGGE et al. (1991) e VIDAL (1991). Os valores de emissividade são estimados a partir da diferença observada entre as temperaturas de brilho registrada por dois ou mais canais (bandas) espectrais que compartilham uma mesma janela atmosférica (a exemplo dos canais 4 e 5 do sensor AVHRR).

Procede-se inicialmente ao cálculo da temperatura de brilho por meio de expressão proposta em PRICE (1984). Supondo uma emissividade média de $\varepsilon = 0,96$, tem-se a seguinte relação:

$$T_B = T_4 + 3.03 (T_4 - T_5) \quad (196)$$

onde T_4 e T_5 correspondem as temperaturas de brilho registradas para os canais 4 e 5 do sensor AVHRR-2. Esta expressão decorre de inúmeras observações efetuadas em superfícies terrestres e oceânicas, sendo válida para uma representação mais genérica.

Com base no valor de T_B (eq. 196), estima-se a temperatura de superfície T_S a partir da expressão (BECKER, 1987):

$$T_s - T_B = 50 \frac{1 - \bar{\varepsilon}}{\bar{\varepsilon}} - 300 \frac{\varepsilon_4 - \varepsilon_5}{\bar{\varepsilon}} \quad (197)$$

onde ε representa o valor médio de emissividade ($\varepsilon = \varepsilon_4 + \varepsilon_5 / 2$) e ε_4 e ε_5 os valores de emissividade atribuídos a cada um dos canais do sensor AVHRR-2.

Com base nos valores de temperatura de brilho e de superfície (T_B e T_S), procede-se, a seguir, ao cálculo dos valores de radiância por meio da equação de Planck:

$$R_i(T) = \frac{C_1 v_i^3}{\exp \frac{C_2 v_i}{T} - 1} \quad (198)$$

onde os termos C_1 e C_2 correspondem as constantes de Planck, v_i ao comprimento de onda central de cada um dos canais do sensor AVHRR-2 e T a temperatura considerada (T_B ou T_S).

A partir dos valores de R_i calculados, procede-se a estimativa da emissividade, segundo a expressão:

$$\varepsilon_i = \frac{R_i(T_{Bi}) - R_{\downarrow i}}{R_i(T_S) - R_{\downarrow i}} \quad (199)$$

A eq. 199 implica em procedimento iterativo para aproximação dos valores de emissividade de cada um dos canais (ε_4 e ε_5). Procede-se a iteração de forma a minimizar a variância observada entre os valores estimados em função do valor de emissividade média inicial, neste caso $\varepsilon = 0,96$.

Este procedimento, apesar de interessante do ponto de vista operacional, requer a calibração dos valores encontrados. Esta depende, por sua vez, da disponibilidade de índices de emissividade obtidos em condições de campo, correspondentes aos padrões do solo/substrato e cobertura vegetal. Para cultura de cana de açúcar é freqüente a indicação de valor médio de $\varepsilon = 0,96$ como representativo. Para coberturas vegetais densas observa-se com freqüência valores próximos ao intervalo de 0,97 - 0,98.

Cabe ressaltar, todavia, que as expressões acima, a exceção da equação de Planck, correspondem a modelos empíricos derivados de observações efetuadas em diferentes condições ambientais, sendo assim designados apenas a uma primeira aproximação. Modelos mais robustos, a exemplo do proposto em BECKER & LI (1990a) e GILLESPIE et al. (1996), embora teoricamente fundamentados, apresentam uma série de dificuldades operacionais. Sua implementação depende de registros entre imagens noturnas e diurnas com níveis excepcionais de acuracidade

e/ou da disponibilidade de índices de emissividade referenciais, obtidos por meio de medições em campo (CASELLES et al., 1995).

4.3.1.6 - Estimativa da Temperatura de Superfície

Foram utilizados os modelos propostos em PRICE (1984), BECKER (1987), BECKER & LI, (1993), ULVIERI et al. (1994) e COOL et al. (1994), cujas descrições detalhadas podem ser encontradas na seção 2.3.6.1. O modelo proposto em PRICE (1984) corresponde a primeira tentativa em se estimar a temperatura de superfícies terrestres por meio de registros orbitais, representando um desenvolvimento direto dos primeiros modelos voltados a estimativa da temperatura de superfícies oceânicas. O modelo de BECKER & LI (1993b) foi igualmente desenvolvido com base em experiências acumuladas na observação do comportamento de superfícies oceânicas, representando a primeira tentativa em se estabelecer as influências exercidas pelos fatores emissividade e atmosfera sobre as estimativas da temperatura de superfícies terrestres.

A opção pelo índice UVM deveu-se a que este modelo foi o que apresentou o melhor desempenho e estabilidade quando comparado aos demais, em particular quanto a sensibilidade deste frente a desvios decorrentes das incertezas intrínsecas às estimativas dos valores de emissividade de superfície e de interferência atmosférica (PRATA, 1994).

4.3.2 - Parâmetros do Modelo de Balanço Energético

A figura 16 representa fluxograma simplificado dos procedimentos adotados para estimativa dos parâmetros do modelo de balanço energético. Nos tópicos subsequentes foi procedido detalhamento de cada uma das etapas, sendo as mesmas fundamentadas em assertivas e bases teóricas expostas acima.

4.3.2.1 - Resistência Aerodinâmica e Adicional

A resistência aerodinâmica ao fluxo de calor e momento foi estimada com base nas eqs. 94-97, complementada por estimativa da resistência adicional ou excedente, segundo MORAN et al. (1994) e VIDAL & PERRIER (1990), correspondendo aos termos r_{ss} e r_0 (eqs. 93 e 99). Os fatores de rugosidade de superfície foram estimados segundo expressões propostas em CHOUDHURY & MONTEITH (1988) e ainda segundo BRUTSAERT (1982), sendo expressas segundo as eqs.200-201 e 202-203.

$$d_0 = 1,1h \ln \left[1 + (0,2 IAF)^{1/4} \right] \quad (200)$$

$$z_0 = 0,3h(1 - d_0 / h) \quad (201)$$

onde IAF é o Índice de Área Foliar, estimado segundo PRICE & BAUSCH (1995). Como alternativas tem-se, ainda, os modelos definidos em SHUTTLEWORTH & WALLACE (1990), não utilizados em primeira instância, descritos como:

$$d_0 = 2h / 3 \quad (202)$$

$$z_0 = h / 7,35 \quad (203)$$

O fator de resistência aerodinâmica foi calculado segundo as equações 94 e 95 para condições de atmosfera estável e instável, respectivamente. Utilizou-se, ainda, modelo proposto em VIDAL & PERRIER (1990) para estimativa do fator de resistência aerodinâmica instantâneo, como segue:

$$r_{ai} = \frac{\ln^2(z_a / z_0) \bar{u}}{k^2} \quad (204)$$

onde u é a velocidade média diária do vento (em $m s^{-1}$), z a altura de medida das variáveis meteorológicas, k é a constante de von Karman ($\approx 0,4$) e z_0 a rugosidade da superfície, calculada segundo eq. 201.

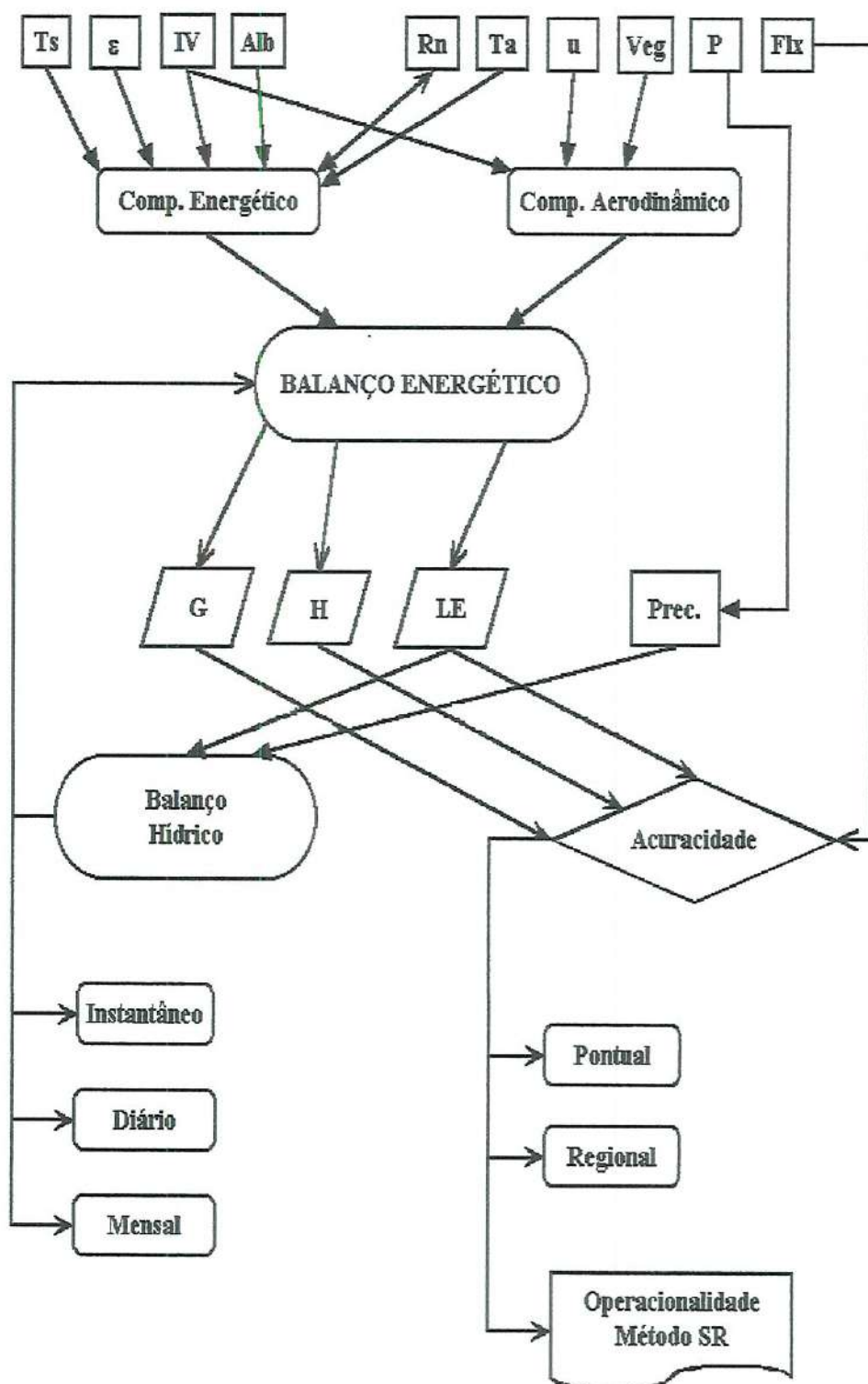


FIGURA 16 - Fluxograma simplificado dos procedimentos adotados para estimativa dos diversos componentes do balanço energético a partir de dados amostrados por sensores remotos orbitais e obtidos a nível da superfície por estação climatológica.

O fator de resistência adicional ou excedente, r_{ss} , foi estimado segundo a eq. 99. O fator de resistência da cobertura vegetal (r_0 - resistência estomatal) foi calculado segundo proposição de VIDAL & PERRIER (1990), descrita como:

$$r_0 = r_{0\max} (IAF/IAF_{\max}) \quad (205)$$

onde o valor $r_{0\max}$ corresponde a resistência média atribuída à cultura de cana de açúcar. Assume-se um valor de $r_{0\max} = 40$ m/s como representativo (VIDAL, 1991).

4.3.2.2 - Radiação Líquida

O método empregado combina observações em superfície (estação climatológica) para medição da radiação incidente e estimativas da radiação de retorno por meio de sensores remotos orbitais. Desta forma, o balanço de radiação foi obtido por meio da expressão:

$$R_n = (1 - \alpha)R_s \downarrow + \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (206)$$

onde α é o albedo de superfície, σ a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_a a temperatura do ar próximo a superfície (°K), T_s a temperatura de superfície, estimada a partir de dados amostrados por sensor remoto orbital (°K), ε_a e ε_s as emissividades do ar e superfície. $R_s \downarrow$ foi medida por meio de piranômetro no local (estação climatológica). Assume-se como desprezível a variação espacial deste parâmetro com referência a região estudada. Os valores encontrados por meio da eq. 206 foram confrontados com valores obtidos a nível local na estação climatológica para efeito de calibração e análise de sensibilidade do modelo.

4.3.2.3 - Albedo

O albedo foi calculado de acordo com expressão proposta em BREST e GOWARD (1987), representada por uma soma ponderada dos valores de reflectância aparente registrados nos canais correspondentes ao espectro refletido (canais 1 e 2). Para superfícies com cobertura vegetal densa os autores sugerem a expressão:

$$\alpha = 0,526\rho_v + 0,418\rho_{ivp} \quad (207)$$

onde ρ_v e ρ_{ivp} representam os fatores de reflectância bidirecional da superfície nos intervalos do espectro correspondentes ao vermelho e infravermelho próximo, respectivamente. Para condições de cobertura vegetal esparsa (com exposição do solo) e índices de vegetação inferiores a 0,5, foi utilizada outra expressão proposta em TUCKER et al. (1985), dada por:

$$\alpha = 0,526\rho_v + 0,474\rho_{ivp} \quad (208)$$

4.3.2.4 - Calor no Solo/Substrato (Fator G)

Embora considerado como desprezível para períodos mais longos de integração (> 1 dia), o fluxo de calor sensível no solo foi calculado segundo eq. 80 e espacializado por meio de equação proposta em BARET & GUYOT (1991):

$$G = R_n \left[0,4 \left(\frac{IV_{max} - IV}{IV_{max} - IV_{min}} \right) \right]^\delta \quad (209)$$

onde IV_{max} corresponde ao valor máximo encontrado para o índice de vegetação empregado, IV_{min} o menor valor e IV o valor atribuído a cada pixel. $\delta = (k/k')$, onde k é o coeficiente de extinção correspondente ao índice de vegetação (neste estudo o índice SAVI).

4.3.3 - Estimativa dos Fluxos H e LE

4.3.3.1 - Calor Sensível (Fator H)

A eq. 82 foi utilizada para a estimativa de valores de H com base na assertiva de resistência adicional (eq. 100), conforme discutido em MORAN et al. (1994), dentre outros.

4.3.3.2 - Calor Latente (Fator LE)

Fator estimado como elemento residual da equação de balanço energético.

4.3.4 - Estimativa dos Índices de Evapotranspiração

Os fluxos de calor sensível (H_i) e latente (LE_i) instantâneos correspondem aos resultados imediatos alcançados por meio da aplicação dos modelos expostos acima, com base nos dados amostrados por sistema sensor orbital e sensores instalados em estação climatológica. As estimativas dos fluxos turbulentos de calor foram obtidos por meio de dados amostrados por sensores instalados na estação climatológica. Estas foram utilizadas para calibração e avaliação da acuracidade dos modelos e métodos empregados.

4.3.5 - Avaliação do Acuracidade das Estimativa dos Fluxos

Procedida com base em análise comparativa das estimativas dos fluxos de calor sensível e latente (baseadas em dados do sensor AVHRR) e medições efetuadas por estação climatológica instalada no local de estudo. Para esta avaliação foram considerados apenas registros espacialmente coincidentes, ou seja, apenas os valores obtidos para o pixel correspondente ao local onde encontra-se instalada a estação climatológica.

4.3.6 - Avaliação Operacional

A avaliação da operacionalidade dos métodos de parametrização aplicados neste estudo decorreu de uma análise de diferentes indicadores, alguns de carácter quantitativo, a exemplo dos desvios encontrados entre medidas efetuadas em campo e estimativas via sensoriamento remoto. Foram analisadas, ainda, questões relativas às potencialidades e dificuldades inerentes a operacionalização deste método frente as necessidades de equipamentos e pessoal especializado.

5.0 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 – DADOS ESTAÇÃO CLIMATOLÓGICA IAG/USP

Foram considerados apenas os registros correspondentes aos meses de julho e agosto, de forma a ilustrar o comportamento de alguns dos parâmetros meteorológicos monitorados, tais como precipitação, irradiância e vento. Destes, apenas os dados referentes aos dias de imageamento foram diretamente utilizados na estimativa do balanço de energia, em particular radiação global (K_i - irradiância), umidade específica (q), temperaturas do ar (T_a) e velocidade do vento (u). As tabelas 09 a e b apresentam resultados de análise estatística descritiva correspondentes aos meses de julho e agosto, respectivamente.

Ademais dos parâmetros básicos, foram ainda calculados os valores referentes aos termos LE e H da equação de balanço energético por meio do método de “Eddy Correlation”, segundo valores amostrados por sensores específicos instalados na estação climatológica IAG/USP. Os parâmetros meteorológicos foram amostrados a cada 10”, integrados em médias de 10’ e expressos em médias de 30’ e apresentados de forma concisa em termos de médias horárias. Medidas de fluxo foram integradas como médias para intervalos de 30’ e apresentadas como médias horárias.

Dois aspectos despertam maior atenção em uma primeira análise dos dados. O primeiro refere-se a quase completa ausência de precipitação durante os dois meses analisados. Foi registrada precipitação apenas em um dia do mês de julho, mesmo assim com valores reduzidos. O outro aspecto refere-se a variabilidade observada em alguns dos parâmetros do balanço energético, em especial temperatura do ar e do solo e radiação global e líquida. As figuras 17 e 18 representam os valores

de temperatura do ar (medida a cerca de 2 metros de altura) e do solo (10 cm) registradas para o mês de agosto e a relação entre a Radiação Global Incidente (Ki) e a Radiação Líquida (Rn) para o mesmo período, respectivamente. Ademais dos parâmetros acima citados, foram ainda monitorados a velocidade do vento (u) e umidade específica (q), conforme representado nas figuras 19 e 20. Registros dos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) para o mês de agosto de 1997 encontram-se representados na figura 21.

TABELA 09 a e b – Estatística descritiva relativa aos dados meteorológicos básicos coletados por meio de estação climatológica IAG/USP, bem como valores de fluxo (LE e H) calculados segundo método de “Eddy Correlation”, para os meses de julho (a) e agosto (b) de 1997.

a)

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Des. Pdr	Skewness	Kurtosis
Ki	149.0913	0.0700	640.9700	42709.44	206.6626	1.03580	-0.5290
Kr	23.3463	0.0000	91.0700	964.77	31.0607	0.87537	-0.8904
Rn	88.9640	-53.8700	494.6500	31623.12	177.8289	1.04610	-0.5205
P	0.0117	0.0000	4.2000	0.03	0.1791	20.19481	439.4577
Ta	20.5849	12.3900	28.5800	16.57	4.0712	0.03641	-1.1235
q	12.3743	8.8900	16.1100	2.62	1.6176	0.01106	-0.8823
Dir	143.6388	0.0000	329.9000	5712.85	75.5834	-4.40617	69.5492
u	2.5283	0.0000	8.2000	1.55	1.2460	0.52948	0.6292
Ts	20.8535	15.8000	27.7300	9.51	3.0846	0.44721	-0.9257
LE	52.3341	-44.5100	315.4000	6544.33	80.8970	1.17490	-0.0423
H	35.8676	-82.2300	295.7200	8278.50	90.9863	1.01473	-0.1513

b)

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Des. Pdr	Skewness	Kurtosis
Ki	186,8439	0,0000	765,5000	65274,33	255,4884	1,013875	-0,53836
Kr	27,9658	0,0000	99,7000	1289,29	35,9066	0,785310	-1,06142
Rn	116,5214	-52,8100	593,4500	45104,95	212,3793	0,970468	-0,66221
P	0,0000	0,0000	0,0000	0,00	0,0000		
Ta	21,9590	8,6700	32,2100	24,37	4,9362	-0,062578	-0,76890
q	12,9107	6,9300	17,6500	5,58	2,3615	-0,033417	-0,83550
Dir	142,3244	0,0000	329,6700	4266,61	65,3193	0,226977	0,11755
u	3,0445	0,0000	7,3400	2,26	1,5040	0,375871	-0,21548
Ts	23,4042	15,6100	33,1600	15,59	3,9484	0,403407	-0,67115
LE	65,2256	-42,9800	344,2700	9164,00	95,7288	1,139547	-0,11739
H	49,7493	-81,3800	379,5200	12347,60	111,1197	1,034059	-0,12430

Ki – Irradiância Global Incidente (W/m^2), Kr – Irradiância Refletida (W/m^2), Rn – Radiação Líquida (W/m^2), P – Precipitação (mm), Ta – Temperatura do Ar ($^{\circ}C$), q – Umidade (mb), Dir – Direção do Vento ($^{\circ}$ rad), u – Velocidade do Vento (m/s), Ts – temperatura do Solo ($^{\circ}C$), LE – Fluxo de Calor Latente (W/m^2), H – Fluxo de Calor Sensível (W/m^2).

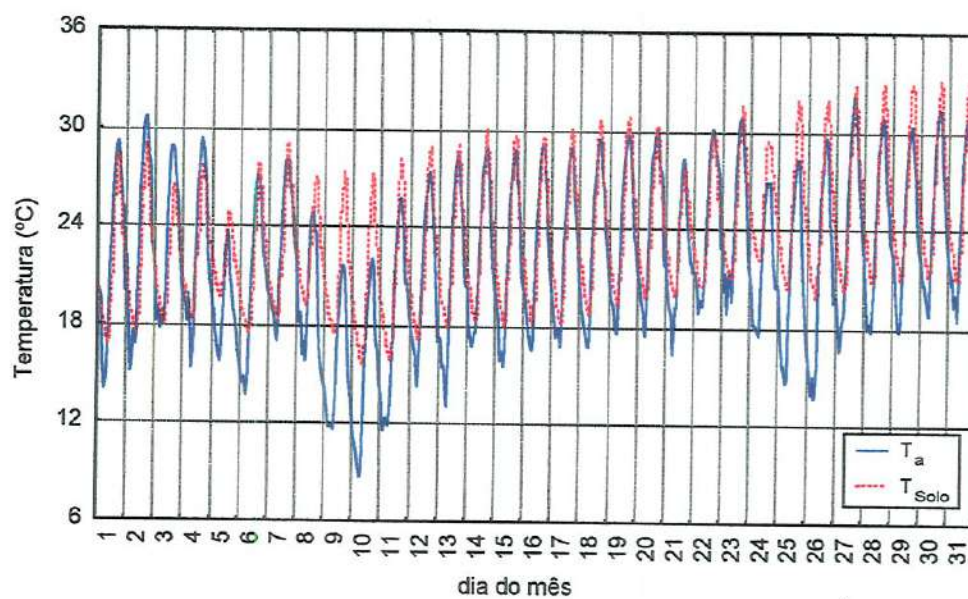


FIGURA 17 – Temperatura do ar (T_a) e temperatura do solo (T_s), medidas por sensores instalados em estação climatológica IAG/USP, para o mês de agosto de 1997.

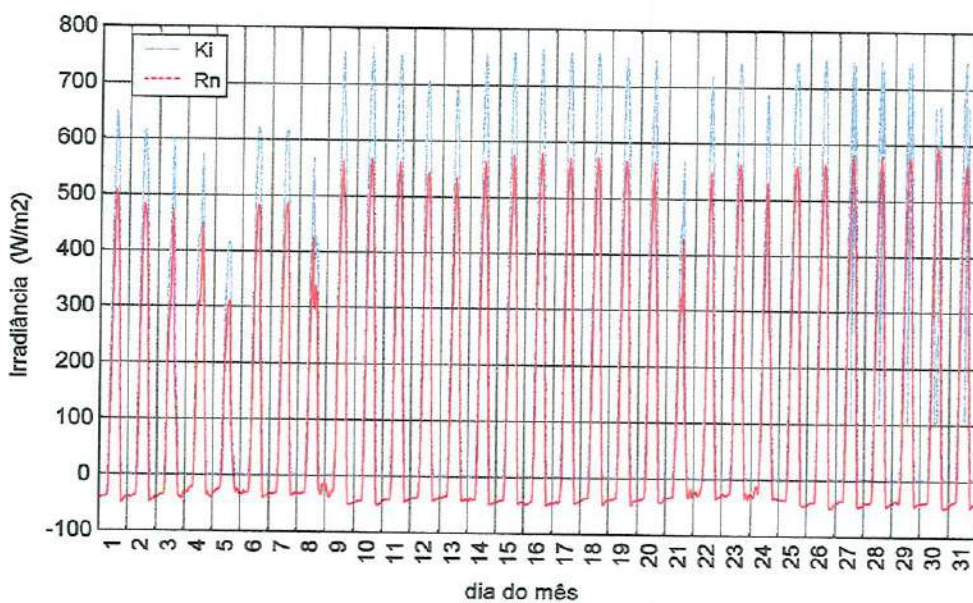


FIGURA 18 – Radiação global incidente (K_i) e radiação líquida (R_n), medidas por sensores instalados em estação climatológica IAG/USP, para o mês de agosto de 1997.

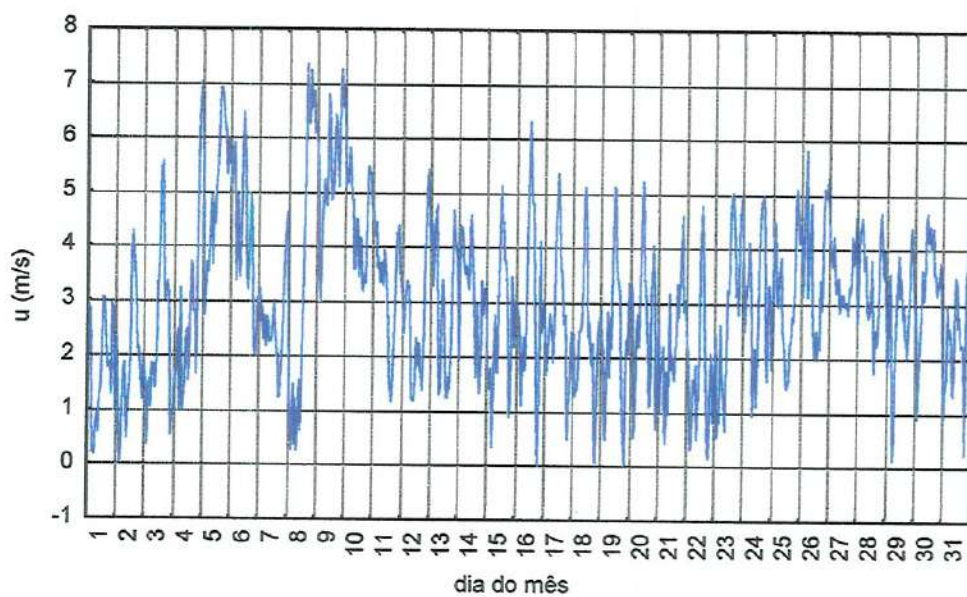


FIGURA 19 – Velocidade do vento (u), medida por sensores instalados em estação climatológica IAG/USP, para o mês de agosto de 1997.

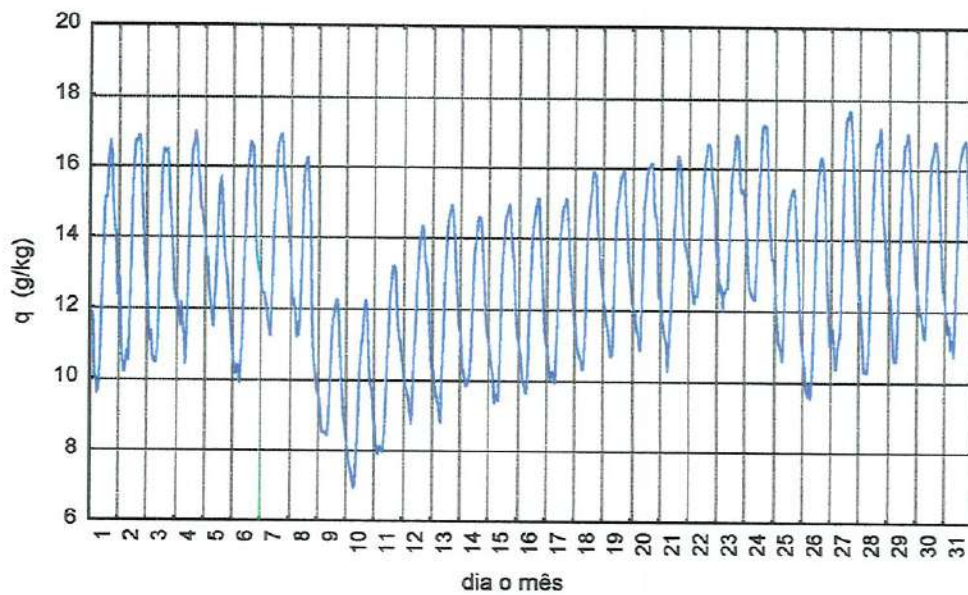


FIGURA 20 – Umidade específica (q), em g/kg, registrada por estação climatológica IAG/USP para o mês de agosto de 1997.

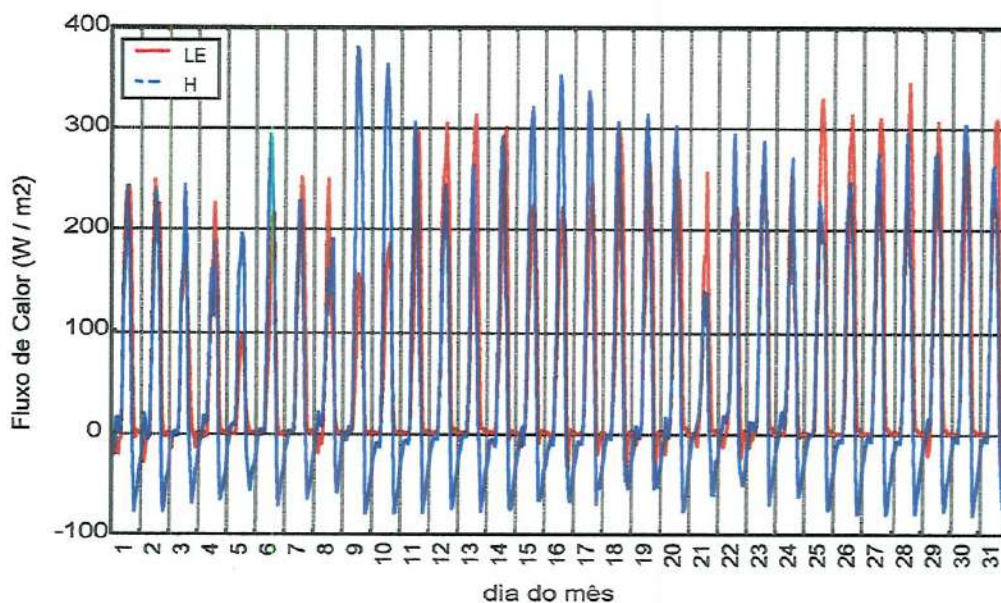


FIGURA 21 – Fluxos de Calor Latente (LE) e Calor Sensível (H) registrados por estação climatológica IAG/USP para o mês de agosto de 1997.

5.2 – SENSORIAMENTO REMOTO

A seleção das imagens utilizadas neste estudo foi efetuada por meio da análise de um conjunto de imagens adquiridas pela empresa Oceansat, compreendendo o período de julho/agosto de 1997. Os critérios de seleção empregados corresponderam a uma avaliação qualitativa com base nos níveis de ruídos aleatórios ou sistemáticos observados em cada uma das bandas, geometria de iluminação e visada e ainda quanto à ausência de cobertura de nuvens sobre a área de interesse. A qualidade dos dados brutos está relacionada, assim, à ausência de ruídos, falhas de imageamento e quaisquer outras imperfeições decorrentes da operação imprópria da estação receptora, bem como de falhas operacionais do sistema sensor.

Problemas relacionados ao nível de ruído (sinais aleatórios ou sistemáticos independentes do contexto imageado) foram particularmente frequentes

no mês de julho, inviabilizando a utilização de imagens deste período. Imagens correspondentes ao mês de agosto apresentaram qualidade superior. A geometria de imageamento foi analisada de forma a permitir a exclusão de imagens com alto grau de distorção (em especial nas bordas) decorrentes de ângulos de imageamento elevados (ângulo zenital de visada $> 55^\circ$). Idêntica consideração foi adotada quanto aos padrões de iluminação, de forma a evitar variações muito grandes nos valores de radiância registrados em um conjunto (imagem correspondente a um dia / passagem) e entre as diferentes datas de imageamento.

As imagens pré-selecionadas foram a seguir avaliadas quanto a cobertura de nuvens, utilizando-se para tal modelo de rastreamento baseado na temperatura de brilho a nível orbital (TOA) registrada por meio dos canais 4 e 5 (infravermelho termal) do sensor AVHRR. Estabeleceu-se um limiar mínimo de 287 °K, excluindo-se as imagens que apresentaram temperaturas de brilho (a nível do satélite TOA) inferiores sobre a área de interesse. A lógica deste procedimento consiste em se considerar um limite mínimo para os registros de temperatura de brilho a nível da plataforma orbital (TOA) como indicador das condições de cobertura de nuvens. Ao final foram selecionadas imagens correspondentes a cinco dias do mês de agosto, consideradas adequadas para as análises pretendidas.

Problema adicional foi encontrado para obtenção de imagens noturnas, na medida em que este não constitui procedimento usual para a maioria dos usuários do sistema NOAA/AVHRR. O registro noturno ficou restrito a apenas uma data, ao contrário de procedimento previsto no planejamento experimental, o qual contemplava a aquisição de pares noturnos para todas as imagens. A tabela 10 apresenta a lista das imagens efetivamente utilizadas neste estudo, discriminando a data de passagem, elevação e demais aspectos relativos a geometria de imageamento e iluminação.

O número e continuidade de imagens disponíveis para determinado período e região corresponde a um dos principais entraves a operacionalização dos procedimentos de monitoramento ambiental com base em imagens NOAA-AVHRR, em especial quando estabelece-se como objeto de investigação estimativas

quantitativas de determinados parâmetros geofísicos e/ou biofísicos. O desenvolvimento de estudos baseados em imagens NOAA sofrem limitações freqüentes em decorrência desta restrição, sendo raro encontrar exemplos em literatura de operações bem sucedidas na obtenção de imagens de boa qualidade por períodos superiores a cinco dias (de forma contínua).

TABELA 10 - Lista de imagens NOAA utilizadas, relacionando dia juliano, horário e geometria de imageamento - ângulo zenital solar e de visada, ângulo azimutal e elevação, bem como altitude média da plataforma orbital.

Dia	Cod.	Sat	hora loc.	Elev max.	Azim	Zen. Sol	Zen Vis	Alt.
18/08/97	97230d	14	14,55	57	227	35,52	51 - 54	867
19/08/97	97231d	14	14,44	74	301	31,30	49 - 53	866
26/08/97	97238d	14	15,08	44	218	31,30	52 - 56	868
27/08/97	97239d	14	14,57	52	220	32,39	50 - 54	867
28/08/97	97240d	14	14,46	69	206	32,56	48 - 50	867
28/08/97	97240n	12	19,20	31	*	-99	49 - 51	868

Sufixos d e n correspondem aos períodos diurno e noturno, respectivamente. Valores dos ângulos zenital solar para imagens noturnas foram estabelecidos como -99 para efeito de simulação com modelo Streamer.

As condições atmosféricas (em particular quanto a cobertura de nuvens) representam igual entrave ao desenvolvimento deste tipo de investigação. Quando objetiva-se o resgate de parâmetros quantitativos em níveis adequados de acuracidade e precisão, é necessário estabelecer condições de contorno extremamente rígidas, restringindo a análise apenas às imagens classificadas como ideais ("golden days"). A presença de nuvens implica em um aumento expressivo da complexidade dos processos de correção atmosférica, envolvendo níveis de incerteza por vezes inaceitáveis.

Foram observadas dificuldades operacionais ocasionadas, ainda, pela impossibilidade em se estabelecer uma estratégia de registro das imagens (programação da estação de rastreamento) voltada a uma demanda específica - parametrização de modelos de balanço energético. A título de exemplo, as imagens

correspondentes ao espectro refletido (canais 1 a 3 do sensor AVHRR-2), obtidas durante passagem 230, são apresentadas nas imagens 01 a 03.

5.2.1 - Correção Atmosférica

Conforme observado no capítulo material e métodos, foram empregadas estratégias distintas para correção dos efeitos atmosféricos observados nos intervalos correspondentes ao espectro emissivo e refletido. Tal procedimento foi adotado devido à predominância e particularidades de determinados processos, seja espalhamento ou absorção, em função do intervalo espectral considerado. Ambos os procedimentos de correção exigiram o reconhecimento prévio de determinadas funções forçantes, ou seus indicadores, tal como espessura ótica e retroespalhamento por aerossóis no caso de comprimentos de onda curtos (vermelho e infravermelho), ou transmitância e taxas de absorção por vapor de água para intervalos de comprimentos de onda longos (infravermelho termal).



IMAGEM 01 – Imagem correspondente intervalo espectral do canal 1 (0,58-0,68 μm) do sensor AVHRR-2, adquirida no dia 230.



IMAGEM 02 – Imagem correspondente ao intervalo espectral do canal 2 (0,725-1,0 μm) do sensor AVHRR-2, adquirida no dia 230.



IMAGEM 03 – Imagem correspondente ao intervalo espectral do canal 3 (3,55-3,93 μm) do sensor AVHRR-2, adquirida no dia 230.

Estas informações foram obtidas por meio da simulação dos processos de transferência radiativa projetados para determinado perfil atmosférico (modelo Streamer). Procedeu-se, desta forma, ao cálculo dos valores de radiância e irradiância (fluxo) em intervalos de comprimentos de onda correspondentes aos cinco canais do sistema sensor AVHRR-2. Exemplos dos resultados obtidos nestas simulações são apresentados nas tabelas 11 e 12, reportando valores referentes aos níveis altimétricos e intervalos espectrais considerados.

Para efeito de simulação, optou-se por utilizar como referência à média dos perfis atmosféricos correspondentes aos modelos climatológicos das estações de verão e inverno em latitude média e da região tropical. Relatos em literatura (PERRY & MORAN et al., 1994; KAUFMAN & TANRÉ., 1996) indicam que a utilização de padrões climatológicos como descritores de perfis atmosféricos, muito embora encerre algumas incertezas, apresenta-se como procedimento aceitável na ausência de registros de radiosondagem sincrônicos à passagem do satélite. Ao final, optou-se pela emprego da média ponderada derivada da soma dos valores indicados por cada um destes modelos climatológicos. Valores de espessura ótica e espalhamento por aerossóis corresponderam, desta forma, à média daqueles definidos como padrão para cada um dos perfis. A tabela 13 representa perfil atmosférico correspondente a região tropical como exemplo.

Ademais dos perfis atmosféricos definidos acima, foram utilizados os modelos de dispersão e concentração de aerossóis correspondente a zona rural, com visibilidade média de 5 km nos dois primeiros km da atmosfera e 23 km entre 2 -10 km de altitude, considerado-se, ainda, a ocorrência do fenômeno de espalhamento por aerossóis a nível da estratosfera. Utilizou-se 24 faixas de simulação para o intervalo de comprimentos de onda curtos e 30 para o intervalo de comprimentos de onda longos e 24 coeficientes de Legendre para cálculo das funções de fase.

Segundo método proposto em FRASER et al. (1992), os procedimentos de correção para as bandas no intervalo refletido do espectro se resumiram ao cálculo dos valores de reflectância aparente a nível de superfície. Ou ainda, de acordo com FRASER et al. (1992), ao reconhecimento da relação entre radiância

registrada pelo sensor orbital - calculada por meio da correção radiométrica e calibração dos dados brutos - e o fator de reflectância bidirecional observado a nível de superfície. Tal procedimento foi efetuado por meio da supressão dos efeitos aditivos derivados do retroespalhamento atmosférico, assim como por sua função inversa derivada do efeito de absorção por vapor de água e principais gases atmosféricos.

TABELA 11 - Irradiância (fluxo em W/m^2), simulada para 25 níveis altimétricos na coluna atmosférica, correspondente ao intervalo de comprimento de onda da banda 5 (10,64 - 12,50 μm) do sensor AVHRR-2, durante passagem do dia 230.

Alt. (Km)	DirSW Down	DifSW Down	TSW Down	LW Down	DifSW Up	LW Up	Net	Taxa Aquec.
100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,59	-23,59	-0,031
70,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,59	-23,59	-0,003
50,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,59	-23,59	-0,008
45,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,59	-23,59	-0,003
40,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,59	-23,59	0,000
35,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,59	-23,59	0,000
30,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,59	-23,59	0,000
25,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,59	-23,59	0,000
20,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,59	-23,59	0,000
15,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	23,60	-23,59	0,000
14,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	23,60	-23,59	0,000
13,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	23,60	-23,60	0,000
12,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	23,61	-23,60	0,000
11,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	23,61	-23,60	0,000
10,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	23,62	-23,60	-0,001
9,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	23,63	-23,60	-0,002
8,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	23,66	-23,58	-0,006
7,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	23,71	-23,54	-0,013
6,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	23,79	-23,45	-0,027
5,00	0,00	0,00	0,00	0,68	0,00	23,92	-23,24	-0,057
4,00	0,00	0,00	0,00	1,40	0,00	24,14	-22,75	-0,121
3,00	0,00	0,00	0,00	2,91	0,00	24,48	-21,57	-0,273
2,00	0,00	0,00	0,00	6,44	0,00	25,09	-18,65	-0,416
1,00	0,00	0,00	0,00	12,23	0,00	26,00	-13,76	-0,457
0,00	0,00	0,00	0,00	18,85	0,00	26,72	-07,86	0,000

Os valores correspondentes à razão entre o retroespalhamento e a radiação refletida pela superfície (em sentido ascendente - s) e à radiância derivada diretamente do retroespalhamento ao longo do caminho ótico atmosférico (path

radiance - L_o), foram estimados segundo método proposto em FRASER et al. (1992), utilizado em experimento semelhante (FIFE). Segundo este método, os valores de radiância de superfície registrados pelo sensor e derivados de simulação, foram submetidos a uma normalização com base em valores de irradiância exoatmosférica, procedendo-se a seguir ao cálculo das demais variáveis.

Ressalta-se que todos os parâmetros e variáveis envolvidos apresentam estreita relação com os fatores geometria de imageamento e iluminação, sendo o reconhecimento destas condicionantes considerado como procedimento de alta criticidade durante correção atmosférica das imagens. A influência de alguns destes fatores foi avaliada por meio de análise de sensibilidade descrita a seguir. Os valores correspondentes a cada uma das variáveis utilizadas na correção da radiância a nível do satélite encontram-se expostos na tabela 14.

Todos os parâmetros foram calculados seguindo a premissa de reflectância de superfície igual a zero durante procedimentos de simulação, adotando-se os valores de ângulo zenital de visada e ângulo azimutal correspondentes ao horário de passagem do satélite. Devido a amplitude espacial da área imageada, foram utilizados os registros de ângulo zenital definidos no próprio sistema imageador (variação de 2 a 4°). Valores de ângulo azimutal, calculados segundo registros internos da plataforma orbital, foram igualmente utilizados nos procedimentos de simulação, considerando-se um único valor para cada imagem (tabela 08).

Na medida em que foi analisado um número reduzido de imagens, optou-se por proceder ao processamento completo de cada uma das imagens e bandas espectrais. Foram, assim, calculados os parâmetros e variáveis de calibração e correção para cada um dos pixels em separado. Procedimento usual, adotado em escala operacional, corresponde à elaboração de tabelas de referência ("look up tables"), as quais encerram as informações necessárias a correção atmosférica, de forma a reduzir os custos computacionais. Valores extrínsecos aos definidos nas tabelas de referência são obtidos por meio da interpolação dos valores estabelecidos em intervalos padrão.

TABELA 12 - Exemplo de resultados obtidos por meio de simulação com modelo Streamer, expressos em valores de radiância ($W/m^2/sr$), para o intervalo espectral representado pelo canal 1 do sensor AVHRR-2 ($0,52 - 0,78 \mu m$). Condições de contorno definidas por três ângulos zenitais de visada (45° , 50° e 55°), um ângulo azimutal (227°) e um ângulo zenital solar ($32^\circ 56'$), este último calculado pelo próprio modelo segundo data e horário de passagem da plataforma orbital e coordenadas geográficas da região estudada.

Alt. (Km)	Ângulo Zenital	Visada	Alt. (Km)	Ângulo Zenital	Visada	
	45°	50°		45°	50°	55°
100,00	7,818	7,632	11,00	7,326	7,168	7,035
70,00	7,818	7,631	10,00	7,242	7,089	6,962
50,00	7,816	7,629	9,00	7,147	7,001	6,879
45,00	7,814	7,628	8,00	7,039	6,901	6,786
40,00	7,812	7,625	7,00	6,916	6,786	6,679
35,00	7,807	7,621	6,00	6,773	6,654	6,555
30,00	7,800	7,613	5,00	6,612	6,505	6,416
25,00	7,784	7,598	4,00	6,430	6,337	6,261
20,00	7,731	7,547	3,00	6,228	6,152	6,089
15,00	7,571	7,397	2,00	5,996	5,939	5,893
14,00	7,521	7,350	1,00	5,719	5,687	5,661
13,00	7,464	7,297	0,00	5,388	5,388	5,388
12,00	7,400	7,236				

A utilização do modelo Streamer para simulação dos processos de transferência radiativa e conseqüente cálculo dos fatores de correção atmosférica deveu-se tão somente a disponibilidade do programa e restrições relativas a plataforma (computador) utilizada. Existem outros modelos de uso mais freqüente, tais como Lowtran 7 ou 6S (KNEIZYS et al., 1988; VERMOTE et al., 1994), tendo-se encontrado apenas um estudo no qual foi empregado este modelo na correção de imagens geradas pelo sistema NOAA/AVHRR.

A premissa de comportamento isotrópico da superfície, considerada como de comportamento lambertiano, é indicada como principal fonte de erro neste procedimento de correção. Ademais, tais modelos pressupõe comportamento estável do perfil atmosférico, premissa esta parcialmente válida para determinados gases atmosféricos, tais como ozônio e CO_2 , mas inadequada para descrever a dinâmica do

vapor de água e aerossóis, cujas concentrações apresentam variações espaço-temporais mais expressivas.

TABELA 13 - Perfil atmosférico correspondente à região tropical Tropical, segundo modelo Streamer, denotando variação nas concentrações dos principais gases atmosféricos, temperatura e vapor de água em cada um dos 25 níveis altitudinais.

	Altitude (km)	Pressão (mb)	T (°K)	H ₂ O (g/m ³)	UR (%)	O ₃ (g/m ³)	Aer (Km ⁻¹)
1	100,00	0,00	210,80	0,000000	0,00	0,0000000	0,000000
2	70,00	0,06	219,50	0,000000	0,00	0,0000001	0,000000
3	50,00	0,85	270,00	0,000004	0,00	0,0000043	0,000001
4	45,00	1,59	264,90	0,000007	0,00	0,0000130	0,000002
5	40,00	3,05	254,30	0,000014	0,00	0,0000410	0,000005
6	35,00	6,00	243,30	0,000028	0,01	0,0000920	0,000010
7	30,00	12,20	232,30	0,000059	0,04	0,0002400	0,000041
8	25,00	25,70	221,30	0,000131	0,26	0,0003400	0,000081
9	20,00	56,60	207,60	0,000308	3,24	0,0001900	0,000366
10	15,00	132,00	203,60	0,000757	13,56	0,0000470	0,000245
11	14,00	156,00	210,40	0,000986	7,24	0,0000450	0,000275
12	13,00	182,00	217,00	0,001790	5,88	0,0000450	0,000321
13	12,00	213,00	223,80	0,006080	9,23	0,0000430	0,000398
14	11,00	247,00	230,40	0,017900	13,50	0,0000410	0,000496
15	10,00	286,00	237,20	0,049000	18,84	0,0000390	0,000708
16	9,00	329,00	243,80	0,121000	25,22	0,0000390	0,001131
17	8,00	378,00	250,60	0,250000	28,82	0,0000390	0,002094
18	7,00	432,00	257,30	0,471000	31,40	0,0000410	0,003871
19	6,00	492,00	264,00	0,860000	34,23	0,0000430	0,004790
20	5,00	559,00	270,70	1,530000	37,46	0,0000450	0,005784
21	4,00	633,00	277,40	2,660000	41,16	0,0000470	0,006337
22	3,00	715,00	283,60	4,700000	48,64	0,0000510	0,009071
23	2,00	805,00	288,40	9,290000	71,39	0,0000540	0,016154
24	1,00	904,00	294,10	13,000000	71,19	0,0000560	0,025784
25	.00	1013,00	300,00	19,000000	74,41	0,0000560	0,000000

HOLBEN et al. (1992) propõe a utilização de uma rede de solarímetros para a avaliação e estimativa das taxas de transmissividade e espessura ótica de aerossóis, indicando este procedimento como mais adequado para se contornar algumas destas limitações. Tal procedimento, associado a uma estimativa do total de água precipitável na atmosfera a partir da diferença observada entre as temperaturas de brilho (TOA) registradas no intervalo do infravermelho termal (canais 4 e 5 do sensor AVHRR), constitui, segundo estes autores, estratégia válida para minorar as

incertezas derivadas dos modelos de simulação da transferência radiativa na atmosfera. Este procedimento não foi adotado em parte devido às dificuldades encontradas para obtenção de dados básicos.

TABELA 14 - Valores dos principais parâmetros utilizados para correção atmosférica das imagens NOAA/AVHRR-2, calculados segundo modelo proposto em FRASER et al. (1992). Todos os parâmetros em unidades W/m^2 .

dia	Fo1	Fo2	Lo1	Lo2	s1	s2	s3
230d	212,402541	257,436803	0,088744	-0,062603	1,253227	0,178365	0,043478
231d	212,317825	257,334125	0,088780	-0,062628	1,253227	0,178861	0,043478
238d	211,684819	256,566906	0,089045	-0,062815	1,206071	0,179829	0,040000
239d	211,589030	256,450809	0,089086	-0,062844	0,927262	0,181021	0,041667
240d	211,491992	256,333196	0,089127	-0,062873	1,182913	0,168860	0,040000

Uma outra estratégia consiste em se utilizar dados de radiosondagem derivados do sistema sensor TOVS, a bordo das plataformas NOAA. Este instrumento permite uma atualização dos valores referentes a concentração de ozônio e vapor de água na coluna atmosférica, podendo ser utilizado para correção e atualização dos dados primários empregados na simulação dos processos de transferência radiativa. Neste caso, deparou-se com os mesmos problemas relacionados aos dados da rede de solarímetros, visto estes não terem sido coletados de forma sistemática e sincrônica às imagens analisadas. Merece menção, todavia, para que estes fatores sejam considerados em planos experimentais futuros.

A desconsideração das funções de distribuição da reflectância bidirecional (BDRF), seja na superfície como na atmosfera, implica em simplificação muitas vezes inaceitável, em particular quando tratadas superfícies com padrões de ocupação heterogêneos em relação a escala de imageamento (TANRÉ et al., 1992). A contribuição de áreas adjacentes, bem como o conceito de pixel misto, são igualmente relacionadas como elementos de incerteza na caracterização do comportamento espectral de determinada superfície. Estes fatores foram parcialmente contornados quanto a calibração dos dados a nível pontual, na medida em que observa-se relativa homogeneidade da cobertura vegetal na área de

domínio do experimento de campo. Fator de complexidade adicional, refere-se ao fato de que parte da superfície do solo encontrava-se exposta devido ao estágio de crescimento da cultura de cana de açúcar no local do experimento de campo (Foto 03).

QUAIDRARI et al. (1996) propuseram método para estimativa de respostas espectrais “puras” por meio da combinação do registro de diferentes sensores, obtendo resultados promissores, muito embora ainda não inteiramente operacionais. O reconhecimento e caracterização das funções de distribuição do fator de reflectância bidirecional (BDRF) representam nível de complexidade superior, sendo geralmente necessário o desenvolvimento de experimentos detalhados a nível de campo, o que de certa forma inviabiliza uma abordagem operacional.

KIMES E HOLBEN (1992) desenvolveram um sistema especialista voltado ao reconhecimento destas funções a partir de imagens com diferentes ângulos de visada, algo passível de se obter por intermédio do sistema NOAA. Embora tenham encontrado resultados promissores, os autores indicam a necessidade em se aprimorar este sistema especialista (VEG), de forma a que seja possível obter informações com níveis mais aceitáveis de acuracidade. A semelhança do modelo de pixels mistos, este requer a incorporação de dados gerados por diferentes sistemas sensores, bem como o reconhecimento detalhado de alguns fatores condicionantes a nível de superfície, tais como rugosidade do terreno, tipo de cobertura e grau de homogeneidade da vegetação, dentre outros.

Outro aspecto que permeia todas estas propostas, refere-se à escala de representação de cada um dos elementos de informação, bem como a influência desta sobre a acuracidade e precisão dos dados amostrados e/ou projetados por simulação. Do ponto de vista de sistemas de sensoriamento remoto, este fator é expresso por variações no espaço e no tempo, devendo ser considerado em particular quando da utilização de sistemas com diferentes características operacionais (em particular quanto a escala média de representação - resolução espacial do sistema sensor). Segundo QUATTROCHI & GOEL (1995), a principal dificuldade decorre justamente da dependência intrínseca de algumas características da superfície

imageada com o fator escala. Na medida em que as superfícies tornam-se mais heterogêneas, os procedimentos de análise e simulação, em particular quanto ao comportamento térmico, tornam-se mais complexos. Este aspecto é externado de forma clara quando tratamos a caracterização do fator emissividade, conforme observado em BECKER & LI (1995), bem como na modelagem do balanço energético de áreas mais extensas (DIAK et al., 1995).



FOTO 03 – Local de estudo, denotando cobertura do solo por cultura de cana de açúcar. Recobrimento estimado (visualmente) em cerca de 40-50% da superfície do solo.

Fonte de incerteza adicional, igualmente relacionada aos procedimentos de simulação por modelos de transferência radiativa, refere-se às funções de fase para absorção e espalhamento por aerossóis. Desvios nos registros de reflectância aparente na faixa de -0,01 a 0,11 são relativamente freqüentes na medida em que o fator de reflectância aparente da superfície aumenta de 0 a 0,6 (FRASER et al., 1992). Erros adicionais são relacionados à desconsideração dos efeitos advindos dos

processos de polarização da radiação quando da estimativa dos parâmetros utilizados na correção atmosférica (KAUFMAN & TANRÉ, 1996).

A correção das bandas correspondentes ao intervalo do infravermelho termal foi procedida segundo valores de transmitância atmosférica inferidos com base nos resultados das simulações. A transmitância para o intervalo compreendido por cada uma das bandas foi calculada com base nos valores de irradiância (derivados de simulação), considerando-se os valores de comprimento de onda central e função de resposta do sensor AVHRR-2 em cada um dos intervalos. A tabela 11 apresenta os resultados de simulação efetuada para correção da imagem correspondente a passagem 230d. Os valores de irradiância são discriminados para cada um dos intervalos altimétricos da coluna atmosférica, o que permite efetuar uma análise mais detalhada do comportamento da radiação segundo perfil atmosférico considerado.

