

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**METODOLOGIA PARA A CONSTRUÇÃO DE SÉRIES
TEMPORAIS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR
TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO**

MORRIS SCHERER-WARREN

**ORIENTADOR: NÉSTOR ALDO CAMPANA
CO-ORIENTADOR: LINEU NEIVA RODRIGUES**

**TESE DE DOUTORADO EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E
RECURSOS HÍDRICOS**

**PUBLICAÇÃO: PTARH.TD - 12/11
BRASÍLIA/DF: DEZEMBRO – 2011**

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL

**METODOLOGIA PARA A CONSTRUÇÃO DE SÉRIES
TEMPORAIS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR
TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO.**

MORRIS SCHERER-WARREN

**TESE DE DOUTORADO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE
ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL DA FACULDADE DE
TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO
PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO
DO GRAU DE DOUTOR EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E
RECURSOS HÍDRICOS.**

APROVADA POR:

Prof. Néstor Aldo Campana, Dr. (ENC/FT/UnB)
(Orientador)

Prof. Carlos Henrique Ribeiro Lima, PhD. (ENC/FT/UnB)
(Examinador Interno)

Prof. Dirceu Silveira Reis Jr., PhD. (ENC/FT/UnB)
(Examinador Interno)

Antônio Heriberto de Castro Teixeira, PhD. (CPATSA/EMBRAPA)
(Examinador Externo)

Eduardo Sávio Passos Rodrigues Martins, PhD. (FUNCEME)
(Examinador Externo)

BRASÍLIA/DF, 12 DE DEZEMBRO DE 2011

FICHA CATALOGRÁFICA

SCHERER-WARREN, MORRIS

Metodologia para a Construção de Séries Temporais de Evapotranspiração por Técnicas de Sensoriamento Remoto [Distrito Federal] 2011.

xviii, 148p., 210 x 297 mm (ENC/FT/UnB, Doutor, Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, 2011).

Tese de Doutorado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia.

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.

1.Evapotranspiração

2.Sensoriamento Remoto

3.Termal

4.Escala

I. ENC/FT/UnB

II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

SCHERER-WARREN, M. (2011). Metodologia para a Construção de Séries Temporais de Evapotranspiração por Técnicas de Sensoriamento Remoto. Tese de Doutorado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Publicação PTARH.TD-12/11, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 148p.

CESSÃO DE DIREITOS

AUTOR: Morris Scherer-Warren.

TÍTULO: Metodologia para a Construção de Séries Temporais de Evapotranspiração por Técnicas de Sensoriamento Remoto.

GRAU: Doutor

ANO: 2011

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta tese de doutorado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte dessa tese de doutorado pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

Morris Scherer Warren
SQS 404, Bloco A, Apt.308, Asa Sul.
70.238-010 Brasília – DF – Brasil.

AGRADECIMENTOS

A Agência Nacional de Águas pela oportunidade de qualificação em nível de doutorado.

Ao Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, em especial aos professores, que souberam transmitir valiosos conhecimentos durante o curso das disciplinas.

Ao orientador Néstor Aldo Campana por aceitar me orientar na segunda parte da pesquisa e pela objetividade, clareza e apoio de sua orientação que permitiram concluir a presente tese em tempo hábil.

Ao orientador Lineu Neiva Rodrigues pela receptividade e apoio durante o curso de toda a pesquisa, bem como pela troca constante e criativa de idéias.

Ao Nabil Joseph Eid, primeiro orientador no PTARH/UNB, por ter aberto as portas para fazer o doutorado no PTARH/UNB.

A todos os Especialistas em Geoprocessamento da ANA (não irei citar todos...), Superintendentes de Gestão da Informação e Fiscalização, Sérgio Augusto Barbosa, Flávia Gomes de Barros e César Augusto Bertozzo Pimentel pelo apoio fundamental na parte final da tese.

Ao pessoal da GEPEP/ANA, aqui representado em nome da Neuza Oliveira, que fizeram o possível para me ajudar.

Ao Aldir Borelli pela disposição incondicional em me ajudar no árduo trabalho de levantamento e processamento da informação topográfica da Bacia do Buriti Vermelho.

Ao Wilfrid Schroeder, da agência de administração oceânica e atmosférica norte-americana – NOAA, pela disponibilização dos dados ASTER e pela disponibilidade de discutir inúmeras questões pela internet.

Ao professor Leonardo Peres, da UFRJ, pelo seu profundo conhecimento relativo ao sensoriamento remoto termal e paciência para discutir e aperfeiçoar alguns pontos da tese.

A Claudia de Macedo Soares pelo apoio logístico fundamental, sem o qual essa tese não teria sido concluída em 2011.

Aos meus pais, Robert John Warren e Ilse Scherer-Warren, pelo apoio psicológico, experiência e valores que me permitiram manter o prumo certo.

Aos meus irmãos, Denis e Francis, bem como todos os amigos, que foram fundamentais nos momentos de descontração.

A minha esposa Tatiana de Macedo Soares Rotolo, verdadeira companheira em todos os momentos da vida, me transmitindo força para seguir em frente e superar todas as adversidades.

Aos meus filhos, Tomás e Luísa Warren, que souberam aceitar minha ausência em muitos momentos e pelo amor que me deram força para chegar até o fim.

RESUMO

PROCEDIMENTO METODOLÓGICO PARA A CONSTRUÇÃO DE SÉRIES TEMPORAIS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Autor: Morris Scherer Warren

Orientador: Nestor Aldo Campana

Co-orientador: Lineu Neiva Rodrigues

Programa de Pós-graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos

Brasília, setembro de 2011

Para o adequado planejamento e gestão dos recursos hídricos se faz necessário compreender a dinâmica temporal e a distribuição espacial da evapotranspiração. A obtenção dessa informação para toda a bacia hidrográfica, entretanto, só é economicamente viável por meio de técnicas de sensoriamento remoto. Mas a disponibilidade de sensores orbitais necessários para o cálculo da evapotranspiração é limitada em relação a resolução espacial ou a frequência temporal de imageamento, representando limitações em inúmeras aplicações tais como a estimativa da evapotranspiração em talhões agrícolas, o monitoramento da estiagem agrônômica, o manejo de cultura agrícolas e a modelagem hidrológica. Na presente tese é desenvolvido um procedimento metodológico para a construção de séries temporais de evapotranspiração a partir de estimativas remotas do sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – MODIS. Por meio do desenvolvimento e aplicação de técnicas de processamento de imagens foi possível obter estimativas com média resolução espacial (250 e 500 metros) e alta frequência temporal (> 7 dias), melhorando significativamente a frequência amostral comparativamente as abordagens que utilizam exclusivamente sensores como o Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - ASTER e o Thematic Mapper - TM. Destaca-se ainda que o procedimento metodológico proposto foi desenvolvido considerando a eficiência operacional e a restrição da disponibilidade de dados coletados em campo para a calibração-validação do modelo que calcula a evapotranspiração.

Palavras-chave: evapotranspiração, sensoriamento remoto, termal, escala.

ABSTRACT

METHODOLOGICAL PROCEDURE FOR THE CONSTRUCTION OF EVAPOTRANSPIRATION TIME SERIES EMPLOYING REMOTE SENSING TECHNIQUES

Author: Morris Scherer Warren

Surpevisor: Nestor Aldo Campana

Co-Supervisor: Lineu Neiva Rodrigues

Programa de Pós-graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos

Brasília, Setember of 2011

For the proper management and planning of water use it is necessary to understand the spatial distribution and temporal dynamics of evapotranspiration. The only way to acquire this type of information for the whole basin extension is to employ remote sensing techniques. The current polar satellite constellation necessary for the calculation of evapotranspiration has limitations in relation to the spatial resolution or the frequency of image acquisition, representing limitations in local applications such as the estimation of evapotranspiration in agricultural plots, the monitoring of agronomic droughts, agricultural management and hydrological modeling. In the present thesis, a methodological procedure is developed for the construction of evapotranspiration time series using remote sensing acquired data from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – MODIS sensor. Applying digital image processing techniques, it was possible to retrieve evapotranspiration estimations with median spatial resolutions (250 and 500 meters) and high temporal frequency (> 7 days), thus significantly improving the sampling frequency in comparison with other procedures that use sensors exclusively, such as the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - ASTER and Thematic Mapper – TM. The proposed methodological procedure was developed considering the operational efficiency and the non-availability of in-situ collected data for calibration-validation of the model used to calculate evapotranspiration.

Key-words: evapotranspiration, remote sensing, thermal, scale.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 JUSTIFICATIVA	3
2 OBJETIVOS	6
2.1 OBJETIVO GERAL.....	6
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO: CONCEITOS E EQUAÇÕES	7
3.2 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR SENSORIAMENTO REMOTO	9
3.2.1 Algoritmos de sensoriamento remoto para o cálculo do fluxo de calor sensível	12
3.2.1.1 SEBAL	12
3.2.1.2 METRIC.....	13
3.2.1.3 TSEB.....	15
3.2.2 Validação da evapotranspiração real obtida por sensoriamento remoto.....	17
3.3 CONSTRUÇÃO DE SÉRIES DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL.....	18
3.3.1 A questão da escala nas estimativas de evapotranspiração	18
3.3.2 Procedimentos para a construção de séries temporais de evapotranspiração	19
3.3.2.1 Interpolação da fração da evapotranspiração de referência ou da fração evapotranspirativa	19
3.3.2.2 Razão entre mapas ponderados	21
3.3.2.3 Desagregação usando o conceito de modelo linear de mistura	22
3.3.2.4 Desagregação da banda termal	23
3.4 ALGORITMOS PARA A DESAGREGAÇÃO DA TEMPERATURA	24
3.5 PARÂMETROS-VARIÁVEIS AUXILIARES PARA DESAGREGAÇÃO DA TEMPERATURA	26
3.5.1 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)	26
3.5.2 Fração vegetada - FV	28
3.5.3 Índice de umidade por diferença normalizada NDWI.....	28
3.5.4 Transformação <i>Tasseled cap wetness</i> - TCW.....	28
3.6 DISPONIBILIDADE ATUAL DE SENSORES TERMAIS	29
3.7 OBTENÇÃO DA TEMPERATURA SUPERFICIAL EM SENSORES ORBITAIS.....	31
3.7.1 SENSOR MODIS	31
3.7.2 SENSOR ASTER	32
3.7.3 SENSOR TM	34
3.8 UTILIZAÇÃO DE ESTIMATIVA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR SENSORIAMENTO REMOTO EM MODELOS HIDROLÓGICOS.....	35
4 METODOLOGIA.....	41
4.1 ÁREA DE TRABALHO.....	41
4.2 MATERIAIS	42
4.2.1 Imagens de satélite	42
4.2.2 Dados meteorológicos.....	43
4.2.3 Softwares utilizados	43
4.3 VISÃO GERAL.....	43
4.4 DESAGREGAÇÃO DA BANDA TERMAL DO MODIS	46

4.4.1 Pré-processamento: TM (LANDSAT)	46
4.4.1.1 Reflectância da Superfície.....	46
4.4.1.1.1 Níveis digitais para radiância	46
4.4.1.1.2 Radiância para reflectância aparente	47
4.4.1.1.3 Reflectância aparente para reflectância de superfície.....	47
4.4.1.2 Temperatura superficial.....	47
4.4.2 Algoritmos de desagregação da banda termal	48
4.4.2.1 Modelo 1: “global”	49
4.4.2.2 Modelos 2 e 3: “janela fixa” e “janela móvel”	50
4.4.2.3 Modelo 4: “estocástico”	52
4.4.3 Análise dos procedimentos de desagregação	57
4.5 ESTIMATIVA DE VARIÁVEIS E PARÂMETROS BIO-FÍSICOS NECESSÁRIOS PARA SE CALCULAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO	57
4.5.1 Parâmetros e variáveis obtidos por sensoriamento remoto	57
4.5.1.1 Temperatura da superfície	58
4.5.1.2 Índice de Área Foliar – IAF	61
4.5.1.3 Emissividade em banda larga	61
4.5.1.4 Reflectância de Superfície.....	62
4.5.1.5 Albedo	64
4.5.2 Análise das estimativas de sensoriamento remoto	64
4.6 BALANÇO DE RADIAÇÃO E ENERGIA	65
4.6.2 Fluxo de calor no solo.....	68
4.6.3 Fluxo de calor sensível.....	68
4.6.3.1 Estimativa inicial da resistência aerodinâmica	69
4.6.3.2 Indexação do gradiente de temperatura.....	70
4.6.3.3 Correção da estabilidade atmosférica	71
4.6.3.4 Seleção automática do pixel quente e do pixel frio	73
4.6.4 Análise da desagregação das estimativas de evapotranspiração	75
4.7 PROCEDIMENTO DE AVALIAÇÃO DAS ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO	76
4.7.1 Análise das estimativas de evapotranspiração por meio de curvas K_c , K_{cb} e K_e	78
4.8 EXTRAPOLAÇÃO DAS ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO INSTANTÂNEAS	80
4.8.1 Estimativa da $ET_{ref}F$ em diferentes datas	81
4.8.2 Associação da $ET_{ref}F$ com dados de uma estação meteorológica de referência	82
4.8.3 Avaliação do procedimento de extrapolação temporal	83
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	84
5.1 MELHORAR A RESOLUÇÃO ESPACIAL DA BANDA TERMAL DO MODIS . 84	
5.1.1 Modelo global para a desagregação da banda termal do MODIS para 500 metros	84
5.1.2 Modelos “Global”, “Janela Fixa”, “Janela Móvel” e “Estocástico” para a desagregação da banda termal do MODIS para 240 metros	88
5.1.3 Seleção do modelo a ser utilizado nas etapas subsequentes do trabalho	96
5.2 ALTERAÇÕES DE ALGORITMOS DE SENSORIAMENTO REMOTO PARA ESTIMAR VARIÁVEIS E PARÂMETROS BIOFÍSICOS NECESSÁRIOS PARA SE CALCULAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO	97
5.2.1 Temperatura da superfície.....	97
5.2.2 Reflectância de superfície e albedo.....	105
5.3 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR MEIO DA APLICAÇÃO DA EQUAÇÃO DE BALANÇO DE ENERGIA	107
5.3.1 Estimativa do balanço de energia e da evapotranspiração instantânea (ASTER 90m)	107
5.3.1.1 Saldo de radiação (R_n).....	107
5.3.1.2 Fluxo de calor no solo (G).....	108
5.3.1.3 Fluxo de calor sensível (H)	109
5.3.1.4 Fluxo de calor latente (LE).....	112

5.3.2 Validação cruzada do balanço de energia e da evapotranspiração instantânea do sensor MODIS (~ 500m).....	112
5.3.2.1 Saldo de radiação	112
5.3.2.2 Fluxo de calor no solo	114
5.3.2.3 Fluxo de calor sensível.....	115
5.3.2.4 Fluxo de calor latente	115
5.4 PROCEDIMENTO DE AVALIAÇÃO DAS ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO	118
5.5 EXTRAPOLAÇÃO TEMPORAL	124
7 CONTRIBUIÇÕES DA PESQUISA	133
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	136
APÊNDICES	149
A ARTIGOS SUBMETIDOS A REVISTAS CIENTÍFICAS.....	150

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – definição de resoluções para a banda termal de sensores orbitais polares.....	4
Tabela 3.1 – Tabela síntese de diferentes algoritmos de desagregação da banda termal.	27
Tabela 3.2- Coeficientes <i>Tasseled Cap</i> para o sensor MODIS	29
Tabela 3.3 - Características das bandas termais disponíveis em sensores orbitais.....	31
Tabela 3.4 - Resumo dos trabalhos encontrados na bibliografia sobre assimilação de evapotranspiração real em modelos hidrológicos.	39
Tabela 4.1- Parâmetros de conversão de nível digital para radiância – LANDSAT-5 (modificado - Chandler e Markham, 2003).	47
Tabela 4.2- Índice de Área Foliar para diferentes usos da terra na Bacia do Rio Preto (DF) e entorno (modificado – Rodrigues et al., 2009; Pinheiro et al., 1998).	61
Tabela 4.3 – Parâmetros para a correção atmosférica dos bandas do MODIS.....	63
Tabela 4.4 – Referências para a validação cruzada dos parâmetros/variáveis estimadas pelo MODIS.....	65
Tabela 5.1- Ajuste e erro padrão do Modelo Global com diferentes P.V. auxiliares (480 metros).....	85
Tabela 5.2- Ajuste e erro padrão dos modelos de desagregação (240 metros).	89
Tabela 5.3 – Valores do balanço de energia do pixel frio e do pixel quente.....	109
Tabela 5.4 – Alteração dos valores de R_{ah} e dT a cada iteração do METRIC.....	110
Tabela 5.6 – Regressão entre ET_{refF} e NDVI, albedo e FT_s	125
Tabela 5.7 - determinação/dias passado desde 13/06 / ângulo zenital/erro médio.....	125
Tabela 5.8 – Comparação do erro médio sem e com a normalização da regressão.	126

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Sequência de processamento do METRIC.....	15
Figura 3.2 - Componentes de um modelo de simulação hidrológica.	35
Figura 4.1 – Mapa de localização da área de estudo. Confeccionado a partir do Mapa da divisão política do Brasil (IBGE, 2010).	41
Figura 4.2- Fluxograma da metodologia para a construção da série temporal de evapotranspiração.	45
Figura 4.3- Fluxograma de processamento do algoritmo global de desagregação da banda termal.	50
Figura 4.4- Modelos Global e Janela Fixa.....	51
Figura 4.5- Modelo Janela Móvel.....	52
Figura 4.6- Fluxograma de processamento do algoritmo estocástico para desagregação da banda termal.	54
Figura 4.7- Comparação entre bandas espectrais do MODIS e ASTER.	65
Figura 4.8- Cálculo do fluxo de calor sensível do METRIC.....	72
Figura 5.1- Área selecionada para aplicação dos modelos de desagregação da temperatura.	84
Figura 5.2- Superfície de temperatura (K) observada e estimada usando o algoritmo global com os P.V.s auxiliares NDVI, NDWI e TCW (480 metros).	86
Figura 5.3- Gráfico de dispersão entre a temperatura observada (eixo vertical em Kelvin) e estimada com diferentes parâmetros (eixo horizontal em Kelvin) - 480 m.	87
Figura 5.4- Dispersão entre resíduos da regressão e P.V. auxiliares: NDWI (a), NDVI (b) e TCW (c).	88
Figura 5.5- Gráfico de dispersão entre a temperatura observada (eixo vertical em Kelvin) e estimada com diferentes modelos (eixo horizontal em Kelvin) - 240 m.	90
Figura 5.6- Superfícies de temperatura observada (A) e estimadas (B a H): 240 metros.	91
Figura 5.7- Superfícies de erro da temperatura conforme modelo de desagregação adotado: 240 m.	92
Figura 5.8- Histograma de erros das estimativas de temperatura da superfície (240 metros).....	93
Figura 5.9- Forma triangular típica da gráfico NDVI x temperatura superficial (Lambin e Ehrlich, 1996).....	94
Figura 5.10- NDVI x temperatura superficial da Bacia do Rio Preto.	94
Figura 5.11- NDVI x temperatura superficial do modelo Janela Móvel.	95
Figura 5.12- NDVI x temperatura superficial do modelo estocástico.....	96
Figura 5.13- Regressão entre os produtos AST08 e MOD11A1 (GRID): 1 km.	97
Figura 5.14- Geometria das imagens MODIS: (a) GRID x (b) SWATH.....	98
Figura 5.15- Dimensão da observação em função do ângulo zenital (modificado de Wolfe et al., 1998).	99
Figura 5.16- Função de espalhamento pontual (PSF) do MODIS (Wolfe et al., 1998).....	99
Figura 5.17- Composição de diferentes resoluções espaciais do sensor MODIS	100
Figura 5.18- Pixel 1km x 500m na área de estudo (SWATH).	101
Figura 5.19- Regressão entre os produtos AST08 e MOD11-L2 (SWATH): 1 km.....	102
Figura 5.20- Correlação AST08 x MOD11A1 (SWATH): 500 m (desagregado).	103

Figura 5.21- Emissividade comparada com o NDVI (a) e com a TCW (b).....	104
Figura 5.22- Correlação AST08 x MOD11A1 (SWATH): 500 m (desagregado e emissividade ajustada).....	104
Figura 5.23- Comparação da reflectância na faixa do vermelho entre o.....	105
Figura 5.24- Comparação do albedo entre o MODIS e o ASTER (500 metros).....	106
Figura 5.25- Histogramas de albedo do MODIS e do ASTER (500m).....	106
Figura 5.26- Saldo de radiação da área selecionada a leste do Distrito Federal (sensor ASTER).....	108
Figura 5.27- Fluxo de calor no solo da área selecionada a leste do Distrito Federal (sensor ASTER).....	109
Figura 5.28- Coeficiente angular (magenta) e intercepto (azul) a cada iteração do METRIC.	111
Figura 5.29- Fluxo de calor sensível da área selecionada a leste do Distrito Federal (sensor ASTER).....	111
Figura 5.30- Fluxo de calor latente da área selecionada a leste do Distrito Federal (sensor ASTER).....	112
Figura 5.31- Comparação da radiação emitida em ondas longas entre o MODIS e o ASTER (500 metros).	113
Figura 5.32- Comparação do saldo de radiação entre o MODIS e o ASTER (500 m).....	114
Figura 5.33- Comparação do fluxo de calor no solo entre o MODIS e o ASTER	114
Figura 5.34- Comparação do fluxo de calor sensível entre o MODIS e o ASTER.....	115
Figura 5.35- Comparação do fluxo de calor latente entre o MODIS e o ASTER.....	116
Figura 5.36- Homogeneidade intra-pixel do fluxo de calor latente calculada pelo sensor MODIS.	117
Figura 5.37- Comparação do fluxo de calor latente entre o MODIS e o ASTER em pixel homogêneos (500 metros).	117
Figura 5.38 - Identificação de um pivô de irrigação em uma imagem de temperatura com 500 metros de resolução espacial.	119
Figura 5.39 – Coeficiente de cultivo do feijão em cinco pivôs de irrigação selecionados na Bacia do Rio Preto – DF.....	120
Figura 5.40 – Coeficiente basal do feijão em cinco pivôs de irrigação.....	121
Figura 5.41 – Coeficientes basal (a) e de evaporação (b) para a cultura do feijão em cinco pivôs de irrigação selecionados na Bacia do Rio Preto – DF.	122
Figura 5.42 – Valores do coeficiente do feijão obtidos das imagens MODIS e da FAO-56.....	123
Figura 5.43- Comparação da ETrefF obtida do balanço de energia e da regressão linear normalizada em todas as imagens analisadas.....	127
Figura 5.44 – Coeficiente de cultura do feijão obtido por regressão linear.....	128
Figura 5.45 – Curvas do coeficiente de cultura do feijão obtida remotamente por balanço de energia e regressão linear	129
Figura 5.46 – Estimativa sazonal (13/06/2005 a 17/09/2005) da evapotranspiração em pivôs de irrigação selecionados na Bacia do Rio Preto – DF.....	130

LISTA DE ABREVIACÕES

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
DISTRAD	DISaggregation procedure for RADiometric surface temperature
EUA	Estados Unidos da América
ET0	Evapotranspiração de referência
ETa	Evapotranspiração real
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
ETp	Evapotranspiração potencial
GLUE	Generalized Likelihood Uncertainty Estimation
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
FV	Fração Vegetada
IAF	Índice de Área Foliar
LANDSAT	Land Remote Sensing Satellite
MDE	Modelo Digital de Elevação
METRIC	Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration
MIKE-SHE	Pacote de modelos da DHI (MIKE) Hydrological System European
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	Meteosat Second Generation
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NDWI	Normalized Difference Water Index
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration

PIXEL	Picture Element
PSF	Point Spread Function
P.V.	Parâmetros - Variáveis
PWI	Plant Water Index
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
SEBI	Surface Energy Balance Index
SEBS	Surface Energy Balance System
SEVERI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
TCW	Tasseled Cap Wetness
TM	Thematic Mapper
TSEB	Two-Source Energy Balance
T-SHARP	Thermal image SHARPening algorithm

LISTA DE SÍMBOLOS

$B_{\lambda}(Ts)$	Radiância de um corpo negro a determinada temperatura ($Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$)
C_p	Calor específico do ar ($MJ\ kg^{-1}\ ^{\circ}C^{-1}$ ou $J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)
d^2	Distância Sol-Terra (UA)
dT	Gradiente de temperatura (K)
dT_{frio}	Gradiente de temperatura no pixel frio (K)
dT_{quente}	Gradiente de temperatura no pixel quente (K)
e_a	Pressão de vapor atual (kPa)
e_s	Pressão de vapor em saturação (kPa)
E	Evaporação da água no solo (comprimento tempo ⁻¹)
E_{SUN}	Irradiância solar ($W\ m^{-2}\ \mu c^{-1}$)
ET_a	Evapotranspiração real (comprimento tempo ⁻¹)
ET_c	Evapotranspiração da cultura (comprimento tempo ⁻¹)
$ET_{periodo}$	Valor de evapotranspiração integrada temporalmente (comprimento tempo ⁻¹)
ET_{ref}	Evapotranspiração de referência (comprimento tempo ⁻¹)
$ET_{ref}F$	Fração da evapotranspiração de referência (adimensional)
FV	Fração vegetada do pixel (adimensional)
f	Fração verde do índice de área foliar (adimensional)
g	Aceleração da gravidade ($9,81\ m\ s^{-2}$)
G	Fluxo de calor no solo ($W\ m^{-2}$)
G_{sc}	Constante solar ($1367\ W\ m^{-2}$)
H	Fluxo de calor sensível ($W\ m^{-2}$)
H_c	Fluxo de calor sensível do dossel ($W\ m^{-2}$)
H_s	Fluxo de calor sensível do solo ($W\ m^{-2}$)
k	Constante de Von Karman (0,41)
K_1	Constante 1 de Planck para o sensor TM ($607,8\ Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$)
K_2	Constante 2 de Planck para o sensor TM ($1261\ Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$)
K_c	Coefficiente da cultura (adimensional)
K_{cb}	Coefficiente basal (adimensional)
K_e	Coefficiente de evaporação (adimensional)
K_s	Coefficiente de estresse hídrico (adimensional)
\tilde{L}_i	Radiância de superfície para as bandas do ASTER ($Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$)
L_i	Radiância aparente para as bandas do LANDSAT ($Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$)
$L_{i,cor}$	Radiância de superfície para as bandas do LANDSAT ($Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$)
L_{MAX}	Radiância máxima do LANDSAT ($Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$)
L_{MIN}	Radiância mínima do LANDSAT ($Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$)
$L_{sup\lambda}$	Radiância de superfície original do produto MOD11 ($Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$)
LE	Fluxo de calor latente ($W\ m^{-2}$)
LE_c	Fluxo de calor latente do dossel ($W\ m^{-2}$)
LE_s	Fluxo de calor latente do solo ($W\ m^{-2}$)
Q_{cal}	Nível digital (Byte)
Q_{cal_max}	Nível digital máximo (Byte)
R	Coefficiente de correlação (adimensional)
R^2	Coefficiente de determinação (adimensional)
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao fluxo de calor sensível ($s\ m^{-1}$)
R_n	Saldo de radiação ($W\ m^{-2}$)

$R_{n:solo}$	Saldo de radiação do solo ($W m^{-2}$)
$R_{n:c}$	Saldo de radiação do dossel ($W m^{-2}$)
r_s	Resistência superficial ($s m^{-1}$)
r_{solo}	Resistência ao fluxo de calor imediatamente acima do solo ($s m^{-1}$)
$R_{S\downarrow}$	Radiação incidente de ondas curtas ($W m^{-2}$)
$R_{L\downarrow}$	Radiação incidente de ondas longas ($W m^{-2}$)
$R_{L\uparrow}$	Radiação emitida em ondas longas ($W m^{-2}$)
T	Transpiração vegetal ($mm tempo^{-1}$)
T_a	Temperatura do ar ($^{\circ}C$ ou K)
T_C	Temperatura do dossel (K)
T_{frio}	Temperatura superficial no pixel frio (K)
T_{quente}	Temperatura superficial no pixel quente (K)
T_R	Temperatura radiométrica (K)
T_s	Temperatura Superficial (K)
T_{solo}	Temperatura do solo (K)
T_{31}	Temperatura de brilho da banda 31 do MODIS (K)
T_{32}	Temperatura de brilho da banda 32 do MODIS (K)
T_s^0	Estimativa inicial de temperatura do algoritmo TES (K)
u_2	Velocidade do vento em 2 m ($m s^{-1}$)
u_{200}	Velocidade do vento em 200 m ($m s^{-1}$)
u_w	Velocidade do vento medida na estação meteorológica ($m s^{-1}$)
u^*	Velocidade de atrito ($m s^{-1}$)
Z_{om}	Coefficiente de rugosidade para o transporte de momentum (m)
α	Albedo (adimensional)
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67*10^{-8}Wm^{-2}K^{-4}$)
W	Coluna de água na atmosfera (mm)
α_{PT}	Parâmetro de Priestley-Taylor (adimensional)
β_{Δ}	Diferença entre a emissividade máxima e mínima das bandas do ASTER (adimensional)
β_i	Emissividade relativa das bandas do ASTER (adimensional)
Δ	Declividade da curva da pressão de vapor ($kPa ^{\circ}C^{-1}$)
$\Delta\epsilon$	Diferença de emissividade entre as bandas 31 e 32 do MODIS (adimensional)
ΔR_n	Diferença entre o Saldo de radiação da superfície e o Saldo de radiação do solo ($W m^{-2}$)
ϵ_0	Emissividade na faixa de 8 a 14 μm - banda larga (adimensional)
ϵ	Emissividade média das bandas 31 e 32 do MODIS (adimensional)
ϵ_a	Emissividade da atmosfera (adimensional)
ϵ_{31}	Emissividade da banda 31 do MODIS (adimensional)
ϵ_{32}	Emissividade da banda 32 do MODIS (adimensional)
ϵ_i	Emissividade das bandas do ASTER (adimensional)
ϵ_{λ}	Emissividade média das bandas 31 e 32 do MODIS (adimensional)
-	Emissividade média das bandas do ASTER (adimensional)
ϵ	
ϵ_{NB}	Emissividade medida pelo sensor- banda curta (adimensional)
$\epsilon_{new\lambda}$	Emissividade nova a ser utilizada no produto MOD11 (adimensional)

ρ	Reflectância (adimensional)
ρ_{ar}	Densidade média do ar à pressão constante (kg m^{-3})
ρ_{nir}	Reflectância do infravermelho próximo (adimensional)
ρ_{red}	Reflectância do Vermelho (adimensional)
ρ_w	Densidade da água ($\sim 1.000 \text{kg m}^{-3}$)
τ	Transmitância da atmosfera (adimensional)
λ	Calor latente de evaporação (J kg^{-1})
γ	Constante psicométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

1 INTRODUÇÃO

O desenvolvimento da ciência hidrológica tem propiciado à construção de modelos que representam espacialmente o ciclo hidrológico terrestre. Muitos destes modelos são capazes de simular deterministicamente a influência do uso da terra sobre a disponibilidade hídrica, sendo a parametrização da evapotranspiração real uma das maneiras de estudar essa influência (Raghunat et al., 1998; Panday e Huyakorn, 2004; DHI, 2008; Reichle, 2008).

Estes modelos, entretanto, apresentam um crescente nível de incerteza ligada à parametrização dos processos hidrológicos terrestres, como a evapotranspiração e a redistribuição de água no solo. Inúmeras técnicas têm sido desenvolvidas para entender, quantificar e reduzir a incerteza em modelos hidrológicos utilizando observações hidrológicas distribuídas espacialmente (Madsen, 2003; Vieux, 2004; Beven e Biley, 1992; Walker e Houser, 2005; Vrugt et al., 2004; Gourley e Vieux, 2006). A utilização de sensoriamento remoto representa uma alternativa interessante para a obtenção do padrão espacial de variáveis hidrológicas (Grayson e Blöschl, 2000), sendo que o sensoriamento remoto é, em muitos casos, a única alternativa existente para a obtenção direta de estimativas distribuídas, como a evapotranspiração real.

A vantagem de utilizar o sensoriamento remoto para obter a evapotranspiração, em detrimento de outras perspectivas como as baseadas na equação de Penman-Monteith, é que sua estimativa pode ser obtida exclusivamente por meio da equação de balanço de energia, não sendo necessário se conhecer dados acerca da cobertura vegetal (ex. coeficiente da cultura ou resistência aerodinâmica) e do teor de água no solo (ex. coeficiente de estresse hídrico ou resistência superficial); já que a evapotranspiração real sofre diminuição em relação à situação potencial em função da disponibilidade hídrica no solo.

Em diferentes aplicações, como a modelagem hidrológica e o manejo agrícola, é desejável o uso de estimativas de evapotranspiração com alta frequência temporal e resolução espacial suficientemente para se estabelecer uma relação biunívoca entre a medida de evapotranspiração obtida da imagem de satélite e um determinado polígono de uso da terra (ex. pivô de irrigação). A alta frequência temporal é necessária para se

capturar a dinâmica da evapotranspiração ao longo do tempo, já que essa sofre alteração em função da quantidade de água precipitada ou aplicada por irrigação sobre o solo.

Na atual geração de satélites, entretanto, as opções de sensores termais necessários para o cálculo da evapotranspiração real são restritas em relação à frequência de imageamento e a resolução espacial, representando limitações em aplicações de escala local, tais como manejo agrícola e modelagem hidrológica. As opções atuais são de sensores termais de média resolução espacial e baixa resolução temporal (ETM, ASTER); ou sensores termais de baixa resolução espacial e alta resolução temporal (MODIS, AVHRR).

Para contornar este problema, inúmeras técnicas têm sido propostas para a construção de séries temporais de evapotranspiração a partir do uso de satélites (Chemin e Alexandridis, 2004; Kustas et al., 2003; Vazifedoust, 2007; Allen et al., 2007a). Em geral, se pode agrupar essas técnicas em dois grupos: 1) técnicas de interpolação temporal das estimativas de evapotranspiração feitas a partir de sensores termais de média resolução espacial e baixa frequência temporal; 2) técnicas de desagregação espacial das estimativas de evapotranspiração feitas a partir de sensores termais de baixa resolução espacial e alta frequência temporal.

O primeiro grupo apresenta limitações em função da intermitência de eventos de precipitação e irrigação no período de aquisição de duas imagens termais de alta resolução espacial (≥ 16 dias), no qual o padrão espaço-temporal da precipitação/irrigação altera a evapotranspiração em intervalo bastante inferior a 16 dias. Já no segundo grupo, a obtenção da evapotranspiração em baixa resolução espacial ocasiona erro, pois a agregação da evapotranspiração em diferentes escalas espaciais não é linear.

Além das resoluções espacial e temporal, se deve considerar os aspectos operacionais no procedimento de construção da série temporal de evapotranspiração e sua validação, particularmente a complexidade de processamento e a necessidade de levantamento de informação in-situ. No Brasil, em geral, há uma enorme escassez de estações meteorológicas e experimentos micro-meteorológicos que potencialmente poderiam ser utilizados para calibrar e validar as estimativas remotas de evapotranspiração.

Desta forma, a presente tese tem como objetivo desenvolver e testar procedimento para a construção de séries temporais de evapotranspiração em média resolução espacial e alta frequência temporal usando o sensor MODIS. Dos sensores orbitais atualmente disponíveis, o MODIS se apresenta como uma boa alternativa devido à alta frequência temporal de imageamento (potencialmente duas imagens por dia) e a presença de duas bandas termais com 1 km de resolução espacial que, por meio do emprego de técnicas de processamento de imagens, poderá ser melhorada para as resoluções de 500 e 250 metros. Outro fator importante na seleção do MODIS é que diferentes produtos de sensoriamento remoto são processados e distribuídos gratuitamente através de uma ferramenta baseada na web chamada *Warehouse Inventory Search Tool* (WIST).

1.1 JUSTIFICATIVA

A água na superfície terrestre passa por dois pontos de partição (Falkenmark e Rockström, 2005). No primeiro ponto de partição, a água é dividida entre o escoamento superficial e a infiltração. No segundo ponto de partição, a água presente no solo é dividida entre a evaporação direta da água no solo, a transpiração das plantas e a recarga do aquífero.

A média global de precipitação anual sobre os continentes é de 113.500 km³, desses cerca de 80.000 km³ infiltram e viram água armazenada no solo (L'vovich 1979, apud Falkenmark e Rockström, 2005). A água no solo é então dividida no segundo ponto de partição, resultando em um montante de 7.500 km³ de água para a recarga de aquíferos. Essa é a quantidade de água que, a jusante, irá retornar aos rios em forma de escoamento de base ou que permanecerá confinada por um período maior de tempo. O restante, ou 72.500 km³ de água, retorna para a atmosfera pela transpiração das plantas (35.000 – 40.000 km³) ou pela evaporação da água no solo (35.000-40.000 km³). O percentual de água evapotranspirada, em relação ao total precipitado, varia consideravelmente nos diferentes biomas (Falkenmark e Rockström, 2005). Em florestas tropicais úmidas, florestas temperadas e savana semi-áridas, os percentuais são respectivamente 50%, 63% e 83%.

Dessa forma, a evapotranspiração é a maior componente do ciclo hidrológico na sua fase terrestre (em contato com a superfície), sendo necessário compreender sua dinâmica temporal e distribuição espacial. Mas os atuais procedimentos metodológicos

para a construção de séries temporais de evapotranspiração obtidas remotamente, com média resolução espacial e alta resolução temporal¹, conforme definido na tabela 1.1, apresentam limitações. Ao mesmo tempo se deve desenvolver um procedimento metodológico compatível com a realidade brasileira, ou seja, restrita em relação aos dados coletados em campo e que seja eficiente em termos operacionais.

Tabela 1.1 – definição de resoluções para a banda termal de sensores orbitais polares.

Resoluções	Espacial (metros)	Temporal (dias)
baixa	> 1000	> 16
média	60 - 500	8 - 15
alta	inexistente	1 - 7

Estimativas de evapotranspiração com essas características são particularmente importantes em aplicações como a modelagem hidrológica, o manejo agrícola e o monitoramento da estiagem agrônômica. Em relação à gestão de recursos hídricos, conforme preconizado pelos instrumentos da Lei 9433 (Brasil, 1997), a utilização de uma série temporal de evapotranspiração pode atender as seguintes demandas:

- Monitoramento de estiagem, notadamente a estiagem agrônômica no qual a escassez de água no solo afeta a produtividade primária das plantas, sendo um estágio prévio da estiagem hidrológica, com impactos sobre as vazões dos rios e níveis dos reservatórios.
- Estimativa de uso consuntivo em áreas agrícolas e produtividade do uso da água, possibilitando o cotejo com outorgas de recursos hídricos.
- Informação sobre os usos da água em bacias hidrográficas, produtividade do uso da água, separação entre usos produtivos e não produtivos, visando o uso mais racional de recursos hídricos e planos de bacia.

¹ A definição relativa às resoluções espaciais e temporais é arbitrária, não havendo consenso em relação aos limites entre as classes baixa, média e alta. A definição de resolução apresentada é baseada na disponibilidade atual de sensores termais em satélites orbitais polares, ou seja, não é considerada nesta classificação os satélites geo-estacionários, nem são consideradas as bandas refletidas do visível até o infravermelho médio.

- Balanço hídrico de bacias hidrográficas, incluindo estimativas espacializadas e recentes dos componentes hidrológicos, definição de áreas de recarga e associação do balanço hídrico com aspectos superficiais da bacia hidrográfica, tais como uso do solo.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral da presente tese é desenvolver e testar metodologia para a construção de séries temporais de evapotranspiração real estimadas por sensoriamento remoto em média resolução espacial e alta frequência temporal.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- I. Desenvolver e testar procedimentos para melhorar a resolução espacial da banda termal de sensores de baixa resolução espacial.
- II. Selecionar e, quando necessário, propor alterações dos algoritmos de sensoriamento remoto para estimar variáveis e parâmetros bio-físicos usados no cálculo da evapotranspiração.
- III. Estimar a evapotranspiração real por técnicas de sensoriamento remoto utilizando a equação de balanço de energia.
- IV. Propor e testar procedimento de avaliação das estimativas de evapotranspiração que não dependa de informação micro-meteorológica coletada em campo.
- V. Apresentar proposta para a integração temporal das estimativas instantâneas de evapotranspiração visando à construção da série temporal de evapotranspiração que seja operacionalmente eficiente.

Destaca-se que os objetivos específicos não são independentes, ou seja, a execução de cada etapa do trabalho depende dos resultados obtidos nas etapas anteriores. A execução sequencial dos cinco objetivos específicos resultará na construção da série temporal de evapotranspiração.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO: CONCEITOS E EQUAÇÕES

A evaporação do solo e a transpiração das plantas ocorrem de forma simultânea sobre a superfície terrestre, não havendo uma maneira fácil de estimá-las separadamente (Allen et al., 1998). O termo evapotranspiração abrange todos os processos no qual a água líquida e/ou sólida é transformada em vapor de água na superfície terrestre, incluindo a evaporação da água no dossel das plantas, corpos d'água e solos, sublimação do gelo/neve e a transpiração das plantas (Dingman, 2002).

A equação de Penman-Monteith é utilizada para calcular a evapotranspiração de superfícies vegetadas e não vegetadas (equação 3.1), sendo obtida pela combinação dos métodos de balanço de energia e transferência de massa (Allen et al., 1998). Na equação de Penman-Monteith são consideradas duas resistências: aerodinâmica e superficial. A resistência superficial representa a resistência do fluxo de vapor entre a superfície e a atmosfera, sofrendo influência da abertura estomatal, do índice de área foliar, do tipo de solo e seu teor de água. A resistência aerodinâmica descreve a resistência da vegetação ao deslocamento do vento.

$$LE = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_{ar} c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_{ah}}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_{ah}}\right)} \quad (\text{Eq.3.1})$$

em que LE = fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), R_n = saldo de radiação ($W m^{-2}$), G = fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$), Δ = declividade da curva de pressão de vapor ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$), γ = constante psicométrica ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$), r_s = resistência superficial ($s m^{-1}$), r_{ah} = resistência aerodinâmica ($s m^{-1}$), e_s = pressão de vapor em saturação (kPa), e_a = pressão de vapor atual (kPa), c_p = calor específico do ar ($MJ kg^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$) e ρ_{ar} = densidade média do ar à pressão constante ($kg m^{-3}$).

Para criar uma superfície de referência para a utilização da equação de Penman-Monteith, Allen et al. (1998) desenvolveram a equação FAO Penman-Monteith (equação 3.2). Essa equação é válida para uma superfície hipotética de grama, com

altura fixa de 0,12 metro, resistência superficial de 70 s m^{-1} e albedo de 0,23. Essa resistência superficial equivale à situação potencial, no qual não há limitação de água para a grama. A equação FAO Penman-Monteith, quando aplicada em uma superfície com estas características (estação meteorológica), resulta na evapotranspiração de referência – ET_{ref} .

$$ET_{\text{ref}} = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_a + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + (1 + 0,34u_2)} \quad (\text{Eq.3.2})$$

em que ET_{ref} = evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}), T_a = temperatura média diária do ar à 2 m ($^{\circ}\text{C}$), u_2 = velocidade do vento em 2 m (m s^{-1}).

Mas existem diferenças entre os valores de evapotranspiração da grama e de outras coberturas (ex. cultura agrícola) sob as mesmas condições potenciais (sem limitação de água, ausência de doenças, pragas e salinização). Essas diferenças estão relacionadas às seguintes características (Allen et al., 1998):

- Altura da planta. A altura da planta influencia a resistência aerodinâmica e a transferência turbulenta do vapor d'água entre a planta e a atmosfera.
- Albedo (reflectância) do conjunto planta-superfície do solo. O albedo é afetado pela fração do solo coberta pela vegetação e pela umidade superficial do solo. O albedo afeta o saldo de radiação da superfície, R_n , que é a fonte primária de troca de energia para o processo de evapotranspiração.
- Resistência do dossel. A resistência da planta para a transferência de vapor é afetada pelo índice de área foliar (número de estômatos), senescência, condição das folhas e o grau de controle estomatal. A resistência do dossel afeta a resistência superficial.
- Evaporação do solo, especialmente solo exposto.

Essas diferentes características entre a grama de referência e a cultura de interesse podem ser agrupadas em um único coeficiente, denominado de coeficiente da cultura

(K_c). O K_c , por sua vez, pode ser multiplicado pela evapotranspiração de referência para se obter a evapotranspiração potencial (mm dia^{-1}) da cultura de interesse (equação 3.3).

$$ET_c = ET_{ref} K_c \quad (\text{Eq.3.3})$$

Mas, sob condições não ideais (ex. limitação de água), a evapotranspiração potencial cai abaixo dos limites superiores definidos pela equação 3.3. Nesse caso, a evapotranspiração real (mm dia^{-1}) pode ser obtida pela multiplicação da equação 3.3 por um coeficiente de estresse hídrico (K_s):

$$ET_a = ET_{ref} K_c K_s \quad (\text{Eq.3.4})$$

O K_s varia entre os valores de “1” e “0”, representando à condição de solo saturado (sem estresse hídrico) e o ponto de murcha (maior estresse hídrico), ou seja, o teor de água no qual a planta não consegue extrair mais água do solo.

De forma complementar, o coeficiente da cultura (K_c) pode ser desmembrado nos coeficientes basal (K_{cb}) e evaporação (K_e):

$$K_c = K_{cb} + K_e \quad (\text{Eq.3.5})$$

O coeficiente basal (K_{cb}) é definido pela razão entre a transpiração da cultura e a evapotranspiração de referência (T/ET_{ref}) quando a superfície do solo está seca e a transpiração ocorre a uma taxa potencial, ou seja, a água não é limitada na zona radicular. O coeficiente de evaporação (K_e) representa o componente da evapotranspiração na superfície do solo. Quando a superfície do solo está úmida, logo após um evento de precipitação ou irrigação, K_e é máximo. Ao contrário, quando a superfície do solo está seca K_e possui valor muito pequeno ou nulo.

3.2 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR SENSORIAMENTO REMOTO

O ponto focal para as estimativas de evapotranspiração real utilizando modelos hidrológicos é a consideração do balanço hídrico no solo, pois o estresse hídrico

provoca valores de evapotranspiração abaixo das taxas potenciais. Em sensoriamento remoto, diferentes estratégias podem ser utilizadas, incluindo métodos empíricos até físicos (Gowda et al., 2008; Kalman et al., 2008). Os métodos físicos são baseados no balanço de energia (Bastiaanssen et al., 1998a; Su, 2002; Allen et al., 2007a), com possibilidade de separação entre a evaporação e a transpiração (Norman et al., 1995).

O fluxo de calor latente é obtido pela equação de balanço de energia uma vez conhecidos o fluxo de calor sensível, o fluxo de calor no solo e o saldo de radiação:

$$LE = R_n - G - H \quad (\text{Eq.3.6})$$

em que LE = fluxo de calor latente (W m^{-2}); R_n = saldo de radiação (W m^{-2}); G = fluxo de calor no solo (W m^{-2}); H = fluxo de calor sensível (W m^{-2}).

Os algoritmos TSEB - *Two-Source Energy Balance* (Norman et al., 1995), SEBAL - *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (Bastiaanssen et al., 1998a e 1998b), METRIC - *Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration* (Allen et al., 2007a e 2007b) e SEBS - *Surface Energy Balance System* (Su, 2002) utilizam o balanço de energia para obtenção da evapotranspiração real por sensoriamento remoto, no qual o fluxo de calor latente é a única variável não estimada, mas pode ser obtida pela aplicação da equação de balanço de energia.

O saldo de radiação na superfície (W m^{-2}), que representa a energia radiante disponível para os processos biofísicos (Campbell e Norman, 1998), é calculada pela diferença entre os fluxos radiantes refletidos ou emitidos pela superfície e os fluxos radiantes incidentes na mesma superfície:

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (\text{Eq.3.7})$$

em que $R_{S\downarrow}$ = radiação em ondas curtas incidente (W m^{-2}); α = albedo (adimensional); $R_{L\downarrow}$ = radiação em ondas longas incidente (W m^{-2}); $R_{L\uparrow}$ = radiação emitida em ondas longas; ε_0 = emissividade da superfície (adimensional).

Em geral, os algoritmos para obtenção da evapotranspiração apresentam pequenas variações no cálculo do saldo de radiação. As radiações incidentes de ondas curtas e longas podem ser obtidas por simples esquemas de parametrização, considerando as condições posicionais e topográficas, como dia do ano, hora do dia, latitude, longitude, aspecto e declividade do terreno, etc (Allen et al., 2007a); ou estimadas por satélites com auxílio de modelos de transferência radiativa (Wang e Liang, 2009); ou medidas diretamente no terreno (Su, 2002).

O albedo, a emissividade e a radiação emitida de ondas longas são obtidos por meio de técnicas de sensoriamento remoto. O albedo é geralmente obtido por meio da combinação linear da reflectância bi-direcional de diferentes bandas espectrais situadas entre o visível e o infravermelho próximo (Tasumi et al., 2008; Wubet, 2003). A emissividade da superfície pode ser estimada por meio de equações empíricas utilizando índices de vegetação (Bastiaanssen et al., 1998a; Sobrino et al., 2001; Allen et al., 2007a), ou associadas com mapas de uso da terra (Snyder et al., 1998), ou estimadas de forma iterativa por meio de múltiplas bandas termais (Gillespie et al., 1998). A radiação emitida em ondas longas é calculada usando a equação de Stefan-Boltzmann.

O fluxo de calor do solo depende da condutividade termal e do gradiente vertical de temperatura do solo, representando normalmente cerca de 5 a 20% do saldo de radiação (Kalma et al., 2008). Como não é possível a medida remota do fluxo de calor no solo, a fração G/R_n pode ser assumida como uma constante ou calculada empiricamente através de um índice de vegetação, da temperatura da superfície e do albedo da superfície. Na formulação de Bastiaanssen et al. (1998a), a fração G/R_n aumenta com o albedo (inversamente correlacionado com a umidade do solo) e diminui em sentido oposto à cobertura vegetal, representando a atenuação da radiação eletromagnética através do dossel das plantas.

Já as estimativas do fluxo de calor sensível são de difícil obtenção, sendo a utilização da temperatura radiométrica em detrimento da temperatura aerodinâmica, a correção atmosférica da banda termal e a emissividade da superfície as principais fontes de incerteza (Gowda et al., 2008). A temperatura radiométrica é derivada do balanço de radiação de uma superfície, representando a estimativa de temperatura superficial

baseada na radiação de ondas longas capturada por um sensor termal de um satélite (Norman e Becker, 1995).

3.2.1 Algoritmos de sensoriamento remoto para o cálculo do fluxo de calor sensível

A maior diferença entre os algoritmos para estimar a evapotranspiração real está no cálculo do fluxo de calor sensível (H). A seguir será descrito o procedimento para calcular H dos modelos SEBAL, METRIC e TSEB.

3.2.1.1 SEBAL

No modelo SEBAL (Bastiaanssen et al.,1998a), o fluxo de calor sensível é calculado por meio de uma função aerodinâmica:

$$H = \rho_{ar} C_p \frac{dT}{r_{ah}} \quad (\text{Eq.3.8})$$

em que ρ_{ar} = densidade do ar (kg m^{-3}); C_p = calor específico do ar em pressão constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) e r_{ah} = resistência aerodinâmica ao fluxo de calor sensível (s m^{-1}), dT = gradiente de temperatura próximo a superfície (K), de forma aproximada, dT corresponde a diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera adjacente, promovendo o fluxo de calor sensível.

