



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

BALANÇO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS COM DIFERENTES
TIPOS DE COBERTURA DE SOLO NO CARIRI CEARENSE ATRAVÉS DO
ALGORITMO SEBAL

BERGSON GUEDES BEZERRA

ORIENTADORES: Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA (UACA/UFCG)
Dr. NELSON JESUS FERREIRA (CPTEC/INPE)

CAMPINA GRANDE - PB
Fevereiro-2006

BERGSON GUEDES BEZERRA

**BALANÇO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS COM DIFERENTES
TIPOS DE COBERTURA DE SOLO NO CARIRI CEARENSE ATRAVÉS DO
ALGORITMO SEBAL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de mestre.

Área de concentração: **Meteorologia Agrícola e Micrometeorologia**

Sub-área: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Orientadores: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

Prof. Dr. Nelson Jesus Ferreira

Campina Grande - PB

Fevereiro - 2006

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

B574b
2006

Bezerra, Bergson Guedes

Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL / Bergson Guedes Bezerra. — Campina Grande, 2006.

127f. : il.

Inclui bibliografia.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Orientadores: Bernardo Barbosa da Silva, Ph. D. e Nelson Jesus Ferreira, Ph. D.

1— Balanço de energia 2— Evapotranspiração 3— SEBAL I— Título

CDU 551.5:528.8

BERGSON GUEDES BEZERRA

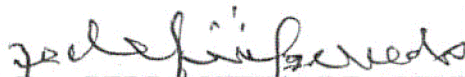
BALANÇO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS COM
DIFERENTES TIPOS DE COBERTURA DE SOLO NO CARIRI CEARENSE
ATRAVÉS DO ALGORÍTIMO SEBAL

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 21/02/2006

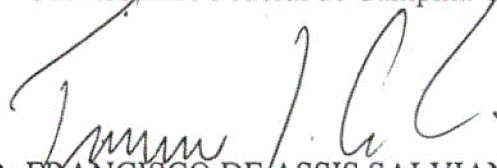
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. PEDRO VIEIRA DE AZEVEDO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. FRANCISCO DE ASSIS SALVIANO DE SOUSA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. NELSON JESUS FERREIRA
Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
Instituto de Pesquisas Espaciais

DEDICATÓRIA

Dedico primeiramente a Deus, por tudo de bom que Ele representa. Aos meus pais, Alice Bezerra Diniz e Luiz Guedes Diniz e a minha prima-irmã Joana Lourenço Bezerra, pelo carinho, incentivo e compreensão que nunca me negaram nos momentos felizes como também nos momentos mais inquietantes.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida e pela razão que me concedeu para que obtivesse êxito em minha jornada.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande, pela oportunidade e pela confiança depositada em mim.

A Coordenação de Aperfeiçoamento e Capacitação de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de estudo.

Aos Professores Dr. Bernardo Barbosa da Silva e Dr. Nelson Jesus Ferreira, pela amizade, pela dedicação e pela tão valiosa orientação.

Aos Professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, e de maneira especial a Dra. Célia Campos Braga, Dr. JoséIVALDO, Dr. Francisco de Assis Salviano, Dr. Tantravahi Venkata Ramana Rao, Dr. Enio Pereira da Sousa, Dr. Bernardo Barbosa da Silva, Dr. Renilson Targino Dantas, Dr. Manoel Francisco Gomes e Dr. Pedro Vieira de Azevedo, pelos ensinamentos e pela indispensável colaboração com a nossa formação profissional.

A Embrapa/Algodão, especialmente a José Marcelo Dias e José Renato, pelo apoio e fornecimento de dados de superfície para validação e suporte do nosso estudo.

Aos meus pais Alice Bezerra Diniz e Luiz Guedes Diniz.

Ao meu grande amigo particular e colega de Graduação e Pós-Graduação Carlos Antonio Costa dos Santos, pela amizade, pela confiança e pelo incentivo.

Ao colega Marcus Vinícius Cândido Bezerra, pela sua indispensável colaboração com a sua experiência, na realização do nosso trabalho.

Aos colegas de Pós-Graduação Hudson Ellen, Lincoln Eloi, João Hugo Baracuh, Isaier, Saulo Tasso, Kleber Ataíde, Ana Cleide, Rafael Ferreira, Januncio Bezerra, Francisco de Assis, Lindemberg Lucena (Bega) e Cícera.

A Alexandre César Soares da Silva (*in memoriam*) pela sua curta, porém alegre e agradável amizade e companhia.

Ao professor Dr. José Fideles Filho, por acreditar em mim no início da minha vida acadêmica e por seus valiosos ensinamentos e colaboração para a minha formação profissional.

Aos funcionários do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, em especial a Divanete C. Rocha e Eyres Ventura Silva pela atenção e pela disposição com que sempre nos trataram durante todo o percurso da nossa caminhada.

E, finalmente a todos que de forma direta ou indireta colaboraram com o nosso êxito. A todos em fim, o meu MUITO OBRIGADO.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	i
LISTA DE TABELAS.....	vi
LISTA DE SÍMBOLOS.....	ix
RESUMO.....	xi
ABSTRACT.....	xii
1 – INTRODUÇÃO.....	1
2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 – Evapotranspiração: conceitos e fatores determinantes.....	4
2.2 – Evapotranspiração de Referência (ET_0).....	7
2.3 – Evapotranspiração de Oásis.....	8
2.4 – Evapotranspiração de Cultura.....	8
2.5 – Estimativa da Evapotranspiração.....	9
2.6 – Método do Balanço de Energia.....	10
2.7 – Método do Balanço Hídrico no Solo.....	10
2.8 – Método da Razão de Bowen.....	11
2.9 – Lisímetros.....	12
2.10 – Método das Correlações Turbulentas.....	13
2.11 – Estimativa da Evapotranspiração a partir de Dados Radiométricos de Sensoriamento Remoto Orbital.....	15
2.12 – O SEBAL.....	17
2.13 – Saldo de Radiação (R_n).....	22
2.14 – Fluxo de Calor no Solo (G).....	25
2.15 – Fluxo de Calor Sensível (H).....	26
2.16 – Fluxo de Calor Latente (LE).....	28

2.17 – O Programa Landsat e o Sensor TM (<i>Thematic Mapper</i>).....	28
3. – MATERIAIS E MÉTODOS.....	31
3.1 – Área de estudo.....	31
3.2 – Dados radiométricos.....	32
3.3 – Processamento das imagens.....	32
3.4 – Algoritmo utilizado.....	32
3.4.1 – 1ª Etapa – Calibração Radiométrica (L_{λ}).....	34
3.4.2 – 2ª Etapa – Reflectância Monocromática (ρ_{λ}).....	34
3.4.3 – 3ª Etapa – Albedo Planetário ou Albedo do Topo da Atmosfera.....	35
3.4.4 – 4ª Etapa – Albedo da Superfície.....	36
3.4.5 – 5ª Etapa – Índices de Vegetação (IVDN, IVAS) e Índice de Área Foliar (IAF).....	37
3.4.6 – 6ª Etapa – Emissividades.....	37
3.4.7 – 7ª Etapa – Temperatura da Superfície (T_s).....	38
3.4.8 – 8ª Etapa – Radiação de Onda Longa Emitida ($R_{L\uparrow}$).....	38
3.4.9 – 9ª Etapa – Radiação de Onda Longa Incidente ($R_{L\downarrow}$).....	38
3.4.10 – 10ª Etapa – Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{S\downarrow}$).....	39
3.4.11 – 11ª Etapa – Saldo de Radiação (R_n).....	39
3.4.12 – Fluxo de Calor no solo (G).....	39
3.4.13 – Fluxo de Calor Sensível (H).....	40
3.2.14 - Fluxo de Calor Latente (LE).....	47
3.2.15 – Evapotranspiração Diária ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$).....	47
3.2.16 – Dados para validação do SEBAL.....	48
4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	49
4.1 – Elementos constituintes das cenas estudadas.....	49
4.2 – Saldo de Radiação (R_n).....	51

4.3 – Fluxo de Calor no Solo (G).....	62
4.4 – Fluxo de Calor Sensível (H).....	73
4.5 – Fluxo de Calor Latente (LE).....	85
4.6 – Evapotranspiração (ET).....	94
4.7 – Validação do SEBAL	108
5 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES	115
5.1 – Conclusões.....	115
5.2 – Sugestões.....	115
6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	117

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Esquema representativo do balanço de energia sobre culturas à superfície.....	22
Figura 2.2 - Saldo de radiação à superfície.....	24
Figura 3.1 - Mapa do Estado do Ceará, com destaque para os municípios de Barbalho (Azul), Crato (amarelo) e Juazeiro do Norte (Vermelho).....	31
Figura 3.2 - Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação à superfície (Rn).....	33
Figura 3.3 - Fluxograma das etapas para obtenção do fluxo de calor sensível.....	42
Figura 4.1 - Cena estudada em composição RGB do Landsat 5 -TM.....	50
Figura 4.2a - Vegetação da Chapada do Araripe.....	50
Figura 4.2b - Campo Experimental da Embrapa/Algodão.....	51
Figura 4.3a – Imagem da densidade de saldo de radiação à superfície ($W m^{-2}$), DA = 272.....	53
Figura 4.3b – Histograma de frequência da densidade do saldo de radiação à superfície DA = 272.....	53
Figura 4.4a – Imagem da densidade de saldo de radiação à superfície ($W m^{-2}$), DA = 288.....	54
Figura 4.4b – Histograma de frequência da densidade do saldo de radiação à superfície, DA = 288.....	54
Figura 4.5a – Imagem da densidade de saldo de radiação a superfície ($W m^{-2}$), DA = 304.....	55
Figura 4.5b – Histograma de frequência da densidade do saldo de radiação à superfície, DA = 304.....	55
Figura 4.6a – Imagem da densidade de saldo de radiação à superfície ($W m^{-2}$), DA = 320.....	56
Figura 4.6b – Histograma de frequência da densidade do saldo de radiação à superfície, DA = 320.....	56
Figura 4.7 - Curvas dos valores de Rn para as áreas selecionadas no dia 272.....	61
Figura 4.8 - Curvas dos valores de Rn para as áreas selecionadas no dia 288.....	61
Figura 4.9 - Curvas dos valores de Rn para as áreas selecionadas no dia 304.....	62

Figura 4.10 - Curvas dos valores de R_n para as áreas selecionadas no dia 320.....	62
Figura 4.11a – Imagem da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 272.....	66
Figura 4.11b – Histograma de frequência da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 272.....	66
Figura 4.12a – Imagem da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 288.....	67
Figura 4.12b – Histograma de frequência da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 288.....	67
Figura 4.13a – Imagem da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 304.....	68
Figura 4.13b – Histograma de frequência da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 304.....	68
Figura 4.14a – Imagem da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 320.....	69
Figura 4.14b – Histograma de frequência da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 320.....	69
Figura 4.15 - Curvas dos valores de G para as áreas selecionadas no dia 272.....	72
Figura 4.16 - Curvas dos valores de G para as áreas selecionadas no dia 288.....	72
Figura 4.17 - Curvas dos valores de G para as áreas selecionadas no dia 304.....	73
Figura 4.18 - Curvas dos valores de G para as áreas selecionadas no dia 320.....	73
Figura 4.19a – Imagem da densidade do fluxo de calor sensível ($W\ m^{-2}$), DA = 272.....	78
Figura 4.19b – Histograma de frequência da densidade do fluxo de calor sensível ($W\ m^{-2}$) DA = 272.....	78
Figura 4.20a – Imagem da Densidade do Fluxo de Calor Sensível ($W\ m^{-2}$), DA = 288.....	79
Figura 4.20b - Histograma de frequência da Densidade do Fluxo de Calor Sensível ($W\ m^{-2}$) DA = 288.....	79
Figura 4.21a – Imagem da Densidade do Fluxo de Calor Sensível ($W\ m^{-2}$), DA = 304.....	80
Figura 4.21b – Histograma de frequência da densidade do fluxo de calor sensível ($W\ m^{-2}$) DA = 304.....	80

Figura 4.22a – Imagem da densidade do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), DA = 320.....	81
Figura 4.22b – Histograma de frequência da densidade do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) DA = 320.....	81
Figura 4.23 - Curvas do fluxo de calor sensível (H), nas áreas específicas, do dia 272.....	84
Figura 4.24 - Curvas do fluxo de calor sensível (H), nas áreas específicas, do dia 288.....	84
Figura 4.25 - Curvas do fluxo de calor sensível (H), nas áreas específicas, do dia 304.....	84
Figura 4.26 - Curvas do fluxo de calor sensível (H), nas áreas específicas, do dia 320.....	85
Figura 4.27a – Imagem da densidade de fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), DA = 272.....	87
Figura 4.27b – Histograma de frequência da Densidade de Fluxo de Calor Latente ($W m^{-2}$), DA = 272.....	87
Figura 4.28a – Imagem da Densidade de Fluxo de Calor Latente ($W m^{-2}$), DA = 288.....	88
Figura 4.28b – Histograma da densidade de frequência do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), DA = 288.....	88
Figura 4.29a – Imagem da Densidade de Fluxo de Calor Latente ($W m^{-2}$), DA = 304.....	89
Figura 4.29b – Histograma de frequência da densidade de fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), DA = 304.....	89
Figura 4.30a – Imagem da densidade de fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), DA = 320.....	90
Figura 4.30b – Histograma de frequência da densidade de fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), DA = 320.....	90
Figura 4.31 – Curvas dos valores de LE para as áreas selecionadas, DA = 277.....	93
Figura 4.32 - Curvas dos valores de LE para as áreas selecionadas, DA = 288.....	93
Figura 4.33 - Curvas dos valores de LE para as áreas selecionadas, DA = 304.....	93
Figura 4.34 - Curvas dos valores de LE para as áreas selecionadas, DA = 320.....	94
Figura 4.35 - Fração de evapotranspiração real, dos dias 272 a), 288 b), 304 c) e 320 d).....	96

Figura 4.36a – Imagem do Evapotranspiração (mm.dia^{-1}), DA = 272.....	98
Figura 4.36b – Histograma de frequência da Evapotranspiração, DA = 272.....	98
Figura 4.37a - Imagem do Evapotranspiração (mm.dia^{-1}), DA = 288.....	99
Figura 4.37b - Histograma de frequência da Evapotranspiração, DA = 288.....	99
Figura 4.38a - Imagem do Evapotranspiração (mm.dia^{-1}), DA = 304.....	100
Figura 4.38b - Histograma de frequência da Evapotranspiração, DA = 304.....	100
Figura 4.39a - Imagem do Evapotranspiração (mm.dia^{-1}), DA = 320.....	101
Figura 4.39b - Histograma de frequência da Evapotranspiração, DA = 320.....	101
Figura 4.40 - Evapotranspiração (mm.dia^{-1}) das áreas selecionadas para análise, DA = 272.....	106
Figura 4.41 - Evapotranspiração (mm.dia^{-1}) das áreas selecionadas para análise, DA = 288.....	106
Figura 4.42 - Evapotranspiração (mm.dia^{-1}) das áreas selecionadas para análise, DA = 304.....	106
Figura 4.43 - Evapotranspiração (mm.dia^{-1}) das áreas selecionadas para análise, DA = 320.....	107
Figura 4.44 – Componentes do BE (W m^{-2}), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de algodão, DA = 272, em Barbalha – CE.....	109
Figura 4.45 – Componentes do BE (W m^{-2}), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de algodão, DA = 288, em Barbalha – CE.....	110
Figura 4.46 – Componentes do BE (W m^{-2}), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de mamona, DA = 288, em Barbalha – CE.....	110
Figura 4.47 – Componentes do BE (W m^{-2}), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de mamona, DA = 304, em Barbalha – CE.....	111
Figura 4.48 – Componentes do BE (W m^{-2}), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de mamona, DA = 304, em Barbalha – CE.....	111
Figura 4.49 – Componentes do BE (W m^{-2}), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de mamona, DA = 320, em Barbalha – CE.....	112
Figura 4.50 – Evapotranspiração diária (mm.dia^{-1}), estimada pelo SEBAL e medidos no campo de algodão.....	112

Figura 4.51 – Evapotranspiração diária ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$), estimada pelo SEBAL e medida no campo de mamona.....

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Albedo de algumas superfícies.....	23
Tabela 2.2 - Resumo do Programa Landsat.....	29
Tabela 2.3 - Características espectrais e espaciais do sensor TM e suas aplicações.....	30
Tabela 3.1 - Constantes de calibração do Landsat 5-TM.....	34
Tabela 3.2 - Valores do $ESUN_{\lambda}$, válidos para o Landsat 5.....	35
Tabela 3.3 - Datas das imagens, seus respectivos DJ, d_r e $\cos\theta$	35
Tabela 3.4 - Coeficientes de regressão linear de cada banda para o cálculo do albedo do topo da atmosfera.....	36
Tabela 3.5 - Valores da radiação de onda curta incidente à superfície nas datas estudadas.....	39
Tabela 3.6 - Velocidade do vento para o momento da passagem do satélite.....	41
Tabela 4.1 - Resumo estatístico dos resultados do saldo de radiação dos dias estudados.....	57
Tabela 4.2 - Resumo estatístico dos valores de R_n na área irrigada para os quatro dias estudados.....	59
Tabela 4.3 - Resumo estatístico dos valores de R_n na vegetação da Chapada do Araripe para os quatro dias estudados.....	59
Tabela 4.4 - Resumo estatístico dos valores de R_n na área de vegetação nativa rala para os quatro dias estudados.....	60
Tabela 4.5 - Resumo estatístico dos valores de R_n na área de vegetação nativa densa para os quatro dias estudados.....	60
Tabela 4.6 - Resumo estatístico dos resultados do fluxo de calor no solo dos dias estudados....	65
Tabela 4.7 - Resumo estatístico dos valores de G na área irrigada para os quatro dias estudados.....	70
Tabela 4.8 - Resumo estatístico dos valores de G na área de vegetação nativa rala para os quatro dias estudados.....	70
Tabela 4.9 - Resumo estatístico dos valores de G na área de vegetação nativa densa para os	

quatro dias estudados.....	71
Tabela 4.10 - Resumo estatístico dos valores de G na vegetação da Chapada do Araripe para os quatro dias estudados.....	72
Tabela 4.11 - Dados de superfície dos “pixels âncora” do dia 272.....	74
Tabela 4.12 - Dados de superfície dos “pixels âncora” do dia 288.....	74
Tabela 4.13 - Dados de superfície dos “pixels âncora” do dia 304.....	74
Tabela 4.14 - Dados de superfície dos “pixels âncora” do dia 320.....	75
Tabela 4.15 - Resumo estatístico dos valores do (H) para os dias estudados.....	77
Tabela 4.16 - Resumo estatístico dos valores de H para a área irrigada, para os dias estudados.....	82
Tabela 4.17 - Resumo estatístico dos valores de H para a vegetação da Chapada do Araripe para os dias estudados.....	82
Tabela 4.18 – Resumo estatístico dos valores de H para a área de vegetação nativa rala para os dias estudados.....	82
Tabela 4.19 - Resumo estatístico dos valores de H para a vegetação nativa densa para os dias estudados.....	83
Tabela 4.20 - Resultados estatísticos das imagens de LE.....	88
Tabela 4.21 - Resumo estatístico dos valores de LE na área irrigada para os quatro dias estudados.....	91
Tabela 4.22 - Resumo estatístico dos valores de LE na vegetação da Chapada do Araripe para os quatro dias estudados.....	92
Tabela 4.23 – Resumo estatístico dos valores de LE em áreas de vegetação nativa rala para os quatro dias estudados.....	92
Tabela 4.24 - Resumo estatístico dos valores de LE em áreas de vegetação nativa densa para os quatro dias estudados.....	92
Tabela 4.25 – Evapotranspiração de referência horária, utilizada no cálculo da FET0.....	95

Tabela 4.26 – Evapotranspiração de referência diária para os dias estudados.....	96
Tabela 4.27 – Resultados estatísticos das imagens de ET das cenas estudadas.....	102
Tabela 4.28 - Umidade relativa do ar média para os dias estudados.....	103
Tabela 4.29 - Resumo estatístico dos valores de ET na área irrigada para os quatro dias estudados.....	104
Tabela 4.30 - Resumo estatístico dos valores de ET na vegetação da Chapada do Araripe para os quatro dias estudados.....	105
Tabela 4.31 - Resumo estatístico dos valores de ET nas áreas de vegetação nativa rala para os quatro dias estudados.....	105
Tabela 4.32 - Resumo estatístico dos valores de ET nas áreas de vegetação nativa densa para os quatro dias estudados.....	105
Tabela 4.33 - Altura média das plantas e a datas de medição.....	114

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
c_p	Calor específico do ar a pressão constante	$J.kg^{-1}$
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol	-
DA	Dia do Ano	-
ET	Evapotranspiração diária	$mm.dia^{-1}$
ET_{0_H}	Evapotranspiração de referência horária	$mm h^{-1}$
ET_{0_D}	Evapotranspiração de referência diária	$mm dia^{-1}$
FET ₀	Fração de evapotranspiração real	-
G	Fluxo de calor no solo	$W m^{-2}$
G_{SC}	Constante solar	
H	Fluxo de calor sensível	$W m^{-2}$
h	Altura média da vegetação	m
k	Constante de von Karman	-
L	Comprimento de Monin-Obukhov	m
L_λ	Radiância espectral para a banda λ	$W m^{-2} sr^{-1} \mu m$
L	Calor latente de vaporização da água	$J kg^{-1}$
ND	Número digital	-
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor	$s m^{-1}$
r	Distância real Terra-sol	m
r_0	Distância média Terra-Sol	m
Rn	Saldo de radiação	$W m^{-2}$
$R_{s\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente	$W m^{-2}$
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície	$W m^{-2}$
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície	$W m^{-2}$

T_a	Temperatura do ar próximo a superfícies	K
T_s	Temperatura da superfície	K
u	Velocidade do vento	$m\ s^{-1}$
u^*	Velocidade de fricção	$m\ s^{-1}$
z	Altura	m
z_{om}	Coefficiente de rugosidade	m
θ	Ângulo zenital	Graus
α	Albedo da superfície	-
α_{toa}	Albedo no topo da atmosfera	-
ϵ_0	Emissividade da superfície	-
ϵ_{NB}	Emissividade infravermelha da superfície	-
ϵ_a	Emissividade atmosférica	-
λ	Calor latente de vaporização	$J.kg^{-1}$
LE	Fluxo de calor latente	$W.m^{-2}$
ρ	Densidade do ar úmido	$Kg\ m^{-3}$
ρ_λ	Reflectividade da banda λ	-
σ	Constante de Stefan-Boltzman	$W\ m^{-2}\ K^{-4}$
τ_{sw}	Transmissividade do ar	-
ψ_h	Correção de estabilidade para o transporte de calor	-
ψ_m	Correção de estabilidade para o transporte de momentum	-

RESUMO

A presente pesquisa teve por objetivo estimar os componentes do balanço de energia (BE) e a evapotranspiração diária (ET), através de imagens TM - Landsat 5 e dados complementares disponíveis em estação meteorológica localizada na região de estudo. A área estudada está localizada na microrregião do Cariri cearense, abrangendo parte dos municípios de Barbalha, Crato e Juazeiro do Norte, áreas irrigadas, vegetação nativa e parte da Chapada do Araripe. Foram utilizadas quatro imagens obtidas em 29 de setembro (dia 272), 15 de outubro (dia 288), 31 de outubro (dia 304) e 16 de novembro (dia 320), de 2005. Os componentes instantâneos do BE e a ET diária foram estimados através da aplicação do SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) proposto por Bastiaanssen (1995). O SEBAL é constituído de várias etapas, que incluem calibração radiométrica, cômputo da reflectividade e albedo, índices de vegetação e emissividade, baseados nas bandas reflectivas do TM - Landsat, além da temperatura da superfície (banda termal). Para obtenção de R_n são utilizados dados da estação meteorológica interior à área estudada, destinados às estimativas da radiação solar incidente e radiação de onda longa atmosférica. O cerne do SEBAL, no entanto, é a determinação da densidade de fluxo de calor sensível (H), que se baseia no conceito de *blending height*, perfil logaritmo do vento e correção de estabilidade, segundo teoria de similaridade de Moñin-Obukhov. O R_n instantâneo apresentou médias de 614,9, 627,5, 651,5 e 620,5 $W.m^{-2}$, para os dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente. A densidade de fluxo de calor no solo (G), que foi obtido em função de R_n , temperatura da superfície, albedo, IVDN e parametrização proposta por Bastiaanssen (2000), apresentou médias de 99,9, 103,45, 100,7 e 103,6 $W.m^{-2}$ nos dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente. A densidade de fluxo de calor sensível (H) apresentou médias de 181,3, 189,5, 217,1 e 161,9 $W.m^{-2}$ nos dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente. A densidade de fluxo de calor latente (L_vE), calculado como resíduo da equação do balanço de energia, apresentou médias de 334,2, 335,0, 333,8 e 363,1 $W.m^{-2}$, nos dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente. A ET diária apresentou valores médios de 3,8, 3,7, 4,6 e 3,4 $mm.dia^{-1}$, para os dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente. Para validação dos resultados foram considerados dados experimentais em cultivos de algodão e mamona irrigados. O R_n e L_vE apresentaram diferenças inferiores a 10%, em três dos quatro dias analisados, e as maiores discrepâncias foram verificadas nos valores de H, possivelmente influenciadas pela dimensão da área e resolução do canal termal.

Palavras-chaves: balanço de energia, evapotranspiração, SEBAL.

ABSTRACT

The main objective of the present research was the assessment of the energy balance (BE) and daily evapotranspiration (ET), using TM - Landsat 5 images and meteorological data observed in the study area. The studied area comprises areas of microregion of Cariri, CE, cities of Barbalha, Crato and Juazeiro do Norte, irrigated areas, native vegetation and Chapada do Araripe. Four images of the TM - Landsat 5, obtained on September 29 (272), October 15 (288), October 31 (304) and November 16 (320), of the year of 2005, were used. The instantaneous components of BE and daily ET were obtained according to SEBAL (Surface Energy Balances Algorithm for Land) proposed by Bastiaanssen (1995). The SEBAL is comprised by several steps, that include radiometric calibration, computation of the reflectivity and albedo, atmospheric correction of the albedo, vegetation indexes and emissivity for each individual pixel, based on reflective bands of TM - Landsat, and land surface temperature (thermal band). For obtaining R_n were used weather data in the studied area, in order to estimate global solar radiation and long wave atmospheric radiation. The main part of SEBAL, however, is the determination of the sensible heat flux density (H), that is based on the concept of blending height, logarithm the wind profile and correction for atmospheric stability, according to Monin-Obukhov similarity theory. The instantaneous R_n values presented averages of 614.9, 627.5, 651.5 and 620.5 $W.m^{-2}$, for the 272, 288, 304 and 320 days, respectively. The soil heat flux density (G), obtained as a function of R_n , land surface temperature, albedo, IVDN and parameterization proposed by Bastiaanssen (2000), presented averages of 99.9, 103.45, 100.7 and 103.6 $W.m^{-2}$ on the 272, 288, 304 and 320 days, respectively. The density of flow of sensitive heat (H) it presented averages of 181,3, 189,5, 217,1 and 161,9 $W.m^{-2}$ on the 272, 288, 304 and 320, respectively. The latent heat flux density (LE), calculated as residue of the energy balance equation, presented averages of 334.2, 335.0, 333.8 and 363.1 $W.m^{-2}$, on the 272, 288, 304 and 320 days, respectively. The daily evapotranspiration (ET) presented averages of 3.8, 3.7, 4.6 and 3.4 $mm.day^{-1}$, for the 272, 288, 304 and 320 days, respectively. For validation of the results were considered data of two experimental and irrigated sites (with cotton and castor bean). The experimental and estimated data of R_n and LE presented differences within 10%, for three of the four analyzed days. The largest differences were verified for the H values, possibly influenced by the dimension of the experimental area and spatial resolution of the thermal channel.

Keywords: energy balance, evapotranspiration, SEBAL.

1 – INTRODUÇÃO

Na agricultura irrigada, a quantificação do volume de água evapotranspirada pelas culturas é de fundamental importância para um melhor manejo da água, evitando, dessa forma, desperdícios na administração da lâmina de irrigação. Um manejo de água sustentável implicará tanto numa diminuição considerável nos custos com irrigação, como num melhor aproveitamento dos recursos hídricos disponíveis, sobretudo na região Nordeste do Brasil, que é assolada por secas quase-periódicas e a consequente escassez de água.

As perdas de água por culturas ocorrem através da evapotranspiração - ET, mas também através da drenagem da água usada na irrigação. Existem diversos métodos que objetivam fazer essas estimativas, dentre os quais se pode citar o método do balanço de água no solo, o método das correlações turbulentas, o método da razão de Bowen ou através de medidas diretas com lisímetros (pesagem, drenagem ou lençol freático constante). No entanto, estes métodos apresentam grandes limitações quando se pretende fazer estimativas da ET em áreas com grande cobertura espacial e acentuada heterogeneidade.

Para suprir essa deficiência, técnicas de sensoriamento remoto que se utilizam de imagens de satélites têm sido aplicadas na obtenção do balanço de energia e, como consequência, na estimativa da evapotranspiração. A grande vantagem de se utilizar dados de sensores orbitais na obtenção da ET, é que é possível obtê-la em escala regional e áreas com

diferentes características quanto ao tipo da cobertura vegetação e fração de exposição do solo. Os dados de sensoriamento remoto adquiridos via satélites são um meio consistente e freqüente de se obter informações de emitância e reflectância espectral de radiação da superfície da Terra em micro e macro escalas (Bastiaanssen et al., 1998a).

Para se estimar os diferentes componentes do balanço de energia à superfície com imagens de satélites, alguns algoritmos têm sido formulados, como é o exemplo do SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), proposto por Bastiaanssen (1995). O SEBAL tem sido aplicado em diferentes países e em áreas irrigadas da região semi-árida do Nordeste brasileiro, como fizeram Lopes (2003) e Di Pace (2004), que obtiveram o balanço de radiação à superfície com o SEBAL, sendo que o segundo autor introduziu o modelo de elevação digital para corrigir efeitos orográficos. Já Bezerra (2004), aplicou o SEBAL na obtenção do balanço de energia, também à superfície, todos alcançando resultados satisfatórios. Nesses trabalhos foram utilizadas imagens do TM Landsat 5 no Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, localizado às margens do Rio São Francisco em Petrolina-PE.

Nas aplicações feitas com o SEBAL, estão sendo utilizadas parametrizações de processos físicos ajustadas para outras regiões do planeta e, portanto, não são adequadas para nossa realidade mais notadamente para semi-árido brasileiro. Outra questão da maior relevância é a necessidade de realizar estudos envolvendo a validação das estimativas feitas com o SEBAL e imagens de satélite.

A Universidade Federal de Campina Grande – UFCG – foi pioneira na realização de estudos com o SEBAL no Brasil. Nesse sentido, já foram defendidas duas dissertações de mestrado (Lopes, 2003; Bezerra, 2004) e duas teses de doutorado (Feitosa, 2005), e atualmente conduz um projeto inter-institucional com o objetivo de validar o SEBAL com campanhas micrometeorológicas em diferentes áreas do Nordeste.

No caso específico do Nordeste, conforme mencionado anteriormente, houve um avanço significativo na compreensão das estimativas dos balanços de radiação e de energia em áreas irrigadas aplicando dados de sensoriamento remoto orbital. Entretanto, a evapotranspiração, que uma variável vital para o gerenciamento dos recursos hídricos local, não foi amplamente explorada. Nesse contexto, outro problema ainda não explorado no Brasil é o uso da evapotranspiração de referência no cálculo da evapotranspiração real diária (ET) ao invés da fração evaporativa utilizada em outros estudos (Feitosa, 2005). O cálculo de ET a partir da fração evaporativa é feito com base na radiação solar no período de 24 horas. Segundo Trezza (2002), a estimativa de ET com base na evapotranspiração de referência oferece maior confiabilidade, pois é fortemente ligada a parâmetros meteorológicos.

Diante do exposto, com intuito de contribuir para a compreensão das estimativas e análises de ET este estudo tem como objetivo obter o balanço de energia e a evapotranspiração diária em áreas com cultivos irrigados e de sequeiro, vegetação nativa e a reserva florestal da Chapada do Araripe. A metodologia a ser utilizada envolve o uso do algoritmo SEBAL, imagens do satélite TM Landsat 5 e dados complementares de estação meteorológica localizada na área de estudo. A escolha da área se deve ao fato da existência de dois experimentos agrometeorológicos com as culturas do algodoeiro herbáceo e mamona, no interior da cena selecionada, e que serviram para validação do SEBAL.

2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – Evapotranspiração: conceitos e fatores determinantes

A evapotranspiração é uma das principais componentes do ciclo hidrológico, sendo desta forma um fenômeno de fundamental importância para a vida no planeta. A mesma é responsável por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera, além de desempenhar um papel de suma importância na liberação de calor latente, LE, que de acordo com Bastiaanssen et al. (1998a), o seu valor integrado no tempo é importante para diferentes aplicações em estudos de hidrologia, agronomia e modelagem atmosférica.

Segundo Klocke et al. (1996), a evapotranspiração corresponde à água removida da superfície e lançada na atmosfera. Este fenômeno ocorre devido à combinação de dois processos através dos quais a água é perdida pela superfície por evaporação ou por transpiração.

A evaporação, segundo definição de Allen et al. (1998), é o processo por meio do qual a água é convertida da fase líquida para a fase de vapor (vaporização), removendo-a de superfícies evaporantes como, oceanos, lagos, rios, pavimentos, solos e vegetação úmida (evaporação do orvalho e da chuva interceptada pela copa das árvores). Já a transpiração é a água transferida ou perdida pela vegetação para a atmosfera, a partir de pequenos orifícios da superfície das folhas, ou através de pequenas perdas pelas lenticelas no caso das plantas

lenhosas (Al-Kaisi, 2000; Pereira et al., 2002). O processo de transpiração é decorrente das ações físicas e fisiológicas dos vegetais (através dos estômatos) (Villela e Mattos, 1975).

O termo evapotranspiração foi proposto por Thornthwaith (1944) para representar ambos os processos, evaporação e transpiração, que ocorrem de maneira natural e simultânea, em uma superfície vegetada (Pereira et al., 2002).

A evapotranspiração é fortemente influenciada por fatores da vegetação, fatores de manejo de solo e gestão das condições ambientais e principalmente por parâmetros que dizem respeito ao tempo (Allen et al., 1998; Pereira et al., 2002)

Os fatores de tempo que têm impacto principal neste processo são: radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e o vento (Pereira et al., 2002). Temperaturas da superfície e do ar elevadas, baixa umidade, condições de céu claro e alta velocidade dos ventos são fatores que quando combinados muito contribuem com a ET.

A principal fonte de energia utilizada no processo de evapotranspiração é a radiação solar. Essa energia é um fator determinante no processo, uma vez que a mesma é responsável pelo aquecimento da superfície e do ar e esse aquecimento é favorável ao processo evaporativo. Ao longo de um dia, o aumento da temperatura do ar provoca aumento no déficit de saturação, tornando maiores as demandas evaporativas do ar, influenciando favoravelmente na intensidade da evapotranspiração porque torna maior a quantidade de vapor que pode estar presente no mesmo volume de ar, ao atingir o grau de saturação do mesmo (Garcez e Alvarez, 1988; Pereira et al., 2002). A temperatura também atua em conjunto com a umidade relativa do ar e ambos condicionam a pressão de vapor agindo, portanto, como fatores ligados ao gradiente de vapor entre a superfície e o ar vizinho a ela (Villela e Mattos, 1975; Pereira et al., 2002). A umidade relativa do ar é determinante no processo evaporativo, pois a umidade relativa é baixa é um indicativo de uma forte demanda evaporativa da atmosfera. A demanda evaporativa da atmosfera é a intensidade da sua

capacidade de remover água da superfície, necessária para a manutenção do ciclo hidrológico bem como da quantidade de calor latente necessário para a alimentação dos seus diferentes processos. Quanto maior a umidade relativa do ar, menor é a demanda evaporativa; portanto, menor a evapotranspiração (Pereira et al., 2002).

O vento por sua vez, intervém ativamente no fenômeno de evapotranspiração, aumentando a intensidade desta por afastar das proximidades das superfícies evaporantes as massas de ar de elevado grau de umidade, substituindo-as por massas de ar com menor teor de vapor d'água (Villela e Mattos, 1975; Garcez e Alvarez, 1988). Segundo Pereira et al. (2002), o vento também atua como transporte advectivo de energia de uma região mais seca para uma região mais úmida, e esta energia é utilizada no processo de evapotranspiração.

Os fatores ligados à vegetação também têm uma grande parcela de influência no processo de evapotranspiração. Em estudos de quantificação da evapotranspiração, principalmente em atividades de agricultura irrigada, a espécie vegetal deve ser levada em consideração, uma vez que variáveis, como a arquitetura foliar (distribuição espacial da folhagem, resistência interna da planta ao transporte de água e outros fatores morfológicos como número, tamanho e distribuição dos estômatos), diferem de planta para planta (Pereira et al., 2002). Isso é determinante na necessidade hídrica de cada espécie de cultura durante o seu estágio de crescimento (Klocke et al., 1996).

Outro fator relacionado à planta que também deve ser levado em consideração é o albedo da vegetação. Este fator influencia diretamente na disponibilidade do saldo de radiação para o processo, pois quanto mais escura for a vegetação, menor será a reflexão dos raios solares incidentes, conseqüentemente maior a absorção, e maior será o saldo de radiação (Pereira et al., 2002). Ainda de acordo aqueles pesquisadores, a intensidade da evapotranspiração ainda é função da profundidade do sistema radicular da planta, pois quanto maior for o sistema radicular maior é o volume de solo explorado pelas raízes, visando o

atendimento da demanda hídrica da atmosfera, da altura e da rugosidade da planta, pois plantas mais altas e mais rugosas interagem mais eficientemente com a atmosfera em movimento, extraindo mais energia do ar, contribuindo para o aumento da evapotranspiração.