Valores de transmitância para cada um dos conjuntos de imagens/bandas são apresentados na tabela 15. Estes foram os valores utilizados para correção da atenuação dos registros de irradiância em função da absorção por vapor de água, sendo diretamente utilizados nos algoritmos voltados à estimativa da temperatura de superfície. Ademais dos valores de transmitância, foi estimada a temperatura de brilho a nível do sensor (TOA) para cada uma das passagens, com base na taxa de resposta do sensor e comprimentos de onda médios correspondentes aos intervalos espectrais dos canais 4 e 5 do sensor AVHRR-2.

5.2.1.1 - Análise de Sensibilidade

A análise de sensibilidade dos procedimentos de simulação e estimativa dos parâmetros de correção, foi efetuada em função das influências observadas quanto a geometria de iluminação e visada. Os resultados iniciais indicam ser de extrema importância a configuração correta destes referenciais de imageamento, de forma a minimizar a incidência de erros derivados da correção inadequada dos

efeitos atmosféricos. TANRÉ et al. (1992) analisaram a influência de diferentes configurações de iluminação e visada sobre o registro radiométrico do sistema sensor AVHRR, encontrando estreita correspondência entre os fatores geometria de iluminação e visada e parâmetros condicionantes a nível atmosférico, tais como taxas de absorção e espalhamento por aerossóis.

TABELA 15 - Valores de transmitância atmosférica calculados por meio do modelo Streamer, para cada uma das bandas / imagens utilizadas. Sufixo *d* e *n* correspondentes aos períodos diurno e noturno respectivamente.

Imagem	T ₁	T ₂	T ₃	T ₄	T ₅
230d	0,943341	0,872645	0,737588	0,876779	0,857656
231d	0,943341	0,872426	0,730496	0,877511	0,859150
238d	0,946717	0,879778	0,743243	0,877511	0,859150
239d	0,945924	0,878693	0,739726	0,877511	0,859150
240d	0,946034	0,876047	0,739726	0,877511	0,859150
240n	*	*	0,739726	0,899222	0,882859

Neste estudo procurou-se avaliar de forma genérica, sem discriminação explícita dos fatores intervenientes, os efeitos da variação dos ângulos zenitais solar e de visada e do ângulo azimutal sobre as estimativas dos valores de irradiância e radiância na coluna e na superfície. Na medida em que os processos de espalhamento e absorção por aerossóis incidem de forma significativa apenas sobre o intervalo do espectro refletido, somente os registros correspondentes aos canais 1 e 2 do sensor AVHRR-2 foram considerados. Análise expedida da influência destes fatores sobre os registros dos canais no intervalo termal do espectro eletromagnético (canais 4 e 5 do sensor AVHRR) indicou desvios não significativos, não explicitados neste documento.

As figuras 22 a e b representam as influências decorrentes da variação do ângulo zenital solar sobre os valores observados de radiância ao longo do perfil atmosférico. Nesta simulação foram considerados 5 diferentes ângulos de iluminação (10°, 20°, 30°, 40° e 50°), demais fatores condicionantes permanecendo constantes. A

reflectância de superfície foi definida como igual a zero, adotando-se, ainda, apenas um valor correspondente ao ângulo azimutal ($\phi = 227^\circ$).

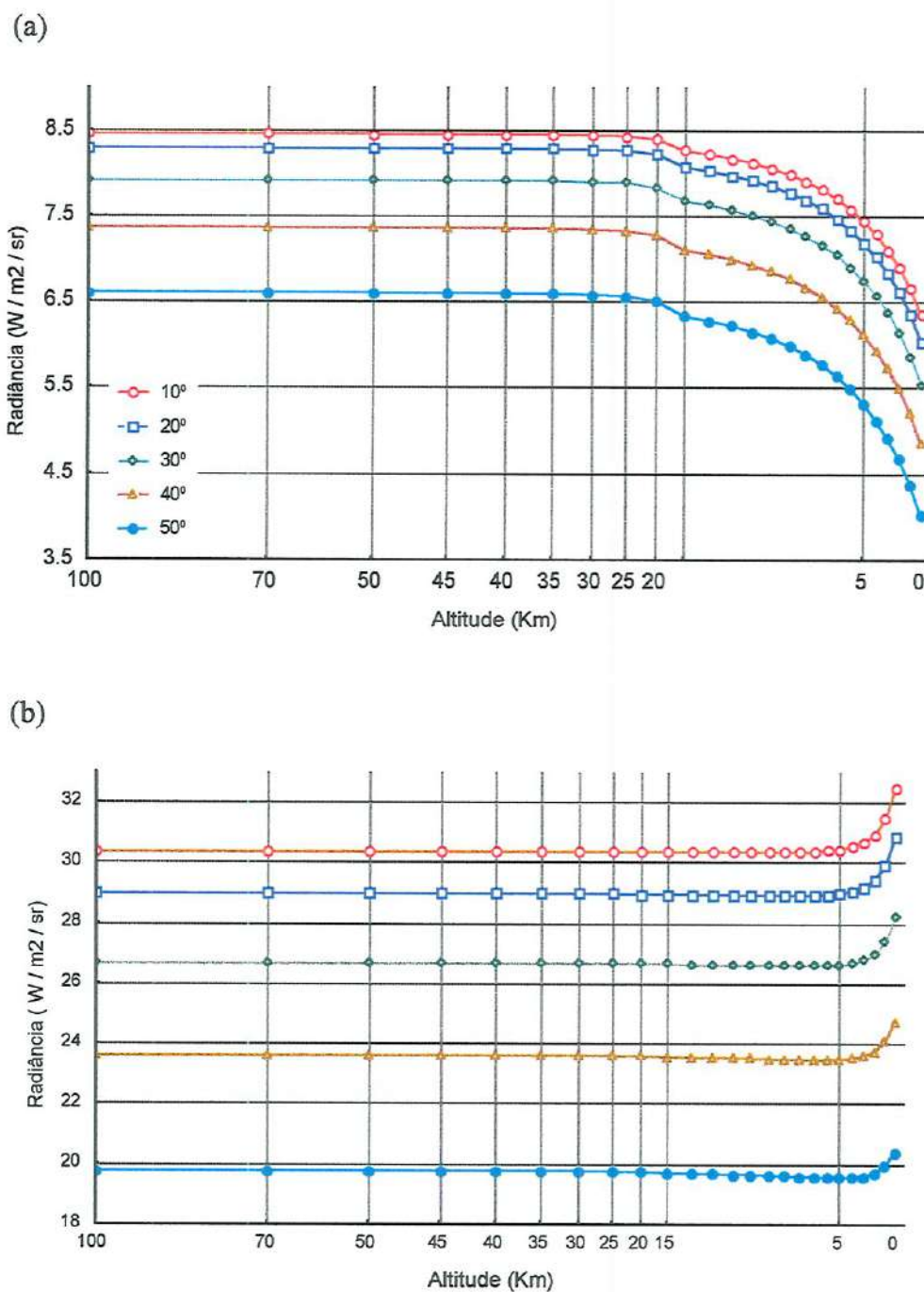


FIGURA 22 – Variação da radiação ao longo da coluna atmosférica em função da variação do ângulo zenital solar, observada segundo os canais 1(a) e 2(b) do sensor AVHRR-2. Baseado em resultado de simulação com modelo Streamer.

O Teste LSD para diferença de médias indicou uma diferença significativa ($p < 0,01$) entre os valores esperados de radiância para os canais 1 e 2, em decorrência da variação do ângulo zenital solar (tabela 16). As diferenças observadas nos valores de radiância para as diferentes geometrias de iluminação foram consideradas como significativas ($p < 0,01$). É interessante notar, todavia, que estes apresentaram um alto grau de correlação, indicando comportamento semelhante ao longo do perfil. Valores de radiância registrados pelo canal 1 indicam uma maior proximidade entre os valores estabelecidos para cada uma das simulações, muito embora sejam observadas diferenças significativas dos registros na medida em que se aumenta a distância entre os ângulos.

As figuras 23 a e b representam as variações observadas nos valores de radiância projetados segundo mudança no ângulo zenital solar, além de permitir a visualização do grau de dispersão dos valores atribuídos a cada um dos níveis atmosféricos considerados. Observa-se uma variabilidade mais expressiva dos dados referentes ao canal 1 (faixa espectral do vermelho) quando em comparação com valores atribuídos ao canal 2 (infravermelho próximo). Parte desta diferença resulta da maior susceptibilidade ao fenômeno de espalhamento em intervalos de comprimentos de onda curtos, tornando os registros do canal 1 mais vulneráveis às variações de determinados elementos atmosféricos condicionantes.

Análise multidimensional, baseada em uma matriz de similaridade (Distância Euclidiana sobre médias não ponderadas) (figuras 24 a e b), corrobora resultados obtidos no teste LSD ($p < 0,01$). Estes padrões, embora relacionados à simulação com modelo Streamer, indicam a importância do reconhecimento das geometrias de iluminação e visada quando do planejamento experimental tanto para a amostragem dos dados como para a correção dos efeitos atmosféricos. Estas variações estão relacionadas, provavelmente, a mudanças na espessura do caminho óptico percorrido pela radiação em seu trajeto do topo da atmosfera até a superfície e posterior retorno (este último correspondendo ao sinal detectado pelo sistema sensor).

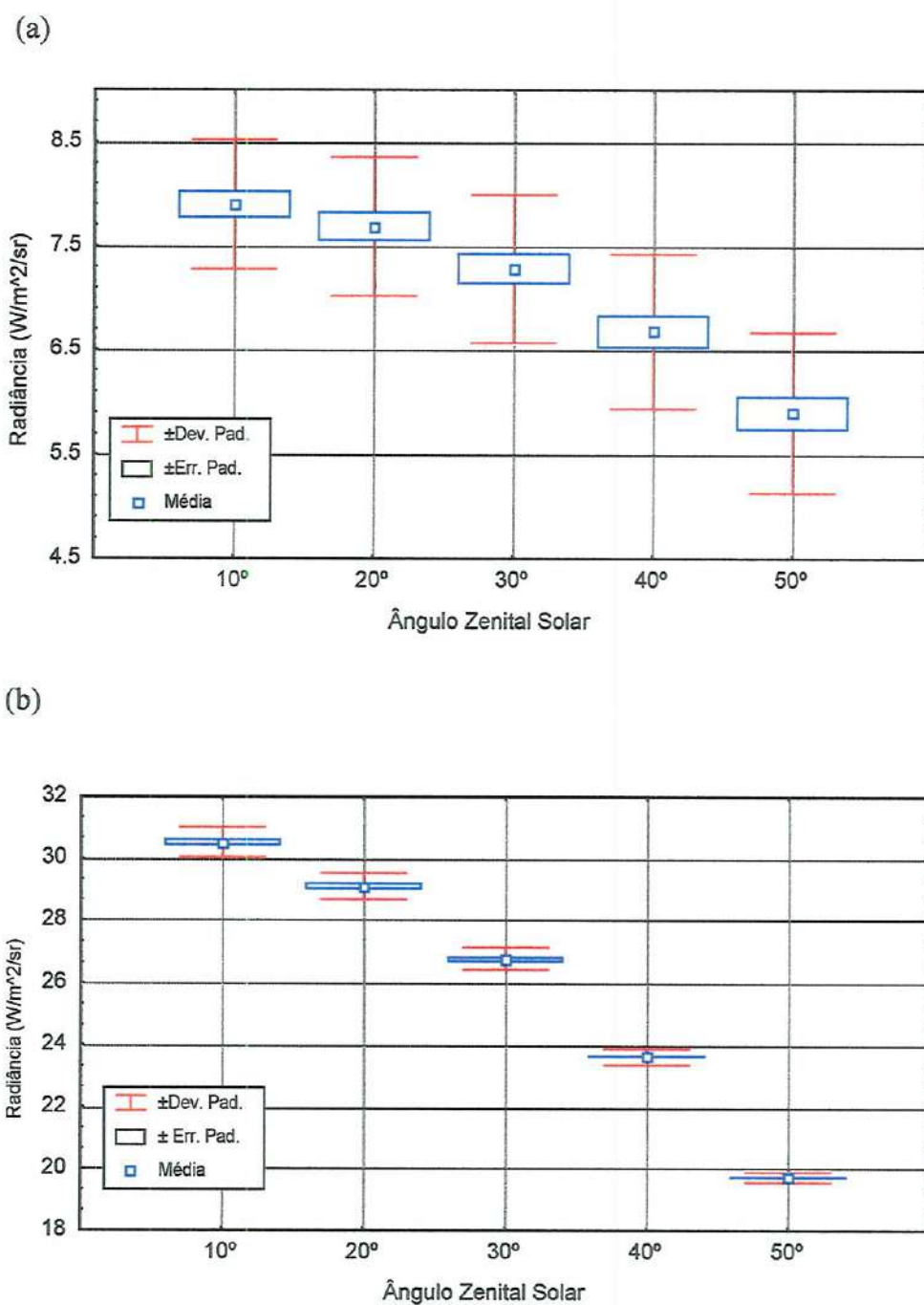


FIGURA 23 - Diagrama Box e Whisker para valores de radiância observados nos canais 1 (a) e 2 (b) do sensor AVHRR-2, discriminando variação das médias e dos padrões de dispersão em função do ângulo zenital solar. Baseado em simulação com modelo Streamer.

Foi efetuada análise semelhante para avaliação da influência do ângulo azimutal sobre os valores esperados de radiância ao longo da coluna atmosférica e

superfície. A análise de diferença de médias indicou variação significativa dos valores de radiância apenas em relação ao canal 1 (tabela 17 a e b). Não foi detectada diferença significativa ($p < 0,01$) entre valores de radiância correspondentes ao canal 2.

TABELA 16 - Teste de igualdade de médias LSD. Diferenças significativas ($p < 0.01$) marcadas com *. (a) Canal 1 AVHRR e (b) Canal 2 AVHRR.

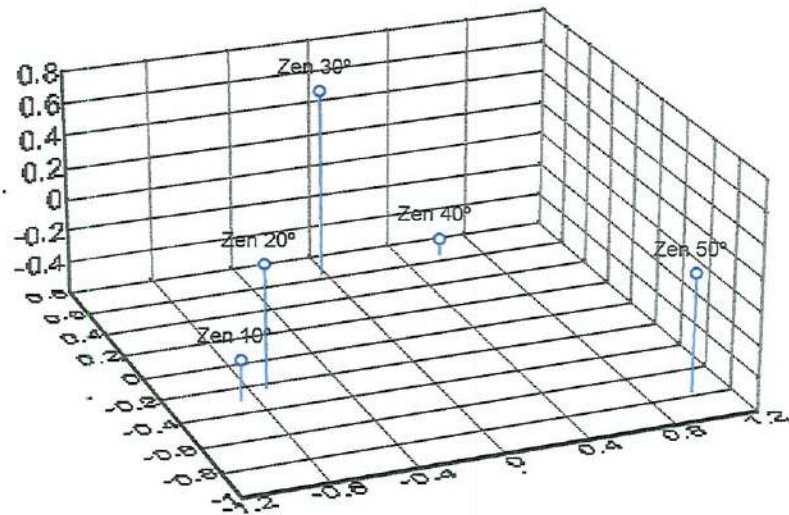
(a)	Zen S 10° M = 7,8917	Zen S 20° M = 7.6806	Zen S 30° M = 7,2721	Zen S 40° M = 6.6712	Zen S 50° M = 5.8920
Zen S 10°		,828094	,019962	,000113 *	,000113 *
Zen S 20°	,828094		,251001	,000126 *	,000113 *
Zen S 30°	,019962	,251001		,026162	,000113 *
Zen S 40°	,000113 *	,000126 *	,026162		,001588 *
Zen S 50°	,000113 *	,000113 *	,000113 *	,001588 *	

(b)	Zen S 10° M = 30,497	Zen S 20° M = 29,086	Zen S 30° M = 26,762	Zen S 40° M = 23,600	Zen S 50° M = 19,700
Zen S 10°		,000000 *	,000000 *	,000113 *	,000113 *
Zen S 20°	,000000 *		,000000 *	,000113 *	,000113 *
Zen S 30°	,000000 *	,000000 *		,000000 *	,000113 *
Zen S 40°	,000113 *	,000113 *	,000000 *		,000110 *
Zen S 50°	,000113 *	,000113 *	,000113 *	,000110 *	

As figuras 25 a e b representam os resultados de análise multidimensional, baseada nos valores de similaridade de médias (Distância Euclidiana), segundo variação do ângulo azimutal (canais 1 e 2). Para os registros do canal 1 (figura 25 a), observa-se quatro grupamentos distintos, relação corroborada por análise de diferenças entre médias (tabela 16). Não foi detectada diferença significativa entre os valores de radiância correspondentes as geometrias de visada com ângulos azimutais de 45°, 315° e 360° ($p < 0,01$). A discriminação dos demais grupamentos reforça, todavia, a necessidade de aprofundamento das análises relativas às influências exercidas por diferentes disposições espaciais dos elementos descritores das geometrias de iluminação e visada, para efeito de planejamento na aquisição e correção das imagens.

De forma distinta ao observado quanto ao ângulo zenital, neste caso a relação é um pouco mais complexa, visto estarem envolvidos nesta diferenciação a

(a)



(b)

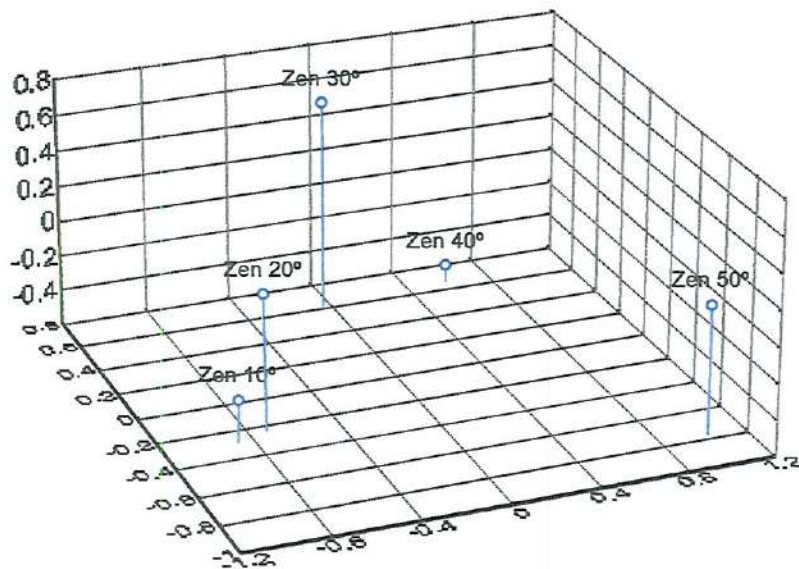


FIGURA 24- Diagrama de análise multidimensional segundo matriz de similaridade (distância euclidiana sobre médias não ponderadas), discriminando os padrões referentes aos registros dos canais 1(a) e 2(b) do sensor AVHRR-2 segundo variação do ângulo zenital solar.

configuração das funções de distribuição do fator de reflectância bidirecional tanto da atmosfera quanto da superfície, bem como a interação entre ambas. Os desvios observados passam a representar a atuação conjunta de funções forçantes atmosféricas e de superfície, ao contrário do observado quanto ao ângulo zenital, onde predomina a influência de fatores atmosféricos.

TABELA 17 a e b - Variação dos valores de radiância projetados para as faixas espectrais correspondentes aos canais 1 (a) e 2 (b) do sensor AVHRR-2 em função de diferentes geometrias de visada (ângulos azimutais).

(a)

Âng.	45°	90°	135°	180°	225°	270°	315°	360°
Azim.	M =	M =	M =	M =	M =	M =	M =	M =
	6,8834	6,9550	7,0138	7,4491	7,2722	7,0138	6,9550	6,8834
45°		0,753395	0,078905	0,00883*	0,002793*	0,091018*	0,753395	0,701874
90°	0,753395		0,148173	0,020801	0,167975	1,000000	0,753395	0,486034
135°	0,078905	0,148173		0,380525	0,945942	0,148173	0,078905	0,032819*
180°	0,00883*	0,02080*	0,380525		0,344907	0,020801*	0,00883*	0,002793*
225°	0,091018	0,167975	0,945942	0,344907		0,167975	0,091018	0,038673*
270°	0,753395	1,000000	0,148173	0,02080*	0,167975		0,753395	0,486034
315°	1,000000	0,753395	0,078905	0,00883*	0,091018	0,753395		0,701874
360°	0,701874	0,486034	0,032819*	0,002793*	0,038673*	0,486034	0,701874	

(b)

Âng.	45°	90°	135°	180°	225°	270°	315°	360°
Azim.	M =	M =	M =	M =	M =	M =	M =	M =
	6,8834	6,9550	7,0138	7,4491	7,2722	7,0138	6,9550	6,8834
45°		0,760481	0,675841	0,338814	0,675841	0,760481	1,000000	0,628001
90°	0,760481		0,469905	0,207696	0,469905	1,000000	0,760481	0,430150
135°	0,675841	0,469905		0,589743	1,000000	0,469905	0,675541	0,947020
180°	0,338814	0,207696	0,589743		0,589743	0,207696	0,338814	0,636337
225°	0,675841	0,469905	1,000000	0,589743		0,469905	0,675841	0,947020
270°	0,760481	1,000000	0,469905	0,207696	0,469905		0,760481	0,430150
315°	1,000000	0,760481	0,675841	0,338814	0,675841	0,760481		0,628001
360°	0,628001	0,430150	0,947020	0,636337	0,947020	0,430150	0,628001	

*

5.2.2 - Espectro Refletido

As análises foram efetuadas de forma a possibilitar a avaliação do comportamento espectral da superfície estudada em um dia e ao longo do período experimental. Estas análises ficaram restritas, no entanto, apenas aos registros dos canais 1 e 2 do sensor AVHRR-2. Muito embora o canal 3 também opere na faixa refletida do espectro, os dados deste canal não foram utilizados em função do alto grau de ruído observado, comum aos registros neste intervalo do espectro eletromagnético. Todas as análises foram efetuadas com base em valores de radiância e reflectância aparente de superfície, o segundo conjunto derivado dos procedimentos de correção atmosférica.

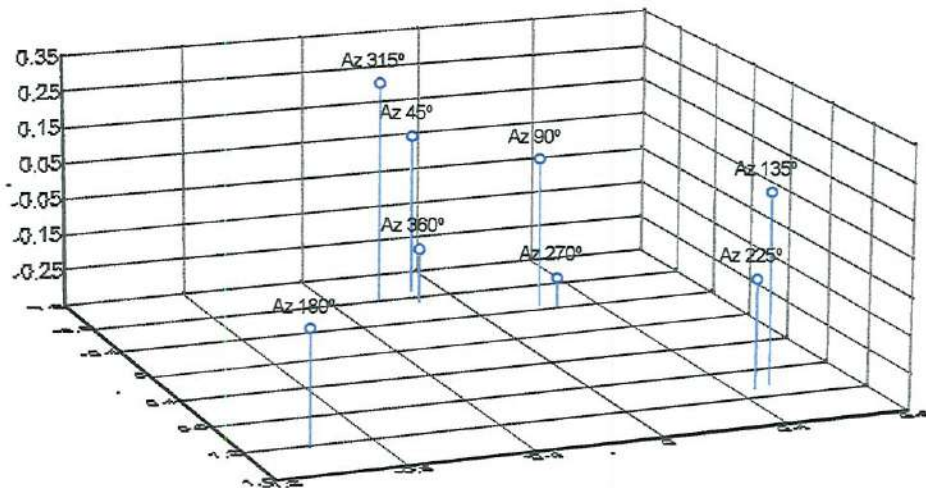
5.2.2.1 - Reflectância Aparente

Análise estatística descritiva indicou uma variabilidade espaço-temporal significativa dos valores de reflectância aparente a nível de superfície (tabela 18). A dispersão dos valores observados para determinado dia retratou, de certa forma, uma paisagem heterogênea, onde são observados diferentes padrões de cobertura vegetal. Esta observação é de certa forma coerente com o esperado, na medida em que as imagens utilizadas abrangem região com intensa exploração agro-industrial. Fator adicional corresponde a influência das feições do relevo sobre os registros de reflectância de superfície, em particular quanto a geometria de iluminação. Esta característica é particularmente visível na região correspondente ao entorno do reservatório de Furnas, diferindo de forma significativa dos registros atribuídos a regiões com relevo menos movimentado, a exemplo de Ribeirão Preto.

A partir de uma análise exploratória dos dados procurou-se detectar padrões relativos a variação espaço-temporal do fator reflectância aparente a nível da superfície, possíveis correlações entre os registros efetuados em diferentes dias e a avaliação de hipóteses concernentes aos padrões observados. Ademais de uma análise exploratória, os dados de reflectância aparente e radiância foram utilizados

para estimativa de parâmetros biofísicos e geofísicos, tais como índices de vegetação, índices de área foliar e albedo de superfície.

(a)



(b)

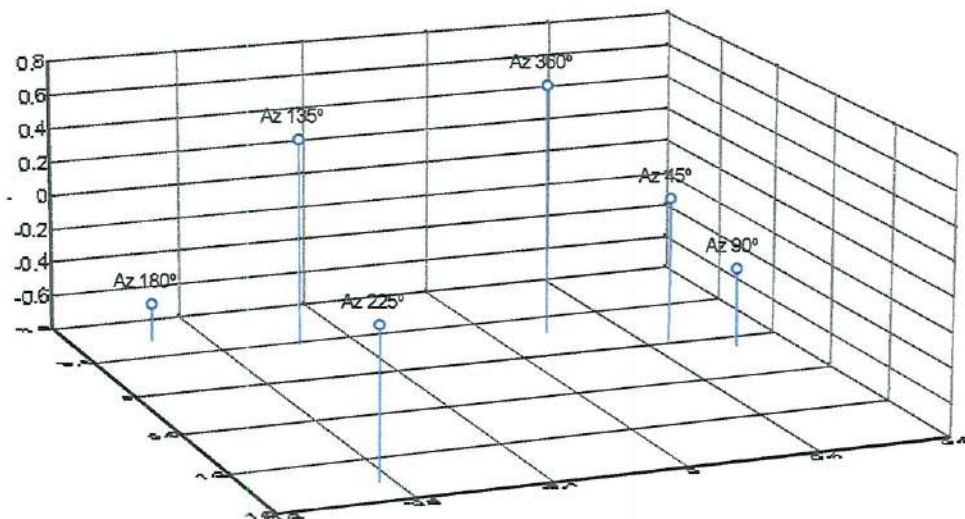


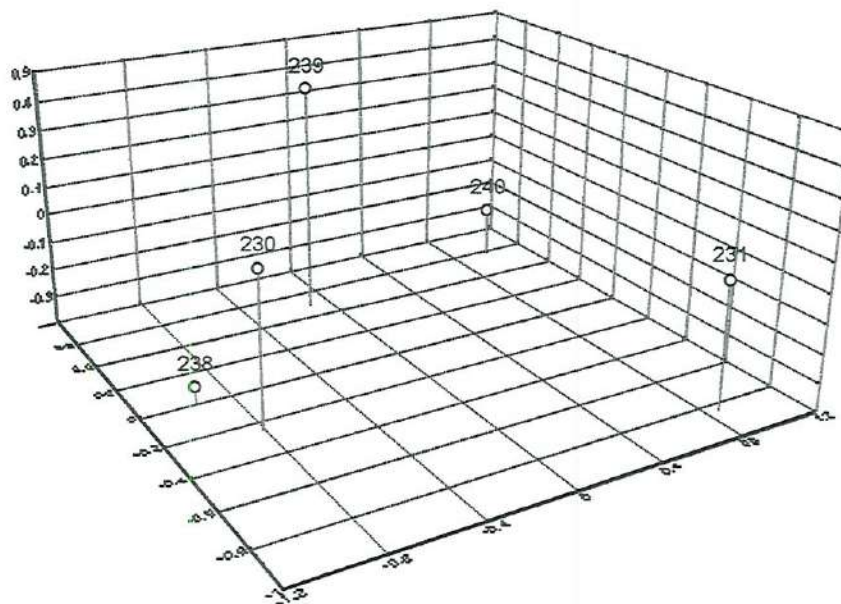
FIGURA 25 - Análise multidimensional, segundo matriz de similaridade entre médias (distância euclidiana sobre médias não-ponderadas), para os valores de radiância simulados para as faixas espectrais correspondentes aos canais 1(a) e 2(b) do sensor AVHRR-2, considerando diferentes ângulos azimutais.

Pode-se proceder a uma primeira avaliação qualitativa da heterogeneidade estrutural da paisagem por meio da observação visual das imagens 04 - 08, compostas pela combinação dos registros de reflectância aparente correspondentes aos canais 1, 2 e 3 do sensor AVHRR, em representação falsa-cor (RGB). De forma ilustrativa, pode-se atribuir às áreas com tonalidade esverdeada padrões de cobertura vegetal mais densos, ao contrário do observado para áreas com padrão azul-avermelhado, às quais corresponde uma situação de solo exposto ou ocupação urbana.

Apesar de ilustrativa, a análise visual de uma imagem AVHRR deve ser efetuada com cautela, na medida em que este é um sensor de média resolução espacial, cujos pixels apresentam a dimensão aproximada de 1 Km². A frequência de pixels não-puros, em função de suas dimensões espaciais, é considerada como significativa, implicando no agrupamento de diferentes níveis de resposta em um mesmo sinal. A análise quantitativa destes registros, por sua vez, opera sobre uma composição média dos fatores de reflectância aparente de diferentes sub-elementos. Estas análises devem-se ater, desta forma, à investigação de hipóteses coerentes com os limites de escala reconhecidos em função da resolução espacial deste sensor (aprox. 1,1 x 1,1 km).

A variabilidade observada no domínio temporal apresentou-se como igualmente significativa. Conforme explicitado nas tabelas 18 e 20, tanto os descritores estatísticos básicos quanto os valores médios atribuídos a cada um dos dias analisados diferem de forma significativa ($p < 0,01$). A figura 26 (a e b) representa resultado de análise multidimensional efetuada com base nos valores de correlação descritos na tabela 19. Embora sejam observados conjuntos que apresentam uma maior proximidade (correlação), os testes de similaridade de médias não permitem reconhecer tais padrões como significativos ($p < 0,01$). Ou de outra forma, os conjuntos de imagens referentes a cada um dos dias não apresentaram uma correlação significativa entre si, reforçando a idéia de alta variabilidade ao longo do período analisado. Esta observação foi corroborada por análise de diferença de médias para os registros de Radiação Global Incidente (Ki) e Radiação Líquida (Rn)

a)



b)

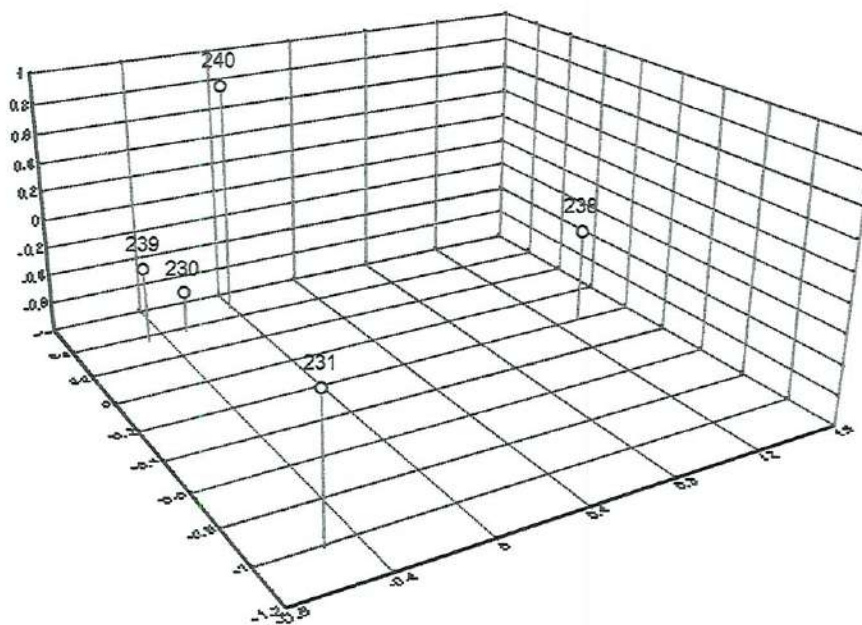


FIGURA 26 a e b – Análise multidimensional baseada em matriz de correlação entre os valores registrados nos canais 1 (a) e 2 (b) do sensor AVHRR-2, durante períodos de imageamento. Dimensões 1, 2 e 3 (x, y e z) representam índices de distância euclidiana sobre médias não-ponderadas.

obtidos por meio de estação climatológica, permitindo detectar diferença significativa entre as medidas efetuadas em cada um dos cinco dias analisados ($p < 0,01$). A figura 27 apresenta diagrama das médias versus desvios padrão para os registros de Ki, corroborando indicação de diferença significativa dos registros de irradiância atribuídos a cada um dos dias.

TABELA 18 – Estatística descritiva dos valores de radiância calibrados e corrigidos para cada uma das bandas do espectro visível correspondentes os cinco dias de observação.

Variável	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Desv. Padrão	Skewness	Kurtosis
230_1	0,073332	0,032957	0,133784	0,000072	0,008474	-0,562540	1,54976
231_1	0,065390	0,032006	0,127310	0,000068	0,008226	-0,315462	1,01029
238_1	0,083891	0,035453	0,224774	0,000089	0,009448	-0,470836	4,36717
239_1	0,077810	0,037609	0,324122	0,000101	0,010041	1,479257	24,97929
240_1	0,066356	0,032924	0,410080	0,000075	0,008649	0,017603	16,59634
230_2	0,074264	0,014288	0,108581	0,000095	0,009748	-1,839570	7,40108
231_2	0,066655	0,013727	0,105632	0,000084	0,009140	-1,606120	5,93944
238_2	0,083017	0,015032	0,167932	0,000100	0,010004	-2,404490	10,67581
239_2	0,075170	0,015225	0,235719	0,000101	0,010055	-1,298270	8,55717
240_2	0,067066	0,013780	0,420371	0,000084	0,009172	-1,206060	19,20783
230_3	0,013851	0,006935	0,022802	0,000004	0,002090	0,404400	0,77900
231_3	0,016786	0,008146	0,027239	0,000008	0,002771	0,481840	0,67644
238_3	0,016671	0,008076	0,026716	0,000005	0,002219	0,154560	1,11137
239_3	0,178320	0,008183	0,026854	0,000007	0,002727	0,283270	0,28319
240_3	0,017593	0,008036	0,026849	0,000009	0,002927	0,284320	0,28948

Considerando como improvável a ocorrência de alterações significativas dos padrões de cobertura vegetal da área imageada durante período compreendido por este estudo, avança-se três hipóteses para se analisar os padrões observados. A primeira refere-se a desvios significativos dos valores de radiância durante rastreamento e registro das imagens, decorrente de disfunções operacionais. Esta possibilidade, embora remota, é passível de verificação a partir do confronto com dados gerados de forma sincrônica por outra estação de rastreamento. Infelizmente, até o momento não foi possível obter tal informação, na medida em que as estações operadas pelo INPE não efetuaram registros semelhantes durante as passagens utilizadas neste estudo.

A segunda hipótese refere-se a possíveis deficiências/desvios observados durante a implementação dos procedimentos de correção atmosférica. Tal hipótese foi parcialmente descartada a partir da comparação dos índices obtidos neste estudo com relatos de literatura. Uma terceira hipótese, em parte relacionada a anterior, concerne às condições iniciais e de contorno estabelecidas para a simulação dos processos de transferência radiativa na atmosfera, efetuadas por meio do modelo Streamer. A consideração de parâmetros derivados de modelos climatológicos para caracterização dos perfis atmosféricos, implica na possibilidade de se incorrer em erros expressivos, na faixa de 10% a 20% sobre valores absolutos.

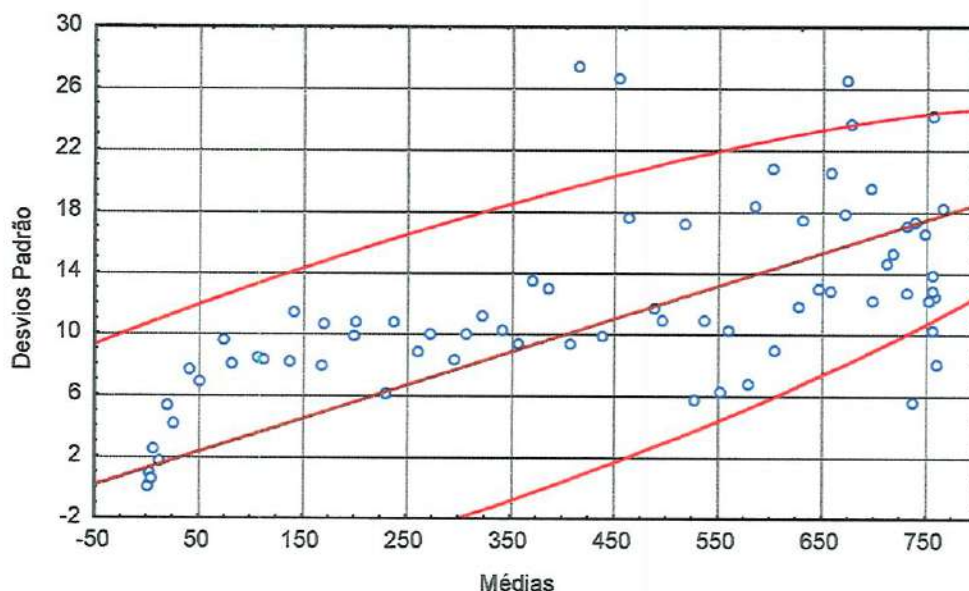


FIGURA 27 – Diagrama das médias por desvios padrão observados em relação aos valores de Radiação Global Incidente (K_i) (média a cada 30°) registrados por estação climatológica IAG/USP para os cinco dias de análise. Elipse com intervalo de significância de 0,99.

Outra observação que vem corroborar esta hipótese trata da dinâmica de variação das concentrações de aerossóis e vapor de água em relação à amplitude espacial desta investigação. Estes são parâmetros de difícil caracterização e monitoramento, sendo freqüente a observação de variações espaciais expressivas

(em ordem de grandeza) em breves intervalos de tempo (KAUFMAN & TANRÉ, 1996). Na medida em que estes constituem os principais fatores intervenientes, a caracterização superficial de seus padrões espaço-temporais pode resultar na sub ou super estimativa dos valores referentes ao canal 1 (intervalo do vermelho) em decorrência dos processos de espalhamento e absorção. A possível influência sobre os registros do canal 2 é representada por uma subestimativa dos valores de reflectância aparente a nível de superfície, igualmente função dos processos de atenuação atmosférica (absorção por vapor de água e espalhamento/absorção por aerossóis).

TABELA 19 – Matriz de correlação segundo valores de radiância, calibrados e corrigidos, para cada uma das bandas do espectro refletido ($p < 0.01$).

	230-1	230-2	231-1	231-2	238-1	238-2	239-1	239-2	240-1	240-2
230-1	1,00	0,43	0,21	0,12	0,27	0,02	0,26	0,11	0,21	0,10
230-2	0,43	1,00	0,04	0,26	0,07	0,16	0,13	0,35	0,05	0,29
231-1	0,21	0,04	1,00	0,42	0,40	-0,01	0,21	0,02	0,21	0,03
231-2	0,12	0,26	0,42	1,00	0,04	0,10	0,13	0,28	0,08	0,24
238-1	0,27	0,07	0,19	0,04	1,00	0,42	0,25	0,03	0,20	0,03
238-2	0,02	0,16	-0,01	0,10	0,42	1,00	0,00	0,11	-0,03	0,12
239-1	0,26	0,13	0,21	0,13	-0,07	0,00	1,00	0,45	0,24	0,12
239-2	0,11	0,35	0,02	0,28	0,03	0,11	0,45	1,00	0,08	0,35
240-1	0,21	0,05	0,21	0,08	-0,00	-0,03	0,24	0,08	1,00	0,37
240-2	0,10	0,29	0,03	0,24	-0,33	0,12	0,12	0,35	0,37	1,00

Um aspecto interessante trata da inversão parcial da relação esperada entre os valores de radiância atribuídos aos canais 1 e 2 (vermelho e infravermelho próximo). Parte dos valores registrados pelo canal 2 foram inferiores aos detectados para o intervalo correspondente ao vermelho (canal 1). Embora seja esperado padrão inverso, estes se mostraram consistentes na medida em que foram observados em todos os conjuntos de imagens analisados.

Três hipóteses são aventadas para se compreender os padrões observados. A primeira trata da possibilidade de erros na operação da estação de rastreamento e recepção de imagens NOAA, resultando em desvios nos registros dos

valores de radiância. Esta hipótese é parcialmente descartada na medida em que observa-se coerência dos registros em alguns pontos específicos das imagens, seja sobre superfícies de água (represas), seja em áreas reconhecidas como reflorestamentos ou de cobertura vegetal densa. Nestes casos, os sinais apresentam resposta semelhante a esperada, com valores de radiância no intervalo do infravermelho próximo significativamente superiores aos registrados para o intervalo do vermelho.

O que causa maior espécie, todavia, é o padrão geral observado para a região, denotando valores de radiância no intervalo do infravermelho em média inferiores aos atribuídos ao intervalo do vermelho. Tal padrão pode estar relacionado a um alto índice de exposição do solo/substrato (em função de padrão de distribuição esparso), a índices de cobertura vegetal extremamente reduzidos, e ainda em decorrência de intenso estresse hídrico por parte da cobertura vegetal.

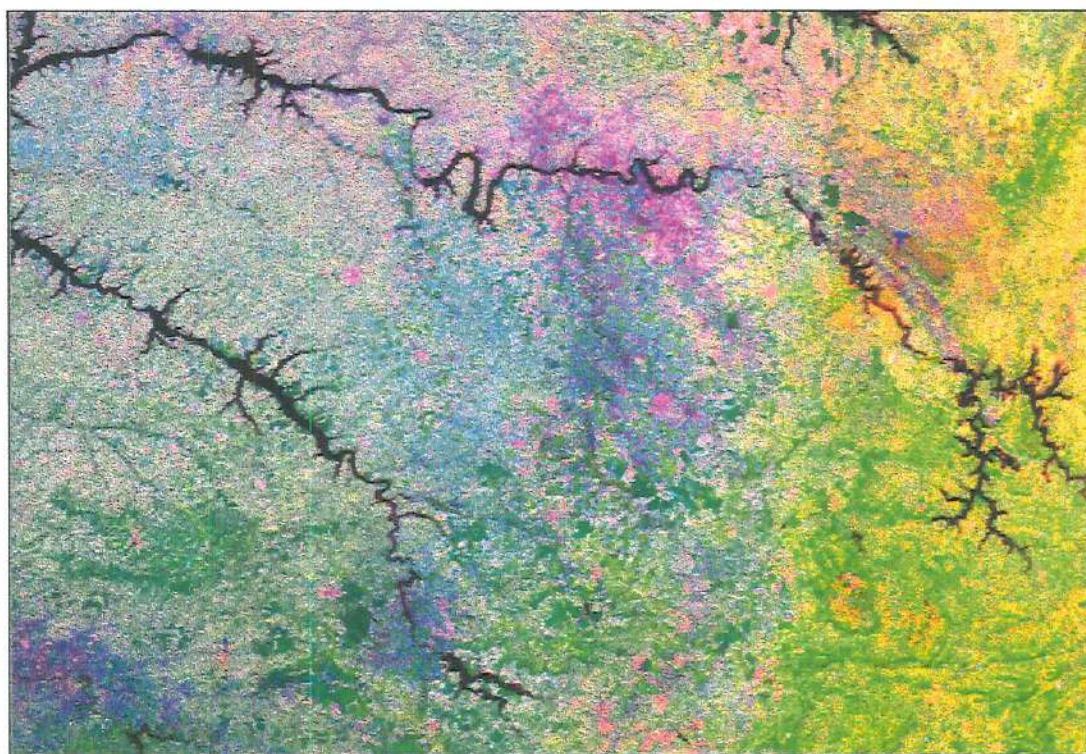


IMAGEM 04 - Imagem composição colorida canais 3 (R), 2 (G) e 1 (B), passagem dia 230.

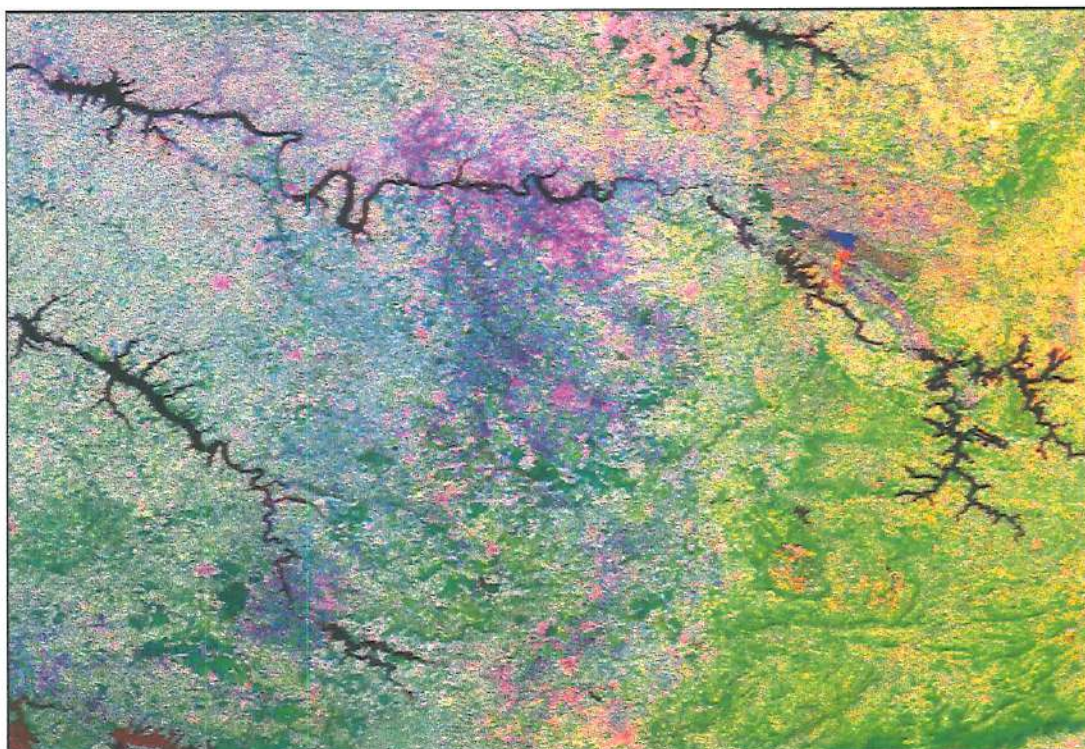


IMAGEM 05 - Imagem composição colorida canais 3 (R), 2 (G) e 1 (B), passagem dia 231.

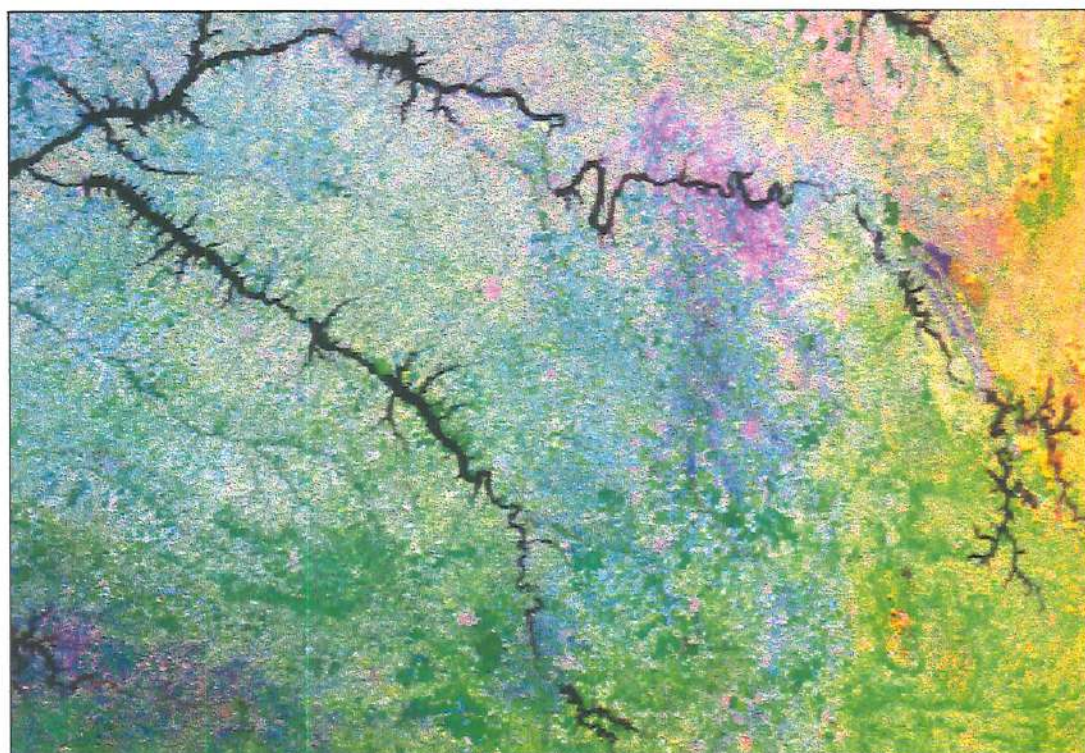


IMAGEM 06 - Imagem composição colorida canais 3 (R), 2 (G) e 1 (B), passagem dia 238.

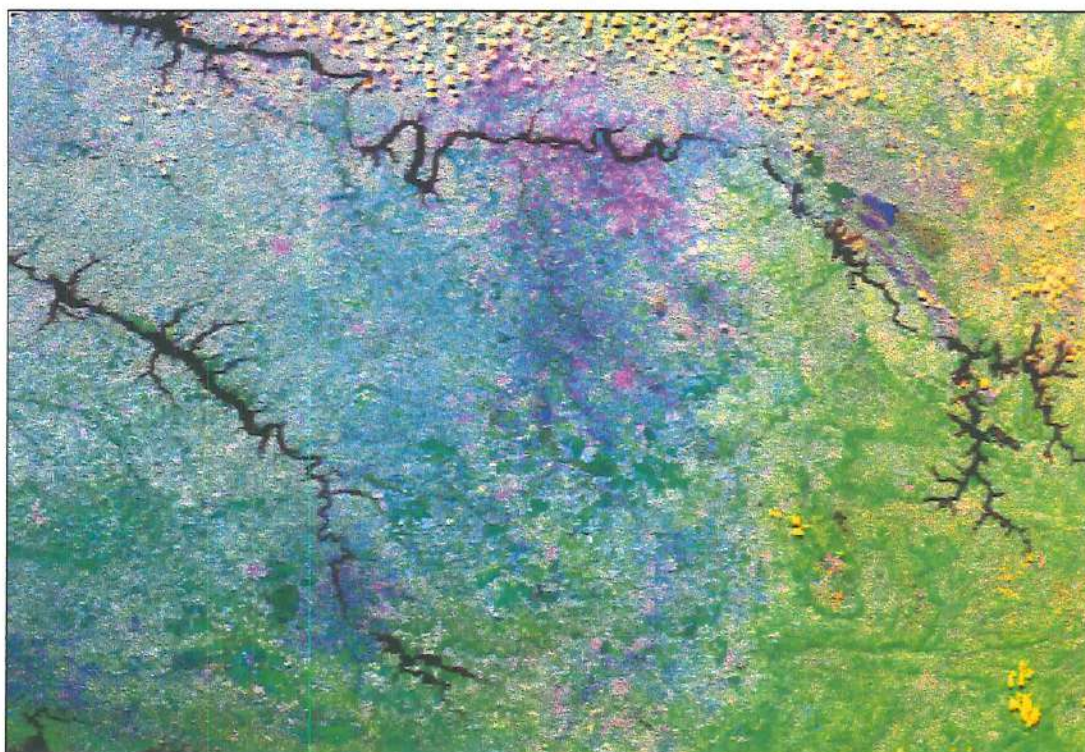


IMAGEM 07 - Imagem composição colorida canais 3 (R), 2 (G) e 1 (B), passagem dia 239.

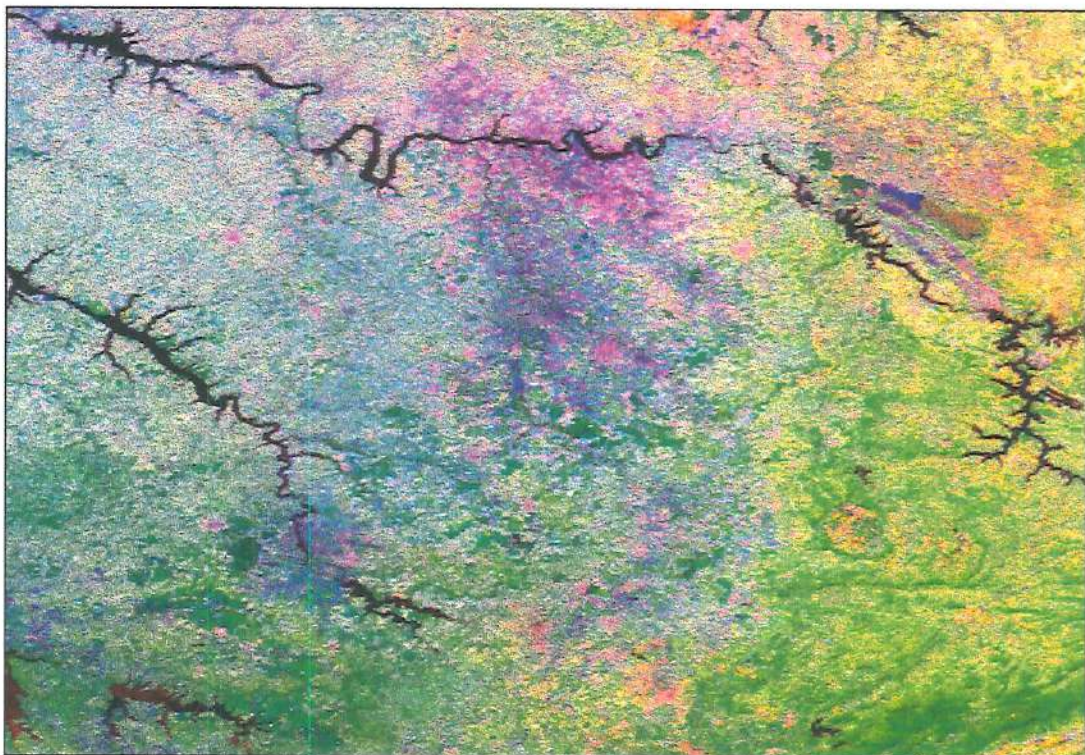


IMAGEM 08 - Imagem composição colorida canais 3 (R), 2 (G) e 1 (B), passagem dia 240.