O gradiente de temperatura próximo a superfície (dT) é obtido por meio de uma indexação linear com a temperatura superficial (T_s):

$$dT = a + bT_s \quad (\text{Eq.3.9})$$

Os coeficientes “a” e “b” são obtidos para cada imagem tomando-se como base dois pixels em situações extremas em termos da partição de energia, no qual dT pode ser estimado: “pixel frio” e “pixel quente”.

O “pixel frio” é geralmente selecionado em uma superfície líquida, no qual se assume que o fluxo de calor sensível pode ser nulo ($H = 0$ e $dT = 0$) e, portanto, toda a energia disponível ($R_n - G$) seria utilizada no processo evaporativo. Já o “pixel quente” é selecionado em uma superfície na qual não ocorreria evaporação ($H = R_n - G$). Neste caso, dT pode ser obtido invertendo a equação 3.8. A partir de uma indexação linear ligando o “pixel frio” e o “pixel quente” (equação 3.9), se pode estimar o gradiente de temperatura em todos os pixels da imagem.

O cálculo de H ocorre de forma iterativa, no qual a cada iteração os valores da resistência aerodinâmica (r_{ah}), do gradiente de temperatura (dT), da velocidade de atrito (u_*) são atualizados usando a formulação de Monin-Obukhov para considerar as condições de instabilidade atmosférica (ver seção 4.6.3 para maiores detalhes).

3.2.1.2 METRIC

No modelo METRIC, o cálculo do fluxo de calor sensível é realizado de forma semelhante ao SEBAL, diferenciando-se principalmente na seleção do “pixel frio” e do “pixel quente”. Para o “pixel quente”, um balanço hídrico simplificado é executado para verificar se a evaporação é nula ou fornecer um valor de evaporação residual ($H = (R_n - G) - LE_{residual}$). Já o “pixel frio” é selecionado em local com vegetação em pleno desenvolvimento e sem restrição de umidade (alto valor do índice de vegetação e baixa temperatura superficial). Nesse pixel assume-se que a evapotranspiração ocorre um pouco acima da evapotranspiração de referência ($ET_a = 1,05ET_{ref}$). Esse valor 5% maior que a evapotranspiração de referência foi observado em algumas áreas agrícolas em Idaho –EUA, local onde Allen et al. (2007a) desenvolveram o METRIC, ou seja, algumas culturas agrícolas possuem evapotranspiração máxima 5% superior a evapotranspiração de referência medida em uma estação meteorológica, situada sobre grama ou alfafa.

O aspecto mais atrativo dos modelos que utilizam pixels âncoras (“pixel frio” e “pixel quente”) é a possibilidade de calibração interna, ou seja, as incertezas são compensadas ao se usar de forma iterativa a equação de balanço de energia, conforme explicado a seguir.

Inicialmente são conhecidos nos “pixel frio” e “pixel quente” as seguintes variáveis: 1) o saldo de radiação; 2) o fluxo de calor no solo; 3) o fluxo de calor latente. O fluxo de calor latente é assumido como nulo no pixel quente. No pixel frio, o valor do fluxo de calor latente corresponde à energia necessária para produzir a evapotranspiração 5% maior que a correspondente da superfície de referência ($ET_a = 1,05 \cdot ET_{ref}$).

A equação de balanço de energia é utilizada para calcular H nos pixels âncoras:

$$H_{\text{âncora}} = (R_n - G)_{\text{âncora}} - LE_{\text{âncora}} \quad (\text{Eq.3.10})$$

O saldo de radiação e o fluxo de calor no solo são obtidos por sensoriamento remoto, estando, portanto, sujeitos a incertezas ligadas à correção atmosférica, à temperatura superficial absoluta, à geometria de aquisição da imagem, entre outros aspectos. Na equação 3.10, a energia disponível ($R_n - G$) possui desvio (*bias*) em função das incertezas ligadas à aquisição remota. O fluxo de calor sensível (H na equação 3.10) compensa as incertezas de R_n e G para obter o fluxo de calor latente equivalente ao observado na estação meteorológica, ou seja, H possui desvio em sentido oposto de ($R_n - G$).

De posse dos valores de H, os valores do gradiente de temperatura (dT) são obtidos pela equação 3.8. A partir desse ponto, se conhece dois pares da temperatura radiométrica e do gradiente de temperatura na imagem de satélite (dT_{quente} e T_{quente} ; dT_{frio} e T_{frio}). Uma regressão linear simples é utilizada para se obter o intercepto e o coeficiente angular da regressão entre o gradiente de temperatura e a temperatura superficial (“a” e “b” da equação 3.9). A equação 3.9 é então aplicada a todos os pixels da imagem, resultando no gradiente de temperatura e, pela aplicação da equação 3.8, em uma primeira estimativa do fluxo de calor sensível. Os coeficientes da regressão e as estimativas de H carregam, em sentido oposto, os desvios (*bias*) de R_n e G dos pixels âncoras.

Ao calcular o fluxo de calor latente para cada pixel da imagem, os desvios dos componentes ($R_n - G$) e H são anulados:

$$LE_{\text{pixel}} = (R_n - G)_{\text{pixel}} - H_{\text{pixel}} \quad (\text{Eq.3.11})$$

De forma esquemática, o procedimento de calibração interna segue a seguinte sequência de processamento (figura 3.1):

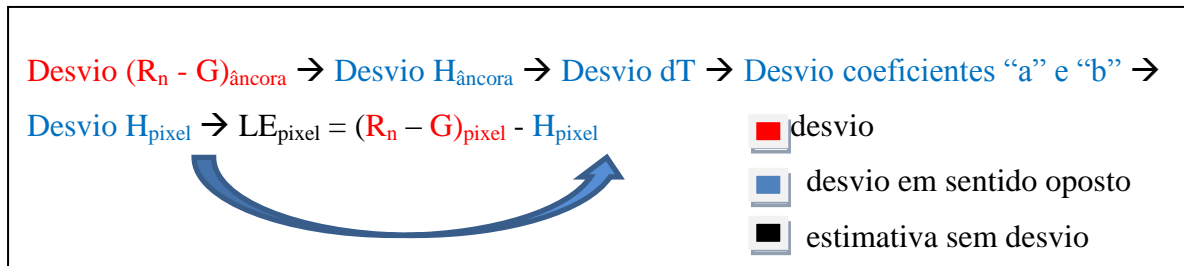


Figura 3.1 – Sequência de processamento do METRIC.

Em outras palavras, o desvio introduzido na estimativa de H dos pixels âncoras compensam os desvios de R_n e G, sendo posteriormente propagado e cancelado ao calcular LE como “resíduo” da equação de balanço de energia para toda a imagem ($LE = R_n - G - H$). Os valores de LE são, dessa forma, escalados entre zero ($LE = 0$) e a condição potencial (LE correspondente a $1,05 \cdot ET_{ref}$), representando as situações de solo seco até de vegetação vigorosa e úmida.

O procedimento de “amarrar” a estimativa de evapotranspiração do pixel frio à evapotranspiração medida em uma estação meteorológica garante a consistência de sua estimativa. Este procedimento de calibração interna elimina a necessidade de uma superfície com valores de temperatura superficial correta em termos absolutos (Allen et al., 2007a). Isto é possível, pois os desvios (*bias*) em termos absolutos são internalizados no processo de calibração usando o “pixel frio” e o “pixel quente”. Os autores destacam que o procedimento de calibração interna elimina a necessidade de uma correção atmosférica e calibração radiométrica refinada para a temperatura da superfície, reduzindo também os impactos na correção da estabilidade aerodinâmica. Especificamente neste aspecto (balanço de energia do pixel frio), o METRIC difere-se do SEBAL.

3.2.1.3 TSEB

Para o TSEB - *Two-Source Energy Balance* (Norman et al., 1995), H e LE são estimados realizando de forma simultânea os balanços de energia do solo e da

vegetação. Inicialmente, a temperatura radiométrica (T_R) é dividida entre a planta e o solo usando a fração de vegetação (FV) de cada *pixel*:

$$T_R(\phi) \approx [FV(\phi) T_C^n + (1 - FV(\phi) T_{Solo}^n)]^{1/n} \quad (\text{Eq.3.12})$$

em que T_c (K) = temperatura termodinâmica do dossel; T_{solo} (K) = temperatura termodinâmica da superfície do solo; $n \sim 4$.

Inicialmente assume-se que não há restrição de água no solo, sendo utilizada a equação de Priestley-Taylor (parâmetro $\alpha_{PT} = 1,26$, representando a condição potencial) para calcular a temperatura do dossel (T_c):

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_{ah}} = \Delta R_n \left[1 - 1,26f \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (\text{Eq.3.13})$$

em que H_c = fluxo de calor sensível do dossel (W m^{-2}); T_a = temperatura do ar (K); ρC_p = capacidade calorífica volumétrica do ar ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$), Δ = declividade da saturação de vapor da curva de pressão-temperatura em T_c (PaK^{-1}); f = fração verde do índice de área foliar (adimensional); γ = constante psicométrica ($\sim 66 \text{PaK}^{-1}$); r_{ah} = resistência aerodinâmica (s m^{-1}), conforme apresentado por Brutsaert (1982).

A equação 3.12 é então utilizada para calcular a temperatura da superfície do solo (T_{solo}). A partir desse valor, pode-se calcular o fluxo de calor sensível do solo (equação 3.14) e a evaporação de água no solo (equação 3.15):

$$H_s = \rho C_p \left(\frac{T_{Solo} - T_a}{r_{Solo} + r_{ah}} \right) \quad (\text{Eq.3.14})$$

$$LE_s = R_{n,solo} - H_s - G \quad (\text{Eq.3.15})$$

em que H_s = fluxo de calor sensível da superfície do solo (W m^{-2}); $R_{n,solo}$ = saldo de radiação do solo (W m^{-2}); G = fluxo de calor no solo (W m^{-2}); r_{solo} = resistência ao fluxo de calor imediatamente acima do solo (s m^{-1}).

Se a evaporação do solo é positiva, então a solução dos fluxos de energia do solo e da planta é atingida. Isto significa que a evaporação do solo só é permitida quando não há restrição de água, ou seja, o parâmetro de Priestley-Taylor = 1,26. Caso o valor de LE_S seja negativo, sendo fisicamente pouco provável durante o horário de aquisição das imagens de satélite (próximo ao meio-dia), não ocorre evaporação de água no solo e se deve ajustar os componentes de energia do solo e da planta. Neste caso, LE_S é considerado nulo e um novo valor de H_S é obtido pela equação 3.15. Na sequência, T_S é obtido pela equação 3.14 e um novo valor de T_C resulta da inversão da equação 3.12. Por fim, calcula-se o novo valor de H_C e LE_C , respectivamente com as equações 3.16 e 3.17. Esta iteração permite que a solução inicial de Priestley-Taylor seja ajustada de forma que a transpiração seja menor que a potencial.

$$H_C = \rho C_p \left(\frac{T_C - T_a}{r_{ah}} \right) \quad (\text{Eq.3.16})$$

$$LE_C = \Delta R_n - H_C \quad (\text{Eq.3.17})$$

3.2.2 Validação da evapotranspiração real obtida por sensoriamento remoto

Bastiaanssen et al. (2005) apresentaram uma série de 18 experimentos de validação do SEBAL, abrangendo diferentes condições de umidade do solo e coberturas vegetais. A exatidão média na escala diária encontrada foi de 85%, aumentando para 96% em escala sazonal devido à anulação de erros aleatórios. Esses estudos foram realizados usando experimentos micro-meteorológicos como referência (ex. cintilômetro, fluxos turbulentos), estando, portanto, também sujeitos à incerteza.

Allen et al. (2007b) realizaram a validação do METRIC utilizando dois lisímetros instalados em Idaho-EUA. Para a estação de crescimento das culturas agrícolas (4 meses), os erros relativos na escala sazonal foram de 1% e 4%, sendo os desvios-padrão dos erros no momento de passagem do satélite respectivamente de 13 e 20%.

Kalman et al.(2008) sintetizaram uma série de 30 estudos de validação para diferentes algoritmos empíricos e físicos para calcular evapotranspiração. Para o fluxo de calor latente, o erro médio quadrático encontrado foi de 50 W m^{-2} , com erros relativos

variando entre 15 e 30% no momento de aquisição da imagem. Desses estudos, seis são relativos ao TSEB, apresentando erro médio relativo de 19% no momento da passagem do satélite.

Estudos comparativos entre os modelos para estimar evapotranspiração têm mostrado que, em situação de solo e vegetação esparsa, o TSEB produz melhores estimativas do fluxo de calor sensível comparativamente ao SEBAL e METRIC (Timmermans et al., 2007; Gao e Long, 2008; Choi et al., 2009).

3.3 CONSTRUÇÃO DE SÉRIES DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL

3.3.1 A questão da escala nas estimativas de evapotranspiração

A questão da escala nas estimativas de evapotranspiração tem sido alvo de pesquisa, incluindo estudos que artificialmente degradam a resolução espacial de dados radiométricos (Su et al., 1999; Kustas et al., 2003; Li et al., 2008; Hong 2009), ou que realizam a comparação direta entre estimativas obtidas de diferentes satélites (Moran et al., 1997; McCabe e Wood, 2006).

Moran et al. (1997) constataram que a agregação espacial de uma série de variáveis obtidas por sensoriamento remoto é linear em diferentes escalas, incluindo a reflectância, o albedo e diferentes índices de vegetação. Isto significa que a estimativa em baixa resolução espacial é equivalente a média aritmética das estimativas realizadas em melhores resoluções espaciais. Para a temperatura da superfície também se pode assumir linearidade para a maioria dos intervalos de medida. Porém, constatou-se que a agregação dos componentes do balanço de energia é mais complexa, resultando em erros significativos nas diferentes escalas espaciais.

Su et al. (1999) analisaram duas situações distintas de agregação de estimativas de evapotranspiração usando o SEBAL: 1. inicialmente o SEBAL foi executado na resolução de 18,5 metros e posteriormente as estimativas de evapotranspiração foram degradadas em sete resoluções (37, 50, 74, 148, 296, 592 e 1184 metros); 2. as variáveis-parâmetros obtidos pelo satélite foram degradadas nas mesmas sete resoluções e na sequência o SEBAL foi executado. A comparação das estimativas degradadas com a superfície de evapotranspiração na escala original (18,5 metros) evidenciou um erro

quase desprezível usando a proposição (1), enquanto que a utilização da proposição (2) resultou em significativos erros, variando de 30 a 60% do fluxo de calor latente. Essa conclusão é semelhante à obtida por Hong (2009), ou seja, as estimativas do fluxo de calor latente não são lineares em diferentes resoluções espaciais usando o SEBAL.

Li et al. (2008) destacam que o impacto de utilização de diferentes resoluções de entrada no TSEB depende intrinsecamente da homogeneidade do terreno e do espaçamento entre diferentes usos da terra. Para o caso analisado em Charleston (Arizona-EUA), a diferença do fluxo de calor latente entre as resoluções de 50 e 500 metros chegou a 200 W m^{-2} . Kustas et al. (2004a), também utilizando o TSEB, perceberam diferenças significativas no histograma de imagens de evapotranspiração nas resoluções de 60, 120, 240 e 960 metros. Apenas nas resoluções de 60 e 120 metros se pode visualizar dois picos no histograma da evapotranspiração, correspondentes às plantações de milho e soja.

3.3.2 Procedimentos para a construção de séries temporais de evapotranspiração

As características dos atuais sensores termais representam limitação em aplicações hidrológicas e agrícolas. Idealmente para estas aplicações seria necessário um satélite (ou constelação de satélites) que permitissem imageamentos diários sobre a mesma superfície com resolução espacial variando entre 100 e 500 metros. Diferentes estratégias têm sido utilizadas para a construção de séries temporais de evapotranspiração. A seguir são apresentadas as potencialidades e limitações das proposições para a construção de séries temporais de evapotranspiração.

3.3.2.1 Interpolação da fração da evapotranspiração de referência ou da fração evapotranspirativa

No METRIC, o valor de evapotranspiração instantâneo (imageamento do satélite) é obtido para cada pixel dividindo-se o fluxo de calor latente pelo calor latente de evaporação:

$$ET_{\text{inst}} = 3.600 \frac{LE}{\lambda \rho_w} \quad (\text{Eq.3.18})$$

em que ET_{inst} = valor instantâneo de evapotranspiração obtido pelo satélite ($mm\ h^{-1}$); 3.600 converte segundos em horas; ρ_w = densidade da água ($\sim 1.000\text{kg}\ m^{-3}$); λ = calor latente de evaporação ($J\ kg^{-1}$), representando o calor absorvido quando um quilograma de água evapora e sendo calculado por:

$$\lambda = [2,501 - 0,00236(T_s - 273,15)] 10^6 \quad (\text{Eq.3.19})$$

A partir da evapotranspiração instantânea é calculada a fração da evapotranspiração de referência ($ET_{ref}F$), sendo a razão entre a evapotranspiração instantânea (ET_{inst}) e a evapotranspiração de referência obtida em uma estação meteorológica (ET_{ref}):

$$ET_{ref}F = \frac{ET_{inst}}{ET_{ref}} \quad (\text{Eq.3.20})$$

Esta fração é utilizada para calcular o total de evapotranspiração diária em cada pixel da imagem, multiplicando-se $ET_{ref}F$ por ET_{ref_24} (o total evapotranspirado em uma estação meteorológica de referência em 24 horas). De acordo com Allen et al. (2007a), diversos estudos tem demonstrado que a fração é constante ao longo do dia, mas para vegetação sob influência de estresse hídrico, a fração tende a diminuir no final da tarde.

Para a estimativa em um período (ex. mensal, sazonal, anual), a fração é interpolada entre passagens sucessivas do satélite ($ET_{ref}F_i$), utilizando um procedimento de interpolação linear ou curvilínea:

$$ET_{período} = \sum_{i=m}^n [(ET_{ref}F_i)(ET_{ref;24i})] \quad (\text{Eq.3.21})$$

Para o satélite LANDSAT-5 e 7, a cada 16 dias há disponível uma imagem a partir do qual é obtida $ET_{ref}F$. Isto em caso de não haver cobertura de nuvens, podendo em algumas regiões haver um interstício bastante superior. A adequação da interpolação de $ET_{ref}F$ entre passagens sucessivas do satélite LANDSAT pode ser questionada principalmente em situações nos quais ocorrem eventos intermitentes de precipitação e

irrigação, ou seja, dentro do intervalo de 16 dias ocorre alteração dos valores de evapotranspiração.

3.3.2.2 Razão entre mapas ponderados

Para a desagregação espacial de estimativas de evapotranspiração, Chemin e Alexandridis (2004) propõem a utilização simultânea dos sensores ASTER e MODIS:

$$ET_{\text{desagregad}}(x_i, y_i, t) = \left[\frac{ET_{\text{ASTER}}(x_i, y_i, t - n)}{ET_{\text{MODIS}}(x, y, t - n)} \right] ET_{\text{MODIS}}(x, y, t) \quad (\text{Eq.3.22})$$

em que $ET_{\text{desagregado}}(x_i, y_i, t)$ = superfície de evapotranspiração desagregada para o dia t , $ET_{\text{ASTER}}(x_i, y_i, t - n)$ = estimativa de evapotranspiração obtida pelo ASTER em alguma data pretérita ($t - n$); $ET_{\text{MODIS}}(x_i, y_i, t - n)$ = estimativa de evapotranspiração obtida pelo MODIS em alguma data pretérita ($t - n$); $ET_{\text{MODIS}}(x, y, t)$ = estimativa de evapotranspiração obtida pelo sensor MODIS no dia.

A razão $ET_{\text{ASTER}} / ET_{\text{MODIS}}$ representa a contribuição relativa de cada pixel da imagem de alta resolução espacial (TM ou ASTER) para a evapotranspiração observada no pixel de baixa resolução espacial (MODIS ou AVHRR). Essa razão é obtida em um dia no qual ocorre imageamento simultâneo dos dois sensores (ex. ASTER e MODIS), sendo essa razão é assumida constante para um mesmo período de tempo. Outra possibilidade seria interpolar as razões $ET_{\text{ASTER}}/ET_{\text{MODIS}}$ entre duas aquisições simultâneas. A razão $ET_{\text{ASTER}}/ET_{\text{MODIS}}$ é então multiplicada em cada dia pelo valor de evapotranspiração da imagem de baixa resolução espacial ($ET_{\text{MODIS}}(x, y, t)$), obtendo-se as estimativas de evapotranspiração desagregadas.

A vantagem desta formulação em relação a simples interpolação de ET_{refF} é que globalmente (pixel de baixa resolução espacial) os valores de evapotranspiração “corretos” são preservados. Por outro lado, assume-se que a razão intra-pixel $ET_{\text{ASTER}} / ET_{\text{MODIS}}$ é mantida constante ou pode ser interpolada entre duas datas. Para eventos localizados de irrigação isto não pode ser assumido. Ademais a obtenção de estimativas de evapotranspiração em baixa resolução espacial (ET_{MODIS}) introduz uma série de

incertezas devido a não linearidades dos algoritmos de sensoriamento remoto, conforme apresentado no início do capítulo.

3.3.2.3 Desagregação usando o conceito de modelo linear de mistura

Vazifedoust (2007) utiliza o conceito de modelo linear de mistura, juntamente com coeficientes de cultura (K_c) e estresse hídrico (K_s), para fazer a desagregação da evapotranspiração obtida em imagens de baixa resolução espacial. Inicialmente é calculado o coeficiente de estresse hídrico para cada pixel da imagem de baixa resolução - $K_s(x,y,t)$:

$$K_s(x, y, t) = \frac{ET_{MODIS}(x, y, t)}{\sum_{i=1}^m K_c(x_i, y_i, t) ET_{ref} A_f(x_i, y_i)} \quad (Eq.3.23)$$

em que $ET_{MODIS}(x,y,t)$ = evapotranspiração calculada para a imagem de baixa resolução espacial; ET_{ref} = evapotranspiração de referência obtida em uma estação meteorológica, K_c = coeficiente de cultura; $A_f(x_i,y_i)$ = área ocupada no pixel de baixa resolução espacial.

Após calcular o coeficiente de estresse hídrico, a evapotranspiração de cada uso da terra pode ser obtida:

$$ET(x_i,y_i,t) = K_s(x_i,y_i,t) K_c(x_i,y_i,t) ET_{ref} \quad (Eq.3.24)$$

A principal limitação desta proposição é que o estresse hídrico é considerado homogêneo em cada pixel da imagem de baixa resolução espacial. Outra limitação é a determinação do coeficiente K_c , não facilmente disponível para todos os tipos de cobertura e sujeito a alto grau de incerteza.

3.3.2.4 Desagregação da banda termal

Kustas et al. (2003), visando aplicação do modelo ALEXIS (Atmosphere–Land Exchange Inversion - TSEB acoplado com camada limite atmosférica) em áreas de maior detalhe, desenvolveram um procedimento para melhorar a resolução espacial da banda termal denominado de *Disaggregation procedure for radiometric surface temperature* (DisTrad). Inicialmente é estabelecida a correlação entre temperatura na imagem de baixa resolução espacial por meio de regressão multivariada:

$$\hat{T}_{BR}(NDVI_{BR}) = a + bNDVI_{BR} + cNDVI_{BR}^2 \quad (\text{Eq.3.25})$$

em que $\hat{T}_{BR}(NDVI_{BR})$ = temperatura estimada na imagem de baixa resolução espacial; $NDVI_{BR}$ = índice de vegetação por diferença normalizada da imagem de baixa resolução espacial.

O erro da estimativa é obtido para cada pixel da imagem de baixa resolução espacial:

$$\Delta \hat{T}_{BR} = T_{BR} - \hat{T}_{BR} \quad (\text{Eq.3.26})$$

A mesma relação encontrada na escala de baixa resolução é assumida como invariante em diferentes escalas, sendo aplicada na imagem de média resolução espacial. O erro estimado em cada pixel da imagem de baixa resolução espacial é então adicionado à estimativa de temperatura de cada sub-pixel (imagem de média resolução espacial):

$$\hat{T}_{MR}(i) = \hat{T}_{BR}(NDVI_{MR}(i)) + \Delta \hat{T}_{BR} \quad (\text{Eq.3.27})$$

Este procedimento é diferente dos anteriores, pois inicialmente desagrega-se a banda termal para depois aplicar o algoritmo de cálculo da evapotranspiração, evitando-se os efeitos não lineares de escala. A limitação atual da desagregação da banda termal é a efetividade da técnica, ou seja, a qualidade das superfícies de temperatura desagregadas.

3.4 ALGORITMOS PARA A DESAGREGAÇÃO DA TEMPERATURA

A melhoria da resolução espacial da banda termal pode ser obtida por meio de técnicas estatísticas e de análise espacial, genericamente denominadas de *thermal sharpening* (Kustas, 2003; Agam et al., 2007; Mukherjee, 2008; Liu e Pu, 2008, Merlin et al., 2010). Na presente tese, o termo desagregar é adotado como equivalente ao termo inglês *sharpening*, ou o procedimento para melhorar a resolução espacial de uma superfície numérica qualquer.

Para a desagregação da temperatura superficial é necessário a utilização de parâmetros e/ou variáveis auxiliares (genericamente denominados na presente tese de P.V. auxiliares); no qual são considerados parâmetros as características sobre a superfície da terra, enquanto variáveis são mudanças de estado (ex. umidade do solo), em que ambos afetam a temperatura da superfície.

Exemplos de P.V. auxiliares frequentemente utilizados em procedimentos de desagregação da banda termal incluem o NDVI (Kustas et al., 2003) e a FV (Agam et al., 2007). Esses P.V. auxiliares devem possuir melhor resolução espacial e estarem de alguma forma correlacionados com a superfície de temperatura a ser desagregada.

Utilizar P.V. auxiliares nos procedimentos de desagregação equivale à imposição de seu padrão espacial à temperatura desagregada, ou seja, a qualidade da superfície de temperatura desagregada depende diretamente de sua correlação com o P.V. auxiliar na escala de interesse. Desta forma, a utilização de P.V. auxiliares constitui ao mesmo tempo uma necessidade e uma limitação do processo de desagregação de temperatura da superfície.

A justificativa da utilização de índices de vegetação no processo de desagregação, além da evidente correlação com a temperatura, é que a informação radiométrica necessária para sua obtenção em média resolução espacial (visível e infra-vermelho próximo) é comumente encontradas em diferentes plataformas de sensoriamento remoto. O próprio sensor MODIS possui estas bandas com resolução espacial de 500 e 250 metros.

Muitos dos índices de vegetação são sensíveis à umidade do solo, principalmente aqueles índices que utilizam a faixa espectral do infravermelho médio. Na presente tese estes índices serão tratados como “índices de umidade”. Destaca-se que, na revisão da literatura, não foram encontrados procedimentos de desagregação da temperatura da superfície que utilizassem os índices de umidade como P.V. auxiliares. Mira et al. (2007) em trabalho experimental, usando o método “box” e radiômetro termal, constataram o aumento da emissividade em função do conteúdo de água no solo em seis tipos diferentes de solos mediterrâneos. Os autores destacam que uma das pendências atuais ligadas ao sensoriamento remoto termal é não considerar a umidade no solo nas estimativas de emissividade da superfície.

A tabela 3.1 mostra uma síntese dos artigos consultados relativos à melhoria da resolução espacial da temperatura superficial. Destaca-se os seguintes aspectos:

a) Até 2009, os estudos de desenvolvimento e avaliação dos algoritmos de desagregação foram baseados em dados de simulação (degradação da resolução espacial do ASTER ou LANDSAT). Apenas recentemente são encontrados trabalhos que consideram a validação cruzada, na qual a temperatura da superfície desagregada do MODIS é confrontada com a do ASTER (Stathopoulou e Cartalis, 2009; Jeganathan et al., 2011).

b) Os únicos parâmetros utilizados para desagregar a temperatura superficial são os índices de vegetação, como o NDVI, não sendo empregado nenhuma variável-parâmetro obtida a partir do infravermelho médio, sendo essa faixa espectral sensível a umidade superficial.

c) A função que correlaciona a temperatura superficial e o parâmetro auxiliar é geralmente obtida na resolução degradada, considerando, posteriormente, essa função invariante nas diferentes resoluções espaciais. Desta forma, os procedimentos são incapazes de capturar as especificidades locais da superfície de temperatura, sendo necessário desenvolver um procedimento no qual a correlação entre a temperatura da superfície e o parâmetro e/ou variável auxiliar não seja considerada estacionária (a função varia espacialmente). Apenas mais recentemente, Jeganathan et al.(2011) apresentou versões não estacionárias do TSHARP (Kustas et al., 2003).

d) Entre as referências consultadas, não foram encontrados procedimentos que considerem a incerteza no processo de desagregação da temperatura, ou seja, procedimentos que considerem diferentes modelos ou conjunto de parâmetros válidos para a representação da realidade, conforme, por exemplo, a perspectiva estocástica de Beven e Biley (1992).

3.5 PARÂMETROS-VARIÁVEIS AUXILIARES PARA DESAGREGAÇÃO DA TEMPERATURA

3.5.1 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)

O NDVI é um índice de vegetação sensível à quantidade de biomassa verde, conteúdo de clorofila e, em menor intensidade, ao estresse hídrico das plantas. O NDVI é calculado pela equação:

$$\text{NDVI} = \left(\frac{(\rho_{\text{nir}} - \rho_{\text{red}})}{(\rho_{\text{nir}} + \rho_{\text{red}})} \right) \quad (\text{Eq.3.28})$$

em que ρ_{nir} = é a reflectância do infravermelho próximo; ρ_{red} = é a reflectância do vermelho.

Estudos realizados em diferentes ecossistemas têm demonstrado significativas correlações negativas entre a temperatura superficial e o NDVI (Mukherjee, 2008). Esta relação ocorre via disponibilidade hídrica do solo. Para a temperatura superficial, a presença de água no solo ocasiona uma menor temperatura do solo e da planta. Para a planta não sujeita à restrição de água, a maior parte da energia disponível no dossel é utilizada para a transpiração (fluxo hídrico através dos estômatos) em detrimento do fluxo de calor sensível (Moran, 2004). Já o índice de vegetação está relacionado à produtividade primária da planta, dependente da disponibilidade hídrica ao longo do tempo. A temperatura superficial possui uma resposta mais direta em relação à restrição hídrica, enquanto o índice de vegetação apresenta uma resposta mais integrada ao longo do tempo, sendo menos sensível às variações em curta escala temporal.

Tabela 3.1 – Tabela síntese de diferentes algoritmos de desagregação da banda termal.

Algoritmo	fonte	sensor	procedimento	resolução banda termal	resoluções de desagregação	correlação	erro médio (K)	desvio-padrão do erro (K)
DisTrad	Kustas et al. (2003)	TIMS/TMS	simulação	1536	192	0,63	1,61	-
				768	192	0,74	1,35	-
				192	24	0,62	2,07	-
				96	24	0,7	1,84	-
TSHARP	Agam et al. (2007)	LANDSAT	simulação	960	240	-	0,67 a 1,39	2,15 a 2,66
				960	120	-	0,91 a 1,81	2,29 a 2,95
				960	60	-	1,21 a 2,18	2,42 a 3,13
TSHARP	Mukherjee (2008)	ASTER	simulação	990	450	-	-	1,15 a 1,86
					270	-	-	1,7 a 2,19
PBIM (4 variações)	Stathopoulou e Cartalis (2009)	LANDSAT	Simulação	1020	120	0,48 a 0,83		1,41 a 2,56
		AVHRR e LANDSAT	validação cruzada	1020	120	0,43 a 0,52		4,96 a 5,27
TSHARP (5 adaptações)	Jeganathan et al. (2011)	ASTER	simulação	990	270	-	-	1,7 a 1,96
		MODIS e ASTER	validação cruzada	1000	250	-	-	1,98 a 3,08

3.5.2 Fração vegetada - FV

De acordo com Agam et al. (2007), espera-se que a temperatura superficial seja mais correlacionada com a Fração Vegetada (FV) do que com o NDVI, haja vista que o solo e a vegetação contribuem para a temperatura superficial de forma proporcional às suas áreas ocupadas no pixel da imagem. A FV é utilizada no algoritmo de desagregação de temperatura T-SHARP (Agam et al., 2007).

A fração vegetada pode ser calculada segundo proposta de Choudhury et al. (1994):

$$FV = 1 - [(NDVI_{\max} - NDVI_i) / (NDVI_{\max} - NDVI_{\min})]^{0,625} \quad (\text{Eq.3.29})$$

em que $NDVI_{\max}$ = NDVI máximo da área analisada; $NDVI_{\min}$ = NDVI mínimo da área analisada; que $NDVI_i$ = NDVI em um determinado pixel da imagem.

3.5.3 Índice de umidade por diferença normalizada NDWI

O NDWI (*Normalized Difference Water Index*) é um índice aparentemente semelhante ao NDVI, mas ao empregar a diferença entre as bandas do infravermelho próximo e médio destaca a presença de moléculas de água no dossel das plantas (GAO, 1996):

$$NDWI = \frac{(\rho(0,86\mu_m) - \rho(1,24\mu_m))}{(\rho(0,86\mu_m) + \rho(1,24\mu_m))} \quad (\text{Eq.3.30})$$

GAO (1996) destaca que a informação relativa à vegetação presente no infravermelho médio é bastante diferente àquela do canal vermelho. As bandas escolhidas para calcular este índice (0.86 μm e 1.24 μm) possuem características semelhantes de espalhamento e profundidade de penetração no dossel das plantas, mas apenas a banda de 1.24 μm apresenta sensibilidade em relação à água nas plantas. O NDWI não é sensível a presença de água no solo.

3.5.4 Transformação *Tasseled cap wettness* - TCW

A transformação *Tasseled Cap* (Kauth e Thomas, 1976) assemelha-se à transformação de componentes principais no sentido que as componentes derivadas são ortogonais entre – si, ou seja, a correlação entre as componentes derivadas é reduzida. A diferença

é que a transformação *Tasseled Cap* é baseada em informação bio-física da imagem e os coeficientes de transformação são invariantes temporalmente. As três primeiras componentes derivadas (Crist e Ciconne, 1984) são conhecidas como *brightness* (brilho), *greenness* (“verdidão”) e *wetness* (umidade). Desta forma, após a remoção das diferenças de brilho e quantidade de verde (biomassa) da imagem é calculada a componente de umidade (*Tasseled Cap Wetness* - TCW), ou seja, a TCW é menos sensível a presença de vegetação comparativamente ao NDWI, o que resulta em um índice de umidade de aplicação mais geral, tanto para vegetação como para solo exposto.

Para o sensor MODIS, a TCW pode ser calculada por meio dos coeficientes disponíveis em Lobser e Cohen (2008), pelos quais as bandas espectrais são multiplicadas pelos coeficientes e somadas para se obter os respectivos componentes Brightness, Greenness e Wetness (tabela 3.2).

Tabela 3.2- Coeficientes *Tasseled Cap* para o sensor MODIS (modificado - Lobser e Cohen, 2008).

Espectro	Faixa Espectral (µm)	Brightness Brilho	Greenness Verdidão	Wetness Umidade
Vermelho	0,620 – 0,670	0,4395	-0,4064	0,1147
Infravermelho próximo 1	0,841 – 0,876	0,5945	0,5129	0,2489
Azul	0,459 – 0,479	0,2460	-0,2744	0,2408
Verde	0,545 – 0,565	0,3918	-0,2893	0,3132
Infravermelho próximo 2	1,230 – 1,250	0,3506	0,4882	-0,3122
Infravermelho médio 1	1,628 – 1,652	0,2136	-0,0036	-0,6416
Infravermelho médio 2	2,105 – 2,155	0,2678	-0,4169	-0,5087

3.6 DISPONIBILIDADE ATUAL DE SENSORES TERMAIS

Para a estimativa de evapotranspiração real por sensoriamento remoto é geralmente necessário a utilização de diferentes faixas do espectro eletro-magnético, incluindo o visível e o infra-vermelho próximo, para obtenção de parâmetros como o albedo, a emissividade e a rugosidade superficial, bem como do infra-vermelho termal para obtenção da temperatura superficial (Norman et al., 1995, Bastiaanssen, 1998a, Su, 2002, Allen et al., 2007a). Atualmente as opções de satélites com estas características são restritas (tabela 3.3), limitando-se a três classes de satélites:

- I. Satélites de órbita polar de média resolução espacial da banda termal, como os sensores TM (*Thematic Mapper*) do satélite LANDSAT (*Land Remote Sensing Satellite*) e ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) do satélite TERRA. O sensor TM do LANDSAT-5 possui resolução espacial de 120 metros na faixa do termal e 30 metros para o visível e infra-vermelho próximo. O TM apenas consegue imagear uma faixa estreita de 180 km a cada órbita, levando 16 dias para a revisita em um mesmo ponto sobre a superfície terrestre. O sensor ASTER é operacional apenas por demanda, sendo sua programação complexa e sujeita a cancelamentos
- II. Satélites de órbita polar com baixa resolução espacial da banda termal, incluindo os sensores MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo dos satélites TERRA e AQUA, e o sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) do satélite NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). A resolução espacial do MODIS é de 1000 metros para a banda termal e potencialmente duas imagens podem ser adquiridas diariamente, as 10:30 hs (satélite TERRA) e as 14:30 hs horário local (satélite AQUA).
- III. Satélites geo-estacionários. O GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) gera imagens com resolução espacial de 4 km a cada meia hora. Já o SEVERI/MSG (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager / Meteosat Second Generation*) possui resolução espacial de 3 km e resolução temporal de 15 minutos. Essas resoluções espaciais são válidas para o NADIR. O satélite GOES está localizado sobre as Américas, enquanto o MSG está localizado sobre a África. Isto implica que a resolução espacial do sensor SEVERI/MSG sobre o Brasil seja inferior a 3 km.

Dessa forma, ao selecionar um determinado sensor, há uma escolha entre a resolução espacial e a frequência temporal das imagens. Na atual geração de satélites, as opções são de sensores termais de alta resolução espacial e baixa resolução temporal; ou sensores termais de baixa resolução espacial e alta resolução temporal.

Tabela 3.3 - Características das bandas termais disponíveis em sensores orbitais.

Sensor	Satélite	Res. Espacial Visível/ NIR	Res. Espacial Termal	Revisita	Status
ETM+	LANDSAT-7	30 m	60 m	16 dias	Não operacional
TM	LANDSAT-5	30 m	120 m	16 dias	operacional
ASTER	TERRA	15 m	90 m	Intermitente	operacional
MODIS	AQUA/TERRA	250 m	1 km	1 dia	operacional
AVHRR	NOAA	1 km	1 km	1-2 dias	operacional
SEVERI	MSG	1 km	3 km	15 minutos	operacional
GOES	GOES	1 km	4 km	30 minutos	operacional

3.7 OBTENÇÃO DA TEMPERATURA SUPERFICIAL EM SENSORES ORBITAIS

3.7.1 SENSOR MODIS

O sensor MODIS, a bordo dos satélites TERRA e AQUA, possui 36 bandas espectrais, perfazendo toda a faixa espectral compreendida entre o visível e o infravermelho termal. As resoluções espaciais variam de 250 metros para as faixas do vermelho e infravermelho próximo, 500 metros para parte do visível até o infravermelho médio e 1 km para o infravermelho termal.

A partir das 36 bandas espectrais do MODIS são gerados 44 produtos de sensoriamento remoto, abarcando uma ampla gama de aplicações ambientais, incluindo produtos de superfície (MODIS LAND), atmosfera (MODIS Atmosphere) e oceanos (MODIS OCEAN). Para a estimativa de evapotranspiração, se destacam os seguintes produtos: MOD09 (reflectância de superfície); MOD11 (temperatura de superfície e emissividade) e MOD43 (albedo).

O MOD11 utiliza um algoritmo “*split window*” para estimar a temperatura superficial na escala de 1 km (Wan e Dozier, 1996):

$$T_s = C + \left(A_1 + A_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} + T_{32}}{2} + \left(B_1 + B_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} + T_{32}}{2} \quad (\text{Eq.3.31})$$

em que T_s = temperatura superficial; T_{31} e T_{32} = temperaturas de brilho das bandas 31 e 32 do sensor MODIS; ϵ_{31} e ϵ_{32} = emissividade das bandas 31 e 32 do sensor MODIS; C , A_1 , A_2 , A_3 , B_1 , B_2 , B_3 = coeficientes de regressão; $\epsilon = (\epsilon_{31} + \epsilon_{32})/2$; $\Delta\epsilon = \epsilon_{31} - \epsilon_{32}$.

Os coeficientes de regressão são obtidos utilizando um grande número de simulações de transferência radiativa, sujeitas a diferentes condições atmosféricas e coberturas superficiais (Wan e Dozier, 1996). Os modelos de transferência radiativa simulam, por meio de equações físicas, os efeitos de absorção e espalhamento da radiação eletromagnética em seu deslocamento na atmosfera. A maioria dos algoritmos do tipo “*split window*” é baseada na suposição de relação linear entre a temperatura de brilho² de duas bandas espectrais e a temperatura superficial.

A emissividade das bandas 31 e 32, no caso do MOD11, é estimada pelo “método da classificação”, no qual o pixel da imagem é classificado de acordo com 14 classes de uso da terra pré-definidas e associado com valores de emissividade tabelados (Snyder et al., 1998). Uma vez conhecida a emissividade das bandas 31 e 32, o algoritmo “*split window*” pode remover os efeitos atmosféricos devido a absorção diferencial dessas duas bandas na atmosfera (Liang, 2004). A validação do MOD11 no continente Norte Americano mostrou a superestimativa da emissividade em áreas áridas e semi-áridas, levando a subestimativa da temperatura superficial (Wan et al., 2002). Esse fato deve ser levado em consideração no desenvolvimento posterior da tese.

3.7.2 SENSOR ASTER

O sensor ASTER, também a bordo do satélite TERRA, possui 15 bandas espectrais, sendo cinco bandas localizadas no infravermelho termal, com resolução espacial de 90 metros. O tempo de revisita (imageamento sobre um mesmo ponto da superfície) é de 16 dias (potencialmente, pois a aquisição de imagens não é contínua), ocorrendo de forma simultânea à aquisição da imagem MODIS.

O produto de temperatura/emissividade do ASTER (AST08) utiliza o algoritmo TES (*Temperature/Emissivity Separation*) desenvolvido por Gillespie et al. (1998), sendo o

² Temperatura de brilho é a temperatura da superfície considerando a emissividade igual a 1, ou seja, a temperatura equivalente de um corpo negro dada uma determinada medida de radiação.

algoritmo dividido em três módulos: NEM, RATIO, MMD. Liang (2004) resume as funções desses três módulos:

NEM (*Normalized Emissivity Method*) – assume uma emissividade inicial constante (0.97 - adimensional) para as cinco bandas termais do ASTER ($N = 5$) e fornece uma estimativa inicial da temperatura superficial T_s^0 (K). A radiação refletida pelo céu é removida iterativamente para produzir a radiação emitida pela superfície - \tilde{L}_i ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$).

Ratio module – calcula a razão da emissividade (ε_i) em cada banda pela emissividade média das cinco bandas do ASTER ($\bar{\varepsilon}$), utilizando a radiação corrigida atmosféricamente (\tilde{L}_i) e temperatura inicial (T_s^0) derivados do módulo NEM,:

$$\beta_i = \frac{\varepsilon_i}{\bar{\varepsilon}} = \frac{\tilde{L}_i / \beta_i(T_s^0)}{\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \tilde{L}_i \right) / \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N B_i(T_s^0) \right)} \quad (\text{Eq.3.32})$$

Este módulo calcula a emissividade relativa de cada banda termal do ASTER. A emissividade absoluta é na seqüência calculada pelo módulo MMD.

MMD (*Maximum-Minimum Difference*) – uma relação empírica é usada para determinar o valor mínimo do espectro de emissividade a partir do intervalo de emissividade relativa ($\beta_\Delta = \max(\beta_i) - \min(\beta_i)$). Esta relação foi desenvolvida baseada em bibliotecas espectrais de emissividade:

$$\hat{\varepsilon}_{\min} = 0.994 - 0.687\beta_\Delta^{0.737} \quad (\text{Eq.3.33})$$

A emissividade mínima estimada é então usada para transformar a valor de emissividade normalizado β_i em emissividade absoluta:

$$\varepsilon_i = \beta_i \frac{\hat{\varepsilon}_{\min}}{\min(\beta_i)} \quad (\text{Eq.3.34})$$

Isto leva a uma nova estimativa da temperatura superficial. O procedimento é repetido iterativamente até que a diferença entre a estimativa da temperatura superficial entre duas iterações seja inferior a um limiar pré-definido.

A vantagem de utilização do algoritmo do ASTER é que a emissividade da superfície não precisa ser especificada, sendo particularmente importante em áreas áridas e semi-áridas onde a variabilidade da emissividade é muito grande. De fato, Wan et al. (2002) mostraram que as emissividades com base no método de classificação (Snyder et al., 1998), utilizadas no produto MOD11, são superestimadas em regiões áridas e semi-áridas, resultando numa subestimativa da temperatura pelo método generalized split-window.

3.7.3 SENSOR TM

O satélite LANDSAT possui uma frequência de imageamento de 16 dias. As resoluções espaciais do sensor TM variam conforme a faixa espectral, sendo de 30 metros para o espectro visível, infravermelho próximo e médio (bandas 1 a 5 e 7); e de 120 metros para a faixa termal (banda 6).

No caso do sensor TM, com apenas uma banda termal, a temperatura superficial é normalmente derivada da equação de Planck. A emissividade é estimada por meio de equações empíricas utilizando índices de vegetação, como o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), ou a Fração Vegetada (FV), ou o índice de área foliar (IAF) (Bastiaanssen et al., 1998a; Sobrino et al., 2001; Allen et al., 2007a).

3.8 UTILIZAÇÃO DE ESTIMATIVA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR SENSORIAMENTO REMOTO EM MODELOS HIDROLÓGICOS

Por uma perspectiva sistêmica, se pode entender um modelo hidrológico como composto por sete componentes (Liu e Gupta, 2007): (1) limite do sistema, (2) entradas, (3) condição inicial, (4) parâmetros, (5) estrutura, (6) estados e (7) saídas. Esta concepção é aplicável a maior parte das classes de modelos hidrológicos, à exceção de modelos estatísticos e estocásticos, no qual funções de transferência convertem diretamente séries de entradas em séries de saída (ex.precipitação-vazão ou vazão-vazão).

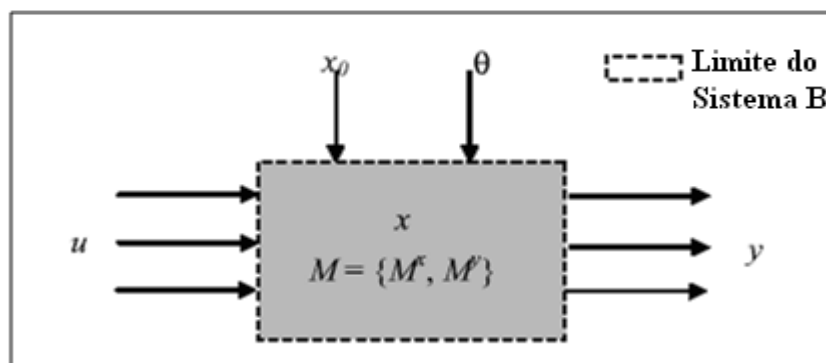


Figura 3.2 - Componentes de um modelo de simulação hidrológica.

As entradas (u) e saídas (y) são fluxos de massa e energia que respectivamente fluem para dentro e para fora dos limites do sistema (figura 3.2). Os estados (x) são quantidades de massa e/ou energia que variam temporalmente dentro dos limites do sistema. Ao iniciar a simulação, o estado inicial (x_0) é representado pela quantidade de massa e/ou energia armazenada no sistema. Os parâmetros (θ) são propriedades características do sistema, na maioria dos casos são considerados invariantes no tempo (permanecem constantes durante o tempo de interesse). A estrutura do modelo consiste em dois componentes, M^x e M^y , no qual M^x representa o mapeamento através de funções não lineares entrada-estado e M^y representa o mapeamento estado-saída (equações 3.35 e 3.36). Por exemplo, M^x pode representar o conjunto de equações acopladas descrevendo a evolução tri-dimensional de teor de água no solo em respostas as entradas e saídas do sistema (precipitação, evaporação, transpiração e vazão). Enquanto M^y pode se referir ao conjunto de equações acopladas descrevendo a dependência de saídas (evaporação, transpiração e vazão) em relação aos estados do sistema.

$$dx/dt = M^x(x,u | \theta) \quad (\text{Eq.3.35})$$

$$y = M^y(x | \theta) \quad (\text{Eq.3.36})$$

Nesta formulação, os parâmetros (θ) são assumidos constantes ao longo do tempo de simulação. Como uma extensão desta formulação pode-se permitir que as características do sistema (parâmetros) também variem de forma lenta ao longo do tempo em respostas às mudanças nos dados de entrada e estados do sistema.

A questão da incerteza em modelagem hidrológica está ligada aos sete componentes citados por Liu e Gupta (2007). Por uma questão de complexidade de representação, conceitual e espacial, modelos distribuídos apresentam maior incerteza comparativamente aos modelos conceituais. As principais diferenças são: (1) complexidade da estrutura do sistema, abrangendo um maior número de processos; (2) necessidade de especificação de um maior número de parâmetros, como, por exemplo, associados aos diferentes tipos de uso da terra, classes de solo e camadas geológicas; (3) representação da heterogeneidade espacial de parâmetros, variáveis de entrada, estados e condições iniciais.

Grayson e Blöschl (2002) advogam a necessidade de utilização de padrões espaciais para a diminuição de incerteza em modelos distribuídos:

“O uso de padrões espaciais está na sua infância em hidrologia, mas os resultados iniciais são encorajadores e há razões concretas para acreditar que um grande avanço pode ser obtido no entendimento de processos hidrológicos, bem como da quantificação de como estes processos afetam e são afetados pela variabilidade espacial em diferentes escalas. Mais especificamente, estes avanços dependem da disponibilidade de dados apropriados. O adjetivo “apropriado” se refere a dados que permitam o entendimento do sistema hidrológico, o teste de suposições e forneçam informações suficientes para resolver os problemas de não-unicidade (*non uniqueness*) e identificação de parâmetros (*parameter identifiability*) inerentes em modelos complexos. Padrões espaciais de resposta hidrológica são uma fonte de dados apropriada para este objetivo”.

A importância de padrões espaciais pode ser atestada pelo crescente número de técnicas disponíveis para a identificação, a quantificação e a redução de incerteza em modelos distribuídos, incluindo a incerteza de parâmetros pela perspectiva determinística (Madsen, 2003; Vieux, 2004), a incerteza de parâmetros e modelos pela perspectiva estocástica (Beven e Biley, 1992), a incerteza de estados (Walker e Houser, 2005), a incerteza de estados e parâmetros (Vrugt et al., 2004), a incerteza de parâmetros e dados de entrada (Carpenter e Georgakakos, 2004; Gourley e Vieux, 2006).

O termo assimilação de dados se refere ao emprego de observações visando a diminuição de incerteza em modelos. A assimilação de dados de sensoriamento remoto tem sido empregada com sucesso há décadas na meteorologia e na oceanografia, tendo sido usada apenas recentemente na hidrologia, principalmente na atualização de estado do teor de água no solo, mas também com exemplos envolvendo observações de temperatura superficial, neve, armazenamento de água superficial e vazão (Walker e Houser, 2005).