Os fatores de gestão das condições ambientais também são relevantes no processo evapotranspirativo. Segundo Allen et al. (1998), fatores como salinidade e fertilidade do solo, solos compactados e quase impermeáveis, controle de pragas e doenças das lavouras e o manejo inadequado dos solos, limitam o desenvolvimento das culturas e pode reduzir consideravelmente a evapotranspiração. Segundo Garcez e Alvarez (1975), a intensidade da evaporação reduz-se com o aumento do teor de sal na água. Em igualdade de condições há uma redução de 2% a 3% da evapotranspiração ao passar da água doce para a água salgada. Pereira et al. (2002), ainda enfatizam os fatores relacionados ao manejo do solo. Ainda de acordo com Pereira et al. (2002), um espaçamento menor resulta numa competição intensa pela água e isto causa o aprofundamento do sistema radicular para aumentar o volume de água absorvido. Outro fator importante é a orientação do plantio, pois culturas plantadas com orientação perpendicular aos ventos predominantes tendem a extrair mais energia do ar que culturas plantadas com orientação paralela.

Dependendo das condições da vegetação, do tamanho da área vegetada e do suprimento de água pelo solo, definem-se situações bem características, tais como, evapotranspiração de referência, de oásis e de cultura.

2.2 – Evapotranspiração de Referência (ET_0)

A evapotranspiração de referência (ET_0) é definida como sendo a quantidade de água removida de uma superfície com características específicas e de acordo com Allen et al. (1998), a superfície de referência é uma área totalmente coberta por uma cultura hipotética, com altura 0,12 m, com resistência estomática fixa em 70 s.m^{-1} , com albedo de 0,23 e sem restrições hídricas. Ainda de acordo com Allen et al. (1998), o conceito de evapotranspiração

de referência foi introduzido para o estudo da demanda evaporativa da atmosfera independentemente do tipo, da fase de desenvolvimento ou do manejo da cultura. Desta forma, os únicos fatores que afetam a evapotranspiração de referência são os elementos atmosféricos. Daí porque a ET_0 é uma variável atmosférica que, a depender da escala temporal de interesse, pode ser computada a partir de dados climáticos.

A estimativa da evapotranspiração de referência foi recentemente padronizada pelo método da FAO Penman-Monteith. Este método foi obtido a partir da equação original de Penman-Monteith e da equação da resistência estomática da superfície (Allen et al., 1998).

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (2.1)$$

onde: ET_0 é a evapotranspiração de referência (mm.dia^{-1}), R_n é o saldo de radiação ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), T é a temperatura média diária a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$), u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (m.s^{-1}), e_s é a pressão de saturação do vapor (kPa), e_a é a pressão real de vapor (kPa), γ é a constante psicrométrica, e Δ é a curva de pressão de vapor ($\text{kPa.}^{\circ}\text{C}$).

2.3 – Evapotranspiração de Oásis

A evapotranspiração de oásis é a quantidade de água utilizada por uma pequena área vegetada (irrigada) que é circundada por uma extensa área seca, de onde provém energia por advecção, aumentando a quantidade de energia disponível (Pereira et al, 2002). Nesta situação a evapotranspiração é maior do que seria na mesma área irrigada num meio vegetado.

2.4 – Evapotranspiração de Cultura

De acordo com definição de Pereira et al. (2002), a evapotranspiração de cultura é a quantidade de água utilizada por uma cultura em qualquer fase do seu desenvolvimento, desde o plantio/semeadura até a colheita.

Allen et al. (1998), subdividem a evapotranspiração de cultura para duas situações distintas: a evapotranspiração de cultura sobre condições padrão e evapotranspiração de cultura sobre condições não-padrão. A evapotranspiração de culturas sobre condições padrão, de acordo com Allen et al. (1998), é a evapotranspiração de culturas livres de pragas e doenças, bem fertilizadas, crescidas em vastos campos, com solos com quantidade de água satisfatória, obtendo produção abundante sobre dadas condições climáticas. Ainda de acordo com Allen et al. (1998), a evapotranspiração de culturas em condições não-padrão é a evapotranspiração de culturas crescidas em condições ambientais que diferem das condições padrão, como por exemplo, cultura atacada por pragas e doenças, solos com salinidade elevada, baixa fertilidade do solo e condições de estresse hídrico que pode resultar numa baixa densidade da planta e reduzir a evapotranspiração.

2.5 – Estimativa da Evapotranspiração

Em atividades em que a água é o recurso natural determinante, como em agricultura irrigada e gestão de recursos hídricos, por exemplo, a estimativa da evapotranspiração é de fundamental importância. De acordo com Medina et al. (1998), a estimativa da evapotranspiração é essencial em planejamento de irrigação, perdas de água de reservatório, previsões de escoamento superficial e em estudo de meteorologia e climatologia.

Em aplicações hidrológicas, de acordo com Wei e Sado (1994), para se utilizar os recursos hídricos com maior precisão, a estimativa da evapotranspiração é indispensável. Para Varejão-Silva (2001), os esforços para quantificar a evapotranspiração, especialmente em hidrologia, são justificados por a mesma representar uma demanda considerável da água do solo vegetado e de reservatórios de água doce, sobretudo pelo fato de a água potável está se tornando cada vez mais escassa.

Em aplicações agrícolas, estas estimativas são ainda mais necessárias, principalmente em regiões áridas ou semi-áridas, onde a disponibilidade hídrica é um fator limitante da

produção agrícola (Varejão-Silva, 2001). Para Moura et al. (1999), a importância da estimativa da evapotranspiração em atividades de agricultura irrigada, se deve ao fato da necessidade de se ter o máximo conhecimento possível da quantidade de água perdida pela cultura, a fim de ser aplicada uma lâmina de irrigação compatível, visto que a reposição dessa água é de fundamental importância para a maximização do rendimento das culturas. Desta forma, o conhecimento da evapotranspiração ou do fluxo convectivo de calor latente contribuirá para uma utilização mais racional da água por determinada cultura em que as fases críticas de desenvolvimento vegetativo e reprodutivo são limitadas pelo fator hídrico (Cunha et al., 2002).

Existem diversos métodos destinados à estimativa da evapotranspiração. Dentre os quais, pode-se mencionar o método do balanço de energia, o método do balanço hídrico no solo, o método da razão de Bowen, o método que se utilizam de lisímetros de pesagem e/ou de drenagem, o método das correlações turbulentas e, mais recentemente as metodologias que usam os recursos radiométricos de imagens de satélites.

2.6 – Método do Balanço de Energia

O método do balanço de energia possibilita a obtenção do fluxo vertical de calor latente (LE) com imagens orbitais, e conseqüentemente da evapotranspiração, através da diferença dos fluxos, também verticais, de calor no solo (G), calor sensível (H) e o saldo de radiação (Rn), conforme a equação 2.4.

Esse método é utilizado pelos principais algoritmos que utilizam dados gerados a partir de imagens de satélites SEBAL (Bastiaanssen, 1995), SEBS (Jia et al., 2003) S-SEBI (Roerink, 2000), dentre outros.

2.7 – Método do Balanço Hídrico no Solo

Segundo Allen et al. (1998), a estimativa da evapotranspiração através do método do balanço hídrico do solo consiste em avaliar o fluxo de água que entra e que sai da zona de

raízes da cultura sobre um determinado período de tempo. O referido método é apresentado na Equação 2.2

$$ET = I + P - RO - DP + CR \pm \Delta SF \pm \Delta SW \quad (2.2)$$

onde I é a irrigação, P é a precipitação, RO é escoamento superficial, DP é a percolação profunda que eventualmente reabastece o lençol freático, CR é ascensão capilar das partes mais rasas do lençol freático para a zona de raízes, ΔSF é a variação da água que flui horizontalmente através do escoamento sub-superficial e ΔSW é a variação do armazenamento num determinado período de tempo.

2.8 – Método da Razão de Bowen

Uma técnica que também merece destaque e que é utilizada por vários pesquisadores para se fazer estimativa dos componentes do balanço de energia e também da evapotranspiração é o método da razão de Bowen (Sauer et al., 1998; Perez et al., 1999; Nagler et al., 2005). A razão de Bowen, β , é a razão entre as densidades do fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente.

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad (2.3)$$

A estimativa da evapotranspiração através deste método, parte da equação do balanço de energia, apresentada a seguir:

$$LE = R_n - G - H \quad (2.4)$$

Dividindo toda a Equação do balanço de energia por LE , e introduzindo a definição da razão de Bowen, β , obtém-se:

$$1 = \frac{R_n}{LE} - \frac{G}{LE} - \beta \quad (2.5)$$

Efetuada as devidas operações matemáticas na Equação (2.5), obtém-se a equação para obtenção da evapotranspiração pelo método da razão de Bowen, apresentada a seguir:

$$E = \frac{1}{L}(Rn - G)/(1 + \beta) \quad (2.6)$$

Segundo Perez et al. (1999), considerando um período de tempo médio de 20 a 60 min existe uma relação empírica entre os fluxos verticais de calor sensível (H) e de calor latente (LE) que pode ser formulada como:

$$H = -\rho_a c_p k_h \frac{\partial T}{\partial z} \text{ e } LE = -\frac{\rho_a c_p}{\gamma} k_v \frac{\partial e}{\partial z} \quad (2.7)$$

e assumindo que $k_h = k_v$ e medindo os gradientes de temperatura e pressão de vapor entre dois níveis dentro da uma camada ajustada à superfície, β é obtido como:

$$\beta = \gamma \frac{\partial T / \partial z}{\partial e / \partial z} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (2.8)$$

onde ΔT e Δe são respectivamente, a diferença de temperatura e a diferença de pressão de vapor medidos a dois níveis e γ é a constante psicrométrica.

2.9 – Lisímetros

A evapotranspiração pode ser medida experimentalmente com bastante precisão através de lisímetros de pesagem (Allen et al., 2002a). Os lisímetros são tanques cheios com solos, onde a cultura se desenvolve com sua zona de raiz isolada do seu meio ambiente. Segundo Allen et al. (1998), os processos que são difíceis de ser medidos são controlados e os diferentes termos da equação do balanço hídrico no solo podem ser determinados com grande precisão. Ainda de acordo com Allen et al. (1998), as perdas de água são diretamente medidas pela troca de massa, e isso proporciona a obtenção da evapotranspiração com uma precisão de alguns centésimos de milímetro, em períodos de tempo considerados curtos como uma hora. Allen et al. (1998) ainda enfatizam que para se obter medidas com uma boa precisão é necessário que a vegetação dentro e imediatamente fora do lisímetro seja perfeitamente emparelhadas (mesma altura e índice de área de folha).

2.10 – Método das Correlações Turbulentas

O método das correlações turbulentas é uma metodologia que visa fazer estimativas dos fluxos de calor sensível, de calor latente ou fluxo de vapor d'água, e do transporte de momentum, baseando-se em séries temporais de medidas de alta frequência de variáveis meteorológicas. A estimativa desses fluxos parte dos conceitos das trocas turbulentas das referidas variáveis entre a superfície e a atmosfera, envolvendo medidas dos desvios da velocidade vertical do vento, da temperatura, da pressão de vapor, dentre outras variáveis (Arya, 1988; Stull, 1988; Sauer et al., 1998; Heikinheimo et al., 1999; Kellomäki e Wang, 1999; Tol et al., 2003).

De acordo com Oke (1978), dispo de uma série temporal das medidas de uma variável qualquer s , o seu valor pode ser estimado pela soma de seu valor médio (\bar{s}) e dos desvios em torno da média s' , ou seja:

$$s = \bar{s} + s' \quad (2.9)$$

Ainda de acordo com (Oke, 1978), as propriedades contidas e então transportadas em um turbilhão ou vórtice são a sua massa (a qual considerando uma unidade de volume é determinado por sua densidade, ρ), sua velocidade vertical (w) e o conteúdo volumétrico de qualquer outra variável (S). Desde que seja possível a obtenção de suas respectivas médias e de seus respectivos desvios, a densidade do fluxo vertical médio de uma variável qualquer (S), transportada em um turbilhão, pode ser escrita de acordo com a Equação 2.10:

$$S = \overline{(\bar{\rho} + \rho')(\bar{w} + w')(\bar{s} + s')} \quad (2.10)$$

Expandindo a Equação 2.10, tem-se:

$$S = \left(\overline{\bar{\rho}ws} + \overline{\bar{\rho}ws'} + \overline{\bar{\rho}w's} + \overline{\bar{\rho}w's'} + \overline{\rho'ws} + \overline{\rho'ws'} + \overline{\rho'w's} + \overline{\rho'w's'} \right) \quad (2.11)$$

Os termos em que aparece a média do desvio de apenas uma variável podem ser desprezados (segundo, terceiro e quinto termos), pois de acordo com as definições das médias

de Reynolds, as médias dos desvios são iguais a zero (Oke, 1978; Stull, 1988). Os termos que envolvem as flutuações de ρ também podem ser desprezados, visto que a densidade do ar é considerada virtualmente constante na atmosfera inferior (sexto, sétimo e oitavo) (Oke, 1978). E, finalmente o primeiro termo também é desprezível, uma vez que se as observações forem restritas a um terreno uniforme, a velocidade vertical do vento sofre poucas variações (Oke, 1978).

Logo, a equação geral do método das correlações turbulentas, pode ser reduzida a:

$$S = \overline{\rho w' s'} \quad (2.12)$$

Note que a barra sobre a densidade ρ , foi desprezada, pois de acordo com Oke (1978), a densidade do ar pode ser considerada constante.

De acordo com Arya (1988), a estimativa do momentum, do fluxo de calor sensível e do o fluxo de vapor d'água, sobre uma superfície homogênea são determinados por:

$$\tau = -\overline{\rho u' w'} \quad (2.13)$$

$$H = \rho c_p \overline{w' T'} \quad (2.14)$$

$$E = \overline{\rho w' q'} \quad (2.15)$$

onde c_p é o calor específico do ar a pressão constante e os termos $\overline{u' w'}$, $\overline{w' T'}$ e $\overline{w' q'}$ são as covariâncias entre a velocidade vertical do vento (w) e a velocidade horizontal (u), a velocidade vertical do vento (w) e a temperatura (T) e entre a velocidade vertical do vento (w) e a umidade específica (q).

De acordo com definição de Stull (1988), a covariância indica o grau de relação comum entre duas variáveis quaisquer, A e B. Assim, a covariância pode ser definida como:

$$\text{cov ar}(A, B) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (A - \bar{A}) \cdot (B - \bar{B}) \quad (2.16)$$

Como o valor de uma grandeza qualquer é dado pela soma entre a sua média e os seus desvios em torno da média, logo as variáveis de A e B podem ser escrita como:

$$A = \bar{A} + a' e \quad B = \bar{B} + b' \quad (2.17)$$

Dessa forma, é possível mostrar que:

$$\text{cov ar}(A, B) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} a' b' = \overline{a' b'} \quad (2.18)$$

Analogamente:

$$\text{cov ar}(u, v) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} u' v' = \overline{u' v'} \quad (2.19)$$

$$\text{cov ar}(w, T) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} w' T' = \overline{w' T'} \quad (2.20)$$

$$\text{cov ar}(w, q) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} w' q' = \overline{w' q'} \quad (2.21)$$

2.11 – Estimativa da Evapotranspiração a partir de dados radiométricos de sensoriamento remoto orbital

De acordo com Allen et al. (2002a), todos os métodos mencionados anteriormente apresentam muita confiabilidade, pois são capazes de oferecerem medidas com boa precisão. Porém, ainda de acordo com Allen et al. (2002a), os mesmos apresentam limitações quando se pretende fazer estimativas da evapotranspiração para grandes áreas, pois essas estimativas feitas com esses métodos são baseadas em dados pontuais para um local específico, e são integradas para a área que envolve o local da medição, levando-se em consideração que a evapotranspiração é uniforme na referida área. O fator complicador é que provavelmente deve existir numa área irrigada com diferentes culturas, com alturas diferenciadas, em diferentes fases fenológicas, com diferentes suprimentos hídricos e todos esses fatores são determinantes na evapotranspiração, o que não é aconselhável considerá-la uniforme em escala regional.

Essas limitações têm motivado a utilização da técnica de sensoriamento remoto através de dados radiométricos obtidos a partir de imagens de satélites, já que os mesmos são

capazes de cobrir grandes áreas, e a obtenção da evapotranspiração em escala regional mostrando variações da mesma dentro de uma grande área já é uma realidade (Medina et al., 1997; Bastiaanssen, 1999; Boegh et al., 2002; Hafeez et al., 2002; Mohamed et al., 2003; Wang et al., 2005; Feitosa, 2005).

O sensoriamento remoto, segundo definição de Florenzano (2002), é a tecnologia que permite obter imagens e outros tipos de dados, da superfície terrestre, através da captação e/ou do registro da energia refletida ou emitida pelos alvos. A origem dessa tecnologia vincula-se ao surgimento das primeiras fotografias aéreas. Já o primeiro satélite lançado com instrumentos meteorológicos foi o Vanguard 2, em fevereiro de 1959 (Kidder & Haar, 1995). Entretanto, nos últimos anos, desde que o primeiro satélite meteorológico foi lançado, a aplicação de dados coletados a partir de sensores remotos, tem se tornado uma ferramenta cada vez mais poderosa e indispensável para estudos da atmosfera da Terra (Kidder & Haar, 1995).

Segundo Moreira (2003), os estudos da viabilidade do uso de sensores a bordo de satélites artificiais para coleta de dados sobre recursos naturais renováveis e não-renováveis da superfície terrestre, foram inicialmente realizados com equipamentos colocados em plataformas tripuladas. Ainda segundo Moreira (2003), a era espacial de satélites artificiais de observação da Terra, para coleta de dados sobre recursos naturais, teve início em 1972, quando os americanos colocaram em órbita o satélite *Earth-1* rebatizado de *Landsat*. Hoje, existe uma variabilidade considerável de satélites que se destinam à prestação destes serviços como o *SPOT*, o *IKONOS*, o *Landsat*, o *Terra* e o *Acqua* e o sino-brasileiro *CBERS*, dentre outros.

Segundo Hafeez et al. (2002), a utilização da técnica de sensoriamento remoto para estimativas da evapotranspiração com larga cobertura espacial é utilizada desde 1990. Desde então, diferentes métodos para o cálculo dos componentes do balanço de energia e, por

consequente da evapotranspiração têm sido desenvolvidos, baseados em relações físicas e/ou empíricas.

Courault et al. (2003) classificam estes métodos em três categorias principais: os métodos empíricos diretos, onde os dados de sensoriamento remoto são introduzidos nos modelos semi-empíricos para estimar evapotranspiração de maneira direta, os métodos indiretos, que usam modelos mais complexos que simulam os diferentes termos do balanço de energia e os métodos residuais do balanço de energia, que fazem estimativas da evapotranspiração como resíduo da equação do balanço de energia e que são a maioria em operação (SEBAL, SEBI, S-SEBI, SEBS, dentre outros).

2.12 – O SEBAL

O SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) é um método que visa fazer estimativas dos componentes do balanço de energia - BE e, por conseguinte, da evapotranspiração, baseado em combinações de relações empíricas e parametrizações físicas (Bastiaanssen et al., 1998a; b). O SEBAL foi desenvolvido por Bastiaanssen (1995), na Holanda. O método faz uso apenas das radiâncias espectrais registrados em sensores de satélites e de um conjunto mínimo de dados meteorológicos de superfície que incluem a velocidade do vento e a temperatura do ar para resolver o balanço de energia à superfície da terra (Courault et al., 2002). Seus produtos principais são: o consumo de água, ou a evapotranspiração real (não a de referência ou potencial) e a produção de biomassa de culturas agrícolas e vegetação nativa, pixel a pixel. Para algumas culturas, o rendimento pode ser deduzido confiantemente através da produção da biomassa (site oficial do SEBAL).

Segundo site oficial do SEBAL, o mesmo é o resultado de 15 anos de pesquisa e validação completa e hoje tem aplicações muito úteis em diversos estudos ambientais como na gestão de recursos hídricos de bacias hidrográficas, na avaliação e administração de lâminas de irrigação e na modelagem hidrológica, só para citar algumas.

A utilidade do SEBAL na gestão de recursos hídricos, segundo informações do site oficial do próprio SEBAL, é que o mesmo é capaz de quantificar as perdas reais de água de uma bacia com alta distribuição espacial e temporal, o que é extremamente necessário em modelagem hidrológica e possibilita uma gestão mais racional de uma bacia hidrográfica. São exemplos de aplicações do SEBAL em estudos de bacias hidrográficas: Bastiaanssen (2000), na Turquia, Kramber et al. (2002), em Idaho, nos Estados Unidos, Mohamed et al. (2003), no Egito, Ayenew (2003), na Etiópia e Bastiaanssen e Ali (2003) no Paquistão.

Outra atividade em que o SEBAL tem sido amplamente aplicado é na agricultura irrigada, onde o mesmo é utilizado em estudos que visam determinar principalmente o consumo hídrico de culturas (evapotranspiração real). Com esse objetivo o SEBAL tem sido aplicado em diversas partes do mundo como em Botsuana (Timmermans e Meijerink, 1999), nas Filipinas (Hafeez et al., 2002), no Sri Lanka (Bastiaanssen e Chandrapala, 2003; Hemakumara et al., 2003; Samarasinghe, 2003). Existem ainda aplicações em estudos nos Estados Unidos (Wang et al., 2004), no Uzbequistão (Chemin et al., 2004), e no Brasil onde o SEBAL tem sido aplicado em vários estudos sobre a área do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, localizado nos sertões dos estados da Bahia e Pernambuco, à margem do Rio São Francisco em torno das cidades de Petrolina-PE e Juazeiro-BA (Lopes, 2003; Bezerra, 2004; Di Pace, 2004; Silva e Bezerra, 2005; Feitosa, 2005; Silva et al., 2005; Bezerra e Silva, 2005).

De acordo com informações do site do SEBAL, a utilidade do referido algoritmo é que o mesmo quando aplicado a imagens de satélites com alta resolução espacial é capaz de determinar a variabilidade espacial da evapotranspiração internamente e entre campos irrigados. E isso é uma informação valiosa, pois, torna-se possível alcançar grande eficiência na lâmina de irrigação, possibilitando assim, que a água seja aplicada uniformemente, nas quantias corretas e nos momentos corretos, principalmente em regiões onde os recursos hídricos são limitados ou caros, como em regiões áridas e semi-áridas.

Na modelagem hidrológica de simulações numéricas que são ferramentas úteis por aumentar a compreensão de sistemas hidrológicos e por avaliar os impactos de políticas de gestão de recursos hídricos, o SEBAL tem se tornado extremamente importante, visto que o mesmo é capaz de descrever a distribuição espaço-temporal da ET e de outros fluxos que são requeridos por estes modelos. Erros na estimativa dessas distribuições quando feitas por outros métodos são comuns, e podem limitar a precisão e a utilidade de qualquer modelo. No entanto, as coberturas de ET geradas pelo SEBAL são mais precisas e espacialmente discretas, que essas geradas através de métodos tradicionais, enquanto reduzem o erro assim e alargado a utilidade de modelos.

Na estimativa do consumo hídrico de culturas, o SEBAL oferece três vantagens distintas quando comparado a outros métodos, principalmente ao método clássico de cálculo da evapotranspiração de culturas (ET_c), baseado no índice de cultura (K_c), e na evapotranspiração de referência (ET_0), onde ET_c é dada pela relação seguinte:

$$ET = K_c \cdot ET_0 \quad (2.22)$$

As referidas vantagens são:

- Não é necessário se saber o tipo de cultura para resolver o balanço de energia;
- A ocupação da área quer seja por água ou por vegetação, é observada diretamente na imagem do satélite de maneira precisa, superando a dificuldade típica de buscar registros precisos de áreas irrigadas e padrões de semeaduras, especialmente para análises históricas;
- O SEBAL computa a evapotranspiração real (ET), inerente aos efeitos de salinidade, irrigação deficitária, pragas e doenças da cultura, porções de planta pobres etc. Estas influências são quase impossíveis de ser consideradas no fator $K_c \cdot ET_0$, padrão para a determinação de ET.

A proposta original do SEBAL (Bastiaanssen, 1998a) foi para aplicações a imagens do Mapeador Temático (*Thematic Mapper*), a bordo do satélite Landsat (Bastiaanssen et al, 1998b; Medina et al., 1998; Bastiaanssen, 2000; Hafeez et al., 2002; Bastiaanssen e Chandrapala, 2003; Lopes, 2003; Di Pace, 2004; Bezerra, 2004; Silva e Bezerra, 2005; Feitosa, 2005; French et al., 2005; Silva et al., 2005). No entanto, o mesmo também tem sido aplicado a dados radiométricos providos de outros sensores como o Terra/MODIS (Hafeez et al., 2002), Terra/ASTER, (Wang et al., 2005; Hafeez et al., 2002) e o NOAA/AVHRR (Timmermans e Meijerink, 1999; Bastiaanssen e Ali, 2003; Hemakumara et al., 2003; Samarasinghe, 2003 e Feitosa, 2005).

A base de formulação do SEBAL é a relação entre as radiâncias espectrais do visível e do infra-vermelho termal de áreas com um contraste hidrológico suficientemente grande (tipos de solos, secos ou irrigados, sem essencialmente ter cobertura vegetativa) (Bastiaanssen et al., 1998a).

A formulação do algoritmo SEBAL teve como objetivo principal suprir a carência de algoritmos para esta aplicação, em escala regional. Pois, de acordo com Bastiaanssen et al. (1998a), os algoritmos clássicos de sensoriamento remoto até então existentes e que eram baseados em medidas de temperatura de superfície em combinação com outros parâmetros hidrometeorológicos espacialmente constantes, eram satisfatórios para avaliar os fluxos de superfície em micro escala, mas para macro escala, os mesmos se mostravam ineficientes. Daí, ainda segundo Bastiaanssen et al. (1998a), a necessidade de algoritmos mais avançados para aplicação em terrenos com diferentes ocupações (solo exposto, vegetação nativa, cultura irrigada) a uma escala maior com paisagens fisiograficamente diferentes.

Ainda segundo Bastiaanssen et al (1998a), outras limitações apresentadas pelos algoritmos que se destinavam a estimativa dos fluxos de balanço de energia utilizando-se de dados de sensoriamento remoto existente até então, é que os mesmos se mostravam

insatisfatórios para lidar com estudos hidrológicos práticos, principalmente em bacias bastante heterogêneas, devido ao seu alto grau de dependência de dados obtidos em superfície. Esses algoritmos apresentarem alguns problemas comuns, dentre os quais se pode mencionar: resultado das variações espaciais do uso do solo, o seu tipo de cobertura, as propriedades físicas do solo e de parâmetros hidrometeorológicos que nem sempre são possíveis de se dispor devido ao limitado número de observações sinóticas; a restrição da disponibilidade de medidas de radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento, no momento da passagem do satélite, haja vista que alguns algoritmos requerem medidas de referência de fluxos à superfície que só são medidos durante estudos de campo.

Ao contrário da maioria desses algoritmos, o SEBAL usa apenas a temperatura da superfície (T_s), reflectância espectral e hemisférica da superfície (ρ_λ), índices de vegetação (IVDN, SAVI, IAF), bem como de suas inter-relações para fazes estimativas dos fluxos de energia à superfície e inferir sobre os largos tipos de superfícies da região de estudo.

O SEBAL faz estimativas de evapotranspiração, a partir do fluxo de calor latente (LE), que é calculado como resíduo da Equação 2.23, que é a equação do balanço de energia, em escala regional:

$$LE = R_n - G - H \quad (2.23)$$

onde R_n é o saldo de radiação à superfície, G é o fluxo de calor no solo e H é o fluxo de calor sensível.

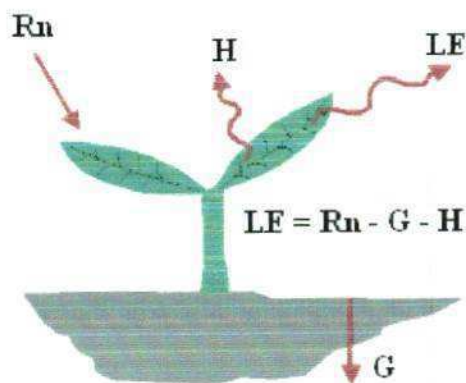


Figura 2.1: - Esquema representativo do balanço de energia sobre culturas à superfície. Fonte: Allen et al., 2002a.

2.13 – Saldo de Radiação (R_n)

O saldo de radiação (R_n) é definido como a diferença entre os fluxos de radiação incidentes, refletidos e/ou emitidos, incluindo ambas as radiações de onda longa e de onda curta à superfície da Terra e representa a principal fonte de energia utilizada pelos processos físicos, químicos, biológicos e meteorológicos à superfície e às camadas inferiores da atmosfera. De acordo com Bisht et al. (2005), o R_n é a quantia chave para a estimativa do balanço de energia e é usado em várias aplicações incluindo monitoramento e previsões climáticas e do tempo e em meteorologia agrícola.

O SEBAL faz o cômputo de R_n através da Equação 2.24.

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (2.24)$$

onde; $R_{s\downarrow}$ é a radiação de onda curta ou solar incidente (W.m^{-2}), o termo $\alpha R_{s\downarrow}$ é a porção da radiação de onda curta refletida pela superfície (W.m^{-2}), α é o albedo da superfície, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície (W.m^{-2}), $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície (W.m^{-2}), o termo $(1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow}$ corresponde a radiação de onda longa refletida e ε_0 é emissividade da superfície, os quais são ilustrados na Figura 2.2.

A radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$) corresponde à radiação solar incidente à superfície, de forma direta (sem interagir com os constituintes atmosféricos) e transmitida pela atmosfera. Ao interagir com a superfície, parte dessa radiação é refletida e a mesma depende diretamente do albedo da superfície (α) que varia com o tipo de alvo sobre o qual essa radiação incide. São exemplos de tipos e condições de superfícies com os quais o albedo varia: o tipo e as condições do solo (textura arenosa, textura argilosa, seco, úmido, exposto ou com cobertura vegetativa), bem com o tipo, fase de desenvolvimento e o porte da vegetação, dentre outros. Na tabela a seguir são mostrados alguns valores médios do albedo de alguns alvos da superfície.

O aquecimento da atmosfera devido a sua interação com a radiação solar, faz com que a mesma emita radiação termal em todas as direções. A porção dessa radiação que é emitida na direção da superfície é chamada de radiação de onda longa incidente, que na Equação 2.24 é representada por $R_{l\downarrow}$.

Tabela 2.1: Albedo de algumas superfícies

Superfícies	Albedo (%)
Solo arado úmido	15
Areia branca	37
Solo escuro	10
Solo claro	27
Água	5
Gramma	24
Algodão	21
Feijão	24

Fonte: Moreira (2003).

A superfície, a exemplo da atmosfera, também sofre aquecimento e também emite radiação, sobretudo a noite, na faixa termal. Esse é o último termo da Equação 2.24 ($R_{l\uparrow}$) e seu cômputo ocorre em função da temperatura do solo (superfície).

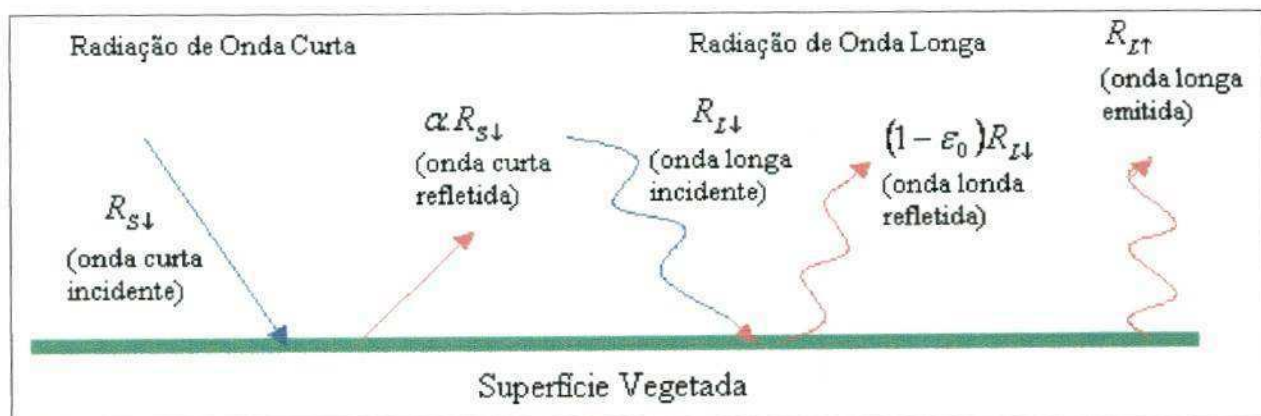


Figura 2.2: Saldo de radiação à superfície. Fonte: <http://www.waterwatch.nl/>

Segundo Allen et al. (2002), o saldo de radiação à superfície normalmente assume valores positivos durante o período diurno e valores negativos durante a noite.

Vários estudos utilizando o SEBAL e dados radiométricos de sensoriamento remoto orbital já foram realizados visando à obtenção do saldo de radiação à superfície em diversas partes do mundo e no Brasil.

Bastiaanssen (2000), utilizando duas imagens Landsat 5-TM em estudo na Turquia, obteve valores instantâneos, para o momento da passagem do satélite, de 374 W.m^{-2} , para cultura de algodão para o dia 26 de junho de 1998 e 273 W.m^{-2} também para algodão no dia 29 de agosto do mesmo ano. No mesmo estudo ainda foram obtidos valores médios diários de 193 W.m^{-2} e 142 W.m^{-2} para 26 de junho e 29 de agosto de 1998, respectivamente.

Em estudo sobre o Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho (PISNC) no Nordeste do Brasil, Lopes (2003) fez estimativas instantâneas com o SEBAL e imagens do Landsat 5-TM, e obteve um valor médio para a cena de 615 W.m^{-2} , para 04 de dezembro de 2000 e 584 W.m^{-2} , para 04 de outubro de 2001. Ainda no mesmo estudo Lopes (2003) obteve um valor instantâneo de 650 W.m^{-2} para uma área irrigada e 420 W.m^{-2} para solo exposto. Também em estudo sobre o PISNC, Bezerra (2004) obteve valores médios de $566,3 \text{ W.m}^{-2}$ para áreas irrigadas com pivô central, $532,6 \text{ W.m}^{-2}$ para solo exposto, $555,6 \text{ W.m}^{-2}$ para vegetação de caatinga e $705,1 \text{ W.m}^{-2}$ para o lago de Sobradinho para o ano de 2000 e $579,9 \text{ W.m}^{-2}$ (pivô

central), 509,9 W.m^{-2} (solo exposto), 550,4 W.m^{-2} (caatinga) e 711,7 W.m^{-2} (lago de Sobradinho), para o ano de 2001, todos valores instantâneos referentes ao instante de passagem do satélite naquelas áreas.

2.14 – Fluxo de Calor no Solo (G)

O fluxo de calor no solo (G) representa o transporte vertical de calor, através do processo de condução, das camadas mais superficiais do solo para as camadas mais profundas, no período diurno, e dessas para a superfície no período noturno.

A inversão no sentido de G se dá em função da inversão da temperatura da superfície da Terra e do interior do solo de um período para o outro. No período diurno, como a superfície da Terra está recebendo uma quantidade de energia maior que as camadas mais internas do solo, devido a incidência da radiação solar, logo o calor flui da superfície para as camadas mais profundas. No período noturno a incidência solar cessa e então a superfície da Terra gradativamente vai se resfriando e as camadas internas do solo passam a ficar mais aquecidas, devido ao calor armazenado no período diurno, conseqüentemente o calor passa a fluir das camadas mais profundas para a superfície.

O fluxo de calor no solo é altamente dependente das condições climáticas e conseqüentemente das condições da superfície (seca ou úmida exposta ou vegetada). Bezerra (2004) em estudo sobre o balanço de energia em áreas irrigadas do Nordeste brasileiro utilizando imagens Landsat 5-TM, encontrou valores de 9% a 12% de R_n , para pivô central (área bem irrigada), no solo exposto, de 20% a 25% e para área de vegetação nativa (caatinga) valores na faixa de 15% a 20%.

A estimativa de G pelo algoritmo SEBAL é feita através de uma relação empírica proposta por Bastiaanssen (2000) (ver capítulo Materiais e Métodos para detalhes), que primeiramente computa a razão G/R_n que, segundo Bastiaanssen et al (1998b), é altamente previsível e determinante de características da vegetação como os índices de vegetação e o

índice de área foliar. Esse cálculo é feito em função da temperatura da superfície, do albedo, do IVDN e do R_n .

2.15 – Fluxo de Calor Sensível (H)

O fluxo de calor sensível (H) corresponde às trocas de calor, sobretudo por convecção, entre a superfície da Terra e as camadas atmosféricas próximas a ela. Essas trocas acontecem fundamentalmente devido a diferença de temperatura entre a superfície e atmosfera. O cálculo de H é feito pelo SEBAL, a partir de valores observados do vento, rugosidade da superfície calculada e a diferença de temperatura superfície-atmosfera, usando um processo iterativo baseado na teoria da similaridade de Monin-Obukhov (Trezza, 2002). O mesmo é calculado em função da diferença de temperatura entre a superfície e as camadas inferiores da atmosfera (dT) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}), que é computada levando em consideração a estabilidade neutra. Os Etapas para obtenção de H e da resistência aerodinâmica são detalhados no capítulo Materiais e Métodos.