O fator estresse hídrico da vegetação pode induzir a um aumento expressivo do retorno da radiação no vermelho em função da sua não absorção por tecidos fotossinteticamente ativos. Concomitantemente, observa-se, neste caso, uma redução do sinal de retorno na faixa do infravermelho próximo devido a um aumento das taxas de espalhamento interno, em escala de tecido vegetal e do dossel, decorrente do grau de enturpecimento do tecido vegetal. Esta hipótese é reforçada quando constatado que os índices de precipitação para o local do experimento acusaram valores muito reduzidos para o mês de julho (registro de chuva em apenas um dia) e completa ausência de chuvas no mês de agosto, caracterizando condição de déficit hídrico expressivo.

Uma segunda hipótese, a semelhança do discutido anteriormente, refere-se aos procedimentos adotados para correção atmosférica. Esta é em parte descartada a partir de uma análise dos valores de nível de cinza (valores de radiância quantizados no intervalo de 2^{10}), os quais reforçam padrão observado quanto a reflectância aparente a nível de superfície. Desvios resultantes da definição errônea dos modelos de espalhamento e absorção por aerossóis, apresentam uma alta probabilidade de ocorrência na medida em que foram utilizados modelos climatológicos globais, frente a processos extremamente dinâmicos observados em escala regional.

A consideração de condições iniciais e de contorno errôneas quando da correção atmosférica, podem induzir a uma super estimativa dos valores de radiância em função do fator aditivo decorrente de fenômenos de espalhamento, em particular quanto a intervalos de comprimentos de onda curtos, a exemplo do compreendido pelo canal 1 do sensor AVHRR-2. Esta hipótese é de difícil verificação na medida em que torna necessário o acesso a dados mais acurados quanto aos coeficientes de profundidade ótica e taxas de absorção e retroespalhamento por aerossóis no momento da passagem da plataforma orbital. Conforme observado, as opções restringem-se a radiosondagens sincrônicas a passagem do satélite ou ainda a análise de dados amostrados por uma rede de solarímetros, conforme proposto em

HOLBEN et al. (1992). Ambas as opções extrapolam as possibilidades operacionais deste estudo, inviabilizando a rejeição imediata desta hipótese.

O reconhecimento da hipótese de deficiência nos procedimentos de correção atmosférica como válida, ou a impossibilidade de rejeição imediata desta hipótese, apresenta implicações óbvias e sérias sobre as possibilidades de operacionalização dos procedimentos de parametrização por meio de dados gerados por sensores remotos, em particular orbitais, na medida em que estabelece um nível de demanda de difícil realização. A utilização sistemática de radiosondagens é excluída, em princípio, devido aos altos custos envolvidos e ainda pela própria amplitude espacial da região analisada.

TABELA 20 – Diferença de médias para os registros de radiância das bandas 1, 2 e 3 do sistema sensor AVHRR ($p < 0,01$)

	230_1	231_1	238_1	239_1	240_1
230_1	0,000000	0,007942	-0,010560	-0,004478	0,006975
231_1	-0,007942	0,000000	-0,018502	-0,012420	-0,000967
238_1	0,010560	0,018502	0,000000	0,006081	0,017535
239_1	0,004478	0,012420	-0,006081	0,000000	0,011454
240_1	-0,006975	0,000967	-0,017535	-0,011454	0,000000

	230_2	231_2	238_2	239_2	240_2
230_2	0,000000	0,007609	-0,008753	-0,000907	0,007197
231_2	-0,007609	0,000000	-0,016362	-0,008516	-0,000412
238_2	0,008753	0,016362	0,000000	0,007846	0,015950
239_2	0,000907	0,008516	-0,007846	0,000000	0,008104
240_2	-0,007197	0,000412	-0,015950	-0,008104	0,000000

Permanece a questão da representatividade espaço-temporal, em particular quanto a caracterização dinâmica da concentração de aerossóis na baixa e média atmosfera, e suas implicações sobre os registros efetuados por sensores em plataformas orbitais. A utilização de uma rede de solarímetros, conforme proposto por alguns autores (HOLBEN et al., 1992; KAUFMAN & TANRÉ, 1996) é uma alternativa viável na medida em exista a possibilidade de acesso em tempo real (ou próximo a) ao banco de dados.

Uma terceira alternativa, não analisada de forma operacional neste estudo, trata da utilização de dados de radiosondagem derivados de operação do sistema sensor TOVS, a bordo da mesma plataforma NOAA, em particular quanto aos perfis de concentrações de O₃ e vapor de água. Como fator restritivo a esta abordagem cita-se, em especial, a ausência de procedimentos operacionais fundamentados em dados TOVS (em literatura) voltados à correção atmosférica de imagens NOAA utilizadas em procedimentos de parametrização de modelos de balanço energético. Ressalta-se, ainda, a ausência de informações no que concerne à concentração e padrão de dispersão de aerossóis. O programa Pathfinder (coordenado pela NASA) de monitoramento global considera a utilização periódica de alguns dados gerados pelo sensor TOVS para aprimoramento dos procedimentos de correção atmosférica e elaboração de tabelas de referência ("Look-up tables"). Não são efetuadas, no entanto, correções voltadas ao processamento e análise digitais que requeiram o resgate de parâmetros biofísicos em níveis de acuracidade adequados a modelagem de balanço energético a partir de dados HRTP.

Estas considerações estão essencialmente relacionadas a procedimentos voltados a obtenção de indicadores quantitativos de variáveis biofísicas em níveis adequados de acuracidade e precisão. Caso pretenda-se o monitoramento das condições de cobertura vegetal na ausência de aplicações que requeiram alto grau de acuracidade e precisão das medições, pode-se adotar, a semelhança do sistema Pathfinder (NASA/NOAA), procedimentos de correção mais simples, ou ainda o agrupamento de um conjunto de imagens voltadas a caracterização de padrões em intervalos temporais mais extensos (15 dias). Neste caso, valores derivados de simulações calcadas em modelos climatológicos são válidos, podendo ser estruturados na forma de tabelas de referência ("look-up tables"), a exemplo do programa operacional Pathfinder de monitoramento global (NASA).

Como perspectiva futura (de médio e longo prazo) deve-se considerar, ainda, a disponibilidade de dados complementares gerados por outros sistemas sensores, no escopo de programas internacionais de monitoramento global, a exemplo do programa EOS (Earth Observing Systems). Estão previstos lançamentos

de inúmeros sistemas sensores, a exemplo dos sistemas sensores MODIS e ASTER, os quais representam a possibilidade de obtenção de dados complementares aos amostrados pelo sensor AVHRR. Estes deverão permitir, em tese, uma melhora significativa dos níveis de acuracidade, precisão e, de certa forma, da operacionalidade de sistemas de observação remota voltados a obtenção e derivação de parâmetros e variáveis biofísicas, em especial daquelas diretamente relacionadas a cobertura vegetal.

5.2.2.2- Índice de Vegetação

Em decorrência dos padrões de dispersão observados para os valores de reflectância aparente, os índices de vegetação (NDVI e SAVI) apresentaram variabilidade significativa tanto em termos espaciais como temporais. A figura 28 exemplifica esta variabilidade em termos da correlação dos valores do índice SAVI estimado para a cada um dos dias. Este padrão pode ser observado, ainda, através dos resultados de análise estatística descritiva apresentados na tabela 21.

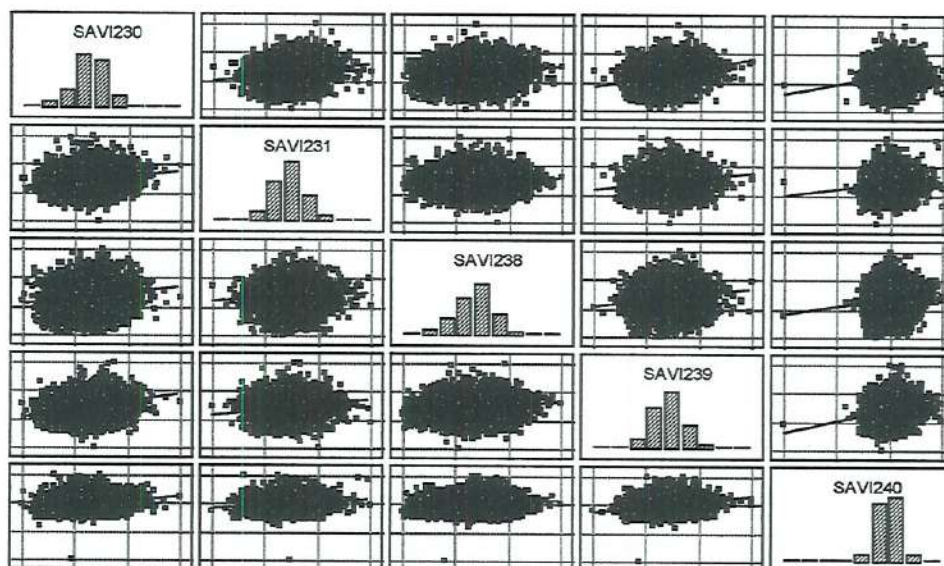


FIGURA 28 – Diagrama de correlação cruzada dos valores correspondentes ao índice SAVI, estimados para cada um dos dias analisados.

Teste de diferença de médias (tabela 22) indicou, a semelhança do observado para os valores de reflectância aparente, diferenças significativas entre os padrões observados em cada um dos dias de imageamento. As hipóteses para se compreender tais padrões estão igualmente relacionadas ao discutido acima, em particular quanto às condições atmosféricas preponderantes. Ademais, observa-se diferença significativa entre os índices de vegetação calculados com base em dados de reflectância aparente de superfície e exoatmosférica (a nível da plataforma orbital). Esta última observação reforça os resultados indicados por análise de sensibilidade quanto a influência do fator atmosfera sobre os registros atribuídos a superfície, bem como a importância em se proceder a correções e ajustes dos dados brutos para que seja possível o resgate de parâmetros biofísicos em níveis adequados de precisão e acuracidade.

Ademais das variações entre os índices atribuídos a cada um dos dias, observa-se, ainda, uma diferença significativa dos padrões detectados por cada um dos índices de vegetação utilizados (NDVI e SAVI). Esta diferença decorre, em princípio, da capacidade presumível do modelo SAVI em neutralizar as influências derivadas dos padrões de reflectância e brilho aparente do sistema solo/substrato. Na medida em que as diferenças encontradas são consideradas como significativas, a escolha do índice a ser empregado assume um carácter mais crítico. De uma forma geral, índices lineares baseados em operações entre bandas induzem a erros mais expressivos justamente por sua maior susceptibilidade às influências exercidas pelo substrato no domínio espectral ou de brilho.

É interessante observar que, além da variação dos valores absolutos, os padrões de dispersão relacionados aos índices obtidos por meio de cada um dos modelos diferiram de forma significativa, implicando em representações distintas das feições estruturais da paisagem analisada. Os resultados obtidos por meio do índice de diferença normalizada (NDVI), apresentaram padrões de dispersão sistematicamente mais elevados, sendo este um dos indicadores das dificuldades encontradas no resgate de informações quantitativas a partir deste índice de vegetação. Cabe ressaltar, todavia, que muito embora este seja atualmente

considerado como inadequado para representações mais acuradas, em particular quanto à estimativa de parâmetros biofísicos, o índice NDVI permanece como objeto de investigação devido a sua ampla utilização e a existência de registros históricos englobando períodos de observação contínua superiores a 15 anos.

TABELA 21 – Estatística descritiva dos índices de vegetação NDVI e SAVI, estimados a partir dos fatores de reflectância aparente corrigidos (S) e não corrigidos (X) quanto aos efeitos atmosféricos.

Variável	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Desv. Padrão	Skewness	Kurtosis
NDVI (X)							
230	-0,090278	-0,570906	0,318518	0,005926	0,076978	-0,53098	3,68462
231	-0,084067	-0,681512	0,322529	0,006734	0,082060	-0,37169	3,19853
238	-0,101403	-0,540490	0,345473	0,005395	0,073449	-0,36998	3,76682
239	-0,099740	-0,546181	0,351344	0,006140	0,078361	-0,29798	3,21109
240	-0,085546	-0,838591	0,746989	0,007343	0,085692	-0,16117	2,80541
NDVI (S)							
230	0,004143	-0,491755	0,386286	0,005590	0,074764	-0,751720	4,45573
231	0,007585	-0,612668	0,390935	0,006352	0,079698	-0,538820	3,72216
238	-0,006845	-0,463566	0,408335	0,005039	0,070983	-0,636290	4,65931
239	-0,018739	-0,474851	0,409218	0,005836	0,076394	-0,433540	3,56279
240	0,003768	-0,688899	0,767497	0,006924	0,083212	-0,307910	3,13455
SAVI (X)							
230	-0,029554	-0,175742	0,100219	0,000532	0,023075	0,25991	0,64185
231	-0,025097	-0,172052	0,094282	0,000510	0,022586	0,32100	0,56083
238	-0,037065	-0,224939	0,115829	0,000615	0,024803	0,32387	1,11118
239	-0,033627	-0,290939	0,109208	0,000608	0,024666	0,14430	2,03680
240	-0,025914	-0,781780	0,532569	0,000580	0,024087	0,23702	8,64812
SAVI (S)							
230	0,002066	-0,125976	0,130008	0,000524	0,022887	0,06352	0,76233
231	0,002936	-0,128974	0,123102	0,000507	0,022525	0,17151	0,61844
238	-0,002020	-0,103197	0,144555	0,000571	0,023887	0,16271	1,04441
239	-0,006088	-0,129896	0,135230	0,000593	0,024351	0,17135	1,02024
240	0,001639	-0,509135	0,561268	0,000570	0,023877	0,23550	3,90227

As principais limitações quanto a utilização operacional de índices com estrutura semelhante ao NDVI referem-se, basicamente: (1) à influência das condições atmosféricas, em particular quanto a concentração de aerossóis, vapor de

água e a presença residual de nuvens sobre a área imageada, (2) ao caráter anisotrópico da interação da radiação com a superfície e atmosfera e a relação destes processos com a geometria de iluminação e visada, (3) a problemas relativos a saturação do índice, onde este permanece constante a despeito de variações dos padrões de cobertura vegetal, (4) ao comportamento não linear desta classe de índices de vegetação quanto a relação com parâmetros biofísicos, tais como APAR e IAF, (5) a contaminação do sinal a partir do sistema solo/substrato, envolvendo variações nos teores de umidade, matéria orgânica, serapilheira e tipo de solo e (6) aos efeitos associados a estrutura da vegetação, tais como distribuição angular das folhas, presença de material não fotossinteticamente ativo (troncos e galhos), dentre outros atributos estruturais.

A influência de condicionantes atmosféricos, elegida como uma das hipóteses para se compreender os padrões encontrados, é geralmente expressa por um aumento do sinal na faixa do vermelho, atribuído principalmente a radiação de retorno da atmosfera (path radiation), ou uma redução do sinal registrado neste canal em condições de alta turbidez da atmosfera. Os efeitos normalmente observados na faixa do infravermelho próximo estão relacionados a uma redução do sinal em resposta a processos de espalhamento e absorção por aerossóis e vapor de água. O resultado final implica em redução dos valores atribuídos ao índice de vegetação, sendo que os desvios mais significativos resultam do processo de espalhamento por aerossóis (0,04 – 0,20 unidades), seguido pelo vapor de água (0,04 – 0,08) e espalhamento Rayleigh (0,02 – 0,04) (GOWARD et al., 1989).

Em uma primeira instância, os valores reduzidos encontrados para ambos os índices diferem de forma significativa dos exemplos apresentados em literatura. Embora a estrutura lógica dos índices utilizados estabeleça a possibilidade de ocorrer uma variação entre -1 e $+1$, são raros os exemplos em que são observados valores negativos. A análise dos histogramas de frequência denota uma concentração expressiva das observações no intervalo de $-0,01$ a $0,01$. Este intervalo reporta altas taxas de exposição do solo, podendo estar associado, ainda, a intenso estresse hídrico e grau de turgescência da vegetação. Para efeito interpretativo, considerou-se valores

$\leq 0,00$ como referentes à condição de solo exposto, valores superiores a 0,00 sendo atribuídos a presença de cobertura vegetal em diferentes estágios de recobrimento dos solos. Esta análise é válida, no entanto, apenas para os resultados obtidos por intermédio do modelo SAVI, o qual opera de forma a minimizar as influências do sistema solo/substrato.

TABELA 22 – Teste de diferença de médias para os índices de vegetação SAVI e NDVI, considerando-se os registros a nível de superfície (S) e exoatmosféricos (X).

SAVI	230S	231S	238S	239S	240S	230X	231X	238X	239X	240X
230S	0.00000	-0.00087	0.00408	0.00815	0.00042	0.03162	0.02716	0.03913	0.03569	0.02798
231S	0.00087	0.00000	0.00495	0.00902	0.00129	0.03249	0.02803	0.04000	0.03656	0.02885
238S	-0.00409	-0.00496	0.00000	0.00406	-0.00366	0.02753	0.02307	0.03504	0.03160	0.02389
239S	-0.00815	-0.00902	-0.00407	0.00000	-0.00773	0.02346	0.01900	0.03097	0.02753	0.01982
240S	-0.00043	-0.00129	0.00365	0.00772	0.00000	0.03119	0.02673	0.03870	0.03526	0.02755
230X	-0.03162	-0.03249	-0.02753	-0.02347	-0.03119	0.00000	-0.00446	0.00751	0.00407	-0.00364
231X	-0.02716	-0.02803	-0.02307	-0.01901	-0.02673	0.00445	0.00000	0.01196	0.00853	0.00081
238X	-0.03913	-0.04000	-0.03504	-0.03098	-0.03870	-0.00751	-0.01197	0.00000	-0.00344	-0.01115
239X	-0.03569	-0.03656	-0.03161	-0.02754	-0.03527	-0.00407	-0.00853	0.00343	0.00000	-0.07713
240X	-0.02798	-0.02885	-0.02389	-0.01983	-0.02755	0.00364	-0.00082	0.01115	0.00771	0.00000

NDVI	230S	231S	238S	239S	240S	230X	231X	238X	239X	240X
230S	0.00000	-0.00344	0.01098	0.02288	0.00037	0.09442	0.08821	0.10554	0.10388	0.08968
231S	0.00344	0.00000	0.01442	0.02632	0.00381	0.09786	0.09165	0.10898	0.10732	0.09313
238S	-0.01098	-0.01443	0.00000	0.01189	-0.01061	0.08343	0.07722	0.09455	0.09289	0.07870
239S	-0.02288	-0.02632	-0.01189	0.00000	-0.02251	0.07154	0.06532	0.08266	0.08100	0.06680
240S	-0.00037	-0.00382	0.01061	0.02250	0.00000	0.09404	0.08783	0.10517	0.10350	0.08931
230X	-0.09442	-0.09786	-0.08343	-0.07154	-0.09405	0.00000	-0.00621	0.01112	0.00946	-0.00473
231X	-0.08821	-0.09165	-0.07722	-0.06533	-0.08783	0.00621	0.00000	0.01733	0.01567	0.00148
238X	-0.10555	-0.10899	-0.09456	-0.08266	-0.10517	-0.01112	-0.01734	0.00000	-0.00166	-0.01586
239X	-0.10388	-0.10732	-0.09289	-0.08100	-0.10351	-0.00946	-0.01567	0.00166	0.00000	-0.07713
240X	-0.08969	-0.09323	-0.07870	-0.06681	-0.08931	0.00473	-0.00148	0.01585	0.01419	0.00000

Uma outra hipótese, de certa forma complementar as demais aventadas acima, refere-se a interação entre geometria de iluminação e características estruturais da vegetação. SELLERS (1995) encontrou variações expressivas do índice NDVI em função da distribuição dos ângulos foliares, associando este fator a inclinação solar. Segundo o autor, esta relação pode implicar em alterações significativas da espessura ótica da cobertura vegetal, bem como da fração do

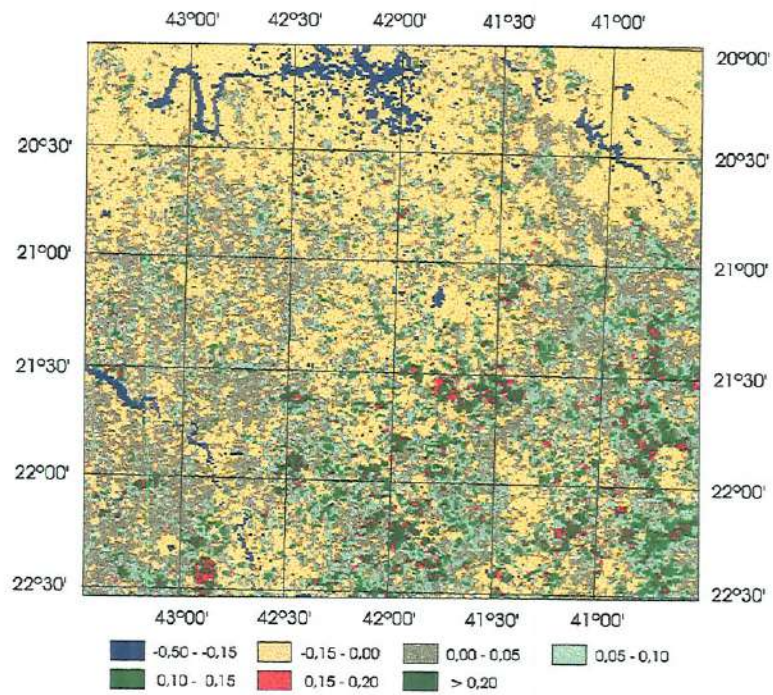


IMAGEM 09 - Mapa temático Índice de Vegetação NDVI, passagem 230.

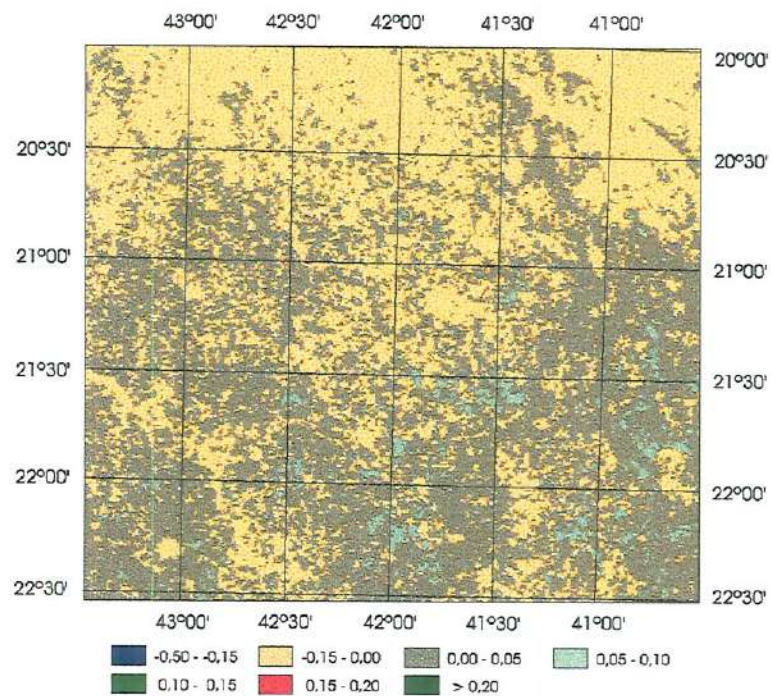


IMAGEM 10 - Mapa temático Índice de Vegetação SAVI, passagem 230.

substrato exposta, fatores estes que podem induzir a variações significativas dos valores encontrados, inclusive na relação destes com o Índice de Área Foliar. CLEVER & VERHOEF (1993), utilizando modelos de simulação, indicam que um dos fatores preponderantes na definição da resposta dos índices de vegetação esta diretamente relacionado a distribuição dos ângulos de inclinação das folhas.

O fator estrutura da vegetação, associado a presença de material não fotossinteticamente ativo, tal como folhas mortas e serapilheira, constitui um atributo da superfície que pode auxiliar na compreensão dos baixos índices encontrados para a região. A relação destes com demais condicionantes, a exemplo das condições atmosféricas predominantes, conteúdo de umidade no solo e percentual de solo exposto, representa hipótese que merece uma análise mais criteriosa. Faz-se necessária, todavia, a definição de planejamento experimental especificamente voltado a investigação destes fatores, em particular quanto a ação sinérgica de dois ou mais elementos sobre a definição dos valores finais do fator de reflectância aparente a nível de superfície.

Análise multidimensional baseada em matriz de correlação corrobora indicação das diferenças observadas entre os registros dos índices de vegetação atribuídos a cada um dos dias. Embora alguns valores apresentem uma maior proximidade, os índices de correlação não são significativos ($p < 0,01$). As figuras 29 (a e b) e 30 (a e b) apresentam resultados de análise multidimensional efetuada em relação aos valores atribuídos a cada um destes índices, SAVI e NDVI, respectivamente. A comparação direta dos índices de vegetação derivados a partir de cada um destes modelos não foi efetuada tendo em vista as diferenças quanto a estrutura lógica e funcional dos mesmos.

5.2.2.3 - Índice de Área Foliar

Os valores de IAF foram calculado segundo proposição de PRICE (1992). Os valores encontrados foram considerados como extremamente reduzidos

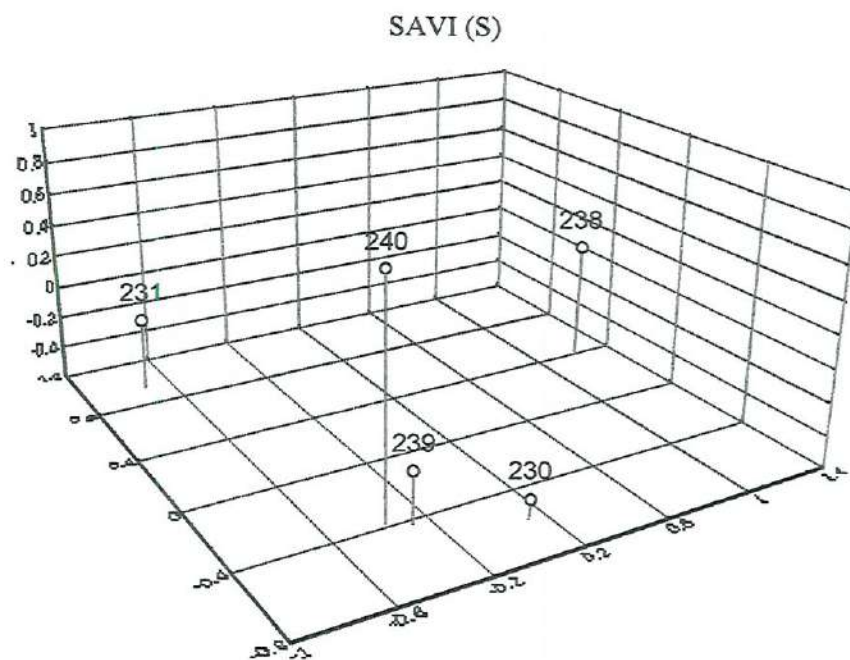
quando comparados com aqueles observados em literatura, em particular para coberturas mais densas, a semelhança de reflorestamentos e áreas de preservação. A tendência de diferenciação dos padrões observados em cada um dos dias permanece como válida em relação a este índice, conforme pode ser observado nas tabelas 23 e 24 (estatística descritiva e matriz de correlação, respectivamente). Esta tendência é corroborada por análise de diferença de médias, a qual indica uma dissimilaridade significativa ($p < 0,01$) entre os padrões observados para cada uma das dias (tabela 25). A figura 31 representa de forma gráfica a correlação observada entre os índices de área foliar (IAF) estimados para cada uma das passagens.

Conforme ilustrado nas imagens 11 – 15, além da variabilidade dos valores absolutos e dos padrões de dispersão estatísticos, foram observadas variações expressivas dos padrões espaciais, muito embora mantendo uma predominância de índices de área foliar reduzidos para toda a região. As hipóteses arroladas para avaliação destes resultados assemelham-se as anteriormente discutidas quanto aos registros espectrais no intervalo do espectro refletido. Embora possa-se considerar estes valores como circunstancialmente válidos, índices reduzidos para áreas reconhecidas como de recobrimento florestal causam certa surpresa, na medida em que a expectativa, fundamentada em relatos de literatura, aponta para valores $IAF \geq 2,0$ em termos absolutos.

Muito embora PRICE & BAUSCH (1995) ressaltem que a obtenção de valores de IAF por meio de modelo de fluxo duplo não tenha sofrido procedimentos de verificação experimental e validação mais extensos, atendo-se somente a determinados tipos de cobertura, os resultados encontrados são coerentes com valores obtidos por intermédio de outros modelos (ASRAR et al., 1984; WIEGAND & RICHARDSON, 1990; WIEGANG et al., 1992; BOUMAN, 1992; MYNENNI et al., 1992; QI et al., 1995; PRIVETTE et al., 1996).

A principal restrição ao método proposto em PRICE (1992) e discutido em PRICE & BAUSCH (1995), refere-se a necessidade de se reconhecer previamente o comportamento espectral dos solos e/ou substrato. Este último, em

a)



b)

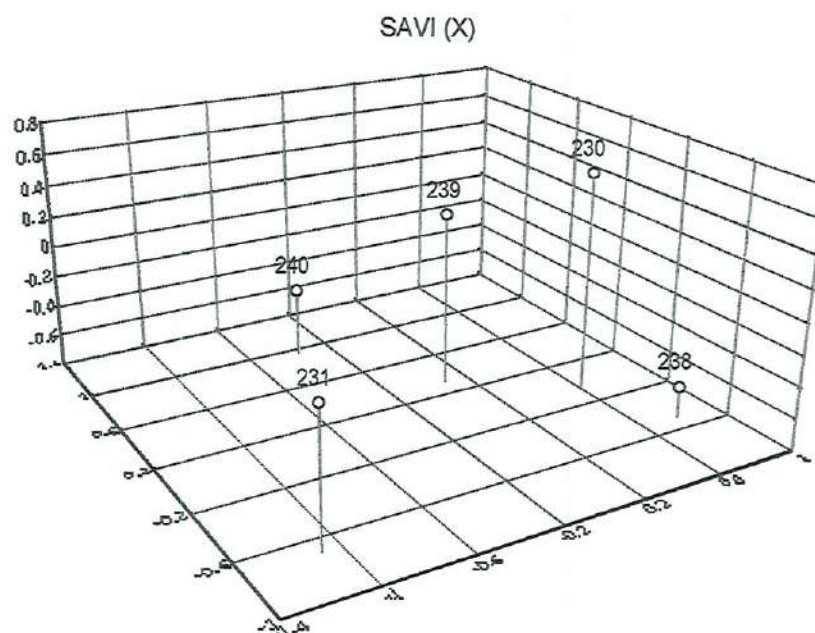
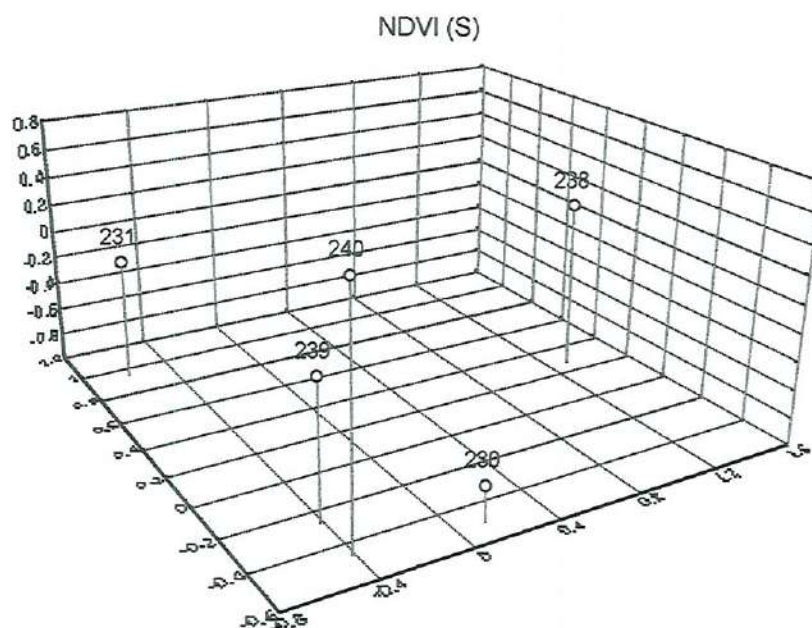


FIGURA 29 a e b – Análise multidimensional baseada em matriz de correlação do índice de vegetação SAVI para condições de superfície (a) e exoatmosférica (b). Dimensões 1, 2 e 3 (x, y e z) representam valores de correlação observados entre os índices atribuídos a cada um dos dias analisados.

a)



b)

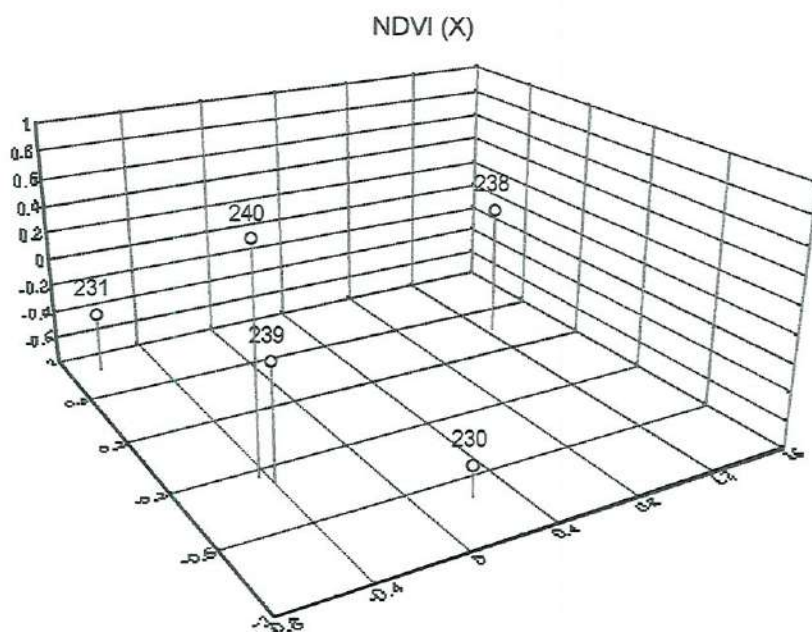


FIGURA 30 a e b – Análise multidimensional baseada em matriz de correlação do índice de vegetação NDVI para condições de superfície (a) e exoatmosférica (b). Dimensões 1, 2 e 3 (x, y e z) representam valores de correlação entre os índices atribuídos a cada um dos dias analisados.

particular, representa fator adicional de complexidade na medida em que os diversos índices e modelos encontrados em literatura baseiam-se tão somente em estudos relativos a unidades e classes de solos mais conhecidas, tendo-se encontrado apenas um estudo referente ao comportamento espectral de solos de regiões (neo) tropicais (VALERIANO et al., 1995).

Os valores referentes a constante solo foram obtidos por meio da curva de regressão dos valores de reflectância aparente atribuídos a faixa do vermelho do espectro (canal 1 AVHRR-2) contrapostos àqueles referentes ao intervalo espectral do infravermelho próximo (canal 2 AVHRR-2), conforme exemplificado na figura 32. Esta dificuldade é exacerbada quando tratadas informações derivadas de sensores de média resolução espacial, sendo atribuída, em parte, às dificuldades em se localizar pixels puros quanto a resposta do sistema solo/substrato e vegetação. Outro fator interveniente refere-se a contribuição de áreas adjacentes (pixels vizinhos) no registro final da radiância atribuída a determinado pixel.

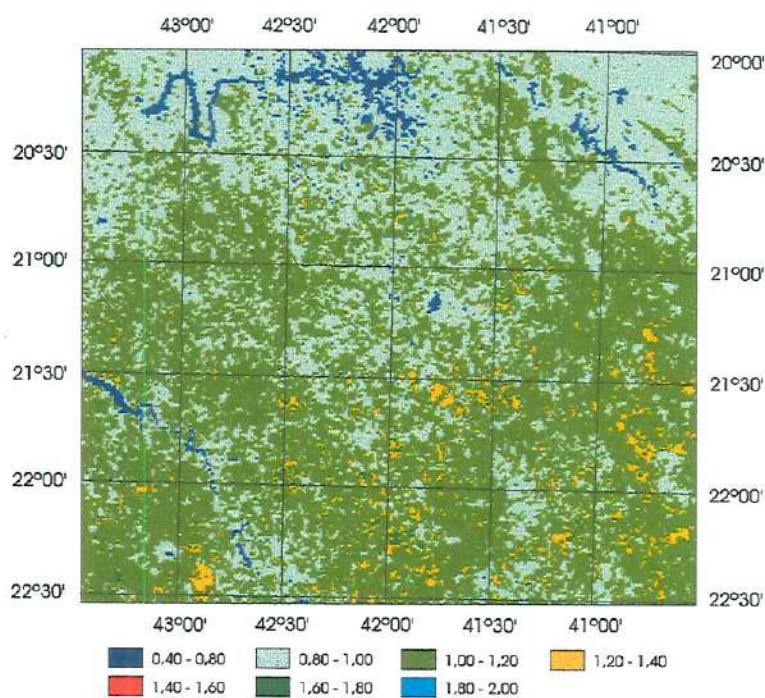


IMAGEM 11 - Mapa temático Índice de Área Foliar - passagem 230.

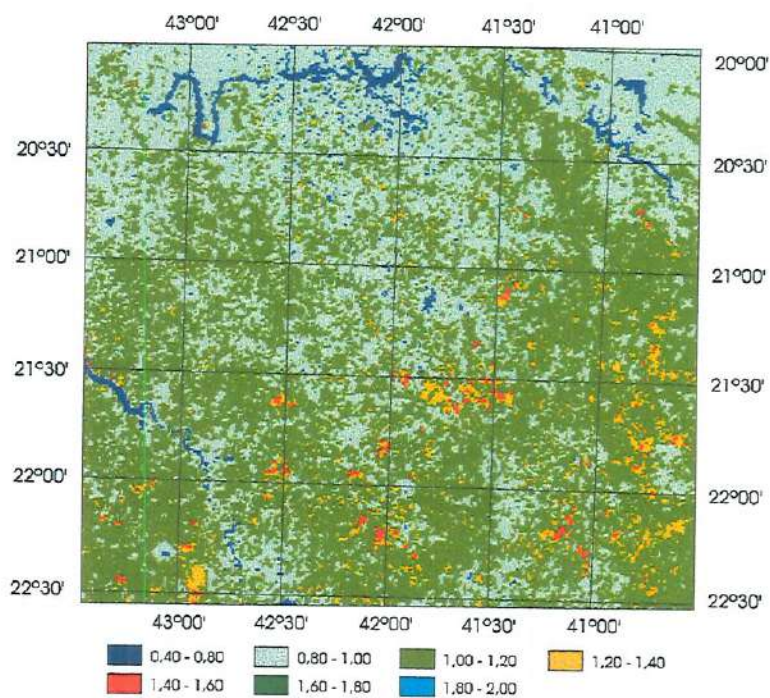


IMAGEM 12 - Mapa temático Índice de Área Foliar - passagem 231.

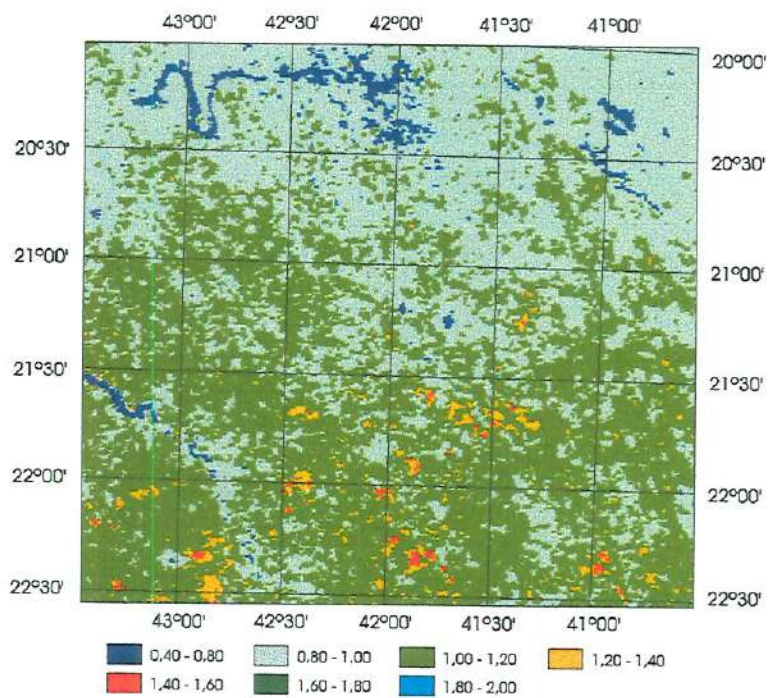


IMAGEM 13 - Mapa temático Índice de Área Foliar - passagem 238.

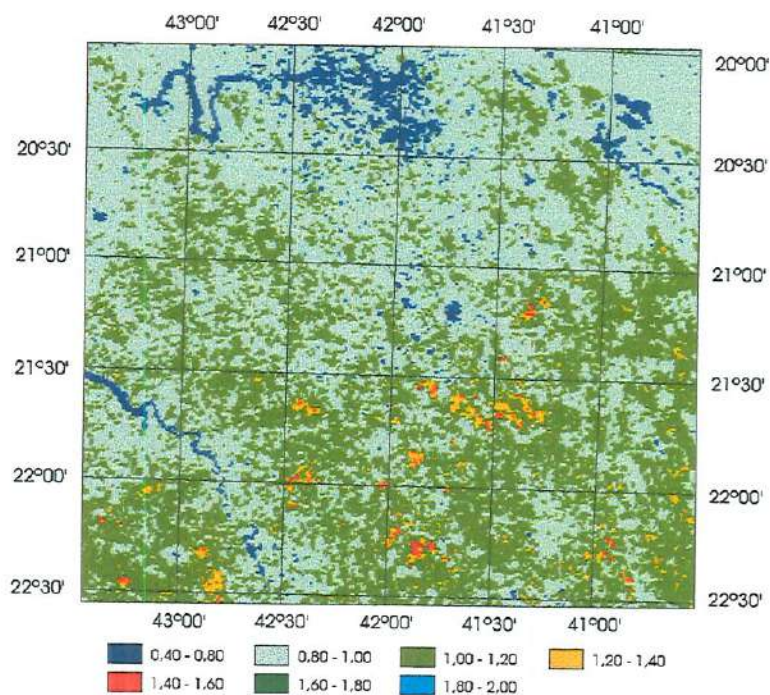


IMAGEM 14 - Mapa temático Índice de Área Foliar - passagem 239.

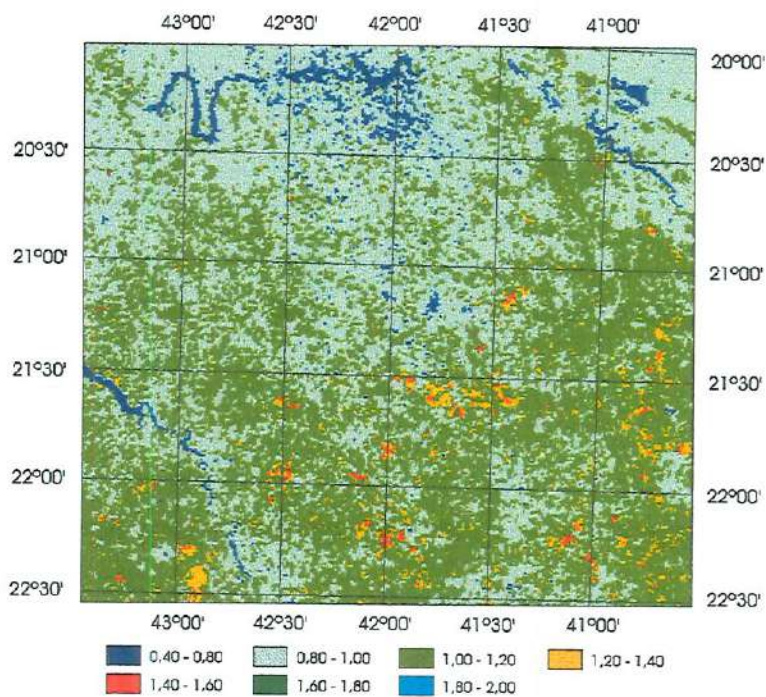


IMAGEM 15 - Mapa temático Índice de Área Foliar - passagem 240.

Estes talvez sejam os principais elementos de incerteza em se tratando da obtenção de valores de IAF a partir de imagens NOAA/AVHRR. PRICE (1992) e PRICE & BAUSCH (1995) indicam a necessidade em se aprimorar o conhecimento relativo as interações entre respostas atribuídas a vegetação e a inversão de modelos de transferência radiativa para obtenção de índices e indicadores bio e geofísicos. Pesam sobre estes aspectos o relativo desconhecimento ou inoperabilidade dos conceitos de Função de Distribuição de Reflectância Bidirecional (BRDF) da superfície e a interdependência desta com a função de distribuição observada a nível atmosférico.

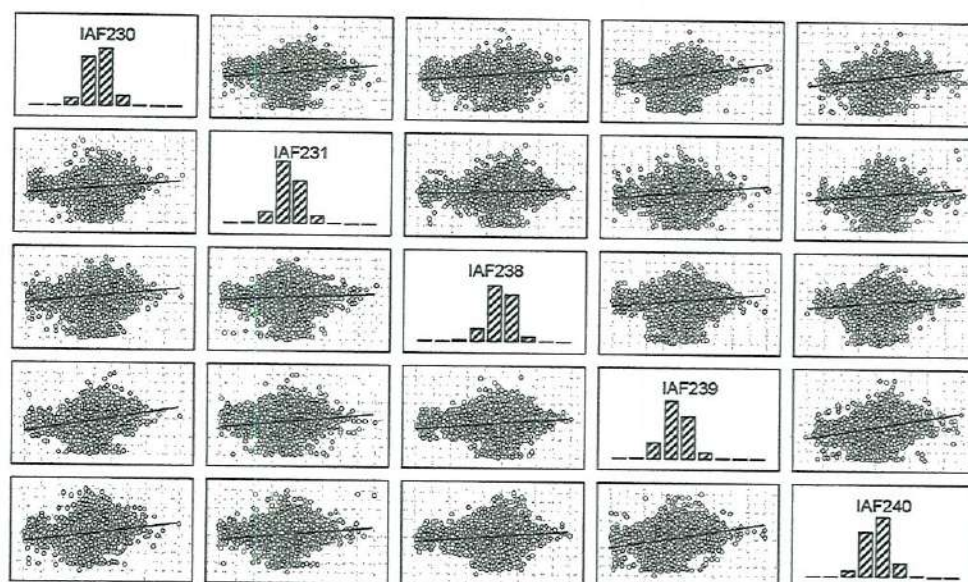


FIGURA 31 – Representação da correlação observada entre os valores de IAF atribuídos a cada um dos dias analisados.

A abordagem corrente por parte de pesquisadores envolvidos no desenvolvimento de modelos de circulação global, com a definição de Funções Inversas de Fourier a partir de série temporais dos valores de PAR e FPAR (radiação fotossinteticamente ativa e fração de radiação fotossinteticamente ativa, respectivamente), corresponde a proposição mais consistente, muito embora sejam necessárias séries históricas para sua implementação a nível operacional. Tal procedimento vem sendo adotado com relativo sucesso, muito embora requeira um

reconhecimento detalhado dos padrões de cobertura vegetal – para efeito de tipologia da vegetação, e recorra a algumas premissas funcionais no que concerne aos processos de absorção da radiação fotossinteticamente ativa e produção primária (SELLERS et al., 1992; SELLERS, 1995).

Segundo PRICE & BAUSCH (1995), as principais fontes de erro estão relacionadas a um desconhecimento do comportamento espectral do sistema solo/substrato e ainda à desvios registrados durante procedimentos de correção atmosférica. BOUMAN (1992) indica a ocorrência de desvios na faixa de 0,1 para intervalos de $0 < IAF < 1$ e 0,35 para intervalos de $3 < IAF < 5$, a partir de estimativas realizadas por meio da inversão de diferentes índices de vegetação. Neste último caso, os desvios registrados nos valores de IAF são em parte decorrentes dos fatores condicionantes e intervenientes observados para os diferentes índices de vegetação (p.e, geometria de iluminação e visada, atmosfera e substrato), do comportamento não linear de alguns destes índices (p.e., NDVI e RS) em relação ao IAF e a diferentes níveis de saturação dos IVs.

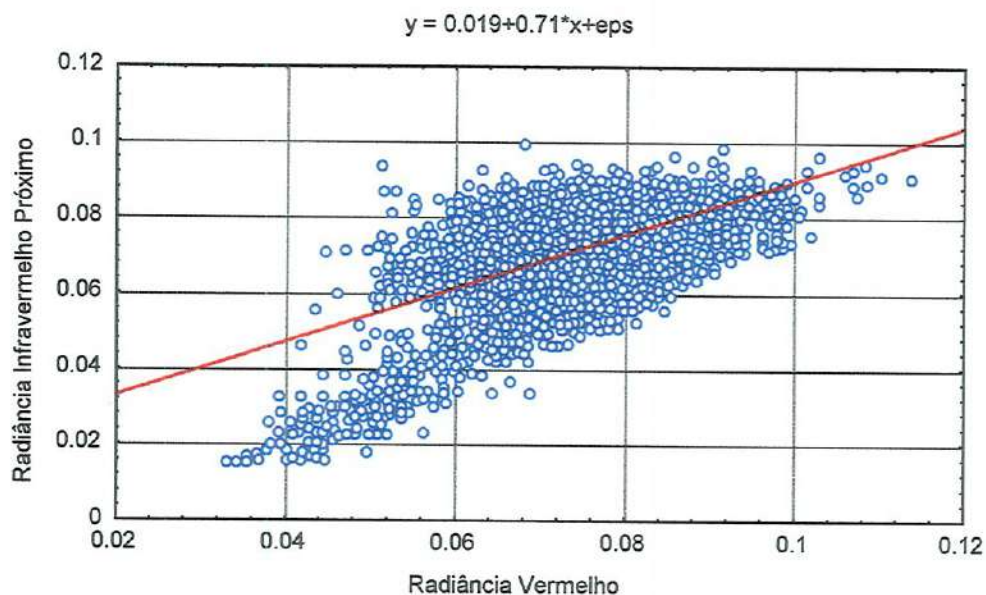


FIGURA 32 – Relação entre valores de radiância encontrados para a faixa do Vermelho (canal 1) contra Infravermelho Próximo (canal 2), segundo dados referentes ao dia 230.

TABELA 23 – Estatística descritiva valores referentes ao índice de área foliar, calculado segundo PRICE (1992).

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Desv. Pdr.	Skewness	Kurtosis
230	1,007041	0,495490	1,736034	0,011355	0,106559	0,114878	3,040800
231	1,012132	0,416917	1,747595	0,012422	0,111453	0,300601	2,548902
238	0,994600	0,514592	1,791561	0,010068	0,100342	0,179553	3,932051
239	0,974753	0,507595	1,793821	0,011648	0,107928	0,446381	3,150255
240	1,006886	0,373916	2,992050	0,014216	0,119233	0,556008	3,328676

TABELA 24 – Correlação entre os Índices de Área Foliar observados para cada uma das passagens analisadas.

	230	231	238	239	240
230	1,00	0,24	0,27	0,33	0,28
231	0,24	1,00	0,20	0,28	0,26
238	0,27	0,20	1,00	0,26	0,24
239	0,33	0,28	0,26	1,00	0,35
240	0,28	0,26	0,24	0,35	1,00

TABELA 25 – Teste de diferença entre médias para valores de IAF ($p < 0,01$)

	230	231	238	239	240
230	0,000000	-0,005091	0,012441	0,032288	0,000155
231	0,005091	0,000000	0,017532	0,037379	0,005246
238	-0,012441	-0,017532	0,000000	0,019846	-0,012287
239	-0,032288	-0,037379	-0,019846	0,000000	-0,032133
240	-0,000155	-0,005246	0,012287	0,032133	0,000000

5.2.2.4 - Albedo

Valores de albedo de superfície acompanharam tendência observada para demais parâmetros descritos acima. Muito embora tenha-se encontrado valores inferiores aos esperados, estes parecem coerentes com a maioria dos relatos encontrados em literatura (TUCKER et al., 1985; SELLERS et al., 1985; SELLERS et al., 1992). A semelhança dos demais, observou-se uma variação significativa entre

cada um dos dias analisados, conforme explicitado nas tabelas 26 e 27. A tabela 28 apresenta resultado de teste de diferença de médias, indicando que as diferenças encontradas entre os registros diários são consideradas como significativas ($P < 0,01$).

TABELA 26 – Estatística descritiva dos valores de albedo observados para cada um dos dias (passagens) analisados.

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Des. Pdr.	Skewness	Kurtosis
230	0,073774	0,024521	0,111293	0,000059	0,007685	-1,64027	6,73155
231	0,065989	0,023910	0,105420	0,000053	0,007293	-1,25829	4,71386
238	0,083477	0,025774	0,197831	0,000067	0,008186	-1,92890	10,91435
239	0,076559	0,026999	0,282219	0,000073	0,008564	0,36295	22,57148
240	0,066693	0,024078	0,251507	0,000054	0,007363	-1,01990	8,21841

As principais fontes de erro, ademais das influências atmosféricas, trata da premissa de comportamento isotrópico por parte da superfície imageada. Na medida em que a maioria das superfícies terrestres não apresenta comportamento lambertiano (superfícies refletoras ideais), seu comportamento anisotrópico pode implicar em desvios superiores a 45% em termos absolutos (KIMES & SELLERS, 1985, KIMES et al., 1993).

KIMES et al. (1993) propõe a utilização de um modelo especialista (VEG) para estimativa da reflectância hemisférica (albedo) a partir de dados adquiridos em diferentes ângulos de visada por sistemas sensores remotos orbitais e aerotransportados. Resultados iniciais apontam para progressos significativos, muito embora o método proposto necessite maiores esforços para calibração em diferentes contextos ambientais e posterior validação do modelo. Como fator limitante a nível operacional, observa-se a necessidade da aquisição de imagens em diferentes geometrias de visada e iluminação, fator este restritivo a adoção deste procedimento em estudos de balanço energético e monitoramento ambiental em escala operacional.

As imagens 16-20 apresentam mapas temáticos relativos aos valores de albedo estimados para cada uma das passagens conforme modelo proposto em TUCKER et al. (1985). Os intervalos utilizados correspondem a melhor

configuração obtida por meio de análise dos histogramas de frequência, de forma a caracterizar a variabilidade espacial deste índice. As observações quanto a variabilidade observada entre os dias analisados pode ser constatada a partir da visualização destes resultados. Para efeito ilustrativo, é interessante observar, ainda, a correlação espacial entre valores estimados de albedo e dos índices de vegetação, expressos nas imagens apresentadas acima.

TABELA 27 – Matriz de correlação dos valores de albedo atribuídos a cada uma das passagens analisadas ($p < 0,01$).

	230	231	238	239	240
230	1,00	0,22	0,18	0,30	0,23
231	0,22	1,00	0,11	0,22	0,20
238	0,18	0,11	1,00	0,14	0,12
239	0,30	0,22	0,14	1,00	0,28
240	0,23	0,20	0,12	0,28	1,00

TABELA 28 – Teste de diferença de médias para valores de albedo observados em cada uma das passagens ($p < 0,01$).