Estudos de assimilação de evapotranspiração real são ainda mais recentes, sendo baseados em calibração de parâmetros ligados diretamente aos fluxos hídricos (Ines e Droogers, 2002a; Jhorar et al., 2002; Immerzeel e Droogers, 2008), atualização de estados – evapotranspiração do modelo (Schuermans et al., 2003; Pipunic et al., 2008; Qin et al., 2008) ou restrição do espaço de parâmetros (Winsemius et al., 2008).

As estimativas de evapotranspiração obtidas a partir de superfícies termais desagregadas, no entanto, não têm sido utilizadas na inversão de modelos hidrológicos (Schuermans et al., 2003; Winsemius et al., 2008; Qin et al., 2008). Na bibliografia consultada, apenas o trabalho de Immerzeel e Droogers (2008) faz menção à desagregação da banda termal ou algum outro procedimento de *downscaling* das estimativas de evapotranspiração. Nesse trabalho, 16 imagens MODIS foram desagregadas para a resolução de 250 metros usando o procedimento T-SHARP - *Thermal image SHARPening algorithm* (Agam et al., 2007). Apesar da construção de uma série temporal diária, os valores de evapotranspiração foram agrupados na escala mensal por sub-bacia durante a aplicação do procedimento de assimilação. Desta forma, na bibliografia consultada, os procedimentos de inversão de modelos hidrológicos não

têm observado a unicidade entre a medida de evapotranspiração no pixel da imagem de satélite e uma determinada classe de uso da terra representada no modelo hidrológico.

Conforme já destacado, o aspecto da desagregação torna-se fundamental ao se trabalhar em áreas com cobertura superficial heterogênea, pois se deve garantir a correspondência direta entre parâmetros superficiais de cada uso da terra e a observação do satélite (*pixel*), contornando, dessa forma, o problema da não linearidade das estimativas de evapotranspiração (Moran et al., 1997; Su et al., 1999; Kustas et al., 2003; McCabe e Wood, 2006; Li et al., 2008).

A questão da representatividade temporal das imagens de satélite também influencia na qualidade da assimilação. Jhorar et al. (2002) ao analisarem a obtenção de parâmetros de Mualem – Van Genuchten por inversão de modelo SWAP (*Soil, Water, Atmosphere and Plant*), destacam que uma maior frequência de observações de evapotranspiração ocasiona uma identificação mais precisa dos parâmetros e do comportamento hidrológico superficial

Em relação à validação da assimilação da evapotranspiração em modelos hidrológicos, diferentes estratégias foram encontradas nas referências bibliográficas consultadas (tabela 3.4): (1) a comparação relativa entre superfícies de evapotranspiração obtidas remotamente e calculadas por modelos hidrológicos (Schuurmans et al., 2003; Pipunic et al., 2008; Qin et al., 2008; Pan et al., 2008); (2) restrição do espaço de parâmetros (Winsemius et al., 2008); (3) comparação dos parâmetros do modelo após assimilação com valores de referência obtidos in-situ ou na bibliografia (Ines e Droogers, 2002a); (4) impacto sobre o balanço hídrico, como a melhoria do hidrograma simulado (Immerzeel e Droogers, 2008). Baseados nestes critérios de validação, praticamente todos os estudos relataram impacto positivo da assimilação de evapotranspiração, a exceção apenas do estudo de Pan et al. (2008).

Tabela 3.4 - Resumo dos trabalhos encontrados na bibliografia sobre assimilação de evapotranspiração real em modelos hidrológicos.

Referência	Dado (sintético ou real)	(I) Sensor (II) Algoritmo (III) Modelo	Característica da série temporal de Eta (Resolução temporal, desagregação, etc)	Estratégia de assimilação	Validação	Avaliação	Conclusão
Winsemius et al. (2008)	Real	(I) MODIS (II) SEBAL (III)Semi-distribuído	15 imagens MODIS processadas durante um período de 6 meses (estação seca). Para os dias nublados, foi calculado a condutância superficial (gs) por meio da equação de Penman-Monteith e assumido constante no período entre imagens (tipicamente 10 a 15 dias).	Um modelo conceitual semi-distribuído foi adotado, com dois parâmetros mais diretamente associados com a evapotranspiração: Smax (máximo armazenamento na zona não saturada); Ip (limite da evaporação potencial). Após a execução do modelo com diferentes realizações de Monte Carlo, foram selecionadas as realizações com menores discrepâncias entre a evapotranspiração simulada e observada (SEBAL).	Observou-se uma maior restrição do espaço de parâmetros, com uma interpretação mais clara do comportamento esperado para diferentes coberturas de uso da terra.	Positiva	Os resultados mostram que, mesmo com dados limitados de campo, a evapotranspiração por sensoriamento remoto pode revelar deficiências estruturais do modelo e condicionar (limitar) o espaço de parâmetros.
Schuurmans et al. (2003)	Real	(I) AVHRR (II) SEBAL (III) SIMGRO	21 imagens usadas durante o período de 1 ano. Para a construção da série temporal diária foi adotado o procedimento padrão do SEBAL, sendo os valores diários agrupados posteriormente para a escala semanal no procedimento de assimilação.	A evapotranspiração atual do modelo foi atualizada usando os dados de evapotranspiração derivados do satélite: $ET_{a,novo} = ET_{a,sim} + k(ET_{a,sebal}/7 - ET_{a,sim})$ O ganho de Kalman indica a contribuição relativa das estimativas simuladas e obtidas pelo satélite, sendo igual a 1 quando a evapotranspiração atualizada é igual ao do satélite. Diferentes valores de k foram testados.	A validação realizada foi relativa, considerando a evapotranspiração obtida pelo satélite como referência.	Positiva	O estudo conclui que os dados obtidos pelo satélite permitem avaliar a consistência do modelo, sendo, neste caso específico, identificadas inconsistências na parametrização hidro-geológica.
Immerzeel ; Droogers (2008)	Real	(I) MODIS (II) SEBAL (III) SWAT	16 imagens MODIS em um período de 8 meses. As bandas termais foram desagregadas para a resolução de 250 metros usando o procedimento T-SHARP (Agam et al., 2007). Os valores diários obtidos pelo procedimento padrão do algoritmo SEBAL foram agrupados em valores mensais por sub-bacia.	Cinco parâmetros foram calibrados usando como referência os dados mensais de ETa por sub-bacia. No procedimento de calibração foi usado o algoritmo GML do pacote PEST.	A validação foi feita tomando-se como base os dados históricos de vazão. Nesta aplicação não havia dados de vazão durante o período de assimilação, de forma que comparou-se as vazões simuladas com as médias históricas obtidas em anos anteriores.	Positiva	O modelo calibrado com dados de ETa apresenta maior aproximação com os dados históricos comparativamente com o modelo base. Falta a descrição da parametrização do modelo base?
Pipunic et al. (2008)	Sintético	(I) MODIS / TM (simulado) - (III)CBM-CSIRO Biosphere Model	Dados de calor sensível e calor latente simulando o sensor MODIS foram gerados a partir da saída do modelo CBM com resolução espacial de 1 km e frequência bi-diária, correspondente aos satélites TERRA e AQUA. Os dados LANDSAT foram gerados a cada 16 dias com resolução de 30 metros. Em cada série foram introduzidos erros aleatórios correspondentes as incertezas descritas na literatura.	Para gerar os dados sintéticos de ETa e H o modelo CBM foi executado com parâmetros distribuídos. A seguir estes parâmetros foram perturbados e generalizados visando a obtenção de um cenário degradado. Este modelo degradado foi submetido a assimilação de dados simulados (MODIS e LANDSAT) por meio do filtro kalman. Foi testada a assimilação de (1) ETa, (2) H e (3) ETa + H para os sensores MODIS e ETM.	A validação foi baseada na capacidade de reprodução de ETa e H do modelo original (resolução plena) pela assimilação dos dados simulados de ETa e H no modelo degradado.	Positiva	Os resultados de assimilação bi-diários do MODIS foram superiores a assimilação a cada 16 dias do ETM, no entanto, não foi considerada no estudo uma heterogeneidade espacial significativa. A assimilação conjunta de ETa e H para o sensor MODIS foi semelhante a assimilação individual de ETa e H.

Tabela 3.4: (cont.)

Referência	Dado (sintético ou real)	(I) Sensor (II) Algoritmo (III) Modelo	Característica da série temporal de Eta (Resolução temporal, desagregação, etc)	Estratégia de assimilação	Validação	Avaliação	Conclusão
Qin et al. (2008)	Real	(I) MODIS (II) SEBS (III) WEP-L	20 imagens tomadas durante 1 ano. Estas imagens são consideradas observações independentes, não sendo construída uma série temporal.	Foi utilizado o filtro kalman estendido para a atualização do estado do modelo WEP-L em vinte observações ao longo do ano.	A validação do estudo limita-se a constatar que as estimativas do modelo WEP-L após a assimilação estão mais próximas das estimativas de ETa obtidas pelo SEBS.	Positivo	O estudo demonstra o potencial de utilização de observações de ETa obtidas por satélite para a atualização do balanço hídrico em modelos distribuídos.
Pan et al. (2008)	Real	(I) MODIS (II) SEBS (III) VIC	Não há descrição em relação ao número de imagens utilizada ou o procedimento para a construção da série temporal de ETa.	Foi utilizado o filtro kalman estendido e o filtro de partícula. De forma complementar também foi utilizado o modelo de erro Copula e um filtro para restringir o balanço hídrico. A assimilação ocorreu de forma simultânea para três produtos obtidos por sensoriamento remoto: 1. precipitação (3B42 / TRMM); 2. Umidade do solo (TMI); 3. ETa (SEBS/MODIS)	A validação ocorreu comparativamente com o modelo VIC sendo inicializado com precipitação obtida por radar em uma escala mais refinada (NLDAS).	Negativa	A assimilação de precipitação e umidade do solo resultou em impacto positivo, enquanto a assimilação de ETa resultou em um maior distanciamento em relação ao modelo executado com entrada de precipitação em melhor resolução espacial.
Ines e Droogers (2002a)	Real	(I) TM (II) SEBAL (III) SWAP	2 imagens selecionadas de forma a contemplar o desenvolvimento inicial e tardio das culturas agrícolas.	Foi aplicado algoritmo genético para a calibração dos parâmetros das equações de Mualem – Van Genuchten usando como função-objetivo a diferença entre ETa simulado e observado por sensoriamento remoto nas duas datas.	A validação ocorreu pela comparação entre os parâmetros calibrados e dados de solo obtidos na literatura para a região de estudo.	Positivo	A combinação entre sensoriamento remoto e algoritmo genético mostrou-se promissora em aplicações de modelos físicos. A modelagem inversa foi bem sucedida na obtenção de dados necessários para a modelagem regional.
Jhorar et al. (2002)	Sintético	(I) MODIS (simulado) - (III) SWAP	Considerou-se a existência sete e doze imagens obtidas durante um período de 60 dias, sendo introduzido erros aleatórios de 10 e 20%.	Foi aplicada uma estimativa inversa dos parâmetros de Mualem – Van Genuchten usando duas funções objetivo: 1. dados diários de ETa; 2. dados diários de transpiração (Ta).	A validação se deu pela comparação entre parâmetros calibradas pelo processo de inversão e inicialmente utilizados para calcular ETa e Ta.	Positivo	Com doze observações de ETa e Ta foi possível identificar de forma exata o conjunto de parâmetros α , n , θ_s . Quando um conjunto maior de parâmetros de v.g. foi considerado não foi possível obter os parâmetros exatos, mas o desvio tendeu a cair ao aumentar o número de observações.

4 METODOLOGIA

4.1 ÁREA DE TRABALHO

Os procedimentos para a construção da série temporal de evapotranspiração foram integralmente desenvolvidos e validados em uma porção a leste do Distrito Federal e entorno. A figura 4.1 mostra os limites da área de estudo (quadrado vermelho). A maior parte da área de estudo está localizada na Bacia do Rio Preto dentro dos limites do Distrito Federal, estende-se à oeste, em direção a Bacia São Bartolomeu, à leste na porção da Bacia do Rio Preto situada no município de Formosa – GO e ao sul englobando a parte superior da Bacia do Rio São Marcos.

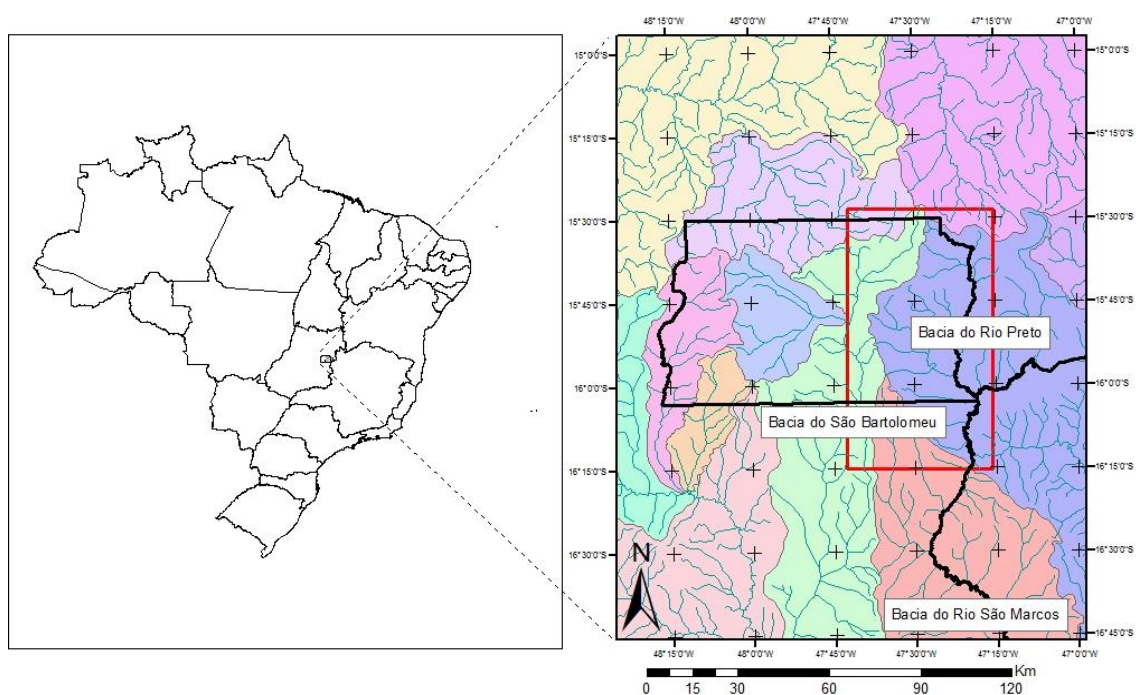


Figura 4.1 – Mapa de localização da área de estudo. Confeccionado a partir do Mapa da divisão política do Brasil (IBGE, 2010).

A área apresenta um clima tropical de altitude, com duas estações bem definidas, uma úmida e chuvosa (outubro a abril) e outra seca (maio a setembro). O índice pluviométrico médio é de 1200 mm/ano na Bacia do Rio Preto, estando principalmente concentrado na estação chuvosa. Durante a estação seca, período selecionado para a construção da série temporal de evapotranspiração, o teor de água no solo diminui gradativamente em áreas de vegetação nativa (Cerrado), com reflexos sobre a evapotranspiração das plantas e a umidade relativa do ar.

Durante os meses de maio a setembro, o Cerrado altera significativamente seu aspecto fisionômico, no qual a vegetação verde e vigorosa fica gradativamente mais seca. Na área de estudo, a vegetação de Cerrado pode ser encontrada à leste (porção da Bacia do Rio Preto localizada em Formosa – GO) e à oeste (Bacia do Rio São Bartolomeu).

A Bacia do Rio Preto – DF está situada no centro da área de estudo. O uso do solo na bacia é basicamente agropecuário, com pouca ocorrência de áreas de Cerrado e matas galerias. Destaca-se na bacia a agricultura irrigada, responsável por cerca de 80% da produção agrícola do Distrito Federal, sendo realizada a irrigação por pivô central com água captada diretamente dos cursos d'água ou pequenas barragens. Esse processo de retenção e armazenamento em barragens garante o fornecimento contínuo de água durante a época seca (Rodrigues et al., 2007). Dessa forma, mesmo nos meses mais secos é possível encontrar pivôs de irrigação com vegetação verde e bem desenvolvida com altas taxas de evapotranspiração.

4.2 MATERIAIS

4.2.1 Imagens de satélite

Para a construção da série temporal de evapotranspiração foi utilizado o sensor MODIS. Mas em diferentes etapas do trabalho foram realizadas validações cruzadas utilizando os sensores TM/LANDSAT e ASTER. As imagens foram em sua totalidade adquiridas gratuitamente por meio da rede mundial de computadores (*internet*). Para os produtos MODIS foi utilizada uma ferramenta de consulta e aquisição baseada na web chamada de *Warehouse Inventory Search Tool* (WIST), disponível em: https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/get_data/wist. As imagens do LANDSAT-5 foram adquiridas no sítio do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais: <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>. As imagens ASTER, notadamente os produtos de temperatura superficial, emissividade e reflectância, não estão prontamente disponíveis para aquisição por meio da *internet*. Nesse caso, os produtos foram obtidos por meio de contato com a agência de Administração Nacional de Oceanos e Atmosfera dos EUA (NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*).

4.2.2 Dados meteorológicos

Os dados meteorológicos utilizados para obtenção da série temporal de evapotranspiração foram obtidos da estação meteorológica da Embrapa Cerrados, situada no município de Planaltina – DF, ao norte da área de trabalho. Os seguintes dados foram adquiridos na escala horária para todo o ano de 2005: radiação solar; velocidade e direção do vento a dois metros de altura; temperatura e umidade relativa do ar a dois metros de altura; e precipitação.

4.2.3 Softwares utilizados

Para o processamento das imagens de satélite foram utilizados os seguintes softwares nas diferentes etapas do trabalho: IDRISI, ArcGIS, ERDAS Imagine e Excel. No caso dos softwares específicos de processamento de imagens – PDI foram utilizadas interfaces gráficas para modelagem de processos (*Model Builder*). Para calcular a evapotranspiração de referência foi utilizado o software RefET (Allen, 2011), disponível em: <http://www.kimberly.uidaho.edu/ref-et/>.

4.3 VISÃO GERAL

Para a construção da série temporal de evapotranspiração real com média resolução espacial foi utilizado o sensor MODIS, que possui 37 bandas espectrais com 3 resoluções espaciais (~250, ~500 e ~1000 metros). O produto de temperatura da superfície possui resolução espacial de 1 km, acarretando limitações em aplicações em escalas mais locais, tais como a estimativa de evapotranspiração em pivôs de irrigação.

A primeira etapa na construção da série temporal de evapotranspiração foi o desenvolvimento de algoritmos para melhorar a resolução espacial da banda termal do MODIS. Foram desenvolvidos quatro algoritmos de desagregação da temperatura, possibilitando melhorar a resolução espacial da banda termal para ~500 e ~250 metros, ou seja, equivalente às bandas do espectro refletido em melhor resolução espacial capturadas pelo MODIS. Os quatro algoritmos desenvolvidos nesta pesquisa se diferem das propostas atualmente utilizadas, principalmente no que se refere à adequação da função de correlação às especificidades locais da temperatura superficial. A correlação entre a temperatura da superfície e o parâmetro e/ou variável auxiliar não é considerada

estacionária, ou seja, os algoritmos foram desenvolvidos de forma que a função de correlação varie espacialmente. Após melhorar a resolução espacial da banda termal do MODIS, a evapotranspiração real instantânea (do momento exato do imageamento) foi estimada usando o algoritmo METRIC.

No cálculo da evapotranspiração, a temperatura superficial constitui a variável mais importante, entrando no cálculo de todos os componentes da equação de balanço de energia. O produto MOD11 (temperatura superficial) apresenta incerteza em relação à especificação da emissividade, obtida pelo método de classificação, principalmente em áreas áridas e semi-áridas onde a variabilidade da emissividade é muito grande. Dessa forma, nesta segunda etapa foi derivada uma equação para alterar a emissividade do produto MOD11.

Na terceira etapa, as estimativas da evapotranspiração instantâneas foram desmembradas nas componentes de transpiração e evaporação no solo por meio do acoplamento entre os modelos METRIC e TSEB. As componentes de transpiração e evaporação no solo foram utilizadas para se obter as curvas dos coeficientes basal (K_{cb}) e de evaporação (K_e) em pivôs de irrigação selecionados na área de estudo, sendo posteriormente as estimativas remotas comparadas com valores de referência encontrados na bibliografia.

Para extrapolar temporalmente as estimativas instantâneas de evapotranspiração (ex. para as escalas diária, semanal, mensal, sazonal, anual) foi utilizada a fração da evapotranspiração de referência – $ET_{ref}F$. Para estimar a fração é necessário desenvolver a equação de balanço de energia, sendo, portanto, complicado do ponto de vista operacional quando o número de imagens processadas é elevado, como na construção de uma série temporal de evapotranspiração. A fim de simplificar o processo de construção da série temporal de evapotranspiração, na última etapa foi proposto um procedimento que utiliza, a partir dos dados do balanço de energia, regressão linear para estimar a $ET_{ref}F$.

O fluxograma apresentado na figura 4.2 mostra de forma esquemática o conjunto de operações proposto para a construção da série temporal de evapotranspiração, sendo derivada do processamento sequencial e cumulativo dos cinco objetivos específicos.

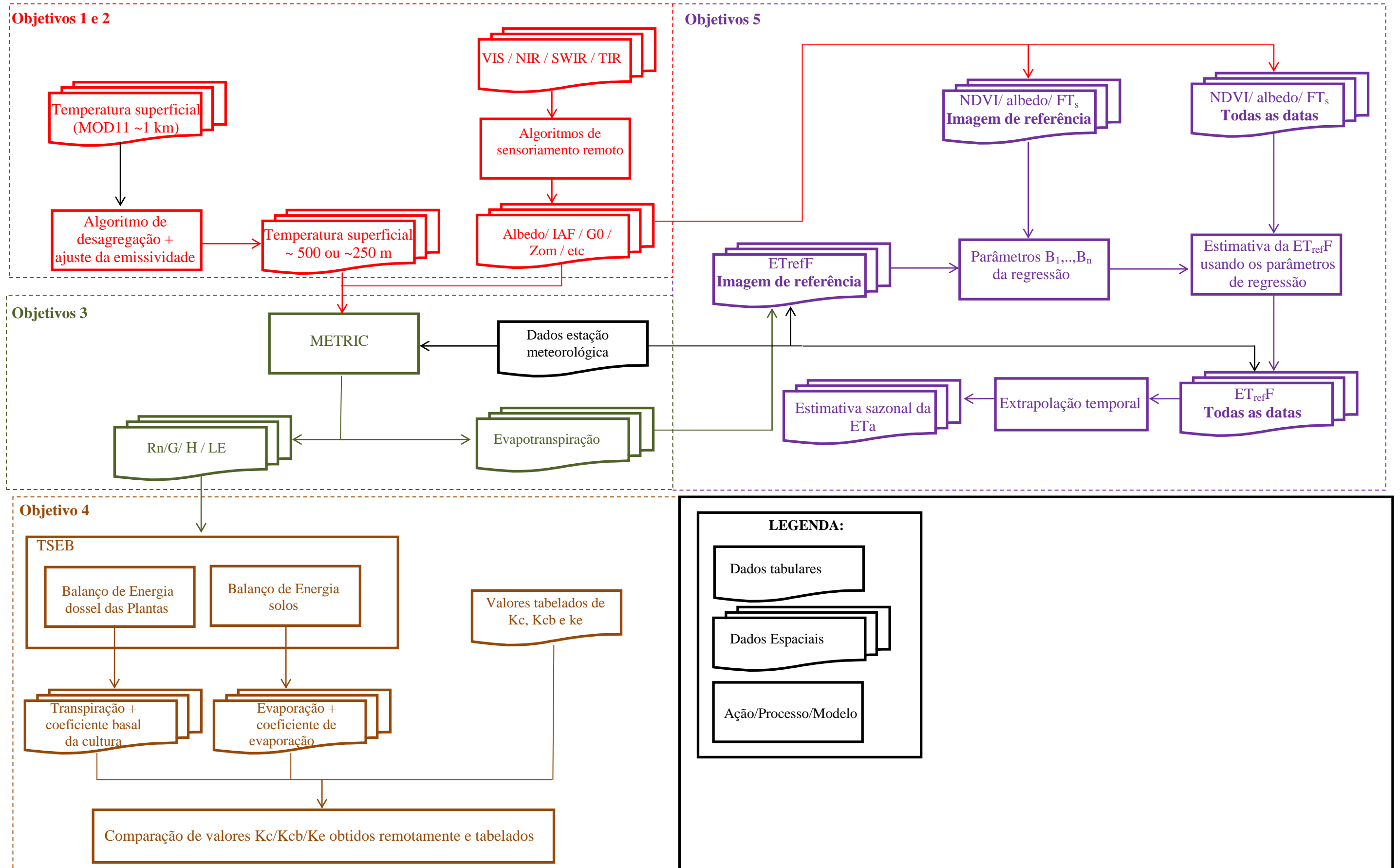


Figura 4.2- Fluxograma da metodologia para a construção da série temporal de evapotranspiração.

4.4 DESAGREGAÇÃO DA BANDA TERMAL DO MODIS

4.4.1 Pré-processamento: TM (LANDSAT)

Os sensores TM e ASTER foram utilizados no desenvolvimento dos algoritmos e na validação da desagregação da banda termal do MODIS, já que possuem banda termal com melhor resolução espacial, respectivamente com 120 e 90 metros. Esta etapa de pré-processamento será descrita apenas para o caso do sensor TM, haja vista que no caso dos sensores ASTER e MODIS foram utilizados os produtos pré-processados de reflectância, emissividade e temperatura da superfície.

4.4.1.1 Reflectância da Superfície

Inicialmente foi selecionada uma imagem do satélite LANDSAT-5 para a Bacia do Rio Preto/DF e entorno, com órbita/ponto 221/71 e data de 6 de maio de 2000³. Os valores digitais das bandas 1-5 e 7 do sensor TM foram transformados para reflectância de superfície, executando sequencialmente as seguintes transformações: 1. nível digital para radiância; 2. radiância para reflectância aparente; 3. reflectância aparente para reflectância de superfície.

4.4.1.1.1 Níveis digitais para radiância

Para converter os valores digitais das imagens para radiância utilizou-se a equação 4.1 e os valores de radiância mínima e máxima do sensor TM fornecidos por Chandler e Markham (2003) (tabela 4.1):

$$L_i = \left(\frac{L_{MAX} - L_{MIN}}{Q_{cal\ max}} \right) Q_{cal} + L_{MIN} \quad (\text{Eq.4.1})$$

em que L_{MAX} = radiância máxima ($Wm^{-2}\mu c^{-1}sr^{-1}$); L_{MIN} = radiância mínima ($Wm^{-2}\mu c^{-1}sr^{-1}$); Q_{cal} = nível digital; $Q_{cal\ max}$ = nível digital máximo = 255.

³ A radiometria dos sensores orbitais é degradada com o passar do tempo. Inicialmente foram selecionadas imagens mais recentes, mas a aplicação dos parâmetros fornecidos por Chandler e Markham (2003) produziram valores negativos de radiância para a região de Brasília. Dessa forma, optou-se por uma imagem mais antiga.

Tabela 4.1- Parâmetros de conversão de nível digital para radiância – LANDSAT-5 (modificado - Chandler e Markham, 2003).

RADIÂNCIAS ESPECTRAIS, LMIN λ E LMAX λ EM W/(m ² .sr.μm)								
Data Processamento	DE 1 DE MARÇO DE 1984 A 4 DE MAIO DE 2003				DEPOIS DE 5 DE MAIO DE 2003			
Banda	LMIN λ	LMAX λ	GANHO	OFFSET	LMIN λ	LMAX λ	GANHO	OFFSET
1	1,52	152,10	0,602431	-1,52	-1,52	193,0	0,762824	-1,52
2	-2,84	296,81	1,175100	-2,84	-2,84	365,0	1,442510	-2,84
3	-1,17	204,30	0,805765	-1,17	-1,17	264,0	1,039880	-1,17
4	-1,51	206,20	0,814549	-1,51	-1,51	221,0	0,872588	-1,51
5	-0,37	27,19	0,108078	-0,37	-0,37	30,2	0,119882	-0,37
6	1,2378	15,303	0,055158	1,2378	1,2378	15,303	0,055158	1,2378
7	-0,15	14,38	0,06980	-0,15	-0,15	16,5	0,065294	-0,15

4.4.1.1.2 Radiância para reflectância aparente

Os valores de radiância foram convertidos para reflectância por meio da equação 4.2, dessa forma, normalizando as imagens em função do ângulo zenital e irradiância solar.

$$\rho = \frac{\pi L_i d^2}{E_{\text{SUN}} \cos\theta_s} \quad (\text{Eq.4.2})$$

em que ρ = reflectância (adimensional); d^2 = distância relativa Sol – Terra (unidades astronômicas); L_i = radiância aparente ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{c}^{-1}\text{sr}^{-1}$); E_{SUN} = irradiância solar ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{c}^{-1}$); $\cos\theta_s$ = cosseno do ângulo zenital; $\pi \cong 3,14$.

4.4.1.1.3 Reflectância aparente para reflectância de superfície

Para calcular a reflectância de superfície, os efeitos atmosféricos aditivos e multiplicativos da imagem foram removidos utilizando o código de transferência radiativa MOTRAN, conforme implementado no módulo ATCOR do ERDAS Imagine (GMBH Geosystems, 2009). Em função da ausência de informação meteorológica, os parâmetros atmosféricos foram estimados interativamente por meio da análise da curva espectral de superfícies conhecidas, como água, solo exposto e vegetação.

4.4.1.2 Temperatura superficial

A temperatura superficial (T_s) foi calculada para as imagens LANDSAT-5 utilizando a equação de Planck (Markham e Barker, 1986):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln[\varepsilon_{NB} K_1 / L_{i,cor}] + 1} \quad (\text{Eq.4.3})$$

em que ε_{NB} = emissividade da superfície correspondente a banda termal do sensor; $L_{i,cor}$ = radiação termal da superfície corrigida dos efeitos atmosféricos; K_1 e K_2 = constantes específicas do sensor TM.

Como o objetivo desta etapa foi justamente desagregar as estimativas de temperatura por meio da utilização de índices de vegetação, a emissividade na equação 4.3 foi considerada constante em toda a superfície (emissividade = 0,975), já que a emissividade em geral varia entre 0,95 (solo exposto) e 0,99 (água pura). Desta forma, evitando-se que a banda termal seja corrigida e posteriormente correlacionada com um mesmo parâmetro.

Os efeitos atmosféricos sobre a radiância da banda termal foram corrigidos usando o modelo de transferência radiativa MODTRAN e os perfis atmosféricos derivados do modelo climático do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), conforme implementação de Barsi et al. (2003).

4.4.2 Algoritmos de desagregação da banda termal

Os algoritmos de desagregação se diferem principalmente na determinação da relação (função) entre a temperatura da superfície e o P.V. auxiliar. No presente trabalho foram propostos quatro procedimentos baseados em regressão linear, sendo nos três primeiros usados o método dos mínimos quadrados e no último a simulação estocástica.

Diferentes P.V. auxiliares foram testados, incluindo o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), a Fração Vegetada (FV), o Índice de Umidade por Diferença Normalizada (NDWI) e a componente *Wettness* da transformação *Tasseled Cap* (TCW).

Para o desenvolvimento do procedimento de desagregação foi utilizado o sensor TM do satélite LANDSAT-5, pois esse possui banda termal com resolução espacial adequada (120 metros) para simular todas as resoluções disponíveis do sensor MODIS. A banda termal no caso do sensor MODIS está disponível apenas para a resolução de 1 km. Ao

simular o sensor MODIS, foi possível obter as imagens termais nas resoluções adicionais de 480 e 240 metros, utilizadas para a validação do procedimento de desagregação. Essas resoluções degradadas do sensor TM correspondem aproximadamente às resoluções disponíveis do sensor MODIS (250, 500 e 1000 metros).

4.4.2.1 Modelo 1: “global”

Inicialmente foi realizada a regressão linear entre a temperatura da imagem de baixa resolução (960 metros) e o P.V. auxiliar de melhor resolução (480 ou 240 metros) – figura 4.3. Esta estimativa foi obtida pelo método de mínimos quadrados considerando toda a imagem, ou seja, trata-se de uma estimativa global para a área de estudo.

À estimativa inicial (temperatura correspondente à resolução de 480 ou 240 metros) foi imposta uma restrição de preservação dos valores de temperatura da menor resolução (960 metros), ou seja, o valor de temperatura observado na imagem de baixa resolução espacial pode ser novamente obtido ao realizar a média da temperatura das imagens desagregadas. Isto foi realizado em três etapas: 1) inicialmente obteve-se a média da estimativa de temperatura de todos os sub-pixels dentro do pixel de 960 metros; 2) o valor de temperatura observado na escala de 960 metros (imagem original) foi subtraído da estimativa de temperatura agregada na etapa 1; 3) a diferença obtida na etapa 2 (positiva ou negativa) foi adicionada a cada um dos sub-pixel.

Esta estimativa, chamada de temperatura normalizada (temperatura estimada de 480 metros com adição de erro), substitui a imagem de temperatura original de 960 metros. O procedimento se repete de forma iterativa até o ponto em que não haja incremento no valor de correlação da temperatura com o P.V. auxiliar.

O modelo global foi aplicado para a resolução de 480 metros com 10 combinações diferentes entre índices de vegetação e umidade: NDVI; FC; NDWI; TCW; NDVI + TCW; NDVI + NDWI; NDVI + NDWI + TCW; FC + TCW; FC + NDWI; FC + NDWI + TCW.

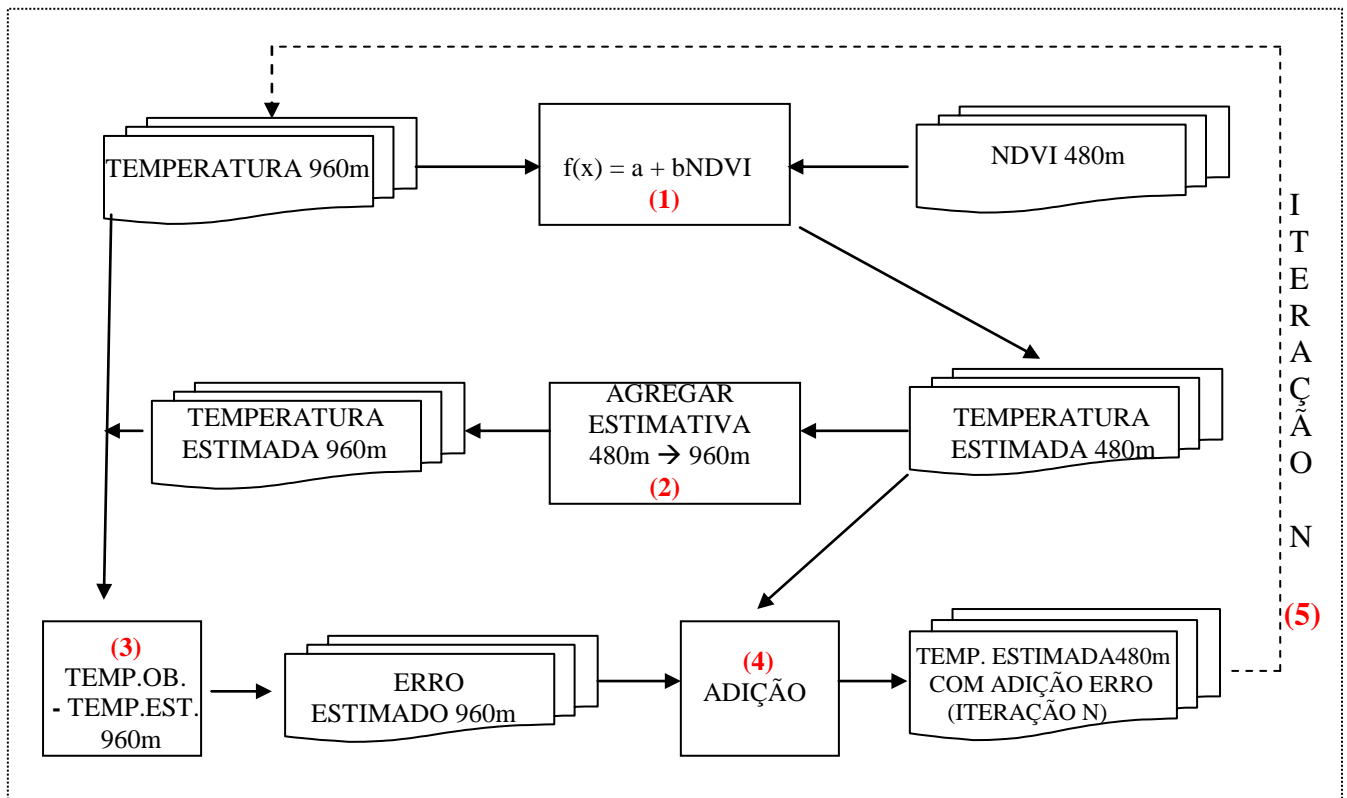


Figura 4.3- Fluxograma de processamento do algoritmo global de desagregação da banda termal.

4.4.2.2 Modelos 2 e 3: “janela fixa” e “janela móvel”

Os modelos “janela fixa” e “janela móvel” são semelhantes ao modelo global. A diferença reside na área utilizada para a determinação dos parâmetros da equação de regressão. No caso do modelo “janela fixa”, o cálculo de mínimos quadrados foi realizado em uma janela de 9 x 9 pixels sem sobreposição (figura 4.4). Enquanto no modelo de “janela móvel” a janela de 9 x 9 pixel apresenta sobreposição, sendo centrada em cada pixels tomado individualmente, ou seja, em uma área de 9 x 9 pixels foram executados 81 modelos (figura 4.5).

Esta modificação pretende capturar de forma mais precisa as variações da correlação entre a temperatura e o P.V. auxiliar, sendo baseado em dados locais em detrimento de uma perspectiva mais global (modelo não estacionário). O tamanho ideal da janela varia em cada área analisada em conformidade com as características de uso da terra. A janela deve ser suficientemente grande para que seja possível estabelecer a relação entre a temperatura de 960 metros e a variação do P.V. auxiliar subjacente.

Os parâmetros de regressão derivados dos modelos 1 a 3 são estimados em áreas selecionadas da imagem de satélite, envolvendo um grande número de pixels, com um mínimo de 81 pixels no caso dos modelos “janela fixa” e “janela móvel”, não garantindo que os parâmetros desses modelos sejam totalmente válidos para todos os pixels da janela.

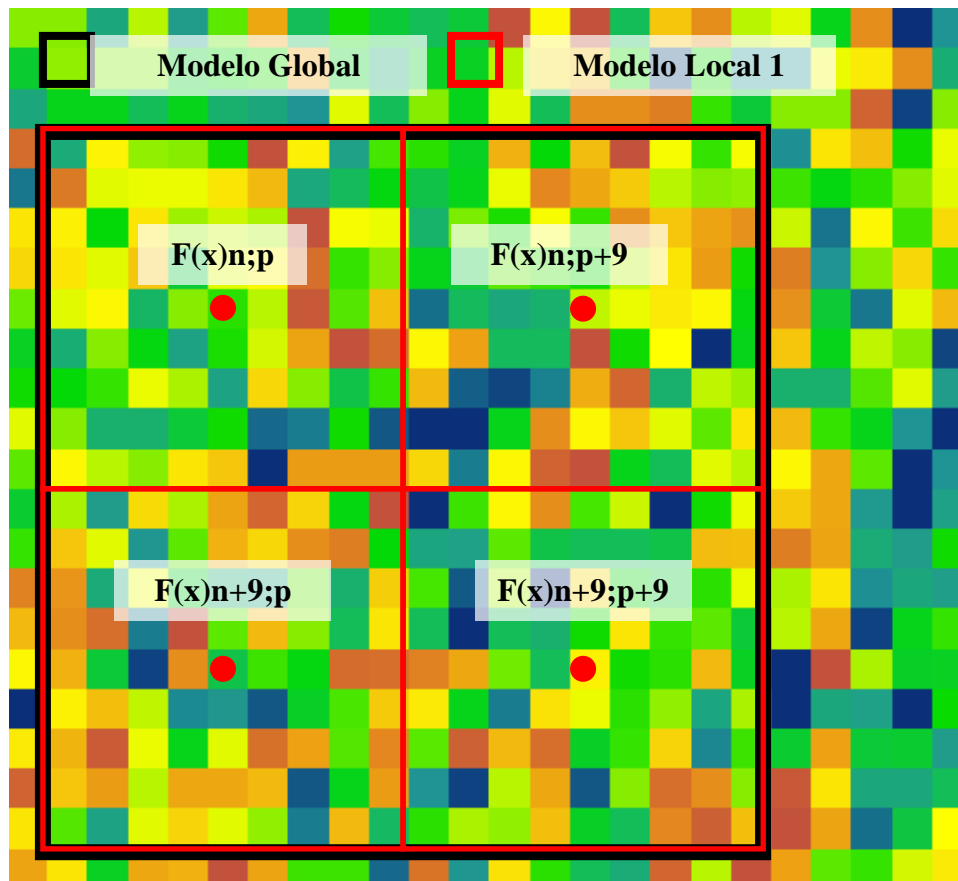


Figura 4.4- Modelos Global e Janela Fixa.

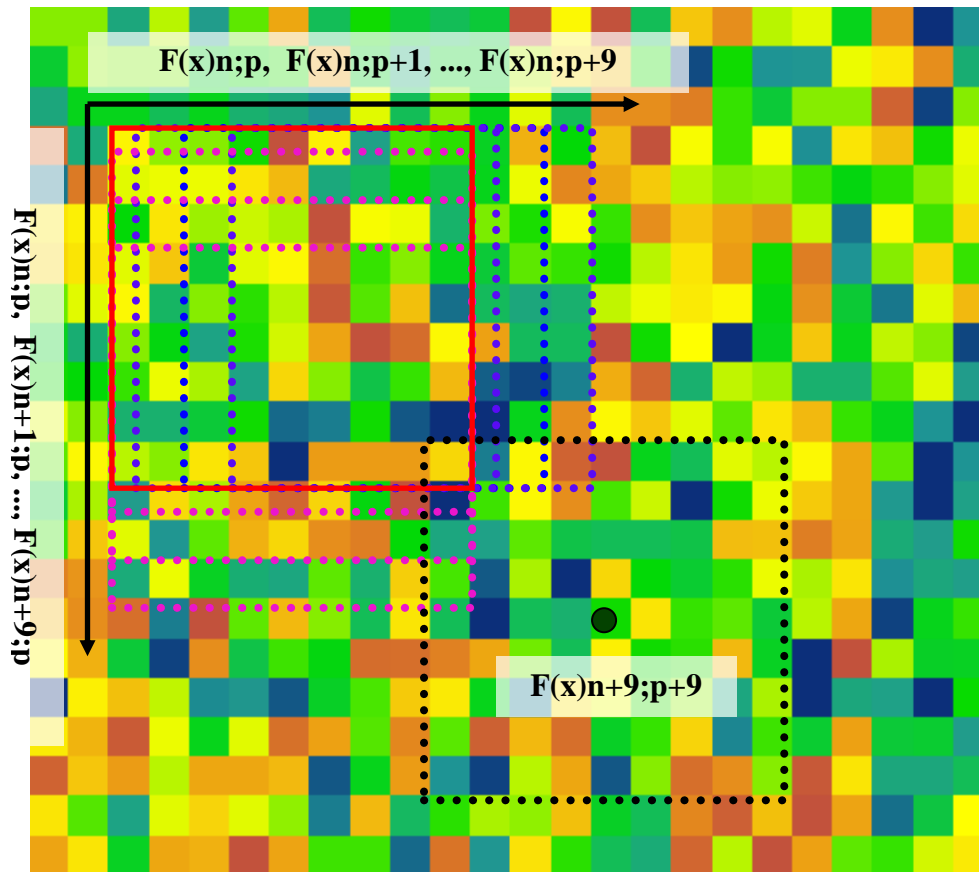


Figura 4.5- Modelo Janela Móvel.

4.4.2.3 Modelo 4: “estocástico”

No modelo estocástico⁴, o procedimento de desagregação é aplicado de forma independente em cada pixel da imagem, constituindo, desta forma, o modelo mais “local” comparativamente aos modelos 1 a 3.

Inicialmente foi determinado o espaço de parâmetros factível para a regressão entre a temperatura de 960 metros e o P.V. auxiliar em melhor escala, seja 480 ou 240 metros (figura 4.6). No caso de uma regressão linear simples (ex. temperatura 960 m x NDVI 240 m), por exemplo, os parâmetros a serem amostrados são o intercepto (B0) e o coeficiente angular (B1) da equação de regressão. O intercepto corresponde ao ponto no qual a reta de regressão “corta” o eixo y, ou seja, neste modelo corresponde a temperatura observada em situação de solo exposto (NDVI próximo à zero). O coeficiente angular está relacionado com a taxa de queda da temperatura superficial em

⁴ O termo estocástico neste caso não se refere à análise de séries temporais, no qual a dependência temporal afeta a probabilidade de ocorrência de um fenômeno. O termo é utilizado de forma semelhante ao empregado em Beven e Biley (1992), ou seja, o reconhecimento que diferentes conjuntos de parâmetros são capazes de produzir simulações aceitáveis.

função do incremento unitário do índice de vegetação. O espaço de parâmetros factível é então constituído por todos os possíveis valores de B0 e B1 em uma área de estudo em determinada época do ano. Como não se conhece a priori esse espaço de parâmetros, pode-se partir de uma estimativa média (mínimos quadrados para toda a imagem) e definir um intervalo amplo de ocorrência de B0 e B1, com valores bastante superiores e inferiores em relação à média.

A definição do espaço de atributos é necessária para que sejam amostradas diferentes realizações dos parâmetros da equação de regressão. Diferentes técnicas podem ser utilizadas para obtenção de amostras, como a amostragem uniforme, simulação de Monte-Carlo e Hipercubo Latino. O número total de realizações é “N”. A realização “Ni” se refere a uma combinação específica dos parâmetros B0 e B1.

No presente trabalho foi utilizado a amostragem uniforme dos parâmetros. Ao todo foram geradas 63.511 combinações de parâmetros [(301 x B0) x (211 x B1)]. A definição do espaço de parâmetros e sua amostragem foram feitas da seguinte forma:

- 1) foi realizada a regressão entre a temperatura e o NDVI para toda a área de estudo na resolução de 960 m;
- 2) os parâmetros B0 e B1 derivados da resolução de 960m ($B0_{960m}$ e $B1_{960m}$) foram considerados como valores centrais para o espaço de parâmetros;
- 3) para o parâmetro B0 considerou-se os limites de ± 15 K a partir do valor de $B0_{960m}$, sendo utilizado incrementos positivos e negativos de temperatura de 0.1 K, o que resultou em 301 valores possíveis ($-150*0.1 + B0_{960m} \leq B0_i \leq 150*0.1 + B0_{960m}$);
- 4) para o parâmetro B1, considerou-se os limites de $\pm 10.5*NDVI$ a partir de $B1_{960m}$, com incrementos positivos e negativos de 0.1, resultando em 211 valores possíveis ($-105*0.1 + B1_{960m} \leq B1_i \leq 105*0.1 + B1_{960m}$).

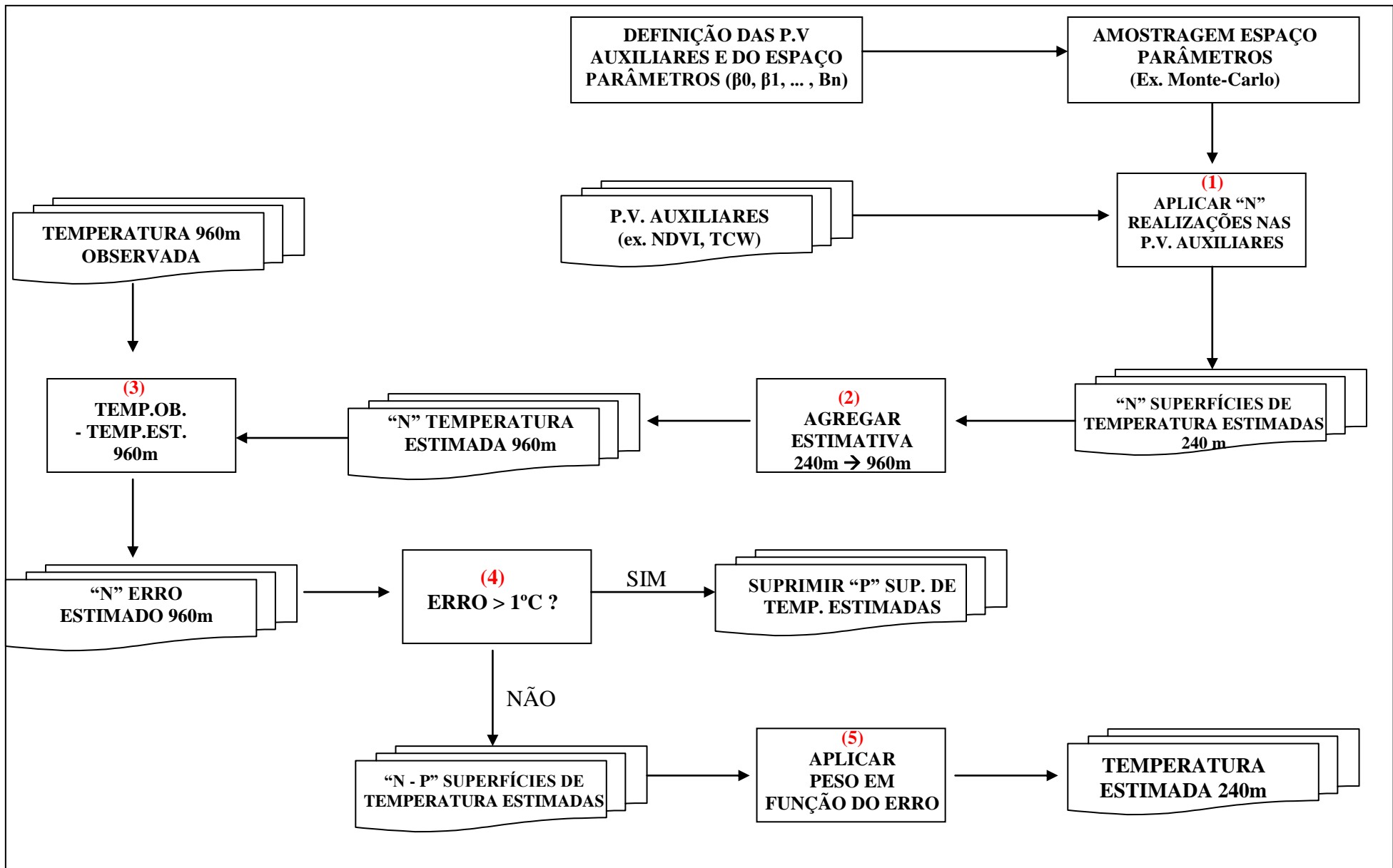


Figura 4.6- Fluxograma de processamento do algoritmo estocástico para desagregação da banda termal.

Em cada pixel de temperatura de 960 metros, “N” realizações da regressão foram executadas, resultando em “N” x “k” estimativas de temperatura, sendo “k” o número de sub-pixels do P.V. auxiliar:

$$\hat{T}_{k;Ni;240m} = B0_{Ni} + B1_{Ni} NDVI_{k;240m} \quad (\text{Eq.4.4})$$

em que $\hat{T}_{k;Ni;240m}$ = temperatura estimada de 240 metros no sub-pixel “k” utilizando a realização de parâmetros “Ni”; $B0_{Ni}$ = intercepto da realização “Ni”; $B1_{Ni}$ = coeficiente angular da realização “Ni”; $NDVI_{k;240m}$ = índice de vegetação do sub-pixel de 240 metros “k”.