Para efetuar o cálculo de H , o SEBAL parte da escolha de dois “pixels âncora”, na cena estudada, os quais são denominados pela literatura como pixels “frio” e “quente”, para definir uma relação linear entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar próximo a superfície (dT). Desse modo, tem sido considerado que os valores de H e dT são iguais a zero para o pixel frio e LE , e consequentemente ET também são iguais a zero para o pixel quente (Bastiaanssen et al., 1998a;b; Bezerra, 2004; Feitosa, 2005; Silva e Bezerra, 2005).

No entanto, em estudo sobre a região sul do estado de Idaho, Estados Unidos, Trezza (2002), propôs algumas modificações quanto aos valores dos fluxos de energia em ambos os pixels. Para o pixel frio a modificação principal foi considerar que os valores de H e dT não são nulos e a evapotranspiração real do mesmo, ET_{frio} , é considerada como sendo 5% maior que a evapotranspiração de referência, ET_0 , ou seja, $ET_{frio} = 1,05 \cdot ET_0$ uma vez que o pixel frio foi escolhido em uma área bem irrigada e com completa cobertura vegetativa. Desta forma, o

valor de H para o pixel frio é dado pela diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor latente, todos do pixel frio (ver Materiais e Métodos, para detalhes). Ainda de acordo com Trezza (2002), o acréscimo de 5% na evapotranspiração de referência pode ser explicado se levar em consideração diversos possíveis cenários, tais como: o pixel representar uma área de alfafa com superfície foliar úmida e/ou o solo correspondente ao pixel e adjacente a ele esteja bastante úmido; a cultura do pixel pode ser diferente de alfafa, como milho, por exemplo, com pequena resistência aerodinâmica a evapotranspiração; características da cultura (fisiológica, com grau de controle estomático e/ou anatômico, com altura considerável e com boa densidade).

Ainda segundo Trezza (2002), a vantagem de se calcular ET_{frio} a partir de ET é que a estimativa de ET é que a mesma fica fortemente relacionada com parâmetros meteorológicos como a velocidade do vento, a radiação solar e a umidade locais.

O pixel quente, de acordo com a proposta original do SEBAL, é um pixel onde a energia disponível é totalmente convertida em fluxo de calor sensível, que por sua vez, é obtido pela expressão $H = R_n - G$. Trezza (2002) chama a atenção quanto ao critério para a escolha do pixel. Ainda segundo ele, áreas como asfalto, desertos com vegetação esparsa dentre outras, se escolhidas podem gerar muitas incertezas quanto ao cálculo de G e, conseqüentemente, comprometer a acurácia das estimativas. Em seu trabalho, Trezza (2002) escolheu o pixel quente em áreas de solo exposto agricultável, ou seja, uma área que estava sendo preparada para plantio.

Ao contrário de Bastiaanssen et al. (1998a), Bezerra (2004), Feitosa (2005), que consideraram a evapotranspiração do pixel quente como sendo nulo ($ET_{\text{quente}} = 0$), Trezza (2002) faz uma restrição quanto a possibilidade de ter ocorrido chuvas na área de interesse em dias que antecederam a passagem do satélite. Neste caso, o mesmo propõe um balanço hídrico, baseado na fração de evapotranspiração máxima, que considerou sendo igual a 1,05,

isto é, considerando a máxima evapotranspiração da cena a ET do pixel frio e do coeficiente de redução de evaporação que é dependente da profundidade cumulativa de água evaporada. Neste caso, a ET_{quente} não é considerada nula.

2.16 – Fluxo de Calor Latente (LE)

O fluxo de calor latente (LE) corresponde à porção de energia de R_n que é utilizado no processo de evaporação de superfícies e na transpiração das plantas. Segundo Bastiaanssen et al. (1998a), o LE liberado no processo evaporativo é de fundamental importância para diversos processos atmosféricos uma vez que a intensificação ou dissipação de um sistema, como um ciclone, por exemplo, depende da disponibilidade de LE na região em que o mesmo se desenvolve. Dessa forma, o seu conhecimento é de extrema importância em atividades como previsão de tempo e clima e modelagem atmosférica.

Também tem aplicações potenciais em estudos de hidrologia, como gestão de recursos hídricos de uma bacia hidrográfica e em estudos agrícolas onde a estimativa do mesmo é o ponto de partida para estimativas de evapotranspiração e manejo de irrigação.

O SEBAL, assim como outros algoritmos que se utilizam de dados radiométricos de sensoriamento remoto orbital (SEBI, SEBS, S-SEBI), faz o seu cômputo como resíduo da equação do balanço de energia, isto pela diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível.

2.17 – O Programa Landsat e o Sensor TM (*Thematic Mapper*)

A era Landsat teve início em 23 de julho de 1972, com o lançamento do Landsat 1, originalmente chamado de ERTS (Earth Resources Technological Satellite), pela NASA (*National Aeronautics and Spcel Administration*). O objetivo principal do programa Landsat foi a aquisição de dados espaciais e temporais da superfície da Terra, de forma global, contínua e repetitiva (Feitosa, 2005). O sistema Landsat é composto de uma série de 7

satélites lançados em intervalos de 3 a 4 anos, sendo que o Landsat 6 fracassou durante o lançamento. A Tabela 2.2 apresenta um resumo da história do Programa Landsat.

Tabela 2.2 – Resumo do Programa Landsat

Satélite	Data de Lançamento	Sensor a Bordo	Término da Operação
Landsat 1	23 de Julho de 1972	MSS e RBV	Janeiro de 1978
Landsat 2	22 de Janeiro de 1975	MSS e RBV	Julho de 1983
Landsat 3	05 de Março de 1978	MSS e RBV	Setembro de 1983
Landsat 4	16 de Julho de 1982	TM e MSS	Setembro de 1984
Landsat 5	01 de Março de 1985	TM e MSS	Em atividade
Landsat 6	05 de Outubro de 1993	ETM	Fracassou
Landsat 7	05 de Abril de 1999	ETM ⁺	Mai de 2003

Fonte: NASA, 2002, citada por Feitosa, 2005.

O Landsat 5, que porta o sensor TM responsável pelas imagens utilizadas no presente estudo, foi lançado em março de 1984, e desde então até os presentes dias se encontra em atividade. Após ser posto em órbita, foi operado inicialmente pela NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Em setembro de 1985 sua operação passou para uma empresa privada, a EOSAT (Earth Observation Satellite), hoje conhecida como Space Imagine. Em julho de 2001, o Landsat 5 e seus arquivos inteiros voltaram ao controle estatal do governo americano e operado pela USGS (U. S. Geological Survey) (Chander e Markham, 2003).

A órbita do Landsat 5 é quase polar, heliossíncrona e ocorre a uma altitude de 705 km, cruzando o equador de Norte para Sul, o que significa dizer que o mesmo opera numa órbita descendente, sempre imageando cada região às 9:45 h (hora solar local). O mesmo tem um tempo de percurso de órbita de 98,2 minutos, realizando 14 órbitas por dia, com tempo de revisita de 16 dias (Garcia, 1982).

O sensor TM (*Thematic Mapper*), foi colocado em órbita, em 1982, fazendo parte da carga útil dos satélites Landsat – 4 e 5, conforme pode ser observado na Tabela 2.2. O TM opera em sete bandas espectrais, sendo três na região do visível, três na região do

infravermelho (IV) refletido e uma na região do IV termal. A largura da faixa imageada é de 185 km x 185 km com resolução espacial nas regiões do visível e infravermelho refletido de 30 m x 30 m e na região do termal é de 120 m x 120 m. A Tabela 2.3 apresenta um resumo das características das 7 bandas que compõem o TM.

Tabela 2.3 – Características espectrais e espaciais do sensor TM e suas aplicações

Banda	Faixa Espectral (μm)	Região do Espectro	Resolução Espacial (m x m)	Principais Aplicações
1	0,45 – 0,52	Azul	30	Altamente absorvida por corpos d'água e sensível a pluma de fumaças oriundas de queimadas e atividades industriais
2	0,52 – 0,60	Verde	30	Altamente absorvida por corpos d'água, porém apresenta sensibilidade a sedimentos em suspensão
3	0,63 – 0,69	Vermelho	30	Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal, permitindo diferenciação entre espécies e identificação de áreas agrícolas.
4	0,76 – 0,90	IV Próximo	30	Apresenta sensibilidade à rugosidade do dossel florestal. Permite o mapeamento de áreas de queimadas e áreas agrícolas.
5	1,55 – 1,75	IV Médio	30	Sensível ao teor de umidade da vegetação, sendo bastante útil no monitoramento de estresse hídricos de culturas.
6	10,4 – 12,5	IV Termal	120	Apresenta sensibilidade quanto aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, sendo usado para a determinação da temperatura da superfície.
7	2,08 – 2,35	IV Médio	30	Altamente sensível à morfologia de terrenos, permitindo obter informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia.

Fonte: Engesat (2001) e Moreira (2003)

3. – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 – Área de estudo

A área estudada no presente trabalho foi parte da microrregião do Cariri do estado do Ceará abrangendo territórios dos municípios de Barbalha, Crato e Juazeiro do Norte, conforme ilustra a Figura 3.1, mais parte da reserva florestal da Chapada do Araripe.



Figura 3.1: Mapa do Estado do Ceará, com destaque para os municípios de Barbalho (Azul), Crato (amarelo) e Juazeiro do Norte (Vermelho).

O clima da região, de acordo com a classificação climática de Thornthwaith e Mather (1955), citada por Borges (2002) e Rodrigues (2003), é do tipo $C_1S_2A'a'$, o que implica em

um clima sub-úmido, com pequeno excesso hídrico durante a estação chuvosa, megatérmico e com vegetação durante o ano.

3.2 – Dados radiométricos

A estimativa da evapotranspiração diária foi feita a partir de imagens geradas pelo sensor TM (*Thematic Mapper*), que se encontra a bordo do satélite Landsat 5, adquiridas junto à DGI (Divisão de Geração de Imagens) do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).

As imagens utilizadas foram da órbita/ponto 217/065 nos dias 29 de setembro de 2005, dia do ano (DA = 272), 15 de outubro de 2005, DA = 272, 31 de outubro de 2005, DA = 304 e 16 de novembro de 2005, DA = 320.

3.3 – Processamento das imagens

O processamento das imagens foi executado com a ferramenta *Model Maker* do software *ERDAS Imagine* versão 8.5.

3.4 – Algoritmo utilizado

O algoritmo utilizado para obtenção da estimativa da evapotranspiração diária foi o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), cujas etapas computacionais para a obtenção dos componentes do BE e da evapotranspiração são apresentados no fluxograma da Figura 3.2 e detalhadas na seqüência.

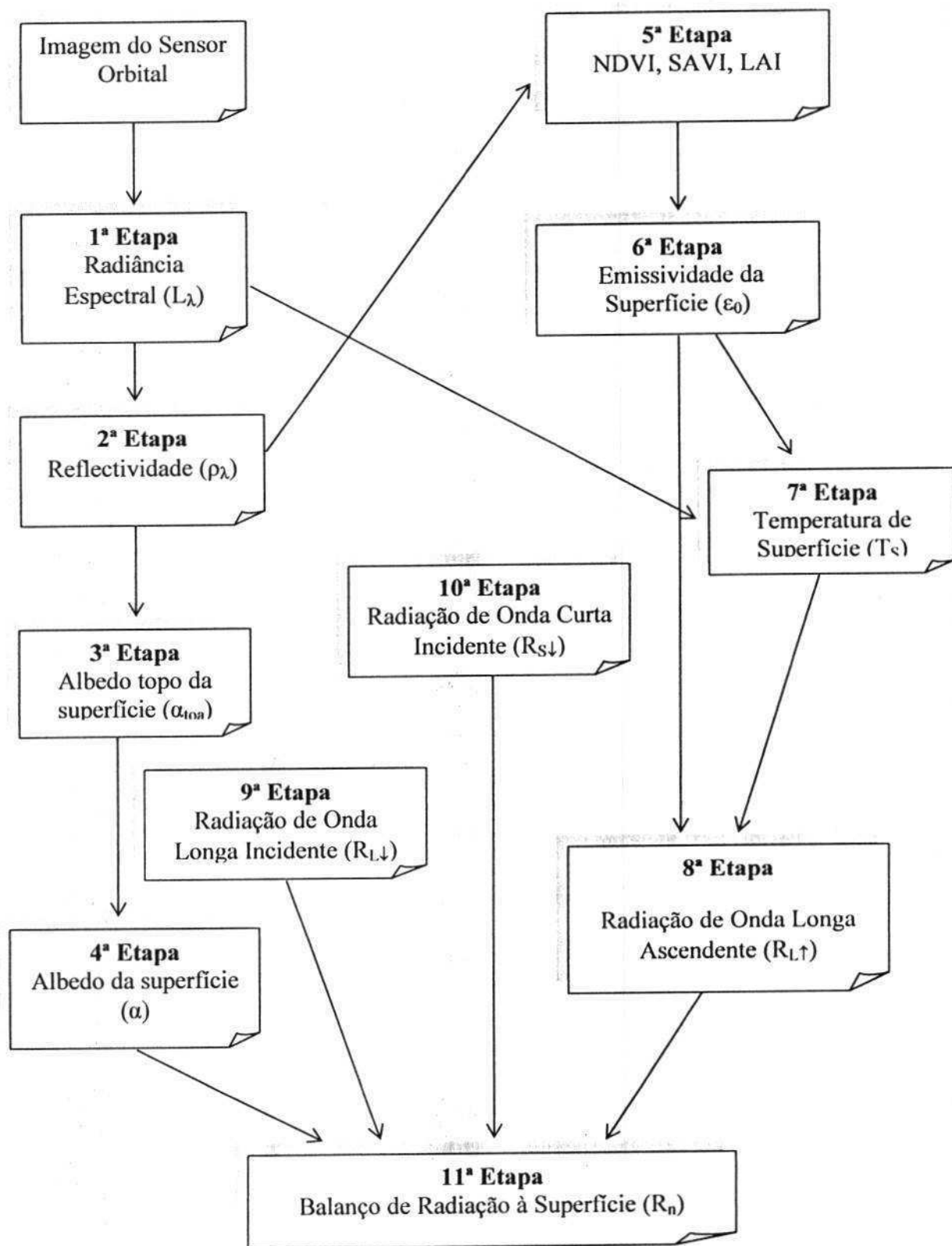


Figura 3.2 – Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação à superfície (R_n)

onde: α é o albedo da superfície, $R_{s\downarrow}$ é a radiação solar incidente, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa (termal) emitida pela atmosfera na direção da superfície, $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa (termal) emitida pela superfície e ϵ_0 é a emissividade da superfície.

3.4.1 – 1ª Etapa – Calibração Radiométrica (L_λ)

O primeiro Etapa computacional do SEBAL é a obtenção da calibração radiométrica ou radiância espectral, (L_λ), que foi calculada:

$$L_\lambda = \left(\frac{L_{MAX} - L_{MIN}}{255} \right) \times DN - L_{MIN} \quad (3.1)$$

onde: DN é o número digital de cada pixel da imagem, L_{MAX} e L_{MIN} são as constantes de calibração espectral do sensor, cujos valores para o Landsat 5-TM e utilizados neste estudo, segundo Chander e Markham (2003), são apresentados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Constantes de calibração do Landsat 5-TM

Banda	L_{MIN} ($W.m^{-2}.ster^{-1}.\mu m^{-1}$)	L_{MAX} ($W.m^{-2}.ster^{-1}.\mu m^{-1}$)
1	-1.52	193.0
2	-2.84	365.0
3	-1.17	264.0
4	-1.51	221.0
5	-0.37	30.2
6	1.2378	15.303
7	-0.15	16.5

3.4.2 – 2ª Etapa – Reflectância Monocromática (ρ_λ)

Em seguida, calculou-se a reflectância monocromática (ρ_λ), que é a razão entre a radiação solar refletida e incidente em cada pixel. Em outras palavras ρ_λ representa a porção da radiação solar de cada banda que é refletida. O seu cômputo foi obtido pela equação (Allen et al., 2002a):

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda}}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos \theta \cdot d_r} \quad (3.2)$$

onde L_{λ} é a radiância espectral, computadas no 1º Etapa; $ESUN_{\lambda}$ é a constante solar monocromática associada a cada banda do TM – Landsat 5, cujos valores válidos para dados radiométricos gerados pelo Landsat 5 após 5 de maio de 2003, de acordo com Chander e Markham (2003), estão apresentados na Tabela 3.2; θ é o ângulo zenital do Sol; e d_r é o inverso do quadrado da distância Terra-Sol, que é obtida pela Equação 3.3.

Tabela 3.2: Valores do $ESUN_{\lambda}$ ($W m^{-2} \mu m^{-1}$) válidos para o Landsat 5

	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
Landsat 5	1967	1826	1554	1036	215.0	-	80.67

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(DA \frac{2\pi}{365}\right) \quad (3.3)$$

onde DA é o dia do ano que foram obtidos os dados radiométricos (imagem de satélite), cujos valores correspondentes ao dia da geração das imagens, bem como o d_r e o $\cos \theta$, para os respectivos dias são apresentados na Tabela 3.3:

Tabela 3.3: Datas das imagens, seus respectivos DJ, d_r e $\cos \theta$.

Data da imagem	DJ	d_r	$\cos \theta$
29/09/2005	272	0,999	0,883
15/10/2005	288	1,008	0,897
31/10/2005	304	1.016	0,896
16/11/2005	320	1,024	0,885

3.4.3 – 3ª Etapa – Albedo Planetário ou Albedo do Topo da Atmosfera

O cálculo do albedo no topo da atmosfera foi feito através de uma combinação linear das reflectâncias espectrais (ρ_{λ}), calculados na 2º Etapa, e o coeficiente de regressão (π_{λ}), para cada banda de acordo com a equação 3.4.

$$\alpha_{toa} = (\varpi_1 \times \rho_1) + (\varpi_2 \times \rho_2) + (\varpi_3 \times \rho_3) + (\varpi_4 \times \rho_4) + (\varpi_5 \times \rho_5) + (\varpi_7 \times \rho_7) \quad (3.4)$$

Os coeficientes de regressão linear da equação anterior ($\varpi_1, \varpi_2, \dots, \varpi_7$), são calculados pela equação 3.5.

$$\varpi_\lambda = \frac{ESUN_\lambda}{\sum ESUN_\lambda} \quad (3.5)$$

Para o Landsat 5-TM, os valores de ϖ_λ , são apresentados na tabela seguinte:

Tabela 3.4: - Coeficientes de regressão linear de cada banda para o cômputo do albedo do topo da atmosfera

	ϖ_1	ϖ_2	ϖ_3	ϖ_4	ϖ_5	ϖ_6	ϖ_7
Landsat 5-TM	0.293	0.274	0.233	0.157	0.033	-	0.011

Fonte: Allen et al. (2002)

3.4.4 – 4ª Etapa – Albedo da Superfície

A obtenção do albedo da superfície ou albedo corrigido, que é um primeiro termo do balanço de radiação que é computado foi através da equação seguinte:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path_radiance}}{\tau_{sw}^2} \quad (3.6)$$

onde α_{toa} é o albedo planetário, computado na 3ª etapa, $\alpha_{path_radiance}$ é a porção da radiação solar refletida pela atmosfera que neste trabalho foi considerada igual a 0,03 (Bastiaanssen, 2000) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica que é definida como a fração da radiação solar incidente que é transmitida pela atmosfera e representa o seu efeito de absorção e reflexão (Allen et al., 2002a). A transmissividade atmosférica foi computada em função da altitude local (z), conforme a equação:

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (3.7)$$

Para o local estudado $z = 389$ m, o que implicou em transmissividade $\tau_{sw} = 0,7578$.

3.4.5 – 5ª Etapa – Índices de Vegetação (IVDN, IVAS) e o Índice de Área Foliar (IAF)

O IVDN – Índice de vegetação da diferença normalizada, que é um indicativo das condições, da densidade e porte da vegetação, foi obtido através da razão entre a diferença das reflectâncias do infravermelho próximo (ρ_4) e do vermelho (ρ_3) e a soma das mesmas reflectâncias conforme equação (Allen et al., 2002a):

$$IVDN = (\rho_4 - \rho_3) / (\rho_4 + \rho_3) \quad (3.8)$$

O IVAS é um índice de vegetação que visa amenizar os efeitos de “background” do solo e foi obtido através da equação (Huete, 1988):

$$IVAS = (1 + L)(\rho_4 - \rho_3) / (L + \rho_4 + \rho_3) \quad (3.9)$$

onde L é um fator de ajuste ao solo e que neste estudo foi considerado como sendo igual a 0,1.

O cômputo do IAF, que representa a razão entre a área total de todas as folhas contidas em dado pixel, pela área do pixel, foi feito por equação empírica obtida por Allen et al. (2002):

$$IAF = \frac{\ln\left(\frac{0,69 - IVAS}{0,59}\right)}{0,91} \quad (3.10)$$

3.4.6 – 6ª Etapa - Emissividades

O cálculo da temperatura da superfície foi feito através da equação de Planck invertida, proposta para um corpo negro, para o qual a emissividade é igual a 1. Evidentemente, como cada pixel não constitui um corpo negro, há necessidade de se estabelecer a sua emissividade no domínio espectral da banda termal - ϵ_{NB} , para fins do cômputo da T_s , bem como no cômputo da radiação de onda longa emitida pela superfície, que nesse caso foi considerada a emissividade da banda larga ϵ_0 (6 – 14 μm).

O cômputo de ambas as emissividades foi feito através das equações seguintes em função do IAF:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331.IAF \quad (3.11a)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01.IAF \quad (3.11b)$$

Foram considerados $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ quando $IAF \geq 3$, e para $IVDN < 0$, caso de corpos de água, considerou-se $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$, de acordo com proposta de Allen et al. (2002).

3.4.7 – 7ª Etapa – Temperatura da Superfície (Ts)

A obtenção de Ts, como já foi mencionado foi feita através da equação de Planck invertida, em função da radiância espectral da banda termal $L_{\lambda,6}$ e da emissividade obtida pela equação 3.11a.

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (K) \quad (3.12)$$

3.4.8 – 8ª Etapa – Radiação de Onda Longa Emitida ($R_{L\uparrow}$)

O terceiro termo do balanço de radiação calculado pelo SEBAL é o fluxo de radiação termal emitida pela superfície. O seu cômputo é feito pela equação de Stefan-Boltzmann, em função da temperatura e da emissividade da superfície.

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (W.m^{-2}) \quad (3.13)$$

onde: σ é constante de Boltzmann ($5,67.10^{-8} W.m^{-2}K^{-4}$) e os outros já foram definidos anteriormente.

3.4.9 – 9ª Etapa – Radiação de Onda Longa Incidente ($R_{L\downarrow}$)

A exemplo da $R_{s\uparrow}$, a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície ($W m^{-2}$) também é calculada pela equação de Stefan-Boltzmann, em função da emissividade do ar que foi obtida pela equação 3.16 e da temperatura do ar (T_a), obtida junto a Estação Meteorológica da Embrapa, na área de estudo:

$$R_{l,\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (3.14)$$

e ε_a foi obtido por:

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (3.15)$$

Na tabela seguinte estão apresentados os valores de $R_{L\downarrow}$ para as datas estudadas

3.4.10 – 10ª Etapa – Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{s\downarrow}$)

O segundo termo do balanço de radiação é a radiação de onda curta incidente $R_{s\downarrow}$, que foi calculado pela equação a seguir:

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (3.16)$$

onde G_{sc} é a constante solar (1367 W m^{-2}) e os demais termos já foram previamente definidos.

Tabela 3.5: Valores da Radiação de onda curta incidente à superfície nas datas estudadas

Datas estudadas	$R_{s\downarrow}$ (W m^{-2})
29/10/2005	913,8
15/10/2005	936,6
31/10/2005	943,0
16/11/2005	938,8

3.4.11 – 11ª Etapa – Saldo de Radiação (R_n)

O saldo de radiação, como já mencionado, foi obtido pela equação 3.17

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{l,\downarrow} - R_{l,\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (3.17)$$

3.4.12 – Fluxo de Calor no solo (G)

O valor de G foi obtido segundo a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038 \cdot \alpha + 0,0074 \cdot \alpha^2) (1 - 0,98 \cdot IVDN^4) \right] \cdot R_n \quad \text{W.m}^{-2} \quad (3.18)$$

onde T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$), α é o albedo da superfície, obtido no 4ª Etapa, IVDN é o índice de vegetação da diferença normalizada e R_n é o saldo de radiação. Para corpos de água, onde o IVDN < 0 , considerou-se $G = 0,3 \cdot R_n$. É importante registrar que há necessidade de estudos específicos para melhor definir essa relação em diferentes reservatórios do Nordeste do Brasil.

3.4.13 – Fluxo de Calor Sensível (H)

O fluxo de calor sensível H (W m^{-2}) constitui, possivelmente, a etapa computacional do SEBAL que requer uma maior atenção, visto que envolve uma série de considerações e pressupostos e, desta forma, fazendo-os de maneira equivocada pode incorrer em erros grosseiros. A estimativa de H é feita com base na velocidade do vento e temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície segundo Bastiaanssen (1998a) e equação:

$$H = (\rho \times c_p \times dT) / r_{ah} \quad (3.19)$$

onde ρ é a densidade do ar úmido (Kg m^{-3}), que neste estudo foi utilizada $\rho = 1,15 \text{ kgm}^{-3}$, c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), dT é a diferença de temperatura entre dois níveis próximos à superfície e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor s.m^{-1} .

Um esquema representativo do resumo das etapas computacionais para o cálculo de H é apresentado na Figura 3.3. Como mencionado no capítulo anterior, o SEBAL, para o cômputo de H , requer a escolha de dois pixels na cena denominados “pixels âncoras”, para se determinar a variação de temperatura (dT), entre dois níveis de referência, bem como a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) pixel a pixel, isto é, para toda a cena.

Inicialmente, conforme ilustração da Figura 3.3, são colhidas as informações da estação meteorológica local, ou seja, a velocidade do vento u (m.s^{-1}) e a altura média da

vegetação h , em metros (m). A primeira etapa consiste na obtenção do coeficiente de rugosidade z_{0m} da estação meteorológica que é calculado em função da altura média da vegetação, segundo equação de Brutsaert (1982):

$$z_{0m} = 0,12.h \quad (3.20)$$

Nesta pesquisa os dados foram coletados em experimento conduzido sobre uma cultura de algodão. No entanto para cada dia estudado usou-se a altura média da cultura medida a cada 20 dias. As alturas utilizadas foram de $h = 24,0$ cm, para o dia 272, $57,5$ cm para o dia 288, $84,5$ cm para os dias 304 e 320.

Em seguida foi computada a velocidade de fricção u_* ($m.s^{-1}$) pelo perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (3.21)$$

onde k é a constante de von Karman ($K = 0,41$), u_x é a velocidade do vento ($m.s^{-1}$) na altura z_x , que para esse estudo foram de $2,54$ m, em 272, $2,87$ m em 288 e $3,15$ m em 304 e 320 e z_{0m} é a coeficiente de rugosidade (m). A velocidade do vento, u_x , utilizadas no estudo são apresentadas na Tabela 3.6. As mesmas são do momento da passagem do satélite.

Tabela 3.6 – Velocidade do vento para o momento da passagem do satélite

DATAS DAS IMAGENS	VELOCIDADE DO VENTO ($m.s^{-1}$)
29/09/2005	2,18
15/10/2005	3,18
31/10/2005	2,08
16/11/2005	2,01

Fonte: Embrapa-Algodão

Ainda considerando-se a atmosfera em equilíbrio neutro, foi estimada a velocidade do vento, para o nível de 100 m, u_{100} (ms^{-1}) (*blending height*), onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, ou seja:

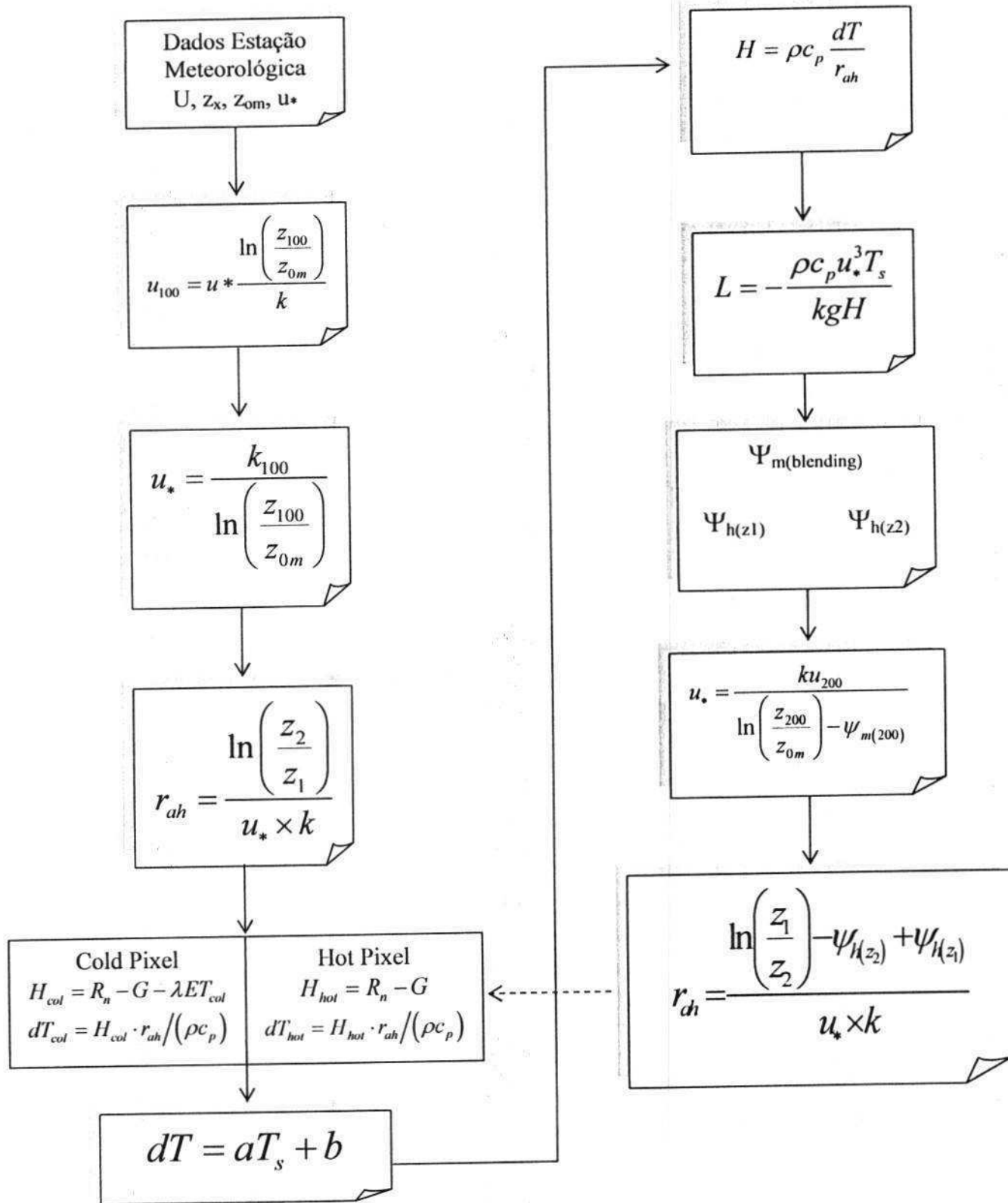


Figura 3.3 - Fluxograma das etapas para obtenção do fluxo de calor sensível.

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (3.22)$$

Levando-se em conta a hipótese de que u_{100} é constante para toda a cena estudada, foi obtido a velocidade de fricção u_* ($m s^{-1}$) para cada pixel, através de:

$$u_* = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \quad (3.23)$$

onde z_{0m} (m) foi obtido, em cada pixel, em função do IVAS, segundo equação proposta por Bastiaanssen (2000):

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62.IVAS) \quad (3.24)$$

De posse dos valores de u_* , pixel a pixel, foi estimada a resistência aerodinâmica r_{ah} ($s m^{-1}$) admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra pela seguinte equação

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (3.25)$$

onde z_1 e z_2 são as alturas, medidas em metros acima da superfície, as quais foram consideradas neste estudo como sendo, $z_1 = 0,1$ m e $z_2 = 2,0$ m e k é a constante de von Karman.

A Etapa seguinte foi o cômputo da diferença de temperatura próxima à superfície dT ($^{\circ}C$) para cada pixel, que é computada através da relação linear entre dT e T_s , conforme equação:

$$dT = a + bT_s \quad (3.26)$$

onde a e b são coeficientes da relação linear e foram obtidas a partir dos pixels âncoras (quente e frio).

O pixel “frio” encontra-se numa área de floresta, onde se assumiu que o fluxo de calor sensível é nulo, e o fluxo de calor latente é máximo e dado pela diferença entre o R_n e o G .

$$LE_{frio} = Rn_{frio} - G_{frio} \quad (3.27)$$

Dessa forma, a diferença de temperatura do pixel frio é nula.

Para o pixel quente considerou-se que o fluxo de calor latente é nulo e o fluxo de calor sensível é máximo e dado pela relação $H_{quente} = Rn_{quente} - G_{quente}$. Já a diferença de temperatura do pixel quente é dada por:

$$dT = H_{quente} \cdot r_{ah} / \rho \cdot c_p \quad (3.28)$$

O valor H obtido inicialmente, para cada pixel, não é adequado e serve apenas com valor inicial de um processo iterativo que visa a cada iteração, refiná-lo considerando efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel.

Nesse sentido, o comprimento de Monin-Obukhov L (m) é utilizado para definir as condições de estabilidade da atmosfera e é computado em função dos fluxos de calor e de momentum pela seguinte expressão (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002a):

$$L = - \frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{k \cdot g \cdot H} \quad (3.29)$$

onde ρ , c_p já foram definidos anteriormente, u_* é a velocidade de fricção de cada pixel das imagens $m \cdot s^{-1}$, T_s é a temperatura da superfície (K) em cada pixel, g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \cdot m \cdot s^{-2}$) e H é o primeiro valor obtido do fluxo de calor sensível ($W \cdot m^{-2}$), pixel a pixel, considerando a condição de neutralidade. Os valores de L definem as condições de estabilidade obedecendo aos seguintes critérios: se $L < 0$, isso implica em uma atmosfera considerada instável; se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável e se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h) deverão ser considerados. Para isto, utiliza-se das formulações (Bastiaanssen, 1995, Morse et al., 2000; Allen et al., 2002a; Bezerra, 2004; Feitosa, 2005):

1. Quando $L < 0$ (condição de instabilidade) tem-se que:

$$\psi_{m(100m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}^2}{2}\right) - 2 \arctg(x_{(100m)}) + 0,5 \pi \quad (3.30a)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (3.30b)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (3.30c)$$

onde:

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16 \frac{100}{L}\right)^{0,25} \quad (3.31a)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (3.31b)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (3.31c)$$

Quando $L > 0$ (condição de estabilidade):

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{100}{L}\right) \quad (3.32a)$$

$$\psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (3.32b)$$

$$\psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (3.32c)$$

1) Quando $L = 0$ (condição de neutralidade): $\psi_m = 0$ e $\psi_h = 0$.

O valor corrigido da velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) é dado por:

$$u_* = \frac{u_{100} \cdot k}{\ln \left(\frac{100}{z_{0m}} \right) - \psi_{m(100m)}} \quad (3.33)$$

onde u_{100} é a velocidade do vento a 100 m (ms^{-1}), k é a constante de von Karman, z_{0m} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\psi_{m(100m)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100 m.

De posse dos valores corrigidos de u_* , foi computado o valor corrigido da resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (s m^{-1}) através da seguinte equação (Bastiaanssen, 1995, Morse et al., 2000; Allen et al., 2002a; Bezerra, 2004; Feitosa, 2005):

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (3.34)$$

onde $z_2 = 2,0$ m, $z_1 = 0,1$ m, e $\psi_{h(z_2)}$ e $\psi_{h(z_1)}$ são as correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Obtido os valores desses parâmetros retornou-se ao cômputo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obtenha estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura (dT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}) para o pixel quente.

3.2.14 - Fluxo de Calor Latente

O fluxo de calor latente LE ($W m^{-2}$) foi obtido pela simples diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível:

$$LE = R_n - G - H \quad (3.35)$$

onde LE é o valor do fluxo de calor latente instantâneo, ou seja, seu valor no momento da passagem do satélite e os demais termos já foram definidos.

3.2.15 – Evapotranspiração Diária ($mm.dia^{-1}$)

Para a obtenção da evapotranspiração diária, a primeira etapa foi calcular a evapotranspiração horária ET_H , dada pela razão entre o fluxo de calor latente, LE , obtido pela equação 3.33 e o calor latente de vaporização da água ($L = 2,45 \times 10^6 J kg^{-1}$), multiplicada por 3600, que um fator de conversão de valor instantâneo para valor horário, conforme equação (Allen et al., 2002a, Trezza, 2002):

$$ET_H = 3600 \cdot \frac{LE}{L} \quad (3.36)$$

Em seguida, foi obtida através da equação 3.35, a fração da evapotranspiração de referência horária, FET_{0_H} que de acordo com Trezza (2002) é relativamente constante em todo o período diurno.

$$FET_{0_H} = \frac{ET_H}{ET_{0_H}} \quad (3.37)$$

onde ET_{0_H} é a evapotranspiração de referência horária.

Considerando que o valor da $FET_{0_H} = FET_{0_24}$, tem-se:

$$FET_{0_H} = FET_{0_24} = \frac{ET_H}{ET_0} = \frac{ET_{24}}{ET_{0_24}} \quad (3.38)$$

Dessa forma, a evapotranspiração acumulada diária foi calculada pela equação 3.39, conforme Trezza (2002):

$$ET = FET_{0_24} \cdot ET_{0_24} \quad (3.39)$$

Tanto a evapotranspiração de referência diária, ET_{0_24} , e a evapotranspiração de referência horária, ET_{0_H} , foram calculadas usando o método da FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998), com dados da estação da Embrapa-Algodão. Os valores de ET_{0_H} foram calculados no intervalo de 9h e 10h (tempo legal local), intervalo de tempo que compreende a passagem do satélite.