	230	231	238	239	240
230	0,000000	0,007784	-0,009703	-0,002785	0,007081
231	-0,007784	0,000000	-0,017488	-0,010570	-0,000704
238	0,009703	0,017488	0,000000	0,006918	0,016784
239	0,002785	0,010570	-0,006918	0,000000	0,009866
240	-0,007081	0,000704	-0,016784	-0,009866	0,000000

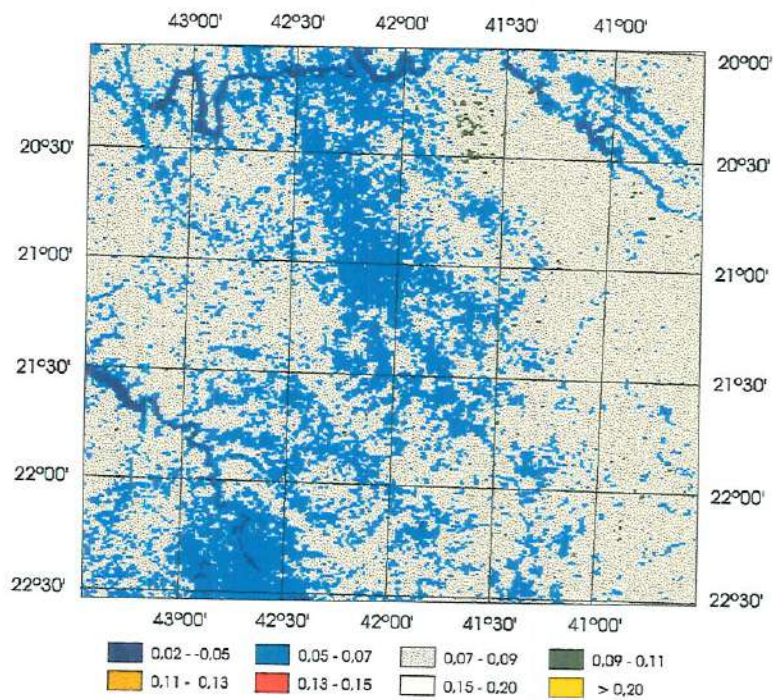


IMAGEM 16 – Mapa temático Albedo de superfície – passagem 230.

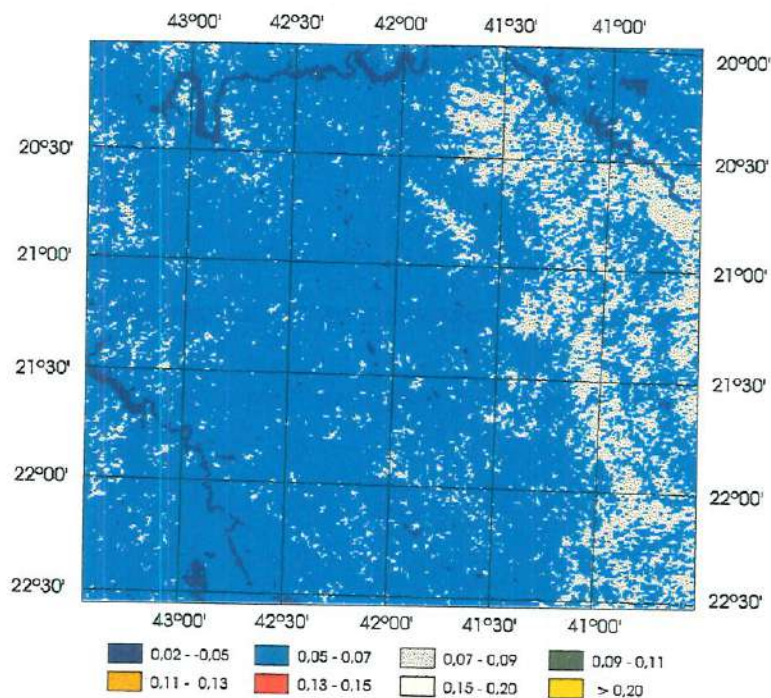


IMAGEM 17 – Mapa temático Albedo de superfície – passagem 231.

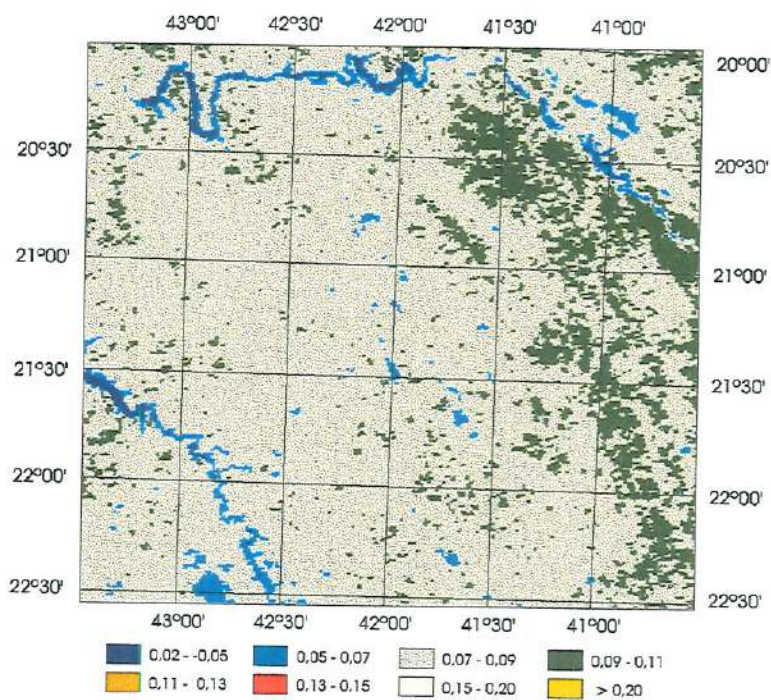


IMAGEM 18 – Mapa temático Albedo de superfície – passagem 238.

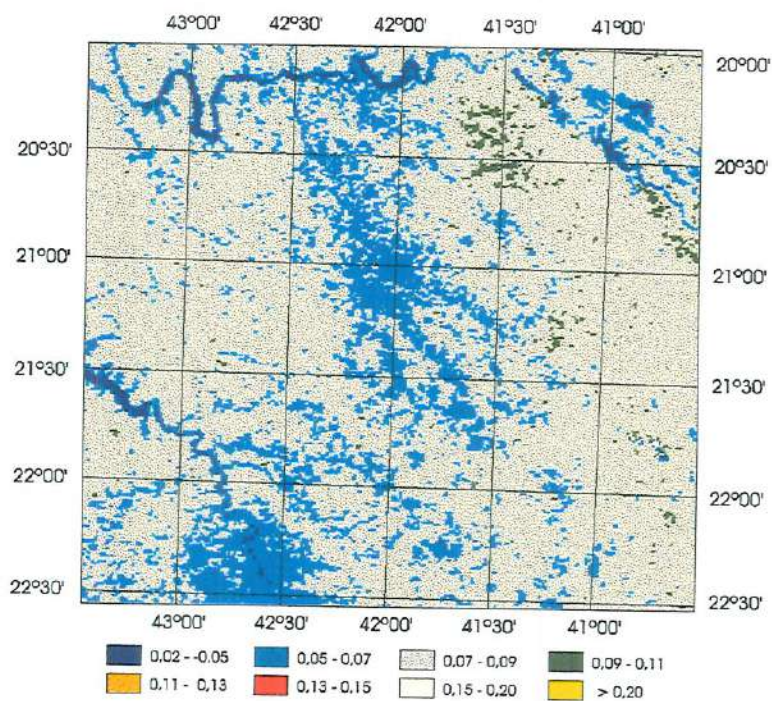


IMAGEM 19 – Mapa temático Albedo de superfície – passagem 239.

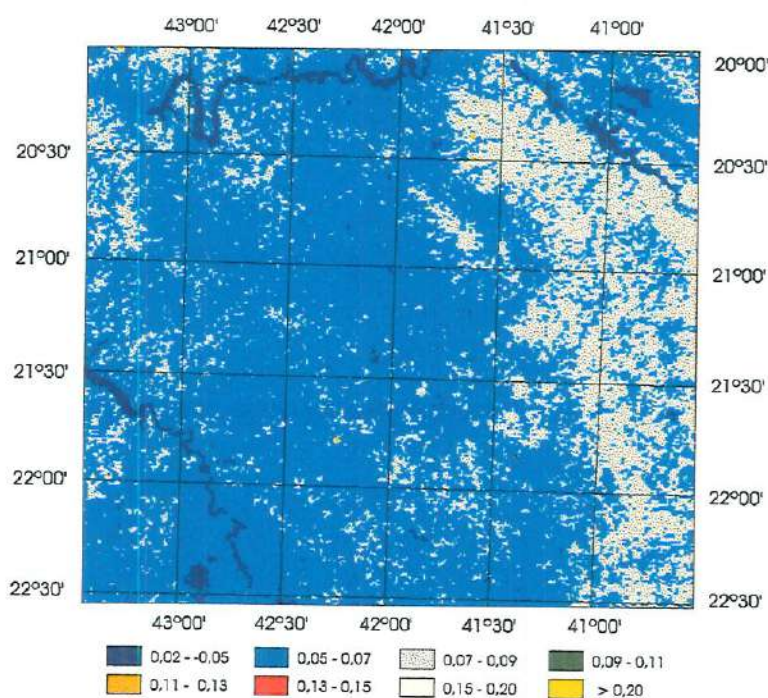


IMAGEM 20 – Mapa temático Albedo de superfície – passagem 240.

5.2.3 - Espectro Emissivo

Esta etapa trata do processamento e análise digital efetuados com base nos dados amostrados no intervalo emissivo do espectro eletromagnético, representado por meio dos canais 4 e 5 do sensor AVHRR-2. Estes canais operam em intervalo espectral correspondente a uma única janela atmosférica, compreendendo os intervalos de 10,3 – 11,3 μm (canal 4) e 11,4 – 12,4 μm (canal 5). Muito embora o canal 3 também possa ser considerado como representante do espectro emissivo, este não foi utilizado devido, em parte, a relação sinal/ruído desfavorável. As análises foram consubstanciadas como estimativas dos índices de emissividade para os canais 4 e 5, do total de água precipitável presente na coluna atmosférica e da temperatura de superfície.

As imagens 21 e 22 representam imagens não processada correspondentes a passagem 230d (canais 4 e 5, respectivamente). As imagens 23 e 24 representam mapas temáticos derivados da classificação das imagens 21 e 22, segundo valores de temperatura de brilho a nível da plataforma orbital (TOA). A tabela 29 apresenta estatística descritiva dos valores de temperatura de brilho observadas para cada um dos canais nos cinco dias de imageamento. Esta é complementada pelas tabelas 30 e 31, onde estão listados resultados de testes de correlação e diferença entre médias, respectivamente.

O intervalo de valores observados para todos os dias parece, em princípio, coerente com relatos em literatura, muito embora seja possível observar variações significativas dos padrões de dispersão. Teste de diferença de médias reforça esta hipótese, indicando ocorrer diferença significativa entre todos os conjuntos de dados, a exceção de duas interação indicadas como não significativas (tabela 31). Análise de correlação indica valores significativos apenas para a relação observada entre as bandas correspondentes a uma mesma passagem. Registros efetuados em dias diferentes não apresentaram correlação significativa ($p < 0,01$) dos valores de temperatura de brilho (tabela 30).

TABELA 29 – Estatística descritiva dos valores de temperatura de brilho (TOA) registradas por meio dos canais 4 e 5 do sistema sensor AVHRR-2 durante os 5 dias de amostragem.

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Des.Pdr.	Skewness	Kurtosis
230_4	306.4078	294.2490	318.0770	6.712363	2.590823	-0.318536	1.772149
230_5	204.4143	294.0934	314.0612	4.429158	2.104557	-0.395353	1.932909
231_4	306.9304	295.0459	320.0334	9.650203	3.106478	0.041995	0.655997
231_5	305.0312	294.7265	315.6259	6.952767	2.636810	0.086224	0.635352
238_4	306.8094	294.4877	318.4054	6.369152	2.523718	-0.575144	2.345135
238_5	305.0307	294.2161	314.8702	4.616627	2.148634	-0.622499	2.343469
239_4	308.8368	282.3913	320.1146	8.946144	2.991011	-0.813090	3.240260
239_5	306.8101	282.6221	315.8425	6.991336	2.644114	-0.983571	3.874826
240_4	308.7212	295.0261	321.1062	9.670417	3.109729	-0.171819	0.644560
240_5	306.7433	294.7998	317.7855	6.945555	2.635442	-0.172316	0.543938

TABELA 30 – Matriz de correlação valores de temperatura de brilho correspondentes aos dias de passagem e canais do sensor AVHRR-2.

	230_4	230_5	231_4	231_5	238_4	238_5	239_4	239_5	240_4	240_5
230_4	1,00	0,99	0,31	0,33	0,24	0,24	0,33	0,32	0,34	0,35
230_5	0,99	1,00	0,29	0,32	0,21	0,22	0,33	0,33	0,32	0,33
231_4	0,31	0,29	1,00	0,99	0,19	0,20	0,34	0,34	0,37	0,39
231_5	0,33	0,32	0,99	1,00	0,21	0,22	0,37	0,36	0,39	0,41
238_4	0,24	0,21	0,19	0,21	1,00	0,99	0,19	0,16	0,26	0,26
238_5	0,24	0,22	0,20	0,22	0,99	1,00	0,20	0,17	0,27	0,27
239_4	0,33	0,33	0,34	0,37	0,19	0,20	1,00	0,98	0,39	0,41
239_5	0,32	0,33	0,34	0,36	0,16	0,17	0,98	1,00	0,37	0,39
240_4	0,34	0,32	0,37	0,39	0,26	0,27	0,39	0,37	1,00	0,99
240_5	0,35	0,33	0,39	0,41	0,26	0,27	0,41	0,39	0,99	1,00

TABELA 31 – Teste diferença de médias segundo valores de temperatura de brilho (TOA) registrados por meio dos canais 4 e 5 em cada um dos dias analisados.

	230_4	230_5	231_4	231_5	238_4	238_5	239_4	239_5	240_4	240_5
230_4	0.0000	1.9935	-0.522	1.3766	-0.401	1.3771	-2.429	-0.402	-2.313	-0.335
230_5	-1.993	0.0000	-2.516	-0.618	-2.395	-0.616	-4.422	-2.396	-4.307	-2.329
231_4	0.5225	2.5161	0.0000	1.8992	0.1210	1.8996	-1.906	0.1203	-1.791	0.1871
231_5	-1.376	0.6168	-1.899	0.0000	-1.778	0.0004	-3.806	-1.779	-3.690	-1.712
238_4	0.4015	2.3950	-0.121	1.7782	0.0000	1.7786	-2.027	-0.001	-1.911	0.0661
238_5	-1.377	0.6164	-1.899	-0.000	-1.779	0.0000	-3.806	-1.779	-3.690	-1.712
239_4	2.4289	4.4225	1.9064	3.8056	2.0274	3.8061	0.0000	2.0268	0.1156	2.0936
239_5	0.4022	2.3957	-0.120	1.7788	0.0068	1.7793	-2.027	0.0000	-1.911	0.0668
240_4	2.3134	4.3069	1.7908	3.6901	1.9118	3.6905	-0.116	1.9112	0.0000	1.9779
240_5	0.3354	2.3289	-0.187	1.7121	-0.066	1.7125	-2.093	-0.067	-1.977	0.0000

5.2.3.1- Emissividade

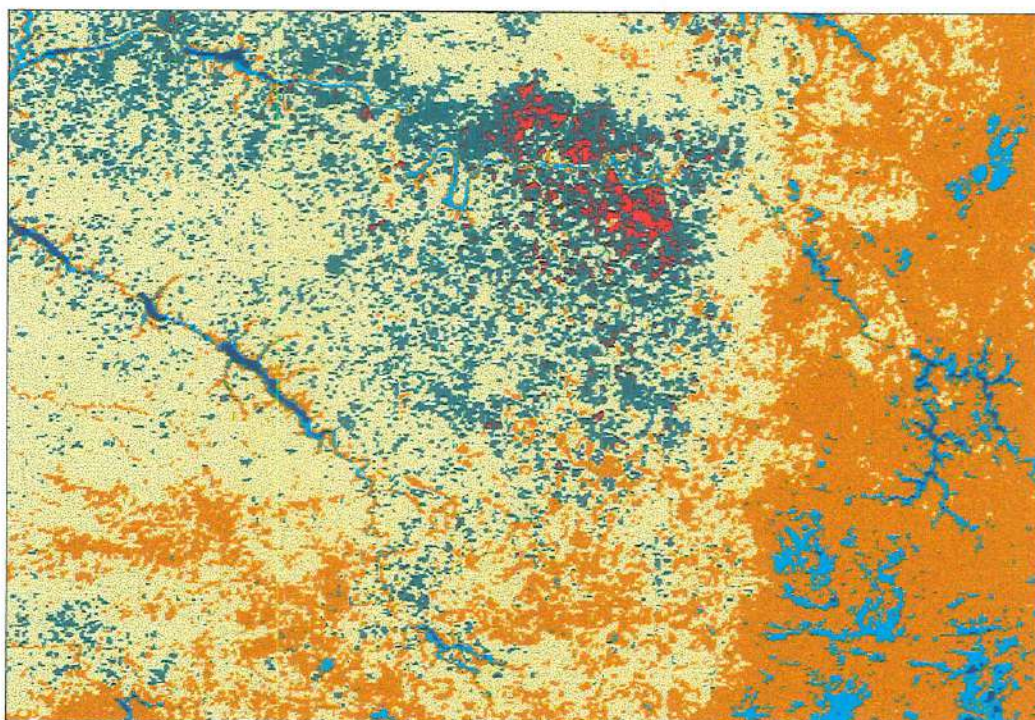
Em função da não disponibilidade de imagens (pares) referentes ao período noturno com nível de qualidade adequado, não foi possível efetuar a estimativa dos valores de emissividade por meio do método proposto em BECKER & LI (1990a). Embora considerado como procedimento crítico, a possibilidade de se efetuar registros com níveis aceitáveis de desvio são muito reduzidas, tanto em função da amplitude da área amostrada como devido ao software utilizado. Este fator, aliado às dificuldades



IMAGEM 21 - Imagem canal 4 (10,3 – 11,3 μm) sensor AVHRR. Passagem 230.

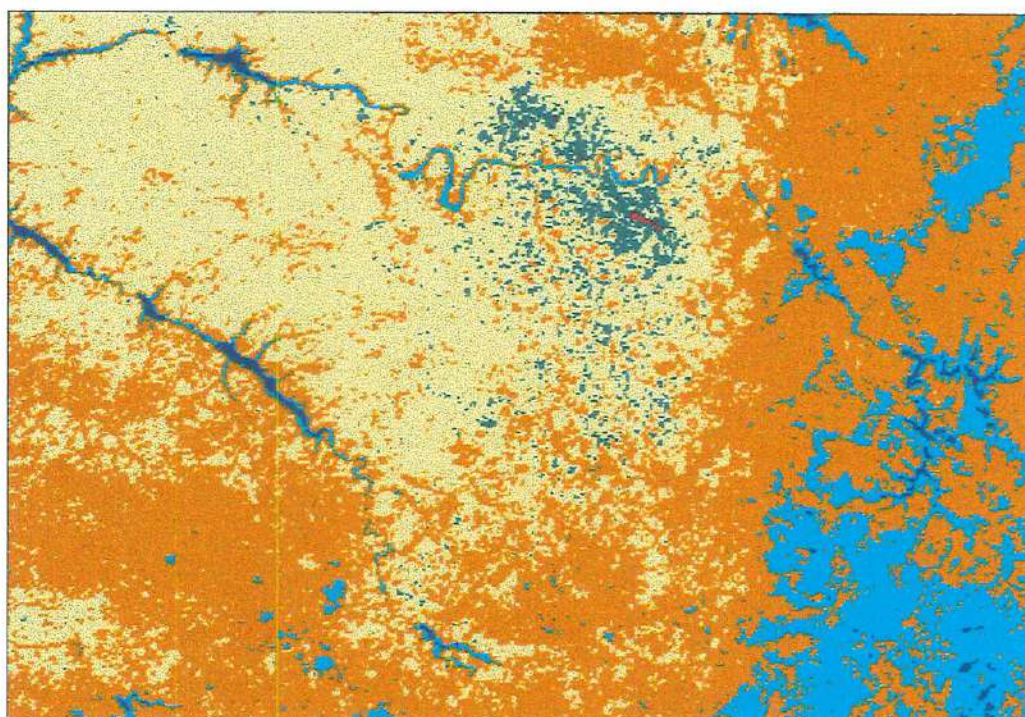


IMAGEM 22 - Imagem canal 5 (11,4– 12,4 μm) sensor AVHRR. Passagem 230.



■ 292 - 296 ■ 296 - 300 ■ 300 - 304 ■ 304 - 308 ■ 308 - 312 ■ 312 - 316

IMAGEM 23 – Mapa temático temperatura de brilho da superfície, em °K, canal 4 sensor AVHRR, passagem 230.



■ 292 - 296 ■ 296 - 300 ■ 300 - 304 ■ 304 - 308 ■ 308 - 312 ■ 312 - 316

IMAGEM 24 – Mapa temático temperatura de brilho da superfície, em °K, canal 5 sensor AVHRR, passagem 230.

para obtenção de imagens noturnas, representa a principal limitação à plena operacionalização do método de estimativa de emissividade de superfície a partir do conceito de TISIs. Para se efetuar registros com níveis de desvio inferiores a 0,5 pixel, torna-se necessária a utilização de programas voltados especificamente a este fim, tais como modelos para geração de ortofotos de precisão ou de restituição avançados.

De forma a contornar estas limitações, em particular quanto a operacionalização do método, foi adotada proposta estabelecida em PRICE (1984) e aprimorada em VIDAL (1991), a qual requer apenas dados gerados pelo próprio sistema sensor. A lógica deste procedimento consiste em se calcular a temperatura de brilho a partir da eq. 193, procedendo-se a seguir ao cálculo da temperatura de superfície por meio da relação descrita na eq.194. Os valores estimados para a temperatura de superfície por meio da eq.195, bem como dados registrados pelo sistema sensor na forma de temperatura de brilho para os canais 4 e 5 são a seguir convertidos para valores de radiância a nível de superfície, por meio da integração da equação de Planck para cada um dos intervalos espectrais.

Com base nos valores de radiância registrados pelo sensor orbital e simulados pelo modelo de transferência radiativa (Streamer), procedeu-se à estimativa iterativa dos valores de emissividade para cada um dos canais, conforme descrito na eq. 196. Adotou-se, inicialmente, um valor de emissividade média de $\varepsilon = 0.96$ e uma diferença de $\varepsilon_4 - \varepsilon_5 = 0$. A seguir, efetuou-se a estimativa iterativa dos valores de emissividade de superfície, de forma a minorar a dispersão dos índices de emissividade recorrentes da iteração inicial (redução da variância). Foram necessárias, em média, cerca de cinco iterações para se alcançar níveis aceitáveis de variância entre as estimativas de emissividade. Este procedimento representa um método de aproximação na medida em que não foram efetuadas medições em campo para calibração dos modelos utilizados.

Como principais fontes de incerteza relaciona-se a (i) imprecisão na estimativa dos valores de radiância de retorno da atmosfera (“path radiance”) a partir

da simulação com modelo Streamer e a (ii) validade do conceito de invariabilidade da emissividade de superfície (LI & BEKER, 1993; BECKER & LI, 1995). A tabela 32 apresenta estatística descritiva dos valores de emissividade estimados para cada uma das bandas espectrais (canais 4 e 5) e dias analisados. Os valores mínimos correspondem aos registros atribuídos a rochas (em particular silicatos), sendo os valores médios representativos de condições de solo exposto ($\epsilon \approx 0.88$). Valores máximos ($\epsilon \approx 1.0$) foram atribuídos a superfícies de água, muito embora possam ser considerados como superestimados. Os valores encontrados para coberturas vegetais mais densas ($\epsilon \approx 0.98$) foram igualmente considerados como coerentes com relatados em literatura.

Não foi observada correlação significativa ($p < 0,01$) entre os valores de emissividade de superfície estimados para cada intervalo espectral e dias analisados. Este padrão foi corroborado por teste de diferença de médias, o qual indicou diferença significativa ($p < 0,01$) entre todas as séries de emissividade de superfície (tabela 33). Esta relação é representada, no domínio espacial, por meio das imagens 25 – 34 para os intervalos espectrais correspondentes aos canais 4 e 5. Em ambos os casos, observa-se variabilidade significativa dos padrões de dispersão espacial nos intervalos de emissividade de superfície definidos para a região.

Apenas alguns intervalos parecem invariantes, em particular aqueles relacionados a superfícies de água e áreas de ocupação urbana. Os fatores condicionantes de tal comportamento podem ser relacionados a variáveis atmosféricas, em particular valores de transmitância atmosférica (em especial com referência à concentração de vapor de água na coluna) e umidade de superfície, na medida em que demais fatores considerados como intervenientes, a exemplo do fator rugosidade do terreno e exposição do solo, provavelmente não sofreram modificações expressivas durante período do experimento.

Existem outros métodos para estimativa dos valores de emissividade, conforme proposto em CASELLES et al. (1995) e GILLESPIE (1996), e aplicado por ANDERSEN (1997), muito embora todos estes dependam diretamente de medições

efetuadas no local de estudo para calibração dos modelos empregados. Apesar dos valores de emissividade de superfície, em particular quanto ao intervalo de variação, possam ser considerados como coerentes com a maioria dos relatos em literatura, a calibração dos modelos utilizados constitui elemento crítico para avaliação e validação dos demais procedimentos adotados para estimativa das temperaturas de superfície (HUMES et al. 1994).

TABELA 32 – Estatística descritiva dos valores de emissividade estimados para cada um dos canais (4 e 5) e dias de passagem.

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Desv. Pdr.	Skewness	Kurtosis
230-4	0,904094	0,792445	1.000000	0,000497	0,022292	0,196360	0,853632
230-5	0,902075	0,800290	1.000000	0,000459	0,021430	0,326990	1,024355
231-4	0,906569	0,830766	1.000000	0,000292	0,017079	0,369885	1,969884
231-5	0,892880	0,776066	1.000000	0,000526	0,022939	-0,060384	1,536942
238-4	0,900201	0,797094	1.000000	0,000435	0,020854	0,279025	1,655437
238-5	0,890055	0,757687	1.000000	0,000696	0,026373	0,192182	0,852260
239-4	0,889549	0,768280	1.000000	0,000648	0,025465	0,320769	1,010487
239-5	0,894863	0,805009	1.000000	0,000412	0,020297	0,367551	1,965872
240-4	0,880240	0,741971	1.000000	0,000743	0,027261	-0,049098	1,526286
240-5	0,887205	0,764494	1.000000	0,000615	0,024798	0,273628	1,636396

Tabela 33 – Teste de diferença de médias em relação aos valores de emissividade de superfície estimados para os canais 4 e 5, durante os cinco dias analisados.

	230-4	231-4	238-4	239-4	240-4	230-5	231-5	238-5	239-5	240-5
230-4	0.00	24.20	-33.14	138.02	47.44	1151.9	159.28	115.63	265.86	188.53
230-5	-24.20	0.00	-54.85	102.44	21.61	130.79	1039.2	81.74	220.07	156.44
231-4	33.14	54.85	0.00	176.31	85.46	196.17	185.74	1217.8	299.55	231.77
231-5	-138.02	-102.44	-176.31	0.00	-91.25	31.76	34.00	-23.95	978.43	64.97
238-4	-47.44	-21.61	-85.46	91.25	0.00	111.95	111.57	66.47	223.66	1103.4
238-5	-1151.9	-130.79	-196.17	-31.76	-111.95	0.00	5.12	-54.35	101.93	29.32
239-4	-159.28	-1039.2	-185.74	-34.00	-111.57	-5.12	0.00	-54.62	87.37	22.76
239-5	-115.63	-81.74	-1217.8	23.95	-66.47	54.35	54.62	0.00	158.54	86.49
240-4	-265.86	-220.07	-299.55	-978.43	-223.66	-101.93	-87.37	-158.53	0.00	-73.10
240-5	-188.53	-156.44	-231.77	-64.97	-1103.4	-29.32	-22.76	-86.49	73.10	0.00

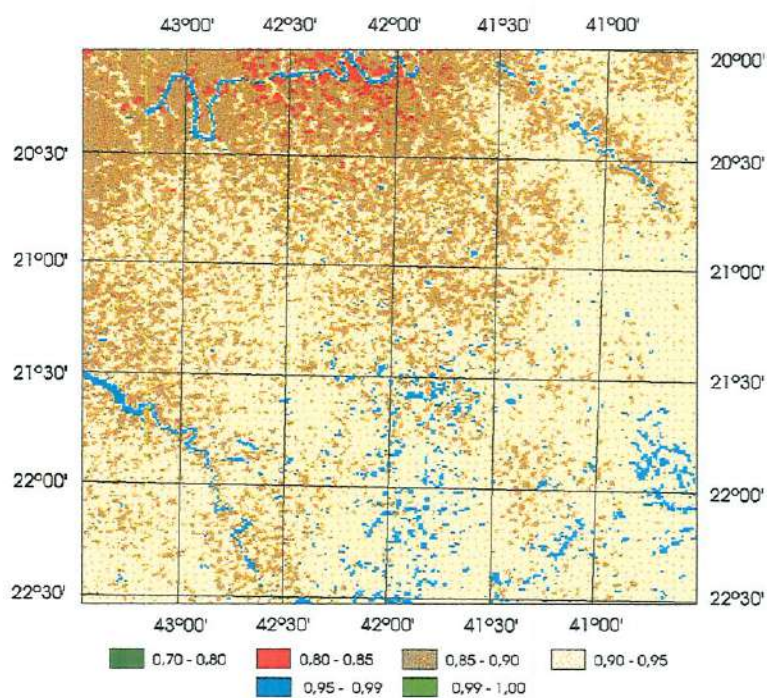


IMAGEM 25 - Mapa temático da emissividade de superfície estimada para o intervalo espectral correspondente ao canal 4 do sensor AVHRR. Passagem 230.

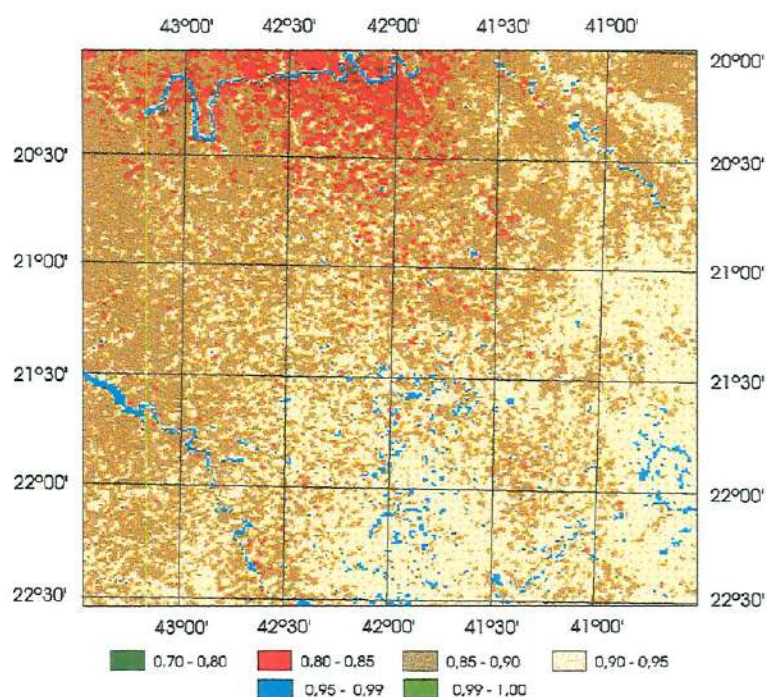


IMAGEM 26 - Mapa temático da emissividade de superfície estimada para o intervalo espectral correspondente ao canal 5 do sensor AVHRR. Passagem 230.

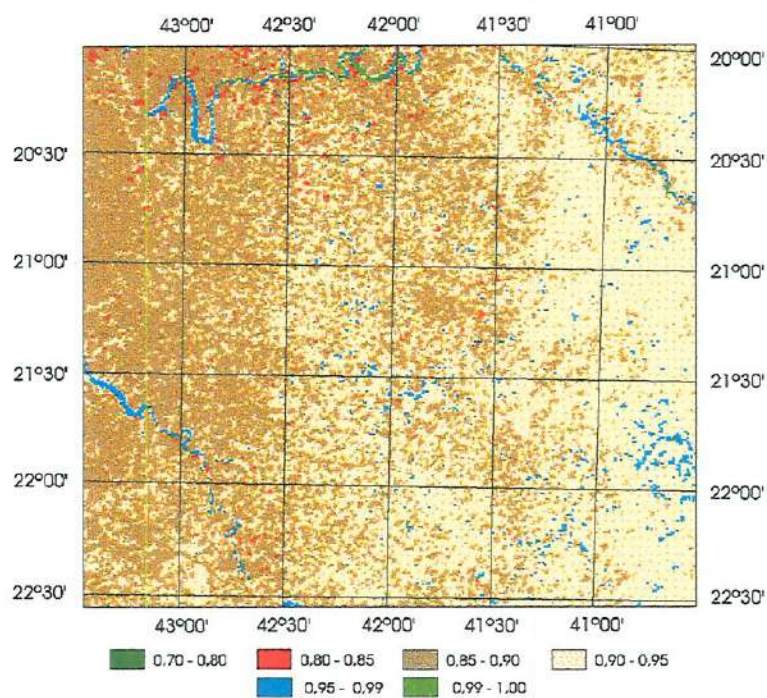


IMAGEM 27 - Mapa temático da emissividade de superfície estimada para o intervalo espectral correspondente ao canal 4 do sensor AVHRR. Passagem 231.

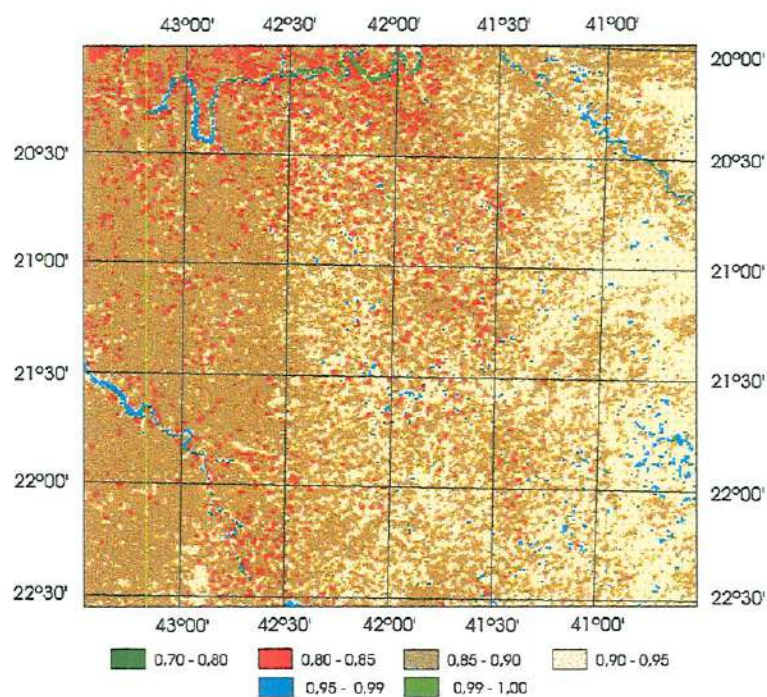


IMAGEM 28 - Mapa temático da emissividade de superfície estimada para o intervalo espectral correspondente ao canal 5 do sensor AVHRR. Passagem 231.

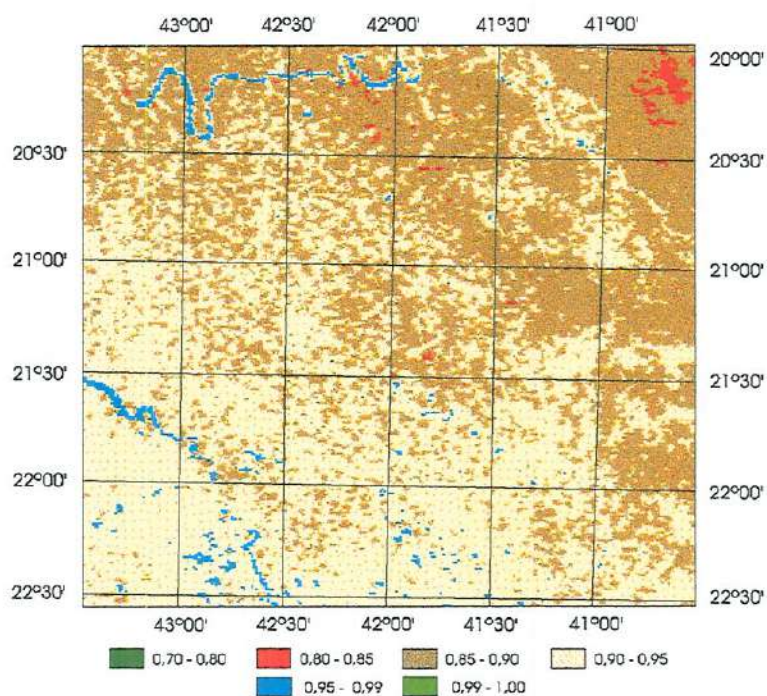


IMAGEM 29 - Mapa temático da emissividade de superfície estimada para o intervalo espectral correspondente ao canal 4 do sensor AVHRR. Passagem 238.

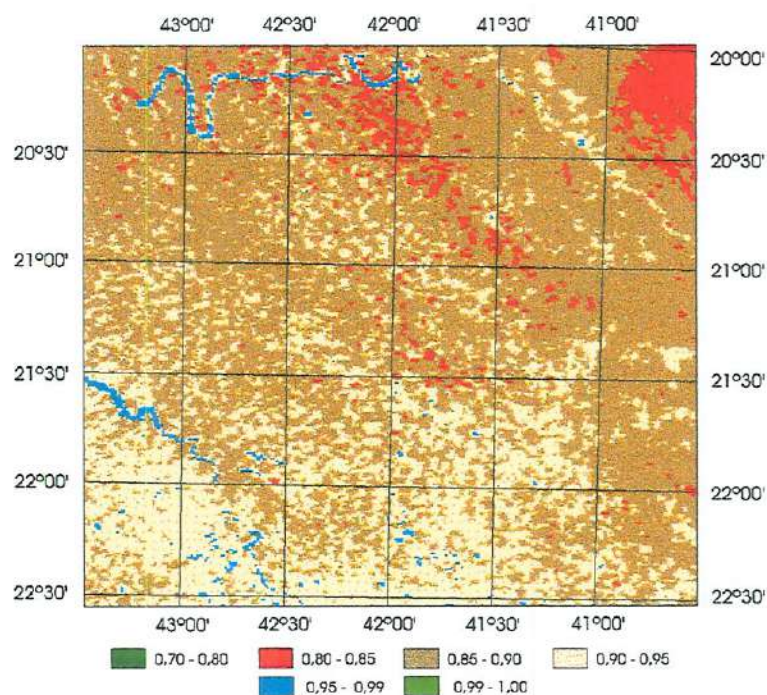


IMAGEM 30 - Mapa temático da emissividade de superfície estimada para o intervalo espectral correspondente ao canal 5 do sensor AVHRR. Passagem 238.

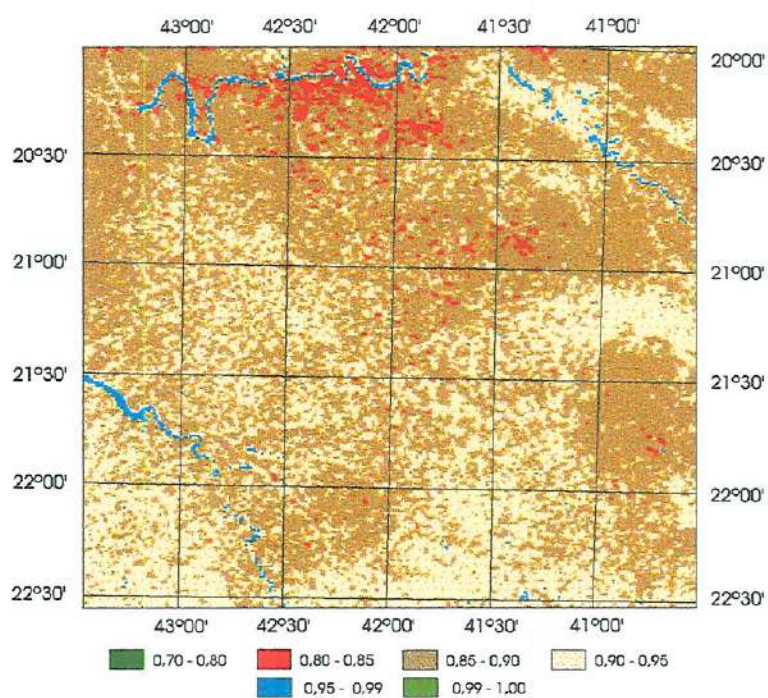


IMAGEM 31 - Mapa temático da emissividade de superfície estimada para o intervalo espectral correspondente ao canal 4 do sensor AVHRR. Passagem 239.

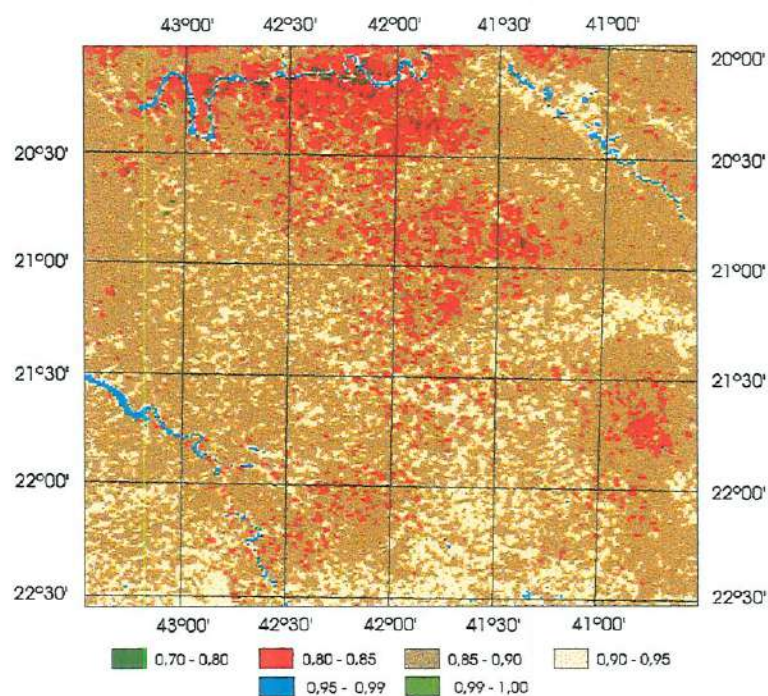


IMAGEM 32 - Mapa temático da emissividade de superfície estimada para o intervalo espectral correspondente ao canal 5 do sensor AVHRR. Passagem 239.

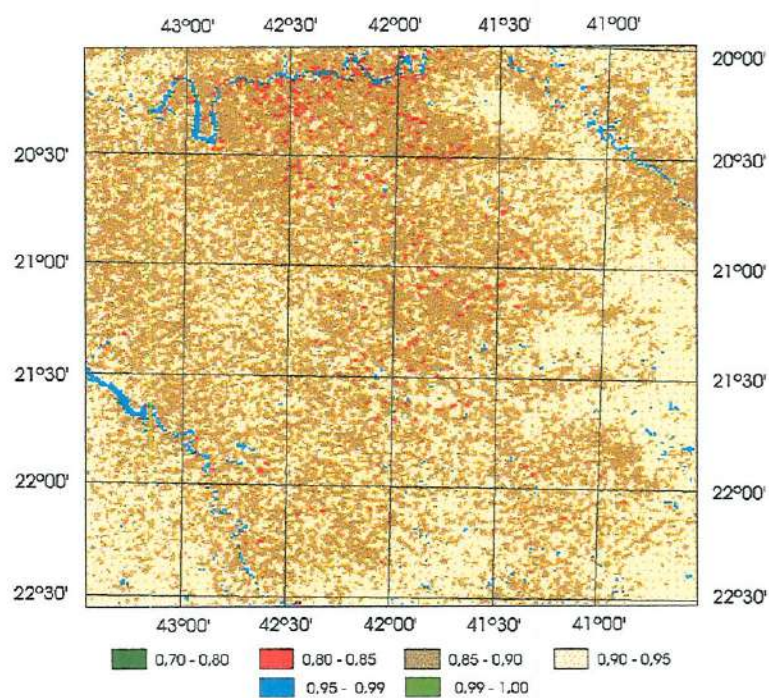


IMAGEM 33 - Mapa temático da emissividade de superfície estimada para o intervalo espectral correspondente ao canal 4 do sensor AVHRR. Passagem 240.

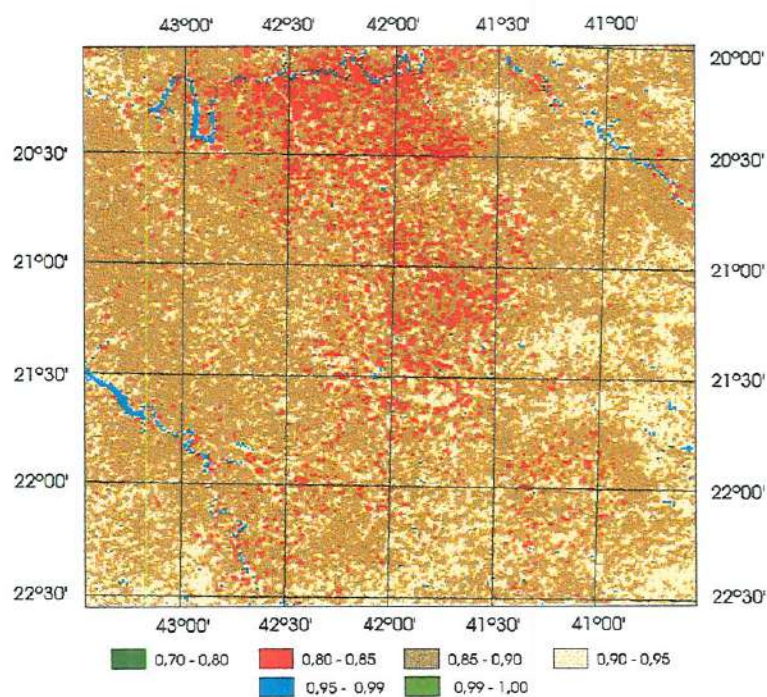


IMAGEM 34 - Mapa temático da emissividade de superfície estimada para o intervalo espectral correspondente ao canal 5 do sensor AVHRR. Passagem 240.

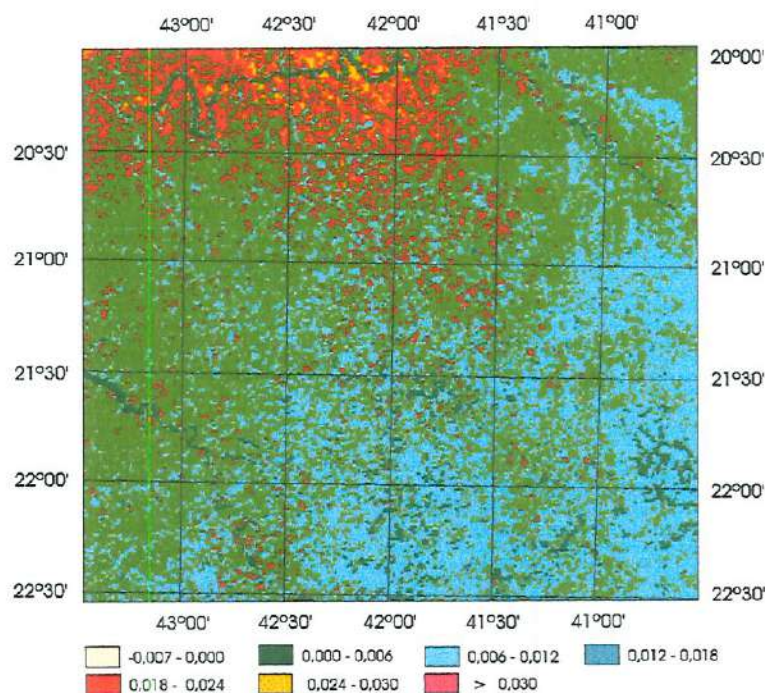


IMAGEM 35 - Mapa temático variação índices de emissividade ($\Delta\epsilon$) registrados para os canais 4 e 5 do sensor AVHRR. Passagem 230.

Conforme discutido em BECKER (1987) e inúmeros estudos subsequentes (SCHMUGGE et al., 1991; VIDAL, 1991; CASELLES, et al., 1995; PRICE, 1995; GILLESPIE et al., 1996), a acuracidade e precisão das estimativas dos índices de emissividade de superfície representam fatores de extrema importância, na medida em que desvios da ordem de 0,01 na estimativa da emissividade de superfície podem implicar em erros médios de 2 a 4° K sobre as estimativas finais da temperatura de superfície.

A partir dos dados de emissividade estimados para os canais 4 e 5 do sensor AVHRR, foram calculados os valores de emissividade média ($\epsilon = \epsilon_4 + \epsilon_5 / 2$) e a diferença entre os valores observados em cada um dos canais, representando variação dos índices de emissividade de superfície ($\Delta\epsilon = \epsilon_4 - \epsilon_5$). Este último índice encontra-se representado na forma de um mapa temático na imagem 35, correspondendo aos valores estimados para o dia 230d.

5.2.3.2 - Total de Água Precipitável

O total de água precipitável presente na coluna atmosférica foi calculado de forma a subsidiar procedimentos recorrentes de correção atmosférica, bem como possibilitar a utilização de determinados modelos de estimativa de temperatura de superfície que consideram sua aplicação direta. Este índice representa uma estimativa da concentração de vapor de água na coluna atmosférica efetuada por meio da análise da diferença entre os valores de temperatura de brilho registrados para os canais 4 e 5 do sistema sensor AVHRR. CHOUDHURY et al. (1995) analisaram uma série de modelos voltados a estimativa da água precipitável por meio tanto da análise de dados gerados pelo sistema NOAA/AVHRR como por simulações com modelos de transferência radiativa. Embora inicialmente desenvolvido para estudos em superfícies oceânicas, ECK & HOLBEN (1994) encontraram uma relação linear entre a variação de temperatura de brilho para os canais 4 e 5 do sensor AVHRR e o total de água precipitável para inúmeras superfícies terrestres. Estes autores indicam, todavia, que a inclinação e interceção da curva de regressão podem variar de acordo com características de cada superfície analisada.

As estimativas efetuadas no âmbito deste estudo objetivaram uma avaliação qualitativa da concentração de vapor de água ao longo da região de forma a subsidiar a avaliação de hipóteses relativas às variações encontradas na estimativa da temperatura de superfície nos domínios do tempo e do espaço. Tendo em vista que a concentração de vapor de água na coluna atmosférica representa um dos principais fatores intervenientes no intervalo espectral do infravermelho termal, estas estimativas permitem, pelo menos parcialmente, compreender os padrões de variação espaço-temporal das estimativas de temperatura de superfície.

A tabela 34 apresenta resultados de análise estatística descritiva para valores de total de água precipitável estimados para cada um dos dias. Análise de diferença de médias em relação a estes conjuntos de dados reforça indicação da existência de diferenças significativas entre os índices atribuídos a cada um dos dias analisados. A variabilidade espacial, bem como as diferenças observadas entre cada

um dos dias de amostragem, pode ser evidenciada, ainda, por meio de análise da série de imagens 36 – 40, onde encontram-se representados os valores de total de água precipitável (w) estimados para cada uma das passagens.

TABELA 34 – Estatística descritiva dos valores estimados de Total de Água Precipitável na coluna atmosférica (em mm) para cada uma das passagens (dias amostrados).

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Dev. Pdr.	Skewness	Kurtosis
230	3,738958	2,787702	5,032982	0,047224	0,217311	0,091266	0,823723
231	3,704004	2,621320	4,917778	0,045432	0,213148	-0,01429	0,701066
238	,3659316	2,822261	4,452570	0,028142	0,167756	-0,06908	1,640590
239	3,751285	2,111044	5,014441	0,052823	0,229833	0,253644	1,158276
240	3,733199	2,627406	4,958762	0,044966	0,212051	0,066044	1,147205

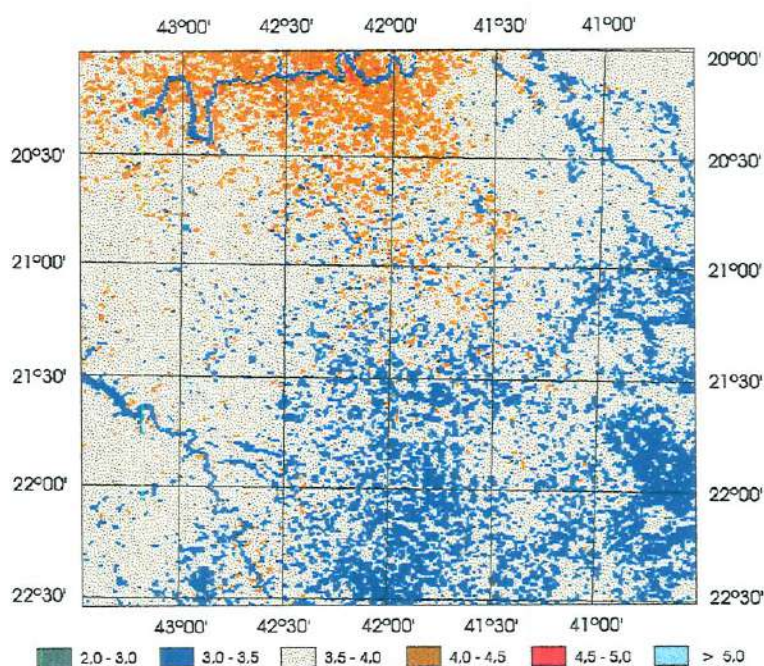


IMAGEM 36 - Mapa temático Total de Água Precipitável (w), em mm, estimada segundo diferença dos canais 4 e 5 do sistema NOAA-14/AVHRR-2. Passagem 230.