As estimativas de temperatura dos sub-pixels foram então agrupados por seu valor médio na resolução de 960 metros:

$$\hat{T}_{l;Ni;960m} = \sum_{k=1}^{16} \hat{T}_{k;Ni;240m} / 16 \quad (\text{Eq.4.5})$$

em que $\hat{T}_{l;Ni;960m}$ = temperatura média estimada no pixel de 960 metros “l”, usando a realização de parâmetro “Ni.”.

A seguir o valor de temperatura observado na escala de 960 metros ($T_{l;960m}$) foi subtraído desta estimativa média, resultando nos erros de estimativa de cada realização da regressão:

$$ERRO1_{l;Ni;960m} = \left| T_{l;960m} - \hat{T}_{l;Ni;960m} \right| \quad (\text{Eq.4.6})$$

em que $ERRO1_{l;Ni;960m}$ = erro absoluto de cada realização da regressão na resolução de 960 metros do pixel “l”; $T_{l;960m}$ = temperatura observada de 960 metros no pixel “l”.

As realizações com erro absoluto acima de 1 K foram eliminadas da análise, as demais receberam peso em função do erro médio no pixel de 960 metros, sendo maior o peso

para estimativas com menores erros. A variação do peso foi considerada como linear em função do erro médio de temperatura no pixel de 960 metros:

$$PESO_{1;Ni;960m} = (1 - ERRO_{1;Ni;960m}) \quad (Eq.4.7)$$

em que $PESO_{1;Ni;960m}$ = peso inicial atribuído a realização “Ni”.

Os pesos de todas as realizações consideradas factíveis (erro estimativa de temperatura < 1 K) foram normalizados de forma que a soma total de pesos seja igual à unidade (somatório de pesos = 1):

$$PESONOR_{1;Ni;960m} = \frac{PESO_{1;Ni;960m}}{\sum_{i=1}^{n-p} PESO_{1;Ni;960m}} \quad (Eq.4.8)$$

em que $PESONOR_{1;Ni;960m}$ = peso normalizado da realização “Ni”.

A estimativa final de temperatura se deu pela soma de todas as realizações factíveis ponderadas pelo peso normalizado (função do erro):

$$\hat{T}_{final\ k;Ni;240m} = \sum_{i=1}^{n-p} \hat{T}_{k;Ni;240m} PESONOR_{1;Ni;960m} \quad (Eq.4.9)$$

em que $\hat{T}_{final\ k;Ni;240m}$ = estimativa final da temperatura com 240 metros no sub-pixel “k”.

Os modelos 2, 3 e 4 (janela fixa, janela móvel e estocástico) foram aplicados em dois esquemas de desagregação:

Esquema 1: modelos 2, 3 e 4 aplicados diretamente a superfície de temperatura de 960 metros, utilizando como P.V. auxiliar o NDVI com 240 metros;

Esquema 2: modelos 2, 3 e 4 aplicados sobre a superfície de temperatura estimada de 480 metros (correspondente ao melhor resultado da desagregação do modelo global na resolução de 480 metros) utilizando como P.V. auxiliar o NDVI com 240 metros.

4.4.3 Análise dos procedimentos de desagregação

Para o desenvolvimento do procedimento de desagregação foi utilizado o sensor TM do satélite LANDSAT-5, sendo a imagem de 960 metros objeto dos procedimentos de desagregação e as imagens termais reamostradas para 240 e 480 metros utilizadas na validação. Ao utilizar apenas uma imagem no desenvolvimento dos algoritmos de desagregação são apenas considerados os efeitos de escala, sem incluir questões como geometria de aquisição, correção atmosférica, características do sensor, entre outras, que devem ser necessariamente consideradas ao se comparar as estimativas obtidas de dois sensores independentes (ex. temperatura desagregada do MODIS x ASTER).

Após o desenvolvimento da técnica de desagregação, foi feita uma validação cruzada utilizando os sensores MODIS e ASTER. Essa validação é de fundamental importância, pois nas etapas subsequentes do trabalho foi utilizado o sensor MODIS.

Os produtos MODIS utilizados foram o MOD11A1 e o MOD09GA. O MOD11A1 é o produto de temperatura/emissividade gerado diariamente com resolução de 1 km a partir da aplicação do algoritmo “*Split Window*” (Wan e Dozier, 1996). O MOD09GA é o produto diário de reflectância de superfície com resolução espacial de 500 metros. O NDVI e o NDWI foram calculados respectivamente pelas equações 3.28 e 3.30. A TCW foi calculada por meio dos coeficientes disponíveis em Lobser e Cohen (2008).

4.5 ESTIMATIVA DE VARIÁVEIS E PARÂMETROS BIO-FÍSICOS NECESSÁRIOS PARA SE CALCULAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO

4.5.1 Parâmetros e variáveis obtidos por sensoriamento remoto

A seguir é descrita a proposta para aquisição das seguintes variáveis e parâmetros obtidos remotamente: reflectância de superfície, albedo, índice de área foliar, temperatura da superfície e emissividade. As inovações propostas incluem uma equação para alterar a emissividade no produto de temperatura do MODIS, a forma de calcular o

índice de área foliar e a utilização do produto “lâmina total de água na atmosfera” (MOD05) no cálculo da reflectância.

4.5.1.1 Temperatura da superfície

A temperatura da superfície nos balanços de radiação e energia foi obtida do produto MOD11. Em regiões áridas e semi-áridas, o MOD11 tem subestimado as temperaturas superficiais comparativamente aos valores obtidos por outros sensores orbitais ou observadas in-situ. Estas subestimativas estão ligadas a definição da emissividade do algoritmo “*Split Window*”. Esse problema foi observado no presente trabalho ao comparar os produtos MOD11 e AST08. Dessa forma, inicialmente foi realizada a alteração da emissividade do MOD11 (a derivação da equação para alterar a emissividade está a seguir explicada). A partir da alteração da emissividade, a temperatura de 1 km de resolução espacial foi desagregada para 500 metros usando o algoritmo Global e os P.V. auxiliares NDVI, NDWI e TCW (ver resultado 5.2.1).

Para ajustar a temperatura do MODIS foi derivada uma equação que permite substituir a emissividade do produto MOD11, sem alterar a correção atmosférica, os valores de radiância das bandas termais e os coeficientes do algoritmo *Split-Window*. A nova emissividade utilizada no ajuste da temperatura superficial foi obtida da proposta de Allen et al. (2007a), no qual a emissividade em banda estreita (emissividade medida pelo satélite) é estimada em função do índice de área foliar (IAF) em cada pixel:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033IAF \quad (\text{Eq.4.10})$$

A emissividade obtida do IAF foi considerada mais adequada em áreas áridas e semi-áridas comparativamente a emissividade obtida pelo método de classificação (Warren et al., no prelo / Apêndice A).

Para alterar a emissividade do sensor MODIS desenvolveu-se procedimento baseado na equação de Planck (equação 4.11) e da excitância de um corpo cinza (equação 4.12):

1. A partir da estimativa de temperatura do MODIS utilizou-se a equação de Planck para estimar a radiância. Isto resulta na radiância de um corpo negro na temperatura de cada pixel do MODIS:

$$B_{\lambda}(Ts) = \frac{K1}{\lambda^5 \left(\exp\left(\frac{K2}{\lambda Ts}\right) - 1 \right)} \quad (\text{Eq.4.11})$$

em que $B_{\lambda}(Ts)$ = radiância de um corpo negro em uma determinada temperatura ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$); λ = comprimento de onda médio das bandas 31 e 32 do MODIS (μm^{-1}); Ts = temperatura superficial (K); $K1$ e $K2$ = constantes universais do sensor MODIS, com valores de $3,74 \cdot 10^{-16} \text{Wm}^{-2}$ e $14388 \mu\text{m}^{-1} \text{K}$.

2. A radiância obtida pela equação 4.11 foi multiplicada pela emissividade média das bandas 31 e 32, obtendo-se assim a radiância superficial (L_{sup}) na faixa espectral correspondente as bandas 31 e 32. Isto é realizado usando a equação de excitância de um corpo cinza em relação a um corpo negro:

$$B_{\lambda}(Ts)\varepsilon_{\lambda} = L_{\text{sup}\lambda} \quad (\text{Eq.4.12})$$

em que ε_{λ} = emissividade média das bandas 31 e 32 do MODIS (adimensional); $L_{\text{sup}\lambda}$ = radiância superficial original do produto MOD11 ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$).

3. L_{sup} , equação 4.12, foi dividida pela emissividade em banda curta proposta por Allen et al.(2007), obtendo-se nova equação para estimar a radiância do corpo negro:

$$\frac{B_{\lambda}(Ts)\varepsilon_{\lambda}}{\varepsilon_{\text{new}\lambda}} = \frac{L_{\text{sup}\lambda}}{\varepsilon_{\text{new}\lambda}} = B_{\lambda}(Ts_{\text{new}}) \quad (\text{Eq.4.13})$$

no qual $\varepsilon_{\text{new}\lambda}$ é a nova emissividade (adimensional), conforme proposta de Allen et al. (2007a); $B_{\lambda}(Ts_{\text{new}})$ é a nova radiância do corpo negro ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$).

4. Utilizando-se a equação 4.13 e a equação invertida de Planck, um novo valor de temperatura foi calculado pela equação 4.14:

$$Ts(\text{new}) = \frac{K2}{\lambda \ln\left(\frac{K1}{\lambda^5 B_{\lambda}(Ts)} + 1\right)} \quad (\text{Eq.4.14})$$

em que $Ts(\text{new})$ = estimativa da temperatura superficial com uma nova emissividade (K).

A partir desse procedimento se pode derivar uma única equação para alterar a temperatura do sensor MODIS em função de uma nova estimativa de emissividade, ou seja, substituir a emissividade obtida pelo método de classificação (Snyder et al., 1998) pela emissividade estimada usando o índice de área foliar (Allen et al., 2007).

Trabalhando-se as equações 4.10 e 4.11 obtém-se a equação 4.15:

$$L_{sup\lambda} = \varepsilon_{\lambda} \frac{K1}{\lambda^5 \left(\exp\left(\frac{K2}{\lambda T_s}\right) - 1 \right)} \quad (\text{Eq.4.15})$$

Explicitando $L_{sup\lambda}$ na equação 4.13 e substituindo na equação 4.15, obtém-se:

$$B_{\lambda}(Ts_{new}) = \frac{\varepsilon_{\lambda}}{\varepsilon_{new\lambda}} \frac{K1}{\lambda^5 \left(\exp\left(\frac{K2}{\lambda T_s}\right) - 1 \right)} \quad (\text{Eq.4.16})$$

A equação invertida de Planck possibilita calcular a nova temperatura:

$$T_{s_{new}} = \frac{K2}{\lambda \ln\left(\frac{K1}{\lambda^5 B_{\lambda}(Ts_{new})} + 1\right)} \quad (\text{Eq.4.17})$$

Substituindo $B_{\lambda}(Ts_{new})$, equação 4.17, pela equação 4.16, tem-se:

$$T_{s_{new}} = \frac{K2}{\lambda \ln\left(\frac{K1}{\lambda^5 \frac{\varepsilon_{\lambda}}{\varepsilon_{new\lambda}} \frac{K1}{\lambda^5 \left(\exp\left(\frac{K2}{\lambda T_s}\right) - 1 \right)} + 1\right)} = \frac{K2}{\lambda \ln\left(\frac{\varepsilon_{new\lambda}}{\varepsilon_{\lambda}} \left(\exp\left(\frac{K2}{\lambda T_s}\right) - 1 \right) + 1\right)} \quad (\text{Eq.4.18})$$

A equação (4.18) permite que a temperatura superficial do produto MOD11 seja ajustada em função de uma nova estimativa de emissividade.

4.5.1.2 Índice de Área Foliar – IAF

O índice de área foliar foi relacionado com o NDVI (Justice, 1986):

$$IAF = IAF_{max}[(NDVI_i - NDVI_{min}) / (NDVI_{max} - NDVI_{min})] \quad (Eq.4.19)$$

O índice de vegetação máximo varia conforme a classe de uso da terra. Para a Bacia do Rio Preto – DF e entorno, esses valores para culturas agrícolas podem ser obtidos em Rodrigues et al. (2009) e para diferentes fisionomias de Cerrado em Pinheiro et al. (1998), conforme sintetizado na tabela 4.2.

Tabela 4.2- Índice de Área Foliar para diferentes usos da terra na Bacia do Rio Preto (DF) e entorno (modificado – Rodrigues et al., 2009; Pinheiro et al., 1998).

Uso da terra	IAF	Uso da terra	IAF
Campo Limpo 1	4,3	Campo Cerrado 1	2,9
Campo Limpo 2	2,9	Campo Cerrado 2	3,0
Campo Limpo 3	3,3	Campo Cerrado 3	2,7
Campo Limpo (média)	3,5	Campo Cerrado (média)	2,8
Campo Sujo 1	2,8	Cerrado “sensu stricto” 1	3,4
Campo Sujo 2	3,7	Cerrado “sensu stricto” 2	3,4
Campo Sujo 3	3,5	Cerrado “sensu stricto” 3	3,1
Campo Sujo (média)	3,3	Cerrado (média)	3,3
Feijão	3,8		
Forrageira	4,0		
Trigo(SD)	4,4		
Soja(SD)	5,0		
Milho (SD)	5,9		
Aveia(SD)	6,3		
Trigo(SC)	9,2		

Os valores de NDVI máximo e mínimo foram obtidos a partir dos percentis 97 e 3 da frequência acumulada do NDVI.

4.5.1.3 Emissividade em banda larga

A emissividade em banda larga, compreendida entre 8 e 14 micrômetros, é utilizada no cálculo da radiação emitida em ondas longas pela superfície terrestre. Para calcular a emissividade em banda larga foi utilizada a equação proposta de Allen et al. (2007a):

$$E_0 = 0.95 + 0,01IAF \quad \text{para } IAF \leq 3 \quad (\text{Eq.4.20})$$

Essa equação empírica foi obtida a partir de dados globais de emissividade termal de solos e vegetação da biblioteca espectral da Universidade de Santa Bárbara – EUA (UCSB *Emissivity Library*).

4.5.1.4 Reflectância de Superfície

A reflectância aparente (ou reflectância bi-direcional observada no satélite) foi obtida pela equação 4.21:

$$\rho = \frac{\pi L_i d^2}{E_{\text{SUN}} \cos \theta_s} \quad (\text{Eq.4.21})$$

em que ρ = reflectância (adimensional); d^2 = distância relativa Sol-Terra (unidades astronômicas); L_i = radiância aparente medida no pixel ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$); E_{SUN} = irradiância solar ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$); $\cos\theta_s$ = cosseno do ângulo zenital; $\pi = 3,14$.

Para obter a reflectância de superfície, Tasumi et al. (2008) propõem uma equação que considera a transmitância da atmosfera e a reflectância de trajetória (reflectância de espalhamento da atmosfera entre o alvo e o sensor):

$$\rho_{s;b} = \frac{R_{out;s;b}}{R_{in;s;b}} = \frac{\rho_{t;b} - \rho_{a;b}}{\tau_{in;b} - \tau_{out;b}} \quad (\text{Eq.4.22})$$

em que $R_{in;s;b}$ e $R_{out;s;b}$ ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$) = radiâncias hemisféricas de superfície incidente e refletida; $\rho_{t;b}$ = reflectância de superfície; $\rho_{a;b}$ = reflectância de trajetória; $\tau_{in;b}$ e $\tau_{ou;b}$ = transmitâncias da atmosfera na direção da superfície e do sensor.

A reflectância de trajetória foi calculada para cada banda espectral em função da transmitância atmosférica da banda, sendo proporcional a $(1 - \tau_{in;b})$:

$$\rho_{a;b} = C_b(1 - \tau_{in;b}) \quad (\text{Eq.4.23})$$

em que C_b = fator de escala para a banda b do sensor MODIS (tabela 4.3).

As transmitâncias da atmosfera nas duas direções foram calculadas em função da coluna de água na atmosfera (mm):

$$\tau_{in;b} = C_1 \exp\left[\frac{C_2 P - C_3 W - C_4}{\cos \theta}\right] + C_5 \quad (\text{Eq.4.24})$$

$$\tau_{out;b} = C_1 \exp\left[\frac{C_2 P - C_3 W - C_4}{\cos \eta}\right] + C_5 \quad (\text{Eq.4.25})$$

em que C1-C5 = parâmetros ajustados, obtidos pela utilização do modelo de transferência radiativa SMARTS2 (*Simple Model of Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine*) e regressão multivariada; P = pressão atmosférica (kPa); W = coluna de água da atmosfera (mm); $\cos \theta$ = ângulo zenital sobre uma superfície plana; $\cos \eta$ = ângulo de visada do sensor.

Na presente tese, a coluna de água na atmosfera (W) foi obtida do produto MOD05 (Gao e Kaufman, 1998), enquanto os ângulos de incidência solar e o ângulo de visada do sensor do produto MOD03.

Tabela 4.3 – Parâmetros para a correção atmosférica dos bandas do MODIS.

Coefficiente	Banda1	Banda2	Banda3	Banda4	Banda5	Banda6	Banda7
C1	1,102	0,451	0,996	1,944	0,318	0,216	0,275
C2	-0,00023	-0,00023	-0,00071	-0,00016	-0,00022	-0,0005	-0,00031
C3	0,00029	0,00055	0,000036	0,000105	0,00064	0,0008	0,004296
C4	0,0875	0,09	0,088	0,054	0,076	0,094	0,0155
C5	-0,0471	0,5875	0,0678	-0,887	0,71	0,8006	0,7282
Cb	0,262	0,397	0,679	0,343	0,68	0,639	-0,464
Wb	0,215	0,215	0,242	0,129	0,101	0,062	0,036

4.5.1.5 Albedo

O albedo é calculado pela integral da reflectância de todas as bandas espectrais no espectro de onda curtas (Tasumi et al., 2008). Isto foi realizado multiplicando-se a reflectância de cada banda por pesos pré-definidos (W_b):

$$\alpha_s = \sum_{b=1}^7 [\rho_{b;b} W_b] \quad (\text{Eq.4.26})$$

em que W_b = coeficiente que representa a fração da radiação solar na superfície que ocorre no intervalo espectral da banda considerada.

$$W_b = \frac{\int_{LO_b}^{UP_b} R_{s\lambda} d\lambda}{\int_{0.3}^{4.0} R_{s\lambda} d\lambda} \quad (\text{Eq.4.27})$$

em que UP_b e LO_b = limites superior e inferior da faixa espectral de cada banda do MODIS; 0,3 e 4,0 = limites superior e inferior de todo o espectro de ondas curtas; $R_{s\lambda}$ = fluxo de energia radiante incidente na superfície ($W m^{-2}$).

4.5.2 Análise das estimativas de sensoriamento remoto

Nesta etapa, foi realizada uma série de validações cruzadas (tabela 4.4), ou seja, os parâmetros obtidos do sensor MODIS foram comparados com os parâmetros obtidos pelo ASTER em melhor resolução espacial e utilizando técnicas/algoritmos distintos.

A temperatura do MODIS (MOD11 original, MOD11 com ajuste da emissividade e MOD11 com ajuste da emissividade e desagregada espacialmente) foi comparada com a temperatura do ASTER (AST08).

A reflectância do sensor MODIS foi comparada com o produto AST07, que emprega correção atmosférica utilizando o código de transferência radiativa MODTRAN. Conforme evidenciado na figura 4.7, a comparação entre as bandas do ASTER e do MODIS é complicada em virtude de situarem-se em regiões diferentes do espectro

electro-magnético. Para essa finalidade foram selecionadas as bandas situadas no vermelho, sendo a faixa do MODIS ligeiramente maior no caso do sensor ASTER (0,63-0,69 μm) comparativamente ao sensor MODIS (0,62-0,67 μm). Para a estimativa do albedo do ASTER, as bandas refletidas foram ponderadas segundos pesos fornecidos por Wubet (2003).

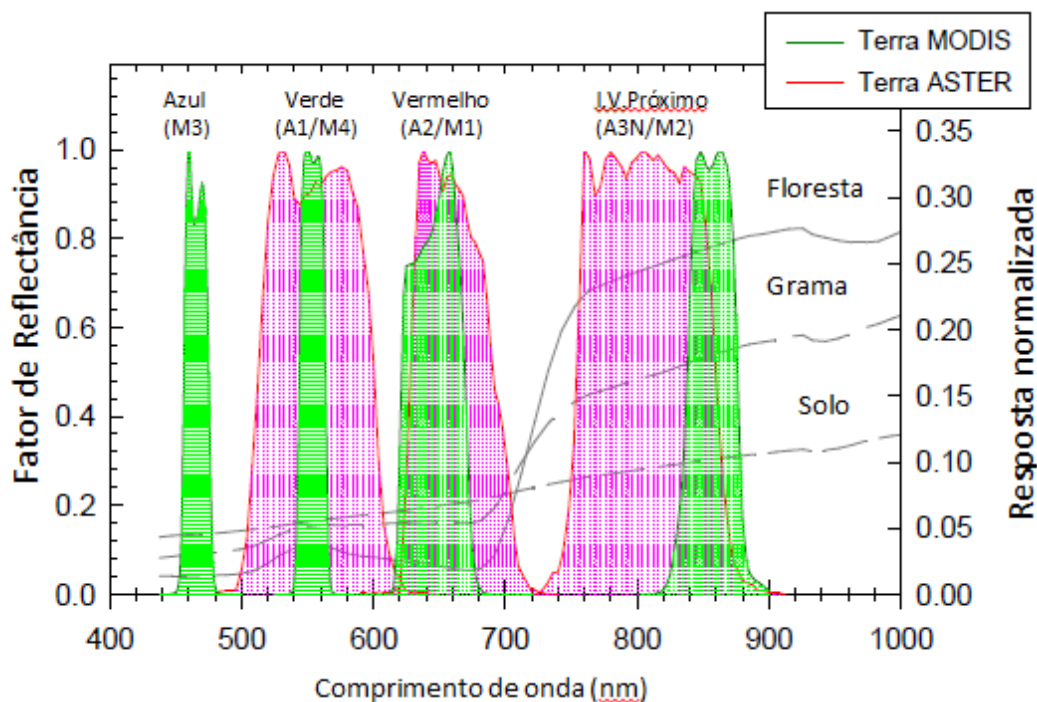


Figura 4.7- Comparação entre bandas espectrais do MODIS e ASTER.

Tabela 4.4 – Referências para a validação cruzada dos parâmetros/variáveis estimadas pelo MODIS.

Parâmetro/Variável	Referências utilizadas na validação cruzada
Temperatura	Produto de temperatura do ASTER – AST08, com resolução espacial de 90 metros (Gillespie et al., 1998)
Reflectância	Produto de reflectância do ASTER, corrigido atmosfera com o código de transferência radiativa MODTRAN – AST07
Albedo	Albedo ASTER, segundo Wubet (2003)

4.6 BALANÇO DE RADIAÇÃO E ENERGIA

O balanço de energia foi calculado usando o modelo METRIC (Allen et al., 2007a), um variante do SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998a). Em relação a proposta original do

METRIC, algumas modificações foram incorporadas relativas a temperatura superficial (item 4.5.1.1) e o índice de área foliar (item 4.5.1.2). Também é apresentada uma proposta para seleção automática do *pixel* frio e do *pixel* quente.

O fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) no algoritmo METRIC foi obtido pela equação de balanço de energia uma vez conhecidos o fluxo de calor sensível, o fluxo de calor no solo e o saldo de radiação:

$$LE = R_n - G - H \quad (\text{Eq.4.28})$$

em que LE = fluxo de calor latente ($W m^{-2}$); R_n = saldo de radiação ($W m^{-2}$); G = fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$); H = fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$).

4.6.1 Saldo de radiação

O saldo de radiação na superfície ($W m^{-2}$) foi calculada subtraindo todos os fluxos radiantes de saída dos fluxos radiantes incidentes sobre a superfície:

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (\text{Eq.4.29})$$

em que $R_{s\downarrow}$ = radiação em ondas curtas incidente ($W m^{-2}$); α = albedo; $R_{L\downarrow}$ = radiação em ondas longas incidente ($W m^{-2}$); $R_{L\uparrow}$ = radiação em ondas longas emitidas ($W m^{-2}$); ϵ_0 = emissividade da superfície.

A radiação incidente em ondas curtas foi calculada em toda a imagem:

$$R_{s\downarrow} = \frac{G_{sc} \cos \theta_{rel} \tau_{sw}}{d^2} \quad (\text{Eq.4.30})$$

em que G_{sc} = constante solar ($1367 W m^{-2}$), θ_{rel} = ângulo de incidência solar, d^2 = distância relativa quadrada entre o Sol e a Terra (unidades astronômicas); τ_{sw} = transmitância atmosférica (adimensional).

A radiação de saída em ondas curtas ($W m^{-2}$) foi obtida multiplicando a radiação incidente em ondas curtas pelo albedo:

$$R_{s\uparrow} = \alpha R_{s\downarrow} \quad (\text{Eq.4.31})$$

em que α = albedo (adimensional).

A radiação de saída em ondas longas foi calculada pela equação de Stefan-Boltzmann, sendo dependente da temperatura e da emissividade superficial na faixa compreendida entre 8 e 14 μm :

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (\text{Eq.4.32})$$

em que ε_0 = emissividade da superfície entre 8 e 14 μm (adimensional); σ = constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$); T_s = temperatura superficial (K).

A radiação incidente em ondas longas ($W m^{-2}$) também foi calculada pela equação de Stefan-Boltzmann, mas com a temperatura e a emissividade da atmosfera:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (\text{Eq.4.33})$$

em que ε_a = emissividade efetiva da atmosfera (adimensional); T_a = temperatura da atmosfera próxima à superfície (K), obtida da estação meteorológica do CPAC.

A emissividade da atmosfera foi calculada por uma equação empírica derivada para o Sub-Médio São Francisco (Teixeira et al., 2009):

$$\varepsilon_a = 0,94 (-\ln \tau_{sw})^{0,11} \quad (\text{Eq.4.34})$$

em que τ_{sw} = transmitância atmosférica na faixa entre 8 e 14 μm (adimensional), calculada na presente tese conforme a proposta original de Allen et al. (2007a).

4.6.2 Fluxo de calor no solo

A fração G/R_n foi calculada pela proposta de Santanello e Friedl (2003):

$$G/R_n = A \cos[2\pi(t + 10.800)/B] \quad (\text{Eq.4.35})$$

em que A = máximo valor da fração G/R_n ao longo do dia; B = parâmetro para ajustar a forma da equação 4.35; t = tempo anterior ou posterior ao Sol no NADIR.

Para os parâmetros A e B foram adotados os valores da condição intermediária de umidade do solo ($A = 0,33$ e $B = 8.500$ s) obtidos experimentalmente por Santanello e Friedl (2003). Na presente tese, foi utilizada a proposta de Santanello e Friedl (2003) substituindo a R_n por $R_{n,\text{solo}}$, ou seja, o saldo de radiação do solo. $R_{n,\text{solo}}$ será obtida pela seguinte equação (Kustas e Norman, 1999):

$$R_{n,\text{solo}} = R_n \exp(-k \text{ IAF}/(2\cos(\theta))^2) \quad (\text{Eq.4.36})$$

em que IAF = índice de área foliar (adimensional); k = fator de extinção com valor recomendado de 0,6 (Kustas e Norman, 1999).

4.6.3 Fluxo de calor sensível

O METRIC/SEBAL calcula o fluxo de calor sensível por meio de uma função aerodinâmica, considerando o gradiente de temperatura e a resistência superficial ao fluxo de calor sensível:

$$H = \rho_{\text{ar}} C_p \frac{dT}{r_{\text{ah}}} \quad (\text{Eq.4.37})$$

em que ρ_{ar} = densidade do ar (kg m^{-3}); C_p = calor específico do ar em pressão constante ($\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); dT = gradiente de temperatura entre a superfície (plano de deslocamento zero) e a atmosfera adjacente (K); r_{ah} = resistência aerodinâmica (s m^{-1}) entre dois limites próximos z_1 e z_2 (geralmente 0,1 e 2 m), calculado em função da rugosidade aerodinâmica de cada pixel.

Inicialmente a resistência aerodinâmica foi estimado para cada pixel da imagem considerando-se a condição estável da atmosfera (sem turbulência). O gradiente de temperatura foi obtido por meio de uma indexação linear com a temperatura superficial obtida remotamente. A partir dessa primeira estimativa de H foi executado um procedimento iterativo de correção da estabilidade atmosférica usando a formulação de Monin-Obukhov.

4.6.3.1 Estimativa inicial da resistência aerodinâmica

A velocidade do vento, medida em uma estação meteorológica, foi utilizada para se calcular a velocidade do vento a 200 metros de altura por meio de um perfil logarítmico:

$$u_{200} = \frac{u_w \ln(200 / z_{omw})}{\ln(z_x / z_{omw})} \quad (\text{Eq.4.38})$$

em que u_{200} = velocidade do vento a 200 metros de altura (m s^{-1}); u_w = velocidade do vento medida na estação meteorológica (m s^{-1}); z_{omw} = coeficiente de rugosidade para o transporte de momentum da superfície da estação meteorológica (m).

A velocidade do vento a 200 metros de altura foi considerada constante em toda a imagem de satélite, sendo utilizada subsequentemente para calcular a velocidade de atrito em todos os pixels da imagem:

$$u_* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln(200 / z_{om})} \quad (\text{Eq.4.39})$$

em que u_* = velocidade de atrito (m s^{-1}); k = constante de von Karman (0,41); z_{om} = coeficiente de rugosidade para o transporte de momentum da superfície de cada pixel (m), sendo que z_{om} de forma geral pode ser obtido em função da altura da vegetação (Brutsaert, 1982).

A partir da velocidade de atrito foi feita uma primeira estimativa da resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) assumindo condição de estabilidade neutra da atmosfera:

$$r_{ah} = \frac{\ln(z_2 / z_1)}{u_* k} \quad (\text{Eq.4.40})$$

em que r_{ah} = resistência aerodinâmica ao transporte de calor (m s^{-1}); z_1 e z_2 = alturas acima do deslocamento do plano zero, assumidos no METRIC como 0,1 e 2 metros; k = constante do von Karman (0,41).

4.6.3.2 Indexação do gradiente de temperatura

O gradiente de temperatura próximo a superfície (dT) foi obtido por meio de uma indexação linear com a temperatura superficial:

$$dT = a + bT_s \quad (\text{Eq.4.41})$$

Os coeficientes “a” e “b” foram obtidos para cada imagem tomando-se como base dois pixels em situações extremas em termos da partição de energia: “pixel frio” e “pixel quente”. O “pixel quente” foi selecionado em uma superfície de solo exposto no qual não ocorre evaporação ($H = R_n - G$), sendo dT obtido pela inversão da equação 4.37. Já o “pixel frio” foi selecionado em uma área bem vegetada e úmida, assumindo $ETa = 1,05 ETr$.

A partir da seleção do pixel quente e do pixel frio, se obteve dois pares da temperatura radiométrica e do gradiente de temperatura na imagem de satélite (dT_{quente} e T_{quente} ; dT_{frio} e T_{frio}). Uma equação linear simples foi ajustada nesses dois pares de temperatura, obtendo-se os coeficientes “a” e “b”. Essa equação foi então aplicada a todos os pixels da imagem, resultando no gradiente de temperatura e, pela aplicação da equação 4.37, em uma primeira estimativa do fluxo de calor sensível.

4.6.3.3 Correção da estabilidade atmosférica

A partir de uma primeira estimativa de r_{ah} , u_* e dT , assumindo condição de estabilidade neutra para a atmosfera, foi calculado H (equação 4.37). Desse ponto em diante, se iniciou um processo iterativo para atualizar os valores de r_{ah} , u_* e dT usando a formulação de Monin-Obukhov para definir as condições de estabilidade atmosférica (figura 4.8).

Inicialmente foi calculado o comprimento de Monin-Obukhov:

$$L = -\frac{\rho_{ar} C_p u_*^3 T_s}{kg H} \quad (\text{Eq.4.42})$$

em que L = comprimento de Monin-Obukhov (m); ρ_{ar} é a densidade do ar (kg m^{-3}); C_p = calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); T_s = temperatura da superfície (K); g = aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-2}$); k = constante de von Karman (0,41); H = fluxo de calor sensível (W m^{-2}).

As condições atmosféricas são instáveis para $L < 0$, sendo consideradas estáveis para $L > 0$. Quando $L < 0$, os fatores de correção da estabilidade ao transporte de momentum a 200 metros $\Psi_{m(200m)}$ e transporte de calor sensível nas alturas de 0,1 e 2 metros $\Psi_{m(0,1m)}$ e $\Psi_{m(2m)}$ são calculados da seguinte forma:

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2 \arctan(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (\text{Eq.4.43})$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (\text{Eq.4.44})$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (\text{Eq.4.45})$$

em que:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad (\text{Eq.4.46})$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (\text{Eq.4.47})$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (\text{Eq.4.48})$$

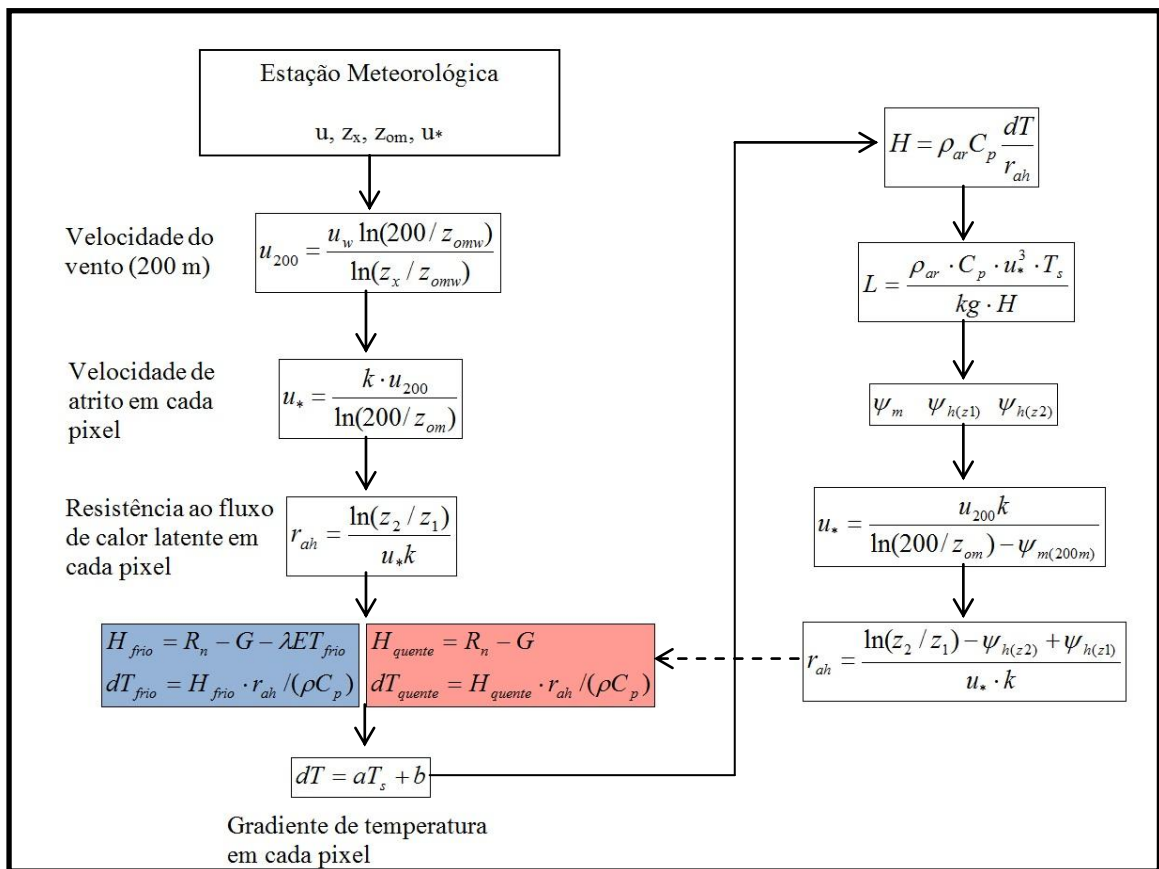


Figura 4.8- Cálculo do fluxo de calor sensível do METRIC.

Para valores de $L > 0$, $x_{(200m)}$, $x_{(2m)}$ e $x_{(0,1m)}$ não possuem significado e os fatores de correção da estabilidade atmosférica são calculados da seguinte forma:

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{200}{L} \right) \quad (\text{Eq.4.49})$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (\text{Eq.4.50})$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (\text{Eq.4.51})$$

A partir da segunda iteração, valores corrigidos de u_* e r_{ah} foram calculados considerando os fatores de correção da estabilidade atmosférica:

$$u_* = \frac{u_{200} k}{\ln(200/z_{om}) - \Psi_{m(200m)}} \quad (\text{Eq.4.52})$$

$$r_{ah} = \frac{\ln(z_2/z_1) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (\text{Eq.4.53})$$

em que $\Psi_{m(200m)}$ = correção da estabilidade para transporte de momentum à 200 metros de altura; $\Psi_{h(2m)}$ e $\Psi_{h(0,1m)}$ = correções de estabilidade para o transporte de calor nas alturas de referência 2 e 0,1 metros.

O valor de r_{ah} foi utilizado para recalculer dT no pixel quente e no pixel frio. Esse processo iterativo se repetiu até o ponto de convergência, ou seja, não haver mais alteração dos valores de u_* , r_{ah} e dT no pixel frio e quente.

4.6.3.4 Seleção automática do pixel quente e do pixel frio

Conforme destacado, o fluxo de calor sensível foi calculado no modelo METRIC por meio de uma indexação linear entre dT e a temperatura superficial, utilizando duas situações extremas em relação ao balanço de energia: o *pixel* quente e o *pixel* frio. A seleção destes pixels deve ser realizada de forma criteriosa, podendo representar restrições operacionais na utilização dos referidos modelos na construção de séries temporais de evapotranspiração. Dessa forma, a seguir será apresentada uma proposta para seleção automáticas do *pixel* frio e do *pixel* quente, sendo dividida em quatro etapas:

a. Seleção de áreas agrícolas. A partir de uma classificação de uso da terra deve-se restringir a busca do *pixel* frio e do *pixel* quente às áreas agrícolas, já que a água e as áreas urbanas possuem especificidades em relação ao armazenamento de energia (ex. calor específico).

b. Critério de seleção espectral. No segundo passo são selecionados os *pixels* que atendem os seguintes critérios em relação à presença de vegetação e temperatura superficial:

PIXEL FRIO: 3% maior NDVI e 3% menor temperatura da superfície.

PIXEL QUENTE: 3% menor NDVI e 3% maior temperatura da superfície.

A seleção (corte de 3%) é realizada considerando todos os *pixels* classificados como áreas agrícolas, sendo a seleção exclusiva, ou seja, é necessário atender simultaneamente o critério de vegetação e temperatura da superfície.

c. Cálculo do valor médio. Para os *pixels* selecionados que atendem os critérios 1 e 2, se calcula os valores médios de todos os parâmetros e variáveis ademais necessários na resolução do fluxo de calor sensível, como a temperatura, o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo.

PIXEL FRIO: média dos valores de parâmetros e variáveis dos *pixels* frios selecionados (critérios 1 e 2).

PIXEL QUENTE: média dos valores de parâmetros e variáveis dos *pixels* quentes selecionados (critérios 1 e 2).

d. Verificação. A etapa seguinte é a verificação dos *pixels* selecionados, já que o critério 2 é baseado apenas na comparação relativa. Essa verificação é realizada considerando os valores absolutos de NDVI e a diferença relativa de temperatura da superfície entre o *pixel* quente e o *pixel* frio.

A definição de um valor absoluto para a temperatura da temperatura não é possível, pois esta varia temporalmente em função da radiação solar incidente. Cabe destacar que esses limiares são específicos para cada área analisada, mas, uma vez definidos, podem ser aplicados para diferentes datas. Para a área de estudo foi adotado os seguintes valores para o NDVI e a diferença de temperatura dos *pixels* quente e frio:

NDVI: PIXEL FRIO ≥ 0.6 e PIXEL QUENTE ≤ 0.3

TEMPERATURA: ΔT (temperatura *pixel* quente – temperatura *pixel* frio) ≥ 10 K

4.6.4 Análise da desagregação das estimativas de evapotranspiração

A evapotranspiração foi obtida pela aplicação da equação do balanço de energia, sendo dependente de todas as variáveis e parâmetros necessários para se calcular os componentes dessa equação. Dessa forma, os diferentes componentes deste balanço analisados de forma individual por meio de validação cruzada entre o MODIS e o ASTER.

Na validação cruzada, as estimativas do METRIC obtidas de imagens MODIS (desagregadas de 1km para 500 metros) foram comparadas com as estimativas obtidas pelo ASTER (obtidas com 90 metros e agregadas para ~500 metros). O principal objetivo foi avaliar o impacto da temperatura de superfície desagregada sobre as estimativas dos componentes do balanço de energia. As seguintes comparações foram realizadas entre o MODIS e o ASTER: saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente. Destaca-se que o processo de agregação usado no sensor ASTER não ocasiona erro, pois as estimativas são realizadas em maior escala (maior detalhe) e posteriormente agregadas, ou seja, na validação cruzada foi utilizado o ASTER para avaliar a desagregação espacial das estimativas obtidas pelo MODIS.

Para o cálculo do saldo de radiação do ASTER foi empregada a proposta de Allen et al. (2007a), sendo o albedo calculado conforme Wubet (2003), a temperatura da superfície obtida do produto AST08 (Gillespie et al., 1998), as emissividades em banda estreita das bandas termais do ASTER obtida do produto AST05 (Gillespie et al., 1998) e a emissividade em banda larga estimada com os pesos derivados por Ogawa et al. (2002).

4.7 PROCEDIMENTO DE AVALIAÇÃO DAS ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A avaliação das estimativas de evapotranspiração obtidas remotamente foi realizada por meio da comparação com curvas K_c (coeficiente de cultura) em alguns pivôs selecionados na Bacia do Rio Preto – DF. As estimativas remotas foram desmembradas nas componentes de transpiração e evaporação no solo, possibilitando calcular respectivamente os coeficientes de transpiração (K_{cb}) e de evaporação (K_e), também comparados com valores de referência encontrados na bibliografia. O desmembramento da evapotranspiração foi feito pelo uso conjunto dos algoritmos METRIC e TSEB, conforme descrito a seguir.

Inicialmente, o saldo de radiação foi desmembrado entre os componentes de solo e vegetação considerando a divergência da energia disponível em função do ângulo zenital da imagem de satélite (Kustas, 2004b):

$$R_{n;solo} = R_n \exp(-k \text{ IAF}/(2\cos(\theta))^2) \quad (\text{Eq.4.54})$$

$$R_{n;c} = R_n [1 - \exp(-k \text{ IAF}/(2\cos(\theta))^2)] \quad (\text{Eq.4.55})$$

em que $R_{n;c}$ = saldo de radiação da vegetação (W m^{-2}); $R_{n;solo}$ = saldo de radiação do solo (W m^{-2}); IAF = índice de área foliar (adimensional); k = coeficiente de extinção, com valor sugerido de 0,6 por Kustas e Norman (1999).

Uma estimativa inicial do fluxo de calor latente da vegetação (LE_c) pode ser obtida da equação de Priestley-Taylor assumindo a condição potencial ($\alpha_{PT} = 1.26$).

$$LE_c = \alpha_{PT} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_{n;c} \quad (\text{Eq.4.56})$$

em que LE_c = fluxo de calor latente da vegetação (W m^{-2}); Δ = declividade da saturação de vapor da curva de pressão-temperatura em T_C (PaK^{-1}); γ = constante psicométrica ($\sim 66\text{PaK}^{-1}$).

Kustas e Norman (1999) recomendam a utilização do valor de 2 para o parâmetro de Priestley-Taylor. Por outro lado, a consideração do parâmetro de Priestley-Taylor = 2 pode erroneamente atribuir ao fluxo de calor latente (LE_c) maior que a energia disponível, ou seja, a fração $\alpha_{PT} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} > 1$. Dessa forma, como condição potencial da evapotranspiração da vegetação foi considerado o próprio valor do saldo de radiação:

$$LE_c = R_{n;c} \quad (\text{Eq.4.57})$$

Igualando o saldo de radiação da vegetação ($R_{n;c}$) e o fluxo de calor latente da vegetação (LE_c), obteve-se um valor nulo para o fluxo de calor sensível da vegetação (H_c):

$$H_c = R_{n;c} - LE_c = 0 \quad (\text{Eq.4.58})$$

Estimativas iniciais do fluxo de calor sensível do solo (H_s) e do fluxo de calor latente do solo (LE_s) foram obtidos das equações 4.59 e 4.60:

$$H_s = H - H_c \quad (\text{Eq.4.59})$$

$$LE_s = R_{n;solo} - G - H_s \quad (\text{Eq.4.60})$$

Os *pixels* com LE_s negativos receberam o valor zero e os valores de H_c e H_s foram novamente calculados:

$$H_s = R_{n;solo} - G - LE_s = R_{n;solo} - G \quad (\text{Eq.4.61})$$

$$H_c = H - H_s \quad (\text{Eq.4.62})$$

Uma nova estimativa de LE_c foi obtida pela equação 4.63:

$$LE_c = R_{n;c} - H_c \quad (\text{Eq.4.63})$$

Se o valor de LE_c não for negativo, o procedimento é finalizado, caso contrário LE_c é considerado nulo.

4.7.1 Análise das estimativas de evapotranspiração por meio de curvas K_c , K_{cb} e K_e

As estimativas de evapotranspiração obtidas remotamente foram utilizadas para a construção da curva do coeficiente do feijão (K_c do feijão) em cinco pivôs de irrigação selecionados na Bacia do Rio Preto – DF. O procedimento adotado foi semelhante ao descrito por Tasumi et al. (2005). Nesse último trabalho, os autores mostram que em áreas agrícolas, sem estresse hídrico, os valores de evapotranspiração real situam-se próximos dos valores potenciais para diferentes culturas agrícolas. Ao realizar a média dos valores de evapotranspiração nos cinco pivôs de irrigação, foi possível se estimar a curva K_c do feijão. Para fins de avaliação os valores de K_c obtidos neste trabalho foram comparados com os coeficientes de cultura obtidos por Allen et al.(1998), Stone e Silva (1999) e Santana et al. (2008).

No documento FAO-56 (Allen et al., 1998) é recomendado um refinamento dos valores de K_c em função das condições climáticas locais, no qual áreas mais secas estão sujeitas a um maior número de irrigação nos estágios iniciais de desenvolvimento vegetal. Em função da ocorrência do plantio direto nos pivôs com feijão, os valores de K_c não foram ajustados, pois seria necessário parametrizar o efeito da palhada, responsável pela maior conservação da umidade do solo e menor evaporação, ou seja, em sentido oposto ao ajuste proposto no documento da FAO-56 (Allen et al., 1998).

As estimativas remotas de transpiração e evaporação foram utilizadas para obter os coeficientes basal (K_{cb}) e de evaporação (K_e) do feijão em cinco pivôs de irrigação selecionados na Bacia do Rio Preto – DF. Os coeficientes K_{cb} e K_e foram obtidos pela razão da transpiração ou evaporação pela evapotranspiração de referência medida em uma estação meteorológica:

$$K_{cb} = T/ET_{ref} \quad (Eq.4.64)$$

$$K_e = E/ET_{ref} \quad (\text{Eq.4.65})$$

em que K_{cb} = coeficiente basal; K_e = coeficiente de evaporação; T = transpiração instantânea obtida remotamente; E = evaporação do solo obtida remotamente; ET_{ref} = evapotranspiração de referência obtida em uma estação meteorológica.

Estas estimativas remotas foram comparadas com as propostas de Er-Raki (2010), para calcular K_{cb} (equação 4.66), e Allen et al. (1998) para calcular K_e (equação 4.67).

$$K_{cb} = 1,07 \left[1 - \left(\frac{NDVI_{max} - NDVI}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^{0,84} \right]^{0,54} \quad (\text{Eq.4.66})$$

em que $NDVI$, $NDVI_{max}$ e $NDVI_{min}$ = índices de vegetação por diferença normalizada em cada pixel da imagem, máximo e mínimo observado na imagem de satélite.

$$K_e = K_r (K_{c_{max}} - K_{cb}) \quad (\text{Eq.4.67})$$

em que K_e = coeficiente de evaporação do solo; K_r = coeficiente de redução da evaporação em função da diminuição da umidade no solo, assumido como 1 (sem restrição hídrica); $K_{c_{max}}$ = coeficiente da cultura máximo; K_{cb} = coeficiente basal obtido da equação 4.66.

Ressalta-se que a equação 4.66 representa o coeficiente basal em uma situação potencial. Desta forma, a estimativa de K_{cb} derivada de Er-Raki (2010) constitui uma situação limite (envelope superior) para as estimativas obtidas remotamente, devendo os valores do coeficiente basal obtidos por sensoriamento remoto estarem situados abaixo deste limite. O valor do parâmetro K_r , na equação 4.67, foi considerado unitário, também representando a situação de ausência de estresse hídrico e constituindo o envelope superior das estimativas remotas do coeficiente de evaporação.

A despeito das incertezas intrínsecas das equações 4.66 e 4.67, a comparação proposta é útil na constatação de discrepâncias dos valores de K_{cb} e K_e obtidas pelo balanço de

energia em relação às propostas independentes de Er-Raki et al. (2010) e Allen et al. (1998). Da mesma forma, a comparação com curvas K_c não deve ser interpretada em termos quantitativos, apenas como indicativo da dinâmica de evapotranspiração durante o ciclo de desenvolvimento da cultura agrícola.

4.8 EXTRAPOLAÇÃO DAS ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO INSTANTÂNEAS

A evapotranspiração obtida por satélite constitui uma estimativa instantânea, no horário exato do imageamento, resultando potencialmente em uma única estimativa por dia no caso do sensor MODIS/TERRA (por volta das 10:30 hs horário local). Para extrapolar essas estimativas instantâneas em diferentes intervalos de tempo (horas, dias, semanas, etc) é necessário associar a estimativa de satélite com alguma medida realizada de forma contínua sobre a superfície terrestre, como as medidas obtidas em uma estação meteorológica ou em experimentos micro-meteorológicos.

Essas extrapolações temporais não são feitas diretamente com as estimativas de evapotranspiração, mas a partir de parâmetros obtidos dessas estimativas menos sensíveis às oscilações meteorológicas, incluindo a fração evapotranspirativa, a fração da evapotranspiração de referência e a proporcionalidade entre evapotranspiração e radiação global (Chavéz et al., 2008).

Para a realidade brasileira, os dados monitorados continuamente disponíveis para a construção da série temporal de evapotranspiração são aqueles encontrados em estações meteorológicas, incluindo a temperatura do ar, a velocidade do vento, a umidade relativa do ar e a radiação solar global. Outro aspecto a destacar, é que dificilmente as estações meteorológicas seguem os procedimentos de manutenção para calcular a evapotranspiração de referência segundo o método da FAO Penman-Monteith.

Na presente tese, o parâmetro usado na extrapolação temporal foi a fração da evapotranspiração de referência - $ET_{ref}F$ (Allen et al., 2007a), obtida pela razão entre a evapotranspiração real estimada em cada pixel da imagem e a medida em uma estação meteorológica por meio da equação FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998).