3.2.16 – Dados para validação do SEBAL

Os dados de R_n , G , H , LE e ET , utilizados para a validação do algoritmo SEBAL, bem como dados de temperatura do ar, velocidade do vento e umidade relativa, usados nos cálculos de ET_0 , ET_{24} e no cálculo de H , através do SEBAL, foram coletados em experimentos conduzidos em campos de algodão e mamona, no Campo Experimental da Embrapa/Algodão em Barbalha-CE. Os referidos experimentos são conduzidos por alunos de doutorado em Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande, UFCG.

4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 – Elementos constituintes das cenas estudadas

A cena estudada constitui uma área bastante heterogênea formada pelos centros urbanos das cidades de Barbalha, Crato e Juazeiro do Norte, no estado do Ceará, áreas de vegetação nativa, e áreas de agricultura irrigada, conforme apresentada na Figura 4.1, que é uma composição RGB formada pelas bandas 2, 3 e 4 do sensor TM.

A região apresenta uma vegetação que se mantém verde por quase todo o ano. A vegetação da reserva florestal da Chapada do Araripe, que se localiza na parte inferior da Figura 4.1 em tonalidade vermelha, é uma vegetação em parte bastante densa e de grande porte, diferente da vegetação nativa predominante na cena, isto é, na parte superior da imagem, representada por tonalidades esverdeada, que apresenta porte e densidade bem inferiores. Na cena estudada é possível identificar áreas com solo exposto, com tonalidade esbranquiçada e a variação da densidade da vegetação nativa, indo de uma tonalidade quase marrom (mais densa), a um tom esverdeado claro (menos densa). As áreas em vermelho representam as áreas com vegetação bem densa e com boa disponibilidade hídrica, destacando-se o Campo Experimental da Embrapa/Algodão (Figura 4.2b), com cultivos de algodão e mamona, áreas irrigadas, presentes no canto inferior direito da imagem e algumas

áreas distribuídas no restante da cena, que correspondem a vegetação ribeirinha de pequenos rios da região.

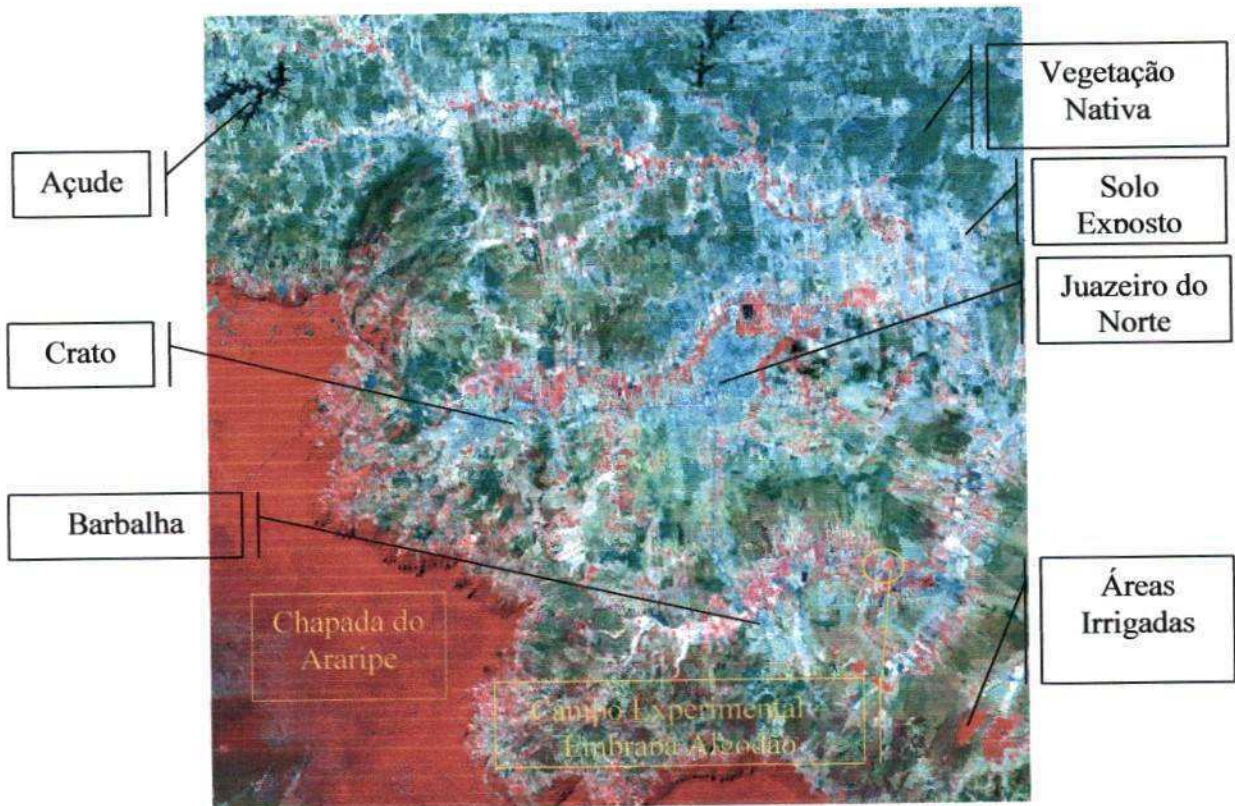


Figura 4.1 – Cena estudada em composição RGB do Landsat 5-TM

Neste estudo, os componentes do BE foram estimados em valores instantâneos para o momento da passagem do satélite. Já os valores de ET são dados diários, isto é, seu valor instantâneo integrado para o período de 24 horas.



Figura 4.2a: Vegetação da Chapada do Araripe;

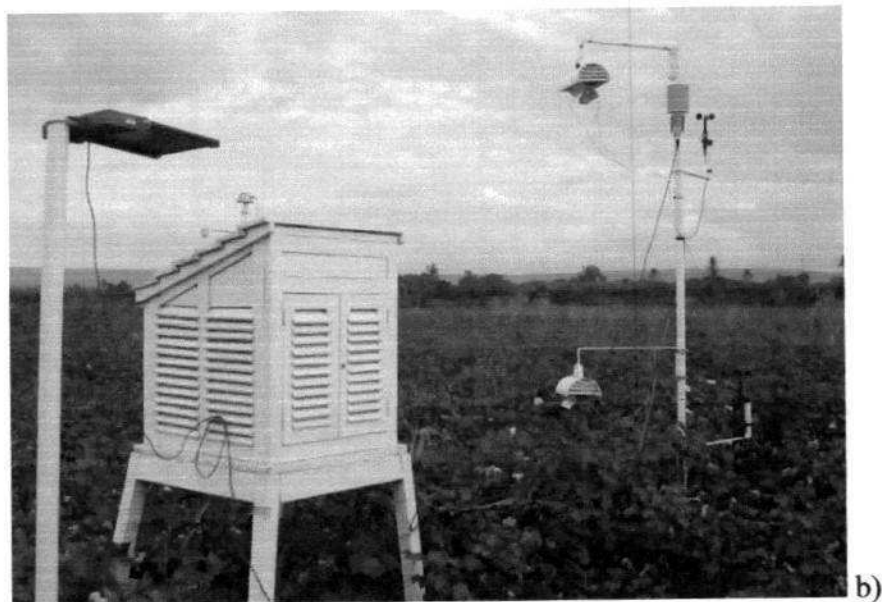


Figura 4.2b: Campo Experimental da Embrapa/Algodão

Foram escolhidos quatro alvos na cena estudada para uma análise mais detalhada dos valores de R_n , G , H e LE assim como dos valores de ET . Tais alvos foram: área irrigada, área com pouca cobertura vegetativa (vegetação nativa rala), área de vegetação nativa densa e área sobre a reserva florestal da Chapada do Araripe (Vegetação da Chapada do Araripe).

A área irrigada escolhida para análise é constituída por uma cultura bastante densa. Seu IVDN é de 0,70 apresentando índice de área foliar (IAF) entre 3 e 5. As áreas de solo exposto, no entanto, apresenta um IVDN em torno de 0,18 e IAF abaixo de 1,0. Já a área da vegetação nativa apresenta um IVDN aproximadamente de 0,22, enquanto que a área da Chapada do Araripe apresenta IVDN aproximadamente igual a 0,75.

4.2 – Saldo de Radiação (R_n)

Os valores de R_n foram calculados para condição de céu claro no momento da passagem do satélite, que no caso do Landsat 5, como foi mencionado na Revisão Bibliográfica, acontece às 9:45 h (hora solar).

Nas Figuras 4.3a, a 4.6a estão apresentadas as imagens dos valores instantâneos do saldo de radiação a superfície (R_n), no momento da passagem do satélite, nos dias 272, 288,

304 e 320, respectivamente, todos do ano de 2005, e nas Figuras 4.3b a 4.6b os seus respectivos histogramas de frequência.

Nas imagens, as áreas com tonalidade vermelha representam as áreas da superfície com valores de R_n menores que 550 W m^{-2} . Essas áreas foram caracterizadas como áreas de solo exposto ou com vegetação nativa bastante rala, corroborando dessa forma, com valores encontrados por Bezerra (2004) para áreas com características similares, em estudo de quantificação dos componentes do BE utilizando imagens Landsat 5-TM e o algoritmo SEBAL, em áreas irrigada do Projeto Nilo Coelho e adjacências no município de Petrolina-PE. As áreas com tonalidade verde-escuro representam valores de R_n acima de 700 W m^{-2} . Observa-se que esses valores concentram-se na vegetação bastante densa da Chapada do Araripe e nos espelhos d'água dos açudes localizados na parte superior das imagens. Bezerra (2004) e Feitosa (2005) encontraram valores semelhantes para o lago de Sobradinho na Bahia e para trecho do leito do Rio São Francisco.

As áreas com tonalidade verde-limão (650 W m^{-2} a 700 W m^{-2}) representam as áreas com boa cobertura vegetativa, que envolvem vegetação nativa densa, áreas de pastagens e as áreas utilizadas na prática de agricultura irrigada. As áreas com tonalidade azul (550 W m^{-2} a 600 W m^{-2}), são as áreas de vegetação nativa com densidade intermediária.

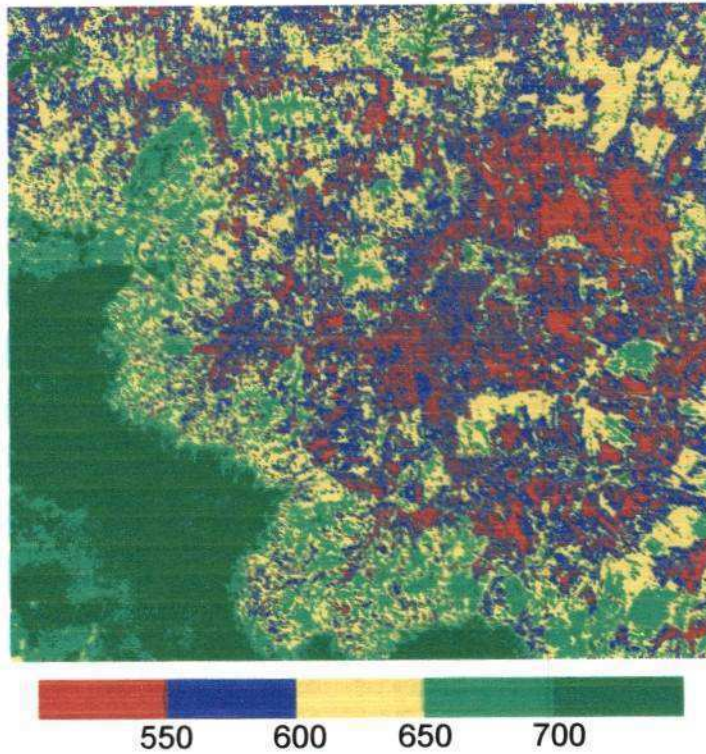


Figura 4.3a – Imagem da densidade de saldo de radiação à superfície ($W m^{-2}$), DA = 272.

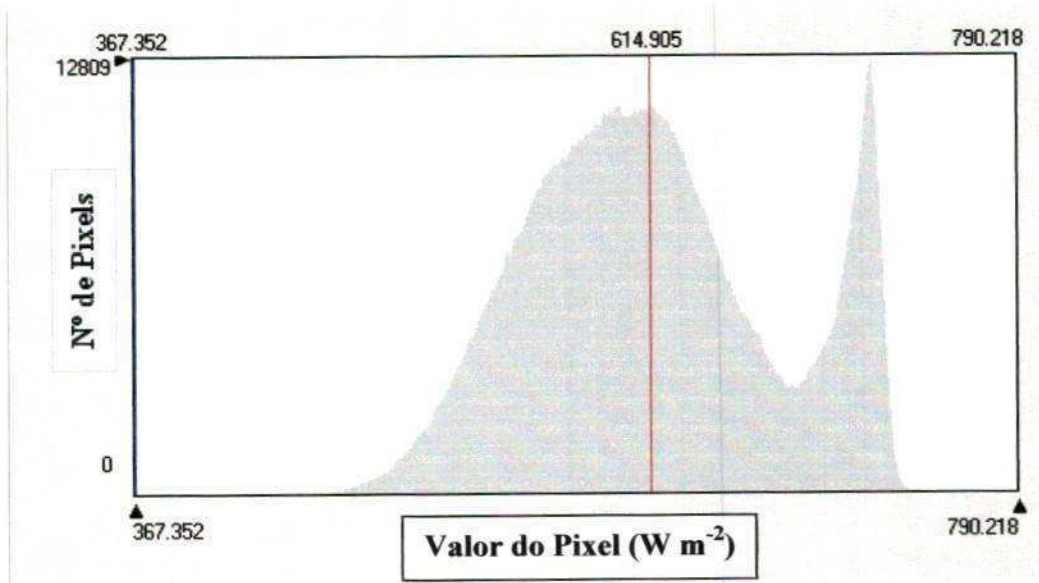


Figura 4.3b – Histograma de freqüência da densidade do saldo de radiação à superfície DA = 272.

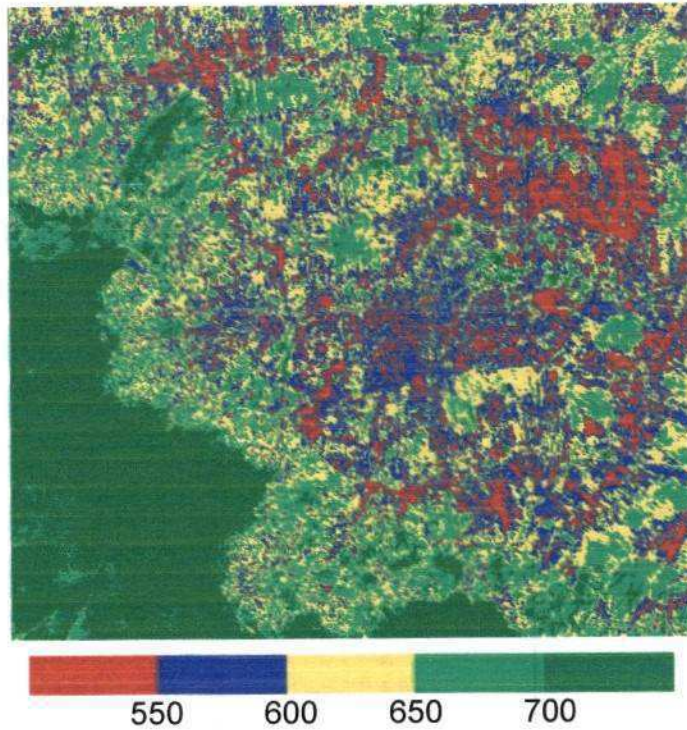


Figura 4.4a – Imagem da densidade de saldo de radiação à superfície ($W m^{-2}$), DA = 288

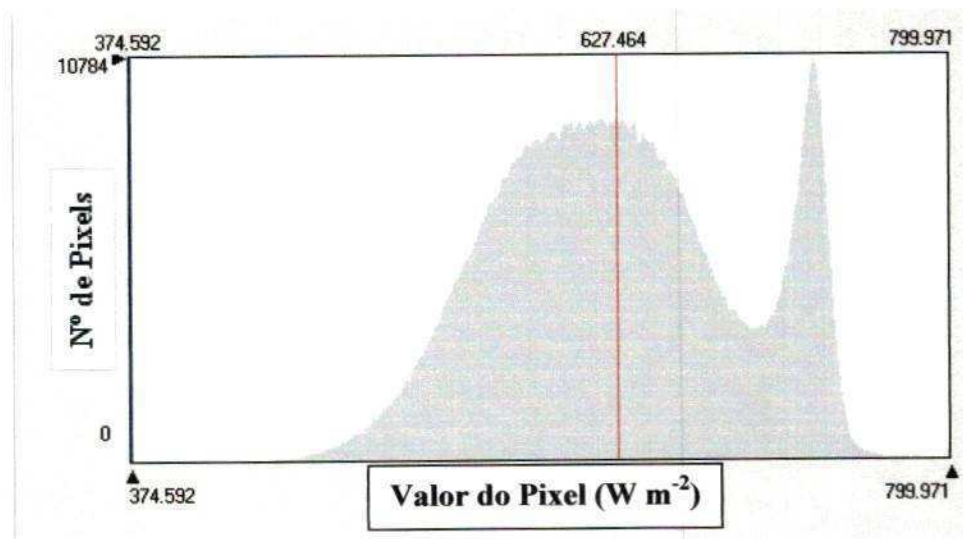


Figura 4.4b – Histograma de frequência da densidade do saldo de radiação à superfície, DA = 288

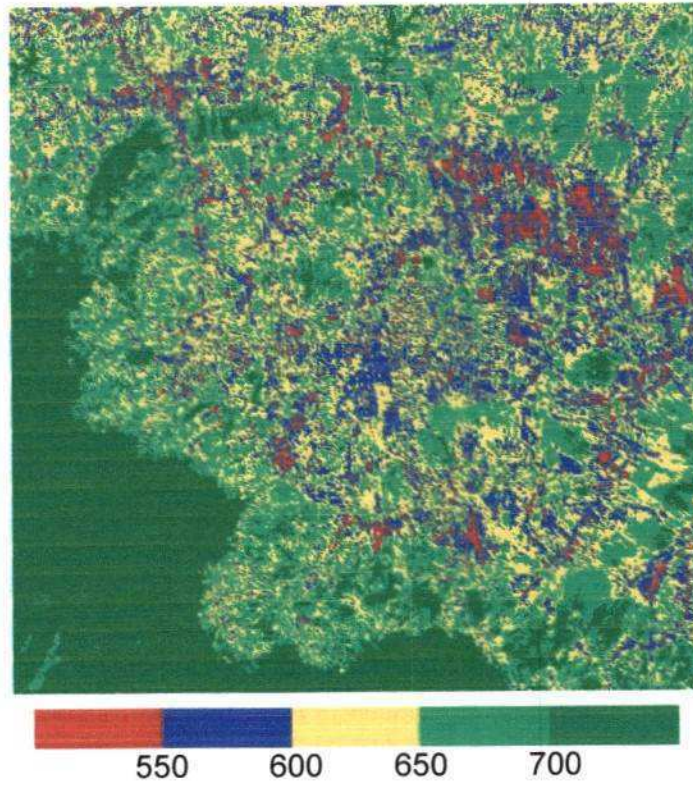


Figura 4.5a – Imagem da densidade de saldo de radiação a superfície (W m^{-2}), DA = 304.

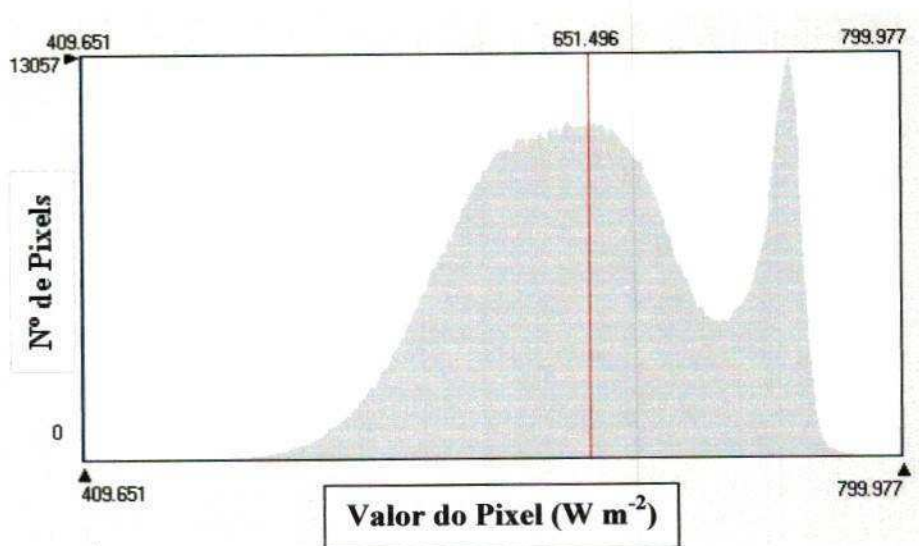


Figura 4.5b – Histograma de frequência da densidade do saldo de radiação à superfície, DA = 304

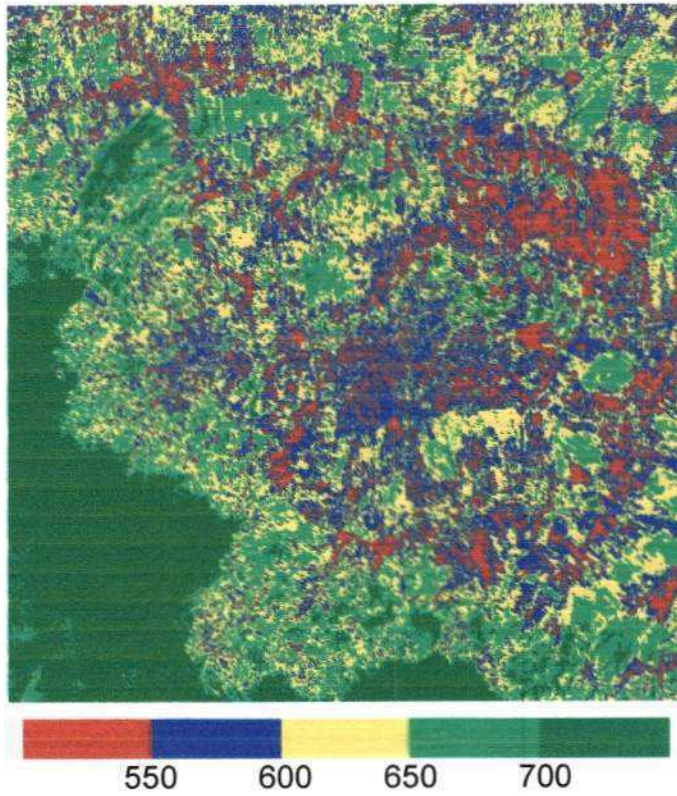


Figura 4.6a – Imagem da densidade de saldo de radiação à superfície (W m^{-2}), DA = 320.

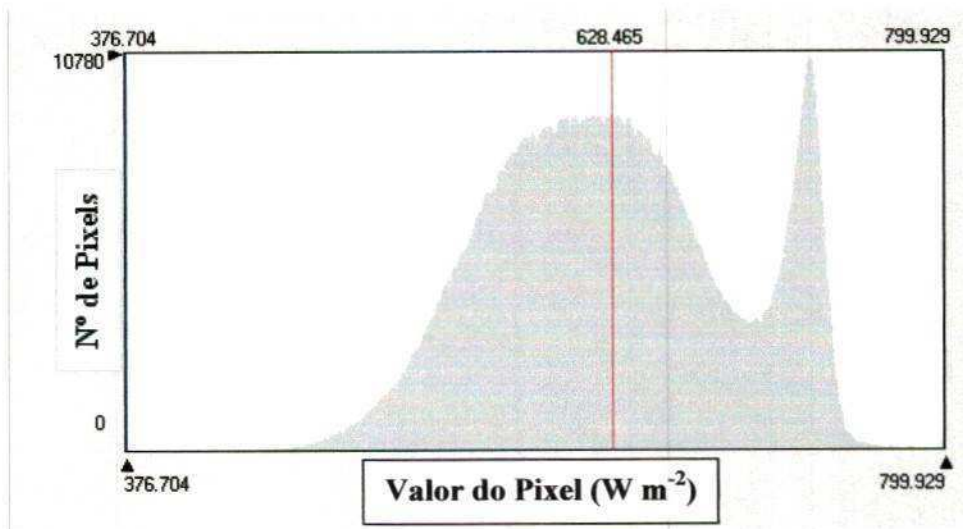


Figura 4.6b – Histograma de frequência da densidade do saldo de radiação à superfície, DA = 320.

Comparando visualmente as quatro imagens estudadas e os dados da Tabela 4.1, que apresenta um resumo estatístico dos resultados de Rn obtido em cada cena, observa-se que o cenário não sofreu alteração significativas entre as datas estudadas, exceto na cena do dia 31/10/2005 (dia 304), apresentando uma nítida diminuição das áreas com Rn menor que 550 W m^{-2} , mas na imagem seguinte, do dia 320, volta ao padrão das imagens dos dias 272 e 288. Este fato é evidenciado na média do Rn da cena completa estimado para o referido dia que se apresenta um pouco superior aos dos demais e como também nas médias das áreas irrigada, solo exposto e vegetação nativa apresentadas na Tabelas 4.2, 4.3 e 4.4.

Tabela 4.1 – Resumo estatístico dos resultados do saldo de radiação dos dias estudados.

DA	Mínimo (W m^{-2})	Máximo (W m^{-2})	Média (W m^{-2})	Mediana (W m^{-2})	Moda (W m^{-2})	Desvio Padrão (W m^{-2})
272	267,35	790,22	614,905	608,52	717,54	61,40
288	374,59	799,97	627,464	623,84	728,52	64,70
304	409,65	799,98	651,496	647,57	743,56	59,97
320	376,70	799,93	628,456	624,69	727,19	64,37

Nos histogramas referentes a cada cena são observadas duas modas na distribuição dos resultados de Rn nos pixels. A primeira, à esquerda com valores em torno de 650 W m^{-2} , corresponde aos valores de Rn para as áreas de vegetação nativa e culturas irrigadas, enquanto que a moda da direita, com valores superiores a 700 W m^{-2} representam os valores da reserva florestal da Chapada do Araripe e dos açudes presentes na cena.

Analisando o crescimento, o desenvolvimento e o balanço de radiação no algodoeiro herbáceo em condição irrigada, no Campo Experimental da Embrapa/Algodão em Barbalha-CE, Borges (2002), obteve saldo de radiação, medidos com um saldo radiômetro da Keep Zonen, com valores de 600 W m^{-2} , no primeiro e segundo estágios fenológicos da cultura; em torno de 700 W m^{-2} , no terceiro e no quarto estágio e aproximadamente 780 W m^{-2} no quinto estágio. Rodrigues (2003) também em experimento no referido Campo Experimental da

Embrapa/Algodão, analisando as necessidades hídricas do algodoeiro, fez medições de R_n antes durante e depois da irrigação e obteve valores de 600 W m^{-2} , 650 W m^{-2} e 700 W m^{-2} , respectivamente. Ma et al. (2004), em estudo sobre o Planalto Tibetano que visava a obtenção dos fluxos de energia a superfície combinando dados do NOAA-14 AVHRR com observações de campo, encontraram valores de R_n na faixa de 600 W m^{-2} a 700 W m^{-2} . Em outro estudo, sendo que desta feita sobre o nordeste da China, numa cena composta pelo deserto de Gobi e região de oásis, Ma et al. (2004), usando um método de parametrização de fluxos de energia a superfície, que combinava dados do TM Landsat e observações de campo, obtiveram valores em torno de 400 W m^{-2} para a superfície do deserto no dia 21 de agosto de 1995. No mesmo estudo encontraram valores de R_n na faixa de 500 W m^{-2} a 600 W m^{-2} para os oásis da cena. Bastiaanssen et al. (1998b), em estudo sobre a bacia do rio Heihe na China, aplicando o SEBAL, encontraram valores em torno de 650 W m^{-2} para oásis e 400 W m^{-2} para região desértica. Já em estudo sobre a bacia de Gediz na Turquia, Bastiaanssen (2000) obteve valores de R_n entre 300 W m^{-2} e 600 W m^{-2} , enquanto que Moran et al. (1989), em estudo de avaliação dos fluxos do BE a superfície utilizando dados do TM Landsat 5, encontraram valores de R_n em torno de 700 W m^{-2} para cultura do algodão no dia 204 do ano de 1986, e 600 W m^{-2} para as culturas de trigo e alfafa, nos dias 95 e 175 de 1986, respectivamente. Por sua vez, Boegh et al. (2002) encontraram valores de R_n na faixa de 360 W m^{-2} a 440 W m^{-2} sobre áreas agrícolas na Dinamarca, em estudo que visava a estimativa das resistências atmosféricas e da superfície.

Nas tabelas subseqüentes (4.2, 4.3 e 4.4), estão apresentados dados estatísticos das áreas selecionadas para análise mais detalhada do comportamento do R_n internamente às referidas áreas. Estas áreas, como já foram mencionadas, são áreas irrigadas, áreas de vegetação nativa rala, áreas de vegetação nativa densa e área da reserva florestal da Chapada do Araripe.

A área irrigada se mostrou a mais homogênea de todas, apresentando o menor desvio padrão em todas as datas e a maior regularidade nas médias para os dias estudados, conforme apresenta a Tabela 4.2. Isto é um forte indicador de que se trata de uma cultura bem nutrida e com bom suprimento hídrico e que durante este período a mesma se encontrava em plena fase adulta. A média de R_n variou na referida área de $659,99 \text{ W m}^{-2}$, no dia 272, para $698,917 \text{ W m}^{-2}$ no dia 304. Já os dados para a vegetação nativa rala, de acordo com a Tabela 4.3, se mostraram os mais dispersos dentre as áreas estudadas. No entanto a média de R_n medido nesse alvo variou de 511 W m^{-2} , a 553 W m^{-2} . Por fim, o R_n da área de vegetação nativa densa apresentou média que variou de 590 W m^{-2} , no dia 272 a $633,05 \text{ W m}^{-2}$ no dia 304. No entanto os dados se apresentaram menos dispersos que os dados apresentados pela vegetação nativa rala, conforme desvio padrão apresentado na Tabela 4.4.

Tabela 4.2 – Resumo estatístico dos valores de R_n na área irrigada para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m^{-2})	Máximo (W m^{-2})	Média (W m^{-2})	Mediana (W m^{-2})	Moda (W m^{-2})	Desvio Padrão (W m^{-2})
272	506,64	675,91	659,99	662,68	665,99	14,17
288	455,83	698,53	673,81	685,26	689,05	27,64
304	644,97	724,73	698,92	701,98	703,54	10,19
320	458,65	699,43	674,77	686,26	690,02	27,32

Tabela 4.3 – Resumo estatístico dos valores de R_n na vegetação da Chapada do Araripe para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m^{-2})	Máximo (W m^{-2})	Média (W m^{-2})	Mediana (W m^{-2})	Moda (W m^{-2})	Desvio Padrão (W m^{-2})
272	689,18	726,24	713,34	731,35	712,05	5,40
288	710,31	748,90	729,67	729,31	728,40	6,48
304	728,92	754,76	743,76	744,14	744,24	4,37
320	718,70	740,94	731,8	734,08	732,08	4,261

Tabela 4.4 – Resumo estatístico dos valores de Rn na área de vegetação nativa rala para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m ⁻²)	Máximo (W m ⁻²)	Média (W m ⁻²)	Mediana (W m ⁻²)	Moda (W m ⁻²)	Desvio Padrão (W m ⁻²)
272	416,89	608,91	511,06	206,9	503,15	43,56
288	411,64	665,47	530,78	540,54	451,30	61,20
304	439,11	641,97	553,63	560,00	590,46	47,69
320	414,44	666,07	532,43	542,22	453,75	60,45

Tabela 4.5 – Resumo estatístico dos valores de Rn na área de vegetação nativa densa para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m ⁻²)	Máximo (W m ⁻²)	Média (W m ⁻²)	Mediana (W m ⁻²)	Moda (W m ⁻²)	Desvio Padrão (W m ⁻²)
272	503,94	651,82	590,18	591,74	586,54	32,49
288	486,13	707,00	617,28	627,62	632,80	47,75
304	540,93	700,84	633,05	635,88	633,38	36,69
320	488,16	706,98	618,15	628,35	633,47	47,38

Nas Figuras 4.7 a 4.10, estão apresentadas as curvas dos valores médios das 15 colunas das áreas selecionadas para os quatro dias estudados. Na área irrigada, os resultados apresentaram variações insignificantes em um mesmo dia, tendo um comportamento aproximadamente constante em todos os pontos da área. As variações ocorreram entre 690 W m⁻² e 700 W m⁻², corroborando dessa forma com os valores encontrados por Moran et al. (1989) para algodão, trigo e alfafa, com Borges (2002), para o terceiro e quarto estágios fenológicos do algodoeiro e com Rodrigues (2003) para valores medidos no algodoeiro após a irrigação.

Na área de vegetação nativa rala as curvas apresentaram variações bem significativas internamente na área bem como entre os dias estudados. No entanto, o valor de Rn predominou em torno de 500 W m^{-2} , valor bastante similar aos encontrados por Bezerra (2004) e valores de regiões desérticas (Ma et al., 2004; Bastiaanssen et al., 1998b).

Na vegetação nativa densa os valores de Rn também apresentaram algumas variações internamente na área, porém sempre na faixa entre 600 W m^{-2} a 650 W m^{-2} , bem próximos de valores encontrados para oásis (Ma et al., 2004; Bastiaanssen et al., 1998b).

A área que apresentou a maior regularidade foi a vegetação da Chapada do Araripe. Nas figuras seguintes observa-se que internamente na área recortada, o Rn não sofre quase nenhuma variação, mantendo-se em todos os dias valores em torno de 740 W m^{-2} , alcançando em alguns pontos Rn igual a 750 W m^{-2} .

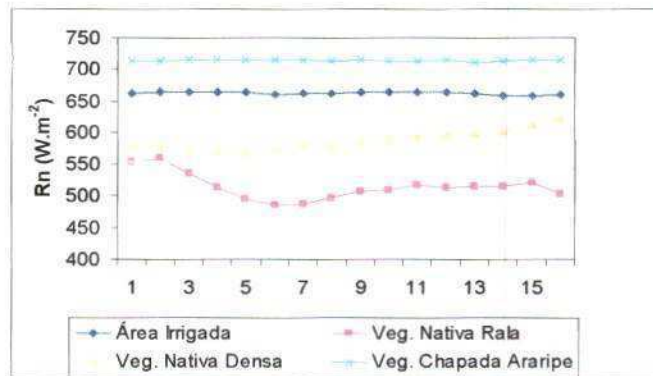


Figura 4.7 – Curvas dos valores de Rn para as áreas selecionadas no dia 272

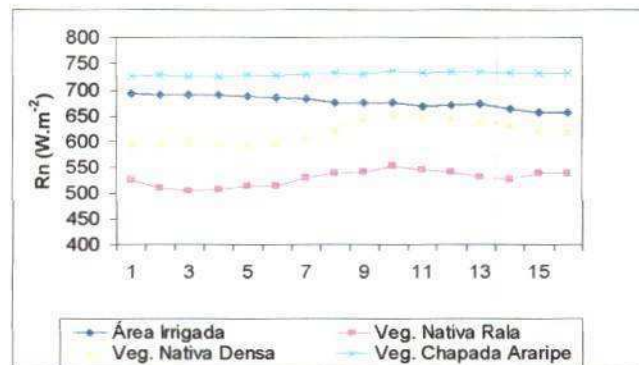


Figura 4.8 – Curvas dos valores de Rn para as áreas selecionadas no dia 288

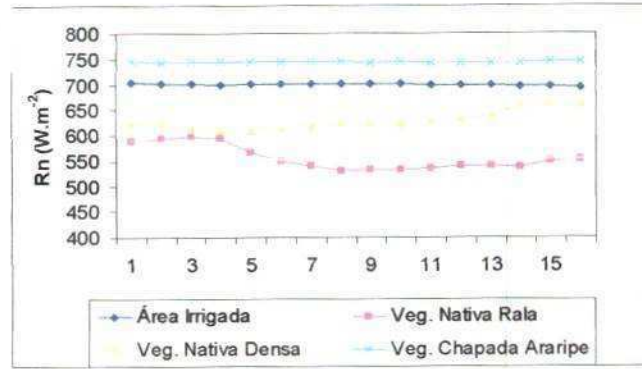


Figura 4.9 – Curvas dos valores de Rn para as áreas selecionadas no dia 304

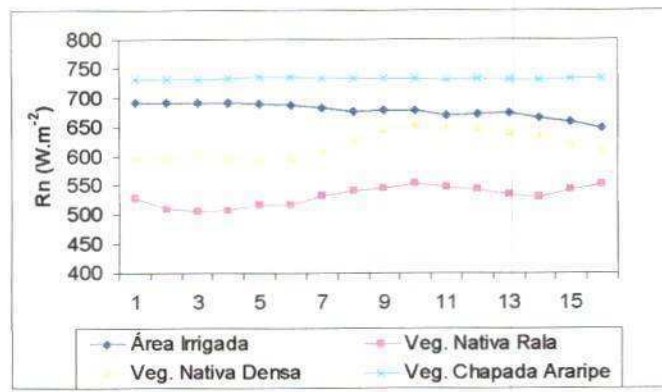


Figura 4.10 – Curvas dos valores de Rn para as áreas selecionadas no dia 320.