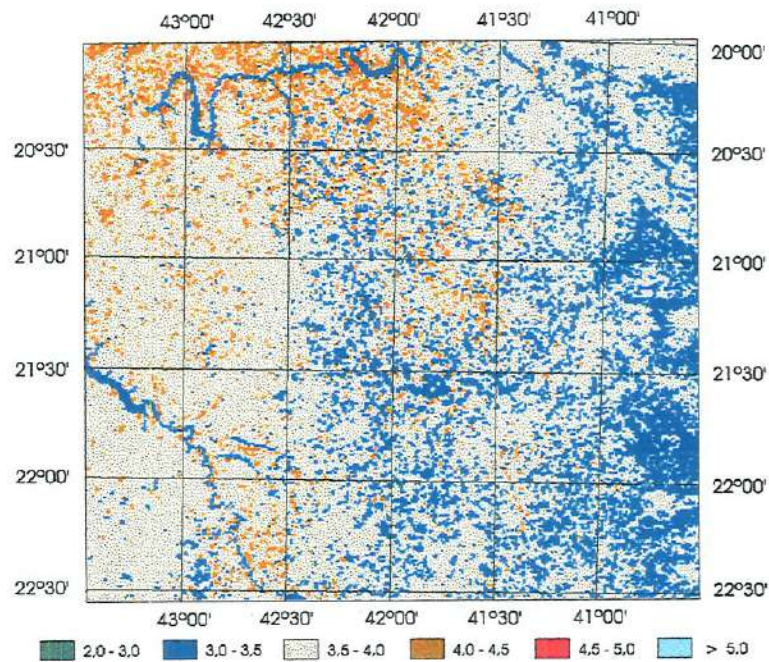


IMAGEM 37 - Mapa temático Total de Água Precipitável (w), em mm, estimada segundo diferença dos canais 4 e 5 do sistema NOAA-14/AVHRR-2. Passagem 231.

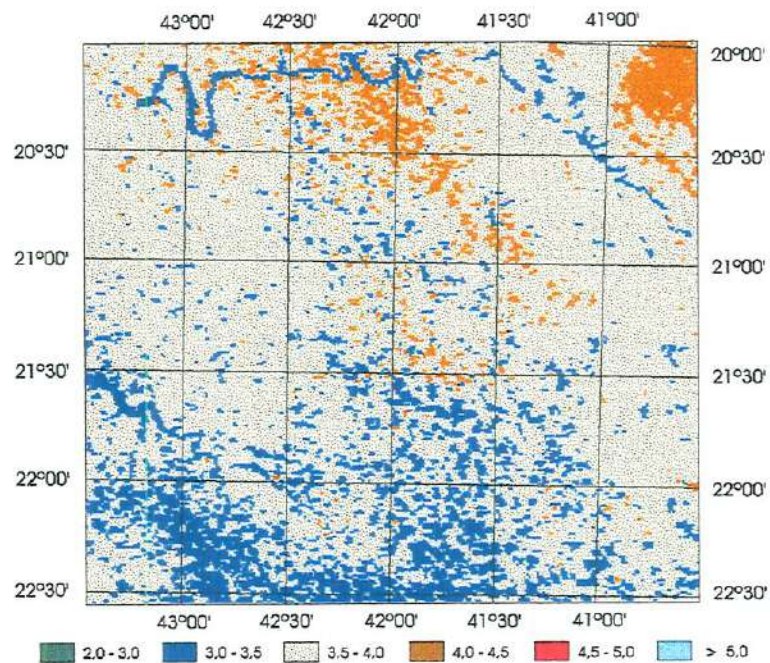


IMAGEM 38 - Mapa temático Total de Água Precipitável (w), em mm, estimada segundo diferença dos canais 4 e 5 do sistema NOAA-14/AVHRR-2. Passagem 238.

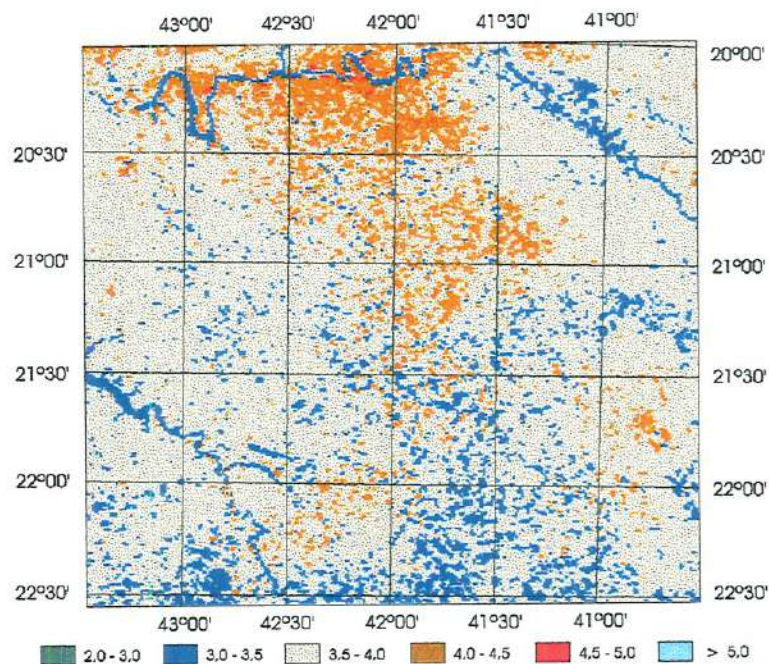


IMAGEM 39 - Mapa temático Total de Água Precipitável (w), em mm, estimada segundo diferença dos canais 4 e 5 do sistema NOAA-14/AVHRR-2. Passagem 239.

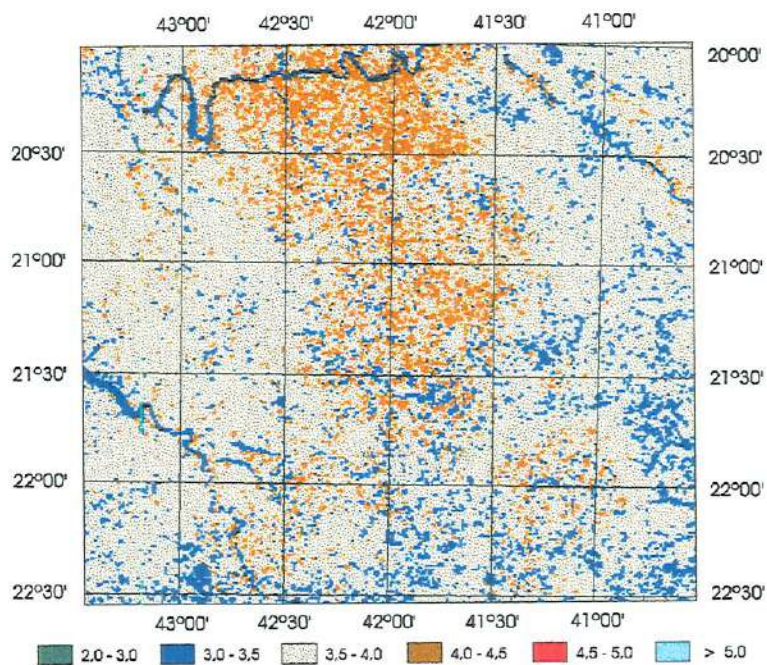


IMAGEM 40 - Mapa temático Total de Água Precipitável (w), em mm, estimada segundo diferença dos canais 4 e 5 do sistema NOAA-14/AVHRR-2. Passagem 240.

5.2.3.3 - Temperatura de Superfície

Foram utilizados cinco diferentes modelos para estimativa da temperatura de superfície. Cada um destes apresenta uma particularidade lógica ou histórica que justifica sua utilização em primeira instância, mesmo em termos comparativos quanto ao desempenho e facilidade de implementação. Para estimativa do balanço energético, em particular quanto ao fator radiação líquida (R_n), foram consideradas apenas as estimativas de temperatura de superfície efetuadas por meio do Modelo da Universidade de Valencia (COLL, et al. 1994). As imagens 41 – 45 apresentam os resultados, na forma de mapas temáticos, da estimativa da temperatura de superfície por meio da aplicação de cada um dos modelos. A tabela 35 apresenta estatística descritiva em relação às estimativas efetuadas por meio dos cinco modelos para cada um dos dias analisados, respectivamente.

Tanto o teste de diferença de médias como a análise de correlação das estimativas de temperatura da superfície indicam uma variabilidade expressiva entre os dias analisados. Os resultados obtidos por meio de diferentes modelos indicam igualmente diferença significativa ($p < 0,01$), muito embora os valores atribuídos a cada um dos dias apresentem correlação significativa. Estas observações são corroboradas por estudos de sensibilidade de diversos modelos de estimativa da temperatura de superfície, efetuados por PRATA et al. (1995). De acordo com estes autores, os modelos utilizados neste estudo apresentam diferentes limiares de sensibilidade aos efeitos advindos de condicionantes atmosféricos e dos valores de emissividade de superfície, sendo em média observada uma amplitude de variação na faixa de 2 a 3° K. A sensibilidade aos efeitos atmosféricos é externada na forma do coeficiente γ , o qual representa a razão dos valores de transmitância observados para os intervalos espectrais correspondentes aos canais 4 e 5 do sistema NOAA/AVHRR. Dentre os modelos utilizados neste estudo, apenas o algoritmo proposto por BECKER & LI (1990) não apresentou sensibilidade significativa, sendo este comportamento justificado pelo fato deste ter sido calibrado com referência a coeficientes atmosféricos de representação global.

A análise de sensibilidade quanto aos efeitos advindos de variações observadas nos índices de emissividade média e espectral indicou padrões próximos aos teoricamente esperados. Variações em torno de 1% nos valores de emissividade implicam em mudança nas estimativas de temperatura de superfície em torno de 0,4 a 0,7 °K. O modelo da Universidade de Valencia (COLL et al. 1994) foi o que apresentou menor variabilidade frente a flutuação dos valores de emissividade média e espectral. Em contrapartida, o algoritmo proposto por PRICE (1984) foi o que apresentou maior sensibilidade aos efeitos decorrentes de erros na estimativa dos índices de emissividade. Estas indicações auxiliam na compreensão dos padrões observados para as estimativas de temperatura de superfície, podendo ser indiretamente evidenciadas por meio dos padrões de dispersão (variância e desvio padrão) encontrados para cada um dos conjuntos analisados (tabela 36).

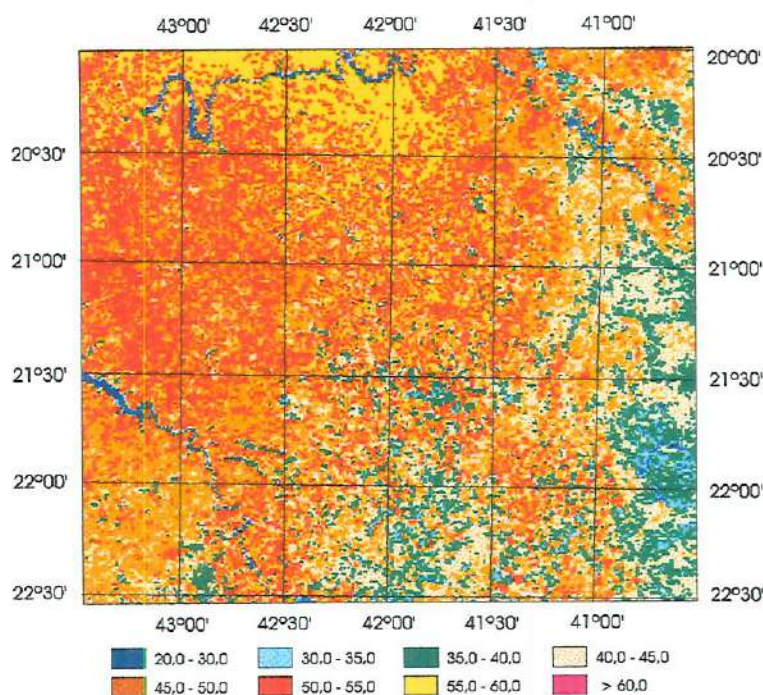


IMAGEM 41 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo de PRICE (1984), em °C. Passagem 230.

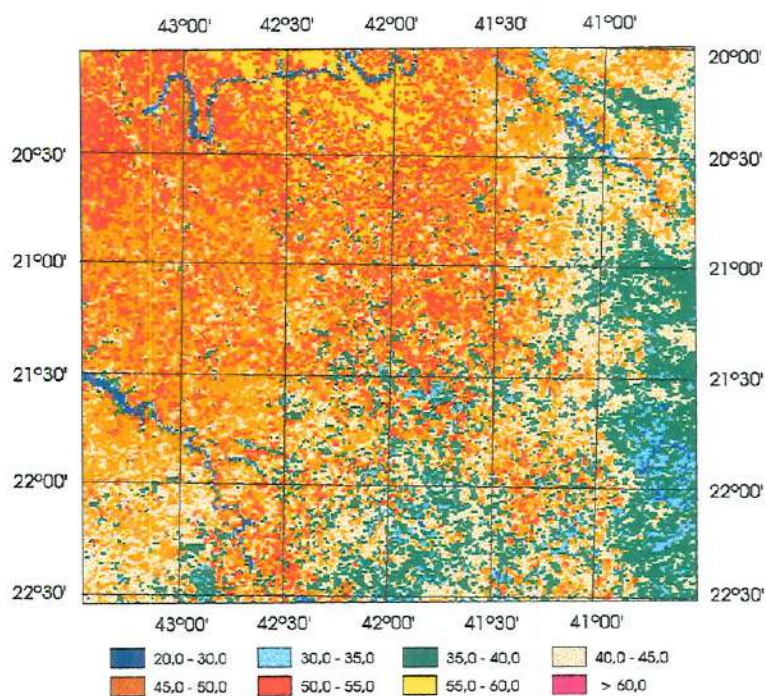


IMAGEM 42 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo de BECKER (1987), em °C. Passagem 230.

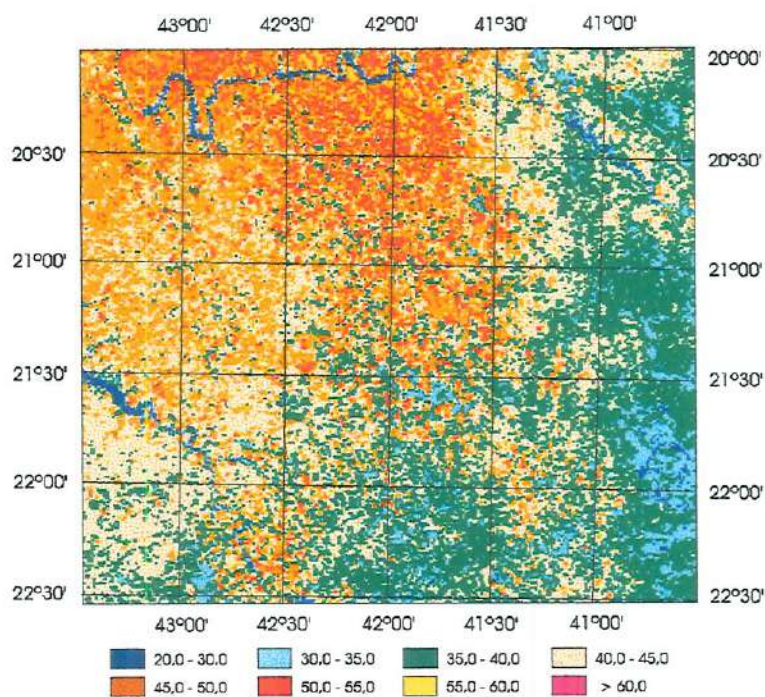


IMAGEM 43 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo de BECKER & LI (1990), em °C. Passagem 230.

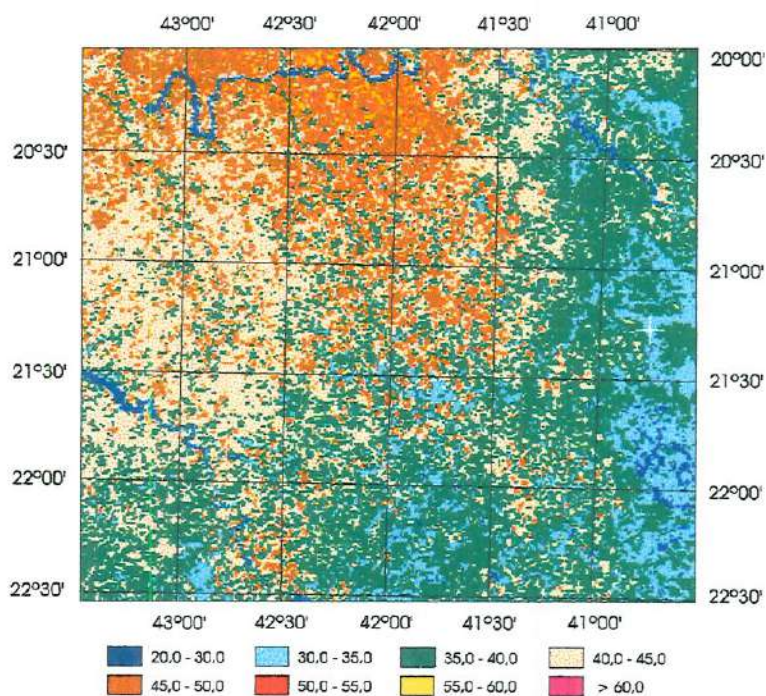


IMAGEM 44 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo de ULIVIERI et al. (1994), em °C. Passagem 230.

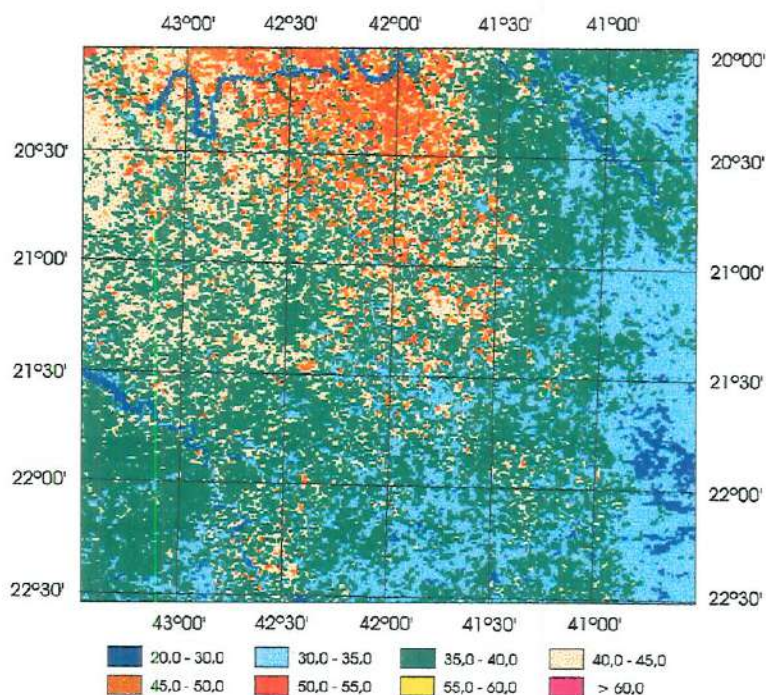


IMAGEM 45 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo da Universidade de Valência. (COLL et al., 1994), em °C. Passagem 230.

Tendo em vista as incertezas intrínsecas à estimativa dos índices de emissividade e aos procedimentos de simulação e correção atmosférica, os indicadores de sensibilidade foram considerados quando da escolha dos modelos utilizados para estimativa da temperatura de superfície. Muito embora tenha-se optado pela utilização do modelo da Universidade de Valencia, em grande parte em função da menor sensibilidade deste modelo as incertezas decorrentes das influências atmosféricas e da emissividade de superfície, cabe ressaltar a necessidade em se proceder a uma avaliação mais detalhada dos processos intervenientes e conseqüente representatividade destas estimativas frente as condições observadas no modelo real (condições de campo). Reforça-se, ainda, a indicação quanto a importância em se implementar procedimentos de calibração dos diversos algoritmos utilizados em etapas intermediárias, de forma a conferir maior consistência e confiabilidade às estimativas finais de temperatura de superfícies terrestres.

Na medida em que a validação experimental destes modelos constitui ação de difícil implementação, resta o desenvolvimento de investigações mais detalhadas quanto a sensibilidade de cada um dos diversos modelos apresentados em literatura no âmbito de contexto ambiental específico. Projeta-se, em uma segunda instância, ações de pesquisa voltadas a generalização dos métodos e modelos para diferentes condições de contorno definidas de acordo com características estruturais e funcionais e demais particularidades intrínsecas a determinada classe de ambiente analisado.

Diagrama de análise multidimensional, apresentado na figura 33, representa, de forma esquemática, a proximidade observada entre as estimativas de temperatura de superfície efetuadas segundo os modelos empregados. A análise de agrupamentos, baseada na estimativa da distância euclidiana entre as estimativas derivadas de diferentes modelos, indica não ser possível o reconhecimento de um padrão específico de variação. Observa-se a formação de dois grandes grupamentos, onde as amostras são separadas ou agrupadas segundo os modelos utilizados, com uma tendência de maior proximidade entre os valores estimados por determinados

modelos, a exemplo do modelo de Ulvieri (ULV) e o Modelo da Universidade de Valencia (UVM).

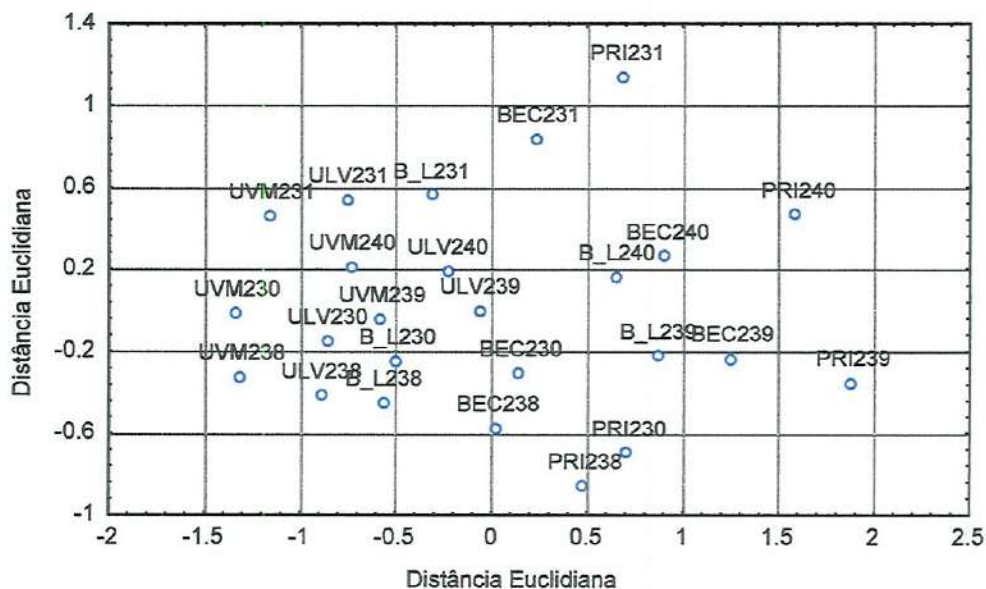


FIGURA 33 – Análise multidimensional de similaridade entre as estimativas da temperatura de superfície (T_s) efetuadas por meio de cinco diferentes modelos, para cada um dos dias analisados. Baseada em resultados de análise de agrupamentos por distância euclidiana sobre médias não-ponderadas.

Análise multidimensional, baseada em matrizes de distância euclidiana sob médias não ponderadas, indica uma variação expressiva das estimativas efetuadas por cada um dos modelos. A figura 34 apresenta resultados para a passagem 230. Neste caso, observa-se claramente a formação de quatro grupamentos, apresentando proximidade significativa entre os resultados obtidos por meio dos modelos Ulvieri (UVL) e Becker & Li (B_L). Este padrão foi observado, ainda, para as estimativas correspondentes a passagem 238, demais dias apresentando relações distintas. Estes resultados, assim como demais estimativas descritas acima, devem ser analisadas com certa cautela na medida em que correspondem ao comportamento de diferentes contextos ambientais.

Os resultados mais destoantes foram aqueles derivados do modelo de PRICE (1984), seguidos pelo modelo de BECKER (1987) e BECKER & LI (1990b).

É importante ressaltar, no entanto, que as estimativas derivadas de diferentes modelos para um mesmo dia diferiram de forma significativa, indicando a necessidade em se avaliar com mais profundidade as estruturas lógicas de cada um destes modelos, bem como as influências exercidas pelos principais elementos condicionantes – a saber influências atmosféricas e emissividade de superfície.

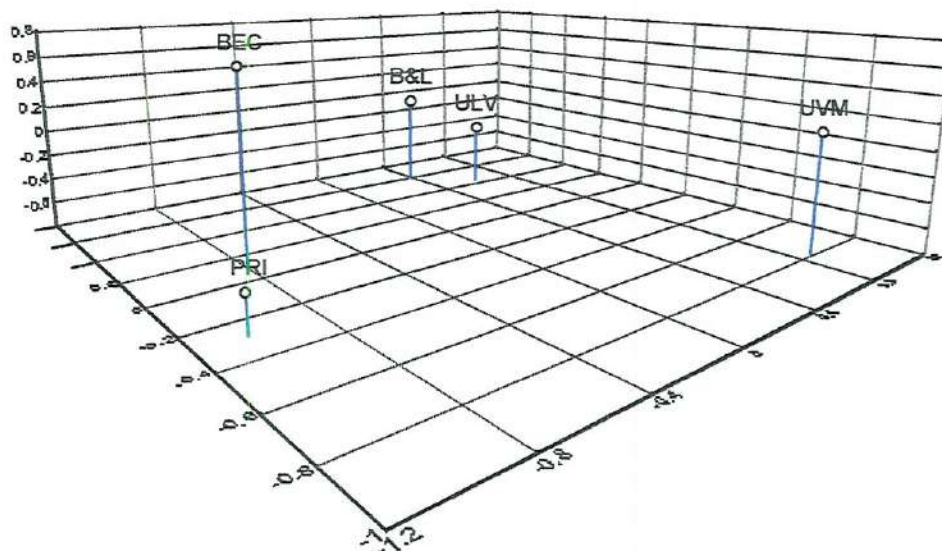


FIGURA 34 – Análise multidimensional com base em resultados de análise de agrupamentos (distância euclidiana), segundo estimativas de temperatura de superfície (T_s) efetuadas por cada um dos modelos. Correspondente ao dia 230.

A expressiva variabilidade estrutural dos ambientes analisados pode implicar em desvios acentuados nas estimativas visto que as diferentes conformações, em particular quanto aos padrões de cobertura vegetal, podem implicar em desvios não lineares das estimativas de temperatura e dos padrões de dispersão espacial observados nas imagens. Considerando-se que estes índices de temperatura de superfície resultam de uma série de outras estimativas, a exemplo dos índices de vegetação, área foliar e água precipitável, a probabilidade de acúmulo aditivo e múltiplo de erros passa a ser significativa.

Pequenos desvios observados na estimativa de determinados parâmetros relacionados aos algoritmos de estimativa de temperatura de superfície podem

resultar em desvios superiores àqueles observados de forma individualizada, a exemplo das análises de sensibilidade apresentadas em PRATA et al. (1995). Uma forma de se contornar este problema, ao menos parcialmente, consiste em se proceder a calibração e avaliação sistemática dos resultados projetados por cada um dos modelos intermediários utilizados para estimativa dos parâmetros acessórios, a exemplo dos índices de área foliar ou de emissividade espectral das superfícies analisadas, bem com a implementação de sistemas de controle de qualidade.

TABELA 35 – Estatística descritiva segundo estimativas da temperatura de superfície (Ts) efetuadas por meio dos cinco modelos, discriminados por dia de passagem.

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Des.Pdr	Skewness	Kurtosis
230PRI	322.854	291.8242	360.9363	47.35232	6.881303	-0.059425	1.14902
230BEC	320.295	292.3849	053.9939	38.06092	6.169354	-0.079699	1.19177
230B&L	317.065	294.8772	348.0328	27.06447	5.202352	0.024794	1.28141
230ULV	315.050	293.4509	341.7701	23.42627	4.840069	-0.082080	1.31175
230UVM	312.376	295.7929	342.0697	19.50037	4.415923	0.233174	1.45338
231PRI	323.694	291.2265	362.5909	54.00085	7.348527	-0.029131	0.69251
231BEC	321.221	292.2549	356.0476	44.38888	6.662498	-0.029657	0.69243
231B&L	317.988	295.1531	350.1599	32.75259	5.722988	0.081308	0.68288
231ULV	315.494	293.8274	342.7996	27.27795	5.222829	0.008664	0.68784
231UVM	313.058	296.9148	342.6250	22.72918	4.767513	0.269448	0.75969
238PRI	322.612	294.9664	349.4138	34.48599	5.872477	-0.314246	2.01413
238BEC	320.287	295.2975	344.7053	28.43664	5.332602	-0.339212	2.05088
238B&L	316.870	297.1073	336.9643	18.81570	4.337706	-0.377889	2.11606
238ULV	314.862	295.8336	334.4506	17.53417	4.187382	-0.371131	2.12439
238UVM	312.478	296.6976	332.0170	14.13295	3.759382	-0.112961	1.93474
239PRI	327.127	267.1609	360.6098	51.11228	7.149285	-0.247375	1.70840
239BEC	324.479	269.7989	354.4872	41.45482	6.438542	-0.297574	1.80583
239B&L	322.824	273.7235	351.6100	36.51514	6.042776	-0.266306	1.77860
239ULV	318.185	276.0194	341.5892	24.67385	4.967278	-0.380011	2.04473
239UVM	315.792	284.3494	340.8476	20.86826	7.568179	-0.080774	1.63444
240PRI	326.069	291.5410	363.5922	53.90722	7.342154	-0.066456	0.99565
240BEC	323.051	292.7779	355.7040	42.69292	6.533982	-0.083081	0.97095
240B&L	322.088	294.4538	354.2107	38.97336	6.242865	-0.042847	0.92287
240ULV	317.559	294.6926	343.4506	27.33998	5.228764	-0.073792	0.89026
240UVM	315.067	297.0952	343.5054	23.27102	4.824004	0.195089	0.77376

Acrônimos: PRI – Modelo de PRICE (1984); BEC – Modelo de BECKER (1987); B&L – Modelo de BECKER E LI (1990); ULV – Modelo de ULVIERI et al., (1994); UVM – Modelo Universidade de Valência (COLL et al., 1994).

As imagens 46 – 49 representam mapas temáticos do fator temperatura de superfície, estimado segundo modelo proposto por COOL et al. (1994) – Modelo Universidade de Valência, para demais dias analisados.

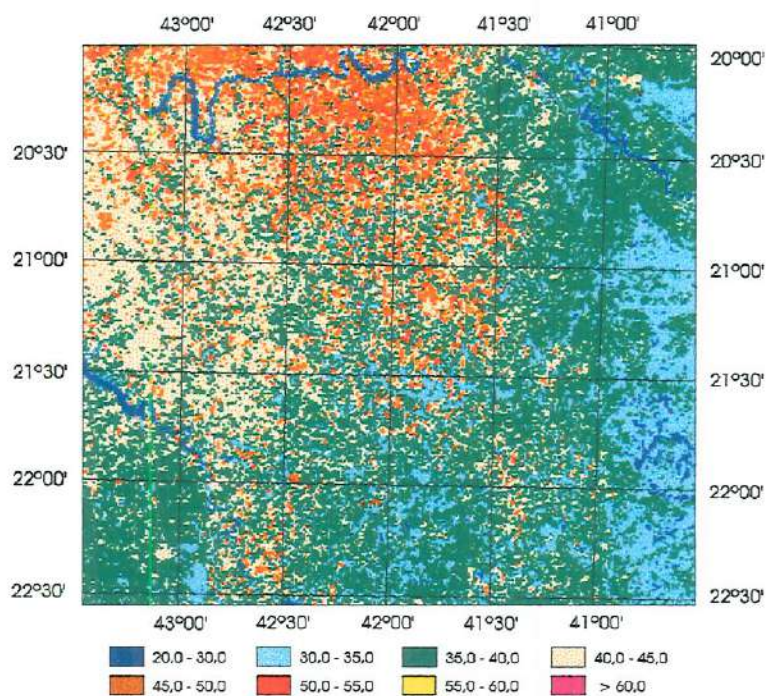


IMAGEM 46 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo da Universidade de Valência. (COLL et al., 1994), em °C. Passagem 231.

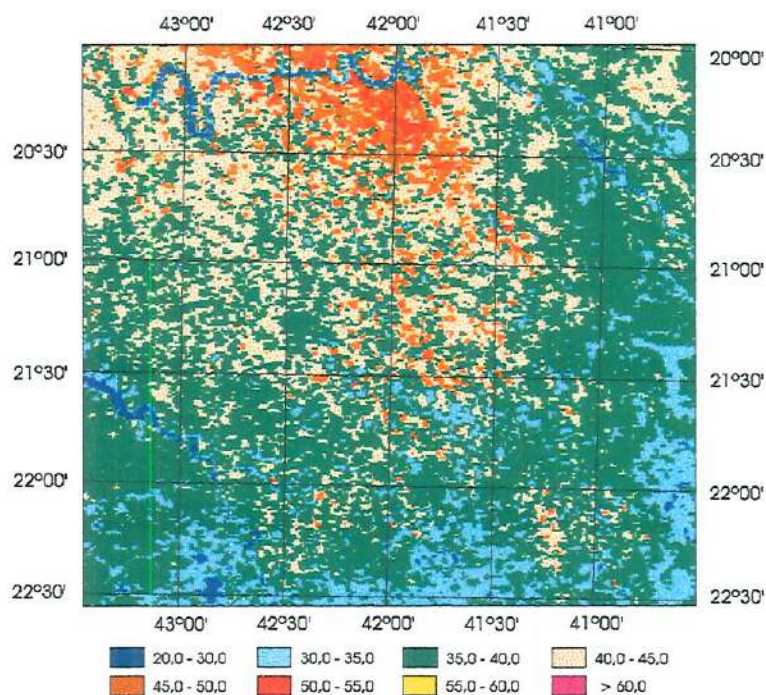


IMAGEM 47 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo da Universidade de Valência. (COLL et al., 1994), em °C. Passagem 238.

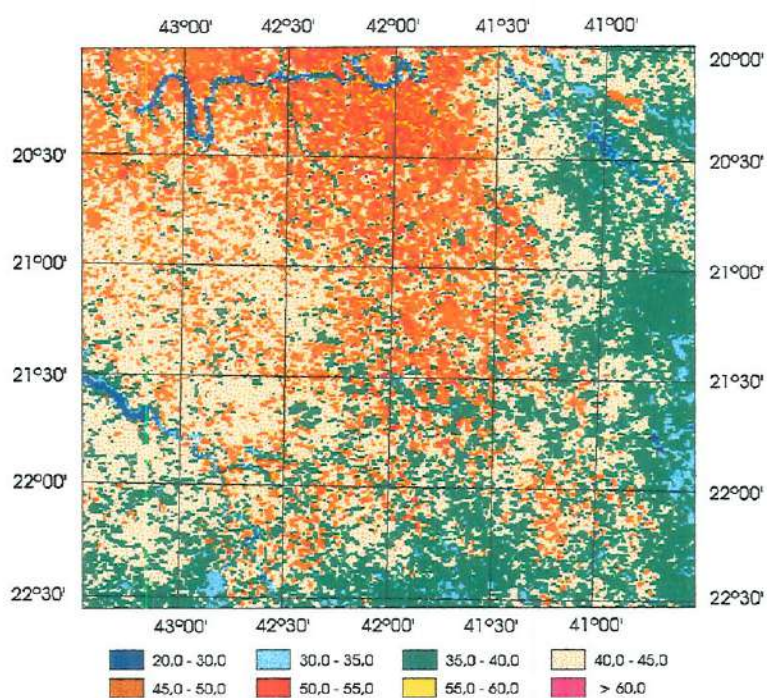


IMAGEM 48 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo da Universidade de Valência. (COLL et al., 1994), em °C. Passagem 239.

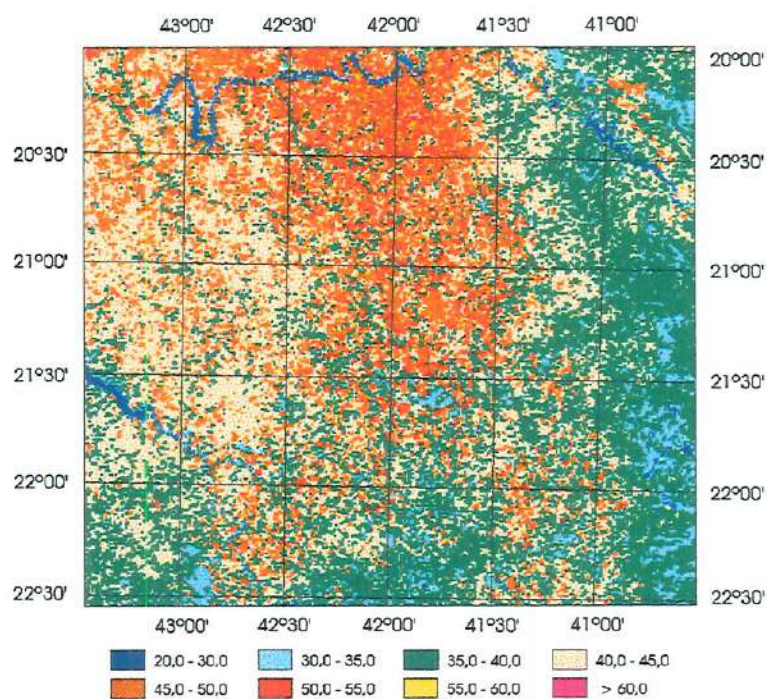


IMAGEM 49 - Mapa temático Temperatura de Superfície, estimada segundo modelo da Universidade de Valência. (COLL et al., 1994), em °C. Passagem 240.

5.3 - BALANÇO ENERGÉTICO

5.3.1 - Resistência Aerodinâmica e Excedente

Procedeu-se a estimativa dos índices de resistência aerodinâmica e resistência excedente segundo proposição encontrada em VIDAL (1990) e KUSTAS (1994). A adoção de determinado modelo foi estabelecida de forma a facilitar os procedimentos subsequentes de espacialização das estimativas dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Os valores de rugosidade (z_0) e altura de deslocamento (d_0) foram estimados com base em parâmetros biofísicos derivados diretamente das imagens geradas pelo sistema AVHRR-2, conforme explicitado no capítulo material e métodos.

Como principais fontes de incerteza relaciona-se o fato de ter-se considerado medidas de velocidade do vento correspondentes a apenas um local, onde encontra-se instalada a estação climatológica IAG/USP. Ademais, foram desconsideradas, nesta fase, variações observadas tanto em relação as conformações morfológicas do terreno (em escala regional) como da própria estrutura da cobertura vegetal.

Além da ausência de uma caracterização topográfica e de medições em outros locais, arrola-se como fator de incerteza o valor atribuído ao coeficiente de resistência relativo à rugosidade da superfície (r_{ss}) e do fator de resistência intrínseco a cobertura vegetal (r_0). O primeiro foi representado por modelo derivado de observações em ambientes semi-áridos (KUSTAS et al., 1994), reportando estrutura semi-empírica, fisicamente fundamentada, a exemplo dos resultados apresentados em LHOMME et al. (1997) e TROUFLEAU et al. (1997). O índice de resistência da cobertura vegetal (r_0), igualmente derivado de modelo empírico fundamentado em observações experimentais (VIDAL & PERRIE, 1990), representa condições médias observadas para cultura de cana em diferentes estágios de desenvolvimento.

A generalização deste índice para condições ambientais distintas apresenta-se como válida apenas em uma primeira aproximação, sendo necessário

proceder-se a ajustes experimentais para sua adequação às condições ambientais específicas. Na medida em que este índice representa a resistência média apresentada por determinado tipo de cobertura, função de processos fisiológicos específicos, sua espacialização apenas com base em valores de índice de área foliar ou por meio de quaisquer outros parâmetros biofísicos analisados de forma isolada, requer, a semelhança do observado anteriormente, refinamento experimental complementar.

Conforme observado em KUSTAS & NORMAN (1996), é necessário proceder-se a ajustes empíricos dos coeficientes de resistência adicionais (ou resistência excedente) de forma a tornar viável a estimativa dos fluxos de calor sensível (H) em níveis de acuracidade aceitáveis. Tal proposição encerra, todavia, limitação espaço-temporal quanto a aplicação deste método para parametrização de modelos de balanço energético, representando sério impedimento à plena operacionalização do método via dados gerados por sistemas sensores orbitais. As estratégias apresentadas para contrapor-se às limitações geradas pela diferença entre as temperaturas radiométrica e aerodinâmica, conforme discutido em NORMAN et al. (1995) ainda apresentam nível de complexidade e demanda técnica incompatíveis com uma utilização mais extensiva deste método de parametrização de modelos energéticos via sensores remotos orbitais.

A operacionalização das estimativas de resistência aerodinâmica e excedente requer detalhamento dos procedimentos voltados à caracterização estrutural da cobertura vegetal, e ainda, na medida do possível e experimentalmente aceitável, a generalização de alguns índices ou indicadores fisiológicos (a exemplo dos índices de condutância estomatal média) das diversas classes de cobertura vegetal. O sucesso de tal ação deve ser balizado, todavia, por uma compatibilização dos níveis de detalhamento das informações e indicadores básicos em relação à escala espaço-temporal adotada na investigação de determinado fenômeno e/ou região (contexto ambiental).

Tendo em vista as particularidades tratadas acima, as estimativas dos fluxos de calor sensível e latente efetuadas neste estudo, podem ser relacionadas

apenas a áreas de cultivo de cana de açúcar. Deve-se considerar, ademais, que mesmo estas estimativas conferem caráter de reduzida consistência aos padrões observados na medida em que foram utilizados dados de média resolução espacial e estabelecidas premissas genéricas quanto ao comportamento fisiológico (relativo ao fator r_0) e conformação estrutural da cobertura vegetal, fatores estes extrínsecos às condições experimentais deste estudo.

A interpolação temporal das estimativas instantâneas efetuadas com base em dados do sistema NOAA/AVHRR e medidas efetuadas por estação meteorológica, representa idêntico nível de complexidade. As figuras 35 e 36 representam o comportamento dinâmico do parâmetro velocidade do vento ao longo dos dias considerados neste experimento. A figura 36, em especial, denota a expressiva variabilidade deste índice ao longo de cada um dos dias e do período experimental, ressaltando as dificuldades e incertezas quanto ao estabelecimento de um único valor como representativo para cada um dos dias analisados, em especial quanto objetiva-se a estimativa de valores diários e estudos de balanço de massas em escala regional.

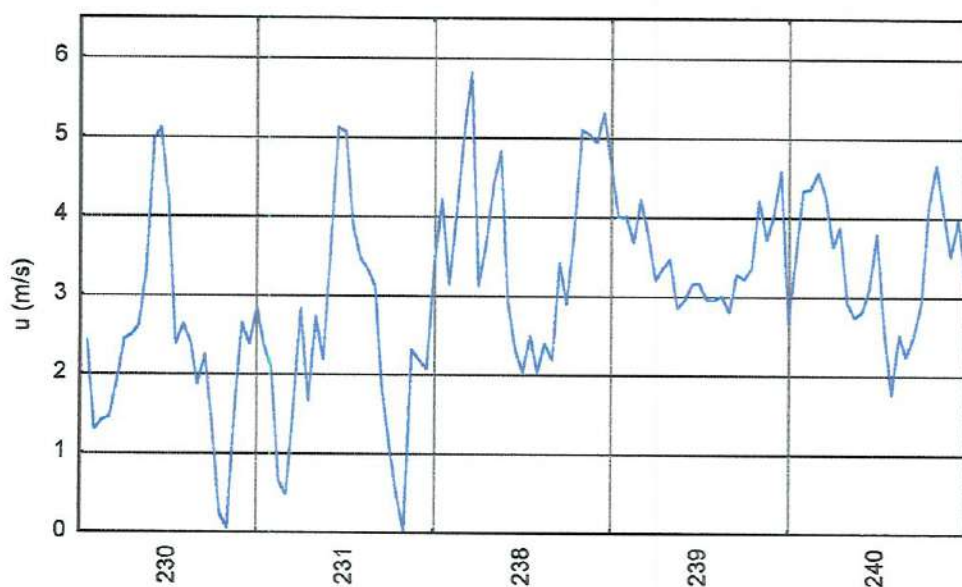


FIGURA 35 – Velocidade do vento (m/s) registrada por estação climatológica IAG/USP para cada um dos dias analisados.

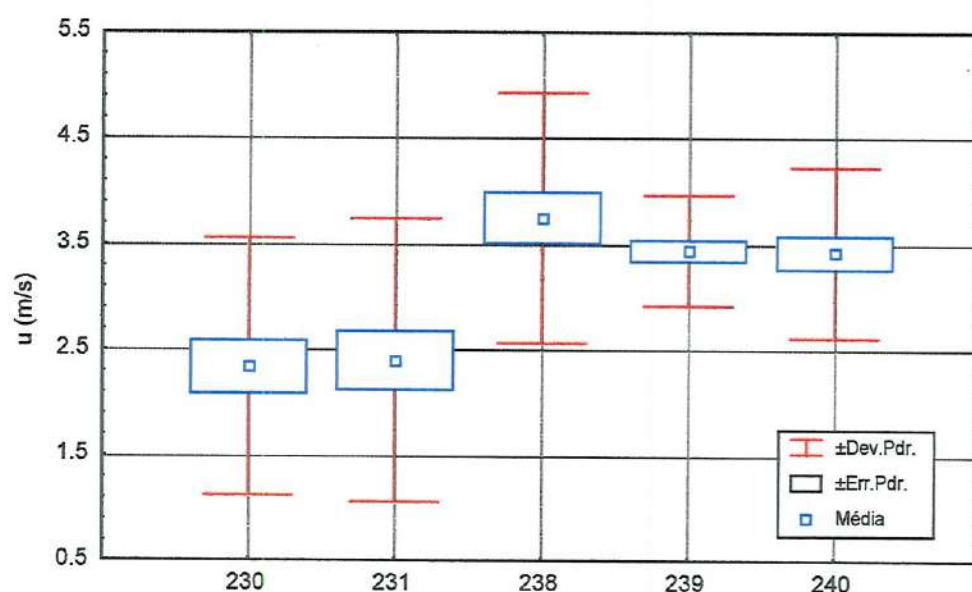


FIGURA 36 – Diagrama Box e Wiscker Plot relativo a parâmetro velocidade do vento, registrado em estação climatológica IAG/USP, denotando padrões de dispersão observados em cada um dos dias analisados.

Embora tenha-se observado uma dispersão significativa dos valores de velocidade do vento ao longo dos dias e entre os períodos considerados neste estudo, foram utilizados apenas aqueles correspondentes ao horário de passagem da plataforma orbital. Este procedimento confere caráter instantâneo as estimativas subsequentes, seja quanto aos fatores de resistência como à própria estimativa dos fluxos turbulentos a nível de superfície. Sua extrapolação para períodos diários requer, em princípio, o refinamento e adequação dos modelos às condições estruturais intrínsecas a região analisada, bem como a implementação de procedimentos que permitam uma avaliação do grau de sensibilidade dos modelos utilizados frente aos padrões de dispersão observados. Neste particular, ZHAN et al. (1996) procederam a análise comparativa de quatro modelos mais freqüentemente utilizados em estimativas de fluxo de calor sensível, encontrando diferenças significativas entre os valores projetados. Estes autores reconhecem o fator de resistência aerodinâmica como um dos elementos que encerra maior incerteza, sendo este responsável por desvios mais expressivos nas estimativas finais.

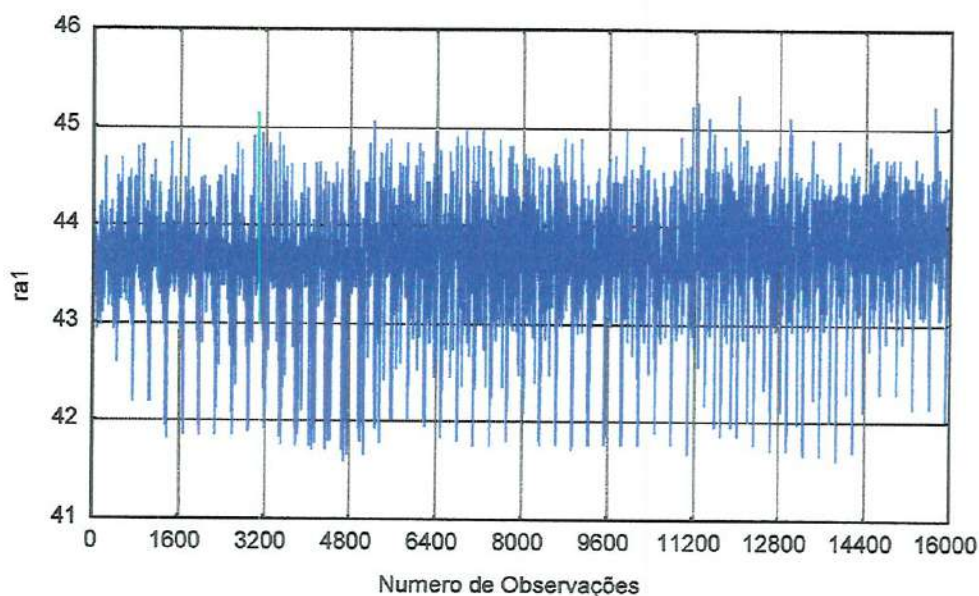


FIGURA 37 – Variação dos valores de resistência aerodinâmica (r_a) estimados para o dia 230, segundo valores de IAF e modelos propostos em CHOUDHURY & MONTEITH (1988).

Diagrama representativo da variabilidade espacial do fator r_a para o dia 230, calculado com base em estimativas d_0 e z_0 efetuadas a partir dos valores de IAF, é apresentada como exemplo na figura 37. Conforme observado, a validade destas estimativas esta diretamente relacionada a possibilidade de calibração e validação dos modelos utilizados para estimativa tanto dos índices de área foliar (IAF) com dos índices de rugosidade (d_0 e z_0). É necessário considerar, ademais, a própria discretização destes índices segundo transporte de momento ou calor, bem como a influência desta na definição final dos fluxos turbulentos a nível de superfície. Permanece, todavia, questão relativa às dificuldades intrínsecas a compatibilização em escala dos experimentos em campo e observações efetuadas por meio de sensores orbitais de média resolução espacial. Este talvez represente, no atual estado das artes, principal impedimento a utilização operacional deste método de parametrização.

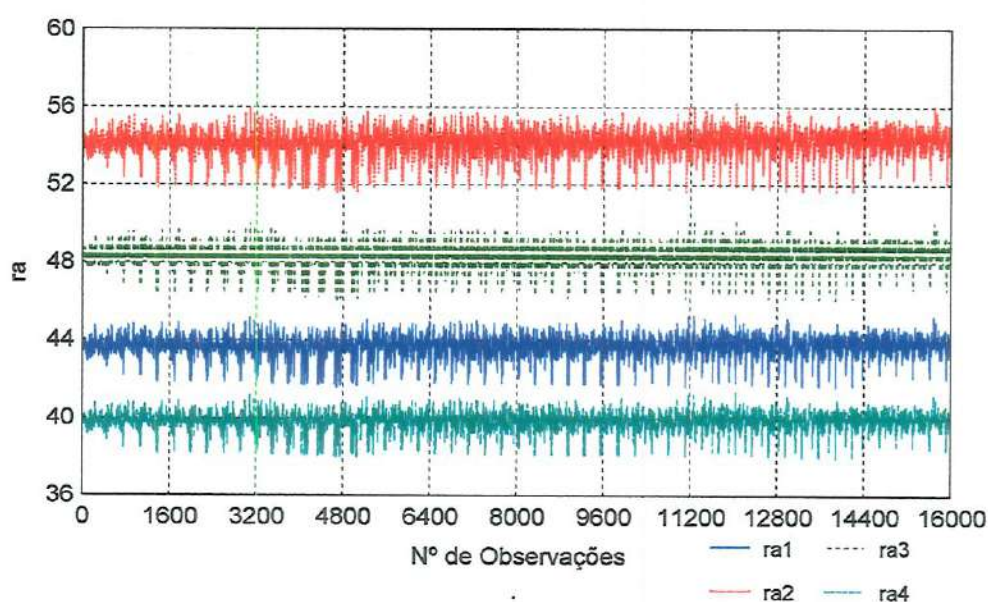


FIGURA 38 - Variabilidade fator de resistência aerodinâmica (r_a) frente a variação do parâmetro velocidade do vento (u).

Análise de sensibilidade destes modelos quanto a variabilidade do fator velocidade do vento, denota relação descrita como clássica, onde os valores de resistência aerodinâmica são inversamente relacionados ao fator u . Para esta análise, foi considerada uma variação de 0,5 (m/s) a partir do valor médio observado quando da passagem da plataforma orbital no dia 230 (3,33 m/s). Os resultados iniciais encontram-se expressos na figura 38. Os índices $r_{a1} - r_{a4}$ estão relacionados aos valores médios de velocidade do vento correspondentes a 3.33, 2.33, 2.83 e 3.83 m/s, respectivamente. A diferença observada na figura 38 é corroborada por análise de diferença entre médias, a qual indica ocorrer diferença significativa entre estas estimativas. Ou seja, mesmo pequenas variações do fator velocidade do vento implicam em diferenças significativas quanto a estimativa do fator resistência aerodinâmica, representando fator adicional de complexidade quando da extrapolação de valores instantâneos e/ou locais para escalas espaço-temporais mais amplas.

Uma pequena variação nos valores médios de u (velocidade do vento), resulta em mudanças expressivas nas estimativas de r_{a1} , indicando a necessidade em

se proceder a parametrização rigorosa deste parâmetro com vistas a estimativas dos fluxos turbulentos, em particular de calor sensível. Fator adicional de complexidade refere-se a necessidade em se estabelecer uma relação teórica mais consistente entre a diferença observada entre as temperaturas radiométrica e aerodinâmica, bem como entre os fatores de resistência aerodinâmica e adicional, conforme observado em TROUFLEAU et al. (1997). Esta relação, ademais de não se apresentar como óbvia, é geralmente efetuada por intermédio de modelos empíricos, fato este que reforça a relação de representatividade estritamente local da maioria dos modelos apresentados em literatura e utilizados em estimativas de fluxos de calor sensível em escala regional (ZHAN et al., 1996).

LHOMME et al. (1997), investigando a relação do índice de resistência kB^{-1} em região semi-árida, indicam que a utilização deste índice de resistência apresentam-se, no geral, como imprópria para estimativas de fluxos turbulentos de calor sensível a partir de valores de temperatura radiométrica. Este fato deve-se, segundo os autores, a expressiva dependência da maioria destes índices a fatores relacionados a estrutura da vegetação, tais como índice de área foliar e fração de cobertura do solo, ao grau de estresse hídrico (tanto a nível estomatal como em relação a resistência observada no solo) e a condicionantes climático (velocidade do vento, déficit de vapor na atmosfera, radiação líquida, etc.). Observam, ainda, que ocorre uma não linearidade destas relações, tornando mais complexa a tarefa de parametrização em níveis aceitáveis de acuracidade e precisão.