Para estimar a $ET_{ref}F$ pode-se utilizar o balanço de energia para cada cena adquirida (itens 4.4 a 4.6). A fim de simplificar o procedimento de construção da série temporal de evapotranspiração é proposto o procedimento metodológico descritos nos itens 4.8.1 a 4.8.3, sendo baseado na correlação da $ET_{ref}F$ com a temperatura superficial, NDVI e albedo. Neste aspecto, a estimativa da $ET_{ref}F$ por meio de equações empíricas já foi realizada anteriormente com sucesso por Teixeira (2010) no Sub-Médio São Francisco.

4.8.1 Estimativa da $ET_{ref}F$ em diferentes datas

A $ET_{ref}F$ foi inicialmente estimada em uma imagem MODIS de referência usando o método do balanço de energia, conforme descrito nos itens 4.4 a 4.6. A $ET_{ref}F$ foi correlacionada por meio de regressão linear com os parâmetros albedo, NDVI e FT_s , sendo esse último parâmetro a razão entre a temperatura superficial observada no pixel (T_s) e a mínima temperatura encontrada na imagem de referência ($T_{s;min}$):

$$FT_s = T_s/T_{s;min} \quad (Eq.4.68)$$

$$(ET_{ref}F)_{ref} = a (NDVI)_{ref} + b (\alpha)_{ref} + c (FT_s)_{ref} \quad (Eq.4.69)$$

em que $(ET_{ref}F)_{ref}$ = fração da evapotranspiração de referência (estação meteorológica) dos pixels de uma imagem selecionada como referência para obtenção dos parâmetros de regressão; $(NDVI)_{ref}$ = índice de vegetação por diferença normalizada dos pixels da imagem de referência; $(\alpha)_{ref}$ = albedo dos pixels da imagem de referência; $(FT_s)_{ref}$ = fração da temperatura mínima dos pixels da imagem de referência; a, b e c = parâmetros de regressão obtidas na imagem de referência.

A fração FT_s foi utilizada em detrimento da temperatura superficial, pois essa varia significativamente em função das condições meteorológicas (ex. a radiação incidente sobre a superfície). Os coeficientes de regressão obtidos da imagem MODIS de referência foram aplicados para estimar a $ET_{ref}F$ nas demais datas:

$$(ET_{ref}F)_i = a NDVI_i + b \alpha_i + c FT_{s;i} \quad (Eq.4.70)$$

em que $(ET_{ref}F)_i$ = fração da evapotranspiração de referência dos pixels de uma imagem selecionada no dia “i”; $(NDVI)_i$ = índice de vegetação por diferença normalizada dos pixels da imagem selecionada no dia “i”; $(\alpha)_i$ = albedo dos pixels da imagem selecionada no dia “i”; $(FT_s)_i$ = fração da temperatura mínima dos pixels da imagem selecionada no dia “i”; a, b e c = parâmetros de regressão obtidas da equação 4.69.

A $ET_{ref}F$, derivada das estimativas de regressão, caracteriza a situação da evapotranspiração no momento da passagem do satélite. Para estimar continuamente a evapotranspiração (dias sem imagem disponível), os valores da $ET_{ref}F$ foram interpolados linearmente entre a aquisição de duas imagens.

4.8.2 Associação da $ET_{ref}F$ com dados de uma estação meteorológica de referência

Para calcular a evapotranspiração diária em cada pixel da imagem, os valores instantâneos da $ET_{ref}F$ foram considerados constantes na escala diária e multiplicados pela evapotranspiração de referência medida em uma estação meteorológica de referência durante o período de 24 horas:

$$(ET_{24})_i = (ET_{ref}F)_i (ET_{r_24})_i \quad (\text{Eq.4.71})$$

em que $(ET_{24})_i$ = estimativa diária da evapotranspiração em cada pixel da imagem no dia “i”; $(ET_{ref}F)_i$ = fração da evapotranspiração de referência obtida no dia “i” em cada pixel da imagem; $(ET_{r_24})_i$ = evapotranspiração medida em uma estação meteorológica de referência durante 24 horas no dia “i”.

A evapotranspiração do período foi obtida pela somatória das estimativas diárias:

$$ET_{\text{período}} = \sum_{i=m}^n (ET_{24})_i \quad (\text{Eq.4.72})$$

em que $ET_{\text{período}}$ = evapotranspiração de cada pixel da imagem em um determinado período; $(ET_{24})_i$ = estimativa diária da evapotranspiração em cada pixel da imagem no dia “i”.

4.8.3 Avaliação do procedimento de extrapolação temporal

A $ET_{ref}F$ estimada por regressão linear foi comparada com a $ET_{ref}F$ estimada por meio do balanço de energia em todas as imagens utilizadas na construção da série temporal de evapotranspiração. O propósito dessa comparação foi avaliar em que medida a $ET_{ref}F$ obtida por regressão linear pode ser utilizada em detrimento da perspectiva mais complexa baseada na equação de balanço de energia, potencialmente tornando mais ágil o procedimento de construção da série temporal de evapotranspiração.

As $ET_{ref}F$ das imagens MODIS, obtidas pela aplicação dos coeficientes da regressão linear, foram utilizadas para se obter a curva K_c em cinco pivôs de irrigação com feijão. A curva K_c estimada remotamente foi comparada com valores de referência da FAO-56 (Allen et al., 1998). As curvas K_c obtidas remotamente pelo balanço de energia e por regressão linear foram comparadas.

Por fim, os valores de evapotranspiração foram integrados temporalmente na área de estudo entre os meses de maio a setembro de 2005. A análise visual da evapotranspiração integrada temporalmente foi utilizada para constatar do ponto de vista qualitativo a capacidade do procedimento proposto em relação à identificação de pivôs de irrigação com diferentes níveis de consumo d'água.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 MELHORAR A RESOLUÇÃO ESPACIAL DA BANDA TERMAL DO MODIS

5.1.1 Modelo global para a desagregação da banda termal do MODIS para 500 metros

Conforme descrito anteriormente, o modelo de desagregação global, com diferentes combinações de P.V. auxiliares, foi aplicado em uma área selecionada a leste do Distrito Federal (figura 5.1). Os resultados da aplicação são mostrados na tabela 5.1. O alto valor do coeficiente de correlação evidencia um bom ajuste linear de todos os modelos ($0.94 < R < 0.97$). Considerando-se os P.V. auxiliares isoladamente, a que resultou a melhor correlação foi a *Tasseled Cap Wetness* - TCW.

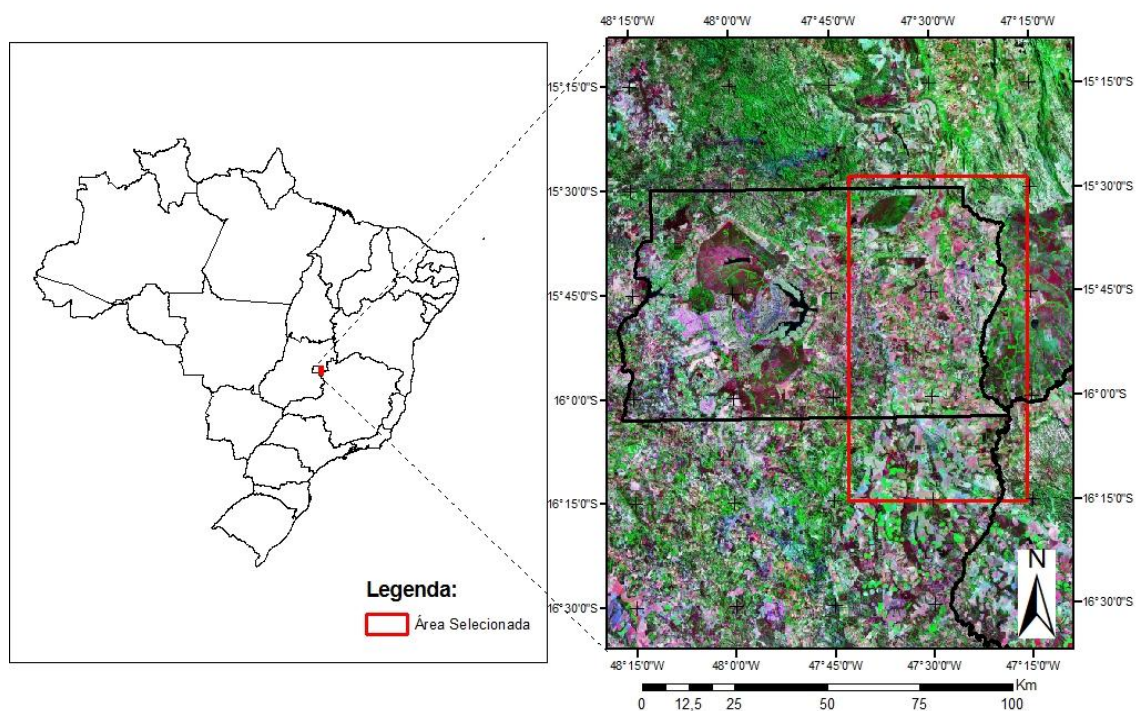


Figura 5.1- Área selecionada para aplicação dos modelos de desagregação da temperatura.

As correlações são maiores nos modelos multivariados, o que evidencia a informação complementar presente em cada um dos P.V. auxiliares considerados. A TCW é menos sensível à presença de vegetação comparativamente ao NDWI. O NDVI evidencia a presença da vegetação (biomassa), que por sua vez possui características de emissividade diferentes de uma área de solo exposto. O NDWI é sensível à presença de

água no dossel das plantas, sendo esse índice adequado para diferenciar diferentes níveis de estresse hídrico das plantas.

O desvio-padrão do erro é inferior a 1 K em todos os modelos (tabela 5.1), sendo 0.71 K nos dois melhores modelos. A inspeção visual da superfície de temperatura desagregada do melhor modelo (P.V. auxiliares: NDVI/NDWI/TCW; figura 5.2b) permite constatar que há uma boa correspondência com a superfície observada (figura 5.2a). Pode-se observar também que a relação entre a temperatura desagregada e a temperatura observada é linear, não havendo grande dispersão e presença de *outliers* (figura 5.3).

Tabela 5.1- Ajuste e erro padrão do Modelo Global com diferentes P.V. auxiliares (480 metros).

P.V.Auxiliar	MODELO DESAGREGAÇÃO GLOBAL 480m			
	Desvio-padrão do erro (K)	Erro Relativo (%)	Coefficiente de correlação	Coefficiente de determinação
NDVI	0,866	2,2%	0,956	0,914
FC	0,903	2,3%	0,952	0,906
TCW	0,812	2,1%	0,961	0,924
NDWI	0,968	2,5%	0,944	0,892
NDVI+TCW	0,778	2,0%	0,964	0,930
NDVI+NDWI	0,869	2,2%	0,955	0,913
NDVI+NDWI+TCW	0,709	1,8%	0,971	0,942
FC+TCW	0,785	2,0%	0,964	0,929
FC+NDWI	0,901	2,3%	0,952	0,906
FC+NDWI+TCW	0,706	1,8%	0,971	0,942

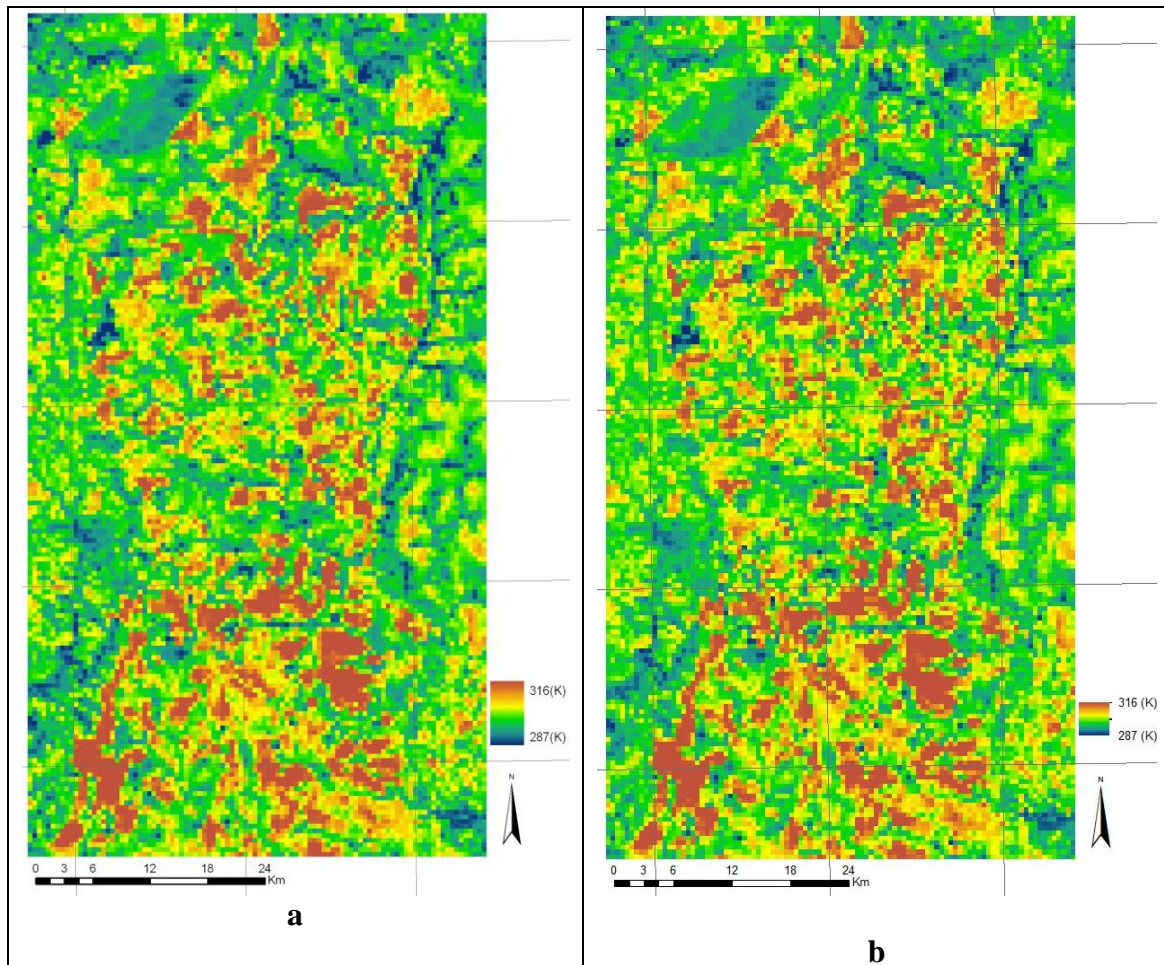


Figura 5.2- Superfície de temperatura (K) observada e estimada usando o algoritmo global com os P.V.s auxiliares NDVI, NDWI e TCW (480 metros).

A figura 5.4 mostra a ausência de correlação entre o resíduo do modelo global e os P.V. auxiliares (NDVI, NDWI, TCW), sendo a maioria dos valores inferiores ao limite de ± 2 K. Possivelmente a introdução de outros P.V. auxiliares poderia auxiliar na diminuição deste resíduo. De acordo com Gao (1996), o NDWI é sensível a todo o conteúdo de umidade da planta, ou seja, a biomassa da planta influencia nos valores do índice. Dessa forma, uma alternativa possível seria ponderar o NDWI em função do índice de área foliar. Já a TCW poderia ser aprimorada estimando-se os coeficientes da transformação *Tasseled Cap* para a área de estudo (Jackson, 1983). A introdução de um modelo digital de terreno poderia capturar os efeitos diferenciados de iluminação (irradiância solar), mas este não parece ser o caso na área de estudo, pois possui baixa variação topográfica.

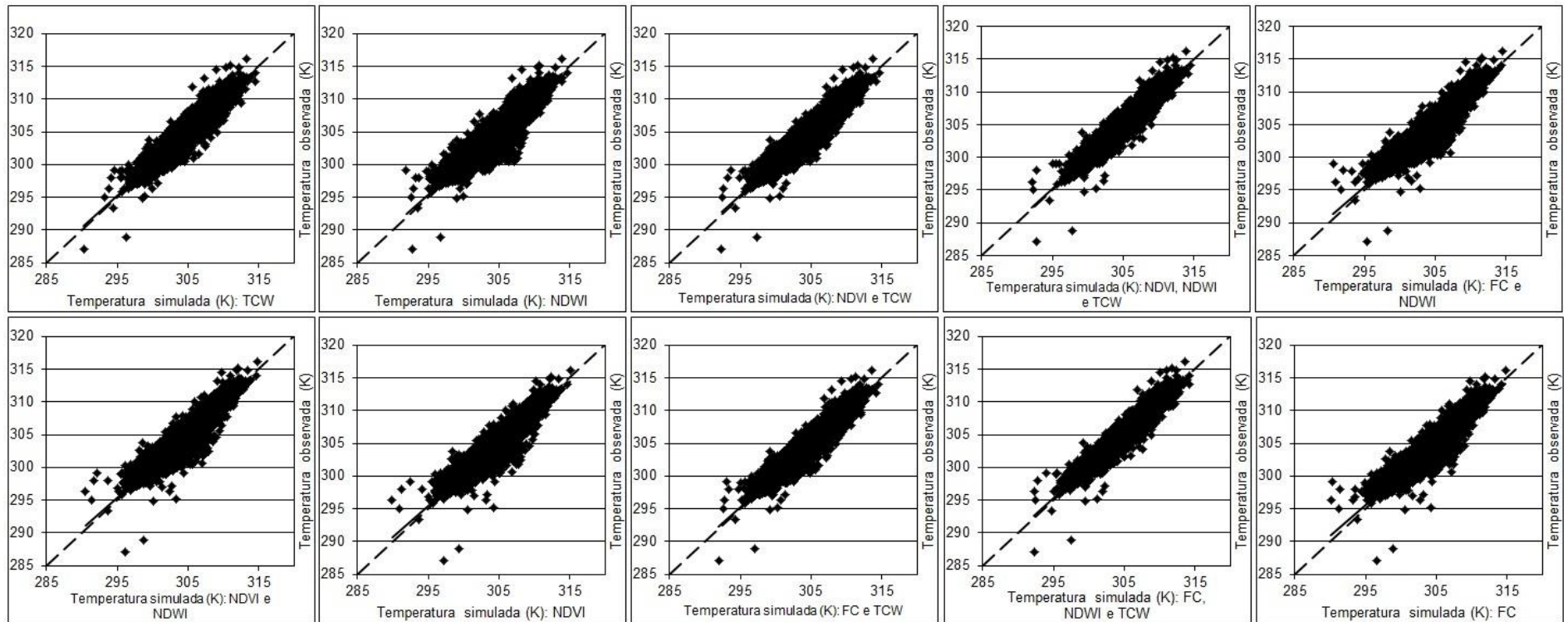


Figura 5.3- Gráfico de dispersão entre a temperatura observada (eixo vertical em Kelvin) e estimada com diferentes parâmetros (eixo horizontal em Kelvin) - 480 m.

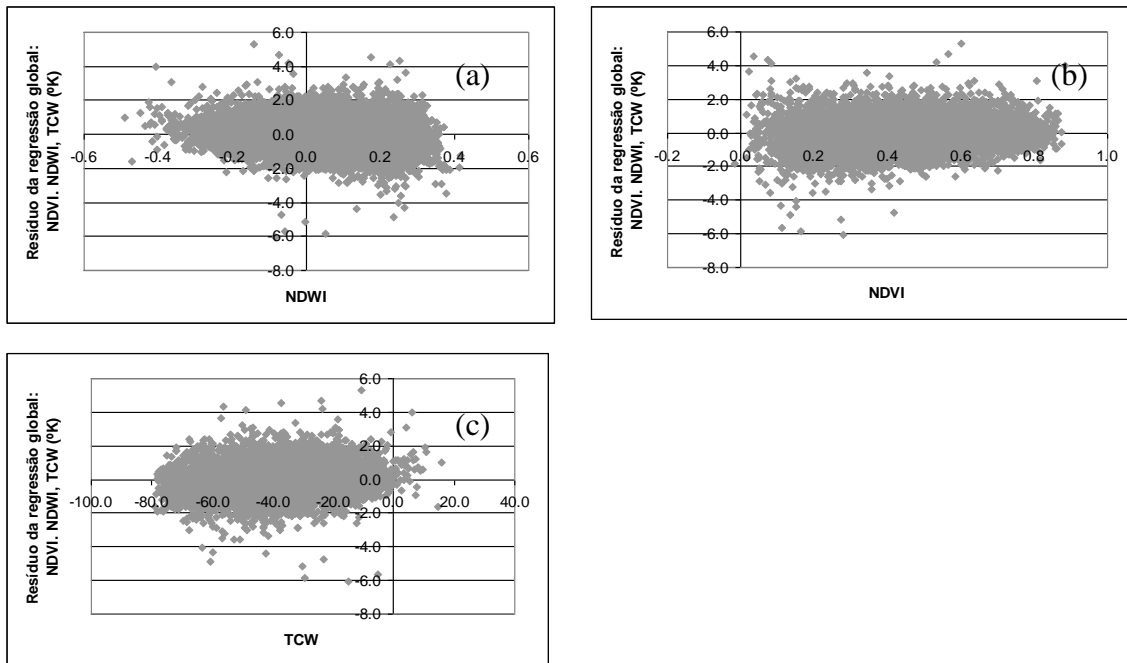


Figura 5.4- Dispersão entre resíduos da regressão e P.V. auxiliares: NDWI (a), NDVI (b) e TCW (c).

5.1.2 Modelos “Global”, “Janela Fixa”, “Janela Móvel” e “Estocástico” para a desagregação da banda termal do MODIS para 240 metros

Ao aumentar a resolução das superfícies desagregadas (240 metros), os coeficientes de correlação caem para valores entre 0.91 e 0.94. Isto se deve ao fato do P.V. auxiliar (NDVI) ser 16 vezes menor que o pixel de temperatura da superfície, além da ausência dos índices de umidade, já que o MODIS não possui uma banda no infravermelho médio com 240 metros de resolução.

Observa-se uma tendência de melhoria dos coeficientes de correlação e diminuição do erro à medida que são considerados modelos mais locais, respectivamente os modelos Global, Janela Fixa, Janela Móvel e Estocástico (tabela 5.2 e figura 5.5). Destaca-se, porém, que a área analisada na bacia foi restrita em uma extensão de 10 por 10 km, devido à complexidade do cálculo do modelo estocástico. Possivelmente ao considerar uma área mais extensa, o impacto dos modelos mais locais deva ser mais expressivo, pois os parâmetros de regressão vão se adaptando localmente. Outra observação é relativa à desagregação em duas etapas, ou seja, os resultados mostram que há ganho ao se utilizar a superfície desagregada de 500 metros, pois essa foi construída com a incorporação de índices sensíveis à umidade (TCW e NDWI).

Tabela 5.2- Ajuste e erro padrão dos modelos de desagregação (240 metros).

Modelo	MODELOS DESAGREGAÇÃO 240m			
	Erro médio (K)	Erro relativo (%)	Coefficiente de correlação	Coefficiente de determinação
“Global”: 1 etapa	1,2608	7,4	0,9114	0,8306
“Global”: 2 etapas	1,1329	6,7	0,9291	0,8632
“Janela Fixa”: 1 etapa	1,2639	7,4	0,9112	0,8302
“Janela Fixa”: 2 etapas	1,1390	6,7	0,9285	0,8621
“Janela Móvel”: 1 etapa	1,2553	7,4	0,9112	0,8302
“Janela Móvel”: 2 etapas	1,1055	6,5	0,9314	0,8675
“Estocástico”: 1 etapa	1,0102	6,8	0,9175	0,8418
“Estocástico”: 2 etapas	0,8918	5,9	0,9403	0,8842

A figura 5.6 mostra que há uma melhor correspondência na área de estudo entre a superfície de temperatura observada e a estimada pelo modelo estocástico no qual a desagregação foi realizada em duas etapas (a partir do melhor modelo de desagregação de 500 metros, ou seja, o que utiliza os P.V. auxiliares NDVI, NDWI e TCW).

A figura 5.7 mostra a baixa correlação espacial da superfície de erro, ou seja, não há evidência de que valores de erro semelhantes estejam agrupados espacialmente. Dessa forma, a utilização de modelos que considerem a autocorrelação espacial dos erros não foi considerada.

Em todos os modelos ocorrem erros em geral inferiores a ± 2 K (figura 5.8), mas erros maiores podem ser observados em menor frequência, inclusive com valores extremos de ± 7 ou 8 K. Isto ocorre porque o P.V. auxiliar (NDVI) não consegue capturar as diferenças de umidade da superfície, ou seja, um pixel de solo úmido e outro pixel de solo seco possuem índices de vegetação semelhantes. A ocorrência destes valores extremos de erro pode restringir a utilização destas superfícies desagregadas em algumas aplicações (ex. manejo agrícola).

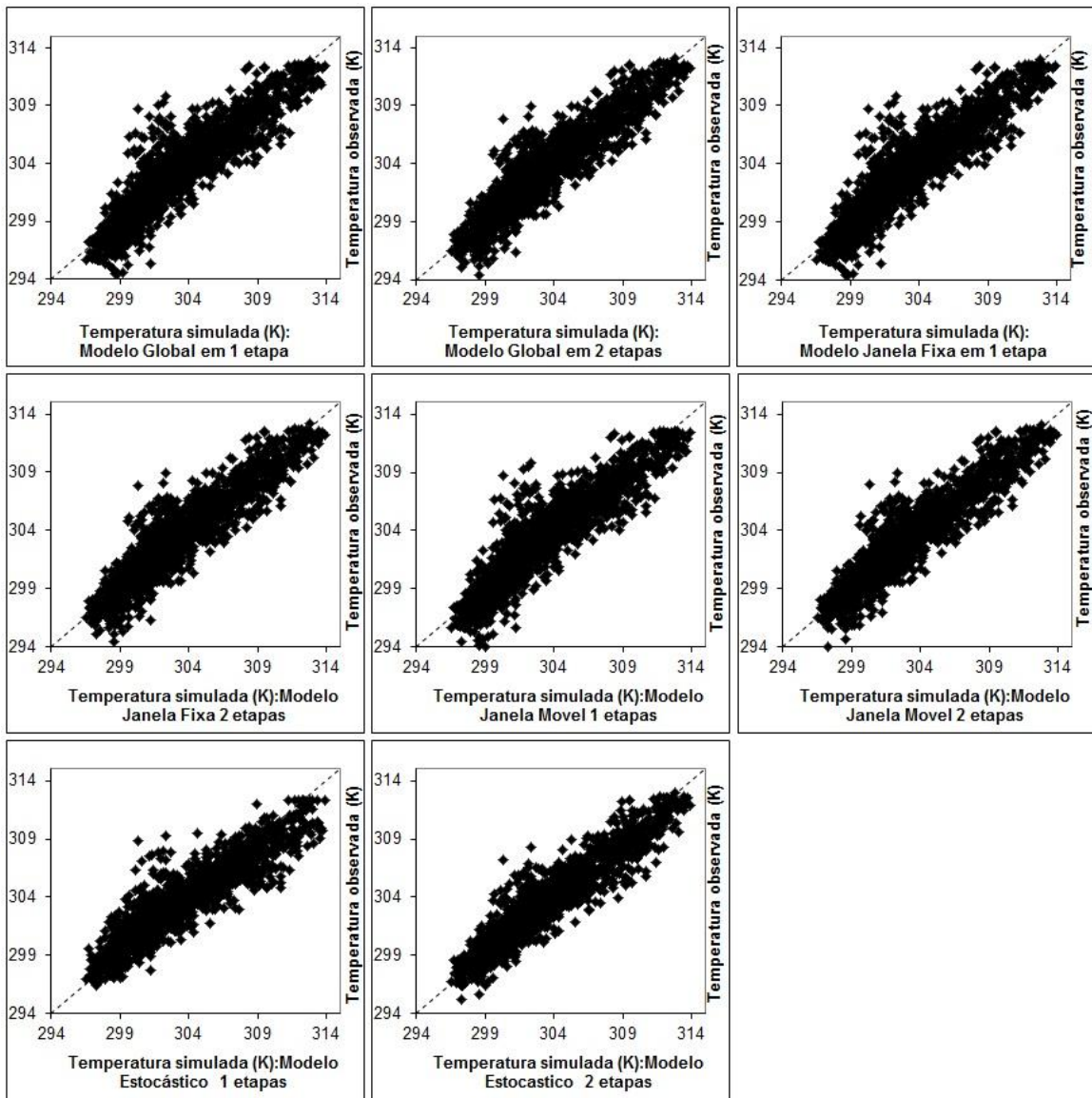


Figura 5.5- Gráfico de dispersão entre a temperatura observada (eixo vertical em Kelvin) e estimada com diferentes modelos (eixo horizontal em Kelvin) - 240 m.

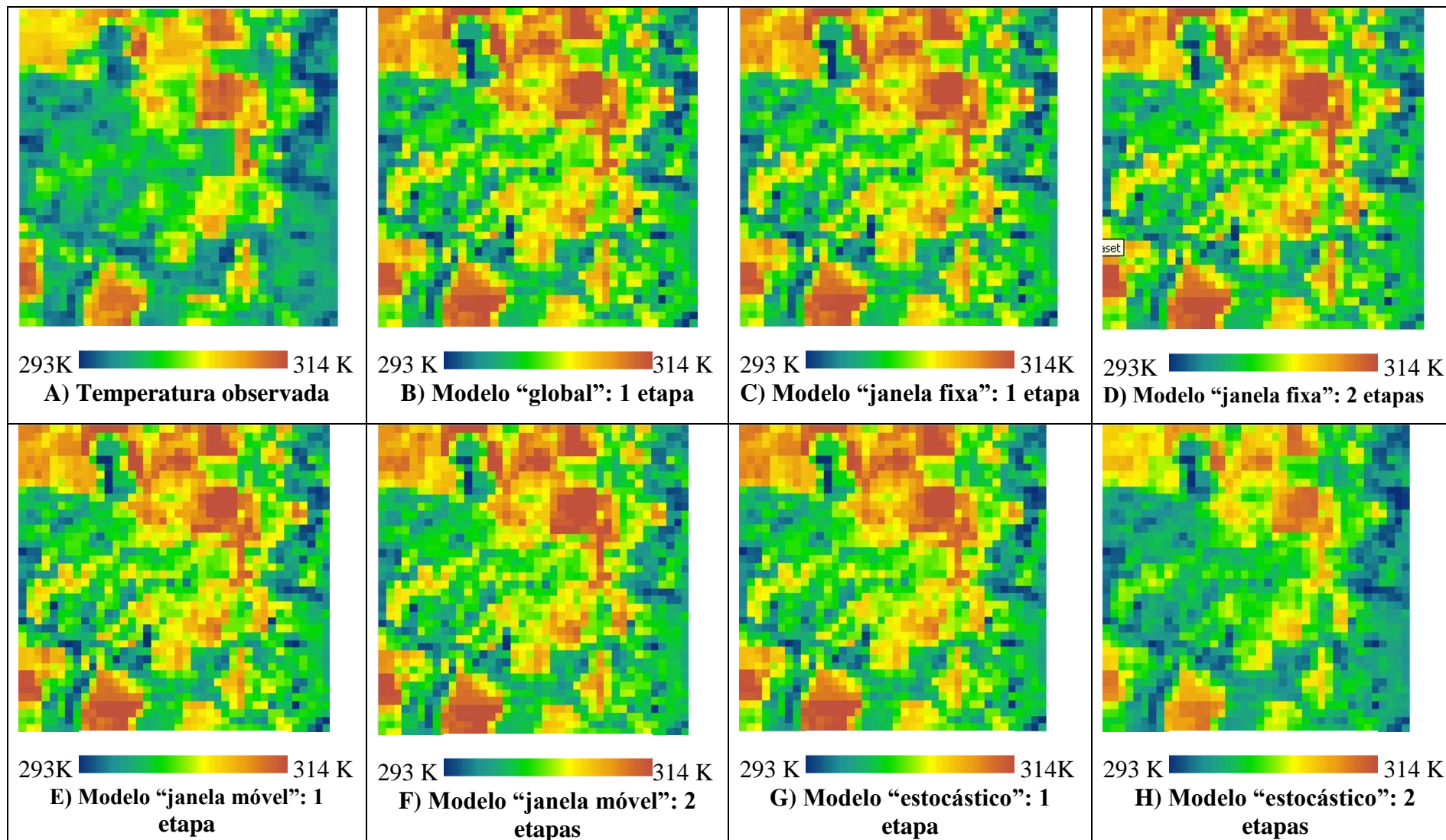


Figura 5.6- Superfícies de temperatura observada (A) e estimadas (B a H): 240 metros.

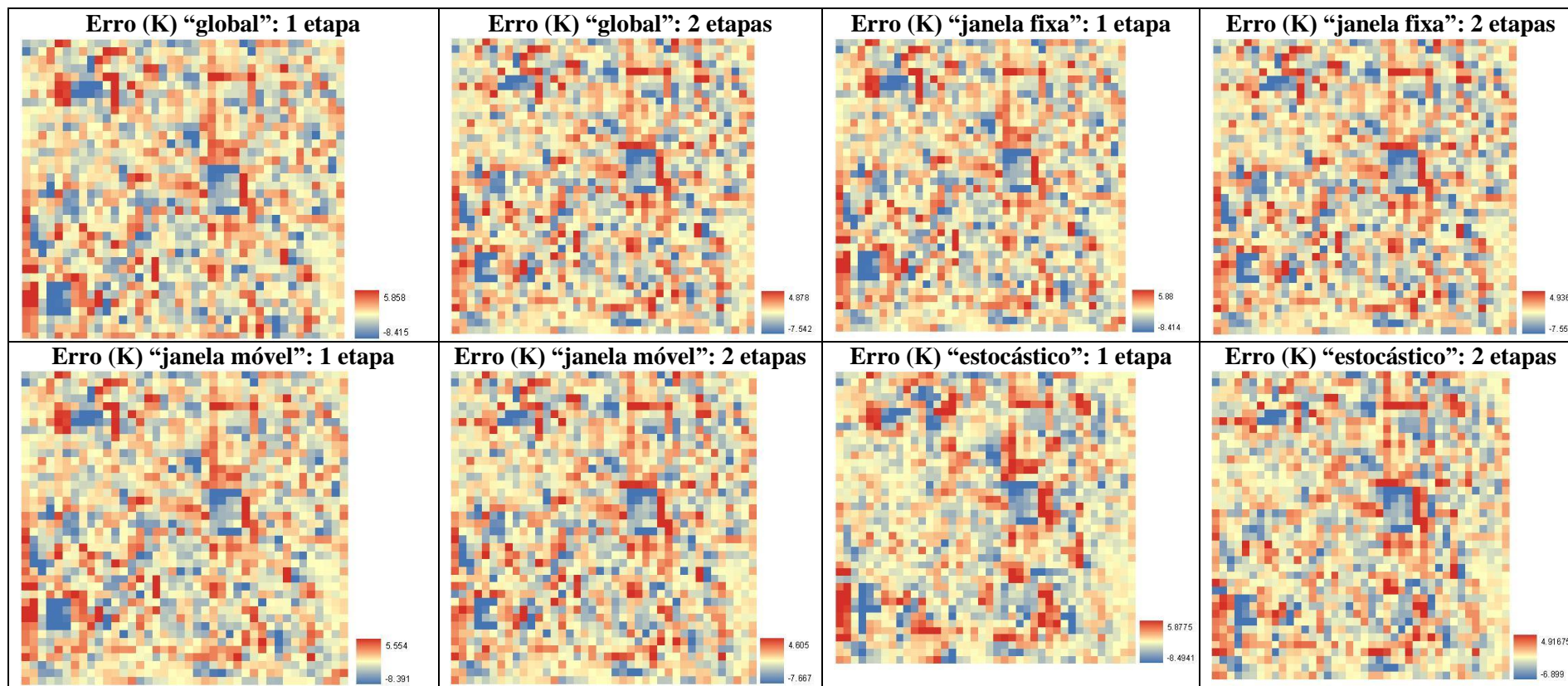


Figura 5.7- Superfícies de erro da temperatura conforme modelo de desagregação adotado: 240 m.

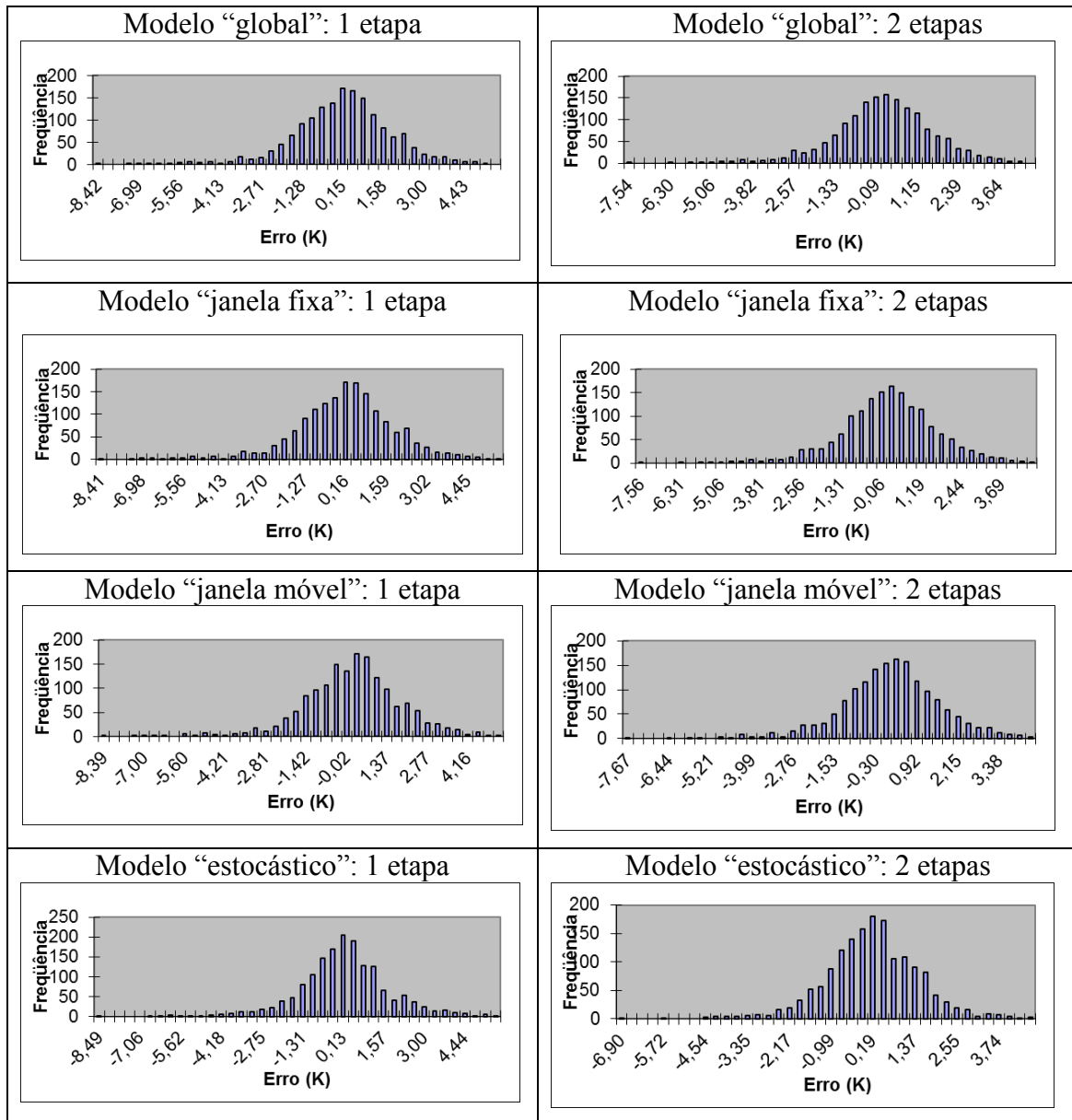


Figura 5.8- Histograma de erros das estimativas de temperatura da superfície (240 metros).

A relação entre o NDVI e a temperatura superficial é conhecida por ser triangular (Lambin e Ehrlich, 1996). Esta forma ocorre em virtude da vegetação em pleno desenvolvimento geralmente não sofrer estresse hídrico e, portanto, possuir relativa baixa temperatura e altas taxas de transpiração (lado direito do triângulo na figura 5.9). Em situação diametralmente oposta (lado esquerdo do triângulo na figura 5.9) encontra-se o plano dos solos, com alta amplitude de temperatura, variando de baixas temperaturas, em áreas mais úmidas, até altos valores de temperatura em áreas secas de solo exposto. Áreas com cobertura vegetal parcial situam-se numa situação

intermediária na figura 5.9, entre a vegetação vigorosa e o solo exposto. Este aspecto triangular pode ser observado na área analisada, conforme apresentado na figura 5.10.

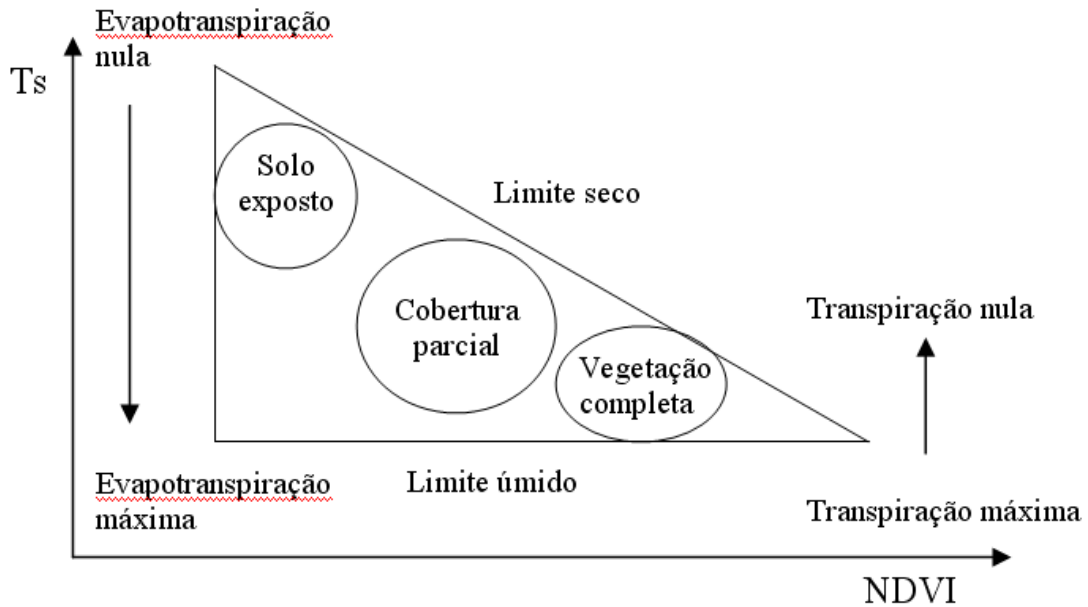


Figura 5.9- Forma triangular típica da gráfico NDVI x temperatura superficial (Lambin e Ehrlich, 1996).

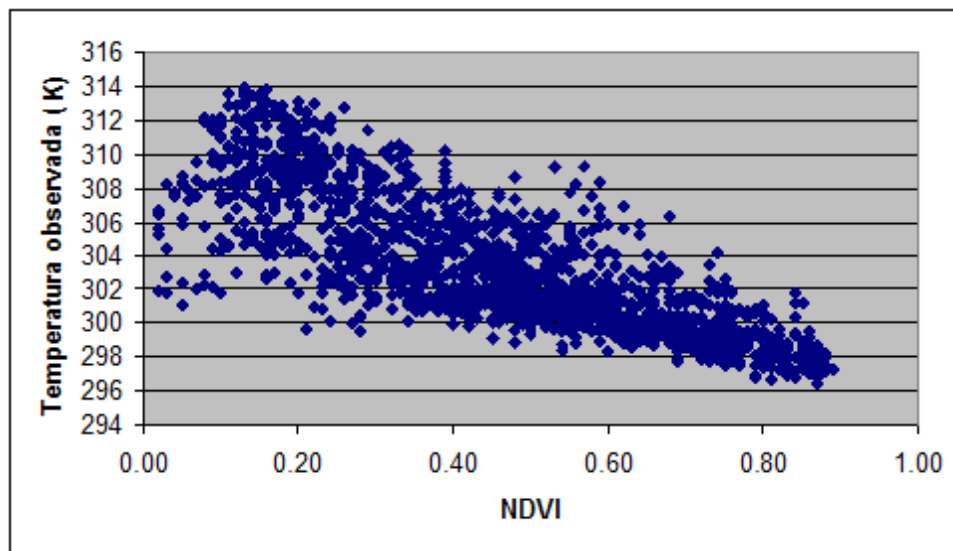


Figura 5.10- NDVI x temperatura superficial da Bacia do Rio Preto.

O processo de desagregação da temperatura da superfície para a resolução de 240 metros não reproduz de maneira fidedigna esta forma triangular do gráfico entre o NDVI e a temperatura superficial. A figura 5.11 mostra este gráfico para o caso do modelo “janela móvel”. Nota-se uma tendência linear no sentido longitudinal do

gráfico, uma menor dispersão da temperatura em áreas de solo exposto e a superestimativa da temperatura de algumas áreas de vegetação bem desenvolvida. O aspecto linear está relacionado aos coeficientes da regressão definidos em cada janela utilizada no cálculo de mínimos quadrados, sendo estabelecido um único coeficiente angular e intercepto para 81 pixels da janela de convolução. Já a menor dispersão das temperaturas no plano dos solos está ligada principalmente às áreas de solo exposto e úmido. Isto ocorre porque as áreas com essas características não ocorrem com grande frequência na janela de convolução, não sendo determinantes na definição dos parâmetros da regressão entre a temperatura superficial e o NDVI.

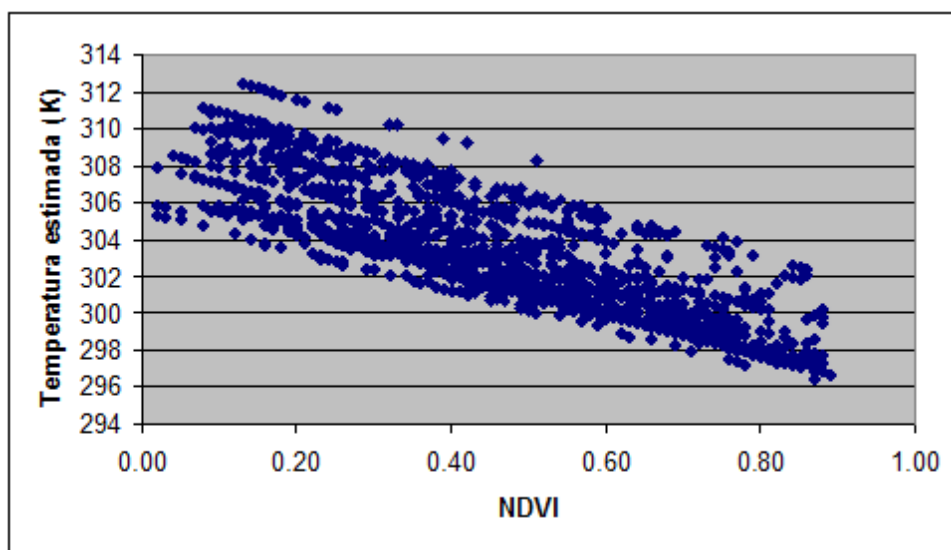


Figura 5.11- NDVI x temperatura superficial do modelo Janela Móvel.

O modelo estocástico reproduz de maneira mais próxima o aspecto triangular do gráfico (figura 5.12). Destaca-se que esta melhoria em direção ao aspecto triangular do gráfico surge apenas utilizando o NDVI para desagregar a temperatura da superfície, ou seja, não é empregado nenhum P.V. auxiliar que caracterize a umidade da superfície. Isto ocorre porque o modelo estocástico emprega apenas a informação do próprio pixel desmembrado, sendo o modelo mais local possível.

A superestimativa da temperatura da superfície em pixels de vegetação bem desenvolvida parece diminuir em relação ao modelo “janela móvel”, mas a dispersão da temperatura no plano dos solos ainda é menor do que a observada, principalmente em relação à incapacidade de reproduzir algumas temperaturas baixas no plano dos solos. Na definição do espaço de parâmetros do modelo estocástico foi assumido os limites de

$\pm 10.5 \cdot \text{NDVI}$ para o coeficiente angular (B1), possivelmente a definição de um espaço de parâmetros mais amplo poderia aumentar a dispersão da temperatura da superfície no plano dos solos observado na figura 5.12.

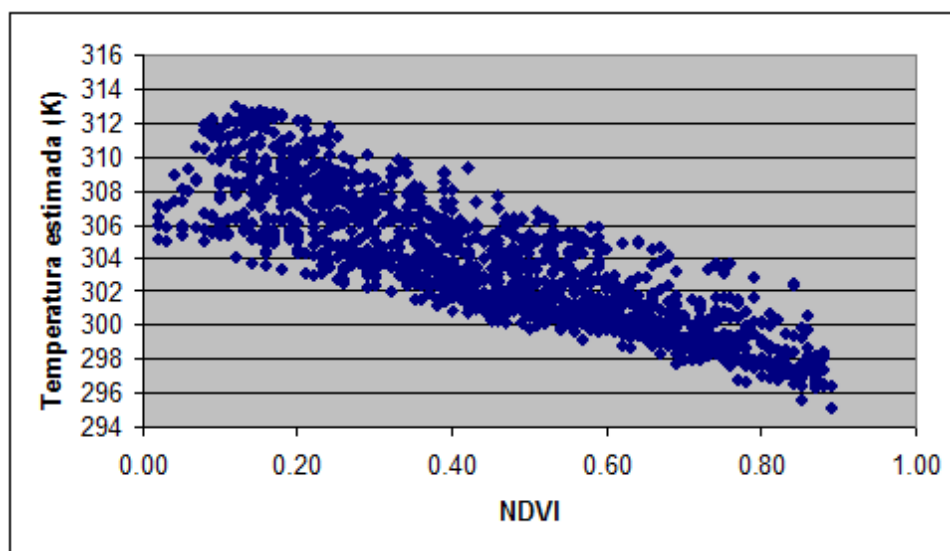


Figura 5.12- NDVI x temperatura superficial do modelo estocástico.

5.1.3 Seleção do modelo a ser utilizado nas etapas subsequentes do trabalho

A seleção do modelo para a desagregação da banda termal depende essencialmente do tamanho da imagem e do tamanho dos polígonos de uso da terra da área analisada. Para a área selecionada, abrangendo a Bacia do Rio Preto –DF e entorno, o modelo global apresentou resultado satisfatório, ou seja, os parâmetros do modelo são representativos para toda a área trabalhada. Em relação ao tamanho dos polígonos de uso da terra, a resolução de 500 metros é suficiente para que seja possível se estabelecer uma relação biunívoca entre o pixel e a maioria dos pivôs de irrigação. A resolução de 500 metros deve ser utilizada quando possível em virtude da possibilidade de utilização dos índices de vegetação sensíveis à umidade (TCW e NDWI), que conforme apresentado contribui para melhoria da qualidade das superfícies de temperatura desagregadas.

Nas etapas subsequentes da tese será utilizado o modelo “Global” com 500 metros e os P.V. auxiliares NDVI, NDWI e TCW. Por outro lado, o modelo “Global” executado com apenas um P.V. auxiliar (NDVI ou TCW) também apresentou resultado satisfatório, com desvio padrão do erro levemente superior (0,2 K), dessa forma, em hipótese também poderia ter sido selecionado para as etapas posteriores.