4.3 – Fluxo de Calor no Solo (G)

Dos componentes do BE, o fluxo de calor no solo (G) é o que apresenta maior dificuldade do ponto de vista de precisão, quando estimado por técnicas de sensoriamento remoto. Em estudo realizado por Bastiaanssen et al. (1998b), que visavam a validação do algoritmo SEBAL, o fluxo de calor no solo apresentou os piores resultados entre os componentes do BE, quando comparados com medidas de superfície. Essa constatação também foi feita por Feitosa (2005), estimando o balanço de energia a superfície com imagens TM Landsat 5 e NOAA-AVHRR aplicando o SEBAL, que encontrou uma diferença de 25% entre o valor de G estimado por técnicas de sensoriamento remoto e dados medidos em superfície. Segundo Bastiaanssen et al. (1998b), esse fato não é considerado um problema sério, porque medidas de G só são representativas para áreas muito pequenas, nas quais sejam minimizadas as influências da variação do tipo de solo e da cobertura vegetativa,

incompatível com o tamanho do pixel do sensor TM, mesmo sendo de 30 m x 30 m. Nesta pesquisa, o G foi estimado segundo a equação empírica de Bastiaanssen (2000), que representa valores próximos ao meio-dia. A estimativa de acordo com a equação supra mencionada é feita em função da temperatura da superfície, do albedo da superfície, do IVDN e do saldo de radiação. Para lagos profundos e de águas claras, ou seja, com pouco ou quase nenhuma sedimentação, Allen et al. (2002a) afirmam que cerca de 50% do saldo de radiação é destinado ao aquecimento da água. No entanto na presente pesquisa considerou-se esse valor como sendo de 30%, por considerar que os açudes presentes na cena estudada não atendam ao critério citado por esses autores. Para os lagos da região Nordeste há que serem conduzidos estudos específicos com vistas a identificação do percentual representativo.

Nas Figuras 4.11a a 4.14a, estão apresentadas as imagens de G para os dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente, do ano de 2005, onde as áreas em vermelho representam os valores de G maiores que 190 W m^{-2} , que correspondem aos açudes e a pequenos corpos de água distribuídos no restante da cena. Os valores inferiores a 75 W m^{-2} estão representados pelas áreas com tonalidades magenta e se distribuem predominantemente na reserva florestal da Chapada do Araripe, nas áreas irrigadas e em alguns pontos isolados da cena que apresenta vegetação nativa bastante densa ou culturas irrigadas. A tonalidade predominante da cena é a verde-limão, que representa valores de G maiores que 105 W m^{-2} e menores que 115 W m^{-2} e que correspondem as áreas de vegetação com densidade intermediária. As áreas em amarelo representam valores de G maiores que 90 W m^{-2} e menores que 105 W m^{-2} , enquanto que as áreas com tonalidade azul representam os valores de G entre 75 W m^{-2} e 90 W m^{-2} e representam a vegetação nativa densa que se concentram predominantemente na reserva florestal da Chapada do Araripe e em alguns pontos isolados da cena. Já os valores entre 115 W m^{-2} e 190 W m^{-2} estão representados nas imagens pela tonalidade verde-escuro e correspondem a áreas com solo exposto ou com vegetação muito rala.

Rodrigues (2003) obteve valores médios durante o ciclo fenológico da cultura do algodoeiro em torno de 60 W m^{-2} para a área de estudo desta pesquisa. Kampf e Tyler (2006), em estudo sobre uma região do norte do Chile, usando dados do sensor ASTER encontraram valores de G superiores a 200 W m^{-2} para a água e valores na faixa de 100 W m^{-2} a 150 W m^{-2} para a vegetação nativa local. Já Bastiaanssen et al. (1998b), utilizando o SEBAL e imagens Landsat obtiveram valores de 90 W m^{-2} para desertos e 60 W m^{-2} para oásis, na China. Kustas et al. (1990), utilizando técnicas de sensoriamento remoto sobre áreas agrícolas do estado americano do Arizona encontraram valores de 136 W m^{-2} para a cultura do trigo, 110 W m^{-2} para o algodão e 39 W m^{-2} para a cultura de alfafa, todos não-irrigados. Para a cultura do algodão irrigado o mesmo autor obteve $G = 111 \text{ W m}^{-2}$. Zhang e Lemeur (1995), buscando a estimativa da evapotranspiração no sudoeste da França sobre regiões de florestas e área cultivadas de milho, aveia e soja, obtiveram valores de G inferiores a 50 W m^{-2} para os dias 139 e 167 e valores inferiores a 30 W m^{-2} para o dia 199. Também utilizando técnicas de sensoriamento remoto Ma et al (1994), obtiveram valores de G na faixa de 30 W m^{-2} a 75 W m^{-2} , para o nordeste da China. Já Heusinkveld et al. (2004), por sua vez, em estudo sobre a região de Nizzana no deserto de Negev em Israel, obtiveram valores de 150 W m^{-2} medidos com placas de fluxo de calor no solo às 10:00 h local, a 1,0 mm de profundidade. Embora haja certas restrições às comparações entre a medida in loco com aquelas advindas de imagens orbitais, pode-se se extrair informações úteis de tais comparações.

Nas Figuras 4.11b a 4.14b apresentam os histogramas de frequência de G, onde a linha vermelha corresponde ao valor médio de G para toda a cena. Observa-se que as médias não apresentaram discrepâncias significativas entre as datas estudadas, com valores que variaram em torno de 100 W m^{-2} , conforme a Tabela 4.5, onde estão apresentados os resultados estatísticos para as cenas completas.

Nas imagens dos dias 288 e 320, observa-se nitidamente o aumento de áreas com valores de G entre 115 W m^{-2} e 190 W m^{-2} , as quais foram caracterizadas como áreas de solo exposto ou áreas com vegetação muito rala. Porém, a imagem de 304, data intermediária, apresenta uma diminuição de tais áreas, voltando a mesma ao padrão da imagem do dia 272.

Tabela 4.6 – Resumo estatístico dos resultados do fluxo de calor no solo dos dias estudados.

DA	Mínimo (W m^{-2})	Máximo (W m^{-2})	Média (W m^{-2})	Mediana (W m^{-2})	Moda (W m^{-2})	Desvio Padrão (W m^{-2})
272	44,58	234,99	99,59	104,83	107,06	16,25
288	44,45	247,38	103,45	108,66	111,83	17,24
304	47,86	239,99	100,67	104,90	110,16	16,48
320	44,51	239,98	103,55	108,65	111,70	17,27

Visualiza-se nos histogramas de freqüência referentes a todas as cenas, 4.11b, 4.12b, 4.13b e 4.14b, a presença de duas modas. Uma a esquerda (menor) com valores de G em torno de 90 W m^{-2} , que correspondem ao solo vegetado e a outra a direita, bem maior, em torno de 120 W m^{-2} corresponde aos valores do solo sem vegetação e principalmente dos açudes.

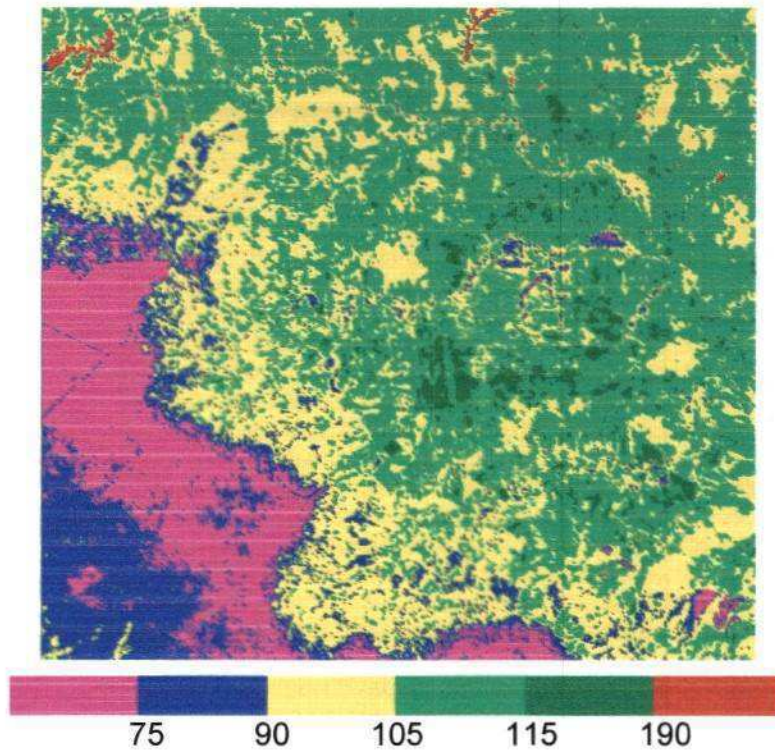


Figura 4.11a – Imagem da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 272

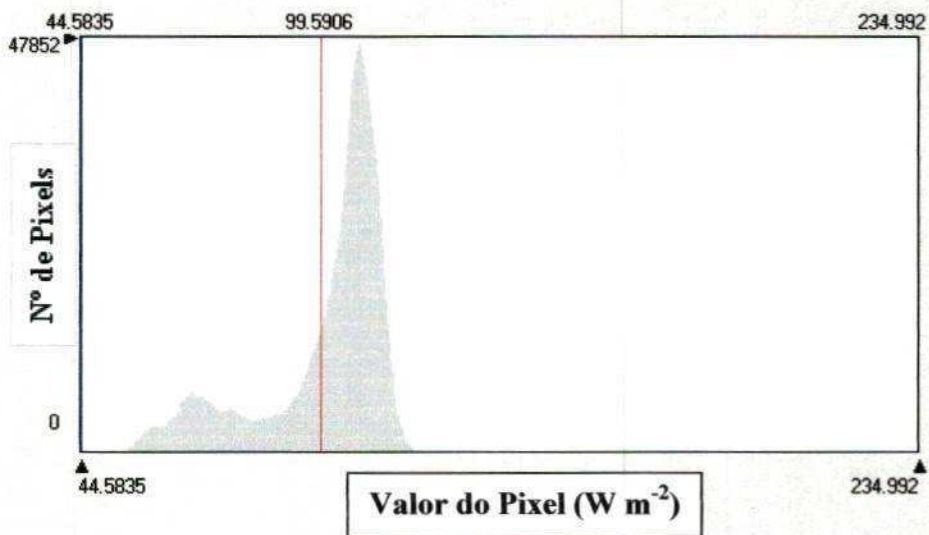


Figura 4.11b – Histograma de freqüência da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 272.

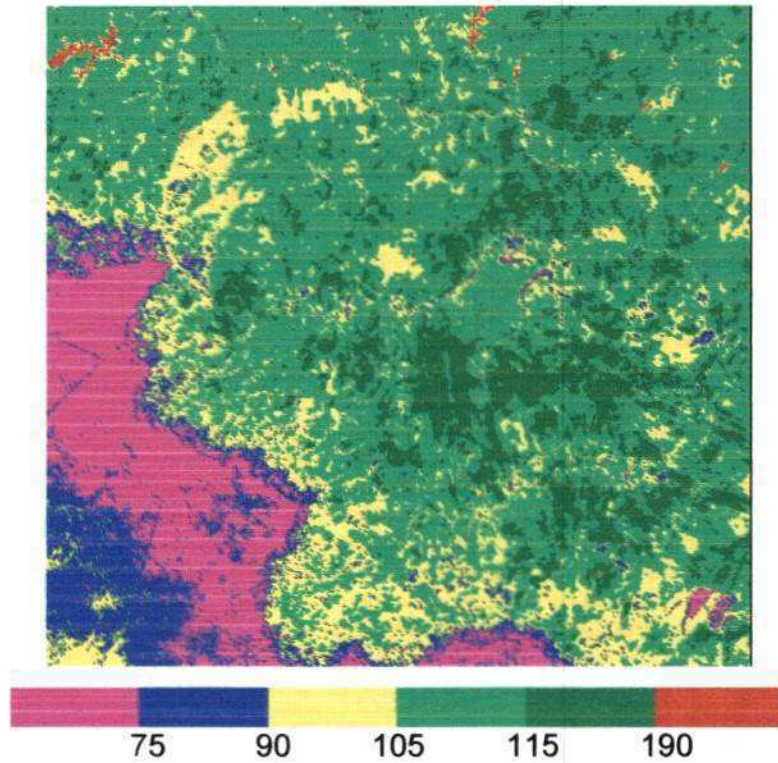


Figura 4.12a – Imagem da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 288

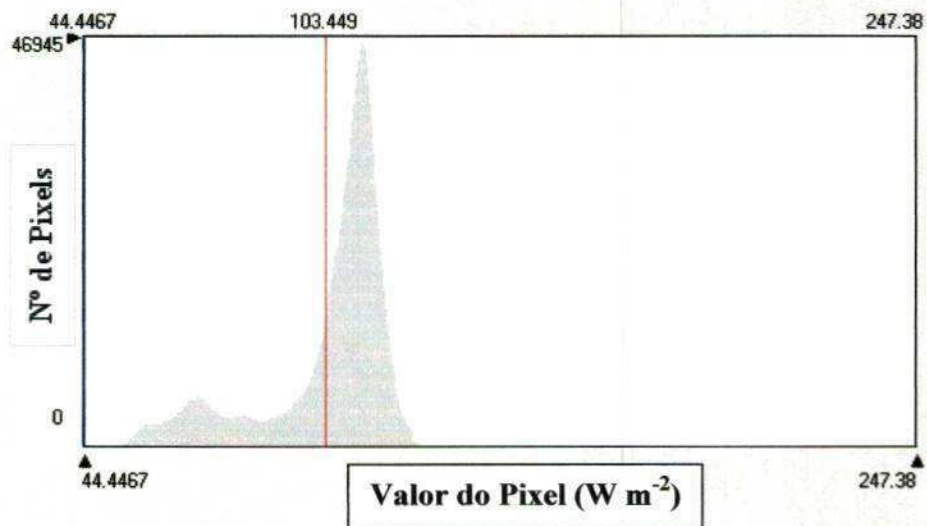


Figura 4.12b – Histograma de frequência da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 288

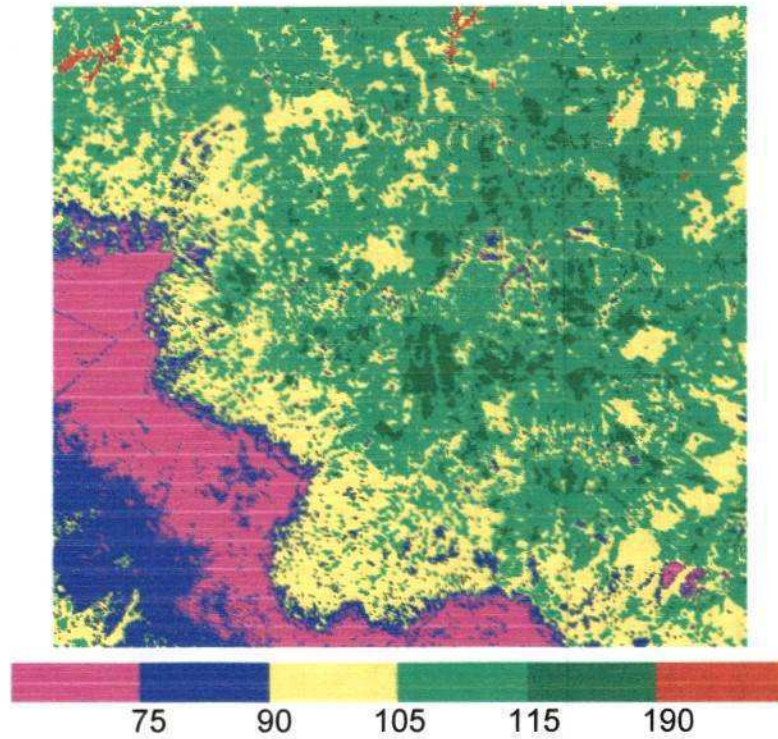


Figura 4.13a – Imagem da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 304

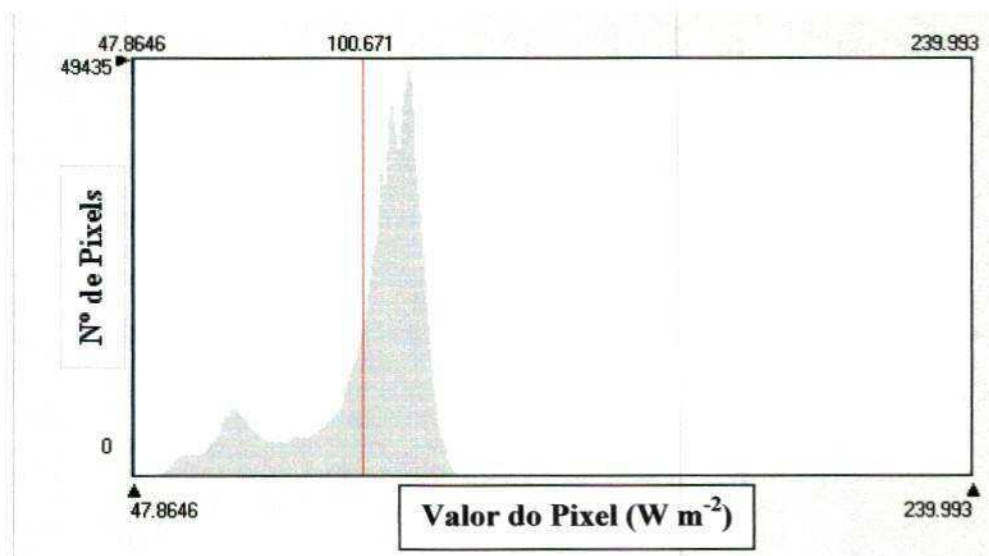


Figura 4.13b – Histograma de frequência da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 304

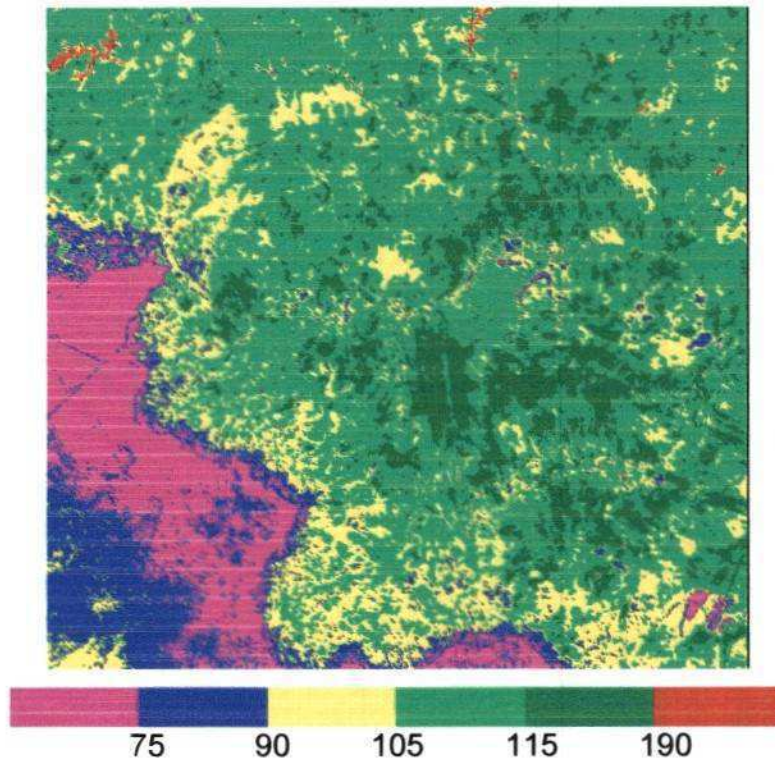


Figura 4.14a – Imagem da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 320

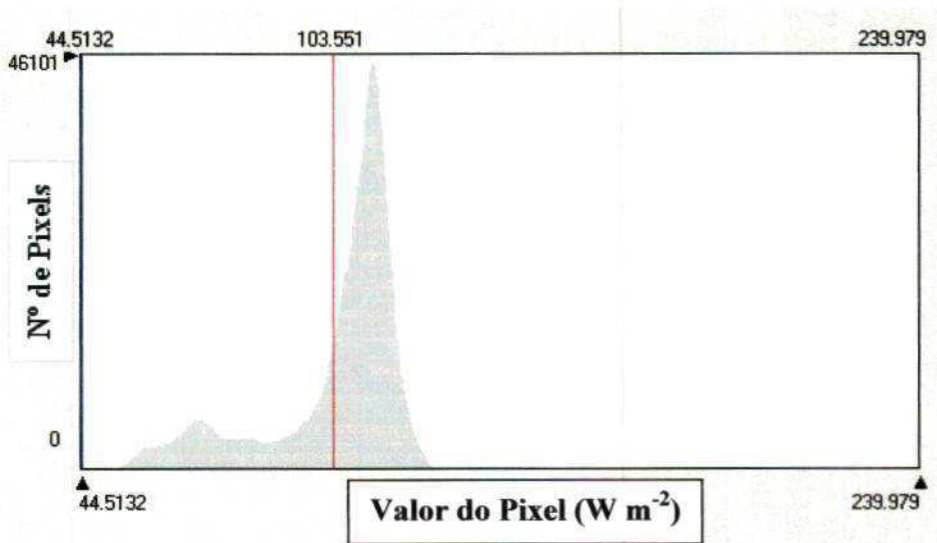


Figura 4.14b – Histograma de freqüência da densidade de fluxo de calor no solo (G) à superfície DA = 320

Nas Figuras 4.15 a 4.18 estão apresentados o comportamento das curvas dos valores de G para as áreas anteriormente descritas. Os dados estatísticos de cada área para cada data são apresentados nas Tabelas 4.6 a 4.8.

Tabela 4.7 – Resumo estatístico dos valores de G na área irrigada para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m ⁻²)	Máximo (W m ⁻²)	Média (W m ⁻²)	Mediana (W m ⁻²)	Moda (W m ⁻²)	Desvio Padrão (W m ⁻²)
272	53,15	100,38	62,96	59,42	57,21	9,59
288	58,14	98,32	70,86	68,37	61,87	9,65
304	56,87	99,54	67,06	61,37	61,87	9,36
320	58,19	99,60	69,07	66,23	62,11	9,45

Tabela 4.8 – Resumo estatístico dos valores de G na área de vegetação nativa rala para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m ⁻²)	Máximo (W m ⁻²)	Média (W m ⁻²)	Mediana (W m ⁻²)	Moda (W m ⁻²)	Desvio Padrão (W m ⁻²)
272	113,15	119,64	117,45	117,46	116,72	1,08
288	112,11	125,90	122,56	122,90	124,19	2,06
304	112,58	121,43	118,53	118,73	119,01	1,39
320	112,21	126,00	122,70	123,09	124,71	2,038

Tabela 4.9 – Resumo estatístico dos valores de G na área de vegetação nativa densa para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m ⁻²)	Máximo (W m ⁻²)	Média (W m ⁻²)	Mediana (W m ⁻²)	Moda (W m ⁻²)	Desvio Padrão (W m ⁻²)
272	101,58	114,65	110,24	110,77	111,53	2,91
288	106,71	124,99	144,20	113,14	110,64	4,35
304	104,30	195,78	112,88	112,88	113,95	5,4
320	106,72	125,06	114,36	113,24	110,66	4,39

Tabela 4.10 – Resumo estatístico dos valores de G na vegetação da Chapada do Araripe para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m⁻²)	Máximo (W m⁻²)	Média (W m⁻²)	Mediana (W m⁻²)	Moda (W m⁻²)	Desvio Padrão (W m⁻²)
272	59,26	71,91	65,77	65,83	67,61	2,25
288	61,54	75,97	69,50	69,77	71,40	2,88
304	61,17	75,08	66,76	66,55	67,42	2,48
320	61,25	74,15	67,56	67,40	65,74	2,35

Observa-se que a área que apresentou maior homogeneidade foi a área de vegetação nativa rala. Basta observar os seus respectivos desvios padrão e o comportamento da curva de G referente a esta área, nos gráficos abaixo.

A área irrigada apresentou valores médios de G ligeiramente superiores a 60 W m^{-2} no dia 272, chegando a 80 W m^{-2} em alguns pontos no dia 288 e nos dias 304 e 320 ficando predominantemente em torno de 70 W m^{-2} . Bezerra (2004), analisando o comportamento de G internamente num pivô central, obteve valores médios em torno de 80 W m^{-2} para os anos de 2000 e 2001 e Bastiaanssen (2000) em estudo na Turquia obteve valores instantâneos de 82 W m^{-2} para a cultura do algodão no dia 26 de junho de 1998 e 29 W m^{-2} , também para cultura do algodão, no dia 29 de agosto 1998. Observa-se ainda que os valores de G obtidos para a área irrigada correspondem a aproximadamente 10% do saldo de radiação apresentado na mesma área. Esse resultado é bastante similar aos resultados de Bezerra (2004), que encontrou valores de G em torno 9% de R_n para o pivô central em 2000 e 13 % em 2001. Ávila Neto (1997) em estudo que investigou as necessidades hídricas da videira no sub-médio São Francisco, obteve valores de G em torno de 9%. Valores desta magnitude também foram obtidos por Bastiaanssen (2000), 10,6%, para a cultura do algodão em 29 de agosto de 1998 e Rodrigues (2003), 8,5%, também para a cultura do algodão.

Observa-se ainda que nas figuras que os valores de G na vegetação da Chapada do Araripe apresentam valores muito semelhantes aos da área irrigada, com exceção ao dia 288 que apresentou-se ligeiramente superior em alguns pontos.

A curva do fluxo de calor no solo obtido nas áreas de vegetação nativa rala em todos os dias apresentou comportamento aproximadamente linear com resultados em torno de 120 $W m^{-2}$. Nos dias 288 e 320, alguns pontos internos da área apresentaram médias superiores.

Os valores de G para a área de vegetação nativa densa foram os que apresentaram maiores oscilações, com valores entre 110 $W m^{-2}$ a 115 $W m^{-2}$ no dia 272, 108 $W m^{-2}$ a 115 $W m^{-2}$, em 288 e de 110 $W m^{-2}$ a 118 $W m^{-2}$ no dia 304. Os valores do dia 320 se comportaram quase que constante em torno de 119 $W m^{-2}$.

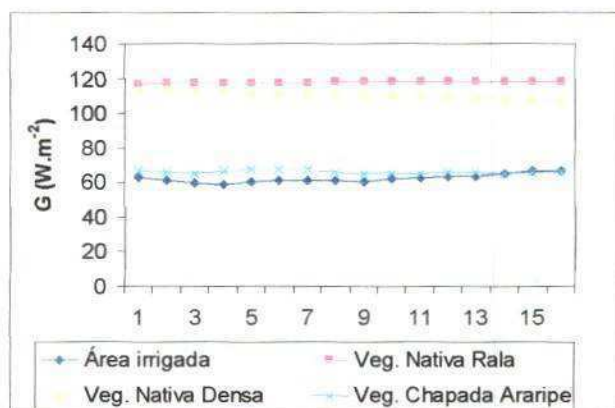


Figura 4.15 – Curvas dos valores de G para as áreas selecionadas no dia 272.

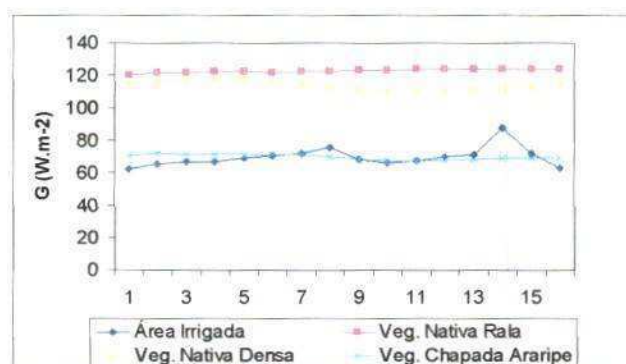


Figura 4.16 – Curvas dos valores de G para as áreas selecionadas no dia 288

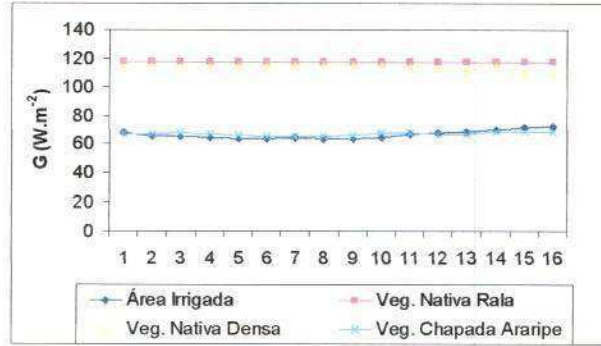


Figura 4.17 – Curvas dos valores de G para as áreas selecionadas no dia 304

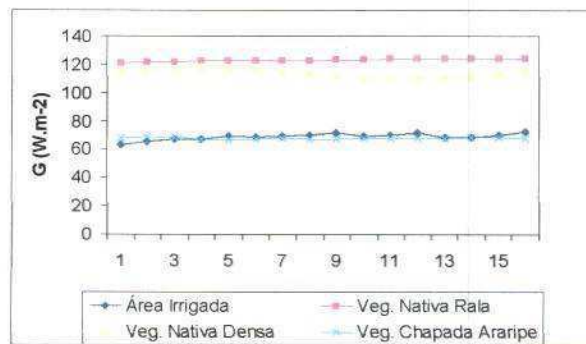


Figura 4.18 – Curvas dos valores de G para as áreas selecionadas no dia 320

4.4 – Fluxo de Calor Sensível (H)

O cômputo de H é feito, pelo SEBAL, partindo da escolha dos pixels âncoras “quente” e “frio”, os quais devem ser escolhidos em áreas que representem situações limites: H máximo no pixel quente e considerado nulo no pixel frio. Para representar essas situações, o pixel quente escolhido deve ser de uma área com pouca ou quase nenhuma cobertura vegetativa e o pixel frio deve ser de uma área bastante vegetada e sem restrição hídrica e, por essa razão, espera-se que registre as maiores evapotranspirações. Na escolha dos referidos pixels, parâmetros da superfície como IVDN, temperatura da superfície, albedo, IAF, IVAS e os resultados de R_n e G , devem ser considerados. Nas tabelas subseqüentes estão apresentados os valores dos parâmetros citados anteriormente para os pixels escolhidos nesta pesquisa. Observa-se que o IVDN, por exemplo, que é um índice indicativo da cobertura vegetativa, do pixel frio foi de aproximadamente 0,70 e do pixel quente valor menor que 0,18.

Tabela 4.11 – Dados de superfície dos “pixels âncora” do dia 272

Parâmetros	Pixel Quente	Pixel Frio
Longitude	39 ⁰ 14'53,75'' W	39 ⁰ 28'27,26'' W
Latitude	7 ⁰ 17'01,72'' S	7 ⁰ 15'46,02'' S
T (K)	316,5	296,5
Rn (W m⁻²)	512,5	719,6
G (W m⁻²)	118,0	59,2
Albedo	0,22	0,12
IVDN	0,18	0,71
IVAS	0,15	0,58
IAF	0,11	1,95

Tabela 4.12 – Dados de superfície dos “pixels âncora” do dia 288

Parâmetros	Pixel Quente	Pixel Frio
Longitude	39 ⁰ 13'54,22'' W	39 ⁰ 29'14,07'' W
Latitude	7 ⁰ 11'20,71'' S	7 ⁰ 15'59,51'' S
T (K)	315,7	296,4
Rn (W m⁻²)	513,7	719,7
G (W m⁻²)	120,4	58,6
Albedo	0,2	0,14
IVDN	0,15	0,74
IVAS	0,14	0,64
IAF	0,10	2,8

Tabela 4.13 – Dados de superfície dos “pixels âncora” do dia 304

Parâmetros	Pixel Quente	Pixel Frio
Longitude	39 ⁰ 19'59,66'' W	39 ⁰ 29'08,68'' W
Latitude	7 ⁰ 14'23,23'' S	7 ⁰ 14'58,80'' S
T (K)	312,4	297,5
Rn (W m⁻²)	580,7	735,0
G (W m⁻²)	120,6	54,5
Albedo	0,2	0,15
IVDN	0,17	0,74
IVAS	0,15	0,74
IAF	0,10	3,0

Tabela 4.14 – Dados de superfície dos “pixels âncora” do dia 320

Parâmetros	Pixel Quente	Pixel Frio
Longitude	39°18'24,96''W	39°29'45,43''W
Latitude	7°15'02,35''S	7°14'53,22''S
T (K)	314,7	295,8
Rn ($W m^{-2}$)	466,6	740,5
G ($W m^{-2}$)	116,9	54,6
Albedo	0,30	0,13
IVDN	0,13	0,75
IVAS	0,12	0,65
IAF	0,04	3,07

Os “pixels âncoras” foram usados para a obtenção dos coeficientes da relação linear da diferença de temperatura do ar próximo ($z = 0,1$ m) nível $z = 2$ m a superfície e, através de processo iterativo descrito em Materiais e Métodos. As diferenças de temperatura (dT) foram computadas pixel a pixel, depois de 7 iterações nos dias 272 e 320 e 6 iterações nos dias 288 e 304, de acordo com as equações:

$$dT_{(272)} = -6,80 + 0,30.Ts \quad (4.1)$$

$$dT_{(288)} = -6,30 + 0,27.Ts \quad (4.2)$$

$$dT_{(304)} = -7,50 + 0,35.Ts \quad (4.3)$$

$$dT_{(320)} = -6,32 + 0,28.Ts \quad (4.4)$$

em que a temperatura do pixel, Ts , está em °C.

Nas figuras 4.19a a 4.22a e 4.19b a 4.22b, estão apresentadas as imagens dos valores instantâneos de H e seus respectivos histogramas de frequência para os dias estudados. Nessas figuras, os valores de H menores que $60 W m^{-2}$ estão representados pela coloração azul. Nota-se que esses valores concentram-se predominantemente na floresta da Chapada do Araripe, que conforme já foi mencionado, trata-se de uma floresta densa com IVDN em torno de 0,70

para todos os dias estudados. Ainda observa-se que as áreas irrigadas localizadas no canto inferior direito das imagens também apresentaram valores com essa magnitude. As áreas com H superior a 350 W m^{-2} , estão representadas pela cor vermelha e se encontram distribuídas em pontos isolados da imagem. Esses pontos provavelmente representem áreas com pouca ou quase nenhuma cobertura vegetativa, pois corroboram com valores obtidos por Bezerra (2004) para áreas de solo no dia 04/12/2004, em alguns pontos dos sertões do estado de Pernambuco. Ainda nas referidas imagens, as áreas com H entre 60 W m^{-2} e 120 W m^{-2} estão representadas pela cor verde-limão e as áreas com tonalidade magenta representam áreas com valores acima de 120 W m^{-2} e abaixo de 180 W m^{-2} . Já as áreas em azul-turquesa representam valores entre 180 W m^{-2} e 250 W m^{-2} . As áreas com valores de H entre 60 W m^{-2} e 120 W m^{-2} (verde-limão), concentram-se na circunvizinhança abaixo da Chapada do Araripe e em alguns pontos isolados sobre a mesma. Provavelmente são pontos com vegetação um pouco menos densa que a da Chapada. Observa-se, ainda, que houve um aumento gradual das áreas com valores de H nessa faixa e uma conseqüente diminuição das áreas com valores menores que 60 W m^{-2} , na imagem do dia 288 (Figura 4.20a), em relação a imagem do dia 272 (imagem 4.19a) e na imagem do dia 304 (Figura 4.21a) em relação a imagem do dia 288. Esse fato deve-se provavelmente ao acúmulo de dias sem eventos de chuvas na região nesse período, visto que não foi registrada nenhuma precipitação na estação meteorológica da Embrapa/Algodão localizada no Campo Experimental no município de Barbalha-CE, conforme apresentado na Figura 4.1. Essa hipótese é reforçada pelo aumento de áreas com valores de H superiores a 350 W m^{-2} , também nesses dias. Já no dia 320, acontece o inverso, a Chapada do Araripe apresentou valores de H abaixo de 60 W m^{-2} , quase que de maneira uniforme. Também é observada a diminuição de áreas com valores acima de 350 W m^{-2} . A hipótese mais provável é que tenha ocorrido chuvas localizadas na Chapada do Araripe e que

obviamente não foram registradas na estação da Embrapa/Algodão que dista aproximadamente 20 km dessa região.

Os resultados de H, presentes no restante das cenas são, portanto, as áreas em magenta (entre 120 W m^{-2} e 180 W m^{-2}) e azul-turquesa (na faixa de 180 W m^{-2} a 250 W m^{-2}). Esses valores provavelmente correspondem a vegetação nativa, assim como as áreas em amarelo, que representam valores de 250 W m^{-2} a 350 W m^{-2} .

Os valores de H variaram de $-2,24 \text{ W m}^{-2}$ a $476,06 \text{ W m}^{-2}$ no dia 272, de $-7,29 \text{ W m}^{-2}$ a $441,03 \text{ W m}^{-2}$ no dia 288, de $-2,75 \text{ W m}^{-2}$ a $474,55 \text{ W m}^{-2}$ no dia 304 e $-2,47 \text{ W m}^{-2}$ a $477,80 \text{ W m}^{-2}$ no dia 320, conforme as Figuras 4.27b a 4.30b, que apresentam os histogramas de frequência dos valores de H para os dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente. A linha vermelha representa a média da cena completa, cujos valores foram de $181,3 \text{ W m}^{-2}$, $217,0 \text{ W m}^{-2}$, $189,1 \text{ W m}^{-2}$ e $161,9 \text{ W m}^{-2}$ para os dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente. Observa-se que as médias apresentaram ascendência do dia 272 até o dia 304 e sofre um acentuado decréscimo no dia 320. A provável hipótese que explica esse fenômeno já foi discutida anteriormente. A Tabela 4.15 apresenta os dados estatísticos de cada cena. Os valores de H menores que zero correspondem a pontos da imagem que apresentaram dT negativo, o que significa que são áreas que apresentaram a temperatura do ar menor que a temperatura da superfície, em geral representados por corpos d'água.