5.3.2 - Radiação Líquida

As taxas instantâneas de radiação líquida (R_n) foram estimadas por meio da eq. 212, a partir de dados amostrados por sensor orbital (T_s – temperatura de superfície e α - albedo) e medidos diretamente por estação climatológica IAG/USP (T_a – temperatura do ar e K_i – radiação total incidente). A emissividade atmosférica

foi calculada segundo modelo teórico proposto em BRUTSAERT (1982). Os parâmetros utilizados nesta estimativa encontram-se descritos na tabela 36, assim como os valores de emissividade atmosférica calculados segundo método descrito acima. A tabela 37 apresenta resultados de análise estatística descritiva dos valores de radiação líquida (R_n) estimada a partir de dados do sistema AVHRR-2. Esta é complementada pela tabela 38, a qual apresenta matriz de correlação segundo valores amostrados para cada um dos dias analisados, reforçando um padrão de variação expressiva deste parâmetro ao longo do período experimental.

Esta primeira impressão é corroborada por análise de diferença entre médias, a qual indica ocorrer diferença significativa entre os valores de R_n reportados para cada um dos dias (tabela 40). A figura 39 representa o comportamento dos parâmetros Radiação Global Incidente (K_i) e Radiação Líquida (R_n), medidos por estação climatológica IAG/USP, ao longo do período de observação. Apesar de ser possível detectar diferença significativa ($p < 0,01$) entre os registros de cada um dos dias, os padrões de variação destas medições diferiram igualmente daqueles representados por estimativas de R_n baseadas em dados do sensor AVHRR-2. A comparação direta não é possível na medida em que os sensores envolvidos na estimativa de R_n operam em diferentes contextos, em particular quanto a interferências atmosféricas e área de integração (domínio espacial).

As figuras 40 e 41 reforçam indicação de diferenças significativas entre as estimativas de R_n para cada um dos dias. A dispersão observada no diagrama de correlação (figura 40), indica ocorrer diferença significativa dos padrões de dispersão espacial das taxas R_n reportadas nos mapas temáticos (imagens 50 – 54). A figura 41, representando diagrama de análise multidimensional, retrata de forma clara as diferenças observadas quanto as taxas de radiação líquida estimadas para cada um dos conjuntos de imagens. É importante ressaltar, todavia, que os valores considerados nestas análises correspondem a estimativas efetuadas a partir de dados gerados pelo sistema AVHRR-2 (em particular quanto ao fator T_s), não calibrados segundo medições efetuadas no local.

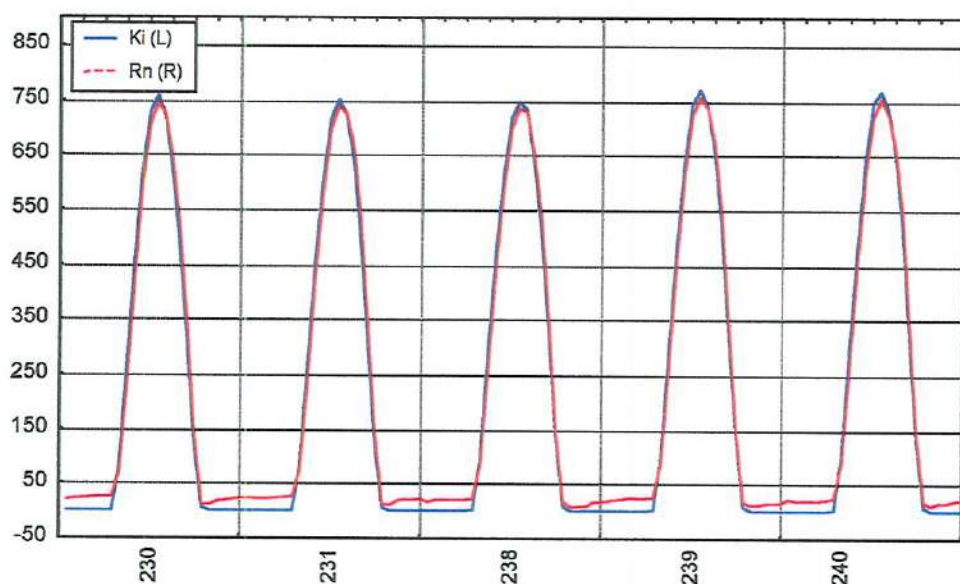


FIGURA 39 - Radiação Global Incidente (Ki) e Radiação Líquida (Rn), medidas por estação climatológica IAG/USP, para os cinco dias analisados.

TABELA 36 – Parâmetros utilizados para estimativa das taxas instantâneas de Rn com base em dados do sensor AVHRR-2 e estação climatológica IAG/USP.

	Ta (°K)	q (g/kg)	e (mb)	ϵ	$R_S \downarrow$ (W/m ²)	$R_L \downarrow$ (W/m ²)
230	301,97	15,66	24,80	0,867670	612,35	409,043541
231	302,28	15,71	24,94	0,868381	637,62	411,062677
238	302,15	16,32	25,84	0,872712	633,55	412,402626
239	305,00	17,65	27,95	0,882534	652,52	433,002978
240	303,56	16,69	25,43	0,874959	647,30	421,222022

Os principais fatores relacionados a expressiva variabilidade espaço-temporal das estimativas de Rn são representados por variações nas estimativas de albedo hemisférico e aos índices de vegetação e área foliar, utilizados nos modelos empregados. Esta relação reporta de forma indelével a extrema complexidade envolvida nas estimativas destas taxas por intermédio de dados gerados por sistemas sensores orbitais, em particular quanto aos sensores de média resolução espacial. Ademais do fator escala de integração e aspectos relacionados, tais como influência dos níveis de heterogeneidade, representatividade do sinal e pixels adjacentes, estas

estimativas sofrem influência direta dos fatores intervenientes descritos acima, tais como orientação foliar, umidade do solo/substrato, dentre outros.

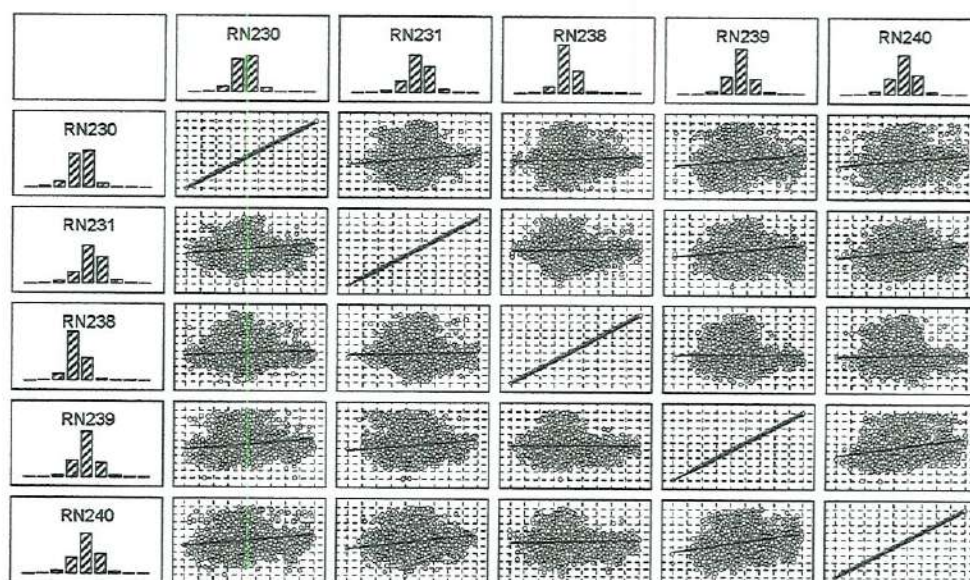


FIGURA 40 – Diagrama de correlação entre valores de radiação líquida (Rn), estimados a partir de dados amostrados por sensor orbital (AVHRR-2) e por estação climatológica IAG/USP, para cada um dos dias analisados.

TABELA 37 – Estatística descritiva do conjunto de estimativas das taxas de Radiação Líquida (Rn), efetuadas a partir dos dados do sensor AVHRR-2 e estação climatológica IAG/USP.

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Des.Pdr.	Skewness	Kurtosis
230	457,5407	334,1800	568,0630	692,0250	26,3064	-0,1367	1,3356
231	480,6915	336,9200	590,5060	755,4640	27,4857	-0,0676	1,1024
238	468,2250	357,5700	586,9780	536,6460	23,1656	0,1988	2,0338
239	490,2249	344,8800	613,6560	697,3790	26,4079	0,2307	2,0419
240	484,3475	324,3400	609,5920	801,9040	28,3179	0,0695	1,4238

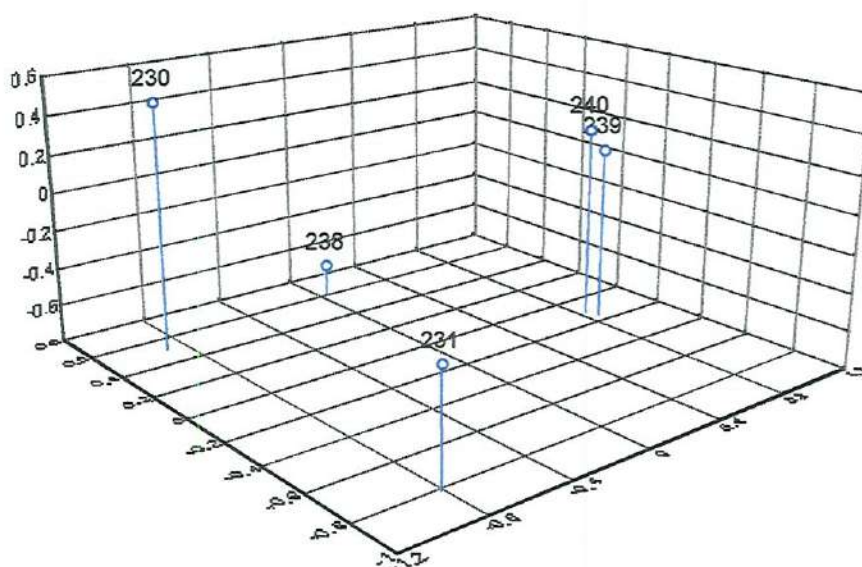


FIGURA 41 – Análise multidimensional das taxas de radiação líquida (R_n), estimadas segundo dados amostrados pelo sensor AVHRR-2 e por estação climatológica IAG/USP. Dimensões correspondem a matriz de distância gerada por análise de agrupamentos (distância euclidiana sobre médias não-ponderadas).

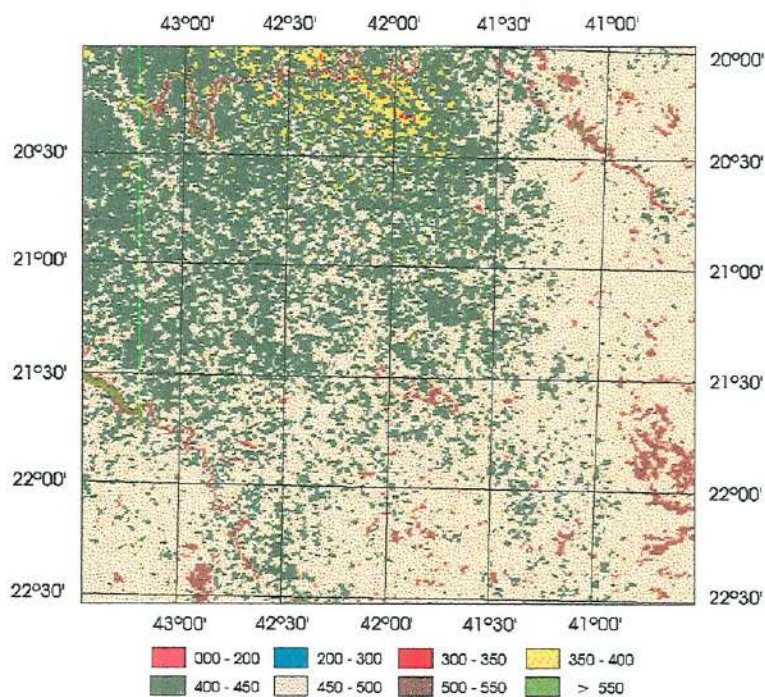


IMAGEM 50 – Mapa temático Radiação Líquida Instantânea ($R_n - W/m^2$), estimada segundo dados do sensor AVHRR-2 e estação climatológica IAG/USP. Dia 230.

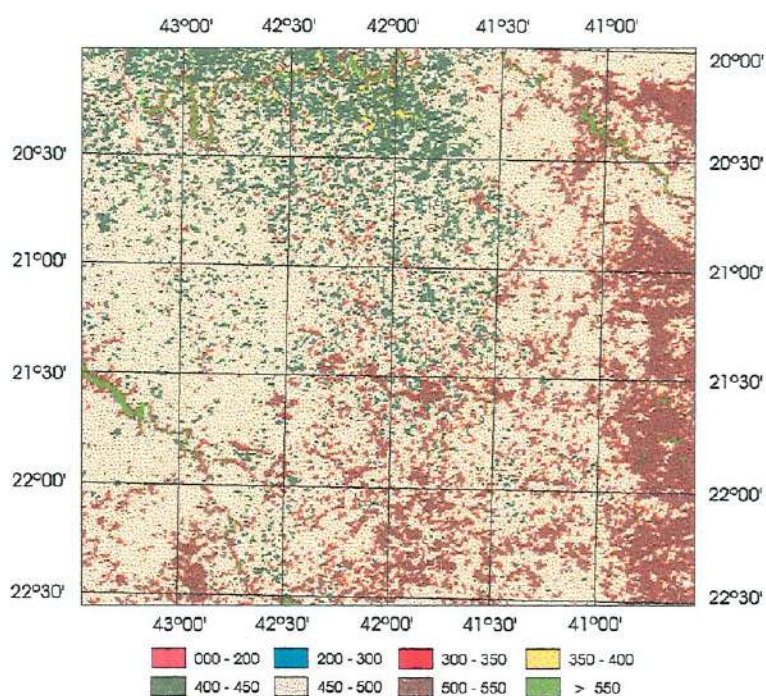


IMAGEM 51 – Mapa temático Radiação Líquida (instantânea) estimada com base em dados do sensor AVHRR-2 e da estação climatológica IAG/USP. Dia 231.

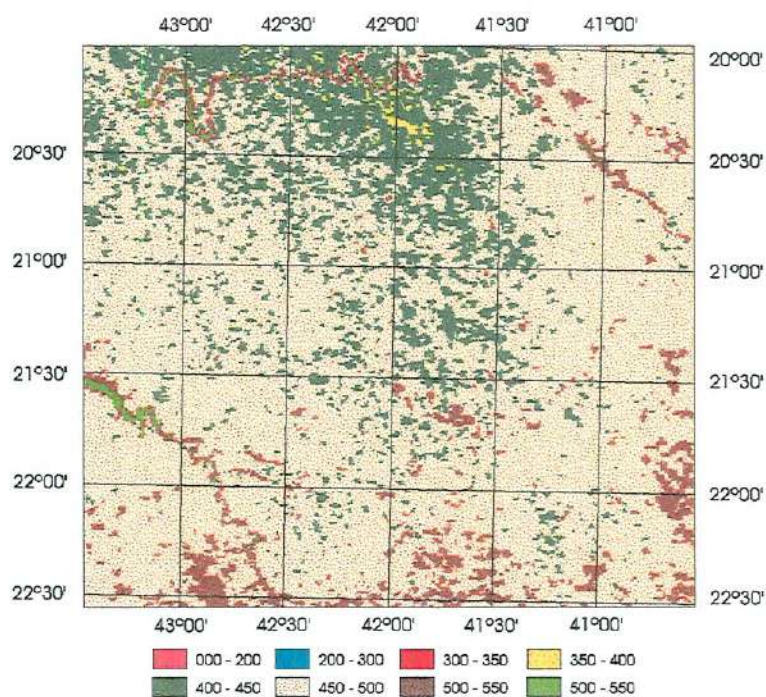


IMAGEM 52 – Mapa temático Radiação Líquida (instantânea) estimada com base em dados do sensor AVHRR-2 e da estação climatológica IAG/USP. Dia 238.

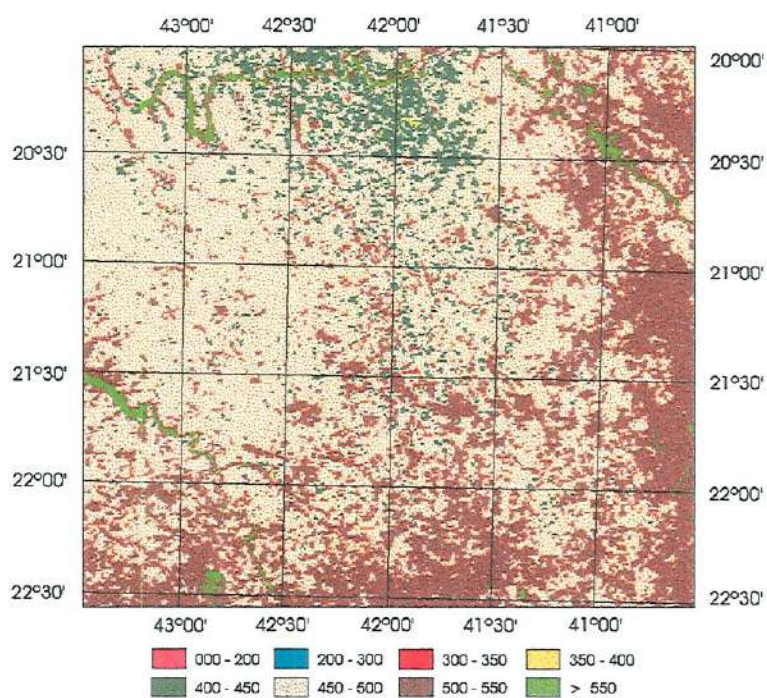


IMAGEM 53 – Mapa temático Radiação Líquida (instantânea) estimada com base em dados do sensor AVHRR-2 e da estação climatológica IAG/USP. Dia 239.

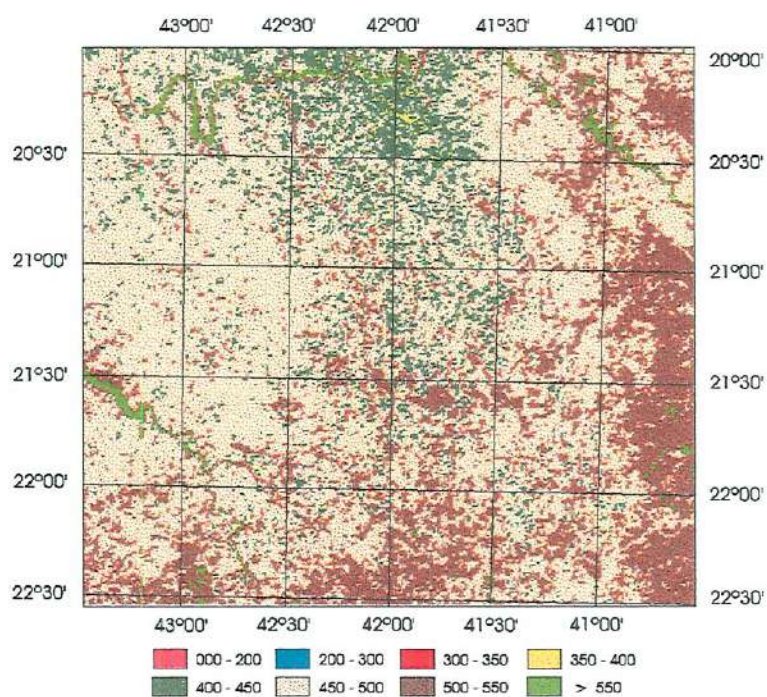


IMAGEM 54 – Mapa temático Radiação Líquida (instantânea) estimada com base em dados do sensor AVHRR-2 e da estação climatológica IAG/USP. Dia 240.

TABELA 38 – Matriz de correlação ($p < 0,01$) valores de Radiação Líquida (R_n) estimados a partir de dados do sensor AVHRR-2 e estação climatológica IAG/USP.

	230	231	238	239	240
230	1,00	0,60	0,22	0,18	0,18
231	0,60	1,00	0,19	0,16	0,16
238	0,22	0,19	1,00	0,55	0,41
239	0,18	0,16	0,55	1,00	0,47
240	0,18	0,16	0,41	0,47	1,00

TABELA 39 – Teste diferença entre médias ($p < 0,01$) para taxas de Radiação Líquida Instantânea (R_n) estimadas a partir de dados do sensor AVHRR-2 e estação climatológica IAG/USP.

	230	231	238	239	240
230	0,0000	-26,6090	-14,0409	-43,5584	-33,7794
231	26,6089	0,00000	12,5681	-16,9494	-7,1704
238	14,0409	-12,5681	0,0000	-29,5174	-19,7384
239	43,5583	16,9494	29,5174	0,0000	-0,7790
240	33,7793	7,1704	19,7384	-9,7790	0,0000

5.3.3 - Fluxo de Calor no Solo

As estimativas do fluxo de calor no solo (G) foram efetuadas com base em modelo proposto em CHOUDHURY et al. (1987), aprimorado em KUSTAS & DAUGHTRY (1990) e aplicado com sucesso por KUSTAS et al. (1994). Este modelo utiliza o Índice de Área Foliar (IAF), derivado de análise digital das bandas do espectro refletido, expressando o fator G como uma fração da radiação líquida incidente. Assume, ademais, a premissa de que a magnitude da razão G/R_n é uma função direta do montante de vegetação presente, expresso sobre a forma de Índice de Área Foliar (IAF). Adicionalmente aos inúmeros estudos citados, os autores demonstram a possibilidade de se descrever a taxa de radiação líquida no interior de uma cobertura vegetal como função de uma taxa de decaimento exponencial.

Esta premissa permite desenvolver a relação expressa como: $G / R_n = C \exp(-\beta IAF)$, onde C é a razão G / R_n para condição de solo exposto ($\approx 0.3-0.4$) e β o coeficiente de extinção, o qual apresenta valores próximos a 0,5 com alguma variação decorrente do tipo de vegetação e do ângulo zenital solar. KUSTAS et al. (1994) reportam coeficientes de correlação superiores a 0,95 entre dados simulados e observados, indicando ocorrer, ainda, estreita relação destes com índices de vegetação mais comuns, a exemplo do NDVI.

Os valores médios encontrados não diferem muito dos relatos em literatura, muito embora apresentem uma amplitude de variação expressiva. A estrutura básica dos dados foi analisada por meio de estatística descritiva (tabela 40) dos valores de fluxo de calor no solo estimados para cada um dos dias. Teste de diferença de médias indica ocorrer diferença significativa entre os conjuntos de dados analisados, a semelhança dos demais parâmetros estimados anteriormente (tabela 40). As imagens 55 - 59 apresentam resultados na forma de mapas temáticos, enquanto a figura 42 ilustra comportamento dos parâmetros temperatura do solo (T_s - 10 cm) e temperatura do ar (T_a - 2,0 mts), amostrados por meio da estação climatológica IAG/USP.

TABELA 40 – Teste de diferença entre médias ($p < 0,01$) efetuado a partir das estimativas do fator G .

	230	231	238	239	240
230	0.0000	4.9738	1.8580	3.4734	4.7108
231	-4.9738	0.0000	-3.1158	-1.5004	-0.2630
238	-1.8580	3.1158	0.0000	1.6154	2.8529
239	-3.4734	1.5004	-1.6154	0.0000	1.2374
240	-4.7108	0.2630	-2.8529	-5.4340	0.0000

A amplitude de variação do fator G no domínio espacial também encontra correspondência com os padrões observados para outros parâmetros, em especial Radiação Líquida (R_n). Do conjunto de imagens apresentadas acima, a correspondente ao dia 239 é a que apresenta maior dissimilaridade em relação as

demais imagens, sendo este padrão provavelmente decorrente da cobertura de nuvens no setor norte da área imageada. A presença de nuvens pode implicar em desvios expressivos em particular quanto às estimativas de temperatura de superfície, muito embora exerça influência na estimativa dos índices de vegetação e de área foliar. As diferenças observadas entre as estimativas efetuadas para cada um dos dias são evidenciadas em diagrama de análise multidimensional (figura 43). Apenas os conjuntos dos dias 238 e 239 apresentaram maior proximidade dos padrões referentes ao fator G , demais registros apresentando diferenças significativas, conforme verificado por teste de diferença de médias e estatística descritiva (tabelas 40 e 41, respectivamente).

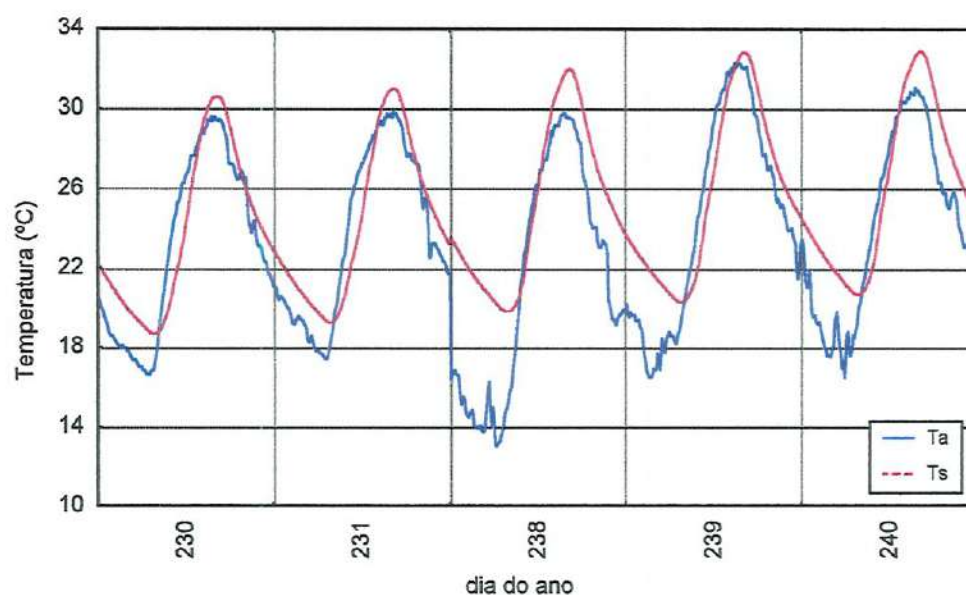


FIGURA 42 – Comportamento dos parâmetros Temperatura do Solo (- 10,0 cm) (T_s) e Temperatura do Ar (T_a), medidos por estação climatológica IAG/USP, para os cinco dias analisados.

Como principais fontes de incerteza quanto a estimativa dos valores de G , observa-se (1) uma correlação muito estreita entre valores estimados do fator G e os índices de vegetação ou parâmetros biofísicos correlatos (p.e., IAF), (2) a estrutura lógica dos modelos correntemente utilizados, os quais muito embora

fisicamente fundamentados correspondem a modelos empíricos, esta referenciada a condições ambientais e de contorno específicas. Este último aspecto ressalta a necessidade em se proceder a calibração deste modelo de forma a conferir maior consistência às estimativas deste parâmetro.

TABELA 41 – Estatística descritiva referente às estimativas do fator G, segundo dados amostrados por sensor AVHRR-2.

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Des.Pdr.	Skewness	Kurtosis
230	-81,3074	-155,6300	-42,9310	136,5200	11,6842	-0,3444	1,0607
231	-85,6560	-164,6600	-45,0440	158,8340	12,6029	-0,4327	1,0913
238	-81,7153	-152,8500	-45,9210	118,7680	10,8981	-0,4869	1,5498
239	-83,5910	-158,6300	-43,5075	134,4880	11,5969	-0,4971	1,4195
240	-84,5677	-215,5130	-24,2970	158,2300	12,5790	-0,5416	1,4162

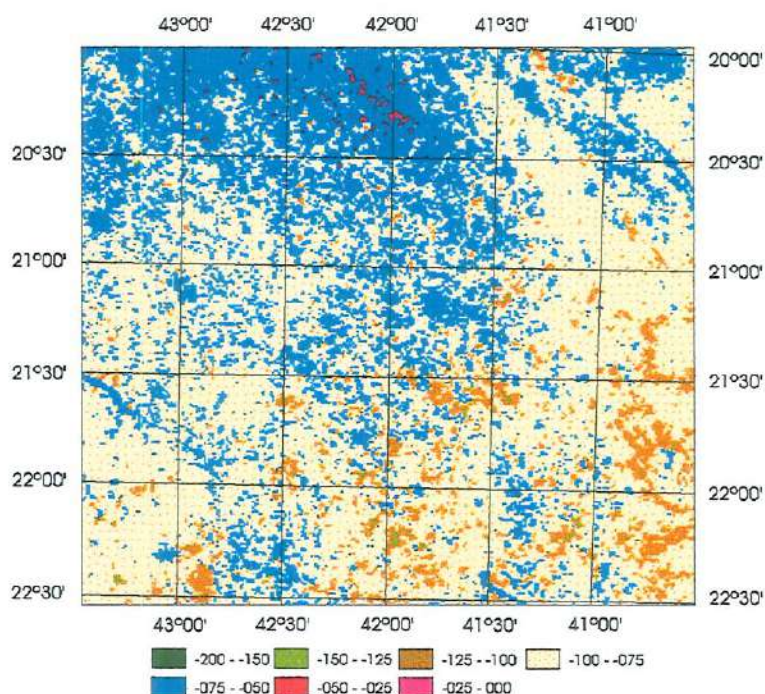


IMAGEM 55 - Fluxo de calor no solo (G), em W / m^2 , estimado segundo modelo de KUSTAS & DAUGHTRY (1990), para dia 230.

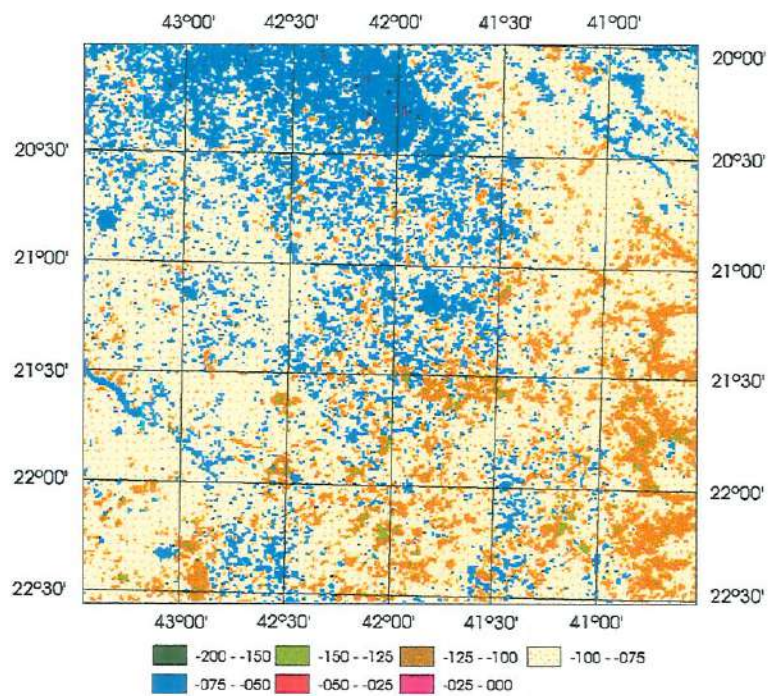


IMAGEM 56 - Fluxo de calor no solo (G), em W/m^2 , estimado segundo modelo de KUSTAS & DAUGHTRY (1990), para dia 231.

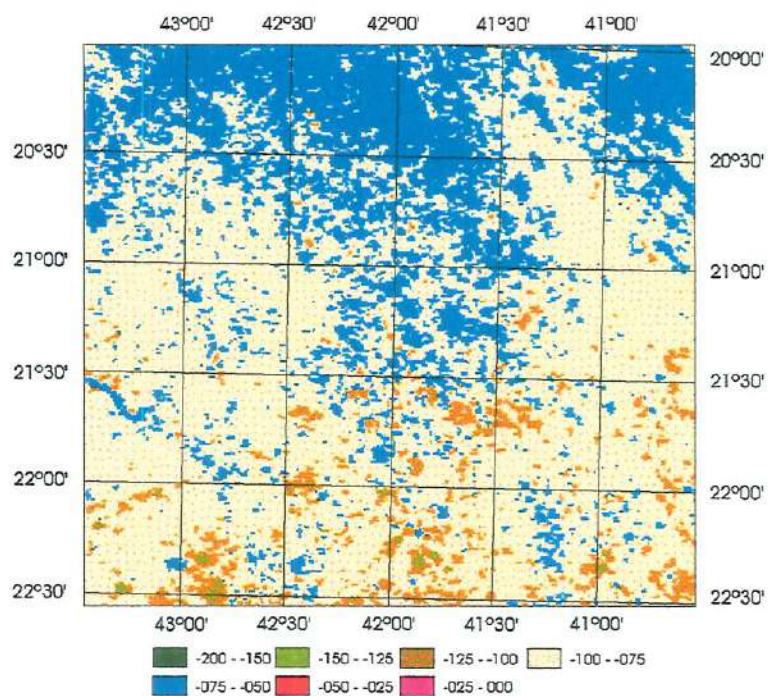


IMAGEM 57 - Fluxo de calor no solo (G), em W/m^2 , estimado segundo modelo de KUSTAS & DAUGHTRY (1990), para dia 238.

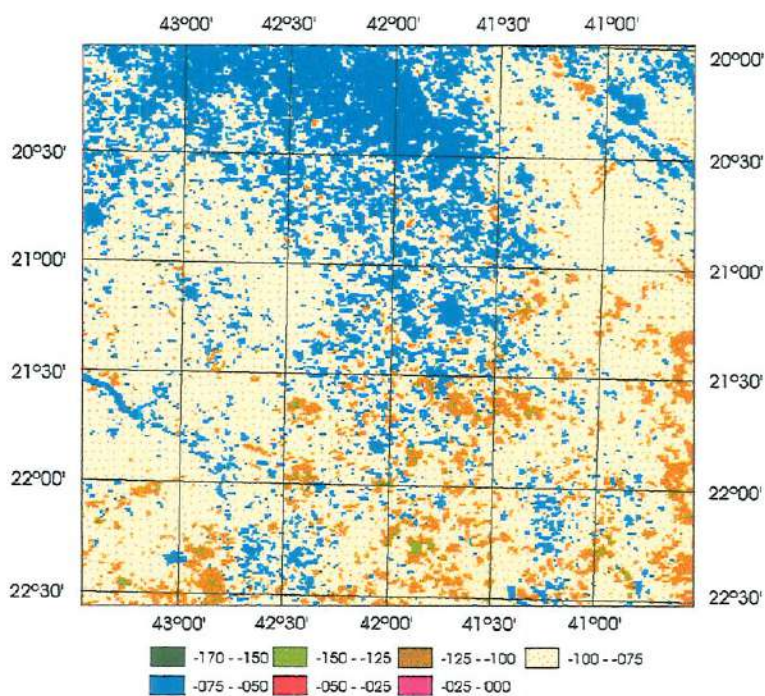


IMAGEM 58 - Fluxo de calor no solo (G), em W / m^2 , estimado segundo modelo de KUSTAS & DAUGHTRY (1990), para dia 239.

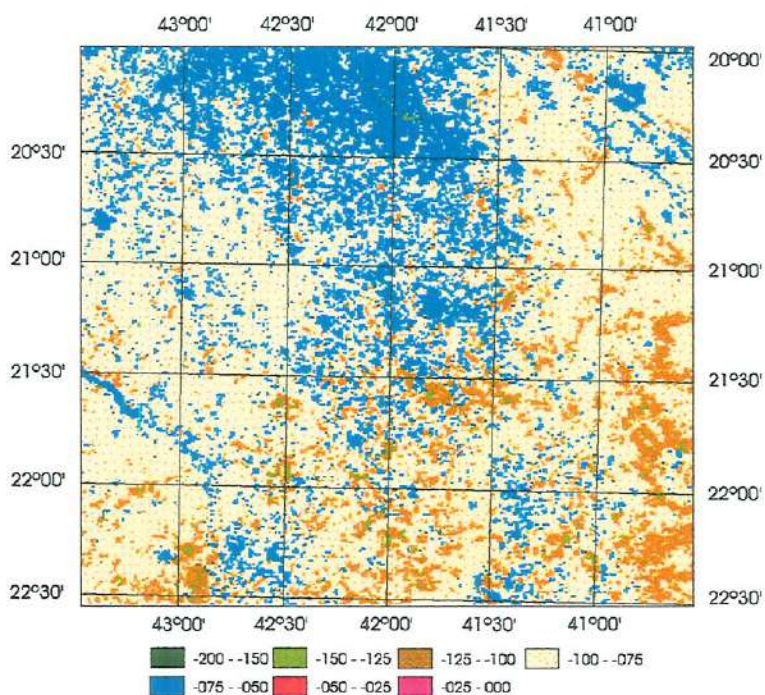


IMAGEM 59 - Fluxo de calor no solo (G), em W / m^2 , estimado segundo modelo de KUSTAS & DAUGHTRY (1990), para dia 240.

Do ponto de vista estritamente operacional, a estimativa de parâmetros do balanço energético a partir de dados coletados por sensores orbitais apresenta-se como alternativa promissora desde que sejam estabelecidos alguns limites interpretativos e disponibilizadas informações complementares adequadamente calibradas. A utilização de modelos empíricos ou semi-empíricos, a semelhança do empregado para estimativa do fluxo de calor no solo, apesar de prática, deve ser submetida a procedimentos de calibração coerentes com as aplicações pretendidas.

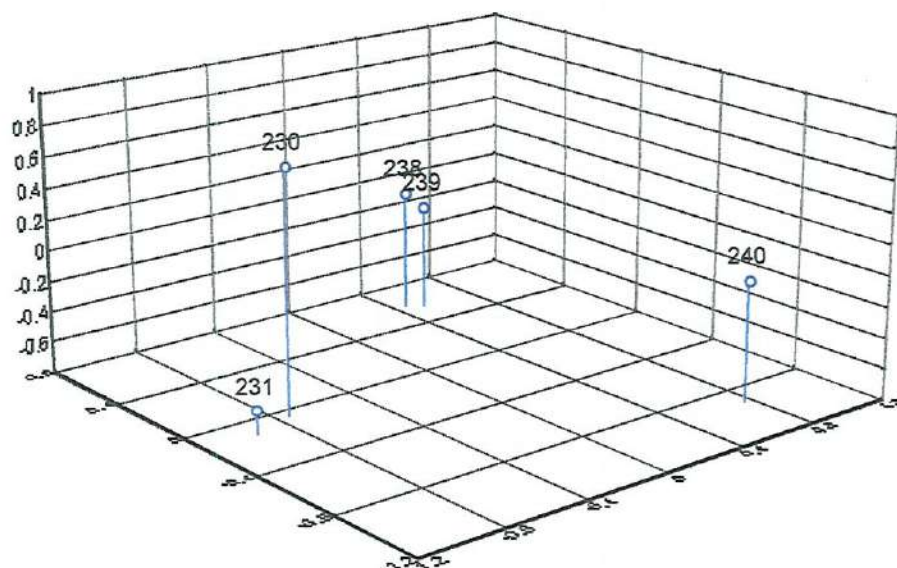


FIGURA 43 – Diagrama análise multidimensional, segundo matriz de Distância Euclidiana, para estimativas de fluxo de calor no solo/substrato (G), efetuadas a partir de dados gerados pelo sensor AVHRR-2.

KUSTAS et al.(1994) indicam a necessidade em se considerar em detalhe a sensibilidade dos coeficientes de expressões lineares e não lineares em relação a mudanças nas condições de contorno primárias, ou seja, quanto ao tipo de solo, vegetação e demais condicionantes ambientais diretamente relacionadas aos fenômenos estudados e modelos empregados na investigação dos mesmos. Estratégia mais usual para cobrir o lapso quanto aos dados meteorológicos básicos (a exemplo da velocidade do vento, umidade e temperatura do ar) consiste da aplicação de

modelos de simulação da dinâmica da camada limite e da baixa atmosfera ou modelos climatológicos de mesoescala. A semelhança dos demais modelos e expressões empíricas e semi-empíricas utilizadas neste estudo, é necessário que se proceda a calibração e posterior validação de forma a tornar esta abordagem mais consistente e passível de extensão operacional dentro de intervalos de confiança adequados às aplicações pretendidas.

5.3.4 - Fluxo de Calor Sensível

As estimativas dos fluxos turbulentos de calor sensível foram efetuadas conforme modelo discutido em MORAN et al. (1994) e KUSTAS et al. (1994), considerando-se os fatores de resistência excedentes tanto a nível de estrutura da cobertura vegetal e rugosidade do solo, quanto em relação a resistência fisiológica da vegetação. Este último fator foi estimado conforme observações efetuadas por VIDAL & PERRIER (1990) e VIDAL (1991), segundo experimento semelhante desenvolvido em um campo de cultivo de cana de açúcar no Marrocos e referências em literatura.

Este fator é considerado como principal fonte de incerteza na estimativa do balanço energético seja em escala local como regional, demandando estudos mais extensivos e detalhados. As principais fontes de incerteza estão relacionadas aos procedimentos para estimativa dos fatores de resistência aerodinâmica e resistências excedentes (MORAN et al. 1994, CHOUDHURY, 1994; KUSTAS & NORMAN, 1996) e ainda as diferenças observadas entre as temperaturas aerodinâmica e radiométrica (NORMAN et al., 1995; ZHAN et al., 1996).

As dificuldades operacionais e a susceptibilidade a ocorrência de desvios significativos quando tratados diferentes métodos para estimativa dos fatores de resistência aos fluxos de calor e momento foram discutidos acima, cabendo ressaltar, todavia, as dificuldades inerentes a aplicação destes métodos somente a partir de

dados gerados por sistemas sensores orbitais. Os principais entraves estão relacionados a capacidade dos sistemas sensores de média resolução em detectar variações estruturais da cobertura vegetal ou da taxa de exposição do solo frente ao nível de acuracidade pretendido.

Ademais dos aspectos estruturais, cabe ressaltar as dificuldades inerentes a definição dos fatores de resistência relacionados às condições de umidade dos solos (ou de resistência hidráulica) e do comportamento fisiológico da vegetação frente as condições climáticas preponderantes quando da passagem da plataforma orbital. Existe sempre a necessidade de se estabelecer determinadas condições de contorno ou iniciais de forma arbitrária ou com base em assertivas estabelecidas por intermédio de resultados reportados por outros modelos ou fontes analíticas. CHEHBOUNI et al. (1996), p.e., propõe estratégia que contempla a utilização conjunta de modelos hidrológicos (quatro camadas) e de balanço energético. Estes atuam de forma iterativa na estimativa das condições iniciais e de contorno, bem como de ajustes finos durante simulação. Estes autores encontraram resultados promissores, muito embora reportem a estágio inicial de desenvolvimento.

Questão igualmente importante refere-se ao estabelecimento de estratégia de calibração / validação destes modelos de forma coerentes com a escala de representação espaço-temporal dos sistemas sensores orbitais. Este talvez represente o maior entrave a plena operacionalização do método, em particular quando tratados sistemas sensores de média resolução espacial, a semelhança do sistema AVHRR. A impossibilidade de se estabelecer experimentos voltados especificamente a validação dos métodos e modelos utilizados para derivação de parâmetros com base em dados gerados por sensores orbitais implica geralmente na implementação de estratégias empíricas ou semi-empíricas de desenvolvimento, com reduzidas possibilidades de generalização imediata. Adicionalmente aos níveis de incerteza intrínsecos a tais estratégias, observa-se a necessidade de montante expressivo de informações quanto aos fatores condicionantes ambientais preponderantes a nível de superfície quando consideradas regiões estruturalmente heterogêneas. Resta sua contrapartida, representada pela aplicação deste método de

parametrização apenas em condições relativamente homogêneas, em particular quanto a cobertura vegetal.

Alguns destes aspectos limitantes tem sido analisados frente a disponibilidade imediata e futura de novas fontes de dados e informações, em especial quanto a sistemas sensores que operam na faixa do espectro eletromagnético correspondente as microondas (radares de abertura sintética – SAR) ou termal com resolução espacial e radiométrica estendidas (sistemas ASTER, MODIS). Embora apresentem alto potencial de utilização conjunta com sistemas ora disponíveis, os procedimentos atualmente observados não podem ser considerados como operacionais, visto serem necessários inúmeros ajustes e refinamentos quanto aos métodos analíticos empregados, em particular quanto aos sensores de microondas (ativos ou passivos). Ademais, com a implementação de novos sistemas sensores, observa-se de forma concomitante o reconhecimento de novos fatores restritivos, bem como ausência de fundamentação teórica consistente.

A tabela 42 apresenta resultados de análise estatística descritiva considerando os cinco dias analisados. De forma semelhante a demais parâmetros, observa-se uma variabilidade espaço-temporal significativa. Esta observação é corroborada por análise de diferença entre médias, a qual indica ocorrer diferença significativa entre as estimativas efetuadas para cada um dos dias. Valores negativos encontrados para algumas regiões compreendidas nas imagens, em particular superfícies de água e locais com alta taxa de sombreamento (relevo mais movimentado), reforçam a necessidade em se proceder a ajustes mais finos na metodologia analítica empregada, em particular quanto ao processamento digital das imagens. Estes desvios são atribuídos, em grande parte a registros errôneos quanto ao fluxo de calor no solo, à diferença observada entre temperatura de superfície e temperatura do ar e aos índices de área foliar empregados na estimativa dos fatores de resistência aerodinâmica e adicional. Ademais, ressalta-se que um dos índices de resistência excedente (r_0) corresponde especificamente ao comportamento médio atribuído a cultura de cana de açúcar, não sendo apropriada sua utilização para

demais padrões de cobertura vegetal observados para a região. Procedeu-se à sua aplicação mais genérica apenas em caráter ilustrativo.

A figura 44 representa a variabilidade dos registros de fluxo de calor sensível (H) de acordo com medições efetuadas em estação climatológica IAG/USP. Análise multidimensional, baseada em matriz de similaridade (distância euclidiana sobre médias não ponderadas), indica ser possível a distinção de três diferentes grupamentos (figura 45), muito embora tenha-se detectado diferença significativa ($p < 0,01$) entre todos os conjuntos de dados analisados. A representação da variabilidade espacial deste fator pode ser observada, ainda, por meio das imagens 60 - 64, representadas por mapas temáticos dos valores de fluxo de calor sensível estimados para a região em cada um dos dias analisados.

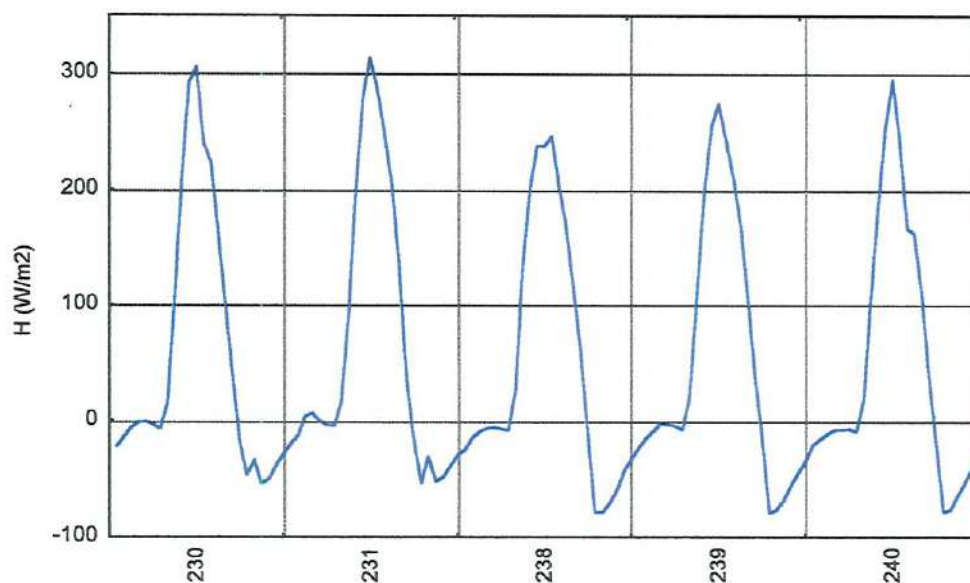


FIGURA 44 – Fluxo de Calor Sensível (H), registrado por estação climatológica e calculado por método de covariâncias (“Eddy Correlation”), para cada um dos dias analisados.

Tendo em vista as dificuldades em se estimar a temperatura aerodinâmica por meio de sensores remotos orbitais (NORMAN et al., 1995), esta é comumente substituída por estimativas de temperatura radiométrica, obtidas por métodos semelhantes aos descritos acima (Local Split Window) (KUSTAS &

NORMAN, 1996). De acordo com observações de inúmeros autores (CHOUDHURY et al., 1986; NORMAN & BECKER, 1995, BECKER & LI, 1995) para condições de cobertura uniforme, as diferenças observadas entre as temperaturas aerodinâmica e radiométrica situam-se geralmente em torno de 2°C. Em condições de vegetação esparsa ou de exposição moderada do substrato/solo, esta diferença pode alcançar valores de cerca de 10°C, com implicações óbvias nas estimativas de fluxos turbulentos de calor sensível e latente (KUSTAS et al., 1990).

TABELA 42 – Estatística descritiva referente às estimativas do fator H , segundo dados amostrados por sensor AVHRR.

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Des.Pdr.	Skewness	Kurtosis
230	129,7048	-306,8000	274,0020	2706,4660	52,0237	-1,0677	4,0732
231	126,8791	-196,4700	266,1000	2219,9070	47,1159	-0,9333	2,9711
238	117,6204	-160,5100	238,0720	1317,0570	36,2913	0,8237	3,4537
239	127,6570	-123,0500	265,5410	2239,3790	47,3221	-1,1806	3,5824
240	137,8651	-235,1500	276,8790	2056,8720	45,3527	-1,2995	5,2359

Esta é a principal razão pela qual alguns autores sugerem a utilização de fatores de resistência adicional, muitas vezes representados por modelos empíricos voltados a estimativa dos valores de rugosidade escalar (SUGITA & BRUTSAERT, 1990; MORAN et al., 1989) ou de um termo de resistência adicional (VIDAL & PERRIER, 1990; VIDAL, 1991). SUN & MAHRT (1995), indicam, baseados em observações efetuadas em diferentes superfícies, que a utilização da temperatura radiométrica na parametrização da rugosidade escalar não corresponde a procedimento adequado, sendo este responsável por desvios consideráveis nas estimativas dos fluxos de calor sensível com base em modelos semelhantes aos definidos na eq.100, utilizado neste estudo. NORMAN et al.(1995), propuseram um modelo de dupla camada que considera esta diferença, muito embora demande informações relativas a temperatura aerodinâmica. Segundo estes autores, esta pode ser estimada com base em imagens adquiridas em diferentes ângulos de visada ou por diferentes sistemas sensores, embora torne a aplicação operacional deste método mais remota.

Segundo KUSTAS & NORMAN (1996), as principais fontes de incerteza na estimativa do fluxo de calor sensível por intermédio de dados amostrados por sensores orbitais estão relacionadas: (i) a desigualdades observadas entre as temperaturas radiométrica e aerodinâmica, realçada em particular para condições de cobertura vegetal esparsa ou sob forte estresse hídrico e ainda ao fato de que (ii) a maioria dos modelos (empíricos e analíticos) é sensível a esta diferença, muito embora sejam observadas variações significativas quanto ao grau de sensibilidade.

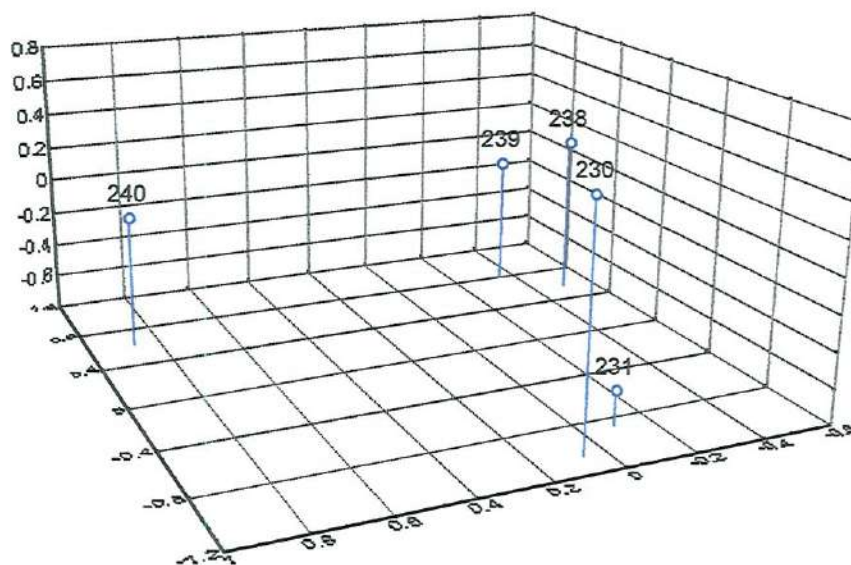


FIGURA 45 – Análise multidimensional, segundo resultados de análise de agrupamento (distância euclidiana sobre médias não-ponderadas) das estimativas de fluxo de calor sensível (H) efetuadas para cada um dos dias analisados.

ZHAN et al. (1996), indicam que o modelo proposto em NORMAN et al. (1995), por efetuar ajuste não empírico do fator de resistência aerodinâmica, apresenta desvios menos expressivos (em torno de 20%) em referência à medições efetuadas a nível local (método Razão de Bowen). Modelos que procedem ao ajuste empírico, muitas vezes sob a forma de fatores de resistência adicional ou excedente, apresentam desvios superiores (em torno de 30% em relação a medições em local de referência).

(iii) Na medida em que a estimativa da temperatura radiométrica depende de forma direta da geometria de iluminação e visada, esta sofre influência significativa das condições de umidade do solo, conforme discutido no item correspondente (5.1).

(iv) A emissividade de superfície raramente é conhecida, sendo no geral estabelecido um valor médio para o intervalo espacial compreendido pelo pixel (variável de acordo com resolução espacial do sistema sensor), incerteza esta exacerbada quando da utilização de sensores de média resolução, a exemplo do sistema AVHRR-2.

(v) Fator relacionado aos demais listados acima refere-se aos procedimentos de correção dos efeitos atmosféricos. Pode-se observar desvios superiores a 4°C em função das influências exercidas pela atmosfera, conforme discutido anteriormente. Demais fatores listados pelos autores referem-se a limitações de caráter operacional discutidos nos tópicos subsequentes.