5.2 ALTERAÇÕES DE ALGORITMOS DE SENSORIAMENTO REMOTO PARA ESTIMAR VARIÁVEIS E PARÂMETROS BIOFÍSICOS NECESSÁRIOS PARA SE CALCULAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO.

Esta etapa se refere à proposta de parametrização apresentada na seção de metodologia, incluindo o procedimento de seleção automática dos pixels frio e quente, bem como a derivação da equação para a alteração da emissividade do produto MOD11. A validação cruzada da temperatura, reflectância e albedo será apresentada a seguir.

5.2.1 Temperatura da superfície

A correlação entre as temperaturas da superfície do MODIS (MOD11A1), com resolução de 1 km, e a do ASTER (AST08), agregado espacialmente para a resolução de 1 km, não se mostrou expressiva para a área de estudo (ver figura 5.13).

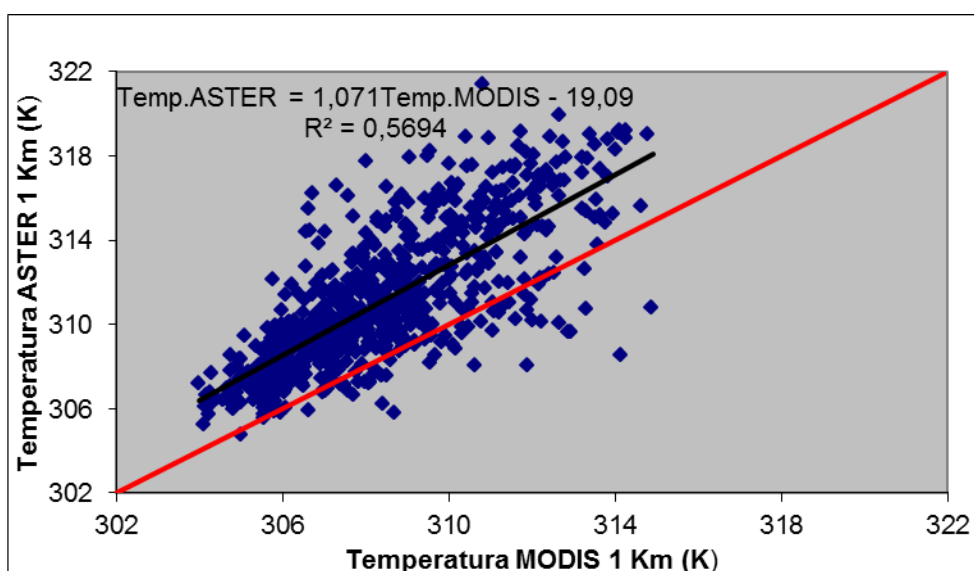


Figura 5.13- Regressão entre os produtos AST08 e MOD11A1 (GRID): 1 km.

As diferenças de temperatura entre o AST08 e o MOD11A1, observados na figura 5.13, estão relacionadas às características da geometria de aquisição do sensor MODIS. Os produtos MODIS são distribuídos em projeção sinusoidal em uma grade regular (grid) previamente definida, ou seja, a localização de uma célula nesta grade não varia ao longo do tempo. A imagem MODIS, em função de sua ampla faixa imageada (~1.300 km), possui uma geometria complexa (Wolfe et al., 1998). De acordo com Tan et al. (2006), o processo de projeção (“gridding”) das imagens MODIS para uma grade regular na projeção sinusoidal altera o aspecto locacional da imagem e o co-registro

entre diferentes bandas. Estes aspectos geométricos devem ser considerados na implementação do algoritmo de desagregação, preferencialmente utilizando os produtos MOD09 e MOD11 previamente ao processo de projeção. Estas imagens “brutas” são conhecidas em inglês como SWATH.

A figura 5.14 mostra as diferenças geométricas entre a imagem bruta (SWATH) e mapeada na projeção sinusoidal (GRID) na área de estudo. Um aspecto a destacar é que por vezes a própria relação topológica entre os pixels da imagem GRID e as observações da imagem bruta (SWATH) são diferentes, ou seja, no processo de mapeamento inverso a relação de vizinhança entre as observações pode mudar.

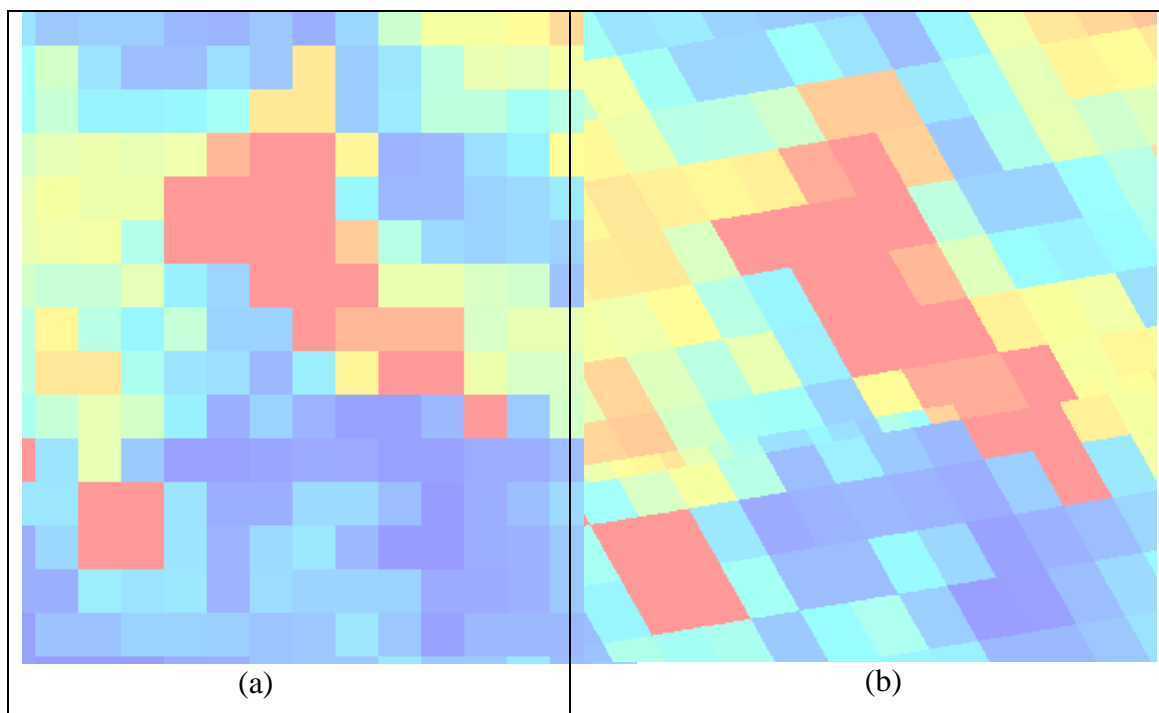


Figura 5.14- Geometria das imagens MODIS: (a) GRID x (b) SWATH.

A área imageada pelo sensor MODIS varia conforme o ângulo zenital do sensor em relação à superfície (figura 5.15). No nadir, o *ground fiew of view* (gifov), ou a projeção do detector sobre a superfície, é de 926 metros para a banda termal. A medida que o ângulo zenital aumenta (canto da imagem), o gifov atinge valores de 4 km.

Outro aspecto singular das imagens MODIS, pelo menos comparativamente aos sensores LANDSAT e ASTER, é a função de espalhamento pontual (*Point Spread Function* – PSF). Os sensores de um satélite modificam as propriedades espaciais de

uma cena devido à ótica do sensor, detectores e aspectos eletrônicos (Showengerdt, 1997). Esta interferência é caracterizada pela função de espalhamento pontual, sendo no caso do sensor MODIS retangular no sentido *along-track* (direção de deslocamento do satélite) e triangular no sentido *across-track* (perpendicular ao deslocamento do satélite) (Wolfe et al., 1998 – ver figura 5.16). A PSF triangular significa que um alvo situado no centro de uma observação terá maior contribuição, ou seja, sua resposta espectral terá maior importância no valor médio da observação.

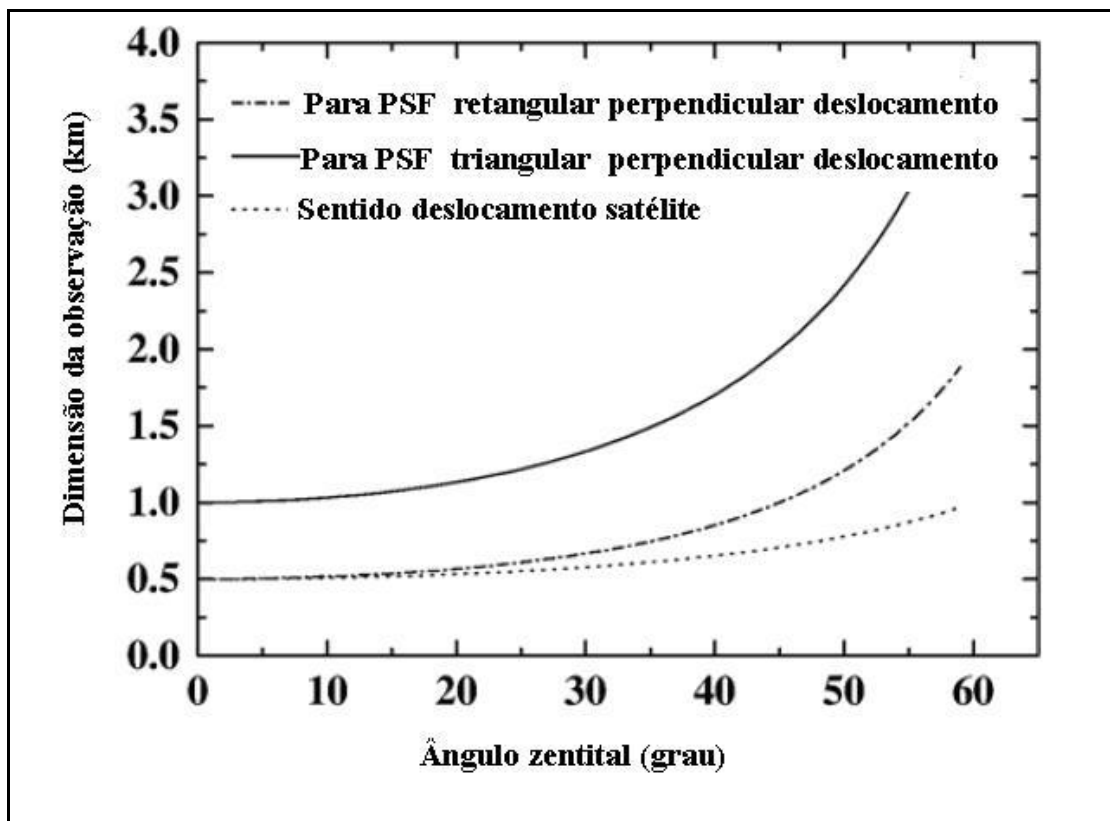


Figura 5.15- Dimensão da observação em função do ângulo zenital (modificado de Wolfe et al., 1998).

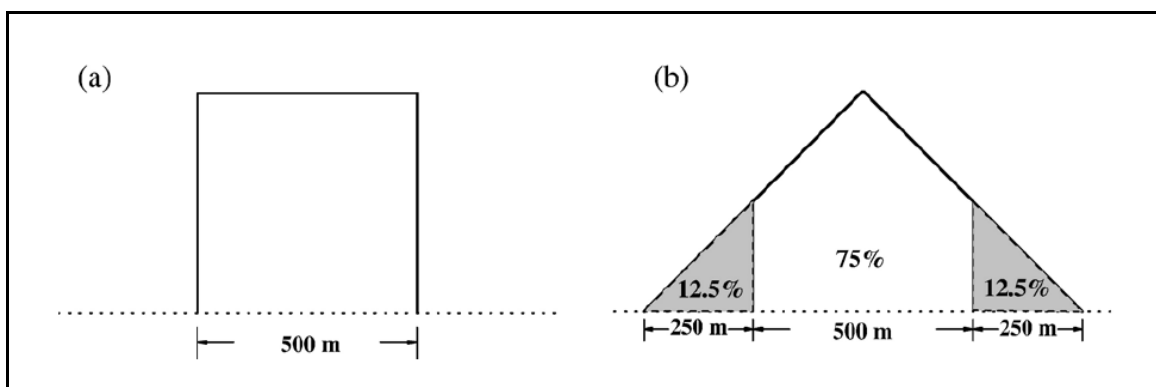


Figura 5.16- Função de espalhamento pontual (PSF) do MODIS (Wolfe et al., 1998).

As observações em diferentes resoluções do sensor MODIS não estão alinhadas (figura 5.17), mais precisamente desalinhadas 250 metros entre a banda termal de 1 km e as bandas de 500 metros, e desalinhadas 125 metros entre as bandas de 500 metros e 250 metros. Desta forma, são necessárias três observações de 500 metros para abranger uma observação de 1 km. Para estas observações de 500 metros deve-se aplicar um peso diferenciado (conforme PSF) ao agregar para 1 km, ou $h_1 + 2h_2 + h_3$ na figura 5.17 (Tan et al, 2006). Por fim, o sensor MODIS possui 10 detectores, de forma que está programado para haver uma sobreposição de 500 metros a cada “varrida” do sensor, ou a cada 10 linhas da imagem bruta (figura 5.18).

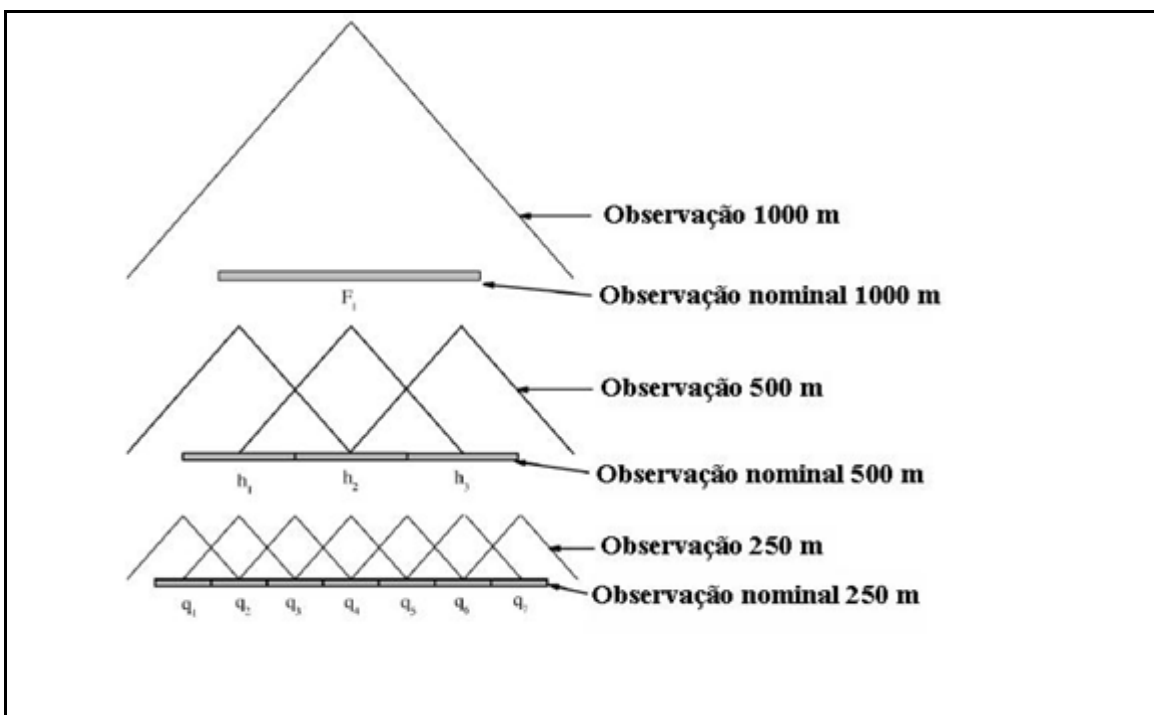


Figura 5.17- Composição de diferentes resoluções espaciais do sensor MODIS (modificado de Tan et al. 2006).

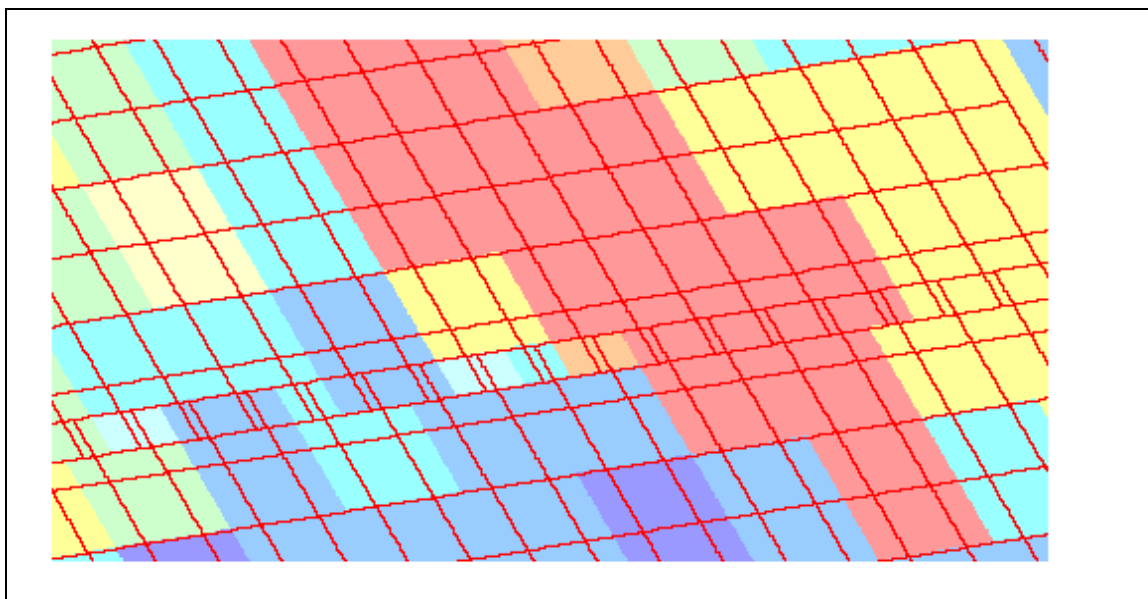


Figura 5.18- Pixel 1km x 500m na área de estudo (SWATH).

Todos os aspectos geométricos destacados acima degradam a correlação entre as temperaturas da superfície do MODIS e do ASTER na resolução de ~ 1 km observada na figura 5.13. Desta forma, optou-se pela utilização das imagens brutas (SWATH), a partir do qual os aspectos geométricos descritos acima foram incorporados explicitamente nas análises das imagens. Os produtos MODIS/SWATH utilizados foram o MOD11-L2 e o MOD01HKM. O MOD11-L2 é o produto de temperatura/emissividade gerado diariamente com resolução de 1 km a partir da aplicação do algoritmo “*Split Window*” (Wan e Dozier, 1996). O MOD01HKM é o produto diário de radiância corrigida, tendo resolução espacial de 500 metros. Nesse último caso, os valores de radiância foram transformados para reflectância de superfície de acordo com a proposta de Tasumi et al. (2008).

A incorporação dos aspectos geométricos melhorou significativamente o coeficiente de correlação entre o MOD11 e o AST08, de $\sim 0,75$ para $\sim 0,97$. Na figura 5.19 percebe-se a subestimativa das temperaturas do MODIS em comparação ao ASTER.

Na bibliografia consultada, trabalhos comparativos mostraram discrepâncias em torno de + 3 K a mais para o produto AST08 em relação ao MOD11 para regiões áridas e semi-áridas (Liu et al., 2007; Merlin et al., 2010). Na presente análise, esta discrepância é confirmada, sendo a temperatura da superfície do AST08 cerca de 2,7 K superior à do MOD11 na resolução de 1 km (figura 5.19).

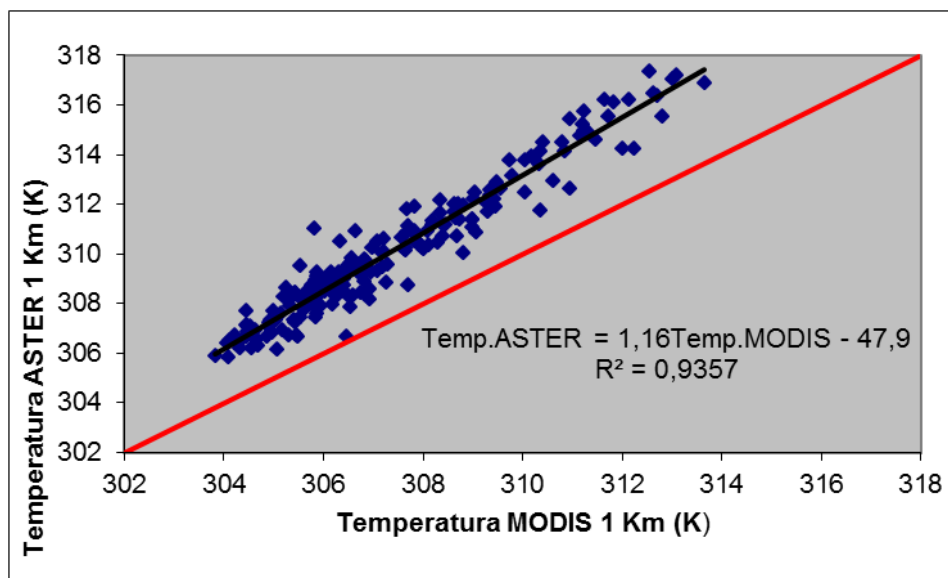


Figura 5.19- Regressão entre os produtos AST08 e MOD11-L2 (SWATH): 1 km.

De forma complementar, também destaca-se que a geometria das imagens ASTER e MODIS são diferentes. No caso das imagens analisadas (dia 7 de maio de 2000), o tamanho médio de observação do sensor MODIS é de 1020 metros, sendo de 90 metros para o sensor ASTER, o que resulta em uma relação de 11,3, ou seja, a agregação das observações do ASTER não reconstitui de forma fiel a observação do MODIS. Desta forma, na presente aplicação o valor limite de correlação é de 0,97, ou seja, a superfície de temperatura desagregada para 500 metros não terá valor de correlação superior a este limite, pois o procedimento de desagregação necessariamente ocasiona algum grau de erro.

A superfície de temperatura foi desagregada para 500 metros usando o modelo global com os P.V. auxiliares NDVI, NDWI e TCW. O coeficiente de correlação entre o produto de temperatura do MODIS (MOD11L2) desagregado para 500 metros e o produto de temperatura do ASTER (AST08) é de 0,952. A diferença média entre os produtos MOD11L2 e AST08 na resolução de 1 km é de 2,71 K. Ao desagregar esta estimativa para 500 metros, a diferença média aumenta para 2,72 K, com um incremento de apenas 0,01 K. Esse incremento é inferior ao mesmo modelo global aplicado à imagem LANDSAT (erro médio de 0,5 K e desvio-padrão de 0,7 K).

O aspecto de superestimativa do ASTER continua presente ao se comparar com a temperatura do MODIS desagregada para 500 metros (figura 5.20). Mas esta

discrepância deve ser interpretada em termos relativos, ou seja, na comparação entre os algoritmos AST08 e MOD11-L2, sem necessariamente interpretar que o valor subestimado da temperatura da superfície desagregada seja resultante do algoritmo de desagregação.

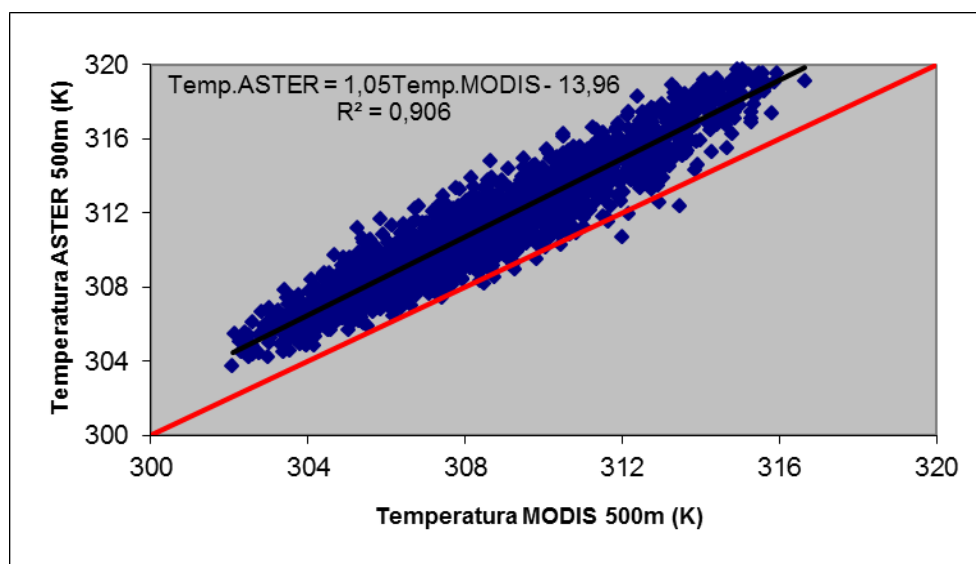


Figura 5.20- Correlação AST08 x MOD11A1 (SWATH): 500 m (desagregado).

Ao analisar a emissividade das bandas termais utilizadas no algoritmo “*Split Window*” do produto MOD11-L2, constata-se valores médios muito altos, respectivamente 0,985 e 0,989 para as bandas 31 e 32. Estes valores de emissividade são muito próximos ao valor da emissividade da água pura (emissividade de ~ 0,99). Destaca-se, porém, que a imagem utilizada situa-se em uma área essencialmente agrícola (Bacia do Rio Preto e entorno), devendo possuir valores médios de emissividade inferiores. Esta superestimativa da emissividade ocasiona a depreciação da temperatura.

A emissividade em um determinado pixel do produto MOD11 é determinada por classificação, no qual o pixel é atribuído a uma das quatorze classes de uso da terra pré-definidas na chave de classificação, sendo também considerados fatores dinâmicos, como a senescência da vegetação e o índice de vegetação (Snyder et al., 1998). Estes últimos autores admitem que um problema do método proposto é não considerar a umidade da superfície, uma vez que uma área úmida possui emissividade próxima a da água.

Para a imagem trabalhada, as correlações da emissividade com o índice de vegetação (figura 5.21a) e o índice de umidade (figura 5.21b) são nulas, o que corrobora a constatação de inadequação da estimativa de emissividade pelo método da classificação para o entorno de Brasília.

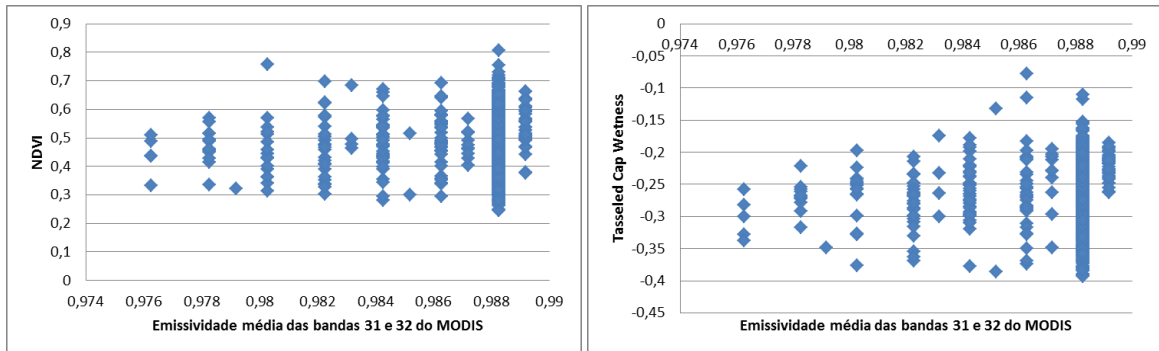


Figura 5.21- Emissividade comparada com o NDVI (a) e com a TCW (b).

A equação 4.18 foi utilizada para substituir a emissividade do produto MOD11-L2. Ao substituir a emissividade obtida por classificação (Snyder et al., 1998) pela emissividade calculada a partir do índice de área foliar (Allen et al., 2007a), a diferença de temperatura entre o AST08 e o MOD11-L2, na resolução de 500 metros, praticamente diminuiu 1 K (figura 5.22), de 2,72 para 1,73 K. A correlação aumentou de forma pouco significativa e o coeficiente angular se aproximou mais do valor unitário. A diferença relativa caiu 5%, de 15 para 10% após a substituição da emissividade.

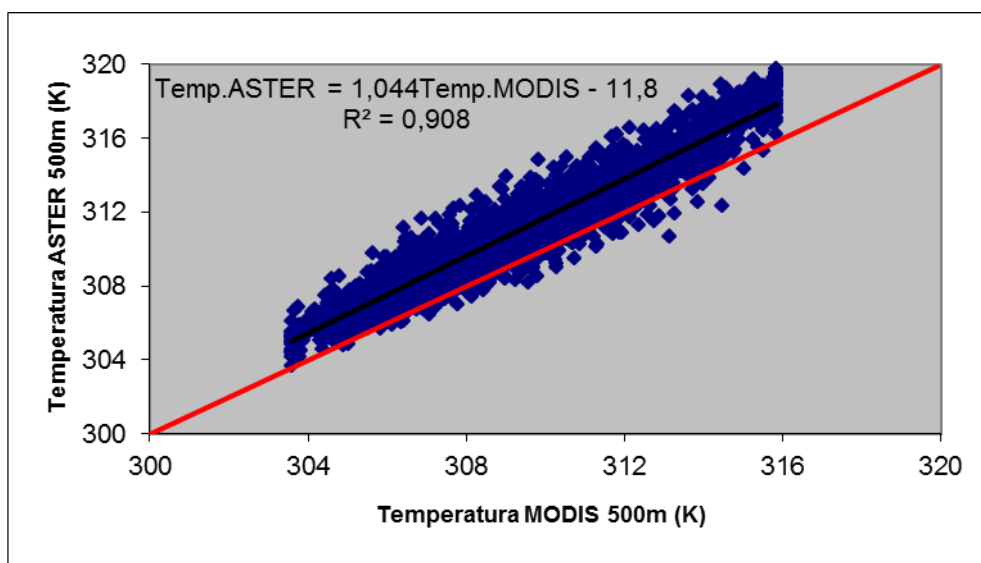


Figura 5.22- Correlação AST08 x MOD11A1 (SWATH): 500 m (desagregado e emissividade ajustada).

5.2.2 Reflectância de superfície e albedo

A correlação encontrada entre as bandas do ASTER e do MODIS situadas na faixa espectral do vermelho foi alta (figura 5.23). Essa alta correlação é esperada haja vista que a radiância corresponde à energia eletro-magnética capturada pelos detectores de ambos os sensores. Destaca-se também que as imagens MODIS e ASTER são adquiridas simultaneamente, estando, portanto, sujeitas às mesmas condições geométricas de imageamento e interferência atmosférica.

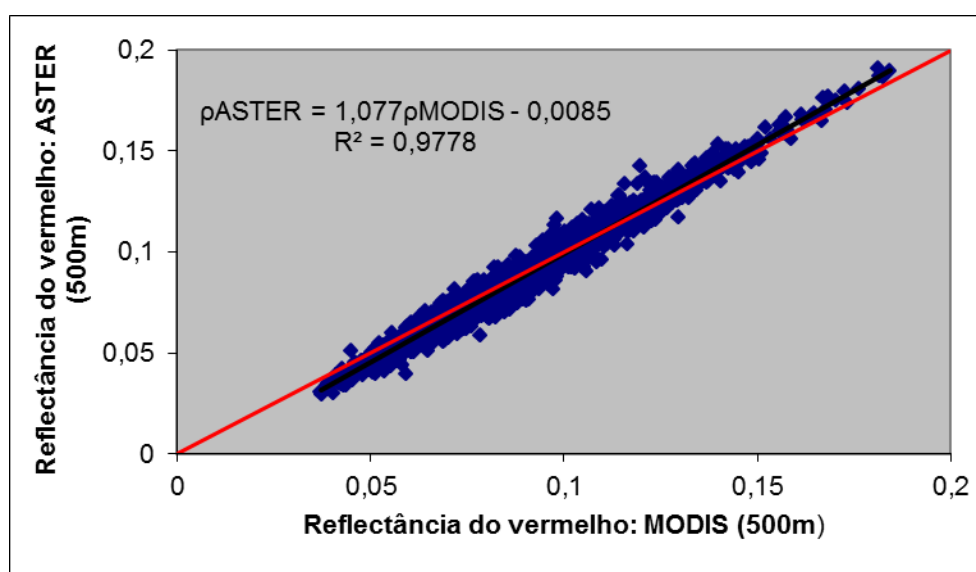


Figura 5.23- Comparação da reflectância na faixa do vermelho entre o MODIS e o ASTER.

A correlação encontrada entre os albedos do MODIS e do ASTER foi de 0,93, com uma diferença média de 0,025 (adimensional), sendo o albedo do ASTER sistematicamente maior (figura 5.24).

A moda do albedo MODIS situa-se na faixa entre 0,15 e 0,16 (figura 5.25a), enquanto a moda do albedo ASTER está entre 0,18 e 0,19 (figura 5.25b). Essa diferença está ligada a definição de pesos atribuídos a cada banda espectral no cálculo do albedo, conforme definido por Tasumi et al. (2008) e Wubet (2003) para os sensores MODIS e ASTER. Destaca-se que essa definição de pesos é baseada em bibliotecas espectrais de diferentes materiais e a simulação das respostas espectrais considerando diferentes condições atmosféricas. A qualidade da estimativa do albedo depende, portanto, da representatividade da biblioteca espectral e de sua similaridade com os alvos imageados na superfície terrestre.

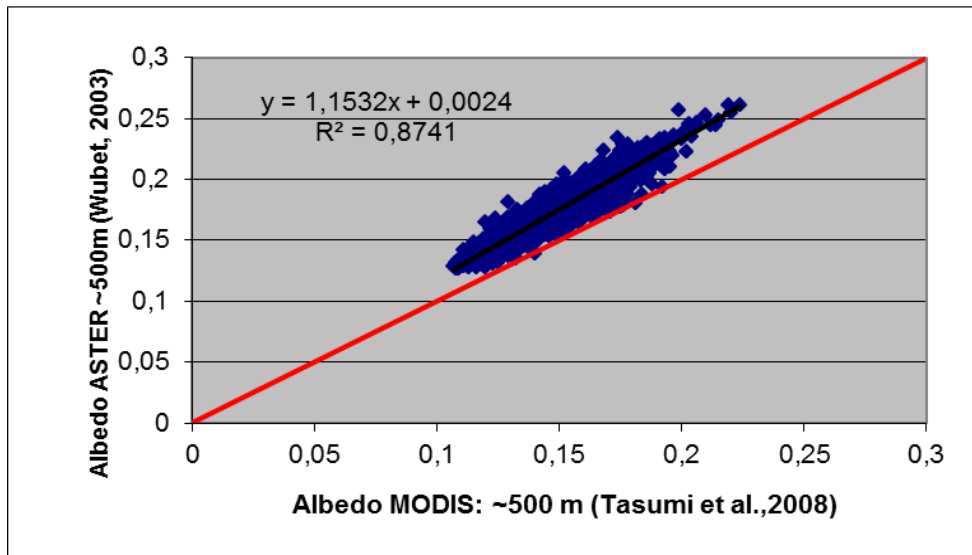


Figura 5.24- Comparação do albedo entre o MODIS e o ASTER (500 metros).

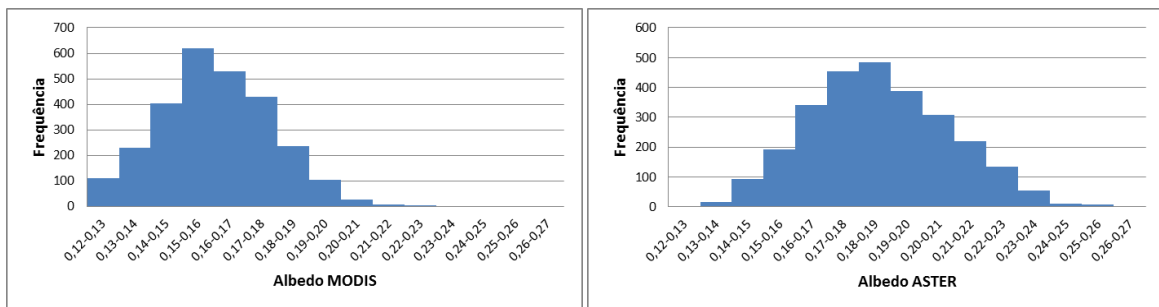


Figura 5.25- Histogramas de albedo do MODIS e do ASTER (500m).

Considerando o balanço de energia, uma subestimativa do albedo atua na mesma direção do que a subestimativa da temperatura (item 5.3.2.1), ou seja, aumentando o saldo de radiação e a energia disponível para os fluxos de calor sensível e latente. Por outro lado, a diferença entre os albedos do MODIS e do ASTER não é significativa em termos absolutos.

5.3 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR MEIO DA APLICAÇÃO DA EQUAÇÃO DE BALANÇO DE ENERGIA.

5.3.1 Estimativa do balanço de energia e da evapotranspiração instantânea (ASTER 90m)

A imagem do ASTER, utilizada posteriormente na validação cruzada, foi adquirida no dia 7 de maio de 2000. A área imageada pelo sensor ASTER, de 60 x 60 km, corresponde aproximadamente à área da imagem LANDSAT selecionada para desenvolver o procedimento de desagregação da banda termal, situada a leste do Distrito Federal (figura 5.26).

5.3.1.1 Saldo de radiação (R_n)

A figura 5.26 mostra os resultados da estimativa do saldo de radiação obtida pelo sensor ASTER. A cor verde escuro representa áreas de solo exposto ou vegetação pouco expressiva, com valores de R_n entre 450 e 480 $W m^{-2}$. Em amarelo, com R_n variando entre 570 e 600 $W m^{-2}$, estão incluídas as áreas de Cerrado. Áreas com vegetação esparsa estão situadas entre o verde e o amarelo, principalmente tonalidades claras de verde. Já áreas de vegetação bem desenvolvida aparecem na cor magenta, incluindo pivôs de irrigação, com R_n entre 600 e 680 $W m^{-2}$, e mata ciliar, com R_n de 620 a 705 $W m^{-2}$ dependendo da umidade superficial.

Uma análise qualitativa permite constatar que os valores de R_n tendem a aumentar em função da presença de vegetação, em sentido oposto à temperatura da superfície, ou seja, áreas vegetadas costumam ser mais frias em função da presença de água na zona radicular, proporcionando maiores valores de R_n . A presença da umidade superficial aumenta R_n , inclusive com valores acima de 700 $W m^{-2}$ para a imagem analisada.

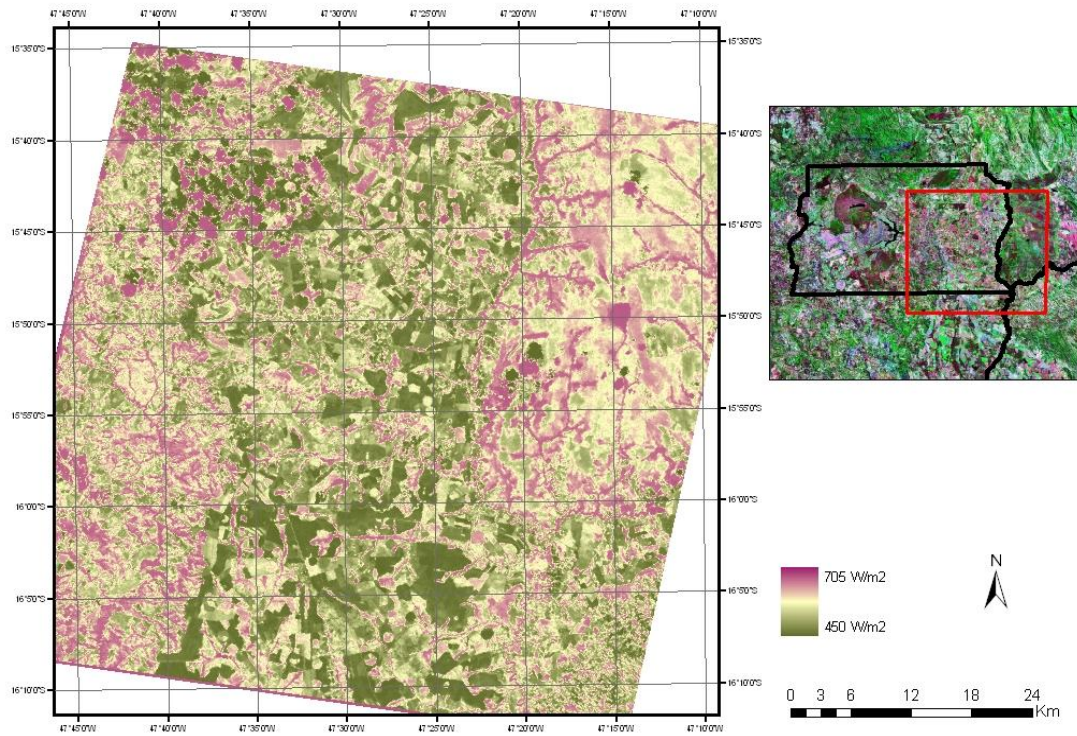


Figura 5.26- Saldo de radiação da área selecionada a leste do Distrito Federal (sensor ASTER).

5.3.1.2 Fluxo de calor no solo (G)

Para a imagem analisada, G varia entre 40 e 160 W m⁻², sendo os valores superiores observados em áreas de solo exposto (marrom na figura 5.27). Cerrados estão na situação intermediária, com G entre 60 e 90 W m⁻². As áreas agrícolas bem vegetadas e mata ciliar possuem G entre 40 e 60 W m⁻² (azul na figura 5.27). Na área de estudo, os valores máximos do índice de área foliar - IAF situam-se em torno de 3 (tabela 4.2), que de acordo com a equação 4.36 são suficientes para se obter pequeno valor de G (equação 4.35).

Esses valores são inferiores aos valores do saldo de radiação, já que G é calculado como uma fração de R_n. Para áreas de solo exposto, em horários próximo ao meio-dia, a fração G/R_n é cerca de 0,3, mas esta diminui consideravelmente para áreas vegetadas em função da diminuição da radiação incidente sobre o solo (Kustas & Norman, 1999).

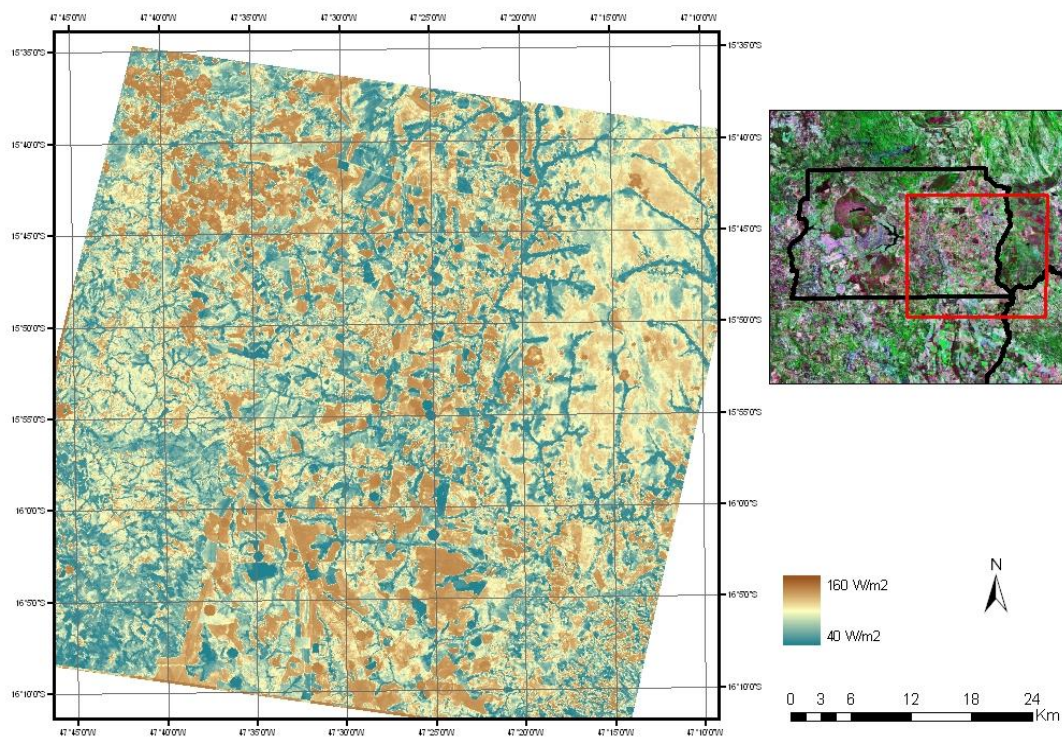


Figura 5.27- Fluxo de calor no solo da área selecionada a leste do Distrito Federal (sensor ASTER).

5.3.1.3 Fluxo de calor sensível (H)

A tabela 5.3 mostra os valores dos componentes de energia para o pixel frio e o pixel quente. O modelo METRIC assume valor nulo para o fluxo de calor latente do pixel quente ($LE = 0$). Para o pixel frio, o fluxo de calor latente é obtido considerando um valor da ET_a 5% acima da ET_{ref} .

Tabela 5.3 – Valores do balanço de energia do pixel frio e do pixel quente.

Pixel Frio			Pixel Quente		
Variável	Unidade	Valor	Variável	Unidade	Valor
Temperatura Superficial (T_s)	K	301,1	Temperatura Superficial (T_s)	K	320
Coeficiente da Cultura (K_c)	-	1,05	Coeficiente da Cultura (K_c)	-	0
Saldo de radiação (R_n)	W/m^2	618	Saldo de radiação (R_n)	W/m^2	459
Fluxo de calor no solo (G)	W/m^2	50	Fluxo de calor no solo (G)	W/m^2	125
Fluxo de calor sensível (H)	W/m^2	142	Fluxo de calor sensível (H)	W/m^2	334
Fluxo de calor latente (LE)	W/m^2	426	Fluxo de calor latente (LE)	W/m^2	0

A partir dos valores fixados de LE obtidos como 1,05 ETref, juntamente com os valores de R_n e G obtidos por sensoriamento remoto, foi calculado H para o pixel frio e o pixel quente utilizando a equação de balanço de energia, o que resultou em valores de H de 142 e 334 $W m^{-2}$, respectivamente. Os valores da resistência aerodinâmica (r_{ah}) e do gradiente de temperatura (dT) foram estimados iterativamente usando a formulação de Monin-Obukhov para definir as condições de estabilidade atmosférica. A tabela 5.4 mostra a alteração dos valores de r_{ah} e dT a cada iteração, atingindo convergência após a décima iteração.

Tabela 5.4 – Alteração dos valores de R_{ah} e dT a cada iteração do METRIC.

Iteração	r_{ah} Frio (s/m)	dT Frio (K)	r_{ah} Quente (s/m)	dT Quente (K)	r_{ah} Frio	r_{ah} Quente
1	64,7	8,5	77,2	23,9	diferença %	diferença %
2	8,2	1,1	5,1	1,7	-688	-1408
3	34,3	4,6	29,4	9,9	76	83
4	17,2	2,3	12,6	4,2	-100	-133
5	25,4	3,4	19,5	6,6	32	35
6	20,8	2,8	15,7	5,3	-22	-24
7	23,2	3,1	17,5	5,9	10	10
8	21,9	3,0	16,6	5,6	-6	-5
9	22,5	3,1	17,1	5,7	3	2
10	22,2	3,0	16,8	5,7	2	-1

De posse dos valores da temperatura radiométrica superficial (T_s) e do gradiente de temperatura (dT) dos pixels quente e frio, foram obtidos os coeficientes da regressão linear simples de cada iteração do modelo (figura 5.28). Esses coeficientes são necessários para indexar T_s com dT em todos os pixels da imagem, ou seja, a partir de T_s obtido por sensoriamento remoto se estima dT. A figura 5.28 evidencia maiores alterações nos valores do coeficiente angular e do intercepto da regressão até a quinta iteração.

A figura 5.29 mostra a distribuição espacial dos valores de H. Para áreas semelhantes ao pixel frio, tais como pivôs de irrigação bem vegetados e mata ciliar (cor azul na figura 5.29), os valores variaram de 140 a 180 $W m^{-2}$. Em cor vermelha estão representadas as áreas de solo exposto e vegetação pouco desenvolvida, com valores de H superiores a 300 $W m^{-2}$. Na situação intermediária, com valores entre 180 e 300 $W m^{-2}$, estão

diferentes fisionomias de Cerrado e áreas agrícolas com valores intermediários de vegetação.

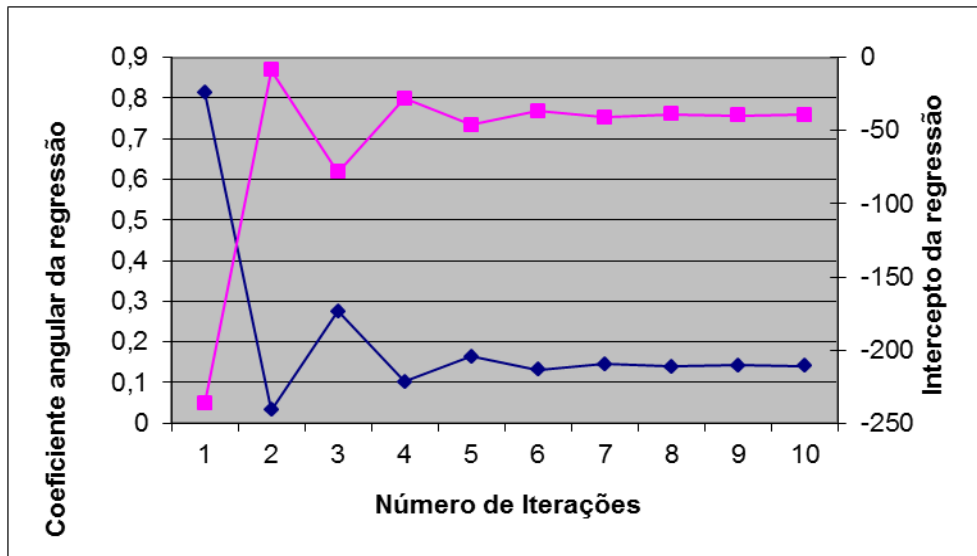


Figura 5.28- Coeficiente angular (magenta) e intercepto (azul) a cada iteração do METRIC.