Tabela 4.15 – Resumo estatístico dos valores do (H) para os dias estudados

DA	Mínimo (W m^{-2})	Máximo (W m^{-2})	Média (W m^{-2})	Mediana (W m^{-2})	Moda (W m^{-2})	Desvio Padrão (W m^{-2})
272	-2,24	476,06	181,32	195,81	231,31	91,835
288	-7,29	441,03	189,06	204,61	24,23	88,87
304	-2,75	474,55	217,027	230,31	27,08	102,45
320	-2,47	477,8	161,92	170,12	188,08	87,45

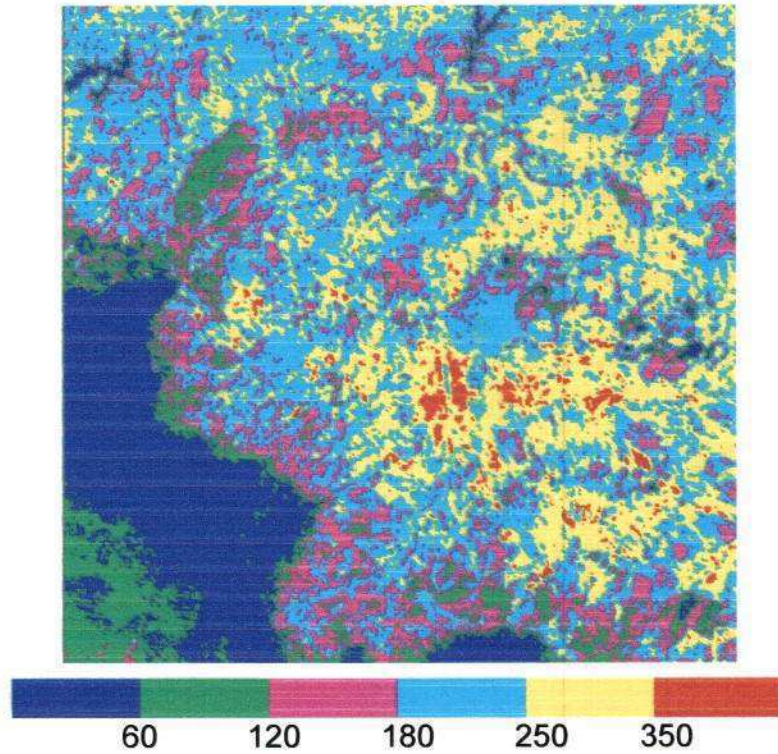


Figura 4.19a – Imagem da densidade do fluxo de calor sensível (W m^{-2}), DA = 272

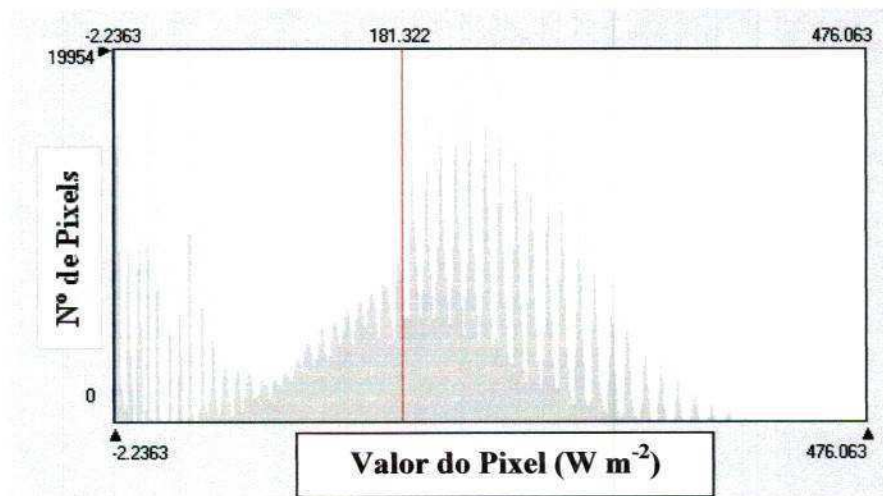


Figura 4.19b – Histograma de frequência da densidade do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) DA = 272

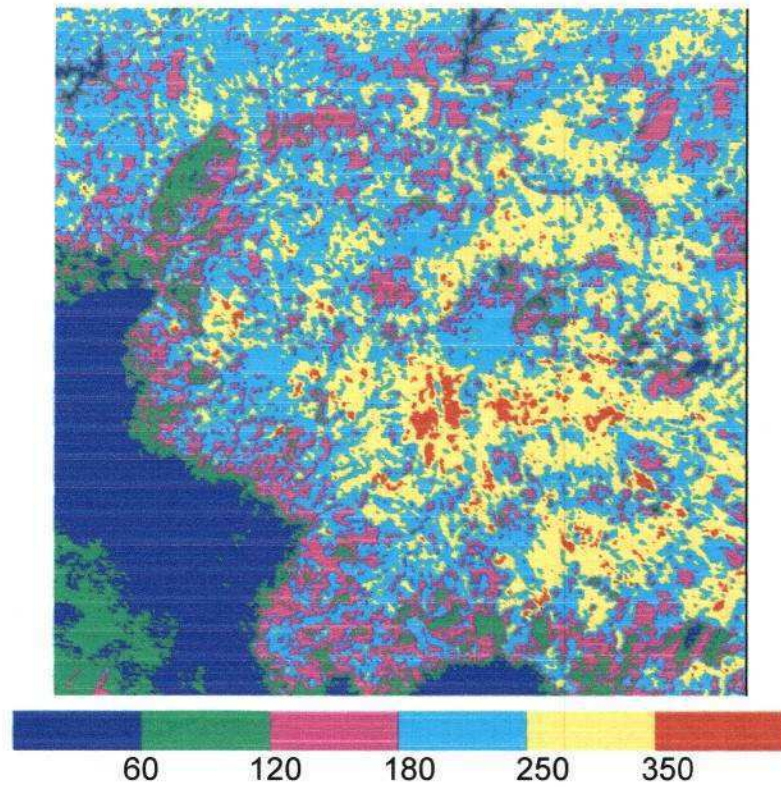


Figura 4.20a – Imagem da densidade do fluxo de calor sensível (W m^{-2}), DA = 288.

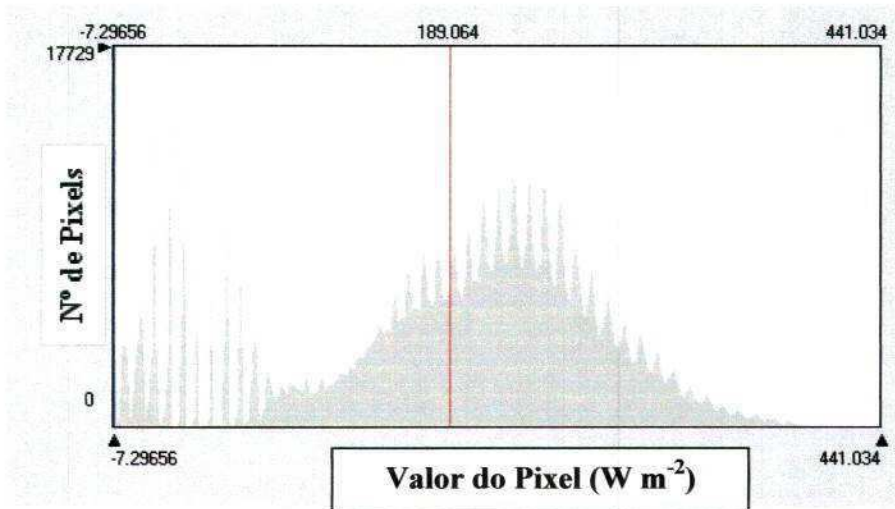


Figura 4.20b - Histograma de freqüência da densidade do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) DA = 288

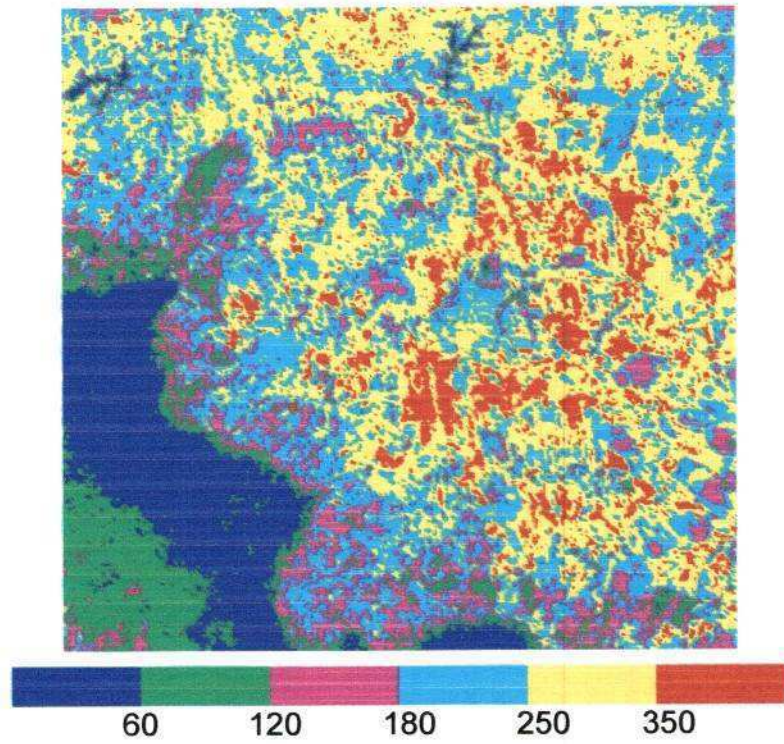


Figura 4.21a – Imagem da densidade do fluxo de calor sensível (W m^{-2}), DA = 304



Figura 4.21b – Histograma de frequência da densidade do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) DA = 304

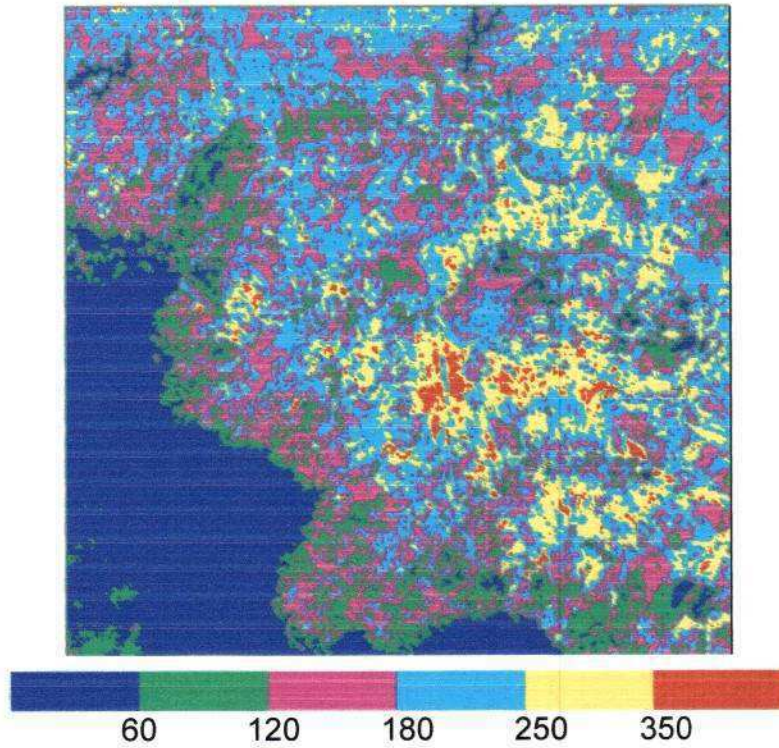


Figura 4.22a – Imagem da densidade do fluxo de calor sensível (W m^{-2}), DA = 320.

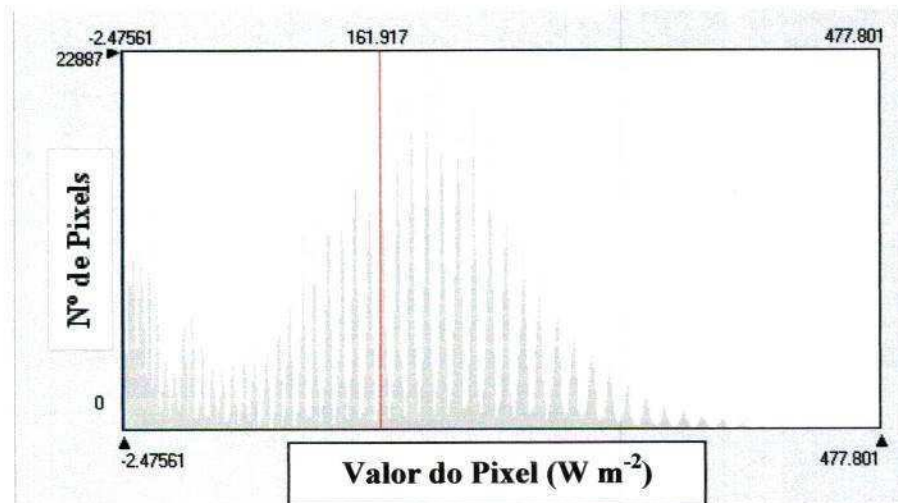


Figura 4.22b – Histograma de frequência da densidade do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) DA = 320

Nas Figuras 4.23 a 4.26 estão apresentadas as curvas dos valores de H para as áreas específicas escolhidas para estudo. A área irrigada apresentou valores de H em torno de 50 W

m^{-2} para os dias 272, 288 e 304. Já no dia 320 os valores de H foram ligeiramente superiores, alcançando em alguns pontos valores em torno de $80 W m^{-2}$. Valores similares foram encontrados por Bezerra (2004), analisando o comportamento de H internamente numa área irrigada por sistema de pivô central obtendo valores em torno de $90 W m^{-2}$ para o dia 04/10/2001 e $40 W m^{-2}$, para o dia 04/12/2000.

Tabela 4.16 – Resumo estatístico dos valores de H para a área irrigada, para os dias estudados.

DA	Mínimo ($W m^{-2}$)	Máximo ($W m^{-2}$)	Média ($W m^{-2}$)	Mediana ($W m^{-2}$)	Moda ($W m^{-2}$)	Desvio Padrão ($W m^{-2}$)
272	35,96	69,21	43,18	44,01	44,66	6,03
288	37,58	104,89	55,65	56,24	56,51	8,91
304	42,01	118,86	67,04	62,42	61,52	12,78
320	18,31	80,71	31,52	29,04	28,79	8,13

Tabela 4.17 – Resumo estatístico dos valores de H para a vegetação da Chapada do Araripe para os dias estudados

DA	Mínimo ($W m^{-2}$)	Máximo ($W m^{-2}$)	Média ($W m^{-2}$)	Mediana ($W m^{-2}$)	Moda ($W m^{-2}$)	Desvio Padrão ($W m^{-2}$)
272	0,43	53,43	21,76	19,06	25,27	10,56
288	16,98	49,81	24,45	25,44	33,14	7,48
304	2,75	28,82	17,14	19,25	20,06	6,17
320	3,75	19,43	9,85	9,06	8,47	3,52

Tabela 4.18 – Resumo estatístico dos valores de H para a área de vegetação nativa rala para os dias estudados

DA	Mínimo ($W m^{-2}$)	Máximo ($W m^{-2}$)	Média ($W m^{-2}$)	Mediana ($W m^{-2}$)	Moda ($W m^{-2}$)	Desvio Padrão ($W m^{-2}$)
272	162,68	431,59	349,22	355,96	353,86	52,83
288	306,52	414,35	375,87	378,13	384,02	16,01
304	397,90	454,00	421,20	425,07	425,07	13,75
320	349,42	414,93	387,54	387,55	388,06	11,35

Tabela 4.19 – Resumo estatístico dos valores de H para a vegetação nativa densa para os dias estudados

DA	Mínimo (W m⁻²)	Máximo (W m⁻²)	Média (W m⁻²)	Mediana (W m⁻²)	Moda (W m⁻²)	Desvio Padrão (W m⁻²)
272	103,84	205,71	134,53	135,57	135,67	14,86
288	129,86	236,98	164,03	164,17	172,54	12,14
304	129,95	249,09	157,93	157,96	147,94	18,52
320	111,88	190,57	144,98	144,77	144,77	10,53

As áreas escolhidas sobre a Chapada do Araripe apresentaram resultados de H, em torno de 30 W m⁻², porém, no dia 288 a mesma área apresentou valores em torno de 10 W m⁻². As áreas de vegetação nativa rala apresentaram valores variando de 380 W m⁻² a 400 W m⁻², em todos os dias estudados. No entanto, alguns pontos do dia 272 apresentaram valores abaixo de 300 W m⁻², bastante similares aos resultados de Bastiaanssen et al. (1998b), que obtiveram H em torno de 300 W m⁻² em deserto.

As áreas de vegetação nativa densa, por sua vez, apresentaram valores predominantemente em torno de 150 W m⁻², para todos os dias com exceção ao dia 304, com valores ligeiramente maiores, algo em torno de 170 W m⁻². Bastiaanssen et al. (1998b) obtiveram também com o SEBAL valores em torno de 80 W m⁻² para região de oásis. Ma et al. (2004) obtiveram, também para oásis do deserto de Gobi, na China, valores entre 100 W m⁻² e 150 W m⁻². Já Kampf e Tyler (2006), em estudo sobre uma região do Chile nas proximidades do deserto do Atacama, aplicando dados do sensor ASTER, obtiveram valores de H de 125 W m⁻² a 150 W m⁻², enquanto que Watts et al (2006), comparando dados do AVHRR com medidas do cintilômetro numa região semi-árida próxima a Zapata na bacia do alto San Pedro, no México, obtiveram valores na faixa de 0 a 350 W m⁻², para toda a cena. Segundo informações dos autores a região apresenta aproximadamente 12% de cobertura vegetativa e com altura média de 0,12 m.

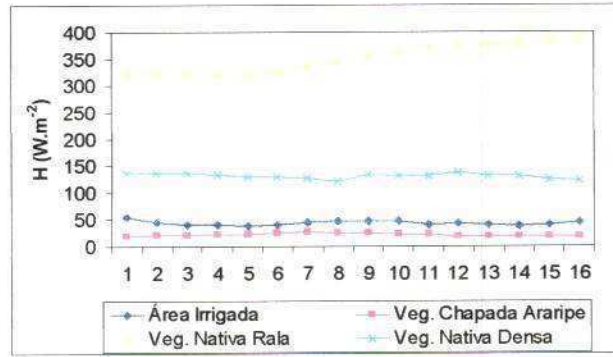


Figura 4.23 – Curvas do Fluxo de Calor Sensível (H), nas áreas específicas, do dia 272.

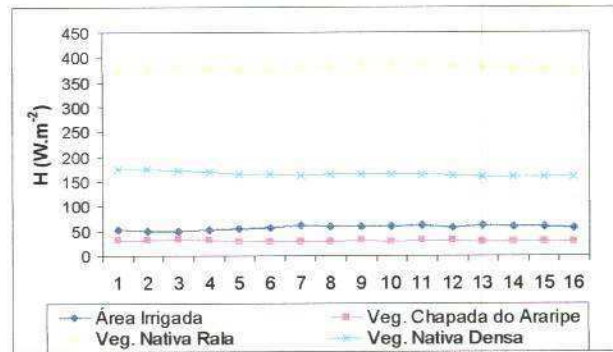


Figura 4.24 – Curvas do Fluxo de Calor Sensível (H), nas áreas específicas, do dia 288.

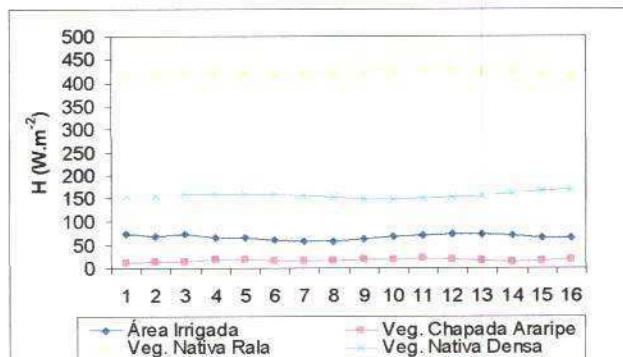


Figura 4.25 – Curvas do Fluxo de Calor Sensível (H), nas áreas específicas, do dia 304.

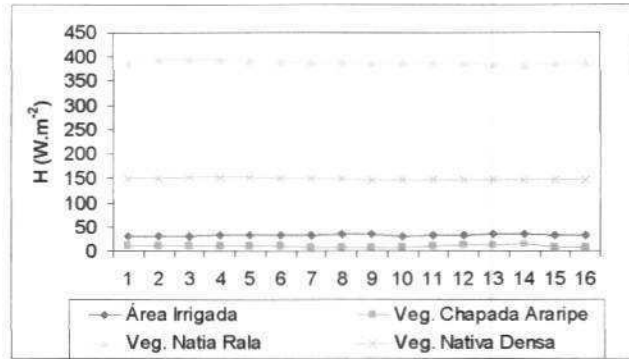


Figura 4.26 – Curvas do fluxo de calor sensível (H), nas áreas específicas, do dia 320.

4.5 – Fluxo de Calor Latente (LE)

As imagens do LE obtidos nesta pesquisa estão apresentadas nas Figuras 4.27a a 4.30a referentes aos dias 272, 288, 304 e 320 do ano de 2005, respectivamente. Nas referidas figuras as áreas na cor vermelha representam valores de LE menores que 125 W m^{-2} . Estes valores provavelmente representam áreas com pouca ou nenhuma cobertura vegetativa. As áreas verde-limão representam valores de LE entre 125 W m^{-2} e 220 W m^{-2} , enquanto que as áreas com cor azul representam valores entre 220 W m^{-2} e 300 W m^{-2} e azul-turquesa entre 300 W m^{-2} e 400 W m^{-2} . Percebe-se nitidamente que as áreas com esses valores são predominantes nas cenas estudadas, o que nos leva a crer que se trata de valores de vegetação nativa. Bezerra (2004) obteve, a partir do algoritmo SEBAL e imagens Landsat 5-TM, valores em torno de 260 W m^{-2} para a vegetação da caatinga, em estudo no Sub-médio São Francisco.

As áreas com valores de LE acima de 620 W m^{-2} estão representadas pela cor verde-escuro. Esses valores se concentram predominantemente na vegetação da Chapada do Araripe, que conforme já foi mencionado em outras oportunidades, trata-se de uma floresta bastante densa, cujo IVDN encontrado na área na presente pesquisa foi em torno de 0,76. As áreas com LE entre 400 W m^{-2} e 520 W m^{-2} estão representadas pela cor magenta e as áreas com cor amarela representam valores de LE entre 520 W m^{-2} e 620 W m^{-2} . Esses valores se distribuem em pontos da Chapada do Araripe, em alguns pontos isolados no restante da área e

nos espelhos d'água dos açudes da região. No mesmo estudo citado anteriormente, Bezerra (2004) obteve valores de LE da ordem de 540 W m^{-2} para o lago de Sobradinho na Bahia e trechos do rio São Francisco presentes na cena.

Nas Figuras 4.27b a 4.30b estão apresentados os histogramas de frequência dos valores de LE obtidos nos dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente. Na Tabela 4.20, estão representados os dados estatísticos das imagens de LE. Observa-se que a média dos dias 272, 288 e 304, não apresentaram diferenças apreciáveis entre si, diferentemente da média do dia 320, com valor superior a 7,7% em relação aos demais dias, conforme a Tabela 4.20 e os histogramas. Já os valores máximos não apresentaram variações apreciáveis visto que, a maior diferença entre os mesmos foi de 3,4%.

Tabela 4.20 – Resultados estatísticos das imagens de LE

DA	Mínimo (W m.⁻²)	Máximo (W m.⁻²)	Média (W m.⁻²)	Mediana (W m.⁻²)	Moda (W m.⁻²)	Desvio Padrão (W m.⁻²)
272	0,03	705,7	334,2	300,5	245,3	161,9
288	0,05	730,8	335,0	302,6	256,9	161,3
304	-127,5	721,2	333,8	303,5	230,5	170,1
320	0,04	727,8	363,1	335,5	656,7	159,4

Nos histograma do LE, assim como nos dos outros componentes do BE, observa-se a presença de duas modas. A primeira, em torno de 300 W m^{-2} , correspondendo aos valores de LE para a vegetação nativa, enquanto que a segunda, em torno de 700 W m^{-2} , deve-se aos elevados valores de LE para a água e a floresta presente na Chapada do Araripe

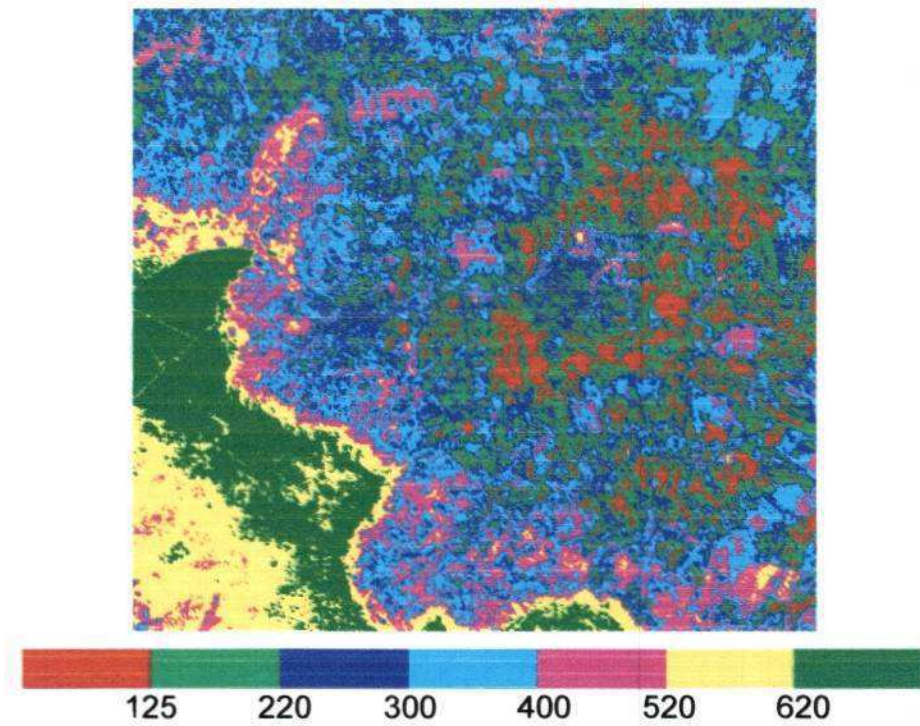


Figura 4.27a – Imagem da densidade de fluxo de calor latente (W m^{-2}), DA = 272.

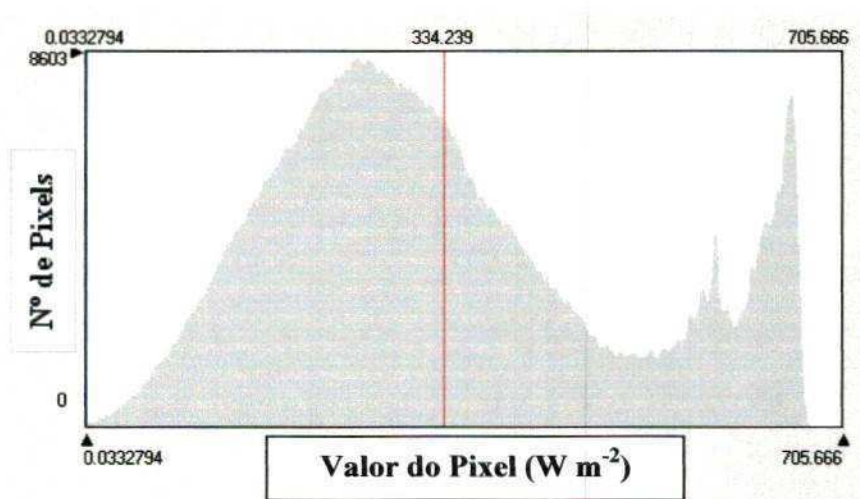


Figura 4.27b – Histograma de freqüência da densidade de fluxo de calor latente (W m^{-2}), DA = 272

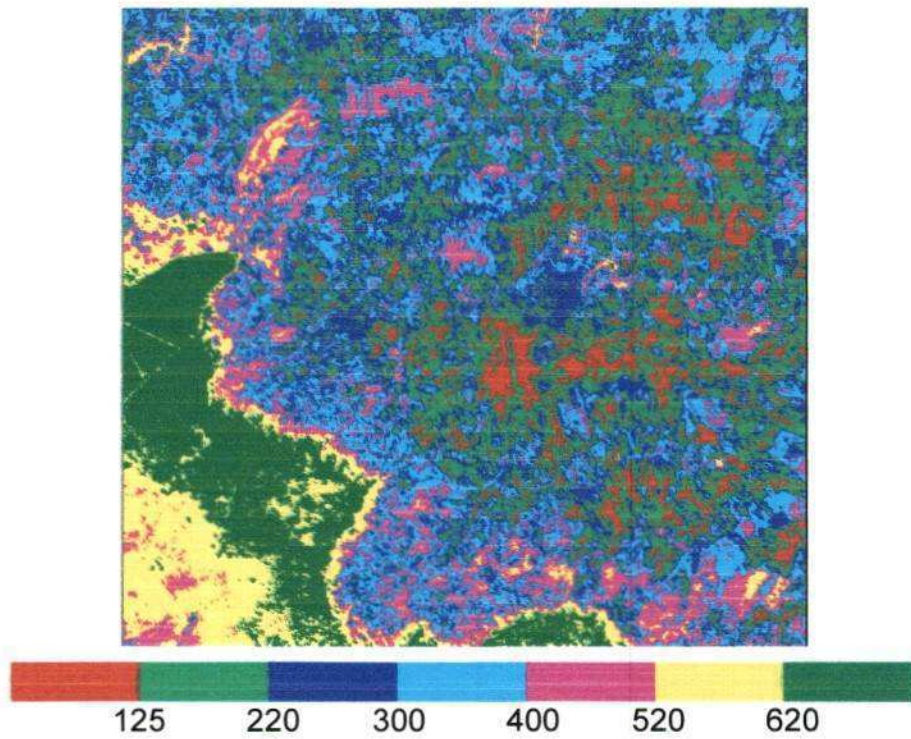


Figura 4.28a – Imagem da densidade de fluxo de calor latente (W m^{-2}), DA = 288.

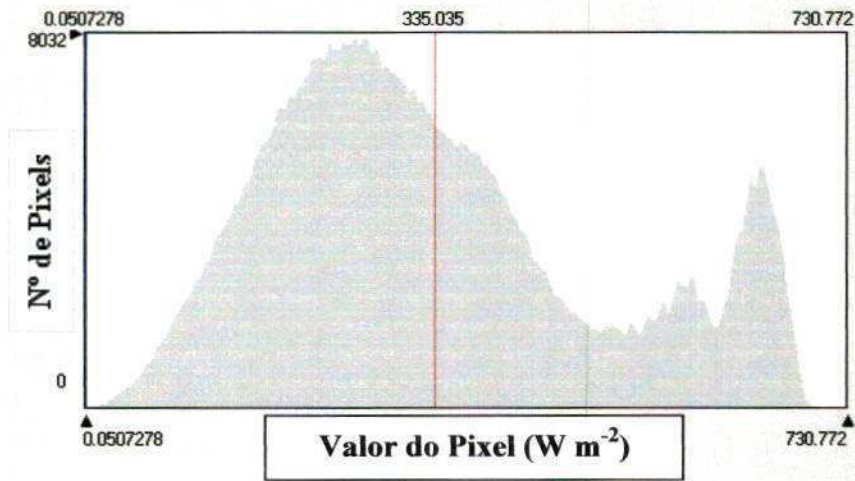


Figura 4.28b – Histograma da densidade de freqüência do fluxo de calor latente (W m^{-2}), DA = 288

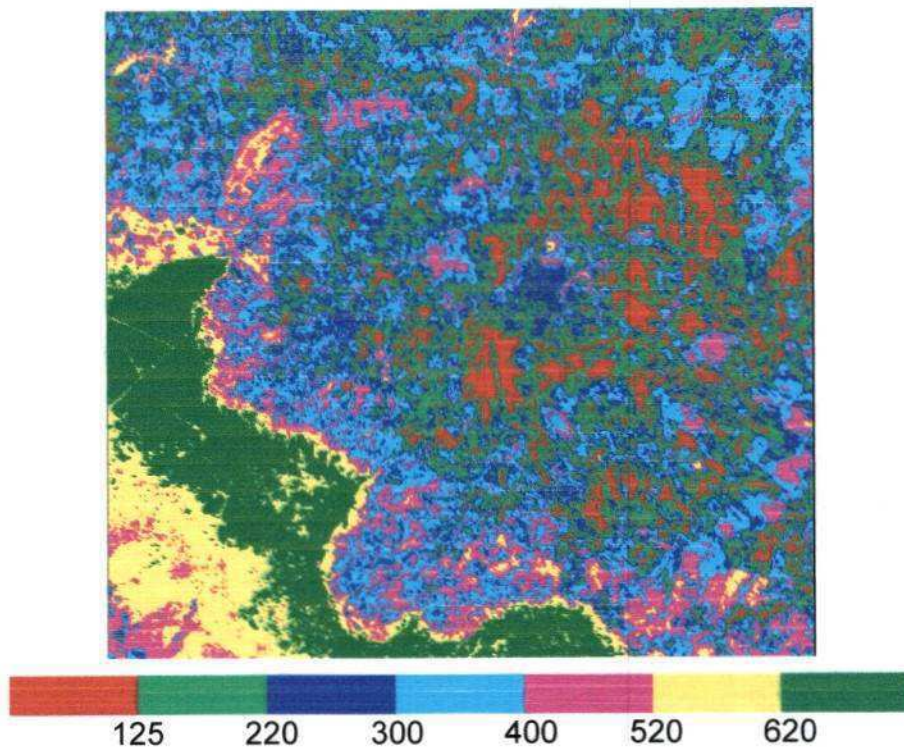


Figura 4.29a – Imagem da densidade de fluxo de calor latente (W m^{-2}), DA = 304.

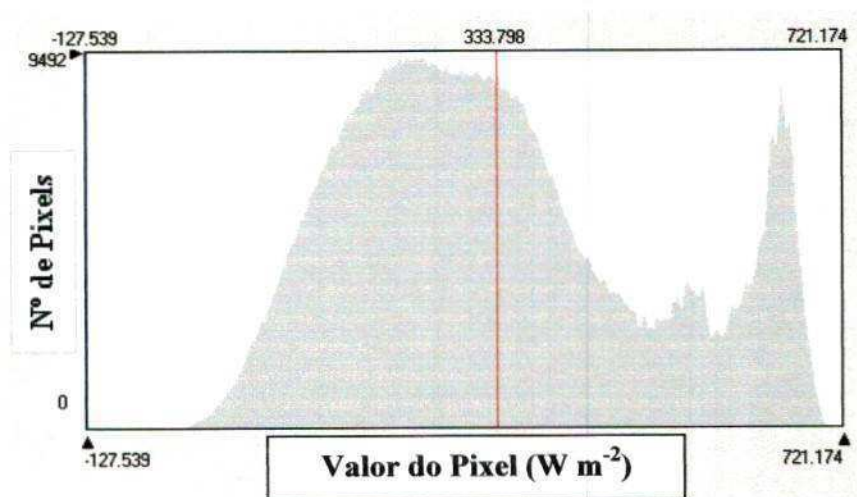


Figura 4.29b – Histograma de frequência da Densidade de Fluxo de Calor Latente (W m^{-2}), DA = 304.

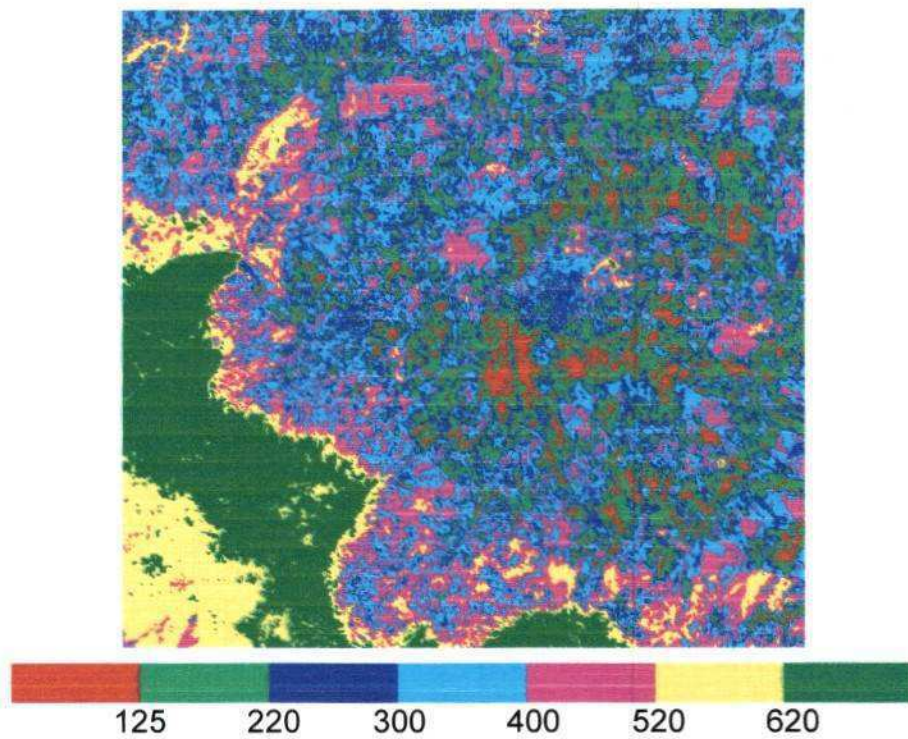


Figura 4.30a – Imagem da densidade de fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), DA = 320.