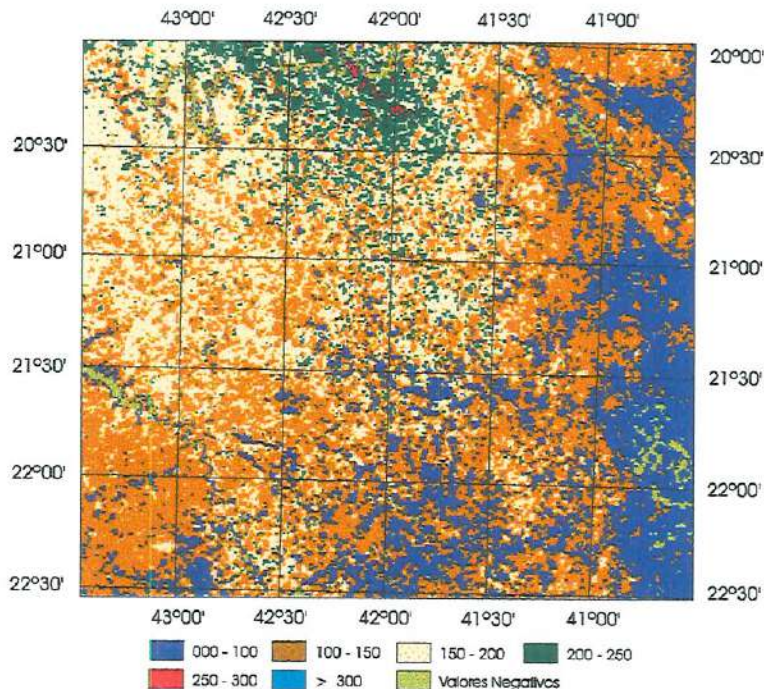


IMAGEM 60 - Mapa temático Fluxo Instantâneo de Calor Sensível (H), estimado segundo dados sensor AVHRR - 2. Passagem 230.

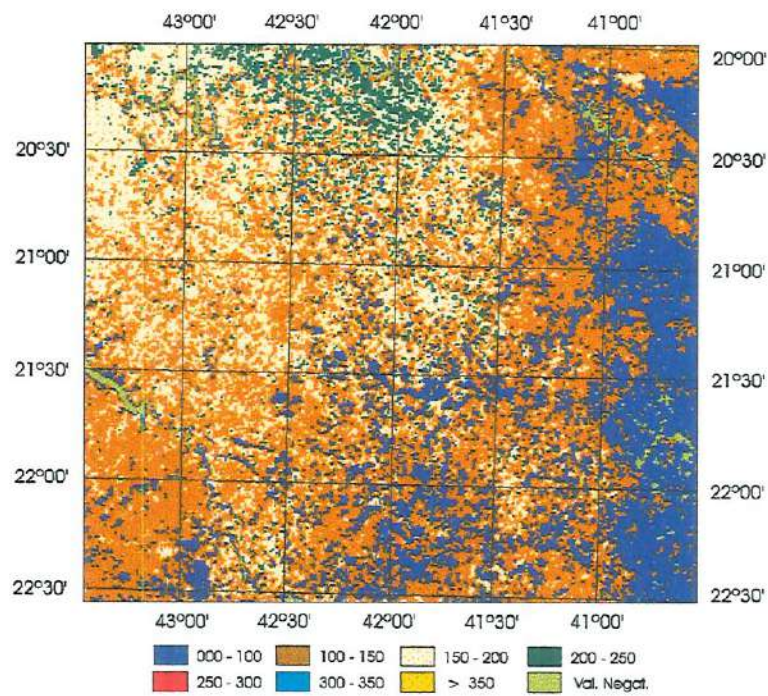


IMAGEM 61 - Mapa temático Fluxo Instantâneo de Calor Sensível (H), estimado segundo dados sensor AVHRR – 2. Passagem 231.

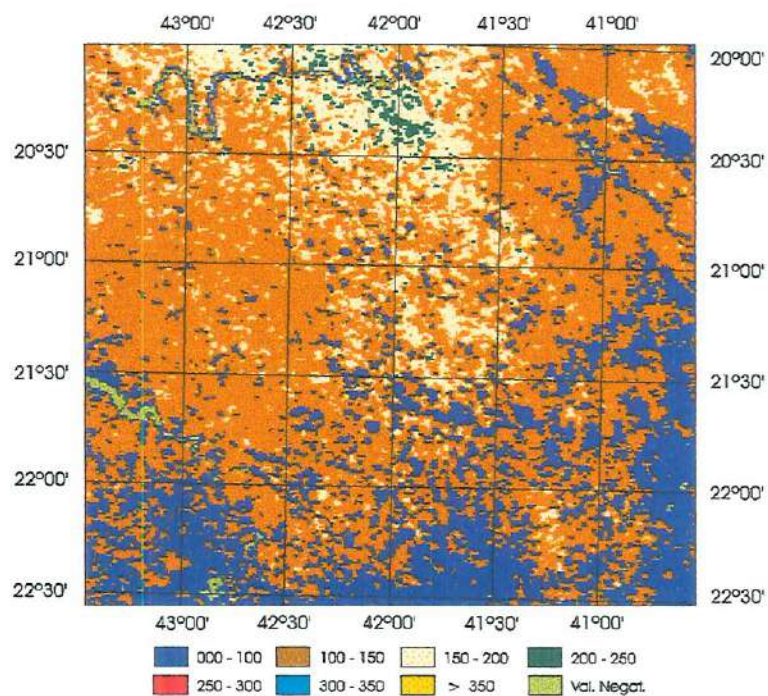


IMAGEM 62 - Mapa temático Fluxo Instantâneo de Calor Sensível (H), estimado segundo dados sensor AVHRR – 2. Passagem 238.

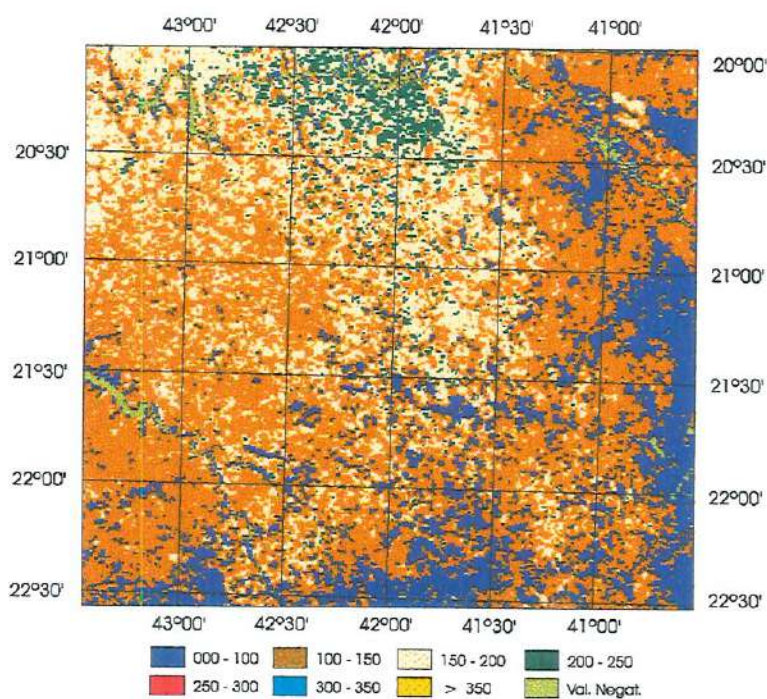


IMAGEM 63 - Mapa temático Fluxo Instantâneo de Calor Sensível (H), estimado segundo dados sensor AVHRR – 2. Passagem 239.

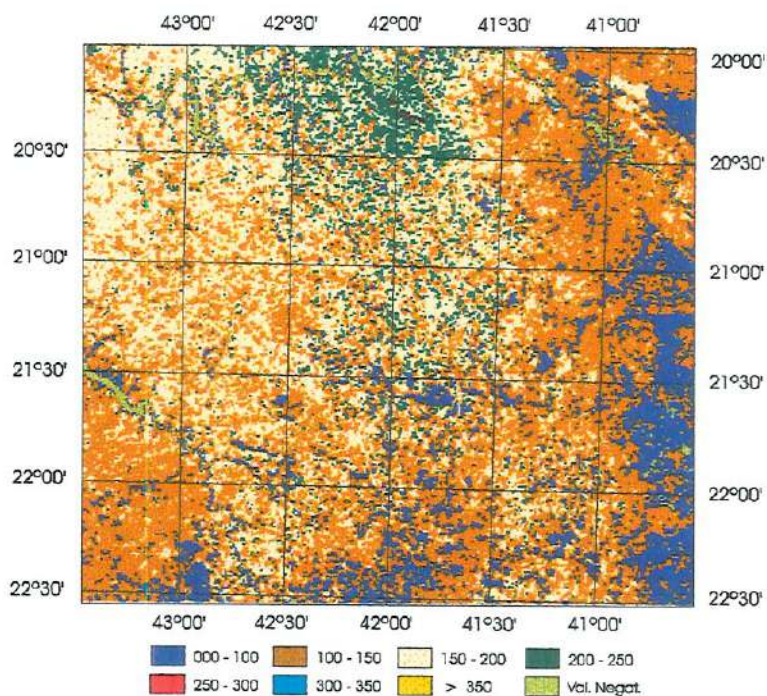


IMAGEM 64 – Mapa temático Fluxo Instantâneo de Calor Sensível (H), estimado segundo dados sensor AVHRR – 2. Passagem 240.

5.3.5 - Fluxo Calor Latente

O fluxo de calor latente foi estimado como fator residual da equação de balanço energético. Esta estratégia implica em maior facilidade operacional, visto não ser necessário implementar algoritmo especificamente voltado à estimativa deste fator. Como aspecto restritivo observa-se que os resultados alcançados estão sujeitos a todos os desvios e incertezas discutidos acima, ademais do fator aditivo e de dispersão dos erros resultantes da implementação dos procedimentos analíticos precedentes.

Adicionalmente as diferenças ditas absolutas, expressas por meio das análises estatísticas, deve-se ressaltar que foram observadas diferenças igualmente significativas na disposição espacial dos valores de LE estimados para cada um dos dias, conforme apresentado na série de imagens correspondentes (imagens 65 - 69). Tal procedimento, para ser bem sucedido, requer a implementação de estratégias de controle de qualidade durante todas as etapas de desenvolvimento, de forma a possibilitar a estimativa dos desvios observados e/ou esperados, bem como proceder-se aos ajustes necessários da base de dados ao longo do processamento dos dados e informações derivadas de cada uma das fases de parametrização e implementação do modelo de balanço energético.

Tabela 43 apresenta resultados de análise estatística descritiva dos valores de LE estimados para cada um dos dias. Valores máximos muito elevados (considerados como impropriedades) são atribuídos a desvios na estimativa dos fluxos de calor sensível (valores negativos) registrados para alguns tipos de superfície, em especial para lâminas d'água e áreas de sombreamento (relevo mais movimentado). Tal fato deve-se, em particular, a erros na estimativa dos valores de índice de área foliar, utilizados para estimativa dos fatores de resistência aerodinâmica e na estimativa dos fluxos de calor no sistema solo/substrato, bem como das diferenças observadas entre as temperaturas de superfície e do ar. Estes desvios, conforme comentado acima, implicaram em estimativas impropriedades dos fluxos de calor sensível para alguns locais, repercutindo de forma significativa na estimativa final dos fluxos de calor latente. Este fator resultou, ademais, na exacerbação dos padrões

de dispersão dos dados, explicitado em particular por valores de variância muito elevados.

TABELA 43 – Estatística descritiva referente estimativas do fator LE, segundo dados amostrados por sensor AVHRR.

	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Des.Pdr.	Skewness	Kurtosis
230	246,5285	16,5600	816,7540	4919,3370	70,1380	1,1203	5,2119
231	268,1563	25,7700	733,8290	4344,6750	65,9141	1,0557	4,5550
238	268,8893	73,58	691,6180	2712,6310	52,0829	1,1373	5,9673
239	278,8642	35,83	867,6843	4039,5600	63,5575	1,7551	9,5402
240	261,9148	5,31	785,3030	4235,1870	65,0483	1,4073	6,7849

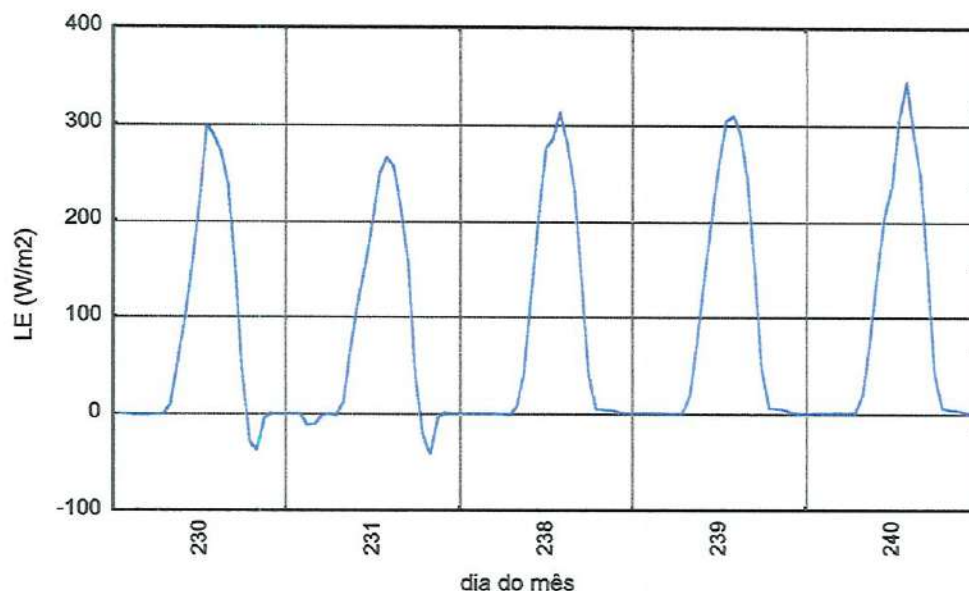


FIGURA 46 – Fluxo de calor latente (LE) registrado em estação climatológica, calculado segundo método de covariâncias (“Eddy Correlation”), para cada um dos dias analisados.

Embora tenha-se observado diferenças significativas ($p < 0,01$) entre os registros efetuados por meio de estação climatológica, conforme pode ser observado na figura 46, os valores estimados com base em dados do sistema sensor AVHRR-2 apresentaram uma variabilidade expressivamente superior. Foi observada diferença significativa entre todos os conjuntos (dias), muito embora alguns tenham

apresentado maior proximidade nas estimativas, conforme representado na figura 47. Os padrões encontrados assemelham-se aos definidos para o fator H (calor sensível), com a presença de três grupamentos distintos. Ressalta-se, todavia, que todos apresentaram diferenças significativas entre si ($p < 0,01$), conforme resultados de teste de diferenças de médias apresentados na tabela 44.

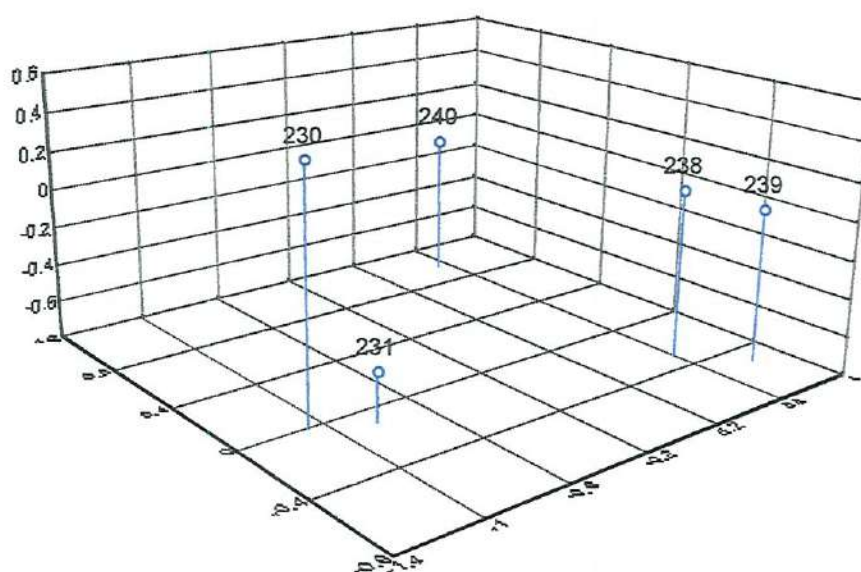


FIGURA 47 – Análise multidimensional segundo resultados de análise de agrupamentos (distância euclidiana sobre médias não ponderadas) relativo às estimativas do fator LE para cada um dos dias.

TABELA 44 – Teste de diferença entre médias ($p < 0,01$) efetuado a partir das estimativas do fator LE.

	230	231	238	239	240
230	0.00000	-21.6278	-22.3607	-32.3357	-15.3862
231	21.62776	0.0000	-0.7330	-10.7079	6.2415
238	22.36073	0.7330	0.0000	-9.9749	6.9745
239	32.33566	10.7079	9.9749	0.0000	16.9494
240	15.38625	-6.2415	-6.9745	-16.9494	0.0000

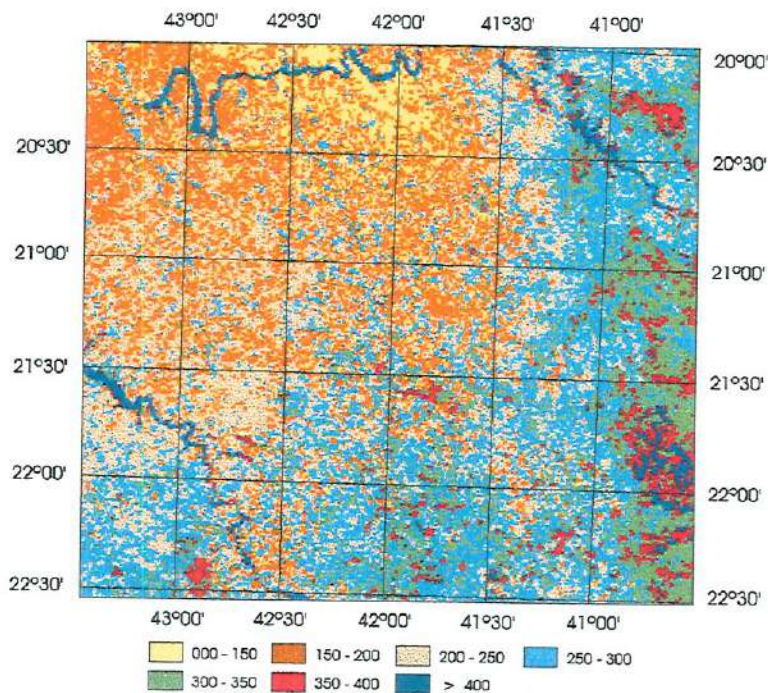


IMAGEM 65 - Mapa temático Fluxo Instantâneo Calor Latente (LE), estimado segundo dados do sensor AVHRR-2. Passagem 230.

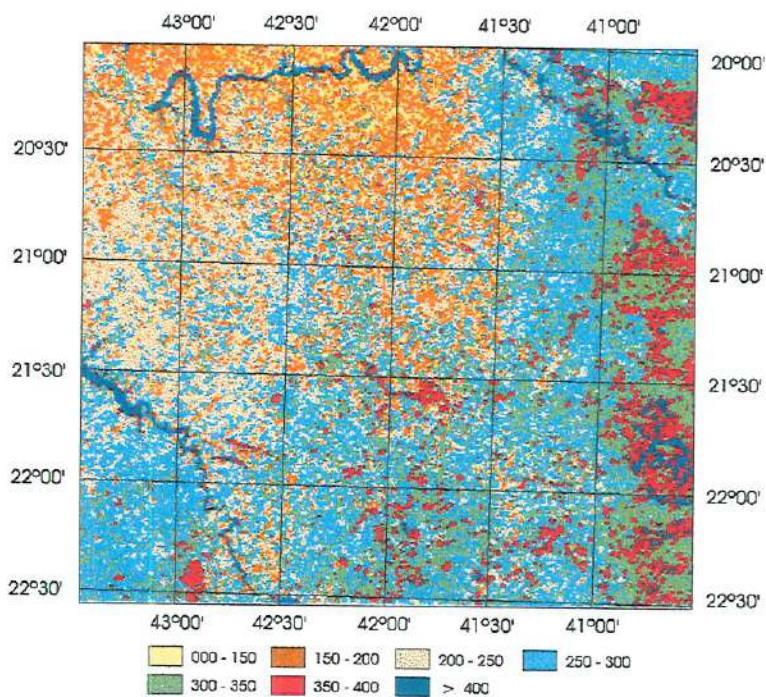


IMAGEM 66 - Mapa temático Fluxo Instantâneo Calor Latente (LE), estimado segundo dados do sensor AVHRR-2. Passagem 231.

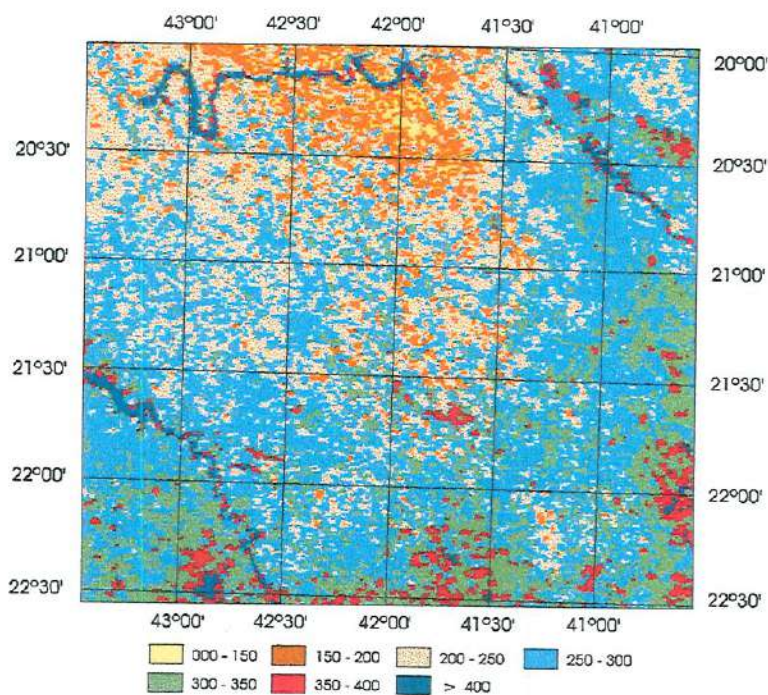


IMAGEM 67 - Mapa temático Fluxo Instantâneo Calor Latente (LE), estimado segundo dados do sensor AVHRR-2. Passagem 238.

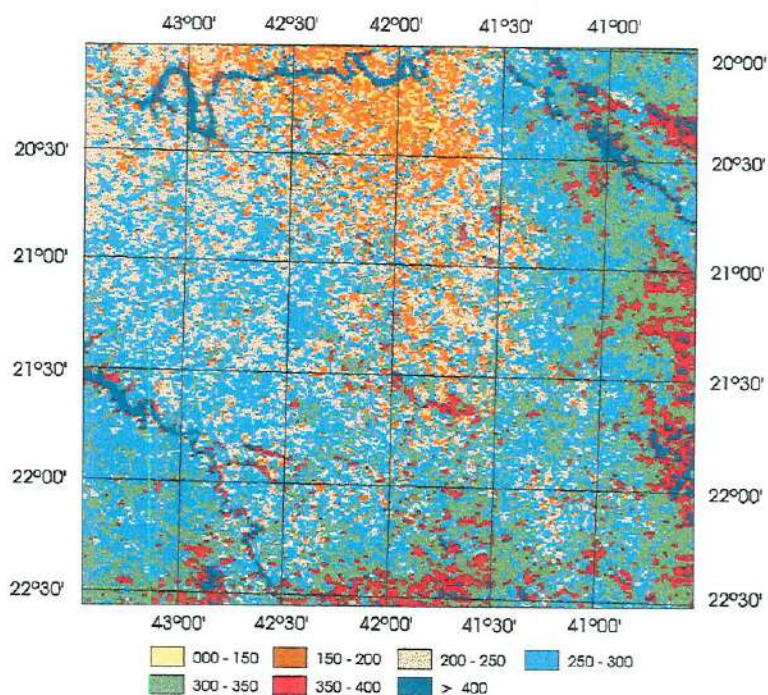


IMAGEM 68 - Mapa temático Fluxo Instantâneo Calor Latente (LE), estimado segundo dados do sensor AVHRR-2. Passagem 239.

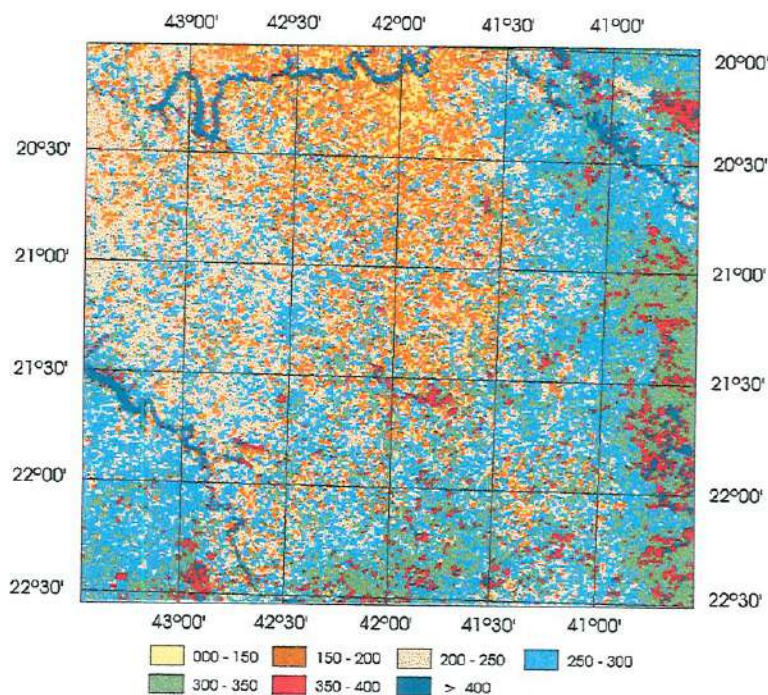


IMAGEM 69 - Mapa temático Fluxo Instantâneo Calor Latente (LE), estimado segundo dados do sensor AVHRR-2. Passagem 240.

5.4 Avaliação da Acuracidade das Estimativas LE e H

A análise de acuracidade das estimativas dos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), bem como das taxas de radiação líquida (Rn) foram realizadas tomando-se como referência tão somente as medições efetuadas por estação climatológica IAG/USP. Embora ilustrativo, este procedimento deve ser analisado com certa parcimônia tendo em vista as diferentes características de cada um dos sistemas sensores, seja quanto a operação seja quanto a representatividade espaço temporal. Sensores instalados em estação climatológica representam comportamento provável da superfície de entorno imediata, podendo seus resultados serem extrapolados para uma área com raio máximo de 500 mts (em torno de 800.000m²). Dados amostrados por sensor orbital AVHRR-2, por sua vez, representam uma área de aproximada de 1,1 km², muito embora possa sofrer influência de áreas adjacentes.

O pixel passa a representar não somente o comportamento de sua área imediata como também dos pixels vizinhos, tal relação assumindo desvios mais acentuados quanto maior for o contraste observado entre os padrões de cobertura atribuídos a cada um dos pixels isoladamente.

Ademais do efeito de borda ou de adjacência, o sinal registrado pelo sensor AVHRR sofre influência da atmosfera quando do trajeto da radiação do topo da atmosfera até a superfície alvo e seu posterior retorno para o espaço. O sinal registrado pelo sensor orbital está sujeito, desta forma, a uma dupla influência da atmosfera quando comparado com sistemas instalados em superfície, os quais sofrem influência somente durante trajeto de entrada da radiação. Muito embora os procedimentos de correção atmosférica estejam voltados a minimizar tais influências, estas permanecem como fontes prováveis e não desprezíveis de desvios, muitas vezes significativos, nos registros finais efetuados pelo sistema sensor orbital.

De acordo com ZHAN et al. (1996), dentre outros, os registros efetuados por sensores instalados em superfície, a exemplo dos sensores para medição dos fluxos turbulentos ou estações de medição da Razão de Bowen, apresentam flutuação ou desvio dos sinais em torno de 20% sobre os valores absolutos. LAGOUARDE et al. (1995) apontam um desvio ao redor de 50 W/m^2 como freqüente em medições a nível de superfície, podendo alcançar valores próximos a 100 W/m^2 quanto em condições de extremo estresse hídrico ou altas taxas de exposição do solo. Tomando como base as premissas estabelecidas acima, assume-se como aceitável desvios na faixa de 50 W/m^2 .

A tabela 45 apresenta resultados obtidos por meio das duas metodologias de avaliação dos fluxos turbulentos: valores diretamente observados (medidos) em estação climatológica e valores estimados por meio de dados gerados pelo sistema sensor AVHRR-2. A tabela 46 apresenta relação de medidas quantitativas utilizadas para comparação dos valores reportados na tabela 45.

Conforme resultados reportados por tabela 45 e figura 48, os valores de Radiação Líquida (R_n) observados (medidos em estação climatológica) e estimados

por meio de dados do sensor AVHRR acusam diferença significativa, muito embora as variações tenham-se situado em intervalo considerado como satisfatório (%5). Este desvio foi observado tanto em relação aos valores encontrados para cada um dos dias quanto em relação ao padrão de variação ao longo do período experimental. Como principais fatores intervenientes, prováveis condicionantes dos desvios observados, relaciona-se o fator atmosférico e área de integração ou representatividade espacial do sinal. Conforme discutido anteriormente ambos os elementos diferem substancialmente, tornando a tarefa de comparação dos resultados um pouco mais complexa do que o simples pareamento dos valores. Esta dificuldade é acentuada pelo reduzido número de observações efetuadas a nível de superfície, apenas resultados de uma estação climatológica (local de medição) e ainda pelo número reduzido de repetições (dias) efetuadas por meio do sensor orbital. A figura 49 apresenta resultado de regressão entre os valores observados e estimados, reforçando a hipótese de diferença significativa entre aos resultados obtidos por intermédio de cada um dos métodos de análise. A correlação entre as duas séries de valores apresentou-se como não significativa (tabela 46).

TABELA 45 – Resultados Balanço Energético conforme observado por medições em estação climatológica IAG/USP e estimados com base em dados do sistema sensor AVHRR-2.

	Rn (W/m ²)		G (W/m ²)		H (W/m ²)		LE (W/m ²)	
	Obs.	Estim.	Obs.	Estim.	Obs.	Estim.	Obs.	Estim.
230	425.67	450,26	***	82,30	132.36	159,06	253.25	208,90
231	443.26	450,04	***	68,69	169.39	184,93	232.68	196,41
238	436.60	468,04	***	80,78	140.55	129,82	255.64	257,43
239	448.02	464,13	***	70,54	140.30	178,89	266.19	214,70
240	444.24	474,37	***	79,64	135.91	169,94	267.22	224,79

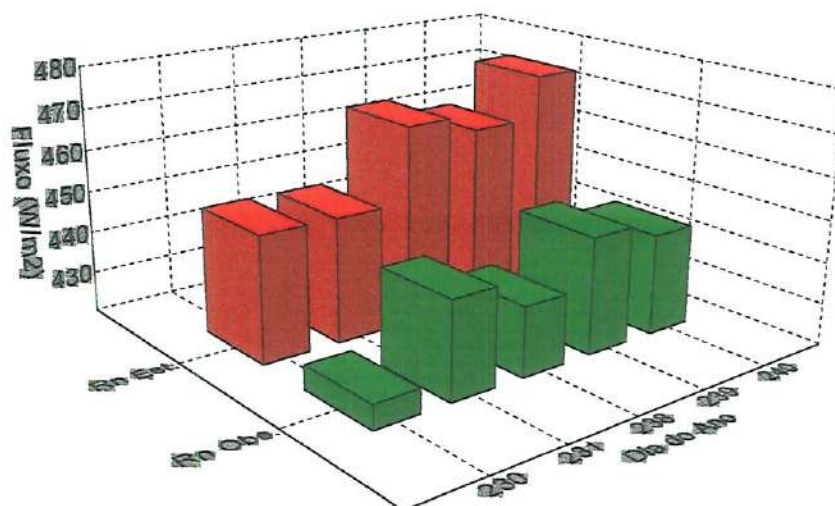


FIGURA 48 - Relação entre valores de fluxo Radiação Líquida (R_n) observados (medidos em estação climatológica) e estimados com base em dados gerados por sistema sensor AVHRR-2.

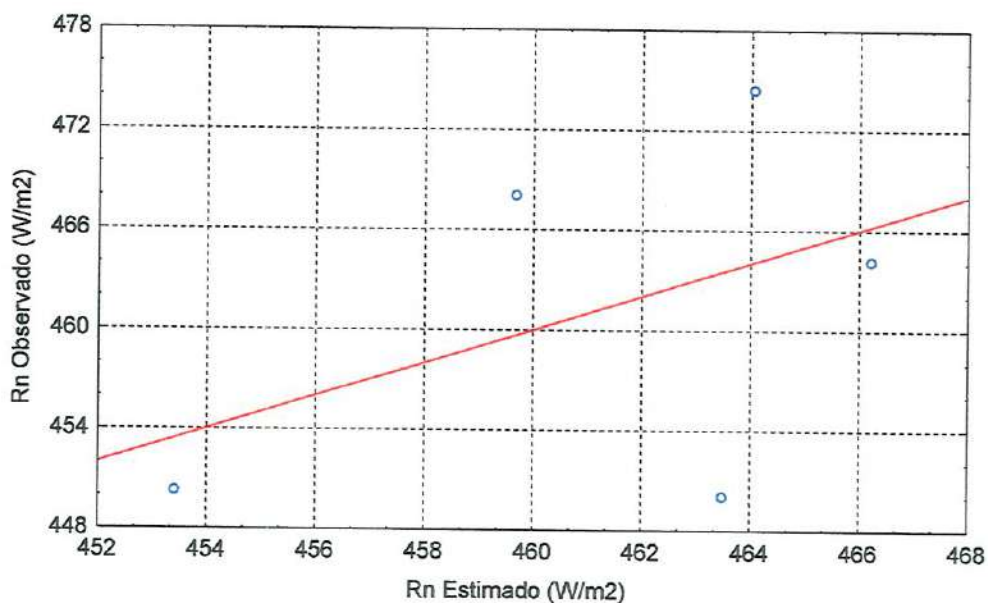


FIGURA 49 - Diagrama dos fluxos de Radiação Líquida (R_n) observados (medidos em estação climatológica) versus valores previstos, segundo análise de regressão linear destes com valores estimados por meio de dados gerados por sensor AVHRR-2.

Relação semelhante pode ser atribuída à estimativas dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Muito embora tenha-se encontrado valores próximos e dentro dos níveis de acuracidade reconhecidos como aceitáveis, estes diferiram de forma significativa dos valores medidos por estação climatológica. Os valores estimados de fluxos de calor sensível apresentaram-se como inferiores aos observados, a exceção dos registros do dia 238, os quais indicaram comportamento inverso (figura 50). A dispersão dos valores observada na figura 51, bem como o índice de correlação entre valores observados e estimados (tabela 46), indicam ocorrer, ademais, diferença significativa dos padrões de variação definidos para cada um dos conjuntos de dados.

TABELA 46 – Medidas quantitativas do desempenho das estimativas das taxas de radiação líquida (Rn) e dos fluxos turbulentos de calor sensível (H) e calor latente (LE), frente aos valores observados (medidos) por estação climatológica IAG/USP.

	Rn	H	LE
r^2	0,46	0,26	0,22
DP	11,13	21,55	23,53
EP	278,43	113,97	219,89
MAD (W/m ²)	21,81	25,17	55,92
MAPD (%)	04,96	17,48	25,36

As estimativas dos fluxos de calor latente foram as que apresentaram desvios mais acentuados quando comparados com valores medidos em estação climatológica, conforme externado nas figuras 52 e 53. A correlação entre os dois conjuntos de dados (obs. e est.) apresentou-se como não significativa, tendo acusado desvios mais expressivos, conforme descrito na tabela 46. Este aspecto pode ser atribuído, em parte, ao fato de que este fator (calor latente LE) foi estimado como elemento residual da equação de balanço energético, representando, ao final, a síntese dos desvios resultantes das diversas fases analíticas e de integração dos dados, efetuadas para estimativa dos demais fatores relacionados ao balanço energético da superfície analisada.

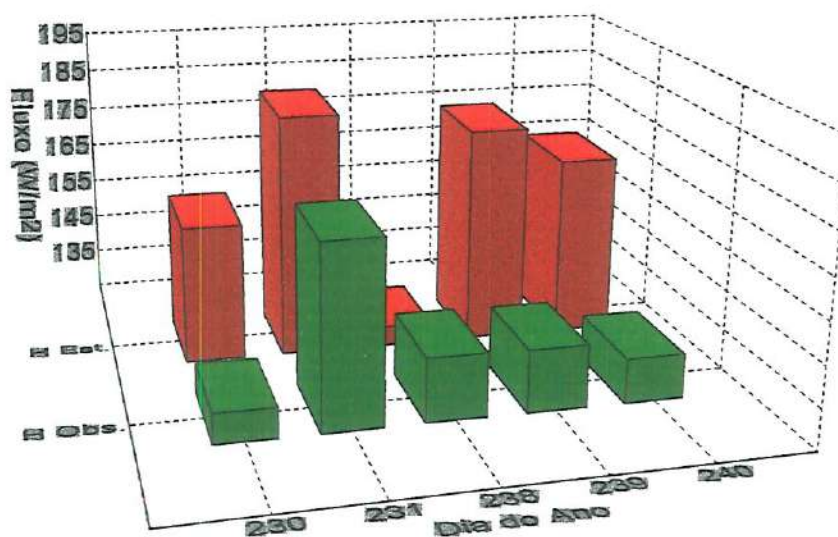


FIGURA 50 - Relação entre valores de fluxo turbulento de calor sensível (H) observados (medidos em estação climatológica) e estimados com base em dados gerados por sistema sensor AVHRR-2.

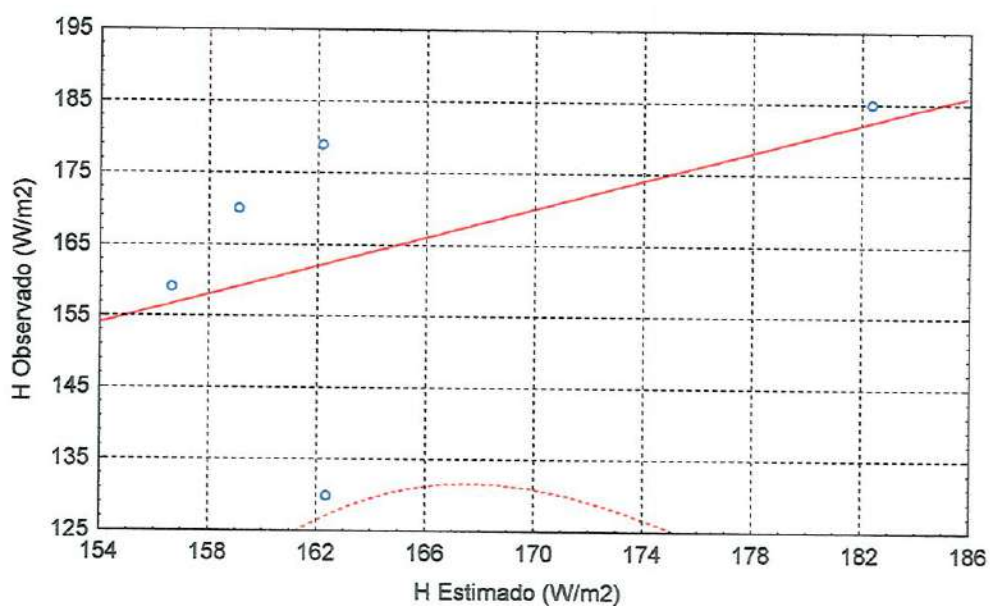


FIGURA 51 - Diagrama dos fluxos de calor sensível (H) observados (medidos em estação climatológica) versus valores previstos, segundo análise de regressão linear destes com valores estimados por meio de dados gerados por sensor AVHRR-2.

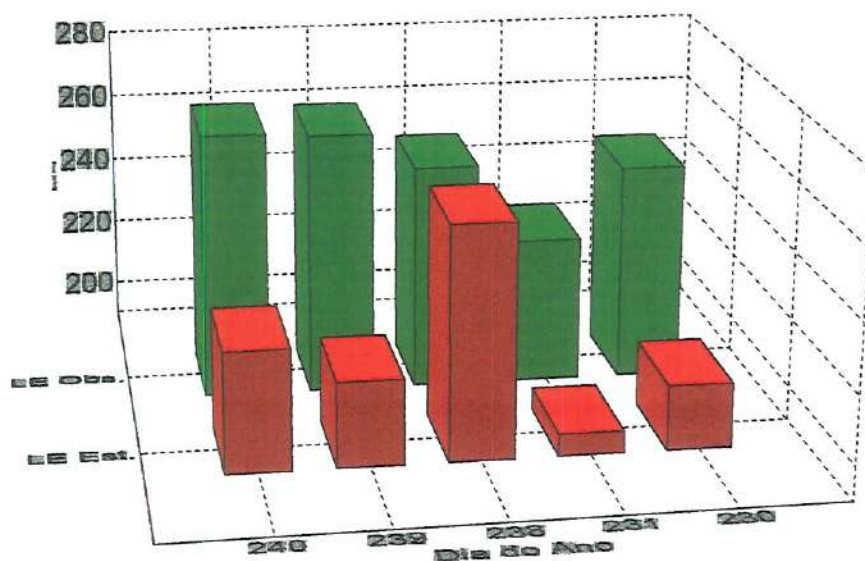


FIGURA 52 – Relação entre valores de fluxo turbulento de calor latente (LE) observados (medidos em estação climatológica) e estimados com base em dados gerados por sistema sensor AVHRR-2.

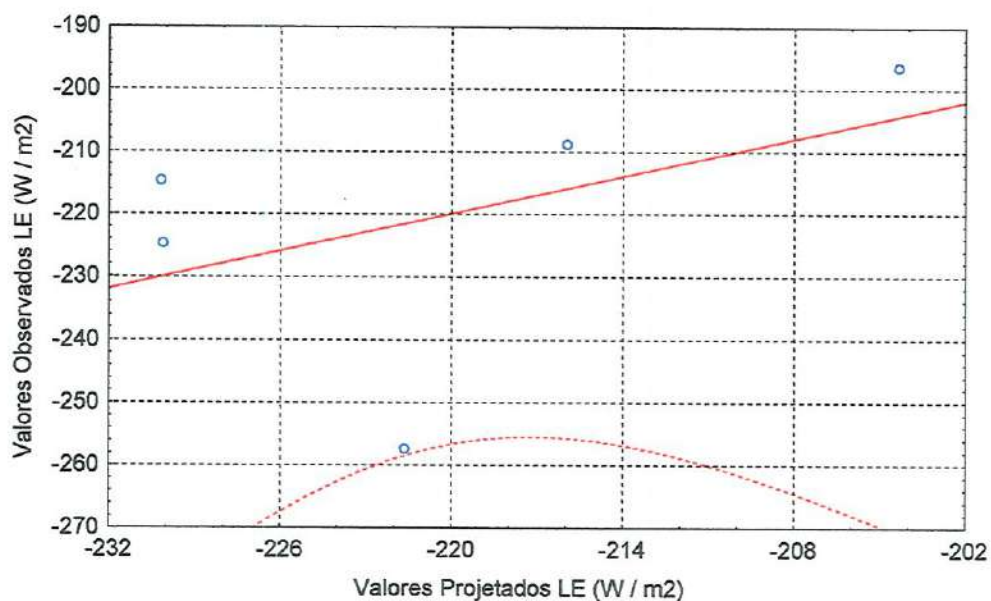


FIGURA 53 – Diagrama dos fluxos de calor latente (LE) observados (medidos em estação climatológica) versus valores previstos, segundo análise de regressão linear destes com valores estimados por meio de dados gerados por sensor AVHRR-2.

6.0 – CONCLUSÕES

As conclusões estão organizadas de forma a abordar cada um dos objetivos específicos dispostos no capítulo 3. Estas são complementadas por comentários mais genéricos quanto aos procedimentos e métodos adotados para parametrização de modelo de balanço energético por meio de dados gerados por sistema de sensoriamento remoto orbital – NOAA-14/AVHRR-2.

i) Estimativa instantânea dos fluxos de calor sensível e latente.

- Os procedimentos adotados na fase de pré-processamento, a saber calibração e correção radiométricas e correção atmosférica, apresentam-se como etapas críticas no preparo de base de dados adequada ao resgate de parâmetros quantitativos em níveis adequados de acuracidade e precisão.

- A correção das influências atmosféricas sobre o sinal registrado por meio de sensor orbital merece consideração especial. A adoção de procedimentos errôneos ou a incidência de índices elevados de incerteza quanto aos resultados obtidos nesta etapa comprometem de forma decisiva o desenvolvimento das análises e processos subsequentes.

- Mesmo no caso de se adotar procedimentos analíticos robustos durante procedimentos de correção, em especial quanto às interferências atmosféricas, é estritamente necessário que se proceda a calibração e verificação da precisão e acuracidade dos resultados, se possível por meio de medições em campo.

- Fator de maior criticidade neste processo corresponde a escolha e calibração dos modelos responsáveis pela simulação das influências atribuídas aos aerossóis. Procede a consideração quanto ao uso de dados gerados por rede de

solarímetros ou por sonda orbital (TOVS) para parametrização dos modelos utilizados na correção atmosférica.

- Outro elemento de igual criticidade concerne às estimativas dos índices de emissividade para cada um dos intervalos espectrais considerados (no caso deste estudo os canais 4 e 5 do sensor AVHRR). Conforme discutido anteriormente, desvios nas estimativas destes índices podem implicar em erros significativos das estimativas de temperatura de superfície e fluxos turbulentos. Novamente ressalta-se a necessidade em se estabelecer procedimentos analíticos especificamente voltados a calibração e verificação da acuracidade e precisão das estimativas.

- As estimativas quantitativas de parâmetros biofísicos, a exemplo dos índices de vegetação e de área foliar, merecem considerações semelhantes. Na medida em que são utilizados modelos empíricos ou semi-empíricos, existe a necessidade em se proceder a calibração e validação dos mesmos para as condições ambientais específicas do local/região estudado. Mesmo que teoricamente bem fundamentados, permanece a necessidade de calibração por meio de experimentos em campo. A semelhança do observado quanto a correção atmosférica e fator emissividade de superfície, a incidência de desvios acentuados pode implicar em comprometimento dos procedimentos analíticos subsequentes.

- A estimativa do fluxo de calor sensível apresenta-se como etapa com maior potencial de incerteza. A definição precisa dos fatores de resistência aerodinâmica e excedente apresenta-se como etapa crítica, merecendo especial atenção em particular quanto aos procedimentos de calibração e regionalização. Ademais, as estimativas do fator H sofrem igual influência, expressa em grau de incerteza, das estimativas de temperatura de superfície e da extrapolação dos valores de temperatura do ar.

- A diferença conceitual observada entre os termos de temperatura radiométrica e aerodinâmica são arroladas como principais elementos de incerteza quanto às estimativas de H. A utilização dos valores de temperatura radiométrica

implica em considerar nova abordagem para estimativa dos fatores de resistência aerodinâmica e a inclusão de fatores de resistência adicionais ou excedentes.

- A estimativa dos fluxos de calor latente (LE) como elemento residual do modelo de balanço energético deve ser acompanhada por procedimentos voltados ao controle de qualidade dos dados ao longo do processo analítico. A adoção desta estratégia para estimativa de LE pode resultar na dispersão aditiva ou aleatória de desvios observados em etapas progressas, implicando ao final em desvios significativos.

ii) Avaliação da acuracidade das estimativas de LE e H

- Muito embora os valores estimados de H e LE tenham-se apresentado como dentro dos limites de acuracidade dos métodos de medição direta (via estação climatológica), o número de observações em campo e repetições via sistema remoto impediram uma avaliação mais detalhada.

- Deve-se proceder, ademais, a avaliações mais detalhadas dos demais parâmetros intermediários, de forma a permitir o reconhecimento das etapas mais críticas de desenvolvimento, bem como dos possíveis padrões de dispersão dos desvios observados.

- A simples comparação de valores de fluxo obtidos por intermédio de diferentes aparelhos sensores não parece ser suficiente, ou inteiramente coerente. Alguns fatores intervenientes merecem maior atenção, a exemplo da influência da escala de representação, contexto de operação e amplitude da representatividade espacial de cada um dos métodos.

iii) Operacionalidade dos procedimentos de parametrização

- Como fatores restritivos a plena operacionalidade das estratégias de parametrização de modelos de balanço energético adotadas neste estudo relaciona-

se: (i) grau de complexidade dos fenômenos intervenientes, a exemplo da influência atmosférica sobre registros de sensores orbitais; (ii) inter-relação dos processos, implicando em aumento expressivo dos níveis de complexidade tanto no processamento das informações quanto na análise e síntese dos resultados; (iii) a necessidade de se proceder a calibração e validação dos diversos modelos (empíricos e semi-empíricos) implica em aumento substancial dos custos de desenvolvimento e manutenção dos procedimentos de investigação e monitoramento ambiental; (iv) a impossibilidade de se proceder a calibração e validação de modelos e resultados intermediários, a exemplo da temperatura de superfície, implica em fragilização do método, tornando mais complexa a sua aplicação operacional; (v) o caráter eminentemente local conferido a alguns dos modelos utilizado, a exemplo daqueles voltados a estimativa de parâmetros biofísicos, implica em dificuldades adicionais para regionalização dos resultados. Ademais, este fator representa fator limitante quanto à amplitude espacial na utilização deste método.

A parametrização de modelos de balanço energético por meio de dados gerados por sistemas de sensoriamento remoto orbital apresenta-se como alternativa válida, em especial quanto a regionalização de medidas correntemente efetuadas em escala local. Sua plena aplicação é limitada, no entanto, por algumas lacunas teóricas, em particular quanto a questão de escala de representação, e ainda quanto a impossibilidade em se proceder a avaliações mais rigorosas da acuracidade e precisão das estimativas.

A utilização de instrumentos auxiliares ou de novos sistemas sensores apresenta-se como alternativa interessante no atendimento de algumas das restrições operacionais observadas neste estudo. Instrumentos que operam em outras faixas do espectro, em particular microondas, tem sido apresentados como alternativas complementares, muito embora restem alguns aspectos teóricos a serem devidamente explorados e elucidados. A implementação, a médio prazo, de novos sistemas sensores, a exemplo dos sistemas MODIS e ASTER (Programa EOS – NASA), surge como principal novidade. Teoricamente estes instrumentos devem possibilitar melhoras significativas de alguns dos procedimentos analíticos tratados

neste estudo, em particular quanto a estimativas mais acuradas dos índices de emissividade da superfície.

As dificuldades relacionadas à regionalização de alguns dos parâmetros meteorológicos, tais como temperatura do ar e velocidade do vento, apresenta-se igualmente como fator restritivo. Muito embora alguns estudos apontem o uso de modelos climatológicos como solução imediata, não está inteiramente excluída a necessidade de estudos mais detalhados, em particular quanto a modelos de balanço energético. Idêntica dificuldade é observada quanto aos fatores de resistência ao transporte de calor e momento, resistência aerodinâmica e excedente. A espacialização destes somente com base em parâmetros biofísicos merece maiores investigações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSEN, H.S. (1997) Land surface temperature estimation based on NOAA-AVHRR data during the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology*, v.188-189, p.788-814.
- ASRAR, G.; FUCHS, M. KANEMASU, E.T.; HATFIELD, J.L. (1984) Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat. *Agronomy Journal*, v.76, p.300-306.
- BARET, F.& GUYOT, G. (1991) Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sensing of Environment*, v.35, p.161-73.
- BAUSCH, W.C. (1993) Soil background effects on reflectance-based crop coefficients for corn. *Remote Sensing of Environment*, v.46, p.213-22.
- BECKER, F. (1987) The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *International Journal of Remote Sensing*, v.8, p.1509-22.
- BECKER, F. & LI, Z.L. (1995) Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurement and related problems. *Remote Sensing Review*, v.12, p.225-53.
- BECKER, F. & LI, Z.L. (1993) Infrared remote sensing of surface temperature and surface spectral emissivities. In: CHÉDIN, A; CRAHINE, M.T.; SCOTT, N.A eds. *High Spectral Resolution Infrared Remote Sensing for Earth's Weather and Climate Studies*. N.Y., Springer-Verlag, p.265-84.

- BECKER, F. & LI, Z.L. (1990a) Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands. *Remote Sensing of Environment*, v.32, p.17-33.
- BECKER, F; LI, Z.L. (1990b) Toward a local split window method over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, v.11, n.3, p.369-93.
- BELJAARS, A.C.M. & HOLTSLAG, A.A.M. (1991) Flux parametrization over land surfaces for atmospheric models. *Journal of Applied Meteorology*, v.30, p.327-41.
- BIRD, R.E. & RIORDAN, C. (1986) Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmospheres. *Journal of Climatology and Applied Meteorology*, v.25: p.87-97.
- BOLLE, H.J. et al. (1993) EFEDA: European Field Experiment in a Desertification-threatened area. *Annales Geophysicae*, v.11, p.173-189.
- BOUMAN, B. A. M. (1992) Accuracy of estimating the leaf area index from vegetation indices derived from crop reflectance characteristics, a simulation study. *International Journal of Remote Sensing*, v.13, n.16, p.3069-84.
- BREST, C.L. & GOWARD, S.N. (1987) Deriving surface albedo measurements from narrow band satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, v.8, p.351-67.
- BRUTSAERT, W.H. (1975) On derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, v.11, p.742-744.
- BRUTSAERT, W.H. (1982) *Evaporation into the atmosphere*. Norwell, Mass., D. Reidel.
- BRUTSAERT, W.H. & SUGITA, M. (1992) Regional surface fluxes under nonuniform soil moisture conditions during drying. *Water Resources Research*, v.28, n.6, p.1669-74.

- BUETTNER, K.J.K. & KERN, C.D. (1965) The determination of infrared emissivities of terrestrial surfaces. *Journal of Geophysical Research*, v.70, p.1329-37.
- CAMPBELL, G.S. (1977) *Introduction to Environmental Biophysics*. New York, Springer-Verlag.
- CARLSON, T.N. (1986) Regional-scale estimates of surface moisture availability and thermal inertia using remote thermal measurements. *Remote Sensing Review*, v.1, p.197-247.
- CARLSON, T.N.; TACONET, O ; VIDAL, A ; GILLIES, R.R.; OLIOSO, A; HUMES, K. (1995) An overview of the workshop on thermal remote sensing held at La Londe les Maures, France, September 20-24, 1993. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.77, p.141-51.
- CARLSON, T.N.; PERRY, E.M.; SCHMUGGE, T.J. (1990) Remote estimation of soil moisture availability and fractional vegetation cover for agricultural fields. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.52, p.45-69.
- CASELLES, V.; COLL, C.; VALOR, E. RUBIO, E. (1995) Mapping land surface emissivity using AVHRR data application to La Mancha, Spain. *Remote Sensing Reviews*, v.12, p.311-33.
- CASELLES, V.; SOBRINO, J.A.; COLL, C. (1992) On the use of satellite thermal data for determining evapotranspiration in partially vegetated areas. *International Journal of Remote Sensing*, v.13, n.14, p.2669-82.
- CHAMBERLAIN, A.C. (1968) Transport of gases to and from surfaces with bluff and wave-like roughness elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.94, p.318-32.
- CHAVEZ, P.S. (1996) Image-based atmospheric corrections - revisited and improved. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v.62, n.9, p.1025-36.

- CHEHBOUNI, A ; SEEN, DL.; NJOKU, E.G.; MONTENY, B.M. (1996) Examination of the difference between radiative and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surfaces. *Remote Sensing of Environment*, v.58, 177-86.
- CHOUDHURY, B.J. (1994) Synergism of multispectral satellite observations for estimating regional land surface evaporation. *Remote Sensing of Environment*, v.49, p.264-74.
- CHOUDHURY, B.J.; DORMAN, T.J.; HSU, A Y. (1995) Modeled and observed relations between the AVHRR Split Window temperature difference and atmospheric precipitable water over land surfaces. *Remote Sensing of Environment*, v.51, p.281-90.
- CHOUDHURY, B.J.; MONTEITH, J.L. (1988) A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.114, p.373-98.
- CHOUDHURY, B.J.; IDSO, S.B.; REGINATO, R.J. (1987) Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.39, p.283-97.
- CHOUDHURY, B.J.; REGINATO, R.J.; IDSO, S.B. (1986) An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of the latent heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.37, p.75-88.
- CIERNIEWSKI, J.; COURALT, D. (1993) Bidirectional reflectance of bare soil surfaces in the visible and near-infrared range. *Remote Sensing of Environment*, v.7, p.321-39.
- CLEVERS, J.G.P.W.; VERHOEF, W. (1993) LAI estimation by means of WdVI: a sensitivity analysis with a combined PROSPECT-SAIL model. *Remote Sensing of Environment*, v.7, p.43-64.

- CLOTHIER, B.E.; CLAWSON, K.L.; PINTER, P.J.; MORAN, M.S.; REGINATO, R.J.; JACKSON, R.D. (1986) Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.37, p.319-29.
- CLOUGH, S.A. ; KNEIZYS, F.X.; ANDERSON, G.P.; SHETTLE, E.P.; CHETWYND, J.H.; ABREU, L.W.; HALL, L.A ; WORSHAM, R.D. (1988) FASCODE 3: Spectral simulation. In: LENOBLE, J.; GELEYN, J.F.; DEEPAK, A., eds. (1988) *Proceedings of IRS, IRS'88: Current problems in atmospheric radiation*. Lille, France.
- COLL, C.; CASELLES, V.; SCHMUGGE, T.J. (1994) Estimation of land surface emissivity differences in the split-window channels of AVHRR. *Remote Sensing of Environment*, v.48, p.127-34.
- COLL, C. & CASELLES, V. (1994) Analysis of the atmospheric and emissivity influence on the split-window equation for sea surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, v.15, n.2, p.245-57.
- COLTON, A L. (1996) Effective thermal parameters for a heterogeneous land surface. *Remote Sensing of Environment*, v.57, p.143-60.
- COMBS, A C.; WEICKMANN, H.K.; MADER, C.; TEBO, A (1965) Application of infrared radiometers to meteorology. *Journal of Applied Meteorology*, v.4, p.253-62.
- COOPER, D.I. & ASRAR, G. (1989) Evaluating atmospheric correction models for retrieving surface temperatures from AVHRR over a tallgrass prairie. *Remote Sensing of Environment*, v.27, p.93-102.
- CURRAN, P.J.; FOODY, G.M.; KONDRATYEV, K.Y.; KOZODEROV, V.V.; FEDCHENKO, P.P. (1990) *Remote sensing of soil and vegetation in the URSS*. London, Taylor & Francis.

- DEARDOFF, J.W. (1978) Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, v.83, p.1889-1903.
- DELCOURT, H.R. & DELCOURT, P.A. (1988) Quaternary landscape ecology: relevant scales in space and time. *Landscape Ecology*, v.2, n.1, p.23-44.
- DESCHAMPS, P.Y. & PHULPIN, T. (1980) Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm . *Boundary-Layer Meteorology*, v.18, p.131-43.
- DIAK, G.R.; RABIN, R.M.; GALLO, K.P.; NEALE, C.M. (1995) Regional-scale comparisons of vegetation and soil wetness with surface energy budget properties from satellite and in-situ observations. *Remote Sensing Review*, v.12, p.355-82.
- ECK, T.F. & HOLBEN, B.N. AVHRR split window temperature differences and precipitable water over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, v.15, p.567-82.
- EDWARDS, D.P. (1992) GENLN2: A general line-by-line atmospheric transmittance and radiance model. Version 3.0 description and users guide. *NCAR Technical Note*. (NCAR/TN-367+STR).
- ELLINGSON, R.G. (1995) Surface longwave fluxes from satellite observations: a critical review. *Remote Sensing of Environment*, v.51, p.89-97.
- ELLINGSON, R.G.; ELLIS, J.; FELS, S. (1991) The intercomparison of radiation codes used in climate models: long wave results. *Journal of Geophysical Research*, v.96, n.D5, p.8929-53.
- FLERCHINGER, G.N.; HANSON, C.L.; WIGHT, J.R. (1996) Modeling evapotranspiration and surface energy budgets across a watershed. *Water Resources Research*, v.32, n.8, p.2539-48.
- FRASER, R.S.; FERRARE, R.A.; KAUFMAN, Y.J. MARKHAM, B.L.; MATTOO, S. (1992) Algorithm for atmospheric corrections of aircraft and

- satellite imagery. *International Journal of Remote Sensing*, v.13, n.3, p.541-57.
- FRASER, R.S. & KAUFMAN, Y.J. (1985) The relative importance of scattering and absorption in remote sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.23, p.625-33.
- GARRATT, J.R. & HICKS, B.B. (1973) Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.99, p.680-87.
- GASH, J.H.C. (1987) An analytical framework for extrapolating evaporation measurements by remote sensing surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, v.8, p.1245-49.
- GILLESPIE, A R ; ROKUGAWA, S; HOOK, S.J.; MATSUNAGA, T.; KAHLE, A B. (1996) Temperature/emissivity separation algorithm theoretical basis document, Version 2.3. NASA. (NAS5-31372).
- GORDON, H.R.; CLARK, D.K.; BROWN, J.W.; BROWN, O B.; EVANS, R.H.; BROENKOW, W.W. (1983) Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bright: Comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Applied Optics*, v.22, p.20-36.
- GOUDRIAAN, J. (1977) *Crop micrometeorology: a simulation study*. Wageningen, Center for Agricultural Publications and Documentations.
- GOWARD, S.N.; CRUICKSHANKS, G.D.; HOPE, A.S. (1985) Observed relation between thermal emission and reflected spectral radiance of a complex vegetated landscape. *Remote Sensing of Environment*, v.18, p.137-46.
- GOWARD, S.N. & HOPE, A.S. (1989) Evapotranspiration from combined reflected solar and emitted terrestrial radiation: Preliminary FIFE results from AVHRR data. *Advances in Space Research*, v.9, p.239-49.

- GUZZI, R.; MARACCI, G.C.; RIZZI, R.; SICCARDI, A. (1985) Spectroradiometer for ground-based atmospheric measurements related to remote sensing in the visible from a satellite. *Applied Optics*, v.22, p.2859-64.
- HAAN, J.F.; HOVENIER, J.W.; KOKKE, J.M.M.; VAN STOKKOM, H.T.C. (1991) Removal of atmospheric influences on satellite-borne imagery: a radiative transfer approach. *Remote Sensing of Environment*, v.37, p.1-21.
- HEUKLON, T.K. (1979) Estimating atmospheric ozone for solar radiation models. *Solar Energy*, v.22, p.63-8.
- HIPPS, L.E. (1989) The infrared emissivities of soil and *Artemisia tridentata* and subsequent temperature correction in a shrubb-steppe ecosystem. *Remote Sensing of Environment*, v.27, p.337-42.
- HOLBEN, B.N.; VERMOTE, E.; KAUFMAN, Y.J.; TANRÉ, D.; KALB, V. (1992) Aerosol retrieval over land from AVHRR data - application for atmospheric correction. *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing*, v.30, p.212-22.
- HOLBEN, B.; KIMES, D.; FRASER, R.S. (1986) Directional reflectance response in AVHRR red and near-IR bands for three cover types and varying atmosphere conditions. *Remote Sensing of Environment*, v.19, p.213-36.
- HOLBEN, B. & FRASER, R.S. (1984) Red and near-infrared sensor response to off-nadir viewing. *International Journal of Remote Sensing*, v.5, p.145-60.
- HUBAND, N.D.S. & MONTEITH, J.L. (1986) Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy: I. Comparison of radiative and aerodynamic canopy temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, v.36, p.1-17.
- HUETE, A. R. (1988) A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, v.25, p.295-309.
- HUETE, A.R.; HUA, G.; QI, J.; CHEHBOUNI, A.; LEEUWEN, VAN W.J.D. (1992) Normalization of multidirectional red and NIR reflectances with the SAVI. *Remote Sensing of Environment*, v.41, p.143-54.

- HUETE, A.R. & JACKSON, R.D. (1987) The suitability of spectral indices for evaluating vegetation characteristics on arid rangelands. *Remote Sensing of Environment*, v.23, p.213-32.
- HUMES, K.S.; KUSTAS, W.P.; MORAN, M.S. (1994) Use of remote sensing and reference site measurements to estimate instantaneous surface energy balance components over a semiarid rangeland watershed. *Water Resources Research*, v.30, n.5, p.1363-73.
- HUSSON, N.; BONNET, B.; CHÉDIN, A ; SCOTT, N. (1992) The GEISA database. *Journal of Quantitative Spectroscopic Radiation Transmission*, v.48, p.509-18.
- IRONS, J.R.; WEISMILLER, R.A; PETERSEN, G.W. (1989) Soil reflectance. In: ASRAR, G. (ed.) *Theory and Application of Optical Remote Sensing*. N.Y., Wiley Interscience, p 66-106.
- JACKSON, R.D. (1985) Evaluating evapotranspiration at local and regional scales. *Proceedings of IEEE*, v.73, p.1086-95.
- JACKSON, R.D.; HATFIELD, J.L.; REGINATO, R.J.; IDSO, S.B.; PINTER, P.J., JR. (1983a) Estimation of daily evapotranspiration from one time-of-day measurements. *Agricultural Water Management*, v.7, p.351-62.
- JACKSON, R.D.; SLATER, P.N.; PINTER, P.J., JR. (1983b) Discrimination of growth and water stress in wheat by various vegetation indices through clear and turbid atmospheres. *Remote Sensing of Environment*, v.13, p.187-208.
- JACKSON, R.D.; MORAN, M.S.; GAY, L.W.; RAYMOND, L.H. (1987) Evaluating evaporation from field crops using airborne radiometry and ground-based meteorological data. *Irrigation Science*, v.8, p.81-90.
- JARVIS, P.G. (1976) The interpretation of the variations in leaf water potentials and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Serie B*, v.273, p.593-610.

- JUSTICE, C.O.; TOWNSHEND, J.R.G.; HOLBEN, B.N.; TUCKER, C.J. (1985) Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, v.6, p.1271-1318.
- JUSTUS, C.G. & PARIS, M.V. (1985) A model for solar spectral irradiance at the bottom and top of a cloudiness atmosphere. *Journal of Climatology and Applied Meteorology*, v.24, p.193-205.
- KASTEN, F. (1966) A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.*, v.B14, p.206-23.
- KAUFMAN, Y.J. & TANRÉ, D. (1996) Strategy for direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing: from AVHRR to EOS-MODIS. *Remote Sensing of Environment*, v.55, p.65-79.
- KAUFMAN, Y.J. & REMER, L.A. (1994) Detection of forests using mid-IR reflectance: an application to aerosol studies. *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing*, v.32, n.3, 672-83.
- KAUFMAN, Y.J. & TANRÉ, D. (1992) Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.30, p.261-70.
- KEALY, P. & HOOK, S.J. (1993) Separating temperature from emissivity in Thermal Infrared Multispectral Scanner data: implications for recovering land surface temperatures. *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing*, v.31, p.1155-64.
- KILSBY, C.G.; EDWARDS, D.P.; SAUNDERS, R.W.; FOOT, J.S. (1992) Water vapour continuum absorption in the tropics: Aircraft measurements and model comparisons. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.118, p.715-48.
- KIMES, D.S.; KERBER, A. G.; SELLERS, P.J. (1993) Spatial averaging errors in creating hemispherical reflectance (albedo) maps from directional reflectance data. *Remote Sensing of Environment*, v.45, p.85-94.

- KIMES, D.S. & HOLBEN, B.N. Extracting spectral albedo from NOAA-9 AVHRR multiple view data using an atmospheric correction procedure and an expert system. *International Journal of Remote Sensing*, v.13, n.2, p.275-89.
- KIMES, D.S. & SELLERS, P.J. (1985) Inferring hemispherical reflectance of the Earth's surface for global energy budgets from remotely sensed nadir or directional radiance values. *Remote Sensing of Environment*, v.18, p.205-23.
- KIMES, D.S. et al. (1985) Directional reflectance factor distributions for cover types of Northern Africa. *Remote Sensing of Environment*, v.18, p.1-19.
- KINIRY, J.R.; JONES, C.A.; O'TOOLE, J.C.; BLANCHET, R.; CABELGUENNE, M.; SPANEL, D.A (1989) Radiation-use efficiency in biomass accumulation prior to grain-filling for five grain-crop species. *Field Crop Research*, v.20, p.51-64.
- KIRCHNER, J.A.; SCHNETZLER, C.C.; SMITH, J.A. (1981) Simulated directional radiances of vegetation from satellite platforms. *International Journal of Remote Sensing*, v.2, p.253-64.
- KITE, G.W. & PIETRONIRO, A (1996) Remote sensing applications in hydrological modelling. *Hydrological Sciences Journal*, v.41, n.4, p.563-91.
- KNEIZYS, F.X.; SHETTLE, E.P.; ABREU, L.W.; CHETWYND, J.H.; ANDERSON, G.P.; GALLERY, W.O.; SELBY, J.E.A; CLOUGH, S.A (1988) Users Guide to LOWTRAN7. *Environmental Research Papers*. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Massachusetts (No 1010, AFGL-TR-88-0177).
- KNEIZYS, F.X. et al. (1983) *Atmospheric transmittance / radiance: computer code Lowtran 6*. Optical Physics Division, U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA. (AFGL-TR-0187).
- KUSTAS, W.P. & NORMAN, J.M. (1996) Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal*, v.41, n.4, p.495-517.

- KUSTAS, W.P.; PERRY, E.M.; DORAISWAMY, P.C.; MORAN, M.S. (1994) Using satellite remote sensing to extrapolate evapotranspiration estimates in time and space over a semiarid rangeland basin. *Remote Sensing of Environment*, v.49, p.275-86.
- KUSTAS, W.P.; JACKSON, R.D.; ASRAR, G. (1991) Estimating surface energy-balance components from remotely sensed data. In: ASRAR, G. (Ed.) *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*. New York, John Wiley and Sons.
- KUSTAS, W.P. & DAUGHTRY, C.S.T. (1990) Estimation of soil heat flux / net radiation from spectral data. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.49, p.205-223.
- KUSTAS, W.P.; CHOUDHURY, B.J.; MORAN, M.S.; REGINATO, R.D.; JACKSON, R.D.; GAY, L.W.; WEAVER, H.L. (1989) Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.44, p.197-216.
- LAGOUARDE, J.P.; KERR, Y.H.; BRUNET, Y. (1996) An experimental study of angular effects on surface temperature for various canopies and bare soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.77, p.167-90.
- LHOMME, J.P.; TROUFLEAU, D.; MONTENY, B.; CHEHBOUNI, A.; BAUDUIN, S. (1997) Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse sahelian vegetation II. A model for the kB^{-1} parameter. *Journal of Hydrology*, v.188-189, p.839-54.
- LI, Z.L. & BECKER, F. (1993) Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, v.43, p.67-85.
- LI, Z.L. & BECKER, F. (1990) Properties and comparison of temperature-independent thermal infrared spectral indices with NDVI for HAPEX data. *Remote Sensing of Environment*, v.3, p.165-82.

- LOEHLE, C. & WEIN, G. (1994) Landscape habitat diversity: a multiscale information theory approach. *Ecological Modelling*, v.73, p.311-29.
- MAHRT, L. & EK, M. (1984) The influence of atmospheric stability on potential evaporation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, v.23, p.222-34.
- MARKHAM, B.L. & BAKER, J.L. (1986) Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures. *EOSAT Landsat Technical Notes* v.1, p.3-7.
- MATHER, P.M. (1987) *Computer Processing of Remotely-Sensed Images*. New York, John Wiley and Sons.
- MATSUMOTO-MARIYAMA, M. & ARAI, K. (1994) Iterative estimation of Earth surface temperature and emissivity. *COSPAR*, Hamburg, Germany.
- MATSUMOTO-MARIYAMA, M. & ARAI, K. (1992) An inversion for emissivity-temperature separation with ASTER data. *COSPAR*, Washington, DC, USA.
- MCMILLIN, L.M. (1975) Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, v.80, p.5113-17.
- MCNAUGHTON, K.G. & VAN DEN HURK, B.J.J.M. (1995) A "Lagrangian" revision of the resistors in the two-layer model for calculating the energy budget of a plant canopy. *Boundary-Layer Meteorology*, v.74, p.262-88.
- MONIN, A S. & OBUKHOV, A M. (1954) Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Tr. Geofiz. Inst. Akad. Nauk SSSR*, v.24, n.151, p.163-87.
- MONTEITH, J.L. (1965) Evaporation and environment. In: FOGG, G.E. *The State and Movement of Water in Living Organisms, Symposium of the Society of Experimental Biology*, v.19, San Diego, Academic Press.
- MONTEITH, J.L. & UNWORTH, M.H. (1990) *Principles of Environmental Physics*. 2nd Ed., London, Edward Arnold.

- MORAN, M.S.; KUSTAS, W.P.; VIDAL, A.; STANNARD, D.I.; BLANFORD, J.H.; NICHOLS, W.D. (1994) Use of ground-based remotely sensed data for surface energy balance evaluation of a semiarid rangeland. *Water Resources Research*, v.30, n.5, p.1339-49.
- MORAN, M.S.; JACKSON, R.D.; RAYMOND, L.H.; GAY, L.W.; SLATER, P.N. (1989) Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, v.30, p.77-87.
- MORENO, J.F. & MELIÁ, J. (1993) A method for accurate geometric correction of NOAA AVHRR HRPT data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.31, n.1, p.204-26.
- MYNENI, R.B. & ASRAR, G. (1994) Atmospheric effects and spectral vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, v.47, p.309-402.
- MYNENI, R.R.; ASRAR, G.; TANRÉ, D.; CHOUDHURY, B.J. (1992) Remote sensing of solar radiation absorbed and reflected by vegetated land surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.30, n.2, p.302-14.
- NECKEL, H. & LABS, D. (1984) The solar radiation between 3300 and 12500 Å°. *Solar Physics*, v.90, p.205-58.
- NEMANI, R.; PIERCE, L.; RUNNING, S. (1993) Forest ecosystem processes at the watershed scale: sensitivity to remotely sensed leaf area index estimates. *International Journal of Remote Sensing*, v.14, p.2519-30.
- NERRY, F.; LABED, J.; STOLL, M.P. (1990a) Spectral properties of land surfaces in the thermal infrared band. I. Laboratory measurements of absolute spectral emissivity and reflectivity signatures. *Journal of Geophysical Research*, v.95: p.7027-44.
- NERRY, F.; LABED, J.; STOLL, M.P. (1990b) Spectral properties of land surfaces in the thermal infrared band. II. Field method for spectrally averaged emissivity measurements. *Journal of Geophysical Research*, v.95, p.7045-62.

- NERRY, F.; LABED, J.; STOLL, M.P. (1988) Emissivity signatures in the thermal IR band for remote sensing: calibration procedure and method of measurement. *Applied Optics*, v.27, p.758-64.
- NORMAN, J.M.; DIVAKARLA, M.; GOEL, N.S. (1995) Algorithms for extracting information from remote thermal-IR observations of the Earth's surface. *Remote Sensing of Environment*, v.51, p.157-68.
- NORMAN, J.M. & BECKER, F. (1995) Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.77, p.153-66.
- OBUKHOV, A.M. (1946) Turbulence in an atmosphere with non-uniform temperature. *Trans. Inst. Teor. Geofiz. Akad. Nauk. SSSR*, v.1 (In: *Boundary Layer Meteorology*, v.2, p.7-29, 1971).
- OTTLÉ, C. & STOLL, M. (1993) Effect of atmospheric absorption and surface emissivity on the determination of land surface temperature from infrared satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, v.14, p.2025-37.
- OTTLÉ, C. & VIDAL-MADJAR, D. (1992) Estimation of land surface temperature with NOAA-9 data. *Remote Sensing of Environment*, v.40, p.27-41.
- PALTRIDGE, G.W. & PLATT, C.M.R. (1976) *Radiative processes in meteorology and climatology*. N.Y., Elsevier.
- PENMAN, H.L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*: v.193, p.120-46.
- PERRY, E.M. & MORAN, M.S. (1994) An evaluation of atmospheric correction of radiometric surface temperature for a semiarid rangeland watershed. *Water Resources Research*, v.30, n.5, p.1261-69.
- PINTY, B. & VERSTRAETE, M.M. (1992) GEMI: a non-linear index to monitor global vegetation from satellites. *Vegetation*, v.101, p.15-20.

- PRATA, A.J.; CASELLES, V.; COLL, C.; SOBRINO, J.A.; OTTLÉ, C. (1995) Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites: current status and future prospects. *Remote Sensing Reviews*, v.12, p.175-224.
- PRATA, A. J. (1994) Land surface temperature derivation from satellites. *Advances in Space Research*, v.14, n.3, p.15-26.
- PRATA, A. J. (1993) Land surface temperatures derived from the AVHRR and ATSR. I. theory. *Journal of Geophysical Research*, v.98, n.D9, 16.689-16.702.
- PRATA, A. J. & PLATT, C.M.R. (1991) Land surface temperature measurements from the AVHRR. *Proceedings of the 5th AVHRR Users Meeting*, Tromso, Norway, p.433-38.
- PREVOT, L.; BRUNET, Y.; PAW, U.K.T.; SEGUIN, B. (1994) Canopy modeling estimating heat flux from thermal infrared measurements. In: *Proceedings of the Workshop on Thermal Remote Sensing of the Energy Balance over Vegetation in Conjunction with Other Sensors*, La Londe-Les Maures, France.
- PRICE, J.C. (1995) Estimating surface temperatures from satellite thermal infrared data - a simple formulation for the atmospheric effect. *Remote Sensing of Environment*, v.13, p.353-61.
- PRICE, J.C. (1992) Estimating vegetation amount from visible and near infrared reflectances. *Remote Sensing of Environment*, v.41, p.29-34.
- PRICE, J.C. (1984) Land surface temperature measurements from the split-window channels of the NOAA-7/AVHRR. *Journal of Geophysical Research*, v.89, 7231-37.
- PRICE, J.C. (1980) The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation. *Water Resources Research*, v.16, p.787-95.
- PRICE, J.C. & BAUSCH, W.C. (1995) Leaf area index estimation from visible and near-infrared reflectance data. *Remote Sensing of Environment*, v.52, p.55-65.

- PRIESTLEY, C.H.B. & TAYLOR, R.J. (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, v.100, p.81-92.
- PRIVETTE, J.L.; EMERY, W.J.; SCHIMEL, D.S. (1996) Inversion of a vegetation reflectance model with NOAA AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, v.58, p.187-200.
- QUAIDRARI, H.; BÉGUÉ, A.; IMBERNON, J.; D'HERBES, J.M. (1996) Extraction of the pure spectral response of the landscape components in NOAA-AVHRR mixed pixels - application to the HAPEX-Sahel degree square. *International Journal of Remote Sensing*, v.17, n.12, p.2259-80.
- QUALLS, R.J. & BRUTSAERT, W. (1996) Evaluation of spatially distributed ground-based and remotely sensed data to estimate spatially distributed sensible heat fluxes. *Water Resources Research*, v.32, n.8, p.2489-95.
- QUATTROCHI, D.A & GOEL, N.S. (1995) Spatial and temporal scaling of thermal infrared remote sensing data. *Remote Sensing Reviews*, v.12, p.255-86.
- QI, J.; CABOT, F.; MORAN, M.S.; DEDIEU, G. (1995) Biophysical parameter estimations using multidirectional spectral measurements. *Remote Sensing of Environment*, v.54, p.71-83.
- QI, J.; CHEHBOUNI, A; HUETE, A R.; KERR, Y.H.; SOROOSHIAN, S. (1994) A modified soil adjusted vegetation index (MSAVI). *Remote Sensing of Environment*, v.48, p.119-26.
- QI, J.; HUETE, A R.; MORAN, M.S.; CHEHBOUNI, A; JACKSON, R.D. (1993) Interpretation of vegetation indices derived from multi-temporal SPOT images. *Remote Sensing of Environment*, v.44, p.89-101.
- RAO, C.R.N. & CHEN, J. (1994) Post-launch calibration of the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on NOAA-7, -9 and -11 spacecraft. *NOAA Technical Report* (NESDIS 78).

- RICHARDSON, L.F. (1920) The supply of energy from and to atmospheric eddies. *Proceedings of the Royal Society of London, Serie A*, v.97, p.354-73.
- RONDEAUX, G.; STEVEN, M.; BARET, F. (1996) Optimization of soil-adjusted vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, v.55, p.95-107.
- ROSS, J.K. (1981) *The radiation regime and architecture of plant stands*. The Hague, Netherlands, W.Junk Publishers.
- ROTHMAN, L.S. et al. (1992) The HITRAN database: Editions of 1991 and 1992. *Journal of Quantitative Spectroscopic Radiation Transmission*, v.48, p.469-507.
- ROYER, A ; O'NEILL, N.T.; DAVIS, A; HUBERT, L. (1988) Comparison of radiative transfer models used to determine atmospheric optical parameters from space. *Proceedings of SPIE's 88*, Technical Symposium on Optics and Sensors, Orlando, FL, v. 928, p.118-135.
- SALISBURY, J.W. & D'ARIA, D.M. (1992) Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, v.42, p.83-106.
- SAUNDERS, R.W. & EDWARDS, D.P. (1989) Atmospheric transmittances for the AVHRR channels. *Applied Optics*, v.28, p.4154-60.
- SCHMUGGE, T.J.; BECKER, F.; LI, Z.L. (1991) Spectral emissivity variations observed in airborne surface temperature measurements. *Remote Sensing of Environment*, v.35, p.95-104.
- SCHULTZ, G.A. (1994) Meso-scale modeling of runoff and water-balances using remote sensing and other GIS data. *Hydrological Sciences Journal*, v.39, n.2, 121-42.
- SCOTT, N.A. & CHÉDIN, A. (1981) A fast line method for atmospheric absorption computations: the automatized atmospheric absorption atlas. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, v.20, p.801-12.

- SEGUIN, B.; LAGOUARDE, J.P.; SAVANE, M. (1991) The assessment of regional crop water conditions from meteorological satellite thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment*, v.35, p.141-48.
- SELLERS, P.J. et al. (1995) Remote sensing of the land surface for studies of global change: models – algorithms – experiments. *Remote Sensing of Environment*, v.51, p.3-26.
- SELLERS, P.J. (1985) Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, v.6, p.1335-72.
- SELLERS, P.J.; BERRY, J.A.; COLLATZ, G.J.; FIELD, C.B.; HALL, F.G. (1992) Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. III A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme. *Remote Sensing of Environment*, v.42, p.187-216.
- SELLERS, P.J.; MINTZ, Y.; SUD, Y.C.; DALCHE, A. (1986) A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of Atmospheric Science*, v.43, n.6, p.305-31.
- SHUTTLEWORTH, W.J. (1976) A one-dimensional theoretical description of the vegetation-atmosphere interaction. *Boundary-Layer Meteorology*, v.10, p.273-302.
- SHUTTLEWORTH, W.J.; GURNEY, R.J.; HSU, A.Y.; ORMSBY, J.P. (1989) FIFE, the variation in energy partition at surface flux sites. *Proceedings IAHS Third International Assembly*. (IAHS Publication N° 186), p. 67-74.
- SHUTTLEWORTH, W.J. & WALLACE, J.S. (1985) Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.111, p.839-55.
- SINGH, A. (1989) Digital change detection techniques using remotely-sensed data. *International Journal of Remote Sensing*, v.10, p.898-1003.
- SLATER, P.N. (1980) *Remote Sensing : Optics and Optical Systems*. Reading, MA, Addison-Wesley.

- SMITH, H.J.P.; DUBE, D.J.; GARDNER, M.E.; CLOUGH, S.A ; KNEIZYS, F.X.; ROTHMAN, L.S. (1978) FASCODE, Fast Atmospheric Signature Code (Spectral Transmittance and Radiance), Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA. (AFGL-TR-78-0081).
- SMITH, R.C.G.; BARRS, H.D.; FISCHER, R.A. (1988) Inferring stomatal resistance of sparse crops from infrared measurements of foliage temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.42, p.183-98.
- SNELL, H.E.; ANDERSON, G.P.; WANG, J.; MOCET, J.L.; CHETWYND, J.H.; ENGLISH, S.J. (1995) Validation of FASE (FASTCODE FOR THE ENVIRONMENT) and MODTRAN3: Updates and comparisons with clear-sky measurements. *SPIE Conference 2578 Proceedings*, Paris, p. 194-204.
- SOBRINO, J.A ; LI, Z.L.; STOLL, M.P.; BECKER, F. (1994) Improvements in the split window technique for land surface temperature determination. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.32, n.2, p.243-53.
- SOBRINO, J.A ; COLL, C. ; CASELLES, V. (1991) Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment*, v.38, p.19-34.
- STANNARD, D.I. (1993) Comparison of Penman-Monteith, Shuttleworth-Wallace, and Modified Priestley-Taylor evapotranspiration models for wildland vegetation in semiarid rangeland. *Water Resources Research*, v.29, n.5, p.1379-92.
- STEVENS, M.D.; MALTHUS, T.J.; DANSON, F.M.; JAGGARD, K.W.; ANDRIEU, B. (1992) Monitoring response of vegetation to stress. In: *Proceedings Remote Sensing Society Annual Conference*, Dundee, UK, p. 369-377.
- STONER, E.R.; BAUMGARDNER, M.F.; BIEHL, L.L.; ROBINSON, B.F. (1980) Atlas of soil reflectance properties. *Research Bulletin 962*, Laboratory for Application of Remote Sensing, Purdue University, West Lafayette, Indiana.

- SUGITA, M. & BRUTSAERT, W.H. (1990) Regional surface fluxes from remotely sensed skin temperature and lower boundary layer measurements. *Water Resources Research*, v.26, p.2937-44.
- SUN, J. & MAHRT, L. (1995) Determination of surface fluxes from surface radiative temperature. *Journal of Atmospheric Science*, v.52, n.8, p.1096-1106.
- TACONET, O ; CARLSON, T.; BERNARD, R.; VIDAL-MAJDAR, D. (1986) Evaluation of the surface/vegetation parametrization using satellite measurements of surface temperature. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, v.25, n.11, p.121-39.
- TANRÉ, D.; HOLBEN, B.N.; KAUFMAN, Y.J. (1992) Atmospheric correction algorithm for NOAA-AVHRR products, theory and application. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.3, p.231-48.
- TANRÉ, D. et al. (1990) Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *International Journal of Remote Sensing*, v.11, p.659-68.
- TANRÉ, D.; HERMAN, M.; DESCHAMPS, P.Y.; LEFFE, A DE (1979) Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties. *Applied Optics*, v.18, p.3587-94.
- THOM, A.S. (1972) Momentum, mass, and heat exchange of vegetation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.98, p.124-134.
- TROUFLEAU, d.; LHOMME, J.P.; MONTENY, B. VIDAL, A. (1997) Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. I. An experimental analysis of the kB^{-1} parameter. *Journal of Hydrology*, v.188-189, p.815-38.
- TUCKER, C.J.; VANPRAET, C.L.; SHARMAN, M.J.; VAN ITTERSUM, G. (1985) Remote sensing of herbaceous biomass production in the Senegalese Sahel: 1980-1984. *Remote Sensing of Environment*, v.17, p.233-49.

- TURNER, R.E.; MALILA, W.A.; NALEPKA, R.F.; THOMSON, F.J. (1975) Influence of the atmosphere on remotely sensed data. *Proceedings SPIE, Scanners and Imagery Systems for Earth Observation*, v.51, p.101.
- ULIVIERI, C.; CASTRONUOVO, M.M.; FRANCONI, R.; CARDILLO, A. (1994) A split window algorithm for estimating land surface temperature from satellites. *Advances in Space Research*, v.14, n.3, p.59-65.
- VALERIANO, M.M.; EPIPHANIO, J.C.N.; FORMAGGIO, A.R.; OLIVEIRA, J.B. (1995) Bi-directional reflectance factor of 14 soil classes from Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, v.16, n.1, p.113-28.
- VAN DE GRIEND, A. A; OWE, M. (1993) On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, v.14, n.6, p.1119-31.
- VAN DE HULST, H.C. (1981) *Light Scattering by Small Particles*, Dover, N.Y.
- VARANASI, P. (1988) Infrared absorption by water vapour in the atmosphere window. *SPIE 928 Modeling of Atmosphere*, p.213-230.
- VERMOTE, E.; TANRÉ, D.; DEUZE, J.L.; HERMAN, M.; MORCRETTE, J.J. (1994) *Second Simulation of the Sattelite Signal in the Solar Spectrum (6S): User Guide. Laboratoire d'Optique Atmospherique, Universite des Sciences et Technologies de Lille, France.*
- VIDAL, A (1991) Atmospheric and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite using ground measurements or satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, v.12, n.12, p.2449-60.
- VIDAL, A & PERRIER, A (1990) Irrigation monitoring by following the water balance from NOAA-AVHRR thermal infrared data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.28, n.5, p.949-54.
- VIDAL, A. & PERRIER, A. (1989) Analysis of a simplified relation used to estimate daily evapotranspiration from satellite thermal data. *International Journal of Remote Sensing*, v.10, p.1327-37.

- WATSON, K.; KRUSE, F.; HUMMER-MILLER, S. (1990) Thermal infrared exploration in the Carlin trend. *Geophysics*, v.55, n.1, p.70-9.
- WEINREB, P.M.; HAMILTON, G.; BROWN, S.; KOCZOR, R.J. (1990) Nonlinearity corrections of Advanced Very High Resolution Radiometer infrared channels. *Journal of Geophysical research*, v.95, p.7381-88.
- WETZEL, P.J. & CHANG, J.T. (1988) Evapotranspiration from non-uniform surfaces: A first approach for short term numerical weather prediction. *Monthly Weather Review*, v.116, p.600-21.
- WIEGANG, C.L. et al. (1992) Multisite analyses of spectral-biophysical data for wheat. *Remote Sensing of Environment*, v.42, p.1-21.
- WIEGANG, C.L. & RICHARDSON, A J. (1990) Use of spectral vegetation indices to infer leaf area, evapotranspiration and yield: rationale and results. *Agronomy Journal*, v.82, p.623-29.
- WOOD, E.F. (1994) Scaling, soil moisture and evapotranspiration in runoff models. *Advances in Water Resources*, v.17, p.25-34.
- XIA, LI (1994) A two-axis vegetation index (TWVI). *International Journal of Remote Sensing*, v.15, p.1447-58.
- ZHAN, X.; KUSTAS, W.P.; HUMES, K.S. (1996) An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, v.58, p.242-56.

GLOSSÁRIO

Energia Radiante (Q) - Energia transportada na forma de ondas eletromagnéticas, medida em joules.

Fluxo Radiante ($\Phi = \partial Q / \partial t$) - É a taxa pela qual a energia radiante é transferida de um ponto ou superfície para outra superfície, medida em Watts. Na medida em que o fluxo radiativo é medido em pequenos intervalos de tempo (tempo de integração em sistemas eletro-óticos), está-se registrando, na realidade, a energia medida em joules.

Densidade de Fluxo Radiante em uma Superfície ($M = E = \partial \Phi / \partial A$) - É o fluxo radiante em uma superfície dividido pela área desta superfície. Quando o fluxo radiante refere-se a parcela emitida por uma superfície (como no caso da emissão em infravermelho termal), este fluxo é denominado excitância M. Quando referenciado o fluxo incidente em uma superfície, denomina-se irradiância E, ambos medidos em Watts m⁻².

Intensidade Radiante ($I = \partial \Phi / \partial \Omega$) - É o fluxo radiante procedente de uma superfície por unidade de ângulo sólido na direção considerada, medida em Watts sr⁻¹.

Radiância ($L = \partial^2 \Phi / \partial \Omega \partial A \cos \theta$) - Em uma dada direção em um ponto da superfície imageada, corresponde ao fluxo radiante que deixa um elemento

da superfície ao redor de um ponto e é propagado em direções definidas pelo cone elementar e a área da projeção ortogonal do elemento da superfície sobre o plano perpendicular a direção dada. A radiância é medida em Watts $m^{-2} sr^{-1}$.

Emissividade (ϵ) - É a razão da excitância de determinado elemento da superfície pela excitância de um corpo negro na mesma temperatura. Pode ser definida pela expressão:

$$\epsilon = \frac{M'}{M} = \frac{\int_0^{\infty} \epsilon(\lambda) M_{\lambda} d\lambda}{\int_0^{\infty} M_{\lambda} d\lambda} = \frac{1}{\sigma T^4} \int_0^{\infty} \epsilon(\lambda) M_{\lambda} d\lambda$$

Transmitância ($\tau = \Phi_t / \Phi_i$) - Razão do fluxo radiativo transmitido sobre o fluxo incidente (adimensional).

Reflectância ($\rho = \Phi_r / \Phi_i$) - Razão do fluxo radiativo refletido sobre o fluxo incidente (adimensional). O fluxo radiante refletido por uma superfície em um hemisfério é dado por:

$$d\Phi_h = 2\pi \int L dA \cos\theta \sin\theta d\theta = \pi L dA$$

A razão entre o fluxo radiante refletido pelo fluxo radiante incidente na superfície, $d\Phi_h = E dA$, define a reflectância difusa de uma superfície, expressa como:

$$\frac{d\Phi_h}{d\Phi_i} = \rho = \frac{\pi L}{E}$$

Na medida em que a reflectância de uma superfície é função tanto do ângulo zenital (θ) como azimutal (ϕ), a função reflectância pode ser expressa como:

$$\frac{d\Phi_h}{d\Phi_i} = \rho = \frac{1}{E} \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} L(\theta, \Phi) \cos\theta \sin\theta \, d\theta \, d\Phi$$

Absortância ($\alpha = \Phi_a / \Phi_i$) - Razão do fluxo radiativo absorvido sobre o fluxo incidente (adimensional).

Efeitos Atmosféricos: Podem ser genericamente discretizados em processos de absorção e espalhamento. Processos de absorção são conceitualmente definidos como transformação termodinamicamente irreversível de energia radiante em calor. No espectro visível e até comprimentos de onda em torno de $0.8 \mu\text{m}$, a absorção em atmosfera clara é desprezível. Em situações de atmosfera poluída este processo torna-se significativo para efeito de cálculo do balanço energético. Processos de espalhamento dependem dos padrões de distribuição de tamanho dos elementos responsáveis pelo espalhamento, sua composição e concentração, assim como do comprimento de onda e distribuição dos comprimentos de onda considerados. A combinação de ambos os processos é geralmente referenciada como atenuação atmosférica

Considerando as premissas (1) de que os elementos de espalhamento apresentam distribuição aleatória no meio, (2) estão distanciados entre si o suficiente para se considerar que o espalhamento por um elemento não sofre influência imediata de seus elementos vizinhos, (3) os elementos não são metálicos e não apresentam propriedades de absorção da radiação e (4) a forma e anisotropia dos elementos é ignorada, o espalhamento atmosférico causado apenas pela flutuação da densidade destes elementos na atmosfera pode ser descrita em termos do coeficiente de espalhamento de Rayleigh, $\beta_{\theta\lambda}$, definido como:

$$\beta_{\theta\lambda} = \frac{2\pi^2}{H\lambda^4} [n(\lambda) - 1]^2 (1 + \cos^2 \theta)$$

onde H é o número de moléculas por unidade de volume na atmosfera, $n(\lambda)$ é o índice de refração espectralmente dependente, θ é o ângulo definido entre os fluxos incidente e de espalhamento e λ é o comprimento de onda do fluxo incidente. A figura que segue expressa os efeitos do espalhamento sobre o registro efetuado por sistemas sensores orbitais. Ademais do efeito de atenuação, os processos de espalhamento são responsáveis por efeito aditivo tanto por componentes de radiação hemisférica como difusa. A principal influência sobre sistemas de sensoriamento remoto é representado por uma adição ao fluxo de radiação ascendente, sendo este por sua vez, produto de uma série de fatores, tais como altitude do sensor, condições atmosféricas quanto a partículas em suspensão, ângulos de visada e de iluminação e efeitos de polarização.

Temperatura Termodinâmica ou Cinética: No âmbito deste estudo, estes dois termos podem ser considerados como idênticos, muito embora apresentem diferentes definições. Temperatura Termodinâmica é uma quantidade macroscópica que permanece constante em qualquer grupo de subsistemas que se encontrem em equilíbrio termodinâmico (ausência de transferência de calor). A medição da temperatura termodinâmica segue conceito de que dois sistemas em equilíbrio com um terceiro sistema estão em equilíbrio entre si. O terceiro sistema pode ser interpretado como um termômetro ou aparelho de medição. A escala de temperatura absoluta é a base para a termometria, apresentando como ponto de referência na escala o ponto triplo atribuído a água pura, ou seja 273,15 °K.

A interpretação estatística da temperatura termodinâmica é reconhecida como temperatura cinética, sendo esta uma quantidade macroscópica definida em uma escala microscópica em termos de energia cinética média de partículas sólidas (i.e., moléculas).

Temperatura de Brilho - $T_{B, i}(\theta, \phi)$: Temperatura de Brilho é a temperatura direcional obtida por meio da relação entre a radiância medida com a

integral sobre o comprimento de onda da função de Plank para um Corpo Negro multiplicada pela resposta do sensor. É a temperatura de um corpo negro que apresenta um valor de radiância idêntico ao observado por meio de um radiômetro. Estas condições estabelecem a necessidade em se definir o intervalo em comprimentos de onda considerado, direção de imageamento e se a observação corresponde às medidas efetuadas acima da atmosfera ou imediatamente acima da superfície. Na medida em que o conceito de temperatura de brilho assume a superfície como um corpo negro perfeito (emissor perfeito), a relação entre a radiância direcional ($R_{B,i}(\theta, \phi)$) e a temperatura de brilho do alvo ($T_{B,i}(\theta, \phi)$) para o canal i é dada por:

$$R_{B,i}(\theta, \phi) = R(T_{B,i}(\theta, \phi)) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{f_i(\lambda) C_1}{\pi \lambda^5 \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T_{B,i}(\theta, \phi)}\right) \right]}$$

onde λ é o comprimento de onda, λ_1 e λ_2 correspondem ao limite inferior e superior de sensibilidade do termômetro infravermelho no canal i , $C_1 = 3,7404 \cdot 10^8 \text{ W}\mu^4 \text{ m}^{-2}$, $C_2 = 14387 \mu \text{ K}$, e $f_i(\lambda)$ é a resposta relativa do detetor infravermelho termal quanto ao registro entre as faixas λ_1 e λ_2 .

A inversa da equação acima fornece uma estimativa da temperatura de brilho frente a uma estimativa da radiância termal por um sensor operando na faixa do IV termal. Esta função inversa é freqüentemente substituída pela raiz quadrática da radiância multiplicada por uma constante μ_m , embora em um intervalo de temperaturas limitado (BECKER & LI, 1990). A conversão da temperatura de brilho em temperatura radiométrica ou termodinâmica requer a correção quanto a irradiância atmosférica que é refletida pela vegetação, na medida em que a cobertura vegetal não apresenta valores unitários de emissividade.

Temperatura Radiométrica Direcional da Superfície - $T_{R,\lambda}(\theta, \phi)$: A Temperatura Radiométrica Direcional é derivada a partir do balanço energético de uma superfície, fornecendo a melhor aproximação da temperatura termodinâmica

baseada em uma medida de radiância. Considerando-se um radiômetro com campo de visada (FOV) estreito apontado para uma superfície homogênea e isotérmica a partir de determinado ângulo, a radiância medida representa uma combinação da emissão a partir da superfície e reflexão do fluxo hemisférico incidente (irradiância termal incidente) a partir da atmosfera e elementos circunvizinhos na direção do radiômetro.

Conjunto de Temperaturas Radiométricas Direcionais de Superfície:

Caso a superfície considerada seja estruturalmente heterogênea e não-isotérmica tal como coberturas vegetais, $T_{R,i}(\theta, \phi)$ é interpretado como o conjunto de temperaturas radiométricas direcionais. Para um conjunto de corpos negros em diferentes temperaturas, não existe um equivalente em dada temperatura que produza a mesma radiância em todos os comprimentos de onda. NORMAN et al. (1995) indicam, desta forma, que a igualdade entre as temperaturas radiométrica e termodinâmica não é possível. Para cada intervalo de comprimento de onda é sempre possível encontrar um único conjunto de temperaturas que forneça a radiância de um corpo negro próxima a radiância medida.

A importância prática de um conjunto de corpos negros não apresentar resposta de um corpo negro é útil. Considere uma cena constituída por duas superfícies planas, cada uma com emissividade igual a 1; uma destas esta a 293 °K e a outra a 323 °K. Se cada uma das superfícies recobre 50% da cena, então a distribuição em comprimento de onda da radiação emitida não é a de um corpo negro, muito embora ambas as superfícies sejam corpos negros. Este exemplo é análogo ao observado em sistemas reais, onde superfícies de solos expostos quentes estão intercaladas com coberturas vegetais mais frias. Desta forma, um sensor perfeito ($f_i(\lambda) = 1$), visualizando a superfície em um intervalo de 8 a 14 μm , não irá detectar a mesma temperatura de brilho de um sensor com sensibilidade na faixa dos 10 a 12 μm .

Emissividade Direcional - r: Para emissores isotérmicos homogêneos, a emissividade pode ser definida como a razão da radiância emitida pela superfície pela radiância emitida por um corpo negro na mesma temperatura termodinâmica. Superfícies que apresentam variação da emissividade com o comprimento de onda ($\epsilon_{r,\lambda}(\theta,\phi)$) são caracterizadas por uma emissividade direcional média ($\epsilon_{r,i}(\theta,\phi)$) para dado intervalo finito de comprimento de onda (banda ou canal), dada por:

$$\epsilon_{r,i}(\theta,\phi) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{\epsilon_{r,i}(\theta,\phi) C_1}{\pi \lambda^5 \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T_{R,i}(\theta,\phi)}\right) - 1 \right]} d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{C_1}{\pi \lambda^5 \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T_{R,i}(\theta,\phi)}\right) - 1 \right]} d\lambda}$$

Conjunto de emissividade direcional - r e emissividade - e: Para superfícies heterogêneas que não estão em equilíbrio térmico, o conceito de emissividade direcional é ambíguo. Um conjunto de corpos negros em diferentes temperaturas não tem a uma radiância com a mesma dependência sobre a temperatura do que pode ser representada por um único corpo negro em apenas uma temperatura. A radiância deste conjunto passa a depender da distribuição de temperatura entre os corpos negros considerados. Desta forma, a radiância de um conjunto de subsistemas naturais em diferentes temperaturas não está simplesmente relacionada à distribuição de um corpo negro na mesma temperatura efetiva. Devido a estas dificuldades, NORMAN et al. (1995) propuseram o termo conjunto de emissividades direcionais, apresentando duas definições:

Emissividade Direcional - e ($\epsilon_{e,\lambda}(\theta,\phi)$): A razão da radiância de um conjunto de subsistemas naturais pela radiância deste conjunto com a mesma distribuição de temperatura, exceto se cada um dos elementos seja um corpo negro; para determinado domínio espectral e direção de

visada. A emissividade- e depende da distribuição de temperatura deste conjunto e das características do meio.

Emissividade Direcional - r ($\epsilon_{r,\lambda}(\theta,\phi)$): O complemento de 1 da reflectância direcional-hemisférica, ($\rho_\lambda(\theta,\phi)$), por este conjunto no mesmo domínio espectral e direção de visada.

Se a distribuição de temperatura é uniforme, as emissividades e e r são iguais. A emissividade- r é uma característica da superfície. Ademais, a emissividade- e não pode ser medida diretamente, enquanto a emissividade- r pode. Ambas são apropriadas para observações por sensores remotos orbitais (usualmente no intervalo de 10 - 12 μm) e na superfície (usualmente 8 - 14 μm). Recomenda-se cautela na comparação entre medidas de superfície e orbitais devido aos efeitos atmosféricos e diferenças típicas de determinadas propriedades da superfície em função do intervalo em comprimento de onda considerado.

Para uma superfície plana constituída por N sub-elementos homogêneos de emissividade ($\epsilon_{r,\lambda}(\theta,\phi)$) e temperatura radiométrica direcional $T_{R,i,k}(\theta,\phi)$ para o canal i e área k , o conjunto emissividade direcional pode ser escrito como:

$$\epsilon_{e,i}(\theta,\phi) = \frac{\sum_{k=1}^N a_k \epsilon_{r,i,k}(\theta,\phi) T_{R,i,k}^n(\theta,\phi)}{\sum_{k=1}^N a_k T_{R,i,k}^n(\theta,\phi)}$$

$$\epsilon_{r,i}(\theta,\phi) = \sum_{k=1}^N a_k \epsilon_{r,i,k}(\theta,\phi)$$

onde n é a potência apropriada para o intervalo espectral i (BECKER & LI, 1990), e a_k corresponde a 1.

A emissividade de um sistema solo/vegetação complexo pode ser obtida por meio de medições da reflectância hemisférica direcional ou da emissividade térmica direcional em condições de isotermia. Ambos os métodos fornecem estimativas da emissividade- r e são de difícil implementação.

Temperatura Radiométrica Hemisférica (T_H): A temperatura radiométrica hemisférica é utilizada para estimar a radiância emitida ao longo de um amplo intervalo espectral (banda i - usualmente 3 - 100 μm) e visão hemisférica plena. É definida como:

$$\varepsilon_{r,i} \sigma T_H^4 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\lambda_2} \int_0^{\lambda_1} \varepsilon_{r,\lambda}(\theta, \phi) R_{R,\lambda}(\theta, \phi) \sin \theta \cos \theta \, d\lambda \, d\theta \, d\phi$$

Emissividade Hemisférica: A emissividade hemisférica ($\varepsilon_{r,i}$) para determinada banda ou canal espectral i , é definida em termos de emissividade direcional como:

$$\varepsilon_{r,i} \sigma T_H^4 = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \varepsilon_{r,i}(\theta, \phi) \sin \theta \cos \theta \, d\theta \, d\phi$$

Para uma superfície isotérmica como emissividade espectral hemisférica que varia muito pouco com o comprimento de onda, assume-se como válida a relação,

$$\varepsilon_{r,i} \cong 1 - \rho_i$$

onde ρ_i é a reflectância hemisférica termal para o canal i .

Temperatura Aerodinâmica (T_{aero}): A temperatura aerodinâmica de uma superfície é a temperatura que, quando combinada com a temperatura do ar e a resistência calculada segundo a teoria dos perfis logarítmicos, fornece uma estimativa do fluxo de calor sensível na superfície; todas as quantidades medidas na mesma escala. O calor sensível é dado por:

$$H = \rho C_p \frac{[T_{aero} - T_a(z_T)]}{r_{aero} + r_{ex}}$$

onde ρ é a densidade do ar, C_p é o calor específico do ar a pressão constante, $T_a(z_T)$ é a temperatura absoluta do ar na altura de medida z_T , r_{ex} é a resistência excedente e r_{aero} a resistência aerodinâmica calculada segundo a teoria de perfil logarítmico como:

$$r_{aero} = \frac{\left\{ \ln \left[\frac{z_u - d}{z_m} \right] + \psi_m(\zeta) \right\} \left\{ \ln \left[\frac{z_T - d}{z_m} \right] + \psi_h(\zeta) \right\}}{0,16U}$$

onde U é a velocidade do vento na altura de medida z_u , d é a altura de deslocamento, z_m é o comprimento de rugosidade para momento, $\psi_m(\xi)$ e $\psi_h(\xi)$ são fatores de correção diabática adimensionais para momento e calor (MONTEITH & UNWORTH, 1990). O valor de 0,16 corresponde ao quadrado da constante de von Karman, usualmente definida como 0,4.

Os parâmetros de perfil, z_m e d , são estimados empiricamente a partir dos perfis de vento acima da vegetação. A altura de deslocamento corresponde a interseção em altura que ocorre devido ao fato da medida de altura (z) estar referenciada à superfície do solo ao contrário de representar uma altura apropriada para derivação do perfil logarítmico do vento por meio de análise dimensional (BRUTSAERT, 1982).

A altura de deslocamento é comumente calculada como uma fração da altura da copa, tipicamente em torno de 60% a 70% da altura da cobertura vegetal. Embora a altura de deslocamento para momento e calor sejam teoricamente diferentes, por motivos práticos geralmente assume-se um único valor como representativo. A rugosidade para momento (z_m) é uma constante de integração derivada da equação de perfil logarítmico do vento. Esta é considerada como a altura acima de d onde a velocidade do vento assume seu valor de superfície (zero) se o perfil logarítmico for extrapolado além de seus limites de validade, descrito como $z - d \gg z_m$ (BRUTSAERT, 1982). A rugosidade para momento incorpora o efeito das irregularidades de superfície sobre o perfil de vento e fluxo de momento, e é tipicamente de 5% a 15% da altura das copas dependendo das características da vegetação (MONTEITH E UNWORTH, 1990).

A resistência excedente (r_{ex}) é atribuída a existência de maior resistência para a transferência de calor do que de momento, podendo ser aproximada por meio da expressão:

$$r_{ex} = \frac{1}{0,4U^*} \ln\left(\frac{z_m}{z_h}\right)$$

onde z_h é considerado como sendo o comprimento em rugosidade para calor e a quantidade U^* é a velocidade de fricção do vento, a qual esta relacionada ao fluxo de momento (τ) por $\tau = \rho (U^*)^2$. GARRAT E HICKS (1973) sugerem que $\ln(z_m / z_h)$ apresenta valores próximos a 2, embora tal abordagem seja considerada como extremamente simplificada, sendo necessário considerar as dependências observadas quanto a estrutura da vegetação (MCNAUGHTON E VAN DEN HURK, 1995).

A equação mais comum para definir a temperatura aerodinâmica absoluta de superfície (T_{aero}) é definida como:

$$T_{aero} = T_a(z_T) + \frac{H}{\rho C_p} \left(\frac{\left\{ \ln\left[\frac{z_U - d}{z_m}\right] + \psi_m(\zeta) \right\} \left\{ \ln\left[\frac{z_T - d}{z_m}\right] + \psi_h(\zeta) \right\}}{0,16U} + r_{ex} \right)$$

onde $z_U - d$ e $z_T - d \gg z_m$. Se z_h é obtido por meio de uma estimativa de r_{ex} , então a temperatura aerodinâmica é, essencialmente, uma extrapolação logarítmica da temperatura do ar acima da copa para a altura $d + z_h$ onde, tecnicamente, a equação não procede.