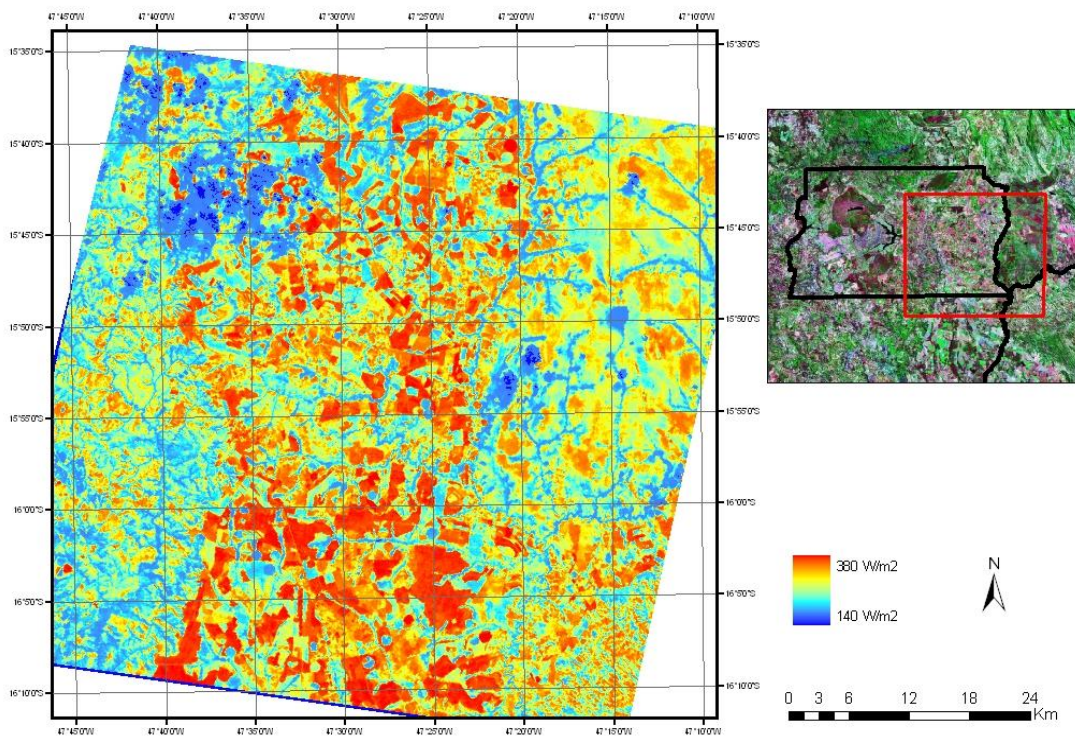


Figura 5.29- Fluxo de calor sensível da área selecionada a leste do Distrito Federal (sensor ASTER).

5.3.1.4 Fluxo de calor latente (LE)

A figura 5.30 apresenta uma variação significativa dos valores de LE, com valores variando de zero, em locais de solo seco, até valores de 500 W m^{-2} em superfícies bem vegetadas e úmidas. A suposição de casos extremos em relação à disponibilidade hídrica (1. áreas de solo exposto e secas; 2. áreas bem vegetadas e úmidas) é adequada para o leste do Distrito Federal na época seca, principalmente considerando a Bacia do Rio Preto, onde se encontram uma grande quantidade de pivôs de irrigação e áreas de sequeiro.

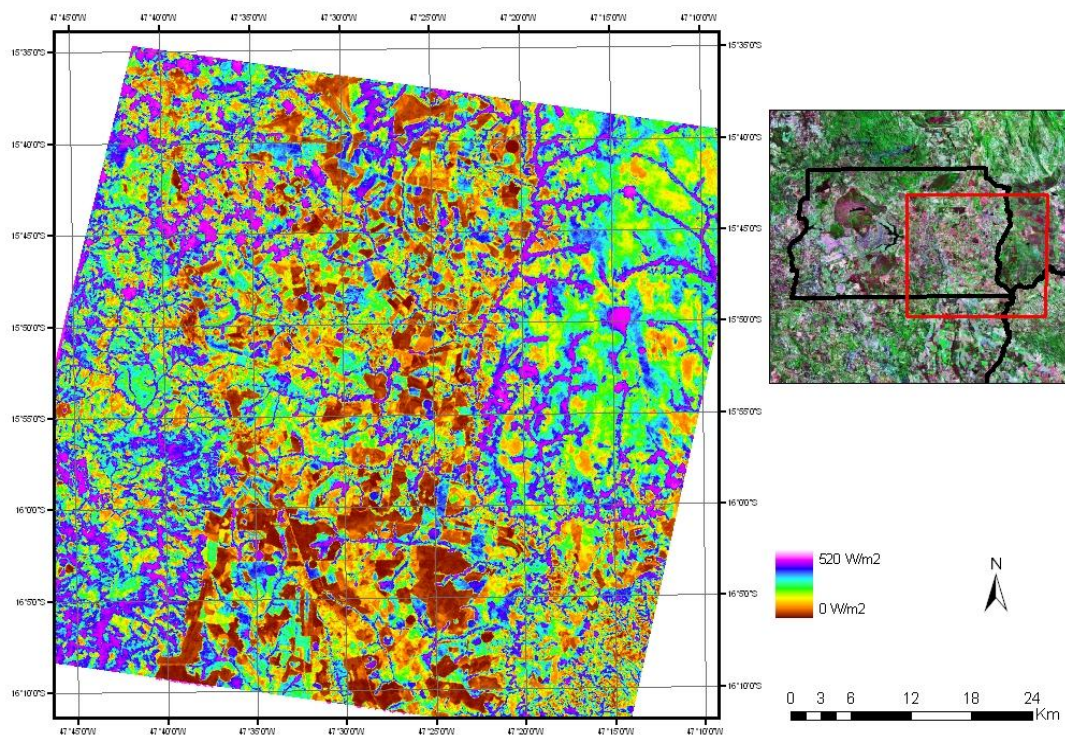


Figura 5.30- Fluxo de calor latente da área selecionada a leste do Distrito Federal (sensor ASTER).

5.3.2 Validação cruzada do balanço de energia e da evapotranspiração instantânea do sensor MODIS (~ 500m)

5.3.2.1 Saldo de radiação

A temperatura superficial (item 5.2.1) entra no cálculo da radiação emitida em ondas longas ($R_{l\uparrow}$), alterando, portanto, o valor do saldo de radiação (R_n). Para calcular $R_{l\uparrow}$ é utilizada a equação de Stefan-Boltzmann, sendo a temperatura elevada à quarta potência ($R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4$). Isso implica que as diferenças de temperatura entre o MODIS e o

ASTER são potencializadas ao se comparar $RI\uparrow$. Outra diferença presente na comparação de $RI\uparrow$ é relativa à especificação da emissividade em banda larga utilizada no caso do ASTER e do MODIS. Na figura 5.31, os valores mais baixos de $RI\uparrow$ são semelhantes, sendo ampliadas as diferenças à medida que se consideram maiores valores de $RI\uparrow$, em média 25 W m^{-2} maiores para o ASTER (figura 5.31).

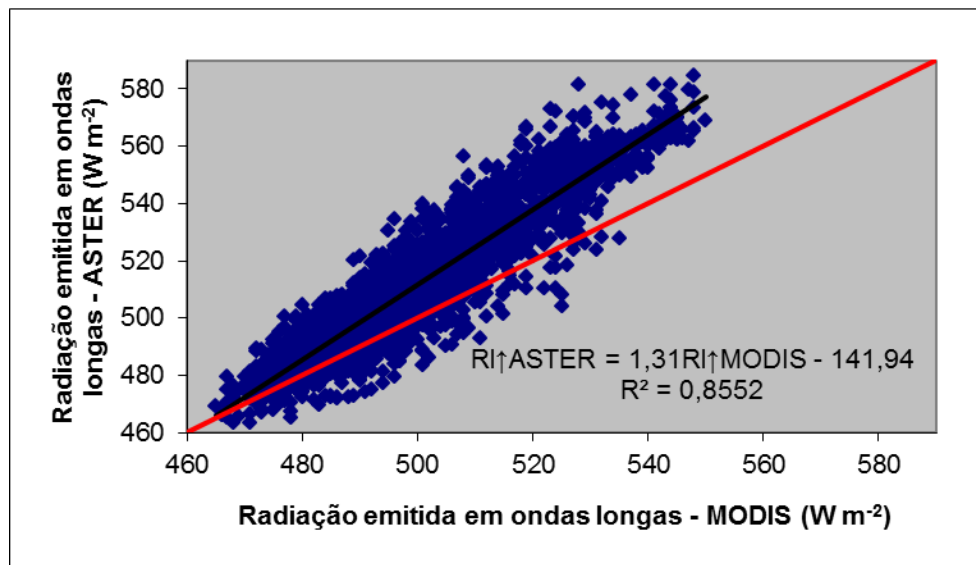


Figura 5.31- Comparação da radiação emitida em ondas longas entre o MODIS e o ASTER (500 metros).

Esta diferença na parte superior da distribuição de $RI\uparrow$ pode ser observada no cálculo do saldo de radiação (figura 5.32). Na equação para calcular R_n (equação 4.29), $RI\uparrow$ é subtraído, então uma subestimativa de $RI\uparrow$ ocasiona uma superestimativa de R_n . A maior diferença de R_n foi observada na parte inferior da distribuição (esquerda do gráfico 5.32), correspondente às áreas mais quentes de solo exposto.

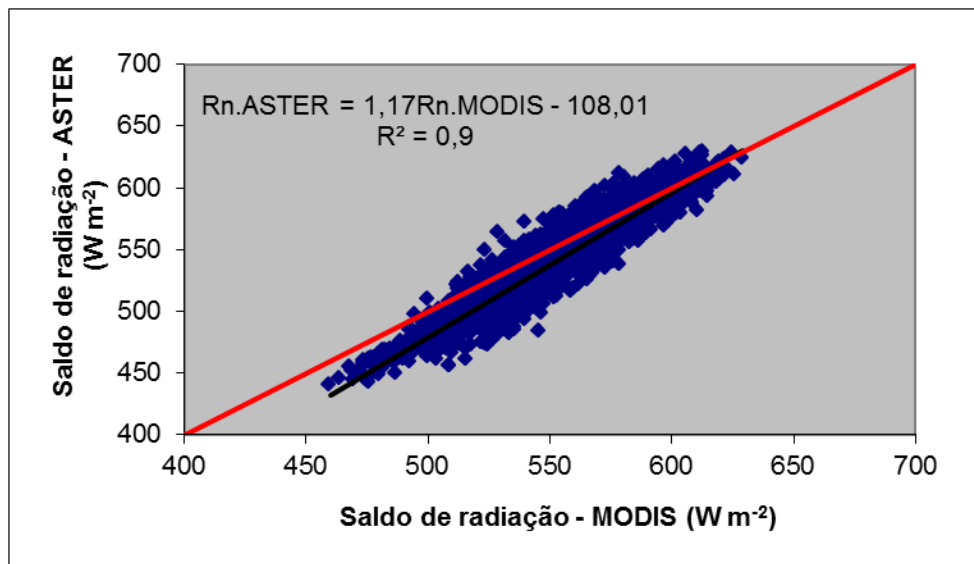


Figura 5.32- Comparação do saldo de radiação entre o MODIS e o ASTER (500 m).

5.3.2.2 Fluxo de calor no solo

A relação entre os fluxos de calor no solo obtidos pelos sensores ASTER e MODIS apresentam comportamento semelhante ao saldo de radiação, porém, menos pronunciada (figura 5.33). Destaca-se que G foi obtida como uma fração do saldo de radiação que chega no solo – $R_{n,solo}$ (equações 4.35 e 4.36).

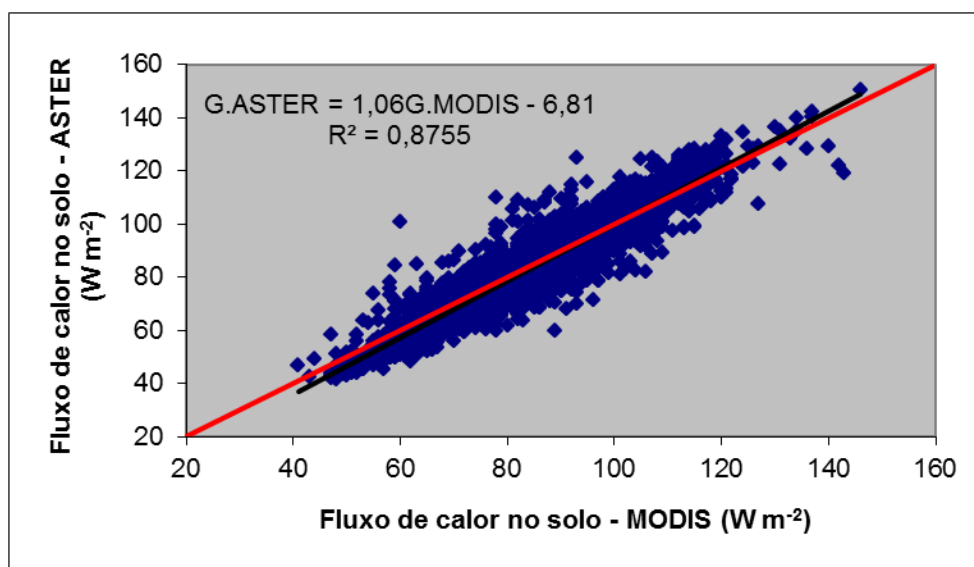


Figura 5.33- Comparação do fluxo de calor no solo entre o MODIS e o ASTER (500 metros).

5.3.2.3 Fluxo de calor sensível

O gráfico 5.34 mostra a diferença entre os fluxos de calor sensível obtidos pelos sensores MODIS e ASTER. Na parte inferior da distribuição (esquerda do gráfico 5.34), o fluxo de calor sensível é maior no caso do sensor ASTER, invertendo-se essa tendência na parte superior da distribuição (direita do gráfico 5.34). Basicamente dois fatores explicam essa discrepância:

- I. A diferença de R_n . Conforme apresentado, a diferença de temperatura entre os dois sensores é propagada no cálculo de $R_{l\uparrow}$ e R_n .
- II. A diferença de escala na seleção dos pixels frio e quente. A melhor resolução do sensor ASTER (maior escala) ocasiona uma maior dispersão estatística dos valores de temperatura, ou seja, observam-se valores maiores e menores de temperatura. Os pixels frio e quente do ASTER são respectivamente 2,5 K menor e 4,2 K maior em comparação com o MODIS.

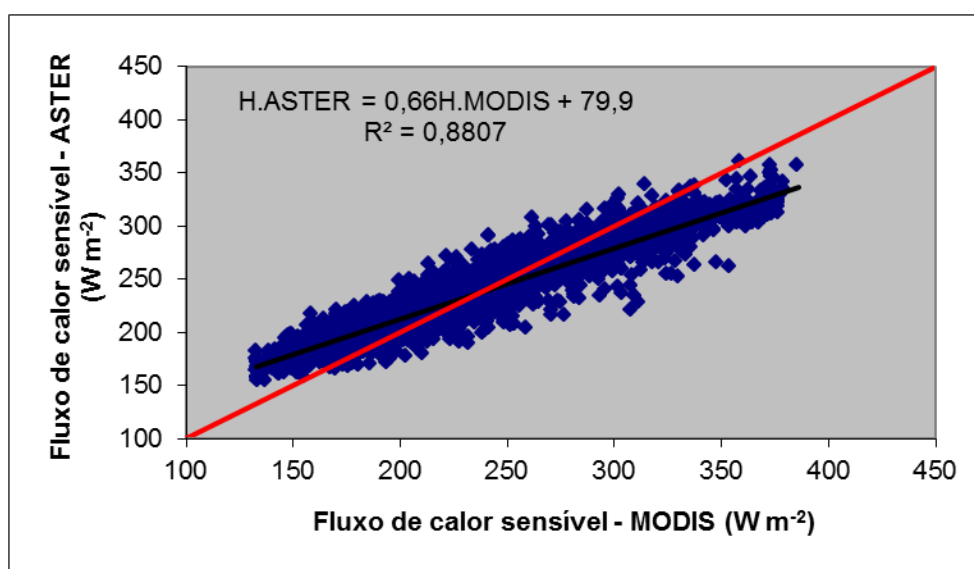


Figura 5.34- Comparação do fluxo de calor sensível entre o MODIS e o ASTER (500 metros).

5.3.2.4 Fluxo de calor latente

Ao calcular o fluxo de calor latente (LE), as diferenças sistemáticas são atenuadas entre o ASTER e o MODIS, com desvio de $12,1 W m^{-2}$ e erro médio absoluto de $25,5 W m^{-2}$ (figura 5.35). Isso ocorre em virtude da internalização dos desvios de R_n e G no cálculo de H (ver seção 3.2.1.2). Destaca-se, também, que os valores de evapotranspiração são

limitados entre os valores encontrados no “pixel quente” e no “pixel frio”, ou seja, de zero até 1,05 da evapotranspiração de referência. Essa suposição é adequada para a época seca na Bacia do Rio Preto, no qual se pode observar áreas com forte estresse hídrico e outras úmidas bem vegetadas, tais como pivôs de irrigação recém irrigados.

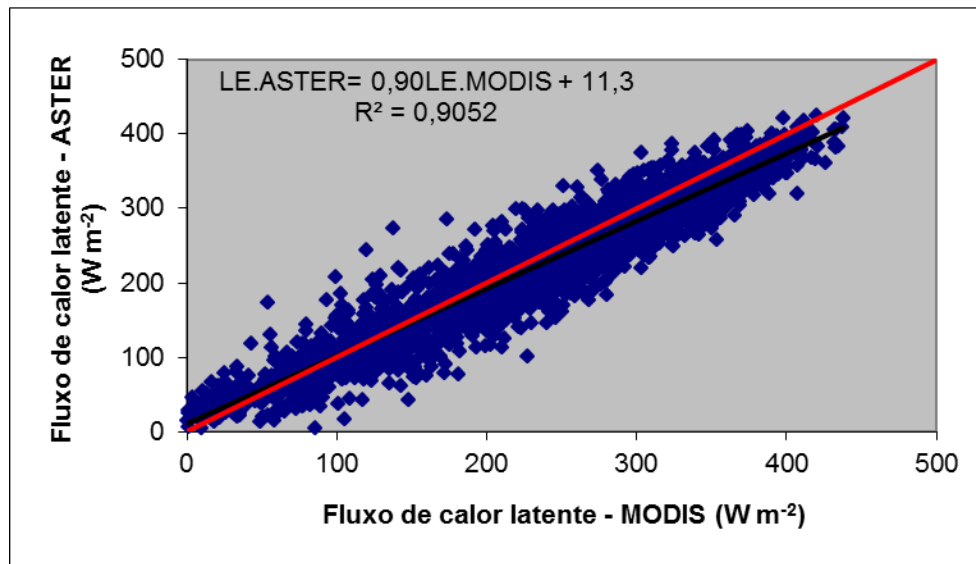


Figura 5.35- Comparação do fluxo de calor latente entre o MODIS e o ASTER (500 metros).

Mas, também, se deve considerar que a estimativa de LE do sensor MODIS, mesmo com a temperatura da superfície desagregada para a resolução de 500 metros, ainda ocorre em superfícies heterogêneas. Conforme destacado, a heterogeneidade intra-pixel da superfície tem impactos sobre a estimativa de evapotranspiração, pois a agregação espacial das estimativas do METRIC não é linear. Na figura 5.36 se pode observar diferentes níveis de homogeneidade da superfície sobrepostas aos pixels do MODIS (500 metros).

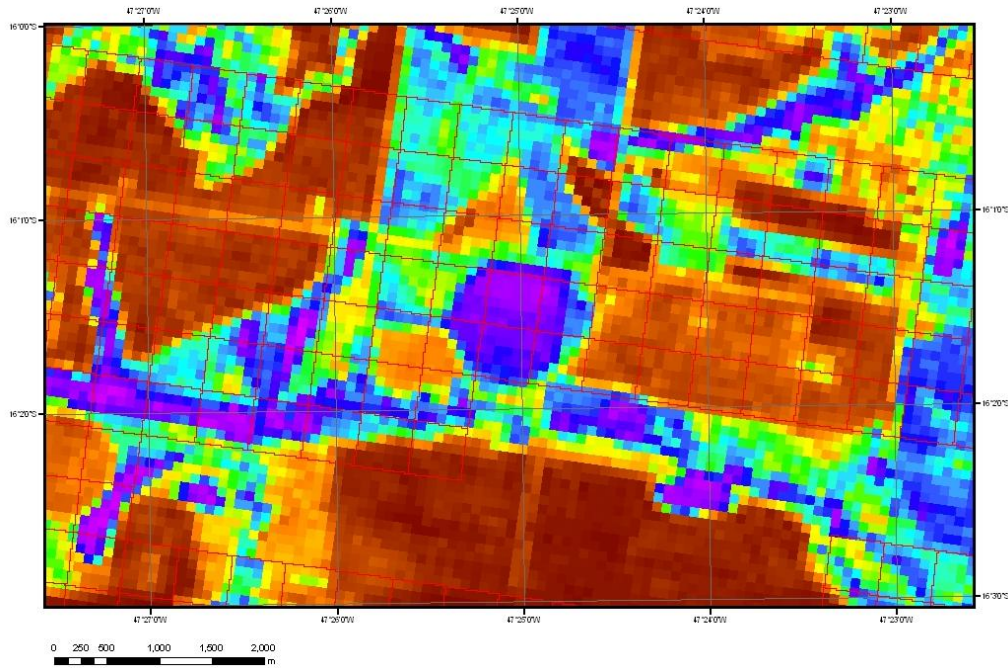


Figura 5.36- Homogeneidade intra-pixel do fluxo de calor latente calculada pelo sensor MODIS.

Ao selecionar apenas os pixels de maior homogeneidade da superfície, a correlação entre LE obtido do ASTER e do MODIS aumentou de 0,95 para 0,98, o erro médio absoluto caiu de 25,5 para 12,9 $W m^{-2}$ (figura 5.37). Dessa forma, ao construir a série temporal de ET_a deve-se observar a homogeneidade da superfície. No caso de um pivô de irrigação, por exemplo, selecionar o pixel de 500 metros mais próximo ao ponto geométrico central do pivô.

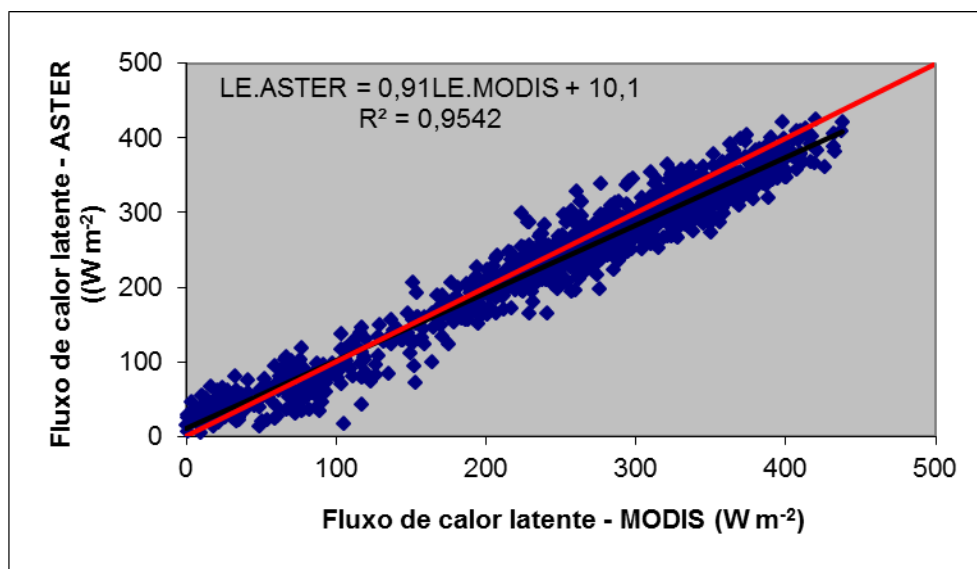


Figura 5.37- Comparação do fluxo de calor latente entre o MODIS e o ASTER em pixel homogêneos (500 metros).

5.4 PROCEDIMENTO DE AVALIAÇÃO DAS ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Para o MODIS foram calculadas a transpiração e a evaporação de água no solo utilizando a proposta de acoplamento do METRIC/TSEB (item 4.7), sendo posteriormente calculados os coeficientes K_{cb} e K_e utilizando as equações 4.64 e 4.65. A seguir, as curvas dos coeficientes K_c , K_{cb} e K_e para a cultura do feijão foram extraídas de uma série temporal de imagens obtidas entre maio e setembro de 2005. As datas das imagens utilizadas são apresentadas na tabela 5.5, no qual foram selecionadas apenas as imagens não afetadas por coberturas de nuvens e ângulo zenital menor que vinte e cinco graus (situação de imageamento mais próxima do NADIR). O ângulo zenital de vinte e cinco graus foi selecionado para garantir que o *pixel* de cada imagem de evapotranspiração seja integralmente localizado no interior de pivôs de irrigação selecionados na área de estudo. Conforme já destacado, nas imagens MODIS o ângulo de imageamento está diretamente relacionado com o aumento da dimensão de observação (figura 5.15).

Tabela 5.5 - Data das imagens usadas na construção da série temporal de evapotranspiração.

Data de imageamento	Dia juliano	Satélite	Ângulo zenital (graus)
13/06/2005	164	TERRA	4,18
15/06/2005	166	TERRA	23,58
01/07/2005	182	TERRA	23,13
06/07/2005	187	TERRA	18,58
22/07/2005	203	TERRA	18,67
24/07/2005	205	TERRA	9,66
27/07/2005	208	AQUA	23,74
18/08/2005	230	TERRA	23,13
23/08/2005	235	TERRA	18,58
01/09/2005	244	TERRA	4,46
10/09/2005	253	TERRA	10,47
17/09/2005	260	TERRA	4,07

Os coeficientes K_c , K_{cb} e K_e foram obtidos em cinco pivôs de irrigação com feijão, considerando, dessa forma, a dinâmica temporal dos coeficientes do feijão entre o período de maio a setembro de 2005. A resolução espacial das estimativas obtidas remotamente foi de 500 metros, sendo apenas consideradas as estimativas integralmente localizadas dentro dos pivôs de irrigação (figura 5.38). Apesar da heterogeneidade hidrológica encontrada dentro de um pivô de irrigação, causada pelo tempo que o pivô

leva para completar um ciclo e retornar à mesma localização, foi considerado que a estimativa remota com 500 metros de resolução representa a situação média encontrada no pivô de irrigação.

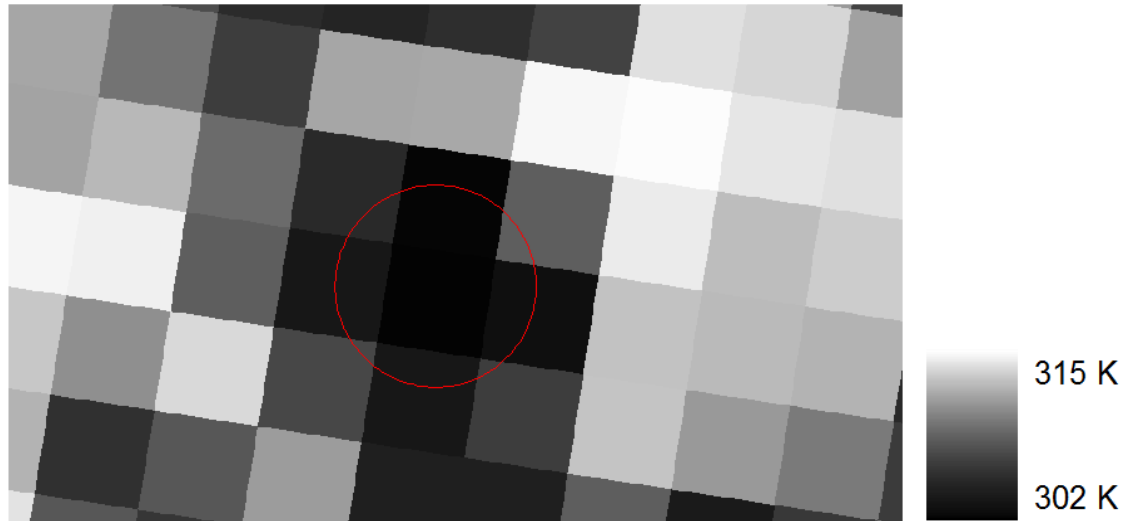


Figura 5.38 - Identificação de um pivô de irrigação em uma imagem de temperatura com 500 metros de resolução espacial.

A imagem 5.39 mostra o comportamento temporal do K_c do feijão nos cinco pivôs de irrigação. No primeiro mês e meio após o plantio nota-se valores de K_c entorno de 0,4, com forte dispersão dos valores em relação a média. Essa grande dispersão dos valores está relacionada com a evaporação de água no solo no pivô de irrigação, apresentando forte oscilação em virtude das coincidências entre os dias de imageamento e presença/ausência de irrigação. Após a fase inicial (emergência da planta), percebe-se um crescimento rápido dos valores de K_c . O feijão atinge seu desenvolvimento pleno, cobrindo completamente a superfície do solo e tornando a evaporação direta da água do solo secundária. A transpiração torna-se dominante e constante, atingindo valores um pouco acima e abaixo da evapotranspiração de referência. No final do período (setembro), a planta atinge o estágio de senescência (“amarelamento” das folhas), mas os impactos sobre os valores de evapotranspiração são menos evidentes. Nas últimas seis imagens processadas percebe-se uma diminuição pouco significativa dos valores de K_c .

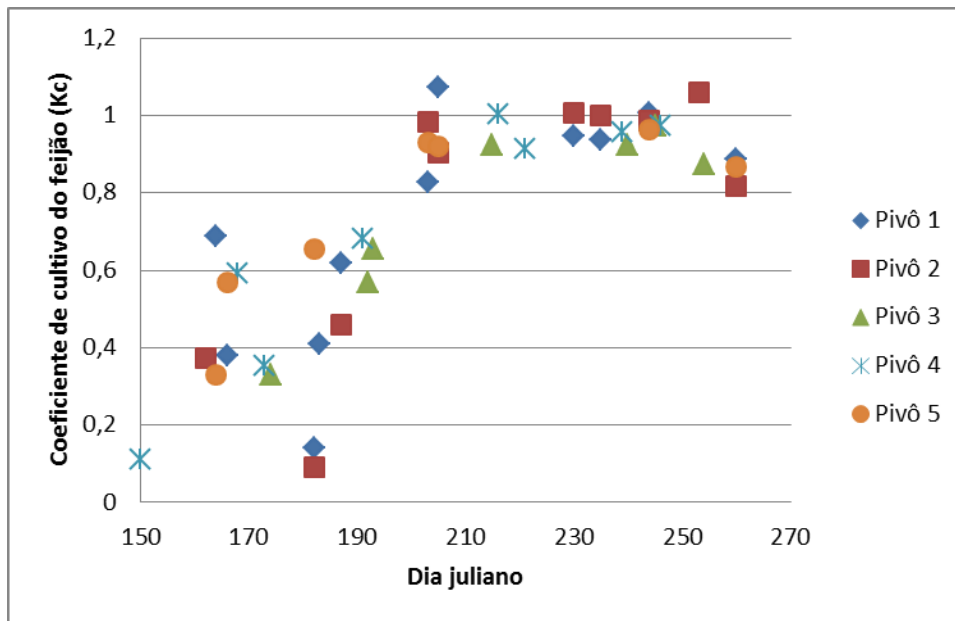


Figura 5.39 – Coeficiente de cultivo do feijão em cinco pivôs de irrigação selecionados na Bacia do Rio Preto – DF.

A figura 5.40 mostra o desenvolvimento do coeficiente da cultura basal do feijão (K_{cb}). O K_{cb} está ligado a transpiração potencial do feijão em relação a evapotranspiração de referência da estação meteorológica. Em relação a figura anterior, a diferença está apenas no primeiro mês e meio, no qual os valores de K_c são afetados pela evaporação de água no solo. Destaca-se que os valores de K_{cb} são relativamente constantes nos cinco pivôs de irrigação. Isto ocorre devido à ausência de estresse hídrico na zona radicular, ocasionando turgescência das células das folhas (abertura dos estômatos), evapotranspiração potencial e desenvolvimento vegetal pleno.

As figuras 5.41a e 5.41b mostram os valores de K_{cb} e K_e obtidos remotamente confrontados com o NDVI. Nos mesmos gráficos, os valores K_{cb} e K_e de referência (Er-Raki et al., 2010 e Allen et al., 1998) foram sobrepostos, sendo considerados como “envelopes” superiores da ocorrência dos valores de K_{cb} e K_e . De forma geral, os valores remotos estão condicionados dentro dos limites definidos pelo envelope superior. A forma da curva K_{cb} obtida pelo balanço de energia também se assemelha a proposta de Er-Raki et al. (2010).

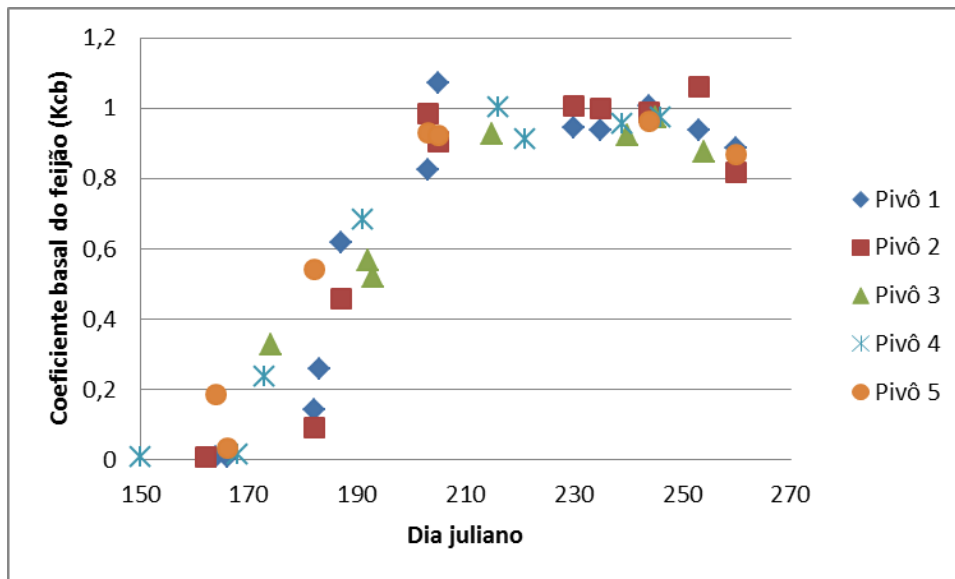


Figura 5.40 – Coeficiente basal do feijão em cinco pivôs de irrigação selecionados na Bacia do Rio Preto – DF.

A análise desses valores (figura 5.41a e 5.4.1b) indica que as estimativas remotas de evapotranspiração respeitam os limites máximos para a transpiração e evaporação definidos pelas propostas independentes de Er-Raki et al. (2010) e Allen et al. (1998). A despeito das incertezas dessas propostas, os limites superiores de ocorrência dos coeficientes K_{cb} e K_e auxiliam a identificação de estimativas incoerentes obtidas do balanço de energia.

Comparando-se os valores de K_c obtidos remotamente com os valores de Allen et al. (1998), Stone e Silva (1999) e Santana et al. (2008), observa-se, figura 5.42, uma subestimativa dos valores de K_c obtidos por sensoriamento remoto na fase de emergência do feijão, até 20 dias após o plantio. Entre outros fatores, pode-se atribuir essa diferença ao percentual da cobertura da palhada, utilizada no sistema de plantio direto, uma vez que este interfere na taxa evapotranspirativa, ou seja, a maior cobertura da superfície ocasiona menores valores de evapotranspiração. Esta informação não foi levantada no trabalho de campo e também não está descrita nos trabalhos de Stone e Silva (1999) e Santana et al. (2008).

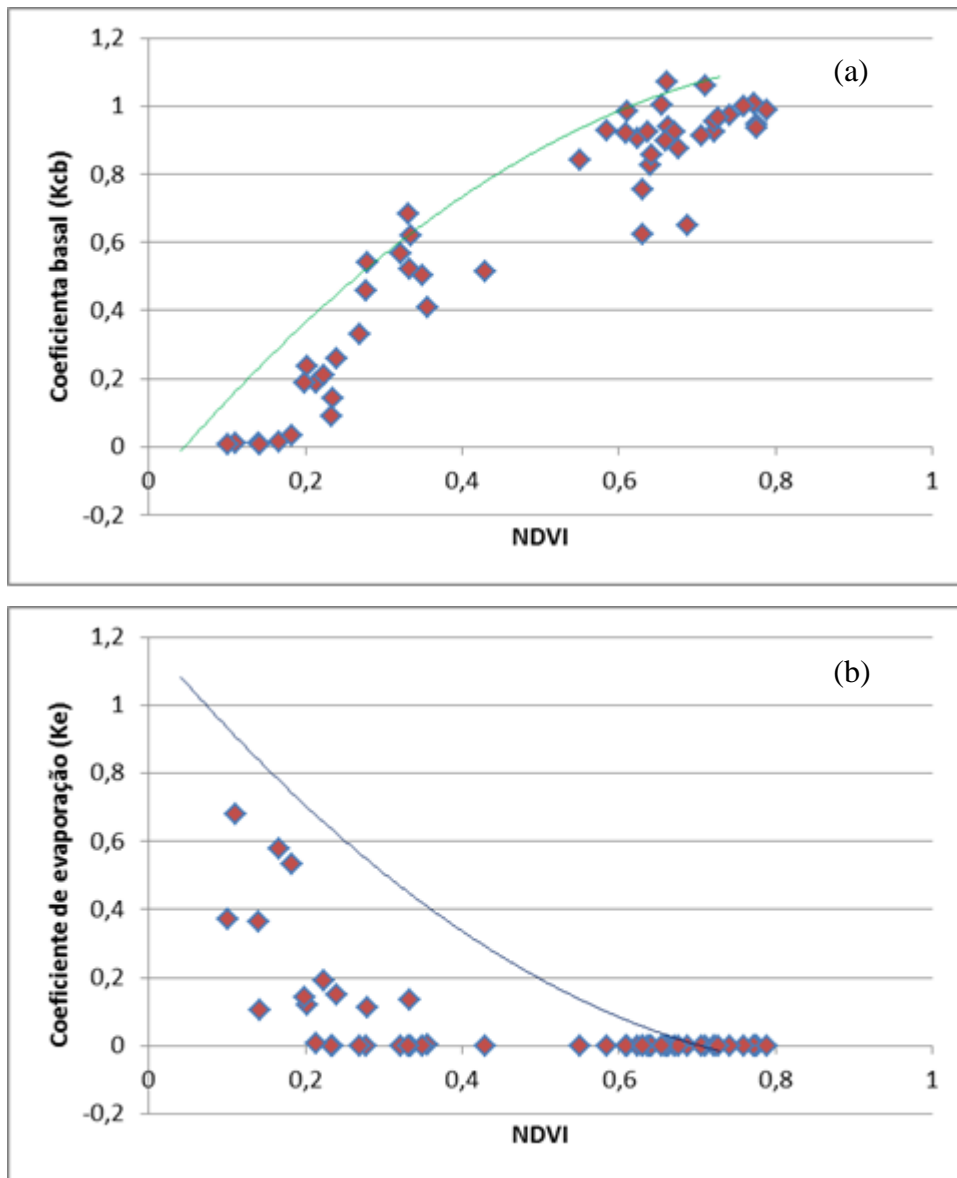


Figura 5.41 – Coeficientes basal (a) e de evaporação (b) para a cultura do feijão em cinco pivôs de irrigação selecionados na Bacia do Rio Preto – DF.

Após a emergência do feijão, nota-se um rápido crescimento dos valores de K_c . Na fase de floração percebe-se uma estabilização dos valores, com valores, em geral, maiores que 1,0 (adimensional). No trabalho de Stone e Silva (1999), realizado no município de Santo Antônio de Goiás – GO utilizando o cultivar Aporé, a fase de floração ocorre em apenas 10 dias, sendo posteriormente observado um decaimento rápido dos valores de K_c . Na fase de floração, as estimativas remotas parecem estar em melhor concordância com os valores de Allen et al. (1998) e Santana et al. (2008).

O decaimento dos valores de K_c na fase de maturação do feijão é um pouco menos evidente nas estimativas remotas. Isto pode ser explicado pelo fato de que o plantio na

Bacia do Rio Preto – DF frequentemente ocorre em um ciclo de 100 dias ou mais. Neste aspecto, em virtude da presença de nuvens no mês de setembro de 2005, não foi possível obter valores de K_c na última quinzena de plantio, período no qual se sessa a irrigação e pode-se perceber o decaimento da evapotranspiração. A extrapolação da curva de K_c obtida remotamente, por meio do ajuste de uma equação de 3º grau (curva azul na figura 5.42), evidencia de forma mais clara esse decaimento.

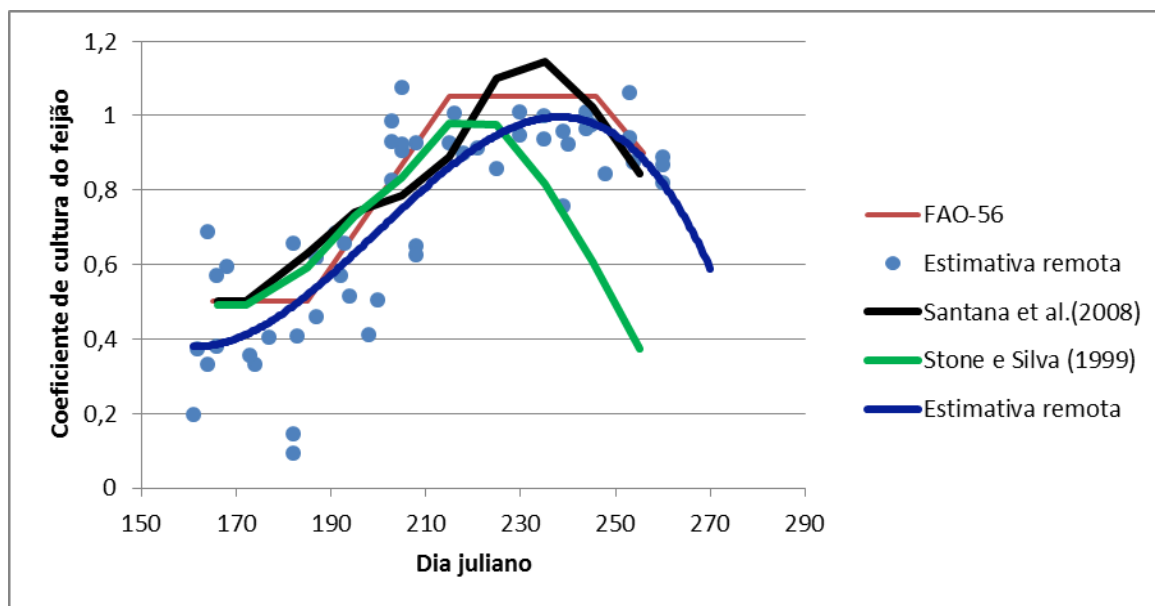


Figura 5.42 – Valores do coeficiente do feijão obtidos das imagens MODIS e da FAO-56.

A comparação entre as três curvas K_c de referência evidenciam as incertezas envolvidas na obtenção dessas estimativas, sendo dependentes do desenho experimental para determinação da evapotranspiração da cultura de referência, além de questões ligadas ao tipo de solo, cultivar, percentual de cobertura da palhada, ciclo em dias, manejo de irrigação, entre outros. Não obstante, a comparação permitiu constatar a coerência das estimativas remotas em termos do ciclo de desenvolvimento do feijão. Destaca-se que as curvas K_c obtidas em Allen et al. (1998), Stone e Silva (1999) e Santana et al. (2008), ou em outras referências, são tipicamente estimadas como valores médios de evapotranspiração real.

5.5 EXTRAPOLAÇÃO TEMPORAL

A construção da série temporal de evapotranspiração requer o desenvolvimento do balanço de energia em múltiplas imagens e sua subsequente interpolação temporal. Para facilitar o processo de construção da série temporal de evapotranspiração foi proposto a utilização de regressão linear. A partir de uma imagem de referência foram obtidos os coeficientes de regressão entre a fração da evapotranspiração de referência ($ET_{ref}F = ET_a/ET_{ref}$) e os parâmetros NDVI, albedo e a fração da temperatura mínima. Esses coeficientes obtidos em uma imagem de referência foram aplicados às demais imagens, sendo posteriormente comparadas as séries temporais construídas usando os métodos de balanço de energia e de regressão linear.

Para a imagem de referência foi selecionada a data de 13 de junho de 2005, correspondente ao início do período considerado para a construção da série temporal de evapotranspiração.

A tabela 5.6 mostra um alto valor do coeficiente de determinação ($r^2 = 0,995$), evidenciando que a variância da fração da evapotranspiração de referência pode ser explicada pelas variáveis independentes. Conforme a expectativa, a temperatura e o albedo são inversamente correlacionados com a $ET_{ref}F$. Já o NDVI possui coeficiente positivo, ou seja, áreas vegetadas possuem maiores valores da $ET_{ref}F$. Relação semelhante foi observada por Teixeira (2010) no Sub-Médio São Francisco. O p-valor dos coeficientes são praticamente nulos, corroborando a importância das variáveis independentes para a explicação da $ET_{ref}F$.

Ao aplicar os coeficientes da regressão obtida no dia 13/06 em outras datas, subsequentemente comparando a $ET_{ref}F$ estimada pela regressão com a obtida pelo balanço de energia, nota-se altos valores do coeficiente de determinação, com $r^2 > 0,93$ para todas as datas (tabela 5.7). Apesar da alta correlação, o erro médio absoluto tende a aumentar com o passar dos dias em relação a imagem de referência utilizada para obter os coeficientes da regressão. No caso da última imagem processada (dia 17/09/2005), obtida noventa e seis dias após a imagem de referência, o erro médio absoluto atinge valor de 0,59. Isto ocorre em função da aplicação dos coeficientes de regressão para intervalos fora dos valores definidos na imagem de referência. Na área de trabalho, a

superfície tende a ficar mais seca durante o período de junho a setembro (maior temperatura e albedo, menor índice de vegetação), o que pode produzir artificialmente valores de $ET_{ref}F$ negativos.

Tabela 5.6 – Regressão entre $ET_{ref}F$ e NDVI, albedo e FT_s .

	Coefficientes	Erro padrão (fração $ET_{ref}T$)	Estatística t	valor-P
Interseção	0,873	0,001	690,371	< 0,0001
FT_s	-0,544	0,001	-471,458	< 0,0001
Albedo	-0,309	0,002	-153,280	< 0,0001
NDVI	0,291	0,002	149,066	< 0,0001
R-quadrado ajustado	0,995			
Erro padrão	0,011			
Observações	4422			

Tabela 5.7 - determinação/dias passado desde 13/06 / ângulo zenital/erro médio.

Data de imageamento	Dias até 13/05	Ângulo zenital (graus)	Erro médio (Fração $ET_{ref}F$)	Coefficiente de determinação
13/06/2005	-	4,18	-	-
15/06/2005	2	23,58	0,022	0,994
01/07/2005	18	23,13	0,029	0,991
06/07/2005	23	18,58	0,139	0,995
22/07/2005	39	18,67	0,039	0,993
24/07/2005	41	9,66	0,118	0,994
27/07/2005	44	23,74	0,205	0,997
18/08/2005	66	23,13	0,274	0,932
23/08/2005	71	18,58	0,248	0,941
01/09/2005	80	4,46	0,389	0,994
10/09/2005	89	10,47	0,204	0,987
17/09/2005	96	4,07	0,589	0,994

Para contornar esse problema, os valores de $ET_{ref}F$ em todas as datas foram normalizados entre 0 e 1,05 da evapotranspiração de referência, conforme valores de $ET_{ref}F$ assumidos pelo METRIC (Allen et al., 2007a). Para realizar essa normalização foi usada a seguinte equação:

$$ET_{ref}F_{ajustada} = 1,05 \left[\frac{ET_{ref}F - ET_{ref}F_{min}}{ET_{ref}F_{max} - ET_{ref}F_{min}} \right] \quad (Eq.5.1)$$

em que $ET_{ref}F_{ajustada}$ = fração da evapotranspiração de referência escalada entre os valores de 0 e 1,05; $ET_{ref}F$ = fração da evapotranspiração de referência utilizando regressão linear; $ET_{ref}F_{min}$ = mínima fração da evapotranspiração de referência da imagem obtida por regressão linear; $ET_{ref}F_{max}$ = máxima fração da evapotranspiração de referência da imagem obtida por regressão linear.

Por ser uma equação linear, os valores de correlação não se alteram, mas os desvios diminuem, não atingindo valores superiores a 0,056 da $ET_{ref}F$ (tabela 5.8 e figura 5.43).

Tabela 5.8 – Comparação do erro médio sem e com a normalização da regressão.

Data de imageamento	Dias até 13/06	Erro médio da $ET_{ref}F$ Regressão	Erro médio da $ET_{ref}F$ Regressão e normalização
20/05/2005			
13/06/2005	-	-	-
15/06/2005	2	0,022	0,038
01/07/2005	18	0,029	0,037
06/07/2005	23	0,139	0,033
22/07/2005	39	0,039	0,060
24/07/2005	41	0,118	0,028
27/07/2005	44	0,205	0,023
18/08/2005	66	0,274	0,053
23/08/2005	71	0,248	0,056
01/09/2005	80	0,389	0,052
10/09/2005	89	0,204	0,058
17/09/2005	96	0,589	0,033

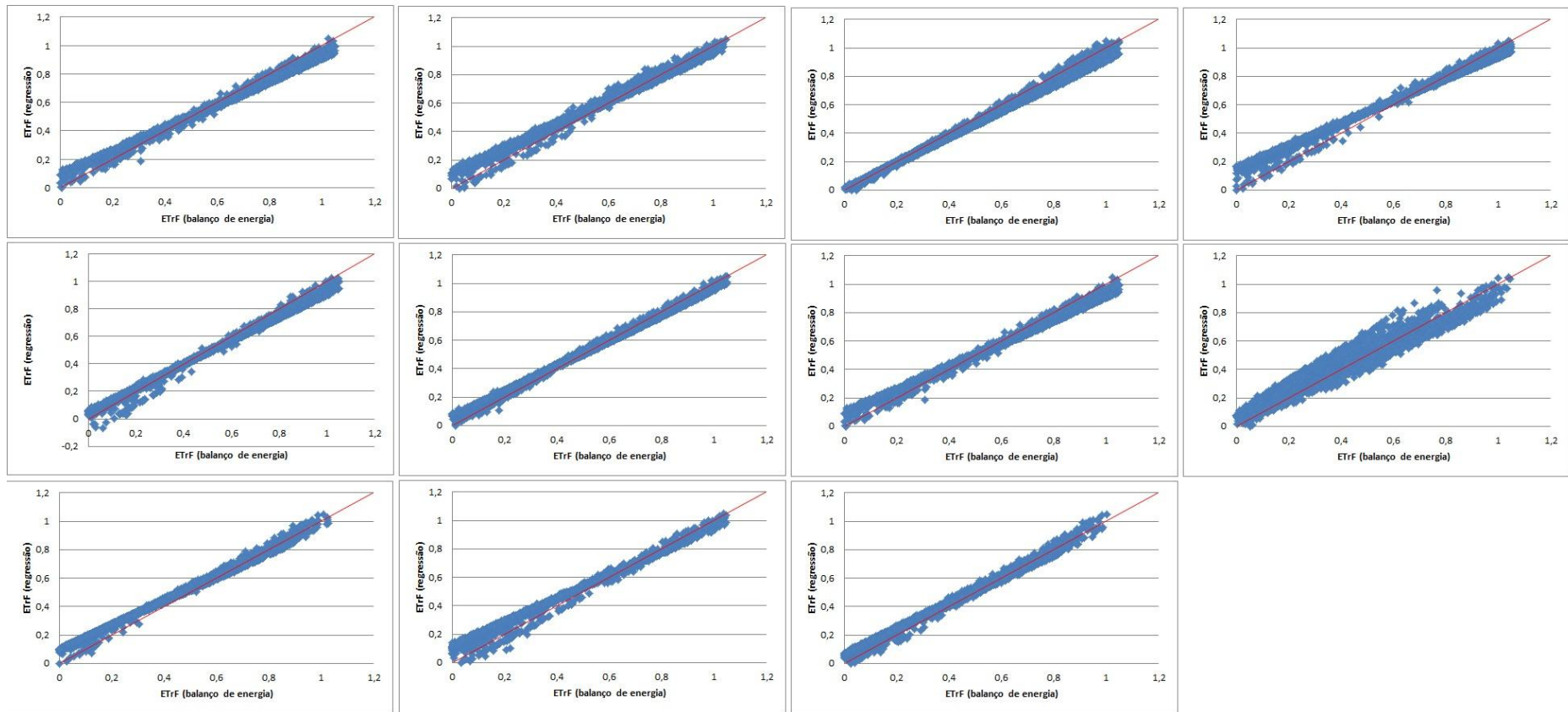


Figura 5.43- Comparação da ETr_{eff} obtida do balanço de energia e da regressão linear normalizada em todas as imagens analisadas.