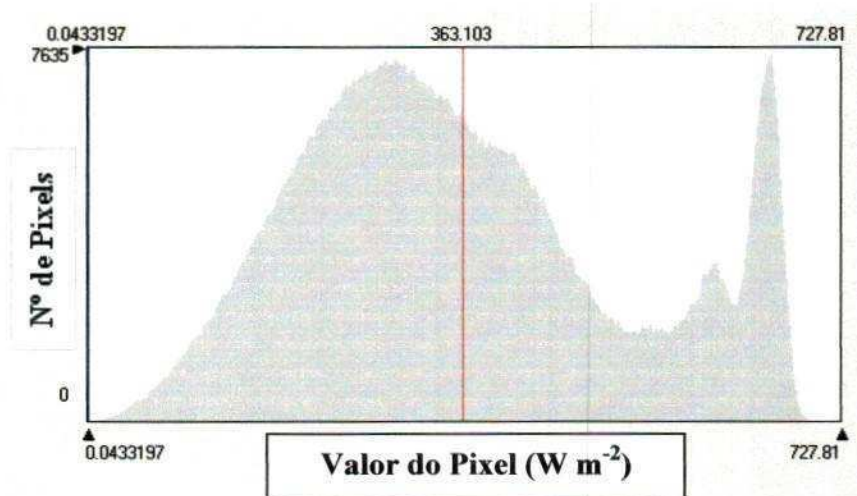


Figura 4.30b – Histograma de frequência da densidade de fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), DA = 320.

Nas Figuras 4.31 a 4.34 estão apresentadas as curvas de LE encontrados para as áreas selecionadas para análise. Nas tabelas 4.22 a 4.25 estão apresentados os resultados estatísticos de cada área analisada. Na área irrigada os valores médios de LE ficaram em torno de 550 W

m^{-2} , não apresentando nenhuma variação apreciáveis, salvo em alguns pontos nos dias 288, 304 e 320, que atingiram aproximadamente 580 W m^{-2} . Esses resultados corroboram, portanto, com Bastiaanssen (2000) em estudo na Turquia, quando obteve LE de $535,4 \text{ W m}^{-2}$ para o pixel frio no dia 26 de junho de 1998. Moran et al. (1989), combinando imagens TM Landsat 5 e dados meteorológicos, obtiveram valores de 650 W m^{-2} para uma cultura de algodão irrigado. Para a cultura do trigo, ainda no mesmo estudo, Moran et al. (1989) obtiveram LE igual a 520 W m^{-2} e para alfafa LE, em torno de 680 W m^{-2} . Bezerra (2004), numa área irrigada com sistema de pivô central, obteve valores de LE em torno de 400 W m^{-2} , para imagem Landsat do dia 04/10/2001. Ma et al. (2004), também fazendo uso de imagens Landsat, obtiveram LE em torno de 450 W m^{-2} , para os oásis presentes na cena, próximos do deserto de Gobi, na China. Rodrigues (2004), em estudo que avaliava as necessidades hídricas e o crescimento do algodão herbáceo, em experimento conduzido no Campo Experimental da Embrapa/Algodão, em Barbalha-CE, obteve valores à superfície e no horário de passagem do Landsat 5, de 450 W m^{-2} para a cultura antes da irrigação, e em torno de 580 W m^{-2} , para a mesma cultura durante e depois da irrigação.

Os resultados de LE obtidos para a vegetação nativa densa apresentaram valores em torno 350 W m^{-2} , não compreendendo variação considerável entre os dias e internamente a tais áreas. Já a área de vegetação nativa rala apresentou valores inferiores a 100 W m^{-2} , para todos os dias estudados.

Tabela 4.21 – Resumo estatístico dos valores de LE na área irrigada para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m^{-2})	Máximo (W m^{-2})	Média (W m^{-2})	Mediana (W m^{-2})	Moda (W m^{-2})	Desvio Padrão (W m^{-2})
272	470,1	580,4	555,9	561,8	562,7	18,2
288	466,4	609,9	566,5	571,7	582,2	26,5
304	466,5	616,2	569,4	578,8	583,4	26,0
320	476,1	626,8	587,7	598,5	610,3	30,5

Tabela 4.22 – Resumo estatístico dos valores de LE na vegetação da Chapada do Araripe para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m ⁻²)	Máximo (W m ⁻²)	Média (W m ⁻²)	Mediana (W m ⁻²)	Moda (W m ⁻²)	Desvio Padrão (W m ⁻²)
272	632,0	662,6	648,0	648,0	646,6	5,8
288	616,1	672,3	654,9	655,2	655,8	10,3
304	631,6	673,4	650,8	652,0	644,9	8,7
320	633,7	682,4	655,5	655,6	648,7	7,6

Tabela 4.23 – Resumo estatístico dos valores de LE em áreas de vegetação nativa rala para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m ⁻²)	Máximo (W m ⁻²)	Média (W m ⁻²)	Mediana (W m ⁻²)	Moda (W m ⁻²)	Desvio Padrão (W m ⁻²)
272	1,5	114,8	45,7	39,4	21,3	24,8
288	7,1	117,6	51,5	47,2	29,9	21,8
304	-5,2	114,5	57,2	56,0	33,1	25,7
320	0,3	166,9	55,4	48,5	25,1	30,1

Tabela 4.24 – Resumo estatístico dos valores de LE em áreas de vegetação nativa densa para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (W m ⁻²)	Máximo (W m ⁻²)	Média (W m ⁻²)	Mediana (W m ⁻²)	Moda (W m ⁻²)	Desvio Padrão (W m ⁻²)
272	285,0	405,7	350,3	352,9	353,9	24,5
288	328,0	400,8	369,1	369,3	347,7	14,4
304	316,9	391,7	355,0	357,2	361,6	13,4
320	64,7	452,3	334,9	349,4	373,6	76,5

Em estudo em uma área próximo de Horana, no Sri Lanka, com cobertura vegetativa bastante heterogênea composta de algumas zonas úmidas, vegetação arbórea e algumas áreas que apresentava solo descoberto, Hemakumara et al. (2003) aplicaram o SEBAL a imagens de NOAA e estimaram médias diárias de fluxos de energia para um período de dez dias de 91 W

m^{-2} de 04 a 15 de dezembro de 1999. Ainda no mesmo estudo foram obtidos valores de $120 W m^{-2}$ para o período de 01 a 10 de janeiro de 2000.

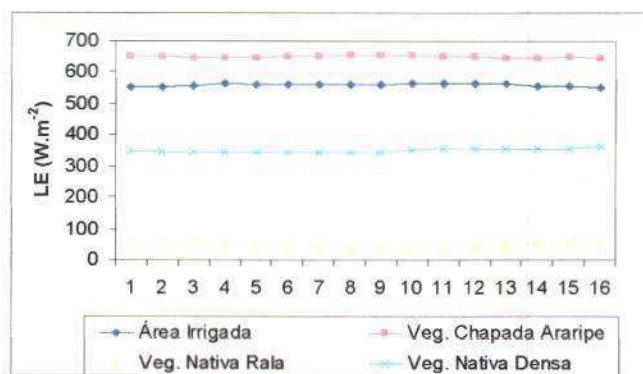


Figura 4.31 – Curvas dos valores de LE para as áreas selecionadas, DA = 272.

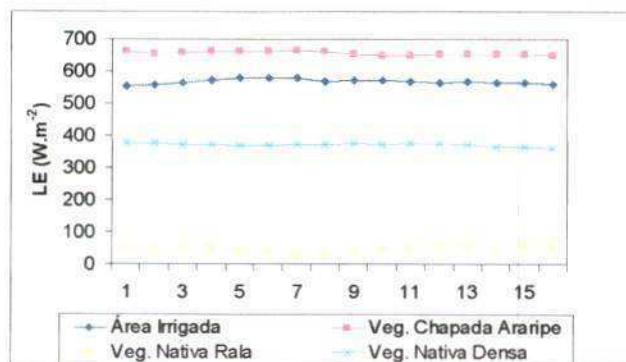


Figura 4.32 – Curvas dos valores de LE para as áreas selecionadas, DA = 288.

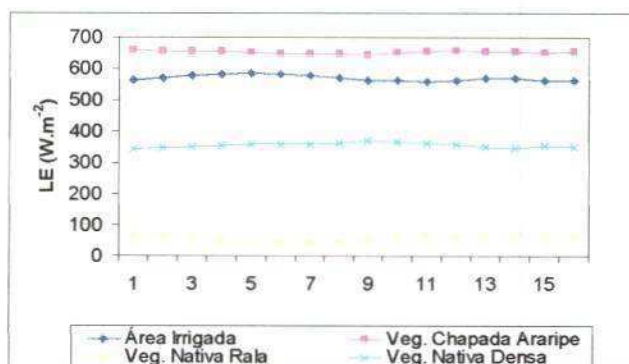


Figura 4.33 – Curvas dos valores de LE para as áreas selecionadas, DA = 304

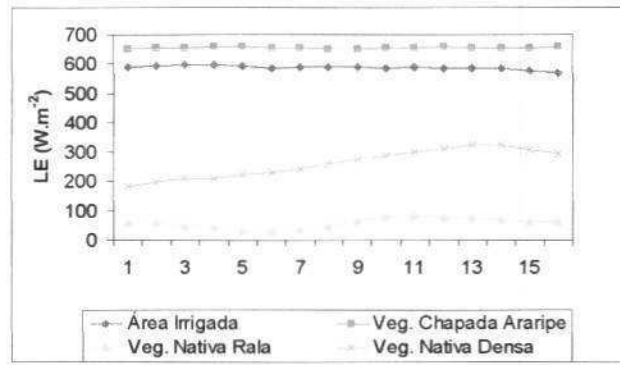


Figura 4.34 – Curvas dos valores de LE para as áreas selecionadas, DA = 320

4.6 – Evapotranspiração (ET)

Os resultados da evapotranspiração estão representados em valores diários, isto é, em $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$, já que foram obtidos inicialmente de forma instantânea e posteriormente integrados para um período de 24 horas.

O cálculo de ET partiu da fração de evapotranspiração real FET_0 , a qual foi obtida pela razão entre a ET horária, calculada pelo SEBAL a partir do resultado de LE instantâneo, e a evapotranspiração de referência horária, ET_{0_H} , calculada no intervalo de 9:00 h as 10:00, conforme metodologia proposta por Allen et al. (2002a) e Trezza (2002). Os valores da evapotranspiração de referência horária foram obtidos pelo método FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998), com dados fornecidos pela Embrapa/Algodão, cujos resultados estão apresentados na Tabela 4.9.

Na Figura 4.35 estão apresentadas as imagens da FET_0 para os dias 272 (a), 288 (b), 304 (c) e 320 (d), onde as áreas com tonalidade vermelha correspondem as áreas com FET_0 menor que 0,25. As tonalidades verde-limão representam as áreas com FET_0 entre 0,25 e 0,50, a tonalidades azul representa valores de FET_0 entre 0,50 e 0,80, a magenta valores de 0,80 a 1,00 e as áreas verde-escuro representam as áreas com FET_0 maiores que 1,00. Nota-se que os maiores valores de FET_0 concentram-se predominantemente na Chapada do Araripe e nas suas vizinhanças. Os valores médios de FET_0 foram de 0,75, 0,57, 0,80 e 0,61 para os dias 272, 288, 304 e 320. Allen et al. (2004), em estudo sobre o a bacia do rio Snake Plain em

Idaho, utilizando o METRIC™, que é uma versão modificada do SEBAL, encontrou valores de 0,98, 0,59, 0,57, 0,49, em dias dos meses de julho, agosto, setembro e outubro, respectivamente. Com medidas fornecidas por lisímetros, em Kimberly, Idaho, foram obtidos valores médios de 0,55 no dia 21 de junho de 1989, para grama e 0,40, na mesma data, para a cultura da beterraba (Trezza, 2002). Para áreas irrigadas, Bastiaanssen (2000) obteve valores de 0,99.

Tabela 4.25 – Evapotranspiração de referência horária, utilizada no cálculo da FET_0 .

DA	ET_{0H} (mm.h⁻¹)
272	0,66
288	0,86
304	0,75
320	0,87

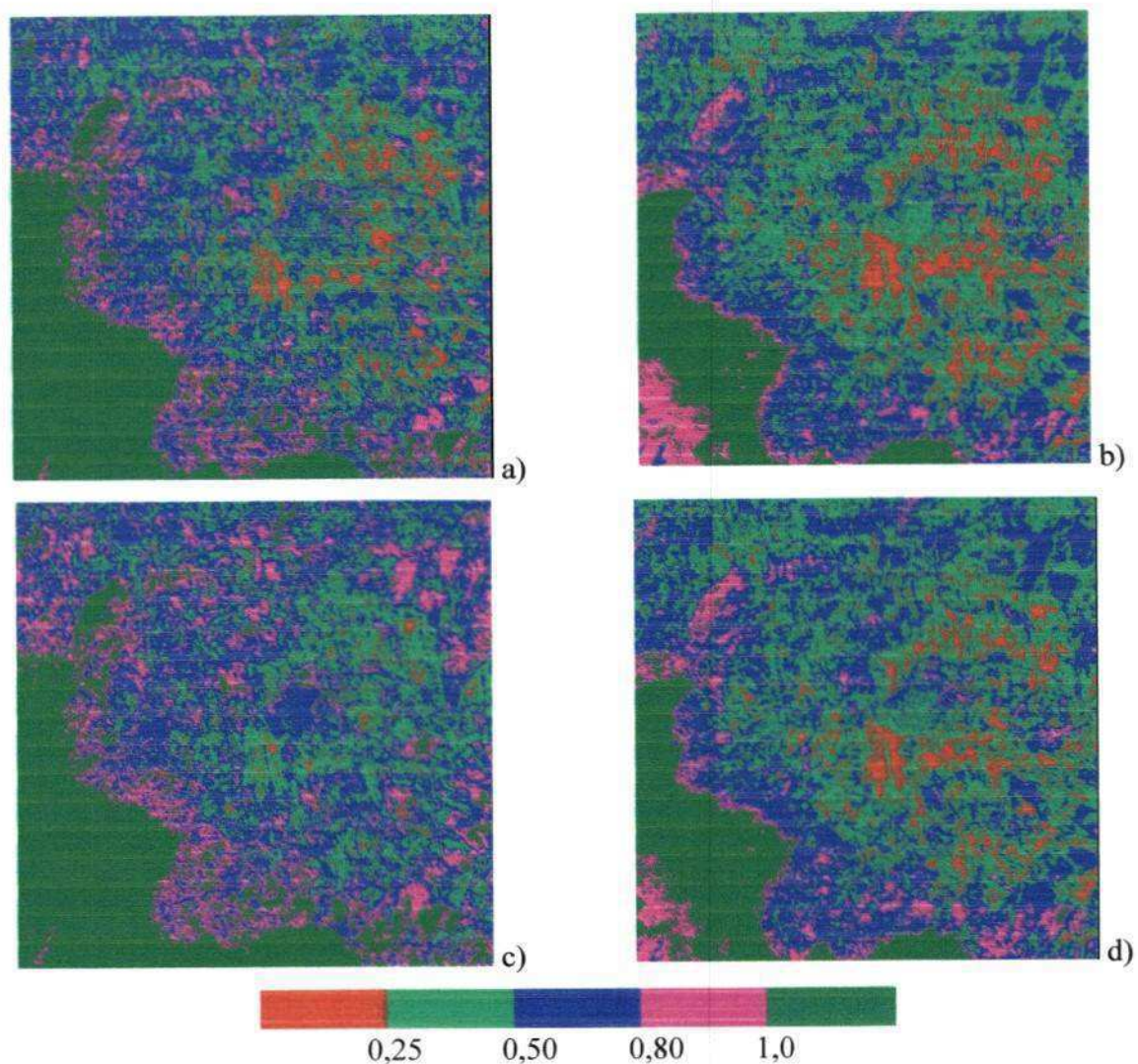


Figura 4.35 – Fração de evapotranspiração real, dos dias 272 a), 288 b), 304 c) e 320 d).

Para a obtenção dos valores de ET para 24 horas foram utilizados os valores da evapotranspiração de referência diários, $ET_{0,24}$, que a exemplo dos valores de $ET_{0,H}$, foram obtidos a partir do método FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998) e também com dados da Embrapa/Algodão. Os valores da $ET_{0,24}$ estão apresentados na Tabela 4.26.

Tabela 4.26 – Evapotranspiração de referência diária para os dias estudados

DA	$ET_{0,D}$ (mm.dia ⁻¹)
272	5,12
288	6,54
304	5,67
320	5,60

Nas Figuras 4.36a a 4.39a, estão apresentadas as imagens de ET diária para os dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente, e nas Figuras 4.36b a 4.39b os seus respectivos histogramas de frequência.

As áreas com tonalidade vermelha representam áreas com valores de ET menores que $1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$. Estas áreas correspondem a áreas desprovidas de vegetação ou com vegetação nativa muito rala. As áreas com valores de ET maiores que $6,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ estão representadas nas imagens pela cor verde-escura. Observa-se que essas áreas se concentram predominantemente na Chapada do Araripe, como já foi mencionado, é composta por vegetação bastante densa, com IVDN acima de 0,70 e IAF entre 2,0 e 6,0. As áreas em cor amarela representam valores de ET entre $1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $2,0 \text{ mm.dia}^{-1}$. Visualiza-se nas imagens que as áreas com coloração azul (ET de $2,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $3,0 \text{ mm.dia}^{-1}$) e azul-turquesa (ET de $3,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$) são predominantes nas cenas e representam áreas de vegetação nativa com pouca folha (baixo IVDN), enquanto que as áreas em magenta, que representam ET entre $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $5,0 \text{ mm.dia}^{-1}$, e verde-limão, que representam valores de ET entre $5,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $6,0 \text{ mm.dia}^{-1}$, correspondem as área de vegetação nativa densa, e na imagem do dia 320, as áreas irrigadas também se enquadram nessa faixa de ET.

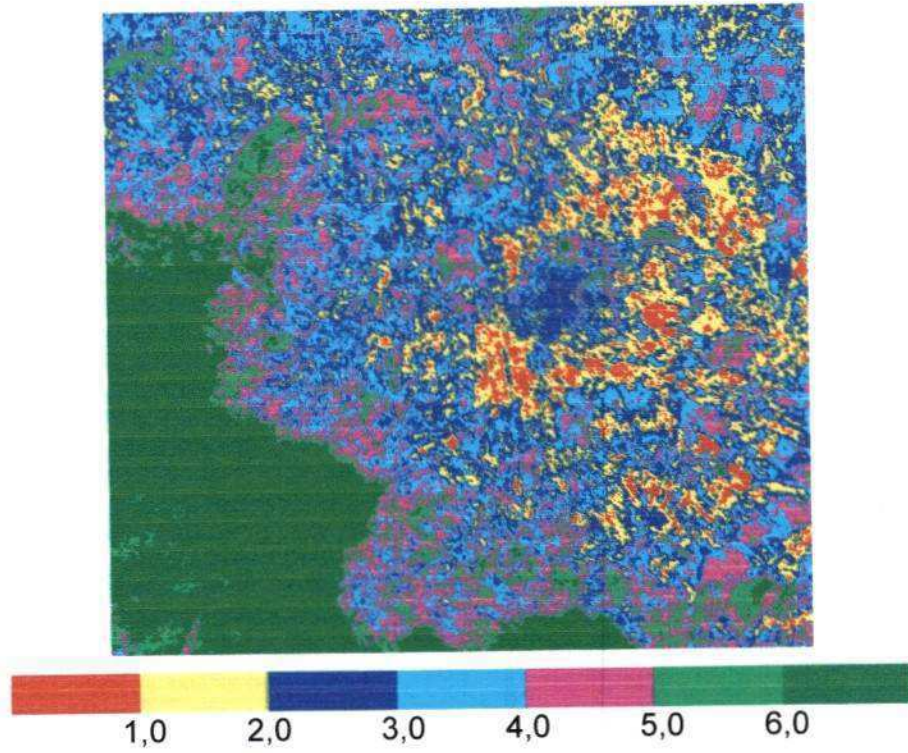


Figura 4.36a – Imagem da Evapotranspiração (mm.dia^{-1}), DA = 272.

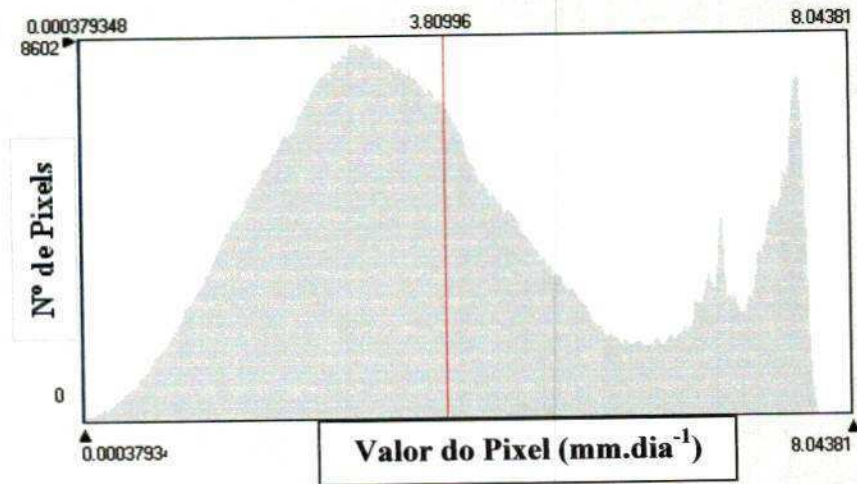


Figura 4.36b – Histograma de frequência da Evapotranspiração, DA = 272

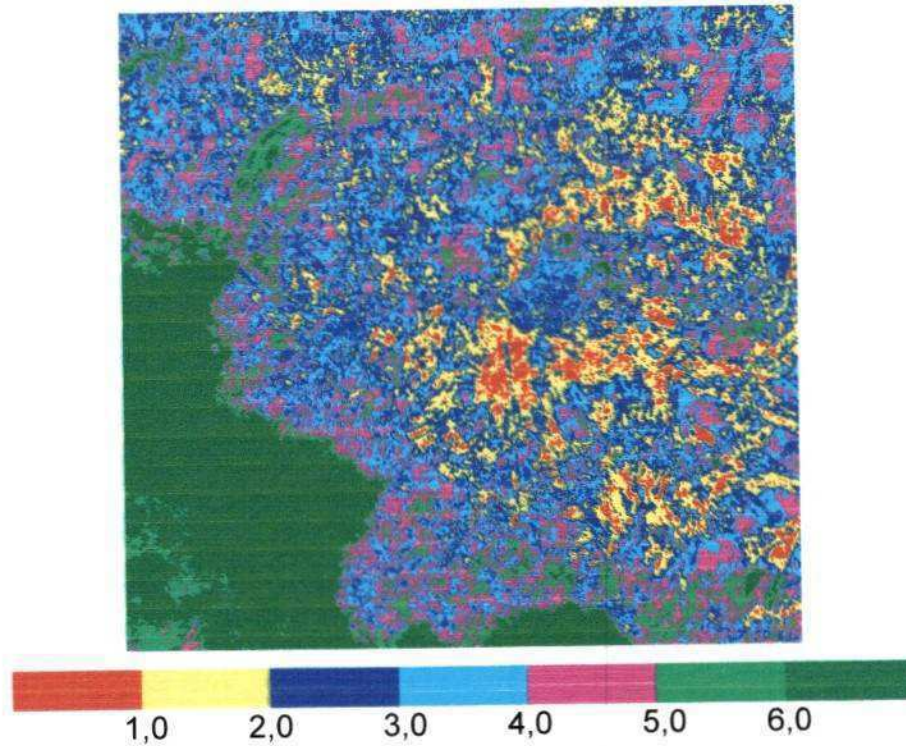


Figura 4.37a – Imagem da Evapotranspiração ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$), DA = 288.

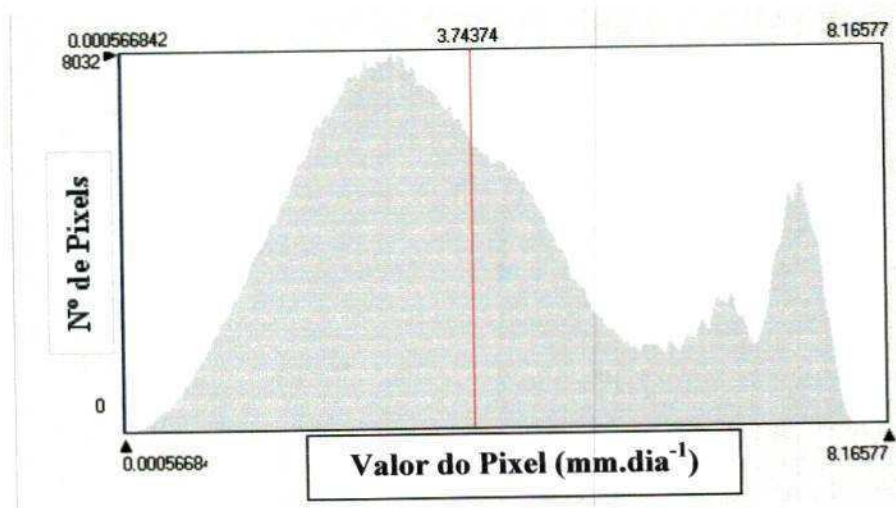


Figura 4.37b – Histograma de freqüência da Evapotranspiração, DA = 288

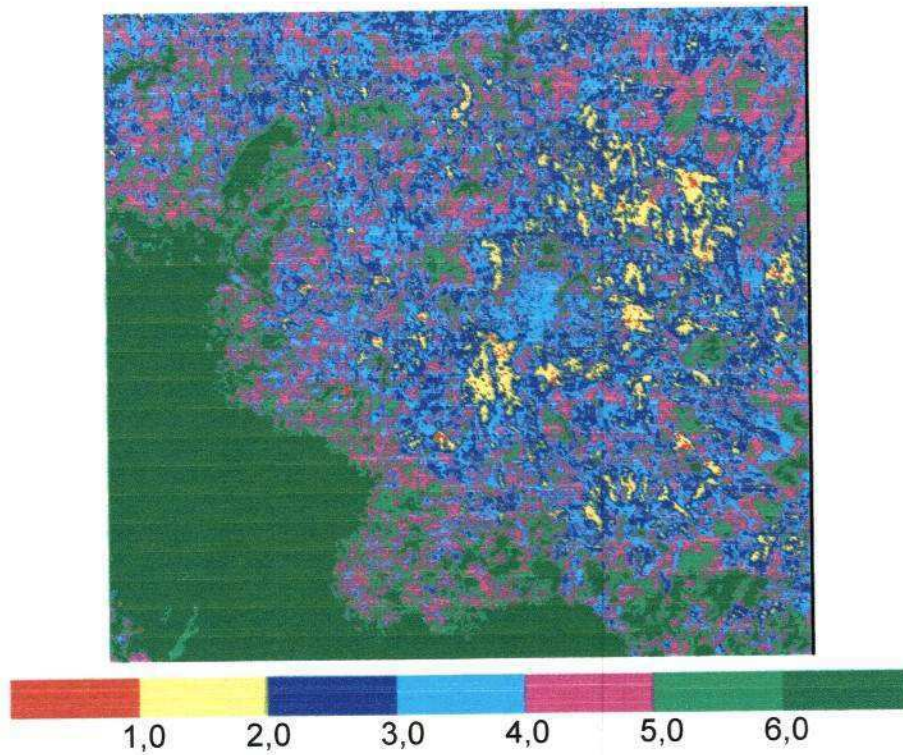


Figura 4.38a - Imagem da Evapotranspiração ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$), DA = 304

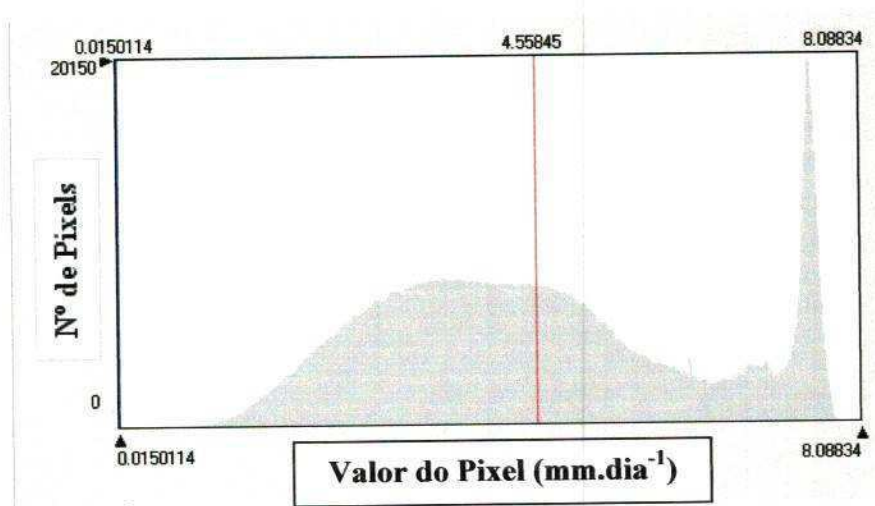


Figura 4.38b – Histograma de frequência da Evapotranspiração, DA = 304

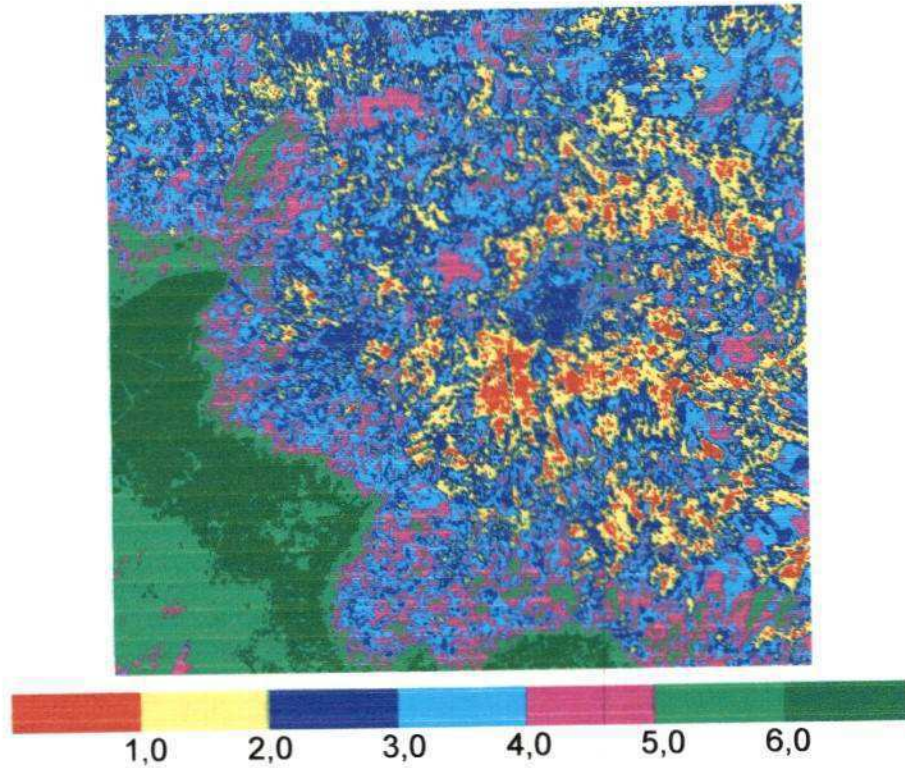


Figura 4.39a – Imagem da Evapotranspiração (mm.dia^{-1}), DA = 320.

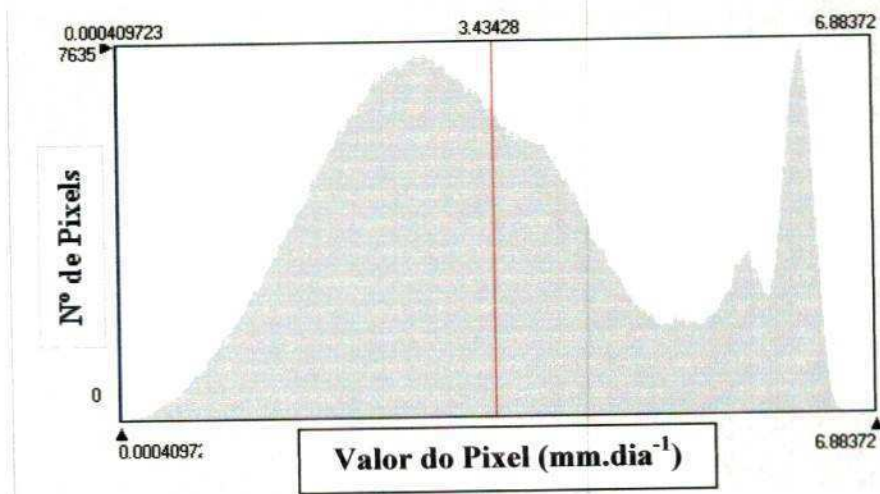


Figura 4.39b – Histograma de frequência da Evapotranspiração, Dia = 320

Nos histogramas de frequência a linha vermelha representa o valor médio da ET diária da respectiva cena. Observa-se que os dias estudados apresentaram médias não muito discrepantes, com exceção do dia 304, que apresentou a maior média entre os dias estudados,

de 4,5 mm.dia⁻¹, o que implica em uma diferença de quase 25% em relação ao dia 320, que apresentou a menor média, 3,43 mm.dia⁻¹. Já o valor máximo do dia 320, assim como a média, também é o menor entre os dias estudados, 6,88 mm.dia⁻¹, o que implica em uma diferença de 1,28 mm.dia⁻¹, o que representa aproximadamente 15% em relação ao dia 288, que por sua vez apresentou o maior valor máximo, 8,16 mm.dia⁻¹, entre os dias estudados.

Na imagem do dia 320, Figura 4.39a, observa-se um aumento significativo das áreas que apresentaram ET menores que 6,0 mm.dia⁻¹ na vegetação da Chapada do Araripe. Nessa área, a ET foi predominantemente acima de 6,0 mm.dia⁻¹ quase que uniformemente nos outros dias. No dia 320, entretanto, a referida área apresentou muitos pontos com tonalidade verde-limão, o que representa ET entre 4,0 mm.dia⁻¹ e 5,0 mm.dia⁻¹. Também é nítida a diminuição de áreas com ET menores que 1,0 mm.dia⁻¹, na imagem referente ao dia 304. Observa-se na Tabela 4.12 que esse dia apresentou a segunda maior média diária da umidade relativa do ar, entre os dias estudados, e que pode ser consequência da disponibilidade hídrica dos solos e vegetação da área, que associados a outros parâmetros meteorológicos locais podem ter acarretado o aumento da ET nas áreas mencionadas.

Também na Tabela 4.12 observa-se que o dia 288 apresentou a mais baixa umidade relativa do ar média diária. Essa é a hipótese mais provável para esse dia apresentar o maior valor máximo entre os dias analisados.

Tabela 4.27 – Resultados estatísticos das imagens de ET das cenas estudadas.

DA	Mínimo (mm.dia ⁻¹)	Máximo (mm.dia ⁻¹)	Média (mm.dia ⁻¹)	Mediana (mm.dia ⁻¹)	Moda (mm.dia ⁻¹)	Desvio Padrão (mm.dia ⁻¹)
272	0,0003	8,0	3,8	3,4	2,8	1,8
288	0,0005	8,2	3,7	3,4	2,9	1,8
304	0,015	8,1	4,5	4,3	7,5	1,7
320	0,0004	6,9	3,4	3,2	6,2	1,5

Tabela 4.28 – Umidade relativa do ar média para os dias estudados

Dia Estudado	272	288	304	320
UR (média) (%)	52,37	36,99	50,42	48,80

Fonte: Embrapa/Algodão

Nas Figuras 4.40 a 4.43 estão apresentadas as curvas da ET internamente às áreas selecionadas, para os dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente. Os dados estatísticos referentes a essas áreas estão mostrados nas tabelas 4.46 a 4.49, para os dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente. A área irrigada apresentou valores de ET ligeiramente superiores a 6 mm.dia^{-1} e médias um pouco acima de $6,0 \text{ mm.dia}^{-1}$, com exceção ao dia 320 que apresentou a menor média entre os dias de $5,67 \text{ mm.dia}^{-1}$, seguindo a tendência de queda apresentada em toda a cena (ver tabela 4.44, para detalhes), fato também observado nas outras áreas, conforme as tabelas seguintes. A vegetação da Chapada do Araripe apresentou ET média variando de $6,14 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $7,27 \text{ mm.dia}^{-1}$. Observando os gráficos percebe-se que nos dias 272, 288 e 304, os valores de ET na Chapada do Araripe, foram iguais ou ligeiramente superiores a $7,0 \text{ mm.dia}^{-1}$. No dia 320, conforme aparece na imagem de ET referente a esse dia, apresentou uma queda no seu valor de ET e os pontos internos da área selecionada apresentaram valores em torno de $6,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $6,3 \text{ mm.dia}^{-1}$.