Conforme destacado, para os cinco pivôs de irrigação, onde não há restrição hídrica, a média dos valores da $ET_{ref}F$ é equivalente ao valor de K_c do feijão. A figura 5.44 mostra a comparação dos valores da $ET_{ref}F$ obtidos remotamente por meio de regressão linear e a curva de referência do K_c obtida em Allen et al. (1998).

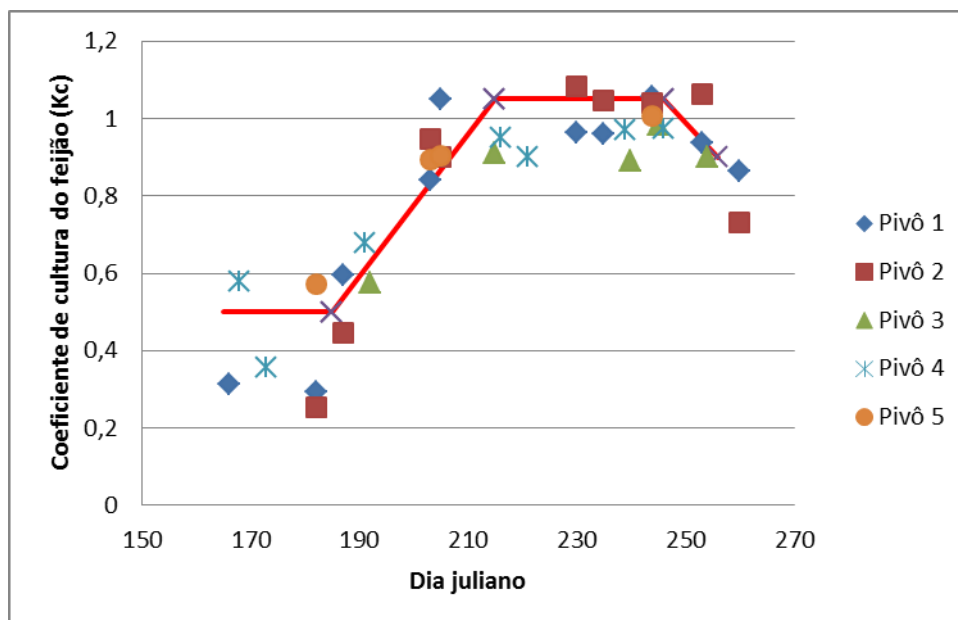


Figura 5.44 – Coeficiente de cultura do feijão obtido por regressão linear.

A figura 5.45 mostra as curvas K_c das estimativas de $ET_{ref}F$ obtidas pelo balanço de energia e por regressão multivariada, ambas ajustadas por polinômios de 3 grau. Nota-se uma pequena discordância no início das curvas, no qual a $ET_{ref}F$ estimada por regressão é ligeiramente superior à obtida pelo balanço de energia no início do ciclo. Essa tendência se inverte no final do ciclo. Essas tendências são introduzidas pela equação de normalização da regressão (equação 5.1). Outro aspecto é que os valores máximos da $ET_{ref}F$ obtida pelos coeficientes de regressão tendem a ser ligeiramente superiores aos obtidos pelo balanço de energia. Mas as diferenças não chegam a ser expressivas, não ultrapassando 0,05 da $ET_{ref}F$ em nenhum momento do ciclo de desenvolvimento do feijão.

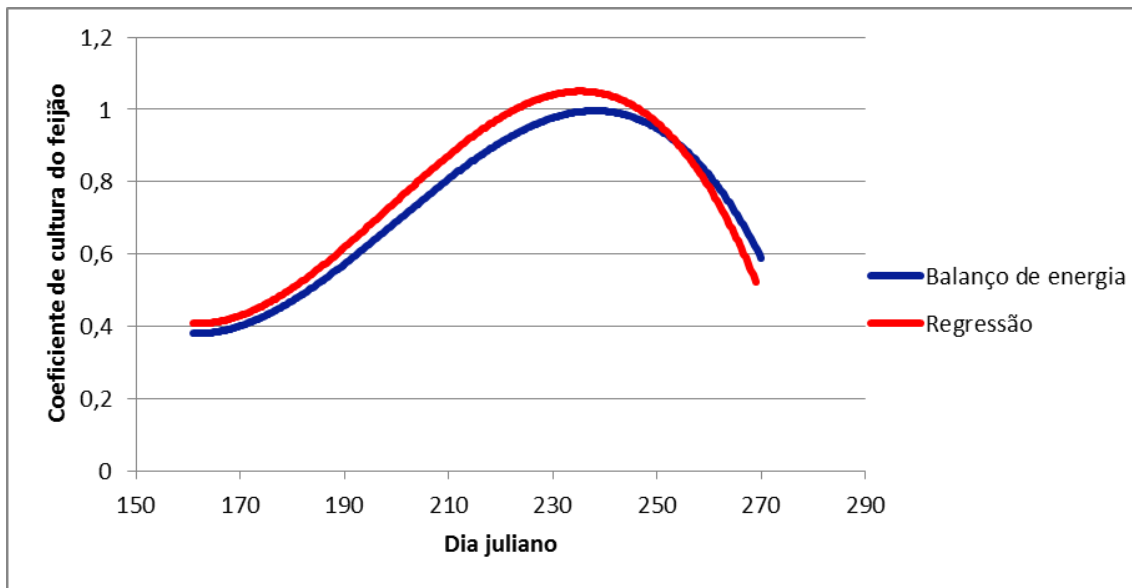


Figura 5.45 – Curvas do coeficiente de cultura do feijão obtida remotamente por balanço de energia e regressão linear.

Dessa forma, pode-se constatar que a regressão linear pode ser utilizada na construção da série temporal de evapotranspiração, tornando o procedimento mais ágil, já que apenas o balanço de energia da imagem de referência precisa ser executado.

A partir da estimativa da $ET_{ref}F$ em múltiplas imagens usando regressão linear, esses valores foram interpolados linearmente e associados com uma estação meteorológica de referência, conforme as equações 4.71 e 4.72. A figura 5.46 mostra a estimativa de evapotranspiração integrada temporalmente entre maio e setembro de 2005 para alguns pivôs de irrigação na Bacia do Rio Preto.

Os pivôs destacados em colorido foram selecionados em virtude de possuírem cobertura vegetal uniforme, com apenas uma cultura agrícola plantada. Para os pivôs de irrigação com mais de uma cultura agrícola, a resolução de ~500 metros não é adequada, ou seja, a resolução de ~500 metros não permite que seja possível se estabelecer uma relação biunívoca entre o pixel da imagem e a cobertura superficial. Nesse caso, pode-se desagregar previamente a temperatura para a resolução de ~250 metros e depois proceder com o cálculo da evapotranspiração.

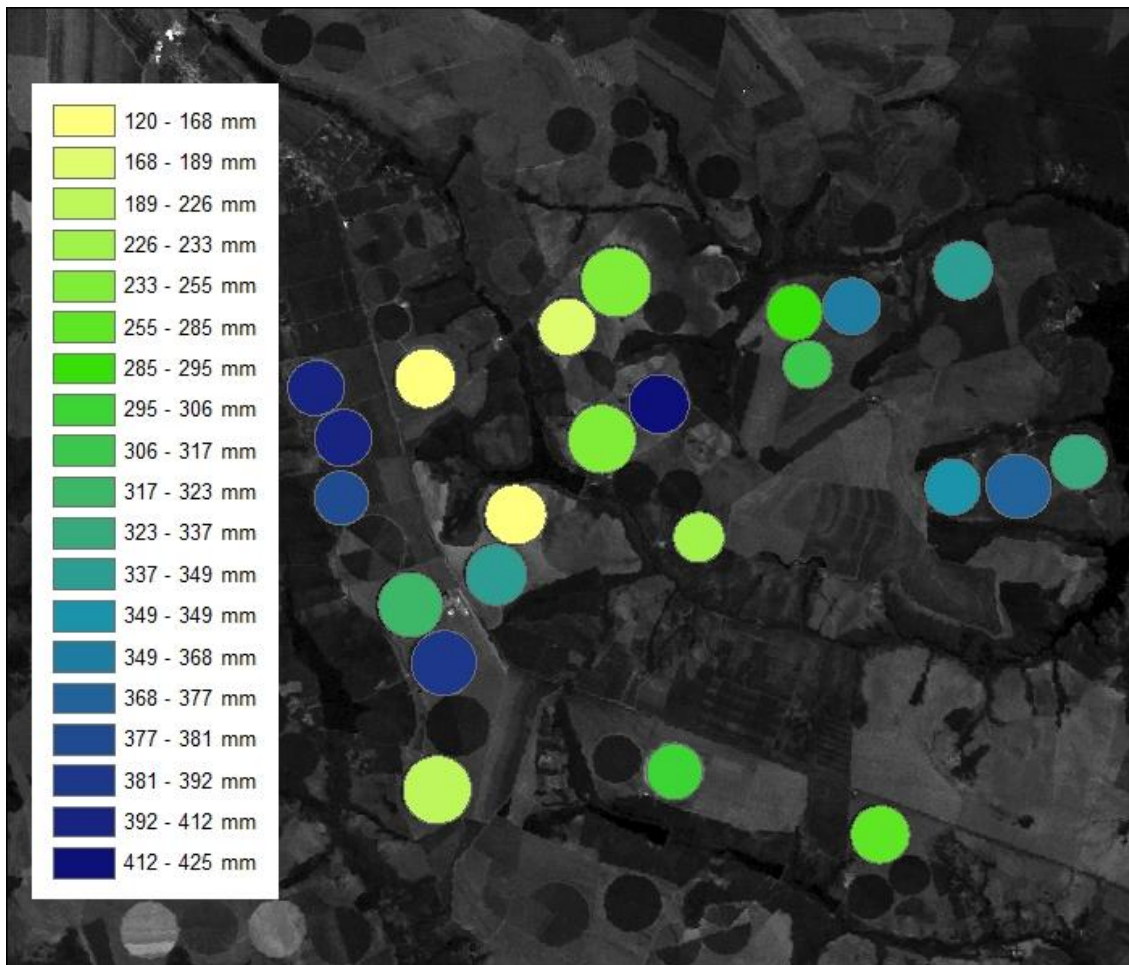


Figura 5.46 – Estimativa sazonal (13/06/2005 a 17/09/2005) da evapotranspiração em pivôs de irrigação selecionados na Bacia do Rio Preto – DF.

Os pivôs com menores valores de evapotranspiração, em amarelo e verde claro na figura 5.46, não apresentaram área plantada em todo o período de junho a setembro de 2005. Nesses pivôs se observou o interstício de algumas semanas durante a plantação sucessiva de duas culturas agrícolas, período no qual os valores de evapotranspiração são praticamente nulos em função da ausência de irrigação.

Uma possível aplicação das estimativas de evapotranspiração é o cotejo com outorgas de uso d'água, no qual áreas irrigadas com altos valores de evapotranspiração obtidos remotamente podem ser selecionadas visando à fiscalização in-loco. Na figura 5.46, por exemplo, o pivô de irrigação em azul escuro, com evapotranspiração entre 412 e 425 mm no período de junho a setembro, seria uma “escolha natural” para a fiscalização em campo. Neste caso, as estimativas de evapotranspiração são utilizadas como indicativos indiretos do uso da água.

Já a estimativa quantitativa de lâminas irrigadas é mais complexa, pois nem toda a água aplicada na irrigação é evaporada. Nesse caso, deve-se realizar o balanço hídrico do solo. A lâmina irrigada pode ser estimada aplicando a equação de balanço hídrico no solo:

$$L = ET + D + \Delta S - P \quad (\text{Eq.5.2})$$

no qual L é a lâmina irrigada; D é a água drenada; ET é a evapotranspiração real; ΔS é a mudança da quantidade de água armazenada no solo; P é a precipitação.

Os componentes de evapotranspiração e teor de água no solo podem ser estimados por sensoriamento remoto. A precipitação, para a época seca no entorno de Brasília, possui menor contribuição, mas sua estimativa pode ser feita pela interpolação de dados medidos em estações meteorológicas e/ou produtos de sensoriamento remoto já operacionalizados e distribuídos gratuitamente (ex. TRMM). Para obter o montante drenado de água no solo é necessário conhecer a umidade do solo, obtida por sensoriamento remoto, e os parâmetros das curvas de retenção e condutividade da água no solo. Nesse caso, os parâmetros de solo podem ser obtidos por meio de equações de pedo-transferência.

Dessa forma, a construção de séries temporais de evapotranspiração em média resolução espacial pode auxiliar de forma qualitativa o trabalho da fiscalização de recursos hídricos. Outras possibilidades incluem o monitoramento de estiagens, o balanço hídrico de bacias, a associação com aspectos superficiais das bacias, incluindo uso da terra, produtividade agrícola e da água, etc. Considerando a continuidade da presente pesquisa, as estimativas de evapotranspiração podem ser utilizadas na obtenção remota de outras variáveis hidrológicas, tais como o teor de água na zona radicular e lâmina d'água irrigada, com importantes aplicações na gestão de recursos hídricos.

6 CONCLUSÕES

Para a construção da série temporal de evapotranspiração com média resolução espacial, inicialmente foram apresentados quatro modelos para a desagregação espacial da banda termal do MODIS. Na resolução de ~500 m, a superfície de temperatura desagregada apresentou erro inferior a 1 K e correlação superior a 0,94. Na resolução de ~250 m, a superfície de temperatura da superfície desagregada apresentou erro inferior a 1,2 K e correlação superior a 0,91.

As inovações apresentadas (não estacionaridade dos modelos, utilização do infravermelho médio e consideração da incerteza em um dos modelos – “estocástico”) ajudaram a melhorar a qualidade das superfícies de temperatura desagregadas. Para a resolução de ~250 m, o modelo estocástico resultou em um erro médio absoluto de 0,9 K e correlação de 0,94.

A escolha do modelo de desagregação para melhorar a resolução espacial da banda termal, posteriormente utilizada no cálculo da evapotranspiração instantânea, depende intrinsecamente das características de uso da terra da área analisada. Para a Bacia do Rio Preto, com polígonos de uso da terra frequentemente maiores que 500 metros (ex. pivôs de irrigação), foi aplicado o modelo “Global”. Para bacias hidrográficas maiores, recomenda-se a utilização dos modelos “Janela Fixa” ou “Janela Móvel”. No caso de maior detalhamento da superfície, deve-se usar a resolução de ~250 metros, com o modelo “Estocástico” apresentando os melhores resultados.

A comparação dos produtos de temperatura MOD11 e AST08 na área de estudo mostrou uma diferença média de 2,7 K, havendo indicativo de superestimativa da emissividade utilizada no produto MOD11. Uma equação derivada para alterar a emissividade do MOD11 permitiu diminuir a diferença entre o MOD11 e o AST08 em cerca de 1 K.

A evapotranspiração instantânea do MODIS em média resolução espacial, obtida a partir da desagregação da banda termal e do ajuste da emissividade, apresentou correlação de 0,95 com a evapotranspiração obtida pelo ASTER, com desvio de 12,1 W m⁻² e erro médio absoluto de 25,5 W m⁻². Isto mostrou que as discrepâncias, em termos

dos valores absolutos, entre o MOD11 (desagregado espacialmente e com a emissividade alterada) e o AST08 foram internalizadas pelo procedimento de cálculo do calor latente do METRIC.

Na comparação das curvas K_c , as estimativas remotas apresentaram na fase de emergência, florescimento e maturação forma semelhante as referências de Allen et al. (1998), Stone e Silva (1999) e Santana et al. (2008) . Não obstante, uma análise quantitativa não foi possível em virtude das incertezas envolvidas nos procedimentos de construção das curvas K_c de referência, sendo dependentes das condições locais do experimento. As estimativas K_{cb} e K_e obtidas remotamente apresentaram valores inferiores aos envelopes superiores definidos pelas curvas de referência obtidas em Er-Raki (2010) e Allen et al. (1998), não revelando, portanto, discrepâncias nas estimativas obtidas remotamente.

Para a construção da série temporal de evapotranspiração, a utilização de regressão linear, conjuntamente com o emprego da equação de balanço de energia em uma imagem de referência, permitiu estimar um sequencia da $ET_{ref}F$ válida em toda a série temporal, com erro máximo de 0,06 (adimensional) em relação a $ET_{ref}F$ obtida pelo balanço de energia. Essa possibilidade constitui significativa redução de processamento, inclusive, uma vez conhecidos os parâmetros de regressão, a construção da série temporal de evapotranspiração pode ser realizada por profissionais menos familiarizados com todos os conceitos bio-físicos envolvidos no balanço de energia.

7 CONTRIBUIÇÕES DA PESQUISA

O conjunto de procedimentos apresentados permite de forma operacional construir uma série temporal de evapotranspiração em média resolução espacial, melhorando significativamente a frequência amostral comparativamente as abordagens que utilizam exclusivamente sensores como o ASTER e o ETM. Conforme destacado, intervalos maiores que 16 dias não são suficientes para caracterizar a dinâmica da evapotranspiração.

A utilização do MODIS permitiu uma frequência amostral grande (13 imagens em um período de 3 meses), com uma média de uma imagem por semana. Destaca-se que não

foram consideradas na construção da série temporal imagens com ângulo zenital superior a 25 graus, caso contrário, o número de imagens poderia ser significativamente superior. Essa frequência temporal é bastante superior a obtida pelo satélite LANDSAT, potencialmente com uma imagem a cada 16 dias, mas, na prática, em virtude das condições atmosféricas, com um imageamento útil a cada 32-48 dias.

As estimativas de evapotranspiração podem ser utilizadas no cotejo de outorga de recursos hídricos, indicando de forma qualitativa potenciais maiores usuários de água. Em relação à estiagem, a série temporal de evapotranspiração pode ser utilizada para identificação e monitoramento de áreas (ex. sub-bacias) mais afetadas pela falta de precipitação, no qual os efeitos já se fazem sentir sobre a transpiração vegetal. Em relação à inversão de modelos hidrológicos, estudos complementares se fazem necessários para se avaliar até que ponto a utilização de estimativas obtidas remotamente colaboram na simulação hidrológica.

Em termos pontuais, destaca-se as seguintes inovações desenvolvidas no âmbito da presente pesquisa:

1. algoritmos de desagregação da banda termal;
2. equação para alterar a emissividade do MODIS;
3. procedimento para calcular o IAF;
4. utilização do produto de coluna d'água (MOD05) no cálculo da reflectância/albedo;
5. seleção automática dos pixels frio e quente;
6. emprego da função de espalhamento pontual na comparação entre o MODIS e o ASTER;
7. acoplamento dos modelos METRIC e TSEB;
8. utilização dos coeficientes K_{cb} e K_e na avaliação das estimativas remotas;
9. utilização de regressão linear para obter a fração da evapotranspiração de referência – $ET_{ref}F$.

Para a continuidade da presente pesquisa, pretende-se investigar a utilização da fração evapotranspirativa para a estimativa do teor de água no solo. Neste caso, a avaliação é mais simples, pois a gravimetria de amostras de solo constitui um método rigoroso e

prático para se determinar o teor de água. Ao se empregar a equação de balanço hídrico, a lâmina de água irrigada poderá ser inferida em pivôs de irrigação. O sucesso da utilização das técnicas descritas permitirá monitorar continuamente uma série de variáveis hidrológicas sobre o território, incluindo a evapotranspiração, o teor de água no solo e a quantidade de água irrigada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, M.B., REFSGAARD, J.C. **Distributed Hydrological modeling**. Dordrecht: Kluwer Academic publishers ed, 321 p., 1996.
- AGAM, N.; KUSTAS, W.P.; ANDERSON, M.C.; LI, F.; NEALE, C.M.U.. A vegetation index based technique for spatial sharpening of thermal imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 107, p.545–558, 2007.
- ALLEN, R.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Roma: 1998, 300 p. (FAO Irrigation and Drainage Paper, v.56).
- ALLEN, R. **The Need for High Resolution Satellite Coverage including Thermal (surface temperature) for Water Resources Management (i.e., Landsat resolution or similar)**. Idaho, 2005. Departamento de Recursos Hídricos de Idaho. Material disponível na internet (<http://www.idwr.idaho.gov/gisdata>).
- ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133(4), p.380-394, 2007a.
- ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J.L.; BASTIAANSEN, W.; KRAMBER, W.; LORITE, I.; ROBISON, C.W.. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133(4), p.395-406, 2007b.
- ALLEN, R. G. Ref-ET: reference evapotranspiration calculation software for FAO and ASCE standardized equations. University of Idaho, 2011. Disponível em: <<http://www.kimberly.uidaho.edu/ref-et/>> Acesso em: jan.2011.
- ANDERSON, M.C.; KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M. Upscaling and downscaling - a regional view of the soil-plant-atmosphere continuum. **Agronomy Journal**, v.95, p.1408-1423, 2003.
- BARSI, J.A.; BACKER, J.L.; SCHOTT, J.R. LANDSAT TM and ETM+ thermal band calibration. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v.29, p.141-153, 2003.
- BASHFORD, K.E.; BEVEN, K.J.; YOUNG, P.C. Observational data and scale-dependent parametrizations: explorations using virtual hydrological reality. **Hydrological Processes**, v.16, p.293-312, 2002.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, 213(1-4), p. 198-212, 1998a.

- BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation. **Journal of Hydrology**, 213(1-4), p. 213-229, 1998b.
- BASTIAANSEN, W.; CHANDRAPALA, L. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. **Agricultural Water Management**, 58(2), p. 171-192, 2003.
- BASTIAANSEN, W.; ALI, S. A new crop yield forecasting model based on satellite measurements applied across the Indus Basin, Pakistan. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, 94, p. 321-340, 2003.
- BASTIAANSEN, W.; NOORDMAN, E.J.M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B.P.; ALLEN, R.G. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.131(1), p.85-93, 2005.
- BEVEN, K.; BILEY, A.M. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. **Hydrological Processes**, vol.6, p.279-298, 1992.
- BEVEN, K.; FREER, J. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modeling of complex environmental systems using the GLUE methodology. **Journal of Hydrology**, v.249, p.11-29, 2001.
- BEVEN, K.J. **Rainfall-runoff modeling: the primer**. Chinchester: Jown Wiley & Sons, 360 p., 2001.
- BEVEN, K. How far can we go in distributed hydrological modelling? **Hydrology and Earth System Sciences**, vol.5(1), 1-12, 2001.
- BEVEN, K. Towards a coherent philosophy for modelling the environment. **Proceedings of the Royal Society of London**, v.458, p.1-20, 2002.
- BEVEN, K. A manifesto for the equifinality thesis. **Journal of Hydrology**, v.320, p.18-36, 2006.
- BEVEN, K. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. **Hydrological Processes**, v.16(2), p.189-206, 2002.
- BRASIL. Lei n. 9.433, de 08 de janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1. da Lei n. 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei n. 7.990, de 28 de dezembro de 1989. Diário Oficial da República Federativa do Brasil, Brasília, 08 jan. 1997.
- BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 293p., 1982.

- CAMPBELL, G.S.; NORMAN, J.M. **An Introduction to Environmental Biophysics**. Nova Iorque: Springer, 286p., 1998.
- CARPENTER, T.M.; GEORGAKAKOS, K.P. Continuous Streamflow Simulation with the HRCDHM Distributed Hydrologic Model. **Journal of Hydrology**, v.298, p.61-79, 2004.
- CAZENAVE, A.; SAVENIJA, H. Preface to the special issue of hydrology from space. **Survey Geophysics**, v.29, p.241-245, 2008.
- CHANDLER, G.; MARKHAM, B. Revised LANDSAT 5 TM radiometric calibration procedure and post-calibration dynamic ranges. **Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. 22, p.256-263, 2003.
- CHAEZ, J.L.; NEALE, C.M.; PRUEGER, J.H.; KUSTAS, W.P. Daily evapotranspiration estimates from extrapolating instantaneous airborne remote sensing ET values. **Irrigation Science**, p.67–81, 2008.
- CHOI, M.; KUSTAS, W.P.; ANDERSON, M.C.; ALLEN, R.G.; LI, F.; KJAERGAARD, J.H. An intercomparison of three remote sensing-based surface energy balance algorithms over a corn and soybean production region (Iowa, U.S.) during SMACEX. **Agricultural and Forest Meteorology**, vol.149, p.2082–2097, 2009.
- CHOUDHURY, B. J.; AHMED, N.U.; ISDO, S.B.; REGINATO, R.J.; DAUGHTRY, C.S.T. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations. **Remote Sensing of Environment**, v.50, p.1–17, 1994.
- CHEMIN, Y.; ALEXANDRIDIS, T. Improving spatial resolution of ET seasonal for irrigated rice in Zhanghe, China. **Asian Journal of Geoinformatics**, vol.5(1), p.3-11, 2004.
- CHRISTIAENS, K.; FEYEN, J. Constraining soil hydraulic parameter and output uncertainty of the distributed hydrological MIKE SHE model using the GLUE framework. **Hydrological Processes**, v.16, p.373-391, 2002.
- COLAIZZI, P.D.; EVETT, S.R.; HOWELL, T.A.; TOLK, J.A. Comparison of five models to scale daily evapotranspiration from one-time-of-day measurements. **Transactions of the ASABE**, v.49, p.1409-1417, 2005.
- CRIST., E.P.; CICONE, R.C. A physically-based transformation of Thematic Mapper Data – the TM Tasseled Cap. **Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. 41, p.2674-2677, 1984.
- CRIST., E.P.; KAUTH, R.J. The Tasseled Cap de-mystified. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v.52, p.81-86, 1986.
- CROSETTO, M.; RUIZ, J.A.M.; CRIPPA, B. Uncertainty propagation in models driven by remotely sensed data. **Remote Sensing of Environment**, v.76, p.373-385, 2001.

- DIGMAN, S.L. **Physical Hydrology**. Long Grove: Waveland Press, 2.ed, 646 p. 2002.
- DANISH HYDRAULIC INSTITUTE – DHI. **MIKE-SHE user manual**. Estocolmo: DHI, 436 p., 2008.
- EBEL, B.A.; LOAGUE, K. Physics-based hydrologic-response simulation: seeing through the fog of equifinality. **Hydrological Processes**, v.20, p.2887-2900, 2006.
- ER-RAKI, S.; CHEHBOUNI, A.; DUCHEMIN, B. Combining Satellite Remote Sensing Data with the FAO-56 Dual Approach for Water Use Mapping In Irrigated Wheat Fields of a Semi-Arid Region. **Remote Sensing**, v.2, p.375-387, 2010.
- FALKENMARK, M.; ROCKSTRÖM, J. **Balancing water for humans and nature**. Londres: Earthscan, 2 ed., 247 p., 2005.
- FRANKS, S.W.; BEVEN, K.J.; CHAPPELL, N.A.; GINESTE, P. 1997. The utility of multi-objective conditioning of a distributed hydrological model using uncertain estimates of saturated areas. In: MCDONALD, A.D.; MCALEER, M. (Eds.). **PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL CONGRESS ON MODELLING AND SIMULATION, MODSIM'97**, 1., 1997, Canberra. Anais. Canberra, p. 335–340, 1997.
- GAO.B. NDWI – A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. **Remote Sensing of Environment**, v.58, p.257-266, 1996.
- GAO, Y.; LONG, M. Intercomparison of remote sensing-based models for estimation of evapotranspiration and accuracy assessment based on SWAT. **Hydrological Processes**, v.22, p.4850-4869, 2008.
- GAO, B.-C.; KAUFMAN, Y.J. The MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm. Remote Sensing Division, Naval Research Laboratory, 1998. Disponível em <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/atbd_mod03.pdf> Acesso em: dez.2010.
- GILLESPIE, A; ROKUGAWA, S., MATSUNAGA, T., COTHERN, J.S., HOOK, S.; KAHLE, A.B.. A Temperature and Emissivity Separation Algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Images. **Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. 36, p.1113-1126, 1998.
- GMBH GEOSYSTEMS. ATCOR for ERDAS Imagine 2010. Germering, GMBH GEOSYSTEMS, 2009. Disponível em: <www.geosystems.de/atcor/downloads/index.html. Acesso em: jan. 2010.
- GOURLEY, J.J.; VIEUX, B.E. A method for identifying sources of model uncertainty in rainfall-runoff simulations. **Journal of Hydrology**, v.327, p.68-80, 2006.
- GOWDA, P.H.; CHAVEZ, J.L.; COLAIZZI, P.D.; EVETT, S.R.; HOWELL, T.A.; TOLK, J.A. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. **Irrigation Science**, v.26(3), p.223-237, 2008.

- GRAHAM, D.N; BUTTS, M. B. Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE. In SINGH, V.P.; FREVERT, D.K. (Orgs.). **Watershed Models**. Boca Raton: CRC Press, 2005, p. 245-272.
- GRAYSON, R.B.; BLÖSCHL, G. **Spatial patterns in catchment hydrology**. Cambridge: Cambridge University Press, 1 ed., 404 p., 2000.
- HONG, S. Up-scaling of SEBAL derived evapotranspiration maps from LANDSAT (30 m) to MODIS (250 m) scale. **Journal of Hydrology**, v.370, p.122-138, 2009.
- IMMERZEEL, W.W.; DROOGERS, P. Calibration of a distributed hydrological model based on satellite evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v.349, p.411-424, 2008.
- INES, A.V.M.; DROOGERS, P. Inverse modeling in estimating soil hydraulic functions: a genetic algorithm approach. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.6, p.49.65, 2002a.
- INES, A.V.M.; DROOGERS, P. Inverse modeling to quantify irrigation system characteristics and operational management. **Irrigation and Drainage Systems**, v.16, p.233-252, 2002b.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Mapa da Divisão Política-Administrativa do Brasil: 2010.
- JACKSON, R.D. Spectral indices in N-Space. **Remote Sensing of Environment**, v.13, p.409-421, 1983.
- JEGANATHANA, C.; HAMM, N.A.S. MUKHERJEE, S.; ATKINSON, P.M.; RAJU, P.L.N.; DADHWAL, V.K. Evaluating a thermal image sharpening model over a mixed agricultural landscape in India. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.13, p.178-191, 2011.
- JHORAR, R.K.; BASTIAANSEN, W.G.M.; FEDDES, R.A.; VAN DAM, J.C. Inversely estimating soil hydraulic functions using evapotranspiration fluxes. **Journal of Hydrology**, v.258, p.198-213, 2002.
- JHORAR, R.K.; VAN DAM, J.C; BASTIAANSEN, W.G.M.; FEDDES, R.A.. Calibration of effective soil hydraulic parameters of heterogeneous soil profiles. **Journal of Hydrology**, v.285, p.233-247, 2004.
- JUSTICE, C.O. Monitoring east African vegetation using AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, v.6, p.1335-1372, 1986.
- KABAT, P.; HUTJES, R.W.A.; FEDDES, R.A. The scaling characteristics of soil parameters: from plot scale heterogeneity to subgrid parameterization. **Journal of Hydrology**, v.190, p.363-396, 1997.

- KALMAN, J.D.; MCVICAR, T. R.; MCCABE. M.F. Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data. **Surveys in Geophysics**, v.29(4-5), p.421-469, 2008.
- KAUFMAN, Y.J.; GAO, B.-C. Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS. **Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.30, p.871-884, 1992.
- KAUTH, R.; THOMAS, G.S. The tasseled Cap – a graphic description of the spectral-temporal development of agricultural crops as seen by LANDSAT. **LARS Symposia**, artigo 159, 1976.
- KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.94, p.13-29, 1999.
- KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M.; ANDERSON, M.;C.; FRENCH, A.N.. Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship. **Remote Sensing of Environment**, v.85, p.429-440, 2003.
- KUSTAS, W.P.; JACKSONA, T.J.; PRUEGERB, J.H.; MACPHERSONC, J.I.; WOLDE, M.. Effects of remote sensing pixel resolution on modeled energy flux variability of croplands in Iowa. **Remote Sensing of Environment**, v.92, p.535-547, 2004a.
- KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M.; SCHMUGGE, T.J.; ANDERSON, M.C. Mapping surface energy fluxes with radiometric temperature. In: QUATTOCHI, D.A.; LUVALL, J.C. **Thermal remote sensing in land surface processes**. Boca Raton: CRC Press, 1 ed., 2004b, p.205-253.
- LAKSHMI, V. Remote sensing and hydrology. In: ASWATHANARAYANA, U. (Org.). **Advances in water science methodologies**. Londres: Taylor & Francis, ed.1, 2005, p.3-24.
- LAMBIN, E.; EHRLICH, D. The surface temperature –vegetation index space for land cover and land-cover change analysis. **International Journal of Remote Sensing**, v.17, p.463-487, 1996.
- LI, F.; KUSTAS, W.P.; ANDERSON, M.C.; PRUEGER, J.H.; SCOTT, R.L.. Effects of remote sensing spatial resolutions on interpreting tower-based flux observations. **Remote Sensing of Environment**, v.112, p.337-349, 2008.
- LIANG. S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: I Algorithms. **Remote Sensing of Environment**, v.76, p.213-238, 2000.
- LIANG. S. **Quantitative remote sensing of land surface**. Nova Jersey: Jown Wiley & Sons, 1 ed., 534 p., 2004.

- LIMA, E. P.; ANDRADE, R.G.; SEDIYAMA, G. C.; Delgado, R. C.; FERREIRA, A.S.; CAPUTI, E.; FERREIRA, W.J. Estudo da evapotranspiração real diária utilizando imagem de satélite na bacia do rio Paracatu. In: Seminário de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul, 2 , 2009, Taubaté. Anais... Taubaté, 2009. p. 1-8. Disponível em: <http://www.ipabhi.org/serhidro/anais/anais2009/doc/pdfs/p124.pdf>. Acesso em: fev. 2011.
- LIU, Y.; GUPTA, H.V. Uncertainty in hydrologic modeling: towards an integrated data assimilation framework. **Water Resources Research**, v.43 (7), 2007.
- LIU, D.; PU, R. Downscaling Thermal Infrared Radiance for Subpixel Land Surface Temperature Retrieval. **Sensors**, v. 8, p.2695-2706, 2008.
- LIU, Y.; YAMAGUCHI, Y.; KE, C. Reducing the discrepancy between ASTER and MODIS land surface temperature products. **Sensors**, v.7, p.3043-3057, 2007.
- LOBSER, S.; COHEN, W. MODIS tasselled cap: land cover characteristics expressed through transformed MODIS data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, p. 5079–5101, 2008.
- LUVALL, J.C. The use of remotely sensed surface temperature from aircraft-based thermal infrared multispectral scanner (TIMS) to estimate the spatial and temporal variability of latent heat fluxes and thermal response numbers from white pine (pinus strobes L.) plantation. In: QUATTROCHI, D.A.; GOODCHILD, M.F. **Scale in remote sensing and gis**. Boca Raton: CRC Press, 1997, p.169-186.
- MAAYAR, M.E.; CHEN, J.M. Spatial scaling of evapotranspiration as affected by heterogeneities in vegetation, topography, and soil texture. **Remote Sensing of Environment**, v.102, p.33-51, 2006.
- MAO, D.; CHERKAUER, K.A. Impacts of land-use change on hydrologic responses in Great Lakes region. **Journal of Hydrology**, v.374, p.71-82, 2009.
- MACCABE, M.F.; FRANKS, S.W.; KALMA, J.D. Calibration of a land surface model using multiple data sets. **Journal of Hydrology**, v.302, p.209-222, 2005.
- MACCABE, M.F.; KALMA, J.D.; FRANKS,S.W. Spatial and temporal patterns of land surface fluxes from remotely sensed surface temperatures within an uncertainty modeling framework. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.9, p.467-480, 2005.
- MACCABE, M.F.; WOOD, E.F. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. **Remote Sensing of Environment**, v.105, p.271-285, 2006.
- MADSEN, H. Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. **Advances in Water Resources**, v.26, p.205-216, 2003.

- MARKHAM, B. L.; BARKER, J. L. Landsat MSS and TM postcalibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at satellite temperatures.” **EOSAT Landsat Technical Notes**,1:3-8, 1986.
- MCMICHAEL, C.E.; HOPE, A.S.; LOAICIGA, H.A. Distributed hydrological modelling in California semi-arid shrublands: MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation. **Journal of Hydrology**, v.317, p.307-324, 2006.
- MCLAUGHLIN, D. An integrated approach to hydrologic data assimilation: interpolation, smoothing, and filtering. **Advances in Water Resources**, v.25, p.1275-1286, 2002.
- MERLIN, O.; DUCHEMIN, B.; HAGOLLE, O.; JACOB, F.; COUDERT, B.; CHEHBOUNI, G.; DEDIEU, G.; GARATUZA, J.; KERR, Y. Disaggregation of MODIS surface temperature over an agricultural area using time series of Formosat-2 images. **Remote Sensing of Environment**, vol.114, p.2500-2512, 2010.
- MIRA, M.; VALOR, E.; BOLUDA, R.; CASSELES, V.; COLL, C.. Influence of the soil moisture effect on the thermal infrared emissivity. **Journal of Geophysical Research**, v.112, 2007.
- MONTANARI, A. What do we mean by uncertainty? The need for a consistent wordind about uncertainty assessment in hydrology. **Hydrological Processes**, v.21, p.841-845, 2007.
- MORADKHANI, H. Hydrologic remote sensing and land surface data assimilation. **SENSORS**, v.8, p.2986-3004, 2008.
- MORAN, M.S.; HUMES, K.S., PINTER JR., P.J. The scaling characteristics of remotely-sensed variables for sparsely-vegetated heterogeneous landscapes. **Journal of Hydrology**, v.190, p.337-362, 1997.
- MORAN, M.S. TIR as an indicator of plant ecosystem health. In: QUATTOCHI, D.A.; LUVALL, J.C. **Thermal remote sensing in land surface processes**. Boca Raton: CRC Press, 1 ed., 2004, p.257-282.
- MUKHERJEE, S. **Multi-resolution technique for disaggregation of thermal image using vegetation index**. 2008. 87p. Dissertação (Mestrado em Ciência da Geo-informação e Observação Terrestre) – ITC, Utrecht, 2008.
- MULETA, M.K.; NICKLOW, J.W. Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model. **Journal of Hydrology**, v.306, p.127-145, 2005.
- MULLIGAN, M.; WAINWRIGHT, J. Modelling and model building. In: MULLIGAN, M.; WAINWRIGHT, J.(Orgs.). **Environmental modelling: finding simplicity in complexity**. CHICHESTER: John Wiley & Sons, 1 ed., 2004, p.5-68.

- NORMAN, J.M.; KUSTAS, W.P.; HUMES, K.S. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. **Agricultural and Forestry Meteorology**, v.77, 263-293, 1995.
- NORMAN, J.M.; BECKER, F. Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.77, p. 153-166, 1995.
- OGAWA, K.; SCHMUGGE, T.; JACOB, F.; FRENCH, A. Estimation of broadband land surface emissivity from multi-spectral thermal infrared remote sensing. *Agronomie*, v.22, p.695-696, 2002.
- OVERGAARD, J.; ROSBJERG, D.; BUTTS, M.B. Land-surface modelling in hydrological perspective – a review. **Biogeosciences**, v.3, p.229-241, 2006.
- PAN, M.; WOOD, E.F.; WÓJCIK, R.; MCCABE, M.F. Estimation of regional terrestrial water cycle using multi-sensor remote sensing observations and data assimilation. **Remote Sensing of Environment**, v.112, p.1282-1294, 2008.
- PANDAY, S.; HUYAKORN, P.S. A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. **Advances in Water Resources**, vol.27, p.361-382, 2004.
- PINHEIRO, G.G.C.; SANO, E.E.; MENESES, P.R. Análise dos Dados Digitais de Radar (Satélite JERS-1, Banda L) para o Estudo Ambiental na Região dos Cerrados. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 9., 1998, Natal. Anais... São José dos Campos: INPE, 1999. p. 185-188. Disponível em: < http://marte.dpi.inpe.br/col/sid.inpe.br/deise/1999/02.09.14.47/doc/4_84p.pdf >. Acesso em: out. 2010.
- PIPUNIC, R.C.; WALKER, J.P.; WESTERN, A. Assimilation of remotely sensed data for improved latent and sensible heat flux prediction: a comparative synthetic study. **Remote sensing of Environment**, v.112, p.1295-1305, 2008.
- QIN, C.; JIA, Y.; SU, Z.; ZHOU, Z.; QIU, Y.; SUHUI, S.. Integrating remote sensing information into a distributed hydrological model for improving water budget predictions in large-scale basins through data assimilation. **Sensors**, v.8, p.4441-4465, 2008.
- QUATTOCHI, D.A.; LUVALL, J.C. **Thermal remote sensing in land surface processes**. Boca Raton: CRC Press, 1 ed. 440 p., 2003.
- RAGHUNATH, J.H.A.; HERATH, S.; MUSIAKE, K. Application of IIS distributed hydrological modelo (IISDHM) in Nakhon Sawan catchment, Thailand. **Annual Journal of Hydraulic Engineering**, vol.42, 145-150 p., 1998.
- REFSGAARD, J.C. Terminology, modelling protocol and classification of hydrological model codes. In: REFSGAARD, J.C.; ABBOTT (Orgs.). M.B. **Distributed hydrological modelling**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1 ed., 1996, p.17-39.

- REFSGAARD, J.C.; ABBOTT, M.B. **Distributed hydrological modelling**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1 ed., 321p., 1996.
- REFSGAARD, J.C. Towards a formal approach to calibration and validation of models using spatial data. In: GRAYSON, R.B.; BLÖSCHL, G (Orgs.). **Spatial patterns in catchment hydrology**. Cambridge: Cambridge University Press, 1 ed., 2000, p.329-354.
- REICHLE, R.H. Data assimilation methods in the earth sciences. *Advances in Water Resources*, v.31(11), p.1411-1418, 2008.
- RITCHIE, J.T. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. **Water Resources Research**, vol.8(5), p.1204-1213, 1972.
- RODRIGUES, L. N.; SANO, E. E.; AZEVEDO, J. A. de; SILVA, E. M. da. Distribuição espacial e área máxima do espelho d'água de pequenas barragens de terra na Bacia do Rio Preto. **Espaço e Geografia**, v. 10, p. 101-122, 2007.
- RODRIGUES, L. N. ; Marioti, J. ; VARGAS, Lucília Maria Parron ; Sano, E.E. ; MARTINS, Éder de Souza . Bacia Experimental do Rio Buriti Vermelho: instrumentação, monitoramento e análise preliminar de dados. In: XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2009, Campo Grande. O Desafio da Prática da Sustentabilidade na Gestão dos Recursos Hídricos: Natureza, Gente e Desenvolvimento, 2009. p. 1-19.
- RUDORFF, B. F. T. (Org.) ; SHIMABUKURO, Y. E. (Org.) ; CEBALLOS, J. C. (Org.) **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos: Parênteses, 1 ed., v. 1, 425 p., 2007.
- SABOL, D.E.; GILLESPIE, A.R.; ABBOTT, E.; YMADA, G. Field validation of the ASTER temperature-emissivity separation algorithm. **Remote Sensing of Environment**, v.113, p.2328-2344, 2009.
- SANTANA, M.J. de; CARVALHO, J. de A.; ANDRADE, M. J. B. de; BRAGA, J.C.; GERVÁSIO, G.G. Coeficiente de cultura e análise do rendimento do feijoeiro sob regime de irrigação. **Irriga**, v.13, n.1, p.92-112, 2008.
- SANTANELLO, J.A., FRIEDL, M.A. Diurnal variation in soil heat flux and net radiation. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, p.851–862, 2003.
- SCHOWENGERDT, R.A. **Remote sensing: models and methods for image processing**. São Diego: Academic Press, 2 ed., 522 p., 1997.
- SCHULTZ, G.A.; ENGMAN, E.T. **Remote sensing in hydrology and water management**. Nova Iorque: Springer, 1 ed., 483 p., 2000.

- SCHUURMANS, J.M.; TROCH, P.A.; VELDHUIZEN, A.A.; BASTIAANSEN, W.G.M.; BIERKENS, M.F.P. Assimilation of remotely sensed latent heat flux in a distributed hydrological model. **Advances in Water Resources**, v.26, p.151-159, 2003.
- SCOTT, C.A. Mapping root zone moisture using remotely sensed optical imagery. **Journal of irrigation and drainage engineering**, v.129, n.3, p.126-135, 2003.
- SNYDER, W.C.; WAN, Z.; ZHANG, Y.; FENG, Y.-Z. Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space. **International Journal of Remote Sensing**, vol.19, p.2753-2774, 1998.
- SOBRINO, J.A.; RAISSOUNI, N.; LI, Z.-L. A comparative study of land surface emissivity retrieval from NOAA data. **Remote Sensing of Environment**, v.75, p.256-266, 2001.
- STATHOPOULOU, M.; CARTALIS, C. Downscaling AVHRR land surface temperatures for improved surface urban heat island intensity estimation. **Remote Sensing of Environment**, v.113, p.2592-2605, 2009.
- STISEN, S.; et al. A remote sensing driven distributed hydrological model of the Senegal river basin. **Journal of Hydrology**, v.354, p.131-148, 2008.
- STONE, L.F.; SILVA, S.C. Uso do tanque classe A no controle da irrigação do feijoeiro no sistema plantio direto. **Pesquisa em Foco**, v.25, 2.p, 1999.
- SU, Z.; PELGRUM, H.; MENENTI, M. Aggregation effects of surface heterogeneity in land surface processes. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.3(4), p.549-563, 1999.
- SU, Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.6(1), p.85-99, 2002.
- TAN, B.; WOODCOCK, C.E.; HU, J.; ZHANG, P.; OZDOGAN, M.; HUANG, D.; YANG, W.; KNYAZIKHIN, Y.; MYNENI, R.B. The impact of gridding artifacts on the local spatial properties of MODIS data: implications for validation, compositing, and band-to-band registration across resolutions. **Remote Sensing of Environment**, v.105, p.98-114, 2006.
- TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L. Satellite-based energy balance to assess within-population variance of crop coefficient curves. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.131), p.94-109, 2005.
- TASUMI, M.; ALLEN, R.G.; TREZZA, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. **Journal of Hydrologic Engineering**, 2008, v.13, p.51-63, 2008.

- TASUMI, M. et al. **U.S. validation tests on the SEBAL model for evapotranspiration via satellite**. Montpellier, 2003. International Workshop on Use of Remote Sensing of Crop Evapotranspiration for Large Regions. Material disponível na internet (<http://www.kimberly.uidaho.edu/water/montpellier/>).
- TEIXEIRA, A.H. DE C., W.G.M., BASTIAANSEN, AHMAD, M-UD-D, BOS, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation. **Agricultural and Forestry Meteorology**, v. 149, p. 462-476, 2009.
- TEIXEIRA, A. H. de C. Determining Regional Actual Evapotranspiration of Irrigated Crops and Natural Vegetation in the São Francisco River Basin (Brazil) Using Remote Sensing and Penman-Monteith Equation. **Remote Sensing**, v. 2, p. 1287-1319, 2010.
- TIMMERMANS, W.J.; KUSTAS, W.P.; ANDERSON, M.C.; FRENCH, A.N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, v.108, p.369-384, 2007.
- TODINI, E. Hydrological catchment modelling: past, present and future. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.11(1), p.468-482, 2007.
- TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 1 ed, 669 p., 1998.
- VAZIFEDOUST, M. **Development of an agricultural drought assessment system: integration of agrohydrological modelling, remote sensing and geographical information**. 2007. 147p. Tese (Doutorado em Ciência da geo-informação e observação terrestre). Wageningen University, Wageningen, 2007.
- VÁZQUEZ, R.F.; FEYEN, J. Effect of potential evapotranspiration estimates on effective parameters and performance of the MIKE SHE-code applied to a medium-size catchment. **Journal of Hydrology**, v.270, p.309-327, 2003.
- VERHOEF, A.; DE BRUIN, H.A.R.; ;VAN DEN HURK, B.J.J.M.. Some practical notes on the parameter for sparse vegetation. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, p. 560-572, 1997.
- VIEUX, B.E. **Distributed hydrological modeling using GIS**. Dordrecht: Kluwer Academic publishers ed, 2 ed., 289 p., 2004.
- VRUGT, J.A.; DIKS, C. G. H.; GUPTA, H. V.; BOUTEN, W.; VERSTRATEN, J.M. Improved treatment of uncertainty in hydrologic modeling: combining the strengths of global optimization and data assimilation. **Water Resources Research**, v.41, p.1-17, 2005.

- WALKER, J. P.; HOUSER, P.R. Hydrologic data assimilation. In: ASWATHANARAYANA, U. (Org.). **Advances in water science methodologies**. Londres: Taylor & Francis, ed.1, p.25-48, 2005.
- WAN, Z.; DOZIER, J. A Generalized Split-Window Algorithm for Retrieving Land-Surface Temperature from Space. **Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. 34, p.892-905, 1996.
- WAN, Z.; ZHANG, Y.; ZHANG, Q.; LI, Z.-L. Validation of the land-surface temperature products retrieved from TERRA Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. **Remote Sensing of Environment**, v.83 p.163-180, 2002.
- WANG, W.; LIANG, S. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v.113 p.745-754, 2009.
- WINSEMIUS, H.C.; SAVENIJE, H.H.G.; BASTIAANSEN, W.G.M. Constraining model parameters on remotely sensed evaporation: justification for distribution in ungauged basins? **Hydrology and Earth System Sciences**, v.12, p.1403-1413, 2008.
- WOLFE, R.; ROY, D.; VERMOTE, E. MODIS land data storage, gridding, and compositing methodology: level 2 grid. **Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. 36, p.1324-1338, 1998.
- WOLLSCHLÄGER, U.; PFAFF, T.; ROTH, K. Field-scale apparent hydraulic parameterization obtained from TDR time series and inverse modeling. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.13, p.1953-1966, 2009.
- WOOLDRIDGE, S.A.; KALMA, J.D.; WALKER, J.P. Importance of soil moisture measurements for inferring parameters in hydrologic models of low-yielding ephemeral catchments. **Environmental Modelling & Software**, v.18, p.35-48, 2003.
- WUBET, M.T. **Estimation of absolute surface temperature by satellite remote sensing**. 2003. 121p. Dissertação (Mestrado em Ciência da Geo-informação e Observação Terrestre) – ITC, Utrecht, 2003.

APÊNDICES

A ARTIGOS SUBMETIDOS A REVISTAS CIENTÍFICAS

1. Metodologia para a desagregação da banda termal do sensor MODIS. Autores: Morris Scherer-Warren, Lineu Neiva Rodrigues e Nestor Aldo Campana. Pesquisa Agropecuária Brasileira – PAB (Edição especial de geotecnologias aplicadas a agropecuária).
2. Procedimento para alteração da emissividade do produto de temperatura do MODIS – MOD11. . Autores: Morris Scherer-Warren, Leonardo Peres, Lineu Neiva Rodrigues e Nestor Aldo Campana. Revista Brasileira de Cartografia.