Em estudo sobre culturas irrigadas no estado do Novo México, nos Estados Unidos, utilizando dados do sensor MODIS para analisar a distribuição temporal de ET, Nagler et al. (2005) obtiveram valores de 6 mm.dia^{-1} para a cultura do algodão, corroborando, portanto, com os valores apresentados na curva de ET para a área irrigada nesta pesquisa. Ainda para a cultura do algodão, Bastiaanssen (2000) obteve ET igual a $4,4 \text{ mm.dia}^{-1}$, para agosto de 1998. Também em estudo no Novo México, na região de La Cruces, composta por desertos e áreas de culturas irrigadas, Wang et al. (2005) aplicaram uma versão do SEBAL adaptada a imagens ASTER e obtiveram valores de ET na faixa de $4,9 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $5,9 \text{ mm.dia}^{-1}$, para áreas com cultura irrigada. Hafeez et al. (2002) fizeram aplicações do SEBAL a imagens

ASTER, Landsat 7 ETM⁺ e MODIS sobre o (UPRIIS) Upper Pumapanga River Integrated Irrigation System, na região de Luzon, nas Filipinas e obtiveram valores de 4,2 mm.dia⁻¹, 5,11 mm.dia⁻¹ e 6,19 mm.dia⁻¹, com ASTER, Landsat 7 ETM⁺ e MODIS, respectivamente. Em outro estudo na bacia do rio Amarelo na China, Hafeez et al. (2004), com imagens TERRA/MODIS, obtiveram valores de ET entre 3 mm.dia⁻¹ e 6,5. mm.dia⁻¹. Allen et al (2002b), aplicando o METRICTM às bacias dos rios Bear no sudeste de Idaho e Snake Plain a leste de Idaho, obtiveram valores de ET iguais a 5,09 mm.dia⁻¹, 7,17 mm.dia⁻¹ e 7,40 mm.dia⁻¹ para os dias 04/05/1989, 23/07/1989 e 25/09/1989, respectivamente. Sobrino et al. (2005) propuseram um método para estimar ET utilizando o algoritmo S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) e seis imagens do sensor DAIS (Digital Airborne Imaging Spectrometer) no campo experimental de Barrax a oeste da província de Albacete, na Espanha, ocasião em que obtiveram valores entre 3,60 mm.dia⁻¹ e 5,02 mm.dia⁻¹ para a cultura da cevada e ET na faixa de 4,79 mm.dia⁻¹ e 5,50 mm.dia⁻¹ para a alfafa. Ainda no mesmo estudo o autor obteve valores em torno de 7 mm.dia⁻¹ para pivô central.

Tabela 4.29 – Resumo estatístico dos valores de ET na área irrigada para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (mm.dia⁻¹)	Máximo (mm.dia⁻¹)	Média (mm.dia⁻¹)	Mediana (mm.dia⁻¹)	Moda (mm.dia⁻¹)	Desvio Padrão (mm.dia⁻¹)
272	5,9	6,6	6,4	6,4	6,4	0,1
288	5,2	6,8	6,3	6,4	6,5	0,3
304	5,8	7,3	6,4	6,4	6,3	0,2
320	5,0	5,9	5,7	5,7	5,7	0,1

Tabela 4.30 – Resumo estatístico dos valores de ET na vegetação da Chapada do Araripe para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (mm.dia ⁻¹)	Máximo (mm.dia ⁻¹)	Média (mm.dia ⁻¹)	Mediana (mm.dia ⁻¹)	Moda (mm.dia ⁻¹)	Desvio Padrão (mm.dia ⁻¹)
272	6,5	7,3	6,8	6,8	6,6	0,2
288	6,9	7,5	7,2	7,2	7,3	0,1
304	7,4	7,7	7,5	7,5	7,6	0,04
320	5,8	6,4	6,1	6,3	6,1	0,1

Tabela 4.31 – Resumo estatístico dos valores de ET nas áreas de vegetação nativa rala para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (mm.dia ⁻¹)	Máximo (mm.dia ⁻¹)	Média (mm.dia ⁻¹)	Mediana (mm.dia ⁻¹)	Moda (mm.dia ⁻¹)	Desvio Padrão (mm.dia ⁻¹)
272	0,0	1,3	0,4	0,4	0,4	0,3
288	0,3	1,0	0,7	0,7	0,5	0,2
304	1,0	2,1	1,6	1,6	1,8	0,2
320	0,2	0,9	0,6	0,6	0,4	0,1

Tabela 4.32 – Resumo estatístico dos valores de ET nas áreas de vegetação nativa densa para os quatro dias estudados

DA	Mínimo (mm.dia ⁻¹)	Máximo (mm.dia ⁻¹)	Média (mm.dia ⁻¹)	Mediana (mm.dia ⁻¹)	Moda (mm.dia ⁻¹)	Desvio Padrão (mm.dia ⁻¹)
272	2,83	3,95	3,55	3,54	3,68	0,44
288	2,42	4,22	3,78	3,79	3,80	0,16
304	2,47	4,84	3,66	3,60	3,43	0,38
320	3,08	3,75	3,43	3,44	3,38	0,14



Figura 4.40 – Evapotranspiração (mm.dia⁻¹) das áreas selecionadas, DA = 272.

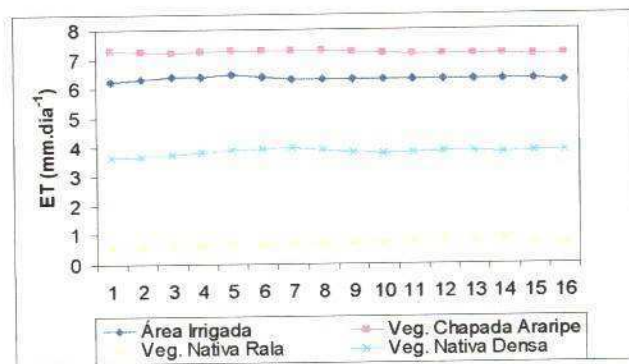


Figura 4.41 – Evapotranspiração (mm.dia⁻¹) das áreas análise selecionadas, DA = 288.

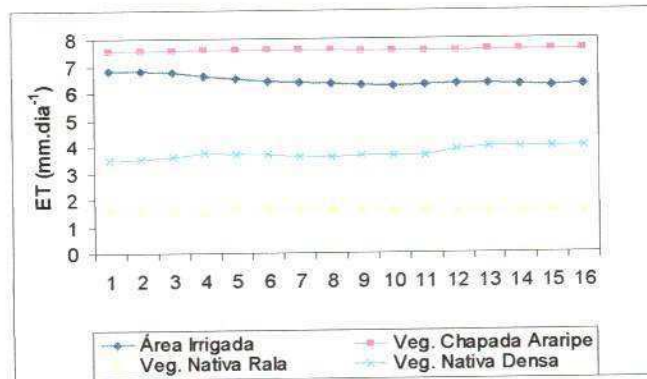


Figura 4.42 – Evapotranspiração (mm.dia⁻¹) das áreas selecionadas, DA = 304.

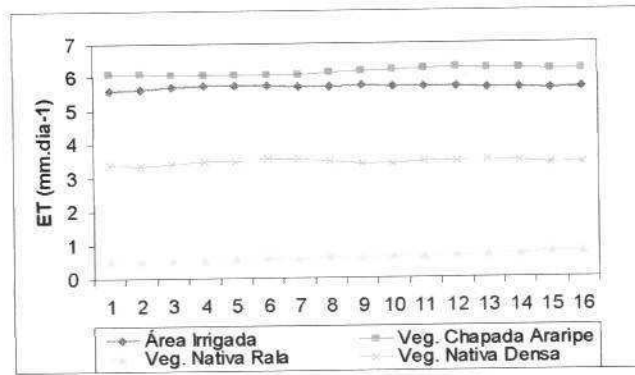


Figura 4.43 – Evapotranspiração (mm.dia^{-1}) das áreas selecionadas, $DA = 320$.

As áreas de vegetação nativa rala como já era previsto, apresentaram os menores valores de ET, com média oscilando entre $0,39 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $1,59 \text{ mm.dia}^{-1}$. Verifica-se nos gráficos que os pontos internos da área apresentaram valores abaixo de $1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ no dias 272, 288 e 320, em alguns pontos, inclusive apresentando valores próximos de zero. Porém, no dia 304, a vegetação nativa rala apresentou uma ET em torno de $1,5 \text{ mm.dia}^{-1}$. Nesse dia foi verificada obviamente a maior média. Para áreas desérticas, Wang et al. (2005), através do SEBAL aplicado a imagens ASTER na região de La Cruces, no estado americano do Novo México, encontraram valores nessa magnitude, na faixa de 0 a $1,4 \text{ mm.dia}^{-1}$. Trezza (2002) em estudo sobre o estado de Idaho, nos Estados Unidos, estimou através do SEBAL como sendo nulo os eventos de evapotranspiração nas áreas com essas características.

A vegetação nativa densa, por sua vez, apresentou valores próximos a $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$, com sua média máxima acontecendo, a exemplo das outras áreas, no dia 304. Observa-se nos gráficos que os valores médios dos pontos da área apresentaram valores em torno de $3,5 \text{ mm.dia}^{-1}$.

Em estudo sobre uma região que apresentava cobertura vegetal muito heterogênea no Sri Lanka, aplicando o algoritmo SEBAL a imagens NOAA-AVHRR, Hemakumara et al. (2003) obtiveram valores de $3,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$. Ayenew, por sua vez, obteve valores de ET entre $3,2 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ para uma floresta completamente densa na época da desfolha. Para a savana, na estação seca, em Botsuana, Timmermans e Meijerink

(1999) obtiveram ET de 2 mm.dia^{-1} e para savana com arbusto, no mesmo estudo os autores obtiveram valores de 2,07 a $3,17 \text{ mm.dia}^{-1}$. Ainda no mesmo estudo Timmermans e Meijerink (1999) obtiveram valores entre $2,77 \text{ mm.dia}^{-1}$ para áreas de vegetação ciliar.

4.7 – Validação do SEBAL

Os resultados obtidos com o SEBAL têm sido validados em diferentes regiões, visando dar segurança à suas aplicações em estudos que visem, principalmente, a estimativa da ET regionalmente que, do ponto de vista da agricultura irrigada e de aplicações hidrológicas, é uma variável de fundamental importância.

Bastiaanssen et al (1998b), fizeram validação do referido algoritmo em sistema deserto-oásis em 9 de julho de 1991, na bacia do rio Heihe, na China, chegando a resultados do BE, bastante satisfatórios do ponto de vista de precisão. Feitosa (2005), em estudo sobre o Vale do São Francisco, também fez validação do SEBAL e também, a exemplo de Bastiaanssen et al (1998b), encontrou resultados dos componentes do BE, muito próximos dos medidos. Em ambos os trabalhos, os componentes do BE que apresentou o pior resultado foi o fluxo de calor no solo (G). Feitosa (2005) encontrou uma diferença de 25% entre o G medido e o estimado pelo SEBAL. No entanto, Bastiaanssen et al (1998b), afirmam que isso não é problema sério, visto que medidas de G só são representativas para áreas muito pequenas, nas quais sejam minimizadas as influências da variação do tipo de solo e da cobertura vegetativa, incompatível com o tamanho do pixel do sensor TM.

Nas Figuras 4.44 a 4.49, estão apresentados valores instantâneos de R_n , G , H e LE , estimados pelo SEBAL e medidos em campo, para os dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente.

Observa-se que no dia 272, Figura 4.44, a menor diferença ocorreu para o LE , cuja diferença entre o valor estimado pelo SEBAL e o valor medido no campo de algodão foi apenas 0,76%. O fluxo de calor no solo, também apresentou um valor bastante satisfatório,

apresentando uma diferença de 8,47%, bem superior aos resultados de Bastiaanssen et al. (1998b) e Feitosa (2005). O Rn apresentou diferença de 10,74% e o H apresentou o pior resultado com diferença de 34,85%.

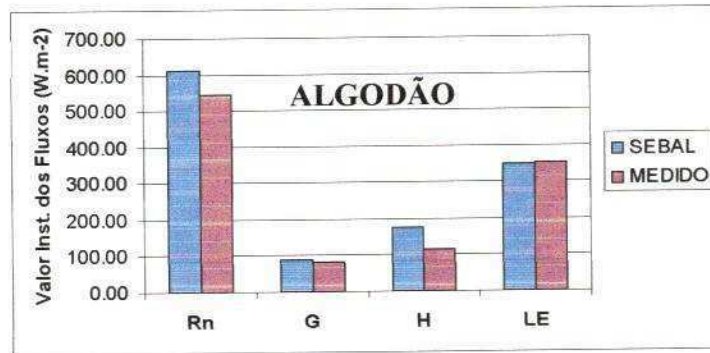


Figura 4.44 – Componentes do BE ($W m^{-2}$), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de algodão, DA = 272, em Barbalha – CE.

No dia 288 a validação do SEBAL incluiu medidas feitas em campos de algodão, Figura 4.45, e de mamona, Figura 4.46. Em ambas as comparações observa-se que o Rn e o LE estimados pelo SEBAL apresentaram uma diferença muito pequena dos valores medidos. Na comparação com dados do algodão, a diferença entre o Rn estimado pelo SEBAL e o Rn medido foi de 4,2%. Para a mamona a diferença foi de 3,3%. O LE por sua vez apresentou diferença de 3,4% na comparação com medidas do algodão e 26% com medidas da mamona. As discrepâncias de G entre H foram bastante elevadas apresentando diferenças acima de 50% em ambas as culturas.

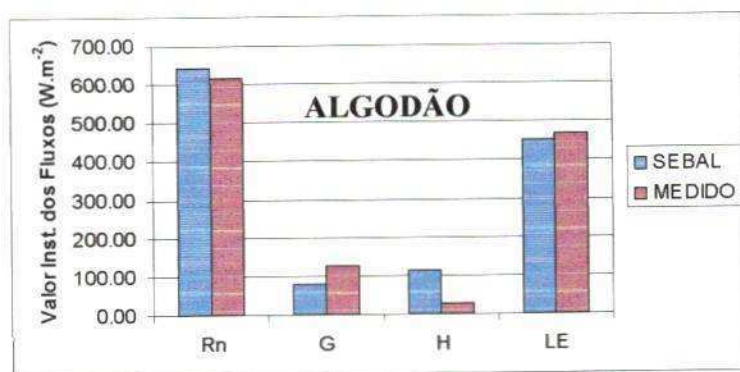


Figura 4.45 – Componentes do BE ($W m^{-2}$), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de algodão, DA = 288, em Barbalha – CE.

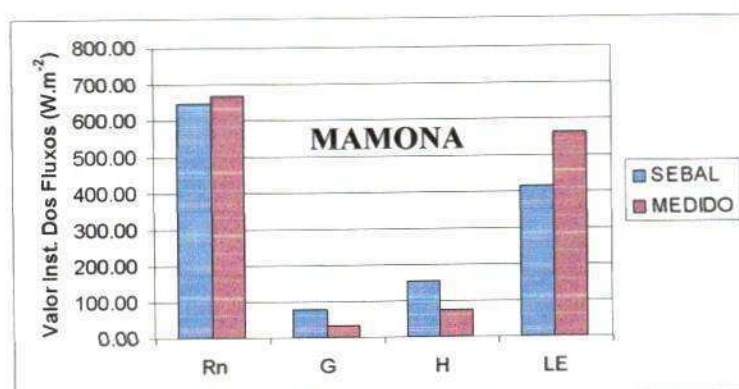


Figura 4.46 – Componentes do BE ($W m^{-2}$), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de mamona, DA = 288, em Barbalha – CE.

As Figuras 4.47 e 4.48 mostram os valores instantâneos dos componentes do BE, medidos nos campo de algodão e mamona, respectivamente, bem como os obtidos com o SEBAL no dia 304. A exemplo do dia 288, G e H demonstraram os piores resultados, apresentando diferenças bastante elevadas entre o valor medido e o valor estimado pelo SEBAL. Na comparação com a mamona, o G apresentou diferença de 18,7% e o H por sua vez, apresentou diferença de 9,4%. Já os resultados de Rn e LE apresentaram diferenças bastante satisfatórias, de 9,9% e 4,3%, respectivamente, para a cultura do algodão e 2,7% e 11,7% na cultura da mamona.

O dia 320 apresentou os melhores resultados dentre os dias estudados, onde todos os componentes do BE apresentaram pequena diferença entre medidos em campo e estimados pelo SEBAL. O pior resultado foi o de G, onde a diferença foi de 24,97%, corroborando com os valores obtidos por Feitosa (2005). Os resultados de H apresentaram uma diferença de 18,55%, apresentando, portanto, a menor diferença com esse elemento dentre todos os dias estudados; porém, ainda é bastante distante do resultado obtido por Feitosa (2005), que apresentou diferença de aproximadamente 6%. Já o Rn apresentou uma diferença de 9,82%, enquanto que o LE apresentou diferença de 11,95%. Feitosa (2005) encontrou valores de 8% para o Rn, que foi o melhor resultado de sua pesquisa, e de aproximadamente 20% para o LE, com dados do TM.Landsat 5.

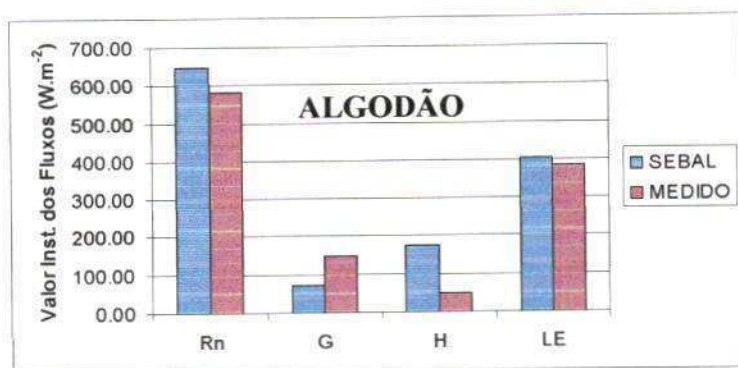


Figura 4.47 – Componentes do BE ($W m^{-2}$), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de mamona, DA = 304, em Barbalha – CE.

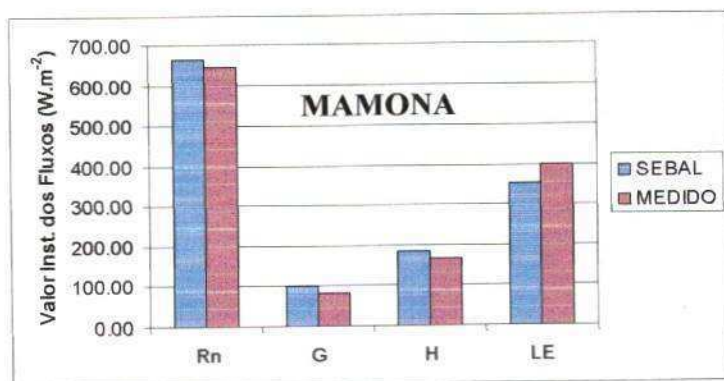


Figura 4.48 – Componentes do BE ($W m^{-2}$), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de mamona, DA = 304, em Barbalha – CE.

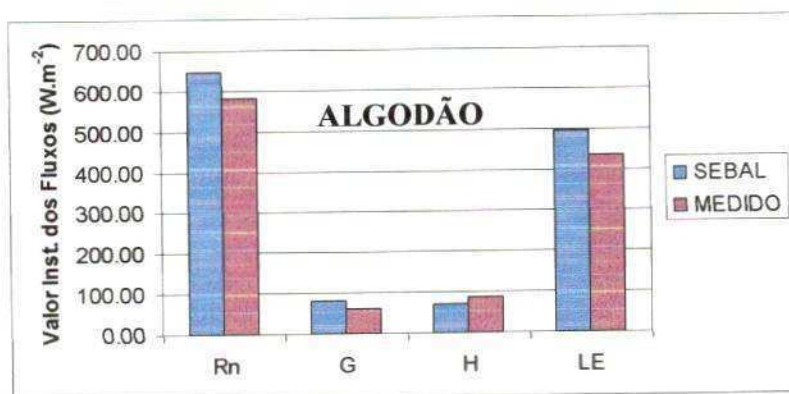


Figura 4.49 – Componentes do BE ($W m^{-2}$), estimados pelo SEBAL e medidos em campo de mamona, DA = 320, em Barbalha – CE.

Nas figuras 4.50 e 4.51 estão representados os valores da evapotranspiração diária estimada pelo SEBAL e medidas nos campos de algodão e mamona, respectivamente. Observa-se que há uma boa concordância entre os resultados. Os melhores resultados no campo de algodão foram apresentados nos dias 272, com diferença de 8,1%, 304, apresentando diferença de 6,2% e no dia 320 com diferença de 15,9%. No dia 320, a diferença apresentada foi de 20,0%. No campo de mamona, em ambos os dias os resultados apresentaram diferenças em torno de 4,0%.



Figura 4.50 – Evapotranspiração diária ($mm.dia^{-1}$), estimada pelo SEBAL e medidos no campo de algodão.

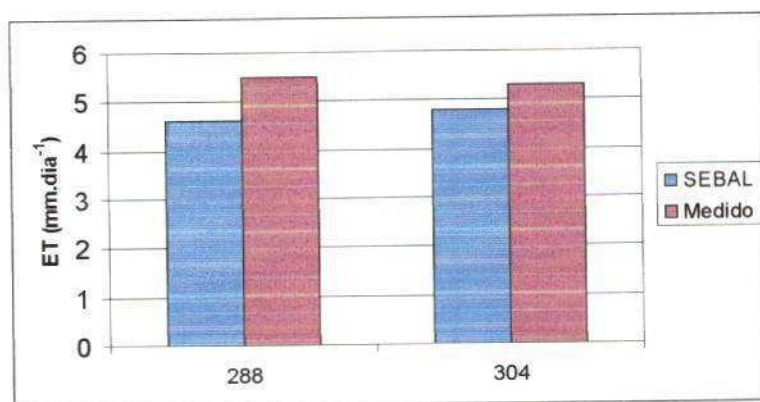


Figura 4.51 – Evapotranspiração diária (mm.dia^{-1}), estimada pelo SEBAL e medida no campo de mamona.

Os resultados discrepantes obtidos nessa pesquisa, sobretudo aqueles relacionados com o fluxo calor sensível (H), deve-se, provavelmente, ao fato das medidas de campo terem sido feitas sobre um campo de algodão irrigado, ocupando uma área de aproximadamente 1 ha, ou seja 10.000 m^2 . O cômputo de H pelo SEBAL tem em consideração a diferença de temperatura entre o ar próximo a superfície e a 2 m acima da vegetação predominante em cada pixel, que é obtida com base na imagem de temperatura da superfície, e é calculada com base na radiância do canal termal. O mesmo tem resolução espacial de $120 \text{ m} \times 120 \text{ m}$, o que implica em uma área de 14.400 m^2 ou 1,44 ha. A área cultivada não necessariamente estará centrada no pixel e isto pode ter dificultado a identificação exata da área e conseqüentemente a obtenção exata dos valores de H e demais componentes do BE.

A validação feita por Bastiaanssen et al. (1998b) baseou-se em dados coletados sobre áreas desérticas e áreas de oásis. As áreas que envolveram a torre de coleta de dados nesse estudo eram maiores e mais homogêneas. Feitosa (2005), em sua validação, também utilizou valores obtidos em torres de micrometeorologia e método das correlações turbulentas instalada em caatinga, que na época em que foi feita a validação, 12/09/2004, está em plena estação seca e a vegetação está completamente sem folhas. Já os dados utilizados na presente

pesquisa foram coletados em uma região bastante heterogênea composta por pequenos cultivos de mesma magnitude do campo do algodão citado anteriormente, com diferentes culturas, em diferentes tamanhos, algumas áreas com capim nativo, solo exposto e alguns pequenos reservatórios de água destinada a irrigação dos campos experimentais, que compromete a validação.

Outra hipótese que também merece atenção é o fato de no dia 272, primeiro dia estudado, até o dia 320, a cultura estava em pleno desenvolvimento. Na Tabela 4.33 é apresentada a altura média das plantas medidas a cada 20 dias. Observe que no dia 272, não havia quase nenhuma cobertura vegetal no campo de algodão. No dia 320, o solo provavelmente já estava completamente coberto e nesse dia foram obtidos os melhores resultados com o SEBAL.

Tabela 4.33 – Altura média das plantas e a data de medição.

Dias Após a Semeadura	Data	Altura Média das Plantas (cm)
20	26/09/2005	24,0
40	17/10/2005	57,5
60	08/11/2005	84,5

Fonte: Embrapa/Algodão

5 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES

5.1 – Conclusões

Diante dos resultados obtidos na cena e nas datas estudadas, conclui-se que:

1. A vegetação e as áreas de cultivo da cena estudada não sofreram variações apreciáveis entre os dias estudados, uma vez que os componentes do BE não apresentaram variações significativas entre as datas estudadas.
2. Os melhores desempenhos do SEBAL foram alcançados nas estimativas de R_n e LE com diferenças inferiores a 10%, em três dos quatro dias analisados, quando comparados com valores medidos em superfície. Já os piores resultados foram verificados nos valores de H , possivelmente influenciados pela dimensão da área de resolução do canal termal.
3. Na estimativa de ET , o SEBAL se mostrou bastante eficiente apresentando resultados bastante significativos quando comparados com valores medidos em superfície, principalmente na cultura da mamona, apresentando diferenças inferiores a 4%.
4. Em geral, os valores estimados pelo SEBAL foram melhores correlacionados com os dados da mamona.
5. Os resultados evidenciaram a importância e precisão do SEBAL para determinação de ET diária, a não obstante as dimensões das áreas utilizadas na sua validação.

5.2 - Sugestões

Sugere-se que:

1. Em estudos futuros sobre a área se utilize um modelo de elevação digital, uma vez que, a área apresenta uma considerável diferença de altitude entre as áreas de cultivo e a Chapada do Araripe;

2. Não é aconselhável se fazer estudos com aplicações agrometeorológicas na região com dados de sensores com resolução espacial menor que o TM Landsat 5.
3. Para validação sejam consideradas áreas de dimensão bem maior à resolução do canal termal.
4. Sejam utilizadas imagens ASTER na área estudada e perímetros irrigados do Nordeste.

6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AL-KAISI, M. Crop water use or evapotranspiration. (2000). Published for Department of Etimology, Iowa State University. Disponível em: <http://www.ipm.iastate.edu/ipm/icm/2000/5-29-2000/wateruse.html>. Acesso em: 11 de Julho de 2005.

ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. .SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0, 2002a.

ALLEN, R. G.; MORSE, A.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; BASTIAANSEN, W.; WRIGHT, J. L.; KRAMBER, W. Evapotranspiration from a satellite-based surface energy balance for Snake Plain aquifer in Idaho. Presented at the meeting of United States Committee on Irrigation, Drainage, and Food Control at San Luis Obispo, CA, 2002b.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56**. Rome-Italy, 1998.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. San Diego-California: Academic Press, 1988.

ÁVILA NETO, J. Necessidades Hídricas da Videira na Região do Submédio São Francisco. UFPB/CCT/Curso de Pós-Graduação em Meteorologia (Dissertação de Mestrado), Campina Grande – PB, 1997.

AYENEW, T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands. **Journal of Hidrology**. v. 279. p. 83-93. 2003.

BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate. PhD. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, the Netherlands. 272 p., 1995.

BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hidrology**. V. 229, p. 87-100. 2000.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; ALI, S. A new crop yield forecasting model base don satellite measurements applied across Indus Basin, Pakistan. **Agriculture Ecosystems & Environments**. v. 94. p. 321-340. 2003.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; CHANDRAPALA, L. Water balance variability accross Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. **Agricultural Water Management**. V. 58 p.171-192, 2003.

BASTIAANSSEN, 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**, v. 212–213, p.198–212. 1998a.

BASTIAANSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F. ROENRINK, G. J. VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, p.213-229. 1998b.

BEZERRA, M. V. C. Balanço de Energia em Áreas Irrigada Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto. 108f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2004.

BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. **Remote Sensing of Environment**. v. 97. p. 56-67. 2005.

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEM, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environmental**. V. 79, p.329-343, 2002.

BORGES, P. F. Crescimento, Desenvolvimento e Balanço de Radiação do Algodoeiro Herbáceo BRS – 201 em Condições Irrigadas. 87f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2002.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the Atmosphere**. D. Reidel. 229 p., 1982.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. **IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING**. v. 41. n. 11. 2003.

CHEMIN, Y.; PLATONOV, A.; UL-HASSAN, M.; ABDULLAEV, I. Using remote sensing data for water depletion assessment at administration and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan. **Agricultural water management**. v. 64. p.183-196. 2004.

COURALT, D.; SEGUIM, B.; OLIOSO, A. Review to estimate Evapotranspiration from remote sensing data: some examples from the simplified relationship to the use mesoscale atmospheric models. ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions, 17 Sept., 2003.

CUNHA, A. R. da.; ESCOBEDO, J. F.; KIOSOWSKI, E. S. Estimativa do fluxo de calor latente pelo balanço de energia em cultivo protegido de pimentão. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Brasília. V. 37, n. 6. p. 735-743. jun. 2002.

DI PACE, F. T. Estimativa do Balanço de Radiação à Superfície Terrestre Utilizando Imagens TM-Landsat 5 e Modelo de Elevação Digital. 120f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). Programa de Pós-graduação em Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB.

ENGESAT. Programa Landsat – Ficha Técnica Resumida. www.engesat.com.br, 2001, Acesso em: 09 de Novembro de 2005.

FEITOSA, J. R. P. Uso de Técnica de Sensoriamento Remoto e Imagens Landsat-Tm e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície. 164f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). Programa Institucional de Pós-graduação em Recursos Naturais. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2005.

FLORENZANO, T. G. **Imagens de Satélites para Estudos Ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2002.

FRENCH, A. N.; JACOB, F.; ANDERSON, M. C.; KUSTAS, W. P.; TIMMERMANS, W.; GIESK, A.; SU, Z.; SU, H.; McCABE, M. F.; PRUEGER, J.; BRUNSELL, N. Surface energy fluxes with the Advanced Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). **Remote Sensing of Environment**. Article in Press, 2005.

GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A. **Hidrologia**. 2. ed. São Paulo-SP: Editora Edgard Blücher, 1988.

GARCIA, G. J. **Sensoriamento Remoto – Princípios e Interpretação de Imagens**. 2 ed. Nobel. São Paulo, 358p, 1982.

HAFEEZ M. M.; CHEMIM Y. VAN DE GIESEN N. BOUMAN B. A. M Field Evapotranspiration in Central Luzon, Philippines, using Different Sensors: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster. In: Symposium on Geospatial theory, Processing and Applications, 2002, Ottawa, Canadá. **ANAIS...**

HEIKINHEIMO, M.; KANGAS, M.; TOURULA, T.; VENÄLÄINEN, A.; TATTARIS, S. Momentum and heat fluxes over lakes Tämnaaren and Råksjö determined by the bulk-aerodynamic and eddy correlation methods. **Agricultural and Forest Meteorology**. V. 98-99. p.521-534. 1999.

HEMAKUMARA, H. M.; CHANDRAPALA, L.; MOENE, A. F. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation áreas measured from large aperture scintillometer. **Agriculture water management**. v. 58. p. 109-112. 2003.

HEUSINKVELD, B. G.; JACOBS, A. F. G.; HOLTSLAG, A. A. M.; BERKOWICZ, S. M. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**. V. 122. p.21-37, 2004.

KAMPF, S.; TYLER, S. W. Spatial characterization of land surface energy fluxes and uncertainty estimation at the Salar de Atacama, Northern Chile. **Advanced in Water Resources**. V. 29. p.336-354, 2006.

KELLOMÄKI, S.; WANG, K. Y. Short-term environmental controls of heat and water vapour fluxes above a boreal coniferous forest: model computations compared with measurements by eddy correlation. **Ecological Modelling**. V. 124, p.145-173, 1999.

KIDDER, S. Q.; HAAR, T. H. V. **Satellite Meteorology an Introduction**. San Diego: Academy Press, Inc, 1995.

KLOCKE, N. L.; HUBBARD, K. G.; KRANZ, W. L.; WATTS, D. G. **Evapotranspiration (ET) or Crop Water Use**. Disponível em: <http://ianrpubs.unl.edu/irrigation/g992.htm> . Issue outubro 1996. Acessado em: 07 de julho de 2005.

KRAMBER, J. W. Developing Evapotranspiration Data for Idaho's Treasure Valley using the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL). **Idaho Department of Water Resources** 1301 N. Orchard Street Boise, Idaho 83706, 2002

KUSTAS, W. P.; MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; GAY, L. W.; DUELL, L. F. W.; KUNKEL, K. E. MATTHAIS, A. D. Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and reference field in an arid environmental. **Remote Sensing Environmental**. N. 32, p. 125-141. 1990.

LOPES, G. M. Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5 –TM. Dissertação de Mestrado, Campina Grande-PB: DCA/CCT/UFCG, 2003.

MA, Y.; MONENTI, M.; TSUKAMOTO, O.; ISHIKAWA, H.; WANG, J.; GAO, Q. Remote sensing parametrization of regional land surface heat fluxes over arid area in northwest China.

Journal of Arid Environments. V. 57. p 117-133, 2004.

MA, Y.; SU, Z.; KOIKE, T.; YAO, T; ISHIKAWA, H; UENO, K. MONENTI, M. On measuring and remote sensing surface energy balance partitioning over the Tibet Plateau – from GAME/Tibet to CAMP/Tibet. **Physics and Chemistry of the Earth.** V. 28. p.63-74, 2003.

MEDINA, J. L.; CAMACHO, E.; RECA, J.; LÓPEZ, R.; ROLDÁN, J. Determination na Analysis of Regional of Regional Evapotranspiration in Southern Spain Base don Remote Sensing and Gis. **Physics and Chemistry of the Earth.** V. 23, n. 4, p.427-432. 1998.

MOHAMED, Y. A.; BASTIAANSEN, W. G. M.; SAVENNIJE, H. H. G.; Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. **Journal of Hidrology.** V. 289, p.145-164, 2004.

MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; RAYMOND, L. H. GAY, L. W. SLATER, P. N. Mapping Surface Energy Balance Components by Combing Thematic Mapper and Ground-Based Meteorological Data. **Remote Sensing of Environment.** V. 30, p.77-87, 1989.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação.** 2.ed. Viçosa: Editora UFV, 2003.

MORSE, A., TASUMI, M., ALLEN, R. G. & KRAMBER, W. J. Application of the SEBAL Methodology for Estimating Consumptive Use of Water and Streamflow Depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing – Final Report. Idaho Department of Water Resources – University of Idaho, 2000.

MOURA, M. S. B. DE.; ESPINOLA SOBRINHO, J; PORTO FILHO, F. Q.; OLIVEIRA FILHO, F. X. DE; MAIA, A. J. Estimativa da evapotranspiração de referência máxima possível para o município de Mossoró-RN, utilizando a distribuição probabilística de Gumbel. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 1999. Florianópolis-SC, ANAIS... p. 25-30.

NAGLER, P. L.; SCOTT, RL.; WESTENBURG, C.; CLEVERLY, J. R.; GLENN, E. P.; HUETE, A. R. Evapotranspiration on western U.S. rives estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy correlation an Bowen ratio flux towers. **Remote Sensing of environment**. Article in press. 2005.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**. 2. ed. London: Routledge, 1978.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações Práticas**. Guaíba-RS: Livraria e Editora Agropecuária Ltda, 2002.

PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; IBAÑEZ, M.; ROSSEL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**. V. 97, p.141-150. 1999.

RODRIGUES, M. F. G. Necessidades Hídricas, Crescimento e Desenvolvimento do Algodoeiro, cultivar BRS 201. 132f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2003.

ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimates the Surface Energy Balance. **Physics and Chemistry of the Earth (B)**. n. 25, p. 147-157, 2000.

SAMARASINGHE, G. B. Growth and yields of Sri Lanka's major crops interpreted from public domain satellites. **Agriculture water management**. v. 58. p. 145-157. 2003.

SAUER, T. S.; HATFIELD, J. C.; PRUEGER, J. H.; NORMAN, J. M. Surface energy balance of a corn residue-covered field.. **Agricultural and Forest Meteorology**, V. 89, p.155-168. 1998.

SILVA, B. B. da.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**. V. 20. n. 2. p. 243-252, 2005.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos componentes do balanço de energia à superfície com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície. 2005. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, **ANAIS...** p. 3325-3332.

SOBRINO, J. A.; GÓMEZ, M.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; OLIOSO, A.; CHEHBOUNI, G. A Simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. **Journal of Hydrology**. v. 315. p. 117-125. 2005.

STULL, R. B. **An Introduction Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht-The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1988.

THE SURFACE ENERGY BALANCE ALGORITHM FOR LAND (SEBAL). Disponível em: <http://www.waterwatch.nl/>. Acesso em: 20 de Agosto de 2005.

TIMMERMANS, W. J.; MEIJERINK, A. M. J. Remotely sensed actual evapotranspiration: implications for groundwater in Botswana. **JAG**. v. 1. issue ¾. 1999.

TOL, C, van der.; GASH, J. H. C.; McNEIL, D. D.; ROBINSON, M. Avarege wet evaporation foa a Sitka spruce forest derived using the eddy correlation-energe balance technique. **Journal of Hidrology**. V. 276, p.12-19. 2003.

TREZZA, R. Evapotranspiration using a satellite-based Surface energy balance with Standardized ground control. 247f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). Utah State University. Logan, Utah, 2002.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. 2.ed. Brasília-DF: PAX Gráfica e Editora, 2001.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975.

WANG, J.; SAMMIS, C. A.; MEIER, L.; SIMMONS, D. R.; SAMANI, Z. A Modified Sebal Model for Spatially Estimating Pecan Consumptive Water Use for Las Cruces, New Mexico. Disponível em: <http://ams.cofex.com/ams/pdfpapers/92012.pdf>. Acesso em: 07 de Julho de 2005.

WATTS, C. J.; CHEHBOUNI, A.; RODRIGUEZ, J. C.; KERR, Y. H.; HARTOGENSIS, O.; DE BRUIM, H. A. R. Comparison of sensible heat flux estimates using AVHRR with scintillometer measurements over semi-arid grassland in northwest Mexico. **Agricultural and Forest Meteorology**. V. 105. p. 81-89. 2000.

WEI, Y.; SADO, K. Estimation of Areal Evapotranspiration Using Landsat TM Data Alone. In: 5th ASIAN CONFERENCE ON REMOTE SENSING, 1994, Bangalore, India. ANAIS....

ZHANG, L.; LEMEUR, R. Evaluation of Daily Evapotranspiration Estimates from instantaneous measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**. V. 74. p. 139-154, 1